Chaire industrielle de Recherche en Exploitation des Infrastructures soumises au Gel phase II

DÉVELOPPEMENT D'UNE MÉTHODOLOGIE DE SÉLECTION DES MATÉRIAUX DE FONDATION ROUTIÈRE

Rapport CREIG-S7

par :

Marc Lebeau Jean-Marie Konrad

pour :

Ministère des Transports du Québec

Novembre 2006

CRSNG – Hydro-Québec – SNC-Lavalin – RSW – Technisol – Techmat – Quéformat – BPR Génivar – CIMA+ – Sintra – DJL – Bitume Québec – PEB – MTQ – Ville de Québec – CEHQ



AVANT-PROPOS

Ce rapport fait état des résultats obtenus dans le cadre du projet Développement d'une méthodologie de sélection des matériaux de fondation routière pour contrer les effets du dégel. Ce projet a été initié lors de la première phase de la chaire CREIG et fait partie intégrante des projets mandatés par le Ministère des transports du Québec pour la période 2004-2008. La description du projet, les objectifs et les modalités d'exécution ont été définis dans la proposition d'étude datée de décembre 2004. Un premier volet portait donc sur le développement d'une méthode novatrice permettant de caractériser les propriétés hydrauliques des matériaux non saturés de l'assise de chaussée afin d'obtenir une représentation optimale des matériaux pour fin de sélection. Le second volet visait à développer une méthodologie de sélection des matériaux de l'assise ainsi que de la géométrie routière en période de dégel.

Bien que la méthodologie développée dans le cadre de cette étude permette une sélection judicieuse des matériaux de l'assise prescrits par la norme 2102 du Ministère des Transports du Québec, il est proposé d'ajouter un point de vérification au tamis 315 µm du fuseau granulométrique MG-112. Ce point de vérification limiterait la quantité minimale de ces particules à 9% et permettrait ainsi d'assurer une compatibilité hydraulique entre les matériaux de fondation et de sous-fondation.

RÉSUMÉ

Le réseau routier québécois est profondément affecté par des problèmes d'orniérage et de fissuration en fatigue qui sont causés par la réduction de la résistance en période de dégel. L'intégration de caractéristiques favorisant le drainage permet de contrer ces problèmes et d'assurer la pérennité de la chaussée. Cette thèse a établi une méthodologie de sélection appropriée et rationnelle de la géométrie et des matériaux de fondation routière qui favorise une réduction rapide du degré de saturation moyen des matériaux de fondation sous la voie de roulement. Contrairement à une analyse traditionnelle du temps de drainage, la méthodologie de sélection est fondée sur le degré de saturation minimal moyen des matériaux de fondation sous la voie de roulement ainsi que sur une période critique qui permet d'intégrer les aspects hydrique et thermique afin d'évaluer les conditions de drainage en période de dégel. Une équation a ainsi été développée pour le degré de saturation minimal moyen en présence de fondations routières bicouches. Les outils de calculs hydrique et thermique, développés dans le cadre de cette étude, ont permis d'effectuer une analyse paramétrique de la période critique. Afin d'éliminer l'effet de barrière capillaire et de réduire la période critique, l'analyse a démontré qu'il est préférable de préconiser un matériau de sous-fondation de faible diamètre équivalent des particules solides dont la conductivité hydraulique à saturation est supérieure à celle du matériau de fondation. De plus, la comparaison de la période critique de fondations routières monocouche et bicouche a démontré que la superposition de matériaux de fondation et de sous-fondation permet de réduire la période critique en favorisant l'écoulement vertical de l'eau vers la couche de sous-fondation. La sélection de matériaux de fondation à granulométrie étalée, dont la conductivité hydraulique à saturation est faible mais la capacité portante élevée, est ainsi justifiée par la présence d'une couche de sous-fondation adaptée.

ABSTRACT

The Quebec road network is profoundly affected by rutting and fatigue cracking problems caused by a resistance reduction during the seasonal thaw period. These problems can be countered by integrating characteristics that favor drainage and improve pavement durability. This thesis has established a methodology for the appropriate and rational selection of pavement geometry and materials that favors a rapid reduction in the average degree of saturation of the base course underlying the traffic lane. Contrary to traditional time to drain analyses, the selection methodology is based on the average minimum base course degree of saturation and a critical period that integrates hydraulic and thermal aspects in order to evaluate drainage conditions during the thaw period. A formula is developed for the average minimum base course degree of saturation of a two-layer, base and subbase, pavement foundation. A parametric analysis of the critical period is accomplished with hydraulic and thermal numerical tools that are developed in the framework of the present study. In order to negate the capillary barrier effect and reduce the critical period, the analysis has shown that it is preferable to use subbase materials with small equivalent particle diameters that have a greater saturated hydraulic conductivity than the base material. Through comparison of one-layer and two-layer pavement foundations, it has also been shown that the superimposition of base and subbase materials reduces the critical period by favoring bottom seepage. Hence, the implementation of a dense graded base material, with low saturated hydraulic conductivity and high bearing capacity, is justified by the presence of an adequate subbase material.

TABLE DES MATIÈRES

AVA	NT-PROPOS	ii
RÉS	UMÉ	iii
ABS	TRACT	iv
LIST	E DES TABLEAUX	viii
LIST	E DES FIGURES	xi
LIST	E DES ANNEXES	xvii
LIST	TE DES SIGLES ET SYMBOLES	viii
СНА	PITRE I : INTRODUCTION	1
СНА	PITRE II : PRINCIPES DE DRAINAGE	4
2.1	Bref rappel historique	4
2.2	L'eau dans les chaussées et ses effets	10
СНА	PITRE III : PROPRIÉTÉS D'INDICE DES MILIEUX POREUX	18
3.1	Propriétés d'indice	20
3.2	Spécificité du milieu poreux non saturé	30
СНА	PITRE IV : TRANSFERT HYDRIQUE EN MILIEU POREUX	34
4.1	Approche saturée/non saturée	34
	4.1.1 Loi de la conservation de la masse d'eau	36
	4.1.2 Loi de Buckingham-Darcy	38
	4.1.3 Équation constitutive du transfert hydrique	39
4.2	Approche saturée	45

4.3	Intran	ts (Propriétés hydrauliques)	51
	4.3.1	Fonction de rétention d'eau	51
		4.3.1.1 Méthodes empiriques	57
		4.3.1.2 Méthodes indirectes	60
		4.3.1.2.1 Matériaux de fondation (MG-20)	61
		4.3.1.2.2 Matériaux de sous-fondation (MG-112)	62
	4.3.2	Fonction de conductivité hydraulique	76
		4.3.2.1 Méthodes empiriques	77
		4.3.2.2 Méthodes indirectes	77
СНА	PITRE	V : COMPARAISON DES MÉTHODES EXPÉRIMEN- TALES POUR LA CARACTÉRISATION DES PRO- PRIÉTÉS HYDRAULIQUES	84
5.1	Appro	ches en régime permanent	85
	5.1.1	Dispositif expérimental	86
	5.1.2	Protocole expérimental	96
	5.1.3	Résultats expérimentaux	99
5.2	Appro	ches en régime transitoire	103
	5.2.1	Méthode à flux contrôlé	104
	5.2.2	Méthode inverse	110
		5.2.2.1 Entérinement du couplage FlexPDE/UCODE	116
		5.2.2.2 Dispositif expérimental	129
		5.2.2.3 Protocole expérimental	133
		5.2.2.4 Résultats expérimentaux	136
5.3	Сотр	araison	153
СНА	PITRE	VI : RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX PORTANT SUR LES MATÉRIAUX DE SOUS-FONDATION (MG-112)	154
6.1	Carac	térisation en régime permanent	157
6.2	Carac	térisation en régime transitoire (Méthode inverse)	160
6.3	Déteri modèl	mination du paramètre de connectivité et de tortuosité du le physico-empirique de Fredlund et al. (1994)	168

СНА	PITRE	: VII : 	MÉTHO RIAUX L	DOLOGI DE FONI	E DE DATION	SÉLE ET DI	CTIOI E SOU	N DES IS-FOI	S MAT NDATIO	TÉ- ON .	. 172
7.1	Degré	de satu	ration n	ninimal							. 172
7.2	Périoc	le critiqu	ie								. 186
	7.2.1	Agence	ement de	es compo	osantes						. 186
	7.2.2	Déterm	ination o	des comp	oosantes	; .					. 197
		7.2.2.1	Période	e de dége	el						. 198
		7.2.2.2	Période	e de draii	nage						. 207
	7.2.3	Exempl	es								. 245
7.3	Métho	odologie	de séle	ction							. 249
СНА	PITRE	: VIII : (CONCL	USION							. 252
RÉF	ÉRENC	CES									. 256
ANN	EXES										. 287

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE II

Tableau 2.1	Paramètres	d'ajustement	provisoires	du	modèle	de	
	Witczak et al.	(2000)					14

CHAPITRE IV

Tableau 4.1	La	moyenne	et	l'écart	type	du	carré	moyen	résiduel	
	ass	ociés aux	mo	dèles p	hysico	o-en	npirique	es de la	fonction	
	de	rétention d'	eau	J						76

CHAPITRE V

Tableau 5.1	Influence du type de plaque poreuse sur la succion matricielle maximale et le temps de réalisation de l'essai.	109
Tableau 5.2	Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem (<i>OneStep</i>)	117
Tableau 5.3	Matrices des coefficients de corrélation entre paramètres pour les inversions numériques réalisées avec FlexPDE/UCODE (<i>OneStep</i>).	121
Tableau 5.4	Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem (<i>MultiStep</i>)	124
Tableau 5.5	Matrices des coefficients de corrélation entre paramètres pour les inversions numériques réalisées avec FlexPDE/UCODE (MultiStep).	126
Tableau 5.6	Propriétés hydrauliques de différentes plaques poreuses	129
Tableau 5.7	Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem (ASTM C778).	138
Tableau 5.8	Matrices des coefficients de corrélation entre paramètres pour les inversions numériques réalisées avec FlexPDE/UCODE (ASTM C778).	143

CHAPITRE VI

Tableau 6.1	Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem (Sables	
	granitiques).	161

CHAPITRE VII

Tableau 7.1	Influence du compactage sur le degré de saturation minimal moyen du matériau de fondation.	185
Tableau 7.2	Propriétés thermiques du constituant principal de la phase solide des matériaux de la structure de chaussée.	201
Tableau 7.3	Propriétés d'indice des matériaux de sous-fondation retenus pour l'analyse paramétrique (Sources : Paquet & Savard, 1994 ; Martineau, 1995).	209
Tableau 7.4	Accroissement moyen du temps de drainage par rapport à la route régionale et ce, pour une autoroute rurale munie d'une extension partielle de la sous-fondation.	227
Tableau 7.5	Propriétés des matériaux de sous-fondation retenus pour fin de comparaison.	245
ANNEXE A		
Tableau A.1	Modèles empiriques de la fonction de rétention d'eau ainsi que leurs fonctions réciproques.	287
Tableau A.2	Modèles empiriques de la fonction de conductivité hydraulique.	294
Tableau A.3	Modèles physico-empiriques de la fonction de conductivité hydraulique (Inspiré de Mualem, 1986 et 1992).	296

ANNEXE E

Tableau E.1	Masse volumique, capacité calorifique volumique et conductivité thermique des constituants du sol et de certains matériaux routiers.	313
Tableau E.2	Facteurs de surface typiques (Inspiré de Lunardini, 1981).	330
ANNEXE F		
Tableau F.1	Paramètres employés pour la validation thermique.	339
Tableau F.2	Paramètres employés pour la validation du transfert hydrique en condition saturée.	357

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE II

Figure 2.1	Schémas de la coupe transversale de routes ancien (Inspiré de Pannell, 1977). (<i>a</i>) Minoenne. (<i>b</i>) Romaine. (<i>c</i>) Française, Trésaguet. (<i>d</i>) Anglaise, Telford. (<i>e</i>) Anglaise, McAdam.	nes 6
Figure 2.2	Modèle de Casagrande & Shannon pour le rabattement de la surface libre d'une couche non confinée (Inspiré de Janoo <i>et al.</i> , 1997).	8
Figure 2.3	Évolution du degré de drainage en fonction du paramètre temporel adimensionnel pour diverses configurations géométriques et matérielles.	9
Figure 2.4	Schéma indiquant les sources d'eau pouvant alimenter l'assise de la chaussée (Inspiré de Savard, 1996).	10
Figure 2.5	Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension non linéaire) pour un sable non saturé, à de faibles contraintes normales nettes (Inspiré de Vanapalli <i>et al.</i> , 1996). (<i>a</i>) Représentation tridimensionnelle. (<i>b</i>) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur le $(\sigma - u_a) - \tau$ plan à différentes valeurs de succion matricielle.	12
Figure 2.6	Surface d'état limite d'un sol non saturé (Inspiré de Ghorbel & Leroueil, 2004). (a) Représentation tridimensionnelle. (b) Projection horizontale de la surface d'état limite sur les plans $(p-u_a)-q$ et $(p-u_a)-(u_a-u_w)$ et ce, à différentes valeurs de succion matricielle.	13
Figure 2.7	Influence du degré de saturation sur le module réversible de matériaux routiers et ce, suivant le modèle empirique de Witczak <i>et al.</i> (2000).	15

Figure 2.8	Cheminement de contrainte suite au dégel d'un point représentatif de la fondation. (a) Géométrie. (b) Contraintes dans le plan $(u_a - u_w) - (p - u_a)$.	
	(c) Contraintes dans le plan $q - (p - u_a)$.	16
Figure 2.9	Influence du degré de saturation sur la conductivité pneumatique relative de matériaux poreux (Inspiré de Brooks & Corey, 1964).	17
CHAPITRE	111	
Figure 3.1	Tomographie à rayons X des interstices d'un échantillon de grès Fontainebleau (Roberts & Torquato, 1999).	18
Figure 3.2	Schématisation du passage d'une échelle microscopique à une échelle macroscopique (Inspiré de Bories & Prat, 1995).	19
Figure 3.3	Relation entre la porosité et le coefficient d'uniformité pour des matériaux pulvérulents d'assise routière à compacité élevée.	22
Figure 3.4	Diagramme de phases pour un matériau à l'état sec. (a) Phase solide composée. (b) Phase solide limitée aux particules grossières. (c) Phase solide décomposée.	23
Figure 3.5	Relation entre le pourcentage de particules fines et la porosité de la fraction fine de matériaux de fondation routière.	
	(a) Concassé granitique ($S_{s,f}^{M^F}$ = 2,3 m ² /g).	
	(b) Concassé schisteux ($S_{s,f}^{M^{F}} = 7,9 \text{ m}^{2}/\text{g}$).	
	(c) Concassé calcareux ($S_{s,f}^{M^F}$ = 11,4 m ² /g).	25
Figure 3.6	Relation entre le diamètre équivalent et le coefficient d'uniformité de matériaux pulvérulents. (a) Diamètre équivalent de Krüger. (b) Diamètre équivalent de Koženy. (c) Diamètre équivalent de Zamarin.	29
		-

Figure 3.7	Une illustration de la terminologie utilisée dans la mesure des pressions (Inspiré de van Wylen <i>et al.</i> 1981). <i>(a)</i> Dans un sol non saturé. <i>(b)</i> Dans un sol saturé.	33
CHAPITRE	IV	
Figure 4.1	Élément différentiel pour le développement de l'équation de la conservation de masse ou d'énergie.	36
Figure 4.2	 Représentation schématique d'une couche non confinée. (a) Approche saturée. (b) Approche saturée avec hypothèses de Dupuit- Forcheimer. 	46
Figure 4.3	Prisme unitaire de région saturée permettant de développer l'équation de la conservation de masse en présence d'un substrat imperméable horizontal (Inspiré de Bear, 1988).	47
Figure 4.4	Approche saturée, avec hypothèse de Dupuit-Forcheimer, lors de la représentation d'une couche non confinée fondée sur un substrat imperméable incliné.	48
Figure 4.5	Profil de la charge de pression d'eau interstitielle à la frontière d'un élément drainant. (<i>a</i>) Milieu agricole (Inspiré de Kao, 2002). (<i>b</i>) Milieu routier partiellement dégelé.	50
Figure 4.6	 Évolution du rapport du volume d'eau et du volume total initial, d'un matériau poreux isotrope, en fonction de la pression d'eau interstitielle (approche monophasique avec contrainte normale totale moyenne constante). (a) Représentation tridimensionnelle idéalisée. (b) Représentation bidimensionnelle idéalisée et la fonction de rétention d'eau hystérétique qui en découle 	51
Figure 4.7	Représentation schématique de la configuration de l'eau interstitielle à proximité d'une particule de la phase solide du sol (Inspiré de Luckner <i>et al.</i> , 1991).	52
Figure 4.8	Micrographie MEB (Microscope Électronique à Balayage) présentant un assemblage de billes lisses ainsi qu'une phase aqueuse polymérisée et ce, suite à un processus de désorption (Dullien <i>et al.</i> , 1989).	53

Figure 4.9	Micrographies présentant les interstices de matériaux divers. (a) Grès Dévonien, section mince (Roberts & Schwartz,	
	1985). (<i>b</i>) Montmorillonite saturée de calcium, MEB (Tuller & Or, 2002).	56
Figure 4.10	Diverses géométries unitaires permettant de représenter l'espace interstitiel (Inspiré de Tuller <i>et al.</i> , 1999).	57
Figure 4.11	Propriétés prédites à l'aide de la fonction de rétention d'eau (Inspiré de Barbour, 1998).	57
Figure 4.12	Illustration du modèle physico-empirique d'Aubertin <i>et al.</i> (2003(b)) pour la description de la fonction de rétention d'eau d'un matériau pulvérulent à granulométrie uniforme	65
Figure 4.13	 Évaluation des relations empiriques d'Aubertin <i>et al.</i> (2003(b)). (a) Coefficient d'adsorption. (b) Paramètre de la répartition de la taille des pores remplis d'eau. (c) Charge de pression d'eau correspondant à l'état résiduel. 	71
Figure 4.14	 Histogramme des coefficients de détermination résultant de l'application de différents modèles physico-empiriques (<i>N</i> = 47). (<i>a</i>) Fredlund <i>et al.</i> (2002). (<i>b</i>) Aubertin <i>et al.</i> (2003(b)). 	74
Figure 4.15	Graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées du rapport entre la teneur en eau volumétrique et la porosité. (a) Fredlund <i>et al.</i> (2002). (b) Aubertin <i>et al.</i> (2003(b))	75
CHAPITRE	V	10

Figure 5.1Courbe granulométrique et propriétés d'indice du sable de
référence normalisé ASTM C778.84

Figure 5.2	Représentation schématique de différentes méthodes expérimentales permettant de caractériser la fonction de rétention d'eau (Approches en régime permanent). (a) Absence de translation d'axes. (b) Présence de translation d'axes.	85
Figure 5.3	Représentation schématique du montage expérimental (Approche en régime permanent).	86
Figure 5.4	 Photographies descriptives de la cellule de type Tempe complémentée de son socle et de sa rehausse. ① Plaque poreuse. ② Joint torique radial inférieur. ③ Joint torique inférieur. ④ Écrous à ailettes. ⑤ Réceptacle inférieur et son socle. ⑥ Cylindre de l'échantillon. ⑦ Rehausse. ⑧ Réceptacle supérieur. ⑨ Joint torique radial supérieur. 	87
Figure 5.5	 Photographie descriptive du contrôleur de changement de pression et de volume. ① Balance. ② Interface air/eau. ③ Transducteur de pression. 	88
Figure 5.6	Changement massique attribuable à la pressurisation du système. (<i>a</i>) Interface air/eau. (<i>b</i>) Capteur de pression différentiel.	90
Figure 5.7	Schéma de principe de l'algorithme Proportionnel Intégrale Dérivée, ou PID.	92
Figure 5.8	 Impulsion ayant servi à la conception de l'asservissement pour les essais en régime permanent avec capteur de 34,47 kPa. (a) La sollicitation du transducteur (contrôleur). (b) La réponse de la succion matricielle (variable de processus). 	95
Figure 5.9	Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable de référence normalisé ASTM C778. (<i>a</i>) Volume d'extraction cumulé. (<i>b</i>) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon	100

Figure 5.10	Fonction de rétention d'eau du sable de référence normalisé ASTM C778 (méthode en régime permanent) 1	01
Figure 5.11	Représentation schématique de la méthode d'interpré- tation simplifiée.	02
Figure 5.12	Représentation schématique de différentes méthodes expérimentales permettant de caractériser la fonction de rétention d'eau (Approches en régime transitoire). (a) Méthode à flux contrôlé. (b) Méthode à flux indéterminé.	04
Figure 5.13	Schématisation de la méthode à flux contrôlé.	05
Figure 5.14	Propriétés hydrauliques d'un sable type assimilable au matériau normalisé ASTM C778 (Méthode à flux contrôlé). (a) Fonction de rétention d'eau. (b) Fonction de conductivité hydraulique	06
Figure 5.15	Évolution temporelle de la succion matricielle intra- cellulaire (Méthode à flux contrôlé).	07
Figure 5.16	Influence de la conductivité hydraulique de la plaque poreuse sur le temps de réalisation des essais avec la méthode à flux contrôlé.	08
Figure 5.17	Diagramme de flux de la méthode inverse illustrant l'intégration de l'essai expérimental, de la simulation numérique et de l'optimisation non linéaire (Inspiré de Hopmans & Šimůnek, 1999).	11
Figure 5.18	Diagramme de flux du logiciel d'optimisation universel UCODE (Inspiré de Poeter & Hill, 1998).	13
Figure 5.19	Évolution temporelle de l'extraction cumulée pour un échantillon intact de limon (Méthode inverse, <i>OneStep</i>) 1	18
Figure 5.20	Propriétés hydrauliques d'un limon (Méthode inverse, <i>OneStep</i>). (<i>a</i>) Fonction de rétention d'eau. (<i>b</i>) Fonction de diffusivité hydraulique	19
Figure 5.21	Surface de réponse dans tous les plans de paramètre, $\Delta \Phi = 0,05$ (Méthode inverse, <i>OneStep</i>)	22

Figure 5.22	Évolution temporelle d'indicateurs hydriques (Méthode inverse, <i>MultiStep</i>). (<i>a</i>) Extraction cumulée. (<i>b</i>) Succion matricielle.	125
Figure 5.23	Surface de réponse dans les plans de paramètre ciblés, $\Delta \Phi = 25$ (Méthode inverse, <i>MultiStep</i>).	127
Figure 5.24	 Photographies descriptives de la cellule de pression développée dans le cadre de cette étude. ① Socle inférieur. ② Joint torique inférieur. ③ Réceptacle inférieur. ④ Plaque poreuse et joint torique. ⑤ Cylindre de l'échantillon. ⑥ Joint torique supérieur. ⑦ Réceptacle supérieur. ⑧ Rehausse. ⑨ Socle supérieur. ⑩ Écrous. 	130
Figure 5.25	 Photographies descriptives du tensiomètre ainsi que la fixation à la paroi du cylindre de l'échantillon. ① Robinet à boisseau. ② Joint torique. ③ Écrou et bague arrière. ④ Raccord alésé. ⑤ Axe principal. ⑥ Bougie poreuse. 	131
Figure 5.26	Représentation schématique du montage expérimental (Approche en régime transitoire).	132
Figure 5.27	Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour le sable de référence (Méthode inverse sans observation antécé- dente). (a) Extraction cumulée. (b) Succion matricielle.	139
Figure 5.28	Micrographies MEB (Microscope Électronique à Balayage) présentant la texture de surface des grains de sable normalisé ASTM C778.	141

Figure 5.29	Propriétés hydrauliques du sable de référence normalisé ASTM C778 (Méthode inverse sans observation antécédente). (a) Fonction de rétention d'eau. (b) Fonction de conductivité hydraulique relative
Figure 5.30	Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour le sable de référence (Méthode inverse avec observation antécédente). (a) Extraction cumulée. (b) Succion matricielle. 144
Figure 5.31	Propriétés hydrauliques du sable de référence normalisé ASTM C778 (Méthode inverse avec observation antécédente). (a) Fonction de rétention d'eau. (b) Fonction de conductivité hydraulique relative
Figure 5.32	Sensibilités relatives de différents types d'observations aux paramètres du modèle de Fredlund <i>et al.</i> (1994) 149
Figure 5.33	Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour le sable de référence (Méthode inverse avec modèle de Fredlund <i>et al.</i> (1994)). (<i>a</i>) Extraction cumulée. (<i>b</i>) Succion matricielle
Figure 5.34	Propriétés hydrauliques du sable de référence normalisé ASTM C778 (Méthode inverse avec modèle de Fredlund <i>et al.</i> (1994)). (<i>a</i>) Fonction de rétention d'eau. (<i>b</i>) Fonction de conductivité hydraulique relative
CHAPITRE	VI
Figure 6.1	Courbe granulométrique et propriétés d'indice des sables granitique reconstitués.
Figure 6.2	Micrographies MEB (Microscope Électronique à Balayage) présentant les différentes particules de sable granitique ainsi que leur texture de surface

Figure 6.3	 Fonction de rétention d'eau des sables granitiques (Méthode en régime permanent). (a) Sable G1. (b) Sable G2. (c) Sable G3. 	158
Figure 6.4	Évolution temporelle de la teneur en eau volumétrique de l'échantillon de sable G1 lorsque la succion matricielle à la base de l'échantillon est de 30,67 kPa.	159
Figure 6.5	Évolution temporelle de l'extraction d'eau cumulée et de la succion matricielle intracellulaire lors de l'implémentation de la méthode inverse avec observation antécédente et ce, pour les différents échantillons de sable granitique. (a) Sable G1. (b) Sable G2. (c) Sable G3.	162
Figure 6.6	Fonction de rétention d'eau des sables granitiques (Méthode en régime transitoire). (<i>a</i>) Sable G1. (<i>b</i>) Sable G2. (<i>c</i>) Sable G3.	166
Figure 6.7	Fonction de conductivité hydraulique relative des sables granitiques (Méthode en régime transitoire). (a) Sable G1. (b) Sable G2. (c) Sable G3.	167
Figure 6.8	Influence du paramètre de connectivité et de tortuosité sur la conductivité hydraulique relative du sable G1 lors de l'application du modèle de Fredlund <i>et al.</i> (1994).	169
Figure 6.9	Fonction de conductivité hydraulique relative des sables granitiques (Ajustement du modèle de Fredlund <i>et al.</i> (1994)). (a) Sable G1. (b) Sable G2. (c) Sable G3.	170
Figure 6.10	Histogramme des paramètres de connectivité & tortuosité résultant de l'optimisation du modèle de Fredlund <i>et al.</i> (1994) (<i>N</i> _{obs.} = 38).	171

CHAPITRE VII

Figure 7.1	Distribution de la charge de pression d'eau interstitielle dans la région non saturée lors d'équilibres statique et dynamique en présence d'une nappe phréatique peu profonde (Données expérimentales de Black <i>et al.</i> , 1958)	173
Figure 7.2	Profil du degré de saturation minimal d'une route régionale à une distance <i>x_i</i> de la ligne de rive.	174
Figure 7.3	Profil du degré de saturation minimal de la fondation aux abscisses $x_{CS/F}$ et $x_{F/SF}$.	177
Figure 7.4	Influence des paramètres hydrauliques sur le degré de saturation minimal moyen de la fondation d'une route régionale et ce, sous la voie de roulement.	180
Figure 7.5	Degré de saturation minimal moyen de divers type de matériau de fondation d'une route régionale et ce, sous la voie de roulement.	182
Figure 7.6	Influence du type de système de drainage sur le degré de saturation minimal moyen de divers matériau de fondation d'une autoroute rurale et ce, sous la voie de roulement	184
Figure 7.7	Section transversale d'une route régionale à deux voies avec symétrie par rapport au centre de la chaussée.	187
Figure 7.8	Section transversale d'une route régionale présentant l'évolution temporelle de la charge de pression d'eau interstitielle en période de dégel (Lebeau & Lafleur, 2002)	188
Figure 7.9	Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une route régionale.	189
Figure 7.10	Évolution temporelle schématisée, d'indicateurs hydrique et mécanique, lors du drainage d'une chaussée initialement saturée.	190
Figure 7.11	Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une autoroute munie d'une extension partielle de la sous-fondation.	192

Figure 7.12	Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une autoroute comportant un écran drainant en rive de chaussée. (a) Écran drainant non fonctionnel à $T \le 0$ °C. (b) Écran drainant fonctionnel à $T \le 0$ °C.	194
Figure 7.13	 Évolution temporelle schématisée, d'indicateurs hydrique et mécanique, lors du drainage d'une chaussée saturée comportant un ÉDRC fonctionnel à des températures inférieures au point de congélation. (a) Matériau de fondation à conductivité hydraulique significative. (b) Matériau de fondation à conductivité hydraulique négligeable. 	196
Figure 7.14	Colonne unidimensionnelle utilisée pour les simulations thermiques.	198
Figure 7.15	Modélisation de la température de l'air avec une représentation polynomiale des données climatiques mensuelles moyennes 1971-2000 pour la station météorologique de l'aéroport de Québec (46° 48' N, 71° 23' O).	199
Figure 7.16	 Influence de l'origine minéralogique sur les propriétés thermiques des matériaux de fondation. (a) Capacité calorifique apparente. (b) Fonction de solidification d'eau ainsi que sa dérivée première. 	202
Figure 7.17	Influence de divers paramètres sur le temps de dégel de la fondation. (a) Épaisseur de la couche de fondation $(T_o = -2^{\circ}C, d_{CS} = 0,2 \text{ m}).$ (b) Épaisseur de la couche de surface $(T_o = -2^{\circ}C, d_F = 0,2 \text{ m}).$ (c) Température initiale du profil $(d_{CS} = 0,2 \text{ m}, d_F = 0,2 \text{ m}).$	204
Figure 7.18	Influence de divers paramètres sur le temps de dégel de la sous-fondation. (a) Épaisseur de la couche de sous-fondation $(T_o = -2^{\circ}C, n_{SF} = f(S_{s,f}^M)).$ (b) Porosité du matériau de sous-fondation	
	$(T = 0^{\circ} O = I = 0.4 \text{ m})$	005

 $(T_o = -2^{\circ}C, d_{SF} = 0.4 \text{ m}).$ 205

Figure 7.19	Détermination du temps de dégel d'une sous-fondation granitique. (<i>a</i>) Représentation tridimensionnelle. (<i>b</i>) Projection horizontale dans les plans $\Delta t_{dégel}^{SF} - d_{SF}$ et	206
	∆tdégel ''SF	200
Figure 7.20	Courbes granulométriques des matériaux de sous- fondation retenus pour l'analyse paramétrique (Sources : Paquet & Savard, 1994 ; Martineau, 1995).	211
Figure 7.21	Conditions limites propres à l'analyse hydrique de la route régionale.	212
Figure 7.22	Décomposition schématisée du comportement hydrique de la route régionale.	213
Figure 7.23	Résultats numériques du temps de drainage d'une route régionale en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour divers types de matériaux de fondation. (<i>a</i>) Matériaux granitiques. (<i>b</i>) Matériaux schisteux. (<i>c</i>) Matériaux calcareux.	217
Figure 7.24	Temps de drainage d'une route régionale pour des matériaux normalisés (Approche indirecte).	221
Figure 7.25	Conditions limites propres à l'analyse hydrique de l'autoroute munie d'une extension partielle de la sous-fondation.	222
Figure 7.26	Résultats numériques du temps de drainage d'une autoroute rurale, munie d'une extension partielle de la sous-fondation, en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour divers types de matériaux de fondation. (<i>a</i>) Matériaux granitiques. (<i>b</i>) Matériaux schisteux. (<i>c</i>) Matériaux calcareux.	223
Figure 7 27	Temps de drainage d'une autoroute rurale munie d'une	220
i igui c 1.21	extension partielle de la sous-fondation (Approche indirecte).	228
Figure 7.28	Conditions limites propres à l'analyse hydrique d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée.	229

232
234
005
. 235
236
239
239 244
-

- **Figure 7.37** Période critique d'une autoroute rurale munie d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, en présence de matériaux schisteux. (*a*) SF(E1): $k_{w,s}^{SF} = 1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$; $D_{e,SF}^{Zamarin} = 0,50 \text{ mm}$; $n_{SF} = 0,20$ (*b*) SF(E2): $k_{w,s}^{SF} = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$; $D_{e,SF}^{Zamarin} = 3,00 \text{ mm}$; $n_{SF} = 0,40$ 248

ANNEXE B

Figure B.1	Masse volumique de différents fluides indicateurs en fonction de la température.	298
Figure B.2	Relations entre le voltage et la pression pour les capteurs de pression différentiels retenus pour le contrôle de la succion matricielle.	300
Figure B.3	Relations entre le voltage et la pression pour les capteurs de pression différentiels retenus pour la mesure de la succion matricielle intracellulaire.	301

ANNEXE C

- Figure C.1 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable G1. (a) Volume d'extraction cumulé. (b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon. ... 302
 Figure C.2 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable G2.
 - (a) Volume d'extraction cumulé.
 - (b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon. ... 303
- Figure C.3 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable G3.
 (a) Volume d'extraction cumulé.
 (b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon. ... 304

ANNEXE E

Figure E.1	Relation enthalpie-température idéalisée d'un sol à granulométrie fine sur échelle linéaire (Inspiré de Konrad & Shen, 1996).	317
Figure E.2	Représentation de la relation entre l'enthalpie, la capacité calorifique apparente et la teneur en eau volumétrique. (a) Formulation en termes d'une C_t^a discontinue. (b) Formulation en termes d'une C_t^a continue. (c) Formulation en termes d'une enthalpie variable. (d) Formulation en termes d'une enthalpie échelonnée	319
Figure E.3	Fonction de solidification d'eau idéalisée sur échelle semi- logarithmique (Inspiré de Koopmans & Miller, 1966).	324
ANNEXE F		
Figure F.1	Profil thermique en milieu poreux partiellement gelé semi infini (Inspiré de Lunardini, 1981). <i>(a)</i> En période de gel. <i>(b)</i> En période de dégel.	334
Figure F.2	Confrontation de la solution numérique de FlexPDE à la solution analytique de Neumann (adaptée aux milieux poreux). (a) Évolution temporelle du front de propagation. (b) Profil thermique.	340
Figure F.3	Propriétés hydrauliques lors de la confrontation du modèle FlexPDE à la solution analytique de Morel-Seytoux. <i>(a)</i> Fonction de rétention d'eau. <i>(b)</i> Fonction de conductivité hydraulique.	342
Figure F.4	Effet de barrière capillaire lors d'un processus d'infiltration en milieu sec (Inspiré de Morel-Seytoux, 1992(a) et (b)). <i>(a)</i> Fonction de rétention d'eau. <i>(b)</i> Fronts de propagations.	344
Figure F.5	Fronts de propagations attribuables à l'effet de barrière capillaire lors d'un processus d'infiltration en milieu humide (Inspiré de Shackelford <i>et al.</i> , 1994).	350
Figure F.6	Colonne de sol utilisée pour la confrontation à la solution analytique de Morel-Seytoux.	352

Figure F.7	 Confrontation de la solution numérique de FlexPDE à la solution analytique de Morel-Seytoux. (a) Fraction du flux transmis au matériau sous-jacent (q_w/1.100). (b) Charge de pression d'eau interstitielle à l'interface 353
Figure F.8	Domaine utilisé pour la confrontation d'outils numériques permettant de résoudre le transfert hydrique saturé dans une couche non confinée et ce, en adoptant les hypothèses de Dupuit-Forcheimer
Figure F.9	Confrontations des solutions numériques de FlexPDE et de SUBDRAIN pour le rabattement de la surface libre d'une couche non confinée et ce, en présence de matériaux concassés d'origine minéralogique diverses 356

LISTE DES ANNEXES

ANNEXE A	Propriétés hydrauliques (Modèles empiriques et physico- empiriques).	287
ANNEXE B	Calibrage des capteurs de pression.	297
ANNEXE C	Résultats expérimentaux, MG-112 (Caractérisation en régime permanent).	302
ANNEXE D	Degré de saturation minimal des matériaux de sous- fondation.	305
ANNEXE E	Transfert thermique.	309
ANNEXE F	Validation des outils numériques.	332

LISTE DES SIGLES ET SYMBOLES

Propriété	Symbole	Dimensions
Albédo	а	
Coefficient d'adsorption/adhésion du modèle physico- empirique d'Aubertin <i>et al.</i> (2003(a))	a_{c}	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	\pmb{a}_{g}	L
Paramètre d'ajustement pour une portion de courbe de la version multimodale du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	$\pmb{a}_{g,i}$	L
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994)	$a_{_{\!W}}$	F·L ⁻²
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994) pour un groupe de particules	$\pmb{a}_{\!\scriptscriptstyle w,i}$	F·L ⁻²
Aire	A	L ²
Aire de l'interface	A _{interface}	L ²
Aire surfacique des particules solides	A_{s}	L ²
Largeur	В	L
Paramètre empirique de l'approche de Casagrande & Shannon (1952)	C _{NP}	
Paramètre dépendant de la forme des pores dans la loi de Hagen-Poiseuille	C _s	
Constante unitaire permettant d'assurer une cohérence des unités du modèle physico-empirique d'Aubertin <i>et al.</i> (2003(a))	C _{unités}	L
Cohésion effective	<i>c</i> '	F·L ⁻²
Matrice de la covariance des paramètres	С	
Terme diagonal de la matrice de covariance des paramètres	C_{i}	
Terme diagonal de la matrice de covariance des paramètres	$C_{\iota+1}$	
Terme non diagonal de la matrice de covariance des paramètres	$C_{\iota,\iota+1}$	

Sensibilité proportionnée composite	CSS	
Sensibilité proportionnée composite maximale	CSS_{max}	
Sensibilité proportionnée composite du paramètre <i>ι</i> du vecteur β	CSS	
Capacité d'humidité spécifique	C_h	L ⁻¹
Capacité calorifique volumique	C_t	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique du matériau poreux gelé	$C_{_{t,gel\acutee}}$	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique du matériau poreux non gelé	$\pmb{C}_{t,non \; gel \acute{e}}$	F·L ⁻² ·Θ ⁻¹
Capacité calorifique volumique de la glace	$C_{t,i}$	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique du constituant <i>j</i> du matériau poreux	$C_{t,j}$	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique du constituant <i>k</i> de la phase solide	$C_{t,k}$	F·L ⁻² ·Θ ⁻¹
Capacité calorifique volumique du constituant principal de la phase solide	$C_{t,s}$	F·L ⁻² ·Θ ⁻¹
Capacité calorifique volumique de l'eau	$C_{t,w}$	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique apparente	C_t^a	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique apparente maximale	$C^{a}_{t,max}$	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique à pression constante	C_t^P	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Capacité calorifique volumique à volume constant	C_t^V	$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Coefficient d'uniformité	$C_{\!\scriptscriptstyle u}$	
Compressibilité de l'eau	C_{w}	$F^{-1}\cdot L^2$
Carré moyen résiduel	CM _{rés}	
Compacité relative (ASTM D1557)	C.R.	
Compacité relative (ASTM D4253)	<i>C.R</i> .	
Compacité relative (ASTM D4253) du sable G1	C.R. _{G1}	
Compacité relative (ASTM D4253) du sable G2	C.R. _{G2}	
Compacité relative (ASTM D4253) du sable G3	C.R. _{G3}	
Épaisseur	d	L

Épaisseur de la couche de surface	d _{cs}	L
Épaisseur de la couche de fondation	$d_{\scriptscriptstyle F}$	L
Épaisseur de la couche de sous-fondation	$d_{\rm SF}$	L
Degré de drainage moyen	D	
Sensibilité proportionnée dimensionnelle de l'observa- tion expérimentale <i>i</i> de type <i>j</i> au paramètre β_i	$DSS^{(i,i),j}_{arepsilon}$	
Sensibilité proportionnée dimensionnelle de l'observa- tion antécédente <i>i</i> de type <i>j</i> au paramètre β_i	$DSS^{(i,i),j}_E$	
Diamètre des particules solides	D	L
Diamètre équivalent des particules solides	D_{e}	L
Diamètre équivalent de Koženy	D _e ^{Koženy}	L
Diamètre équivalent de Koženy d'un groupe de particules	D _{e,i} Koženy	L
Diamètre équivalent de Krüger	$D_{ m e}^{ m Kr "uger}$	L
Diamètre équivalent de Zamarin	$D_e^{Zamarin}$	L
Diamètre équivalent de Zamarin du matériau de sous- fondation	$D_{e,SF}^{Zamarin}$	L
Diamètre représentant les particules fines	D_{f}	L
Diamètre moyen des particules solides de l'intervalle <i>i</i> de la courbe granulométrique	D_i	L
Diamètre maximal des particules solides de l'intervalle <i>i</i> de la courbe granulométrique	D_i^{max}	L
Diamètre minimal des particules solides de l'intervalle <i>i</i> de la courbe granulométrique	D_i^{min}	L
Diamètre minimal des particules admissibles	D_{min}	L
Diamètre maximal des particules solides du premier intervalle de la courbe granulométrique (fraction de particules fines)	D_1^{max}	L
Diamètre indicatif correspond à 10% massique de passant	D ₁₀	L
Diamètre indicatif correspond à 60% massique de passant	D_{60}	L
Diffusivité hydraulique	D_h	$L^2 \cdot T^{-1}$

Densité relative	$D_{\!_R}$	
Densité relative des particules de l'intervalle <i>i</i> de la courbe granulométrique	$D_{R,i}$	
Densité relative du quartz pur	$D_{\!R,quartz}$	
Matrice de la variance des résidus	е	
Nombre naturel	е	
Indice des vides	е	
Indice des vides de l'assemblage de particules	e _{assemblage}	
Énergie cinétique volumique	E_k	F·L ⁻²
Énergie totale volumique	E_t	F·L ⁻²
Énergie potentielle volumique	E_{u}	F·L ⁻²
Paramètre de la solution empirique de Morel-Seytoux (1992(a) et (b))	f^f_w	
Pourcentage de particules fines ($D < 80 \ \mu m$)	F	
Accélération gravitationnelle	g	L-T ⁻²
Accélération gravitationnelle de référence	$oldsymbol{g}_{o}$	L·T ⁻²
Fonction massique de Gibbs de la glace	$oldsymbol{g}_i$	$L^2 \cdot T^{-2}$
Fonction massique de Gibbs de l'eau	${g_{\scriptscriptstyle w}}$	$L^2 \cdot T^{-2}$
Module de cisaillement	G	F·L ⁻²
Charge hydraulique totale	h	L
Charge hydraulique totale initiale	h _o	L
Remontée capillaire	h _c	L
Remontée capillaire maximale	h_c^{max}	L
Remontée capillaire moyenne	$h_c^{moy.}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau à porométrie grossière	$h^c_{ m p,aev}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation	$h_{p,aev}^{F}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de sous-fondation	$h_{\scriptscriptstyle p,aev}^{\scriptscriptstyle SF}$	L

Charge de pression d'eau interstitielle à la base de l'échantillon	$h_{p,b}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle hydrostatique à l'interface fondation/sous-fondation	$h_{ m p,hydrostatique}^{ m F/SF}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle ponctuelle	$h_{p,i}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle à l'interface et ce, au moment de l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$h_{{ m P}_{t=t_o}}^{ m interface}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle à l'interface et ce, suite à l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$h_{p_{t=t_{o}^{+}}}^{ ext{interface}}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle initiale	$h_{ ho,o}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel	h _{p,r}	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel du matériau de sous-fondation	$h_{p,r}^{SF}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel du matériau de sous-fondation SF5	$h_{ m p,r}^{ m SF5}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel du matériau de sous-fondation SF9	$h_{ m p,r}^{ m SF9}$	L
Charge de pression d'eau interstitielle à une élévation arbitraire	h_p^1, h_p^2	L
Enthalpie massique de la glace	h _i	L ² ·T ⁻²
Enthalpie massique de l'eau	$h_{\!\scriptscriptstyle w}$	L ² ·T ⁻²
Enthalpie massique correspondant au changement d'état de l'eau, de liquide à solide	h _{wi}	L ² •T ⁻²
Hauteur	Н	L
Enthalpie volumique	Н	F·L ⁻²
Charge de pression d'eau interstitielle efficace du matériau à porométrie fine	H_p^f	L
Gradient thermique	i _t	L⁻¹∙Θ
Gradient hydraulique	i _w	
Infiltration	Ι	L·T ⁻¹
Indice de gel	I_{f}	T·Θ
Indice de gel de l'air	I_f^a	T·Θ

Indice de gel de la surface	I_f^s	Τ·Θ
Indice de dégel	I_t	T·Θ
Indice de dégel de l'air	I_t^a	T·Θ
Indice de dégel de la surface	I_t^s	T∙Θ
Matrice jacobienne	J	
Élément (<i>i</i> , <i>i</i>) de la matrice jacobienne des observations expérimentales de type <i>j</i>	$J_{\varepsilon}^{(i,\iota),j}$	
Élément (<i>i</i> , <i>i</i>) de la matrice jacobienne des observations antécédentes de type <i>j</i>	$J_E^{(i,i),j}$	
Tenseur du flux massique de la phase <i>p</i>	J_{p}	F∙L ⁻³ ∙T
Composante scalaire du flux massique dans la direction de l'axe des x	$J_{ ho,x}$	F∙L ⁻³ ∙T
Composante scalaire du flux massique dans la direction de l'axe des <i>y</i>	$J_{ ho,y}$	F∙L ⁻³ ∙T
Composante scalaire du flux massique dans la direction de l'axe des z	$J_{ ho,z}$	F∙L ⁻³ ∙T
Tenseur du flux de chaleur	\mathbf{J}_{t}	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Composante scalaire du flux de chaleur dans la direction de l'axe des <i>x</i>	$J_{t,x}$	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Composante scalaire du flux de chaleur dans la direction de l'axe des y	$J_{t,y}$	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Composante scalaire du flux de chaleur dans la direction de l'axe des z	$J_{t,z}$	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Conductivité pneumatique relative du matériau à porométrie fine	$k_{a,r}^{f}$	
Tenseur de la conductivité thermique	k,	$F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Conductivité thermique	k_{t}	$F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Conductivité thermique de la phase fluide (air ou eau)	$k_{t,f}$	$F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Conductivité thermique du matériau poreux gelé	$\pmb{k}_{t, gel \acute{e}}$	$F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Conductivité thermique de la glace	$k_{t,i}$	$\mathbf{F} \cdot \mathbf{T}^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Conductivité thermique du constituant <i>j</i> du matériau poreux	$k_{t,j}$	F·T ⁻¹ ·Θ ⁻¹

Conductivité thermique du constituant k de la phase solide	$k_{t,k}$	F·T ⁻¹ ·Θ ⁻¹
Conductivité thermique du matériau poreux non gelé	$k_{t,non gel \acute{e}}$	$F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Conductivité thermique du constituant principal de la phase solide	$k_{t,s}$	F·T ⁻¹ ·Θ ⁻¹
Conductivité thermique de l'eau	$k_{t,w}$	$F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$
Tenseur de la conductivité hydraulique	k _w	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique	k_w	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique d'un couple d'observation	$k_{\scriptscriptstyle w,i}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique estimée d'un couple d'obser- vation	$\hat{k}_{\scriptscriptstyle w,i}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique à satiation du matériau à porométrie grossière	$k^{c}_{w,o}$	L-T ⁻¹
Conductivité hydraulique à satiation du matériau à porométrie fine	$k_{w,o}^{f}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique relative	$k_{w,r}$	
Conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie grossière	$k_{w,r}^c$	
Conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie grossière et ce, au moment de l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$k^{c}_{\scriptscriptstyle w,r_{_{t=t_o}}}$	
Conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie grossière et ce, suite à l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$k^c_{w,r_{t=t^+_o}}$	
Conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie fine	$k_{w,r}^{t}$	
Tenseur de la conductivité hydraulique à saturation	k _{w,s}	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique à saturation	$k_{\!\scriptscriptstyle w,s}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique de l'échantillon saturé	k _{w,s échantillon}	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique de la plaque poreuse saturée	k _{w,s plaque}	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique à saturation du matériau de fondation	$k_{\scriptscriptstyle w,s}^{\scriptscriptstyle F}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique à saturation de la couche inférieure	$k_{w,s}^{lnf ext{ frieure }}$	L·T ⁻¹

Conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation	$k_{\scriptscriptstyle w,s}^{\scriptscriptstyle SF}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique à saturation de la couche supérieure	$k_{\scriptscriptstyle w,s}^{\scriptscriptstyle Sup \acute{e}rieure}$	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique dans la direction principale majeure	<i>k</i> _{w1}	L·T ⁻¹
Conductivité hydraulique dans la direction principale mineure	k_{w2}	L·T ⁻¹
Gain du contrôleur de l'asservissement	K_{c}	
Gain du processus de calibrage de l'asservissement	$K_{ ho}$	
Paramètre d'ajustement dérivé	K _D	
Paramètre d'ajustement intégral	K,	
Paramètre d'ajustement proportionnel	K_{P}	
Paramètre de connectivité & tortuosité	1	
Chaleur latente massique de fusion de l'eau	I_{f}	L ² ·T ⁻²
Longueur	L	L
Longueur du tube capillaire	L_c	L
Longueur moyenne réelle des lignes de courant	L_{e}	L
Chaleur latente volumique de fusion de l'eau	L_{f}	F·L ⁻²
Paramètre de la répartition de la taille des tubes capillaires remplis d'eau du modèle physico-empirique d'Aubertin <i>et al.</i> (2003(a))	т	
Pente transversale de l'interface fondation/sous- fondation (ou fondation/infrastructure (monocouche))	$m_{_F}$	
Pente transversale de l'interface sous-fondation/infra- structure	m _{sf}	
Pente de la frontière inférieure selon l'axe des x	m _x	
Pente de la frontière inférieure selon l'axe des y	m_y	
Coefficient de changement de volume	$m_{_{V}}$	$F^{-1}\cdot L^2$
Coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de pression d'eau interstitielle	$m_{_{\!w}}$	$F^{-1}\cdot L^2$

Coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de contrainte normale nette	m_1^w	F ⁻¹ ·L ²
Coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de succion matricielle	m_2^w	$F^{-1}\cdot L^2$
Coefficient de changement de volume du sol par rapport à un changement de succion matricielle	$m_2^{\rm s}$	$F^{-1} \cdot L^2$
Masse molaire	M_m	F·L ⁻¹ ·T ² ·mol ⁻¹
Module réversible	M _r	F·L ⁻²
Moyenne du module réversible (ou module réversible moyen) du matériau de fondation sous la voie de roulement	\overline{M}_r^{F}	F·L ⁻²
Moyenne du module réversible (ou module réversible moyen) du matériau de fondation sous la voie de roulement lorsque le degré de saturation moyen atteint sa valeur minimale	$\overline{M}_{r,max}^{F}$	F·L ⁻²
Moyenne du module réversible (ou module réversible moyen) du matériau de fondation sous la voie de roulement lorsque le degré de saturation moyen est de 85%	$ar{M}^{\scriptscriptstyle F}_{r_{(85)}}$	F∙L ⁻²
Module réversible à l'optimum Proctor de référence	$M_{r,opt.}$	F·L ⁻²
Masse des particules solides	M _s	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse des particules solides de la fraction grossière	M_s^c	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse des particules solides de la fraction fine	$M_{\rm s}^{\rm f}$	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse des particules solides de l'intervalle <i>i</i> de la courbe granulométrique	$M_{s,i}$	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse totale	M_{t}	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse des vides	M_{v}	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse des vides de la fraction grossière	M_v^c	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Masse des vides de la fraction fine	M_v^{f}	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Nombre de types d'observations expérimentales lors du processus d'inversion	M_{ε}	
Nombre de types d'observations antécédentes lors du processus d'inversion	$M_{_E}$	
Vecteur unitaire normal à la surface de contrôle	ĥ	
Porosité	п	
---	---	--
Porosité de la fraction grossière	n _c	
Porosité du matériau de fondation	n _F	
Porosité d'un groupe de particules	n _i	
Porosité du matériau de sous-fondation	n _{sF}	
Porosité efficace	n _e	
Porosité efficace moyenne partielle	;; n _e	
Porosité de la fraction fine	n,	
Porosité de la fraction fine du matériau de fondation	$n_{\scriptscriptstyle f}^{\scriptscriptstyle F}$	
Porosité maximale de la fraction fine du matériau de fondation	$n_{\!\scriptscriptstyle f,max}^{\!\scriptscriptstyle F}$	
Porosité minimale de la fraction fine du matériau de fondation	$n_{f,min}^{F}$	
Nombre de moles	n _m	
Facteur de surface	Ν	
Facteur de surface en période hivernale	N_{f}	
Facteur de surface en période estivale	N_t	
Nombre de couches de l'assise de chaussée	N_c	
Nombre d'intervalles lors de la subdivision de la courbe granulométrique	N_g	
Nombre maximal d'intervalles lors de la subdivision de la courbe granulométrique	N_g^{max}	
Nombre d'intervalles lors de la division de l'échantillon	N _H	
Nombre de couples d'observations	N _{obs.}	
Nombre de sphères de diamètre D _e	N _{sphères}	
Nombre d'observations expérimentales de type <i>j</i> lors du processus d'inversion	$N^j_{arepsilon}$	
Nombre d'observations antécédentes de type <i>j</i> lors du processus d'inversion	N_E^j	
Nombre de paramètres de la fonction objective lors du processus d'inversion	N_{ι}	

Nombre d'itérations de la boucle d'optimisation du processus d'inversion	N	
Fraction massique passante	р	
Pourcentage du flux transmis	Р	
Contrainte moyenne	р	F·L ⁻²
Contrainte moyenne nette	(p – u _a)	F∙L ⁻²
Pression	Р	F·L ⁻²
Pression atmosphérique	P_{atm}	F·L ⁻²
Contrainte déviatorique	q	F∙L ⁻²
Tenseur du flux superficiel de chaleur par rapport à l'origine	q _t	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Flux superficiel de chaleur par rapport à l'origine	\boldsymbol{q}_t	$F \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$
Total de la radiation à onde courte, ou solaire, directe et diffuse sous couvert nuageux	\boldsymbol{q}_t^1	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Bilan de la radiation à onde longue sous couvert nuageux	\boldsymbol{q}_t^2	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Bilan des flux de chaleur par conduction	\boldsymbol{q}_t^3	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Bilan des flux de chaleur latente	$\boldsymbol{q}_t^{\boldsymbol{4}}$	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Flux de chaleur sensible vers l'air (<i>i.e.</i> convection)	$oldsymbol{q}_t^5$	F·L ⁻¹ ·T ⁻¹
Tenseur du flux superficiel de l'eau par rapport à l'origine	$\mathbf{q}_{\mathbf{w}}$	L-T ⁻¹
Flux superficiel de l'eau par rapport à l'origine	$q_{_w}$	L·T ⁻¹
Composante scalaire du flux superficiel de l'eau dans la direction de l'axe des x	$q_{\scriptscriptstyle w,x}$	L-T ⁻¹
Composante scalaire du flux superficiel de l'eau dans la direction de l'axe des y	$q_{\scriptscriptstyle w,y}$	L·T ⁻¹
Composante scalaire du flux superficiel de l'eau dans la direction de l'axe des z	$q_{\scriptscriptstyle w,z}$	L·T ⁻¹
Flux superficiel de l'eau dans le matériau à porométrie grossière	q_w^c	L·T ⁻¹
Flux superficiel de l'eau dans le matériau à porométrie fine	$\boldsymbol{q}_w^{\scriptscriptstyle f}$	L-T ⁻¹
Flux superficiel d'extraction d'eau	$q_{\scriptscriptstyle W}^{\scriptscriptstyle extraction}$	L·T ⁻¹

Tenseur du flux de la surface libre	q _{w,surface}	L·T ⁻¹
Composante scalaire du flux de la surface libre dans la direction de l'axe des x	$q_{\scriptscriptstyle w, surface_x}$	L·T ⁻¹
Tenseur du débit total par rapport à l'origine	\mathbf{Q}_{w}	L ³ •T ⁻¹
Débit total de l'eau par rapport à l'origine	$Q_{_{\!W}}$	L ³ ·T ⁻¹
Tenseur du débit unitaire par rapport à l'origine	$\mathbf{Q}'_{\mathbf{w}}$	L ² ·T ⁻¹
Composante scalaire du débit unitaire dans la direction de l'axe des <i>x</i>	$Q_{w,x}^{\prime}$	L ² ·T ⁻¹
Composante scalaire du débit unitaire dans la direction de l'axe des <i>y</i>	$Q_{w,y}^{\prime}$	L ² ·T ⁻¹
Coefficient de corrélation de Pearson	r	
Coefficient de corrélation de Pearson du sable granitique G1	r _{G1}	
Coefficient de corrélation de Pearson du sable granitique G2	r _{G2}	
Coefficient de corrélation de Pearson du sable granitique G3	r _{G3}	
Coefficient de corrélation entre les paramètres β_{ϵ} et $\beta_{\epsilon+1}$	$r_{\varepsilon,\varepsilon+1}$	
Coefficient de détermination	r ²	
Rayon du tube capillaire	r _c	L
Rayon du tube capillaire d'un groupe de particules	r _{c,i}	L
Rayon du tube capillaire moyen	$r_c^{moy.}$	L
Rayon critique du volume élémentaire représentatif	r _{critique}	L
Variable fictive représentant le rayon du tube capillaire	R	L
Rayon hydraulique	R_{H}	L
Constante des gaz parfaits	R	F·L·mol ⁻¹ ·Θ ⁻¹
Résistance hydraulique	R_{h}	Т
Coefficient de corrélation entre les résidus pondérés, ordonnés de façon croissante, et les statistiques ordonnées d'une fonction de distribution normale N(0,1)	R_N^2	
Écart type	S	
Variance	S ²	

Variance estimée du paramètre β_i	S ²	
Variance estimée du paramètre β_{i+1}	$\mathbf{S}_{\iota+1}^{2}$	
Entropie massique de la glace	S _i	$L^2 \cdot T^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Entropie massique de l'eau	S _w	$L^2 \cdot T^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Entropie massique correspondant au changement d'état de l'eau, de liquide à solide	S _{wi}	$L^2 \cdot T^{-2} \cdot \Theta^{-1}$
Paramètre d'inclinaison adimensionnel de l'approche de Casagrande & Shannon (1952)	S	
Sensibilité relative	S.R.	
Sensibilité proportionnée adimensionnelle de l'observation expérimentale <i>i</i> de type <i>j</i> au paramètre β_i	$SS^{(i,i),j}_arepsilon$	
Sensibilité proportionnée adimensionnelle de l'obser- vation antécédente <i>i</i> de type <i>j</i> au paramètre β_i	$SS^{(i,\iota),j}_E$	
Source de chaleur interne	S	
Degré de saturation	S _r	
Degré de saturation attribuable aux forces d'adsorption/adhésion	S ^a _r	
Degré de saturation attribuable aux forces capillaires	S_r^c	
Moyenne du degré de saturation (ou degré de saturation moyen) de la fondation sous la voie de roulement	\bar{S}_r^F	
Degré de saturation minimal ponctuel du matériau de fondation	$\mathcal{S}^{\textit{F}}_{r,min}$	
Moyenne du profil de degré de saturation minimal (ou degré de saturation minimal moyen partiel) de la fondation ou degré de saturation minimal partiel de la fondation	̈́S ^F _{r,min}	
Moyenne du degré de saturation minimal (ou degré de saturation minimal moyen) de la fondation sous la voie de roulement	$\overline{S}_{r,min}^{F}$	
Degré de saturation minimal ponctuel du matériau de sous-fondation	$S_{r,min}^{SF}$	
Moyenne du profil de degré de saturation minimal (ou degré de saturation minimal moyen partiel) de la sous- fondation	$\ddot{S}_{r,min}^{SF}$	

Moyenne du degré de saturation minimal (ou degré de saturation minimal moyen) de la sous-fondation sous la voie de roulement	$\overline{S}_{r,min}^{SF}$	
Degré de saturation à l'optimum Proctor de référence	S _{r,opt.}	
Surface spécifique massique	S_s^M	$F^{-1}\cdot L^3\cdot T^{-2}$
Surface spécifique massique des particules fines (<i>D</i> < 80 μm) du matériau de fondation	$\mathcal{S}^{M^{F}}_{s,f}$	F ⁻¹ ·L ³ ·T ⁻²
Surface spécifique massique des particules fines (<i>D</i> < 80 μm) du matériau de sous-fondation	$\mathcal{S}^{M^{SF}}_{s,f}$	F ⁻¹ ·L ³ ·T ⁻²
Surface spécifique volumique	S_{s}^{V}	L ⁻¹
Somme des carrés résiduels (variation inexpliquée)	SC _{rés}	
Nombre de Stefan lors du processus de gel	Ste _f	
Nombre de Stefan lors du processus de dégel	Ste _t	
Temps	t	Т
Temps relativisé correspondant à la mesure expérimentale <i>i</i> de type <i>j</i>	$t_{i,j}$	Т
Temps correspondant à l'arrivée du front de dégel au niveau de l'interface couche de surface/fondation	<i>t</i> ₁	Т
Temps correspondant à l'arrivée du front de dégel au niveau de l'interface fondation/sous-fondation	<i>t</i> ₂	Т
Temps correspondant à l'arrivée du front de dégel au niveau de l'interface sous-fondation/infrastructure	t ₃	Т
Temps mort apparent du processus de calibrage	† _p	Т
Température	Т	Θ
Température absolue	\overline{T}	Θ
Température de l'air	T _a	Θ
Température de fusion de l'eau interstitielle	$T_{L \rightleftharpoons S}$	Θ
Température de fusion (liquidus) lors du processus de gel	T_f^L	Θ
Température de fusion (liquidus) lors du processus de dégel	T_t^L	Θ
Température de solidification (solidus) lors du processus de gel	T_{f}^{S}	Θ

Température de solidification (solidus) lors du processus de dégel	T_t^S	Θ
Température initiale ou référentielle	T_{o}	Θ
Température de surface	Ts	Θ
Température à l'initiation de l'incrément temporel	T^t	Θ
Température à la fin de l'incrément temporel	$\mathcal{T}^{t+\Delta t}$	Θ
Pression d'air interstitiel	U _a	F·L ⁻²
Pression absolue d'air interstitiel	\overline{U}_{a}	F∙L ⁻²
Pression de glace interstitielle	U _i	F∙L ⁻²
Pression absolue de glace interstitielle	\overline{u}_i	F∙L ⁻²
Pression d'eau interstitielle	u_{w}	F·L ⁻²
Pression absolue d'eau interstitielle	\overline{u}_{w}	F∙L ⁻²
Succion matricielle	$(u_a - u_w)$	F·L ⁻²
Succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air	$(u_a - u_w)_{aev}$	F·L ⁻²
Succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation	$(u_a - u_w)_{aev}^F$	F·L ⁻²
Succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air pour un groupe de particules	$(u_a - u_w)_{aev,i}$	F·L ⁻²
Succion matricielle à la base de l'échantillon	$(u_a - u_w)_b$	F∙L ⁻²
Succion matricielle à la base de l'échantillon lors du palier <i>i</i> du processus expérimental	$(u_a - u_w)_{b,i}$	F·L ⁻²
Succion matricielle d'un couple d'observation	$(u_a - u_w)_i$	F∙L ⁻²
Succion matricielle correspondant à la valeur antécédente <i>i</i> de type <i>j</i>	$(u_a - u_w)_{i,j}$	F·L ⁻²
Succion matricielle imposée durant le processus expérimental	$(U_a - U_w)_{imposée}$	F·L ⁻²
Succion matricielle intracellulaire maximale admissible lors de l'essai à flux contrôlé	$(u_a - u_w)_{max}$	F·L ⁻²
Succion matricielle intracellulaire moyenne	$(U_a - U_w)_{moy.}$	F∙L ⁻²
Succion matricielle intracellulaire moyenne lors du palier <i>i</i> du processus expérimental	(U _a – U _w) _{moy.,i}	F·L ⁻²

Succion matricielle correspondant à la teneur en eau résiduelle	$(U_a - U_w)_r$	F·L ⁻²
Succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'eau	$(u_a - u_w)_{wev}$	F·L ⁻²
Énergie interne	U	F·L ⁻²
Tenseur de la vitesse des particules fluides de la surface libre	V _{w,surface}	L·T ⁻¹
Vitesse d'écoulement moyenne de l'eau dans un tube capillaire ou un tuyau de section transversale quelconque	V _{w,moy.}	L·T ⁻¹
Volume massique de la glace	V_i	$F^{-1}\cdot L^4\cdot T^{-2}$
Volume massique de l'eau	V _w	$F^{-1}\cdot L^4\cdot T^{-2}$
Volume total initial	V _o	L ³
Volume de la phase <i>p</i>	$V_{ ho}$	L ³
Volume des particules solides	Vs	L^3
Volume des particules solides de la fraction grossière	V_s^c	L ³
Volume des particules solides de la fraction fine	V_s^f	L ³
Volume total	V_t	L ³
Volume total critique	$V_{t,critique}$	L ³
Volume des vides	V_{v}	L ³
Volume des vides de la fraction grossière	V_{ν}^{c}	L ³
Volume des vides de la fraction fine	V_v^f	L ³
Volume d'eau	V_w	L^3
Voltage émis par le contrôleur de l'asservissement	VDC _{transducteur}	VDC
Distance verticale entre l'origine du système de référence et le point bas de l'exutoire	W	L
Teneur en eau massique	W	
Teneur en eau massique à l'optimum Proctor de référence	W _{opt.}	
Variable fictive représentant la succion matricielle	W	F·L ⁻²

Facteur de pondération pour une portion de courbe de la version multimodale du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	$\overline{W_i}$	
Moyenne arithmétique	\overline{X}	
Abscisse pour laquelle la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface couche de surface/fondation concorde avec la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation	X _{CS/F}	L
Abscisse pour laquelle la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface fondation/sous-fondation con- corde avec la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation	X _{F/SF}	L
Abscisse dans un système de référence ayant origine à la ligne d'infrastructure au droit de la ligne de rive	X _i	L
Variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique normalisée	X	
Variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique	Y	
Charge d'élévation par rapport à un datum arbitraire	Ζ	L
Élévation pour laquelle la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface couche de surface/fondation concorde avec la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation	Z _{CS/F}	L
Élévation pour laquelle la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface fondation/sous-fondation con- corde avec la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation	Z _{F/SF}	L
Élévation dans un système de référence ayant origine à la ligne d'infrastructure au droit de la ligne de rive	Z_i	L
Variable fictive représentant le logarithme népérien de la succion matricielle	Ζ	
Angle de contact entre l'eau et le solide	α	
Inverse de la succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air	α	$F^{-1}\cdot L^2$
Paramètre de forme des particules solides	$\alpha_{\scriptscriptstyle D}$	
Contraction/dilation thermique	α_{t}	Θ^{-1}
Paramètres empiriques des relations puissance développées dans le cadre de cette étude	$A, A_1 \dots A_9$	

Vecteur de paramètres de la fonction objective	β	
Paramètre de la fonction objective	β	
Paramètre ι de la fonction objective	β_i	
Paramètre t du vecteur β lors de l'itération I -1 de la boucle d'optimisation du processus d'optimisation	eta_{ι}^{I-1}	
Paramètre i du vecteur β lors de l'itération I de la boucle d'optimisation du processus d'optimisation	β_{ι}^{I}	
Valeur perturbée du paramètre ι de la fonction objective	β_{ι}^{*}	
Angle d'inclinaison	β	
Paramètres empiriques des relations puissance développées dans le cadre de cette étude	$B, B_1 \dots B_9$	
Paramètre de la solution analytique de Neumann lors du processus de gel	χ_{f}	
Paramètre de la solution analytique de Neumann lors du processus de dégel	χ_t	
Distance infinitésimale	δ	L
Épaisseur infinitésimale de la pellicule d'eau adsorbée/adhérée	$\delta_{\rm adhésion}$	L
Incrément temporel infinitésimal	δt	Т
Dimension infinitésimale dans la direction de l'axe des x	δx	L
Dimension infinitésimale dans la direction de l'axe des y	δγ	L
Dimension infinitésimale dans la direction de l'axe des z	δz	L
Déplacement infinitésimal de la hauteur de la surface libre	δН	L
Perte de charge hydraulique totale	Δh	L
Différentiel non corrigé entre les ménisques observés dans les colonnes de gauche et de droite du manomètre	ΔH	L
Différentiel corrigé entre les ménisques observés dans les colonnes de gauche et de droite du manomètre	$\Delta H_{corrig\acute{e}}$	L
Enthalpie à extraire du volume unitaire de sol au cours du processus de gel	ΔH_1	F·L ⁻²
Enthalpie extraite du volume unitaire de sol au cours d'un incrément temporel	ΔH_2	F·L ⁻²
Longueur d'écoulement	Δl	L

u	
$\Delta M_{interface}$	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
ΔM_{w}	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
$\Delta M_{_{\Delta V}}$	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
$\Delta M^{capteur}_{\Delta V}$	F·L ⁻¹ ·T ²
$\Delta M_{_{\Delta V}}^{_{interface}}$	$F \cdot L^{-1} \cdot T^2$
Δp _i	
Δp_1	
ΔP	F·L ⁻²
$\Delta t_{critique}$	Т
$\Delta t_{ ext{critique}}^{ ext{acceptable}}$	Т
$\Delta t^{\scriptscriptstyle A}_{\scriptscriptstyle deta gel}$	Т
$\Delta t^{ m F}_{ m dégel}$	Т
$\Delta t^{ m SF}_{ m dégel}$	Т
$\Delta t^{1}_{drainage(85)}$	Т
$\Delta t^2_{\it drainage(85)}$	Т
ΔT	Θ
ΔT_{f}	Θ
ΔT_t	Θ
$\Delta(u_a - u_w)$	F·L ⁻²
ΔV_{a}	L ³
	$\Delta M_{interface}$ ΔM_{w} $\Delta M_{\Delta V}$ $\Delta M_{\Delta V}$ $\Delta M_{\Delta V}^{capteur}$ $\Delta M_{\Delta V}^{interface}$ Δp_{i} Δp_{1} Δp_{1} ΔP $\Delta t_{critique}$ $\Delta t_{dégel}^{a}$ $\Delta t_{dégel}^{cegel}$ $\Delta t_{dégel}^{cegel}$ Δt_{degel}^{cegel}

Changement volumétrique de l'eau	ΔV_w	L ³
Critère de convergence portant sur les paramètres du processus d'inversion	$\Delta\beta_{\text{max}}$	
Variation normalisée du paramètre <i>ι</i> du vecteur β lors de l'itération <i>I</i> de la boucle d'optimisation du processus d'inversion	$\Delta \beta_{\iota}^{I}$	
Critère de convergence portant sur la fonction objective du processus d'inversion	$\Delta \Phi_{\rm max}$	
Variation normalisée de la fonction objective lors de l'itération <i>I</i> de la boucle d'optimisation du processus d'inversion	$\Delta \Phi^I$	
Variation de la hauteur de la surface libre	ΔH	L
Changement de la masse volumique de l'air	Δho_{a}	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Valeur expérimentale observée <i>i</i> de type <i>j</i>	$\mathcal{E}_{i,j}$	
Valeur expérimentale estimée <i>i</i> de type <i>j</i>	$\hat{\mathcal{E}}_{i,j}$	
Moyenne pondérée des valeurs expérimentale estimée de type <i>j</i>	$\overline{\mathcal{E}}_{j}$	
Valeur antécédente observée <i>i</i> de type <i>j</i>	$E_{i,j}$	
Valeur antécédente estimée <i>i</i> de type <i>j</i>	$\hat{E}_{i,j}$	
Moyenne pondérée des valeurs antécédentes estimée de type <i>j</i>	\overline{E}_{j}	
Potentiel hydraulique	ϕ	$L^{2}T^{-2}$
Angle de frottement interne effectif	ϕ '	
Angle indiquant le taux d'augmentation de la résistance en cisaillement relatif à la succion matricielle	$\phi^{\scriptscriptstyle b}$	
Fonction objective	Φ	
Fonction objective lors de l'itération <i>I</i> -1 de la boucle d'optimisation du processus d'inversion	Φ^{I-1}	
Fonction objective lors de l'itération <i>I</i> de la boucle d'optimisation du processus d'inversion	Φ^I	
Paramètre de la formulation généralisée de l'équation de Mualem (1976)	γ	
Paramètre de la formulation généralisée de l'équation de Mualem (1976)	Г	

Hauteur de la surface libre	Н	L
Hauteur moyenne de la surface libre	\overline{H}	L
Hauteur initiale de la surface libre	H_{o}	L
Hauteur de la surface de suintement	$H_{\rm ss}$	L
Hauteur du niveau d'eau dans l'élément drainant	H_w	L
Itération de la boucle d'optimisation du processus d'optimisation	Ι	
Paramètre d'amortissement du processus d'inversion	arphi	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	ĸ _g	
Paramètre d'ajustement pour une portion de courbe de la version multimodale du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	K _{g,i}	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994)	K _w	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994) pour un groupe de particules	$K_{w,i}$	F∙L ⁻²
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Brooks & Corey (1964)	λ	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Brooks & Corey (1964) du matériau à porométrie grossière	λ_c	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Brooks & Corey (1964) du matériau à porométrie fine	$\lambda_{_f}$	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Brooks & Corey (1964) pour un matériau de fondation	$\lambda_{_{F}}$	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Brooks & Corey (1964) pour un matériau de sous- fondation	$\lambda_{\rm SF}$	
Latitude	Λ	
Modalité de la répartition de la taille des pores	μ	
Viscosité dynamique de l'air	μ_{a}	F·L ⁻² ·T
Viscosité dynamique de l'eau	μ_{w}	F·L ⁻² ·T
Paramètre de la solution empirique de Morel-Seytoux (1992(a) et (b))	μ_r^f	

Paramètre d'ajustement Witczak <i>et al.</i> (2000)	du modèle empirique de	М						
Paramètre d'ajustement Witczak <i>et al.</i> (2000)	du modèle empirique de	Ν						
Nombre pi	Nombre pi π							
Teneur en fluide (air ou eau	$ heta_{ m f}$							
Teneur en glace volumétriq	$ heta_i$							
Teneur volumétrique en poreux	constituant <i>j</i> du matériau	$ heta_{j}$						
Teneur volumétrique en	constituant principal de la	$ heta_{s}$						

Nombre pi	π	
Teneur en fluide (air ou eau) volumétrique	$ heta_{\scriptscriptstyle f}$	
Teneur en glace volumétrique	$ heta_i$	
Teneur volumétrique en constituant <i>j</i> du matériau poreux	$ heta_j$	
Teneur volumétrique en constituant principal de la phase solide	$\theta_{\rm s}$	
Teneur volumétrique en constituant k de la phase solide	$\theta_{\mathrm{s,k}}$	
Teneur en eau volumétrique	$ heta_w$	
Moyenne arithmétique de la teneur en eau volumétrique	$\overline{ heta}_{w}$	
Moyenne arithmétique de la teneur en eau volumétrique estimée	$\overline{\hat{ heta}}_w$	
Teneur en eau volumétrique attribuable aux forces d'adsorption et d'adhésion	$ heta_{\scriptscriptstyle W}^{\scriptscriptstyle adh \acute{e}s ion}$	
Teneur en eau volumétrique arbitraire dans la gamme de teneurs en eau relativement élevées	$ heta_{\!\scriptscriptstyle w,c}$	
Teneur en eau volumétrique ponctuelle du matériau à porométrie grossière et ce, suite à l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$\theta^{c}_{_{W_{t=t^+_o}}}$	
Teneur en eau volumétrique ponctuelle du matériau à porométrie fine et ce, juste avant que le front d'imbibition atteigne l'interface	$\theta^{f}_{_{W_{t=t_{o}}^{-}}}$	
Teneur en eau volumétrique ponctuelle du matériau de fondation	$ heta_w^{\sf F}$	
Moyenne arithmétique de la teneur en eau volumé- trique (ou teneur en eau volumétrique moyenne) de la fondation sous la voie de roulement	$\overline{ heta}_w^{{\scriptscriptstyle \sf F}}$	
Teneur en eau volumétrique minimale ponctuelle du matériau de fondation	$ heta_{\!\!w,\textit{min}}^{\!\!F}$	
Teneur en eau volumétrique minimale ponctuelle du matériau de sous-fondation	$ heta_{\!w,\textit{min}}^{SF}$	

Teneur en eau volumétrique d'un couple d'observation	$\theta_{\mathrm{w},i}$	
Teneur en eau volumétrique estimée d'un couple d'observations	$\hat{ heta}_{\!\scriptscriptstyle w,i}$	
Moyenne arithmétique de la teneur en eau volumétrique intracellulaire lors du palier <i>i</i> du processus expérimental	$\overline{ heta}_{w,i}$	
Teneur en eau volumétrique de la division <i>j</i> de l'échantillon lors du palier <i>i</i> du processus expérimental	$ heta_w^{i,j}$	
Teneur en eau volumétrique minimale	$\theta_{\!\scriptscriptstyle w, \min}$	
Teneur en eau volumétrique à satiation	$ heta_{w,o}$	
Teneur en eau volumétrique à satiation du matériau à porométrie grossière	$ heta^c_{w,o}$	
Teneur en eau volumétrique à satiation du matériau à porométrie fine	$ heta_{w,o}^{f}$	
Teneur en eau volumétrique correspondant à l'état résiduel	$ heta_{\!\scriptscriptstyle w,r}$	
Teneur en eau volumétrique correspondant à l'état résiduel du matériau à porométrie grossière	$ heta_{w,r}^{c}$	
Teneur en eau volumétrique correspondant à l'état résiduel du matériau à porométrie fine	$\theta^{f}_{w,r}$	
Teneur en eau volumétrique correspondant à l'état résiduel du matériau de fondation	$\theta_{w,r}^{F}$	
Teneur en eau volumétrique correspondant à l'état résiduel du matériau de sous-fondation	$ heta_{w,r}^{SF}$	
Teneur en eau volumétrique à saturation	$\theta_{w,s}$	
Teneur en eau volumétrique à saturation du matériau de fondation	$ heta_{w,s}^{ extsf{F}}$	
Teneur en eau volumétrique à saturation du matériau de sous-fondation	$ heta_{w,s}^{SF}$	
Teneur en eau volumétrique à la fin de l'incrément temporel	$ heta_w^{t+\Delta t}$	
Teneur en eau volumétrique nette	\mathscr{G}_w	
Teneur en eau volumétrique normalisée	\varTheta	
Teneur en eau volumétrique normalisée arbitraire dans la gamme de teneurs en eau relativement élevées	\varTheta_{c}	

Teneur en eau volumétrique normalisée par rapport à la satiation	\varTheta_{o}	
Teneur en eau volumétrique initiale du matériau à porométrie grossière normalisée par rapport à la satiation	$\varTheta_{o,i}^c$	
Teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie grossière normalisée par rapport à la satiation et ce, juste avant que le front d'imbibition atteigne l'interface	$\varTheta_{\scriptscriptstyle o_{t=t_{o}^-}}^{\sf c}$	
Teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie grossière normalisée par rapport à la satiation et ce, au moment de l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$\varTheta_{\scriptscriptstyle O_{_{t_{=t_o}}}}^c$	
Teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie grossière normalisée par rapport à la satiation et ce, suite à l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$\varTheta_{\scriptscriptstyle O_{t=t_0^+}}^c$	
Teneur en eau volumétrique initiale du matériau à porométrie fine normalisée par rapport à la satiation	$\varTheta_{o,i}^{f}$	
Teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie fine normalisée par rapport à la satiation et ce, juste avant que le front d'imbibition atteigne l'interface	$\mathcal{O}^{f}_{o_{t=t_{0}^{-}}}$	
Teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie fine normalisée par rapport à la satiation et ce, suite à l'impact du front d'imbibition avec l'interface	$\varTheta_{\scriptscriptstyle o_{t=t_o^+}}^{f}$	
Masse volumique	ho	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique de l'air	$ ho_{a}$	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique du composé organique lourd s-tetrabromoéthane	$ ho_{{}_{{}_{{}_{2}}{}_{C}}$ HCHBr $_{2}}$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique sèche	$ ho_{d}$	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique sèche maximale	$ ho_{d,max}$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique du fluide indicateur	$ ho_{ ext{fluide}}$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique de référence du fluide indicateur	$ ho_{ ext{fluide,o}}$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique du mercure	$ ho_{{ m Hg}}$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique de la glace	$ ho_i$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique de la phase <i>p</i>	$ ho_{ ho}$	F·L ⁻⁴ ·T ²
Masse volumique des particules solides	$ ho_{ m s}$	F·L ⁻⁴ ·T ²

Masse volumique des particules solides de la fraction grossière	$ ho_{ m s}^{ m c}$	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique des particules solides de la fraction fine	$ ho_{ extsf{s}}^{ extsf{f}}$	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique de l'eau	$ ho_{w}$	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Masse volumique référentielle de l'eau pure à l'état liquide	$ ho_{\rm w,o}$	$F \cdot L^{-4} \cdot T^2$
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Witczak <i>et al.</i> (2000)	Р	
Tension superficielle à l'interface air-eau	$\sigma_{\!\scriptscriptstyle a\!/w}$	F·L ⁻¹
Tension superficielle à l'interface glace-eau	$\sigma_{_{i/w}}$	F·L ⁻¹
Contrainte normale totale	σ	F·L ⁻²
Contrainte normale totale moyenne	$\sigma_{\scriptscriptstyle moy.}$	F·L ⁻²
Contrainte principale majeure	$\sigma_{_1}$	F·L ⁻²
Contrainte principale mineure	$\sigma_{_3}$	F·L ⁻²
Contrainte normale nette	$(\sigma - u_a)$	F·L ⁻²
Contrainte normale nette moyenne	$(\sigma_{moy.} - u_a)$	F·L ⁻²
Contrainte nette de confinement	$(\sigma_{_3} - u_{_a})$	F·L ⁻²
Contrainte déviatorique	$(\sigma_1 - \sigma_3)$	F·L ⁻²
Temps de dérivée du contrôleur de l'asservissement	τ_{d}	т
Temps de réinitialisation du contrôleur de l'asservis- sement	τ_{i}	Т
Constante temporelle du processus de calibrage de l'asservissement	τ_{p}	Т
Résistance au cisaillement	τ	F∙L ⁻²
Paramètre temporel adimensionnel de l'approche de Casagrande & Shannon (1952)	Т	
Tortuosité	Т	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de van Genuchten (1980)	υ	
Paramètre fictif introduit lors du processus d'inversion numérique	U _{fictif}	

Facteur de normalisation des observations expérimen- tales de type <i>j</i>	Υ^j_{ε}	
Facteur de normalisation des observations antécédentes de type <i>j</i>	Υ^j_E	
Paramètre de la fonction exponentielle de Mottaghy & Rath (2003)	$\overline{\sigma}$	Θ
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de van Genuchten (1980)	ω	
Domaine physique	Ω	
Domaine physique de la fondation sous la voie de roulement	$\Omega_{ m F}$	L ²
Facteur de pondération de l'observation expérimentale <i>i</i> de type <i>j</i>	$\varOmega^{i,j}_{\!\!{\varepsilon}}$	
Facteur de pondération de l'observation antécédente <i>i</i> de type <i>j</i>	$arOmega_{\!E}^{i,j}$	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	ξ_g	
Paramètre d'ajustement pour une portion de courbe de la version multimodale du modèle empirique de Fredlund <i>et al.</i> (2000)	$\xi_{g,i}$	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994)	Ęw	
Paramètre d'ajustement du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994) pour un groupe de particules	$\xi_{w,i}$	
Position du front transmis par rapport à l'interface	ζ_{f}	L
Position du front réfléchi par rapport à l'interface	ζ_{rf}	L
Élévation par rapport au niveau de la mer	Ζ	L
Élévation moyenne par rapport au niveau de la mer et ce, dans un rayon de 170 km	\overline{Z}_{170}	L

CHAPITRE I

Dans le contexte économique actuel, où les budgets de réfection de chaussée sont restreints, des recherches permettant l'approfondissement des connaissances en matière de drainage des chaussées sont un apport appréciable tant au domaine académique qu'économique. En fait, l'intégration de caractéristiques favorisant le drainage induit inévitablement un investissement supplémentaire appréciable tout en permettant d'améliorer le comportement d'une chaussée et d'en assurer la pérennité (*cf.* Yu & Rao, 1999). Il est donc essentiel d'effectuer des analyses comparatives réalistes permettant d'identifier les caractéristiques les plus rentables. En effectuant ces analyses en période de dégel, cette étude permet également d'apprécier l'impact des caractéristiques de drainage sur le mouvement de l'eau interstitielle dans le milieu poreux saturé/non saturé et parfois, partiellement gelé, qu'est une structure de chaussée. La compréhension du comportement hydrique en période de dégel est d'autant plus fondamentale que la résistance de la chaussée n'est que de 30 à 70% de sa résistance estivale.

Dans sa formulation préliminaire, le nouveau guide de conception de chaussée mécanistique-empirique du National Cooperative Highway Research Program (NCHRP) réduit l'analyse hydrique à la conception d'une couche de matériau drainant sise dans la partie supérieure de la structure de chaussée (*cf.* Mallela *et al.*, 2001). Bien que la conception d'une telle couche soit bien définie, la couche drainante ne fait pas partie intégrante de la structure de chaussée québécoise. Contrairement à cette approche du drainage, à faible gradient hydraulique, la conception québécoise préconise le mouvement hydrique vertical afin d'éloigner rapidement l'eau de la région plus fortement sollicitée par le trafic. Malgré l'importance des propriétés hydrauliques des matériaux de fondation et de sousfondation, les normes québécoises présentent peu de directives en matière de sélection de matériaux.

En faisant suite aux travaux liminaires de Casagrande & Shannon (1952) et de McEnroe (1994(a) et (b)) en matière de drainage routier, la présente étude vise à contrer les effets du dégel par une sélection appropriée et rationnelle des matériaux de fondation routière. Cette étude présente donc des analyses hydriques et thermiques qui établissent la période critique, correspondant au temps nécessaire à la suppression de la pression d'eau positive générée dans le matériau de fondation (degré de saturation égal à 85%), de diverses structures de chaussée bicouche en présence d'une gamme étendue de matériaux. Le processus est subséquemment traduit en une méthodologie de sélection des matériaux et de la géométrie routière en période de dégel. L'objectif de la présente recherche est donc quadripartite, soit :

- (1) Établir le fondement théorique du transfert hydrique dans l'assise de chaussée saturée/non saturée ainsi que les notions fondamentales à l'interprétation des résultats obtenus.
- (2) Développer une méthode novatrice permettant de caractériser les propriétés hydrauliques des matériaux non saturés de l'assise de chaussée et ainsi, permettre une caractérisation optimale des matériaux servant au développement de la méthodologie de sélection des matériaux.
- (3) Développer une équation du degré de saturation minimal moyen de la fondation sous la voie de roulement qui résulte du drainage d'une assise bicouche en période de dégel.
- (4) Développer une méthodologie de sélection des matériaux de l'assise ainsi que de la géométrie routière en période de dégel et ce, par l'entremise d'analyses numériques des transferts hydrique et thermique.

Après un bref rappel historique du drainage routier, on présente les propriétés d'indice des milieux poreux ainsi que certaines relations empiriques propres aux matériaux routiers. On présente ensuite le fondement théorique nécessaire à l'étude du transfert hydrique ainsi que les différentes méthodes indirectes permettant d'estimer les propriétés hydrauliques des sols non saturés. On effectue également une évaluation de diverses méthodes physico-empiriques permettant

d'estimer la fonction de rétention d'eau des matériaux de fondation et de sousfondation. Puis, afin d'évaluer les différentes méthodes expérimentales permettant de déterminer les propriétés hydrauliques des matériaux non saturés, on procède à la caractérisation systématique d'un sable de référence normalisé ASTM C778. La méthode expérimentale optimale est alors adoptée pour la caractérisation hydraulique de divers matériaux de sous-fondation. De ce processus expérimental, on établit une valeur plus réaliste du paramètre de tortuosité à employer dans les modèles statistiques de la conductivité hydraulique des matériaux non saturés. On développe alors l'équation du degré de saturation minimal moyen de la fondation sous la voie de roulement correspondant à la condition hydrostatique en fin de drainage. Sachant que les conditions hydriques en période de dégel sont les plus préjudiciables au comportement de la chaussée, on définit l'agencement des composantes de la période critique qui sont subséquemment déterminées par l'entremise de simulations numériques transitoires du transfert hydrique et du transfert thermique avec changement d'état de la phase aqueuse. Afin d'étendre le comportement observé à des matériaux autres que ceux employés dans le cadre des analyses numériques, la période critique est exprimée en fonction des propriétés d'indice des matériaux de fondation et de sous-fondation. On présente finalement la méthodologie de sélection des matériaux et de la géométrie routière.

CHAPITRE II

PRINCIPES DE DRAINAGE

Le drainage routier, ou contrôle du régime hydrigue, est une pratigue très ancienne. On en retrouve des exemples dans les vestiges d'anciennes civilisations qui ont vu le jour il y a plus de 5000 ans. Intuitivement, nos ancêtres avaient réalisé que l'eau présente dans les assises routières est un des paramètres contribuant à la détérioration des chaussées. Afin de fournir une surface de roulement sécuritaire et confortable, il s'avère primordial de comprendre et d'incorporer les principes de drainage dans la conception de la chaussée. Toutefois, malgré qu'il permette d'améliorer le comportement des chaussées et d'en assurer la pérennité, l'implantation d'un système de drainage entraîne un investissement appréciable. Il est donc important de déterminer quels sont les systèmes les plus performants tout en tenant compte des conditions (hydrique, thermique et mécanique) qui prévalent ainsi que de la disponibilité des matériaux. Il n'existe donc pas une solution unique qui puisse être appliquée sans mûre réflexion de la part des concepteurs. D'ailleurs, au Québec, l'aspect du drainage routier prend toute son importance étant donné les conditions climatiques rigoureuses. En effet, il tombe annuellement entre 800 et 1400 mm de précipitation sous forme de pluie ou de neige (Houde, 1978). De plus, les conditions particulières au printemps (fonte des neiges, dégel du sol et nappe phréatique élevée) sont des contraintes supplémentaires dont on doit tenir compte pour le drainage des chaussées (Savard, 1994).

2.1 Bref rappel historique

On a souvent fait état de l'importance du drainage en construction routière. En fait, le concept de drainage routier est très ancien. Les Minoens, établis sur l'île de Crête il y a plus de 5000 ans, furent parmi les premiers à tenir compte des besoins en assainissement des chaussées (*cf.* figure 2.1 (a)). Cependant, les Romains furent les premiers à saisir l'impact de la présence de l'eau interstitielle en matière de construction routière. D'ailleurs, ces derniers construisaient leurs chaussées en remblai afin de maintenir des conditions hydriques acceptables en toutes saisons

(*cf.* figure 2.1 (b)). En Europe au 17^e siècle, l'avènement de certaines améliorations technologiques menèrent, entre autres, au transport commercial et à de meilleurs véhicules. Ces facteurs créèrent une demande incessante pour de meilleures chaussées. D'ailleurs plusieurs scientifiques de l'époque dont l'Italien Guido Toglietta et l'Anglais Thomas Procter écrivirent des traités portant sur la construction de chaussées (*cf.* Encyclopædia Britannica, 1974 ; Pannell, 1977 ; Garrison, 1991).

L'ère moderne de la construction routière ne vit le jour qu'à la fin du 18^e siècle avec l'inauguration de l'École des Ponts et Chaussées, à Paris en 1747. Ce fut le Français Pierre Marie Jérôme Trésaguet (1716-1796) qui développa un nouveau type de chaussée en implantant une pente transversale à chaque interface afin de mieux drainer l'assise de la chaussée (*cf.* figure 2.1 (c)). Il introduisit également une surface de roulement, dite imperméable, composée de 75 mm de pierres de petites tailles. Par le fait même, il réduisit significativement les coûts de construction.

L'Anglais Thomas Telford (1757-1834) modifia la structure proposée par Pierre Marie Jérôme Trésaguet afin d'augmenter la durée de vie de la chaussée. Il proposa, tel les Romains avant lui, d'utiliser une sous-fondation permettant de reprendre les charges dynamiques et ce, nonobstant la qualité des matériaux d'infrastructure (*cf.* figure 2.1(d)). Il précisa également qu'un drain (ou exutoire secondaire) devait être implanté à un intervalle de 100 m. John Loudon McAdam (1756-1836) fit état d'une théorie similaire à celle proposée 57 ans auparavant par Trésaguet sauf qu'il mit une emphase particulière sur le drainage. En maintenant l'infrastructure au-dessus de la nappe phréatique, il put réduire l'épaisseur de l'assise et ainsi réduire les coûts de construction (*cf.* figure 2.1(e)). De plus, il considéra que le chargement devait être repris par le sol d'infrastructure. En fait, le principe fondamental proposé par McAdam est le suivant (*cf.* Pannell, 1977) :

« C'est le sol naturel qui supporte véritablement le poids du trafic ; en autant qu'il est maintenu dans un état sec, le sol naturel transportera n'importe quel poids sans s'enfoncer ».



(e)

Figure 2.1 Schémas de la coupe transversale de routes anciennes (Inspiré de Pannell, 1977). *(a)* Minoenne.

- (b) Romaine.
- (c) Française, Trésaguet.
- (d) Anglaise, Telford.
- (e) Anglaise, McAdam.

Il existe désormais des méthodes de conception permettant de sélectionner la géométrie, les matériaux ainsi que les systèmes de drainage appropriés (Christopher & McGuffey, 1997 ; Mallela *et al.*, 2001 et 2002). À titre d'exemple, la conception d'une couche de matériau drainant, dont la conductivité hydraulique saturée ne peut être inférieure à 3,53 · 10⁻³ m/s, est présentement fondée sur une analyse du temps de drainage. On présume alors que la couche drainante est initialement saturée par infiltration. Suite à cet événement, l'eau interstitielle est évacuée par des écrans drainants en rive de chaussée ou encore, par la face du talus lorsqu'en présence d'une extension latérale de la couche drainante. L'axe de symétrie, par rapport au centre de la chaussée, et la frontière inférieure de la couche non confinée sont alors considérés imperméables. Le temps requis pour atteindre un degré de drainage moyen D peut être déterminé à l'aide de l'approche de Casagrande & Shannon (1952), soit :

$$T = \begin{cases} 2 \cdot D \cdot S - S^2 \cdot ln\left(\frac{S+2 \cdot D}{S}\right) & 0 \le D \le 0,5 \\ S + S \cdot ln\left(\frac{2 \cdot S - 2 \cdot D \cdot S + 1}{(2-2 \cdot D) \cdot (S+1)}\right) - S^2 \cdot ln\left(\frac{S+1}{S}\right) & 0,5 < D \le 1 \end{cases}$$

$$(2.1)$$

où.:	C _{NP}	: $c_{NP} = 2,45 - 0,80/\sqrt[3]{S}$, paramètre empirique ;
	d	: épaisseur de la couche, L ;
	D	: $D = (n - \overline{\theta}_w) / n_e$, degré de drainage moyen ;
	k _{w,s} B n	: conductivité hydraulique à saturation, L·T ⁻¹ ; : largeur de la voie de roulement, L ; : porosité :
	n _e	: $n_e = n - \theta_{w,min}$, porosité efficace ;
	S	: $S = d/(B \cdot \tan \beta)$, paramètre d'inclinaison adimensionnel ;
	$t \ eta \ heta \ $: temps, T ; : angle d'inclinaison de la couche ; : teneur en eau volumétrique minimale ou capacité au champ ; : moyenne arithmétique de la teneur en eau volumétrique du domaine ;
	Т	: $T = (2 \cdot t \cdot k_{w.s} \cdot d) / (c_{NP} \cdot n_e \cdot B^2)$, paramètre temporel adimensionnel.

Cette équation repose sur la combinaison de la loi de Darcy et de la loi de la conservation de masse à l'échelle d'un parallélépipède unitaire tandis que la surface libre est présumée linéaire (Figure 2.2). Le paramètre empirique c_{NP} permet d'ailleurs de pallier à l'hypothèse simplificatrice d'une surface libre linéaire.

Il est à noter que l'eau est présumée évacuée sur la mi-hauteur de l'élément drainant. Puisque la géométrie est généralement fixée d'avance et que le temps de drainage est presque insensible à l'épaisseur de la couche drainante, la conception se résume à la sélection d'un matériau approprié. La figure 2.3 présente l'évolution du degré de drainage en fonction du paramètre temporel adimensionnel pour diverses configurations géométrique et matérielle.



Figure 2.2 Modèle de Casagrande & Shannon pour le rabattement de la surface libre d'une couche non confinée (Inspiré de Janoo *et al.*, 1997).

8



Figure 2.3 Évolution du degré de drainage en fonction du paramètre temporel adimensionnel pour diverses configurations géométriques et matérielles.

Bien que ce problème puisse également être résolu en adoptant les hypothèses de Dupuit-Forcheimer (*cf.* McEnroe, 1994(a) et (b)), ces méthodes sont fondées sur des approches en conditions saturées alors qu'un mouvement hydrique substantiel a lieu dans le domaine non saturé. Néanmoins, les outils numériques modernes de transfert hydrique et thermique, permettent de bonifier la conception actuelle en adoptant une approche plus fondamentale. En évaluant l'influence de divers paramètres géométriques et hydriques, l'ouvrage pionnier de Wallace (1977) explore l'aptitude d'un modèle numérique à décrire le processus d'infiltration dans une assise non saturée. Cette représentation rigoureuse du régime hydrique routier demeure pourtant un ouvrage isolé jusqu'à la fin du vingtième siècle. Soumises à une pléiade de conditions environnementales, diverses alternatives de drainage font alors l'objet d'une évaluation rationnelle (*e.g.* Lebeau *et al.*, 1997 et 1998 ; Alonso, 1998 ; Lafleur & Lebeau, 1999 ; Hassan & White, 2001 ; Alonso *et al.*, 2002 ; Stormont & Zhou, 2002 et 2005 ; Apul *et al.*, 2002 ; Mahboub *et al.*, 2003).

2.2 L'eau dans les chaussées et ses effets

Les eaux de surface et souterraine sont responsables de l'alimentation de l'assise de la chaussée (*cf.* figure 2.4). De façon générale, l'eau de surface ruisselle suivant la résultante des pentes transversale et longitudinale et alimente ainsi les fissures, les joints et les surfaces non revêtues. La quantité d'eau de ruissellement sur la chaussée peut être très importante lors de la fonte des neiges ou pendant des précipitations de forte intensité. De plus, la quantité d'eau infiltrée est proportionnelle à la durée de l'événement et non à son intensité (Ridgeway, 1976 ; Lebeau *et al.*, 1998). En effet, une intensité plus élevée ne fait que créer plus de ruissellement. L'eau de pluie et l'eau de fonte des neiges s'infiltrent donc à travers les fissures ou joints du revêtement, par les accotements non revêtus et par la face du talus.



Figure 2.4 Schéma indiquant les sources d'eau pouvant alimenter l'assise de la chaussée (Inspiré de Savard, 1996).

L'eau s'infiltre dans la fondation en formant un bulbe d'imbibition et progresse verticalement à travers la sous-fondation jusqu'à la ligne d'infrastructure (interface sous-fondation/infrastructure). La forme et le déplacement de ce bulbe dépendent de l'épaisseur et de la conductivité hydraulique des matériaux de l'assise (*i.e.* fondation et sous-fondation) ainsi que de la durée ou de l'intermittence de la précipitation. Une fissure dans le revêtement induit généralement un bulbe de 100 mm ou de 300 mm de diamètre pour des degrés de saturation de 80% ou de 70% respectivement. L'eau qui continue de s'infiltrer se répand dans les matériaux de

l'assise et migre vers les endroits de moindre charge hydraulique totale. Notons que l'eau ne peut être évacuée que lorsque sa charge totale est supérieure à celle du système de drainage. L'alimentation de l'assise de chaussée par les eaux souterraines est occasionnée par la présence d'une nappe phréatique élevée, par la remontée capillaire à travers les sols fins ou par la fonte des lentilles de glace dans les sols gélifs. La position de la nappe phréatique varie avec les saisons et est généralement plus basse en période hivernale et plus élevée au printemps.

Il est reconnu que la présence d'eau contribue à accélérer la dégradation des chaussées. En fait, l'augmentation de la teneur en eau conduit à une diminution de la capacité portante des matériaux non liés de l'assise et du sol support. L'accroissement de la teneur en eau induit alors une réduction de la succion matricielle $(u_a - u_w)$ et donc, une réduction de la cohésion apparente (*i.e.* $(u_a - u_w) \cdot \tan \phi^b$ où ϕ^b est l'angle indiquant le taux d'augmentation de la résistance en cisaillement relatif à la succion matricielle). Pour les sols pulvérulents ($c' \approx 0$), l'effet d'une réduction de la succion matricielle est plus apparente à une faible contrainte normale nette $(\sigma - u_a)$, où la résistance en cisaillement est généralement faible (Figure 2.5(b) : comparer $(u_a - u_w)_1$ et $(u_a - u_w)_2$). De façon générale, la résistance en cisaillement croît de façon linéaire jusqu'à la valeur d'entrée d'air $(u_a - u_w)_{aev}$ (définie à la section 4.3.1) et ce, à un taux égal à celui d'un sol saturé. Au-delà de la valeur d'entrée d'air, le sol se désature et le taux de changement de la résistance en cisaillement décroît. Selon Vanapalli et al. (1996), ce taux de changement peut être lié à la surface de contact entre l'eau et les particules de sol. On note donc une croissance non linéaire de la résistance en cisaillement avec la succion matricielle entre la valeur d'entrée d'air et la succion matricielle correspondant à l'état résiduel $(u_a - u_w)_r$. Au-delà de cet état résiduel, la résistance en cisaillement d'un sol non saturé peut croître, décroître ou demeurer constante. En effet, à de telles succions matricielles, la teneur en eau des sables peut devenir relativement faible et ne plus être en mesure de transmettre, de façon effective, la succion aux particules de sol ou aux points de contact inter-granulaire.



- Figure 2.5 Enveloppe de rupture Mohr-Coulomb étendue (extension non linéaire) pour un sable non saturé, à de faibles contraintes normales nettes (Inspiré de Vanapalli *et al.*, 1996).
 (a) Représentation tridimensionnelle.
 - (b) Projection horizontale de l'enveloppe de rupture sur le plan $(\sigma u_a) \tau$ à différentes valeurs de succion matricielle.

La réduction de la succion matricielle se manifeste également par une réduction de la taille de la surface d'état limite et donc, de la région correspondant à un comportement élastique. Sous l'influence d'une contrainte effective constante, l'état limite décroît jusqu'à la valeur d'entrée d'air (Figure 2.6 : point A). Au-delà de la valeur d'entrée d'air, le sol se désature et l'état limite croît avec l'augmentation de la succion matricielle. Cet accroissement peut être attribué à la relation entre la succion matricielle et la contrainte inter-granulaire. La courbe d'état limite présente donc une croissance non linéaire entre la valeur d'entrée d'air et la succion matricielle correspondant à l'état résiduel (Figure 2.6 : point B). Au-delà de cet état résiduel, la courbe d'état limite d'un sol non saturé peut croître, décroître ou demeurer constante. Sur la figure 2.6(b), la courbe LC représente la variation de la contrainte moyenne nette limite en fonction de la succion matricielle et définit le potentiel d'effondrement dans le cas d'un accroissement de la teneur en eau du sol.





- (a) Représentation tridimensionnelle.
- (b) Projection horizontale de la surface d'état limite sur les plans $(p-u_a)-q$ et $(p-u_a)-(u_a-u_w)$ et ce, à différentes valeurs de succion matricielle.

En plus de régir les états critique et limite, la succion matricielle a un impact sur les modules dynamiques des sols. Suivant une analyse de contraintes, Fredlund *et al.* (1975) ont démontré que le module réversible M_r et donc indirectement, le module de cisaillement *G*, d'un sol non saturé peuvent être exprimés en fonction de trois variables indépendantes d'état de contrainte soit : la contrainte nette de confinement ($\sigma_3 - u_a$), la contrainte déviatorique ($\sigma_1 - \sigma_3$) et la succion matricielle ($u_a - u_w$). De ce fait, la relation entre un module dynamique et une variable indépendante donnée n'est pas unique mais dépend de la valeur des deux autres variables. Afin d'isoler l'accroissement des modules dynamiques attribuable à la cohésion apparente et donc, aux ménisques capillaires, la contrainte nette de confinement et la contrainte déviatorique doivent être maintenues constantes.

Suite à la collation de divers résultats expérimentaux, Witczak *et al.* (2000) ont observé une évolution de forme sigmoïdale entre le module réversible de matériaux routiers et le degré de saturation, un indice de la succion matricielle. Ces derniers proposent alors une équation empirique afin de représenter les données expérimentales, soit :

$$M_{r} = 10^{M + \frac{N - M}{1 + e^{\ln(-N/M) + P \cdot (S_{r} - S_{r,opt.})}}} \cdot M_{r,opt.}$$
[2.2]

où:	M _r	: module réversible, F·L ⁻² ;
	M _{r,opt.}	: module réversible à l'optimum Proctor de référence, F·L ⁻² ;
	S _r	: degré de saturation ;
	S _{r,opt.}	: degré de saturation à l'optimum Proctor de référence ;
	М, Л, Р	: paramètres d'ajustement.

Les valeurs provisoires des paramètres d'ajustement, présentés au tableau 2.1, ont été établies à l'aide des résultats provenant de sept (7) études indépendantes et portant sur quarante-neuf (49) différents matériaux. Ces paramètres permettent d'obtenir un aperçu de l'influence du degré de saturation sur le module réversible des matériaux à granulométries fine et grossière. La figure 2.7 montre qu'un accroissement de 1% du degré de saturation induit, en moyenne, une réduction de 1% du module réversible des matériaux à granulométries de saturation induit, en moyenne, une réduction de 1% du module réversible des matériaux à granulométrie grossière, représentatifs de la fondation routière. La réduction du module réversible est néanmoins plus marquée pour des degrés de saturation avoisinant le degré de saturation optimal. Il est à noter que le degré de saturation optimal se situe généralement entre 78 et 87%.

(2000).	P	aramètres d'aiusteme	nt		
-					
	M	N	Р		
Matériau à granulométrie fine	-0,5934	0,4000	0,0613		
Matériau à granulométrie grossière	-0,3123	0,3000	0,0682		

Tableau 2.1	Paramètres	d'ajustement	provisoires	du	modèle	de	Witczak	et	al.
(2000).		-	-						



Figure 2.7 Influence du degré de saturation sur le module réversible de matériaux routiers et ce, suivant le modèle empirique de Witczak *et al.* (2000).

Hormis l'altération des propriétés mécaniques, l'accroissement de la teneur en eau peut contribuer à la génération de pression d'eau positive durant la sollicitation répétée par le trafic. Représentatif de la fondation routière, le point A de la figure 2.8(a) est initialement soumis à une faible contrainte verticale attribuable au poids des couches sus-jacentes. Son état de contrainte initial peut être décrit par trois variables indépendantes soit : la succion matricielle $(u_a - u_w)_{A_0}$, la contrainte moyenne nette $(p - u_a)_{A_0}$ et la contrainte déviatorique q_{A_0} . Dans le plan $(p - u_a) - q$, l'état de contrainte est borné par une courbe d'état limite initiale résultant, entre autres, du processus de compactage et de la succion matricielle initiale (Figure 2.8(c)).



- Figure 2.8 Cheminement de contrainte suite au dégel d'un point représentatif de la fondation. *(a)* Géométrie.
 - (b) Contraintes dans le plan $(u_a u_w) (p u_a)$.
 - (c) Contraintes dans le plan $q (p u_a)$.

À partir de cet état initial, il est possible d'établir les cheminements de contrainte attribuables à des actions externes. L'accroissement de la teneur en eau, imputable à l'infiltration d'eau de fonte ou tout autre mécanisme, est ainsi représenté par le cheminement de contrainte $A_o \rightarrow A_1$. L'accroissement de la teneur en eau induit alors une réduction de la succion matricielle et donc, une réduction de la taille de la courbe d'état limite. Le chargement non drainé du matériau, dont la faible succion matricielle implique une discontinuité de la phase gazeuse, engendre alors un accroissement de la pression d'eau interstitielle. De ce fait, le cheminement de contrainte, de $A_1 \rightarrow A_2$, est assimilable à celui d'un matériau saturé. L'apparition de déformations permanentes dépend alors de la répétition du chargement et de la taille de la courbe d'état limite du matériau de fondation. Il s'avère donc primordial d'éviter la génération de pression d'eau positive en assurant une continuité de la phase gazeuse. Bien que dépendant du type de matériau, la continuité de phase gazeuse se manifeste la

généralement à un degré de saturation se situant entre 80 et 90% (Fredlund & Rahardjo, 1993). L'évolution de la conductivité pneumatique relative en fonction du degré de saturation reflète cette discontinuité de la phase gazeuse (*cf.* Corey, 1954 ; Brooks & Corey, 1964 ; Stonestrom & Rubin, 1989). À titre d'exemple, la figure 2.9 montre que la conductivité pneumatique relative de divers matériaux poreux est nulle lorsque le degré de saturation est de l'ordre de 85%. Il est donc suggéré de maintenir le degré de saturation des matériaux de fondation inférieur à cette valeur critique.



Figure 2.9 Influence du degré de saturation sur la conductivité pneumatique relative de matériaux poreux (Inspiré de Brooks & Corey, 1964).

CHAPITRE III PROPRIÉTÉS D'INDICE DES MILIEUX POREUX

On désigne généralement par milieu poreux, un solide de forme quelconque délimitant et englobant des vides appelés pores. Ces vides, ou interstices, peuvent communiquer entre eux et contenir une ou plusieurs phases fluides pouvant



Figure 3.1 interstices d'un échantillon de grès Fontainebleau (Roberts & Torquato, 1999).

s'écouler ou encore, échanger de l'énergie entre elles et/ou avec la matrice solide. À titre d'exemple, la figure 3.1 présente une image tridimensionnelle des interstices d'un échantillon de grès. La complexité géométrique d'un tel espace poreux rappelle l'importance d'établir une équivalence entre le milieu réel dispersé et un milieu continu fictif. Afin d'effectuer ce changement Tomographie à rayons X des d'échelle, on définit généralement un volume de mesure suffisamment grand pour être représentatif, c'est-à-

dire pour permettre la caractérisation de toute propriété, mais suffisamment petit pour que la grandeur ainsi définie conserve un caractère local. Les propriétés associées à la matière (solide ou fluide) seront donc supposées réparties uniformément sur ce volume, appelé volume élémentaire représentatif ou VER. Lorsque les propriétés sont indépendantes de la position du VER au sein de l'échantillon poreux, le milieu est dit homogène à une échelle qualifiée de macroscopique. Afin d'illustrer la définition du VER, un point P est fixé aléatoirement dans le domaine du milieu poreux de la figure 3.2. À l'échelle microscopique, ce point est entouré d'un volume sphérique dont la dimension doit être supérieure à celle d'un simple pore. En considérant alors la propriété V_{ν} correspondant au volume des vides et en définissant le rapport $n_i = (V_v)/(V_t)_i$ pour des volumes de tailles décroissantes (*i.e.* $(V_t)_1 > (V_t)_2 > (V_t)_3 > ...$), une interrelation peut être établie avec l'échelle macroscopique. Bien que le rapport subisse des changements graduels avec la réduction du volume total, ces fluctuations tendent à décliner et n'être attribuable qu'à la distribution aléatoire de la taille des pores. Néanmoins, des fluctuations importantes se manifestent lorsque le volume est réduit en deçà d'une valeur critique $V_{t,critique}$ et donc, que la dimension du volume se rapproche de la taille du simple pore. Étant donné que le point de référence est défini sur une particule solide, le rapport du volume des vides et du volume total tend vers zéro (0) lors de la convergence avec ledit point (*cf.* Bear, 1988 ; Bories & Prat, 1995).



Figure 3.2 Schématisation du passage d'une échelle microscopique à une échelle macroscopique (Inspiré de Bories & Prat, 1995).
3.1 Propriétés d'indice

оù

Puisque les phénomènes qui se déroulent en milieu poreux dépendent inévitablement de la géométrie de la matrice, un certain nombre de grandeurs moyennes, géométriques ou statistiques y sont consacrées. Dans le cadre de cet ouvrage, on définit :

La courbe granulométrique cumulative représentant la répartition de la taille des particules dont le diamètre est inférieur à une dimension donnée. Les diamètres des particules sont ainsi portés en abscisse sur une échelle logarithmique alors que les fractions, ou pourcentages, massiques de particules passant le tamis sont généralement présentés en ordonnée sur une échelle arithmétique. Dans le but de faciliter la décomposition en une série de fractions, la courbe granulométrique peut également être représentée par une équation mathématique (*e.g.* Jáky, 1944 (*cf.* Hwang *et al.*, 2002) ; Gardner, 1956(a) ; Buchan, 1989 ; Buchan *et al.*, 1993 ; Haverkamp & Parlange, 1986 ; Wagner & Ding, 1994 ; Fredlund *et al.*, 2000). Suite à la collation de diverses équations, Hwang *et al.* (2002) confèrent une supériorité statistique à l'équation unimodale proposée par Fredlund *et al.* (2000). Inspirée de l'équation empirique de Fredlund & Xing (1994) en matière de rétention d'eau, l'équation s'écrit ainsi :

$$p = \left[1 - \left[\frac{\ln\left(1 + \left(\frac{D_f}{D}\right)\right)}{\ln\left(1 + \left(\frac{D_f}{D_{min}}\right)\right)}\right]^{T}\right] \cdot \left[\frac{1}{\ln\left(e + \left(\frac{a_g}{D}\right)^{\xi_g}\right)}\right]^{K_g}$$
[3.1(a)]

$a_{_g}$: paramètre représentant le point d'inflexion de la courbe, L ;
D _{min}	: diamètre minimal des particules admissibles, L ;
D_{f}	: diamètre représentant les particules fines, L ;
е	: nombre naturel, 2,71828 ;
р	: fraction massique passante ;
ξ_g	: paramètre apparenté à la pente maximale de la courbe ou encore,
K _g	l'uniformité de la courbe granulométrique ; : paramètre apparenté à la forme de la courbe à l'approche de la fraction fine.

L'utilisation de cette équation est néanmoins limitée à des granulométries continues, uniformes ou étalées, alors qu'une représentation plus flexible doit être adoptée en présence d'une granulométrie discontinue. La répartition de la taille des particules est alors composée d'une série de répartitions, chacune occupant une fraction de la granulométrie. De ce fait, l'équation [3.1] peut être réécrite comme suit :

$$\mathbf{p} = \left[1 - \frac{\ln\left(1 + \left(\frac{D_f}{D}\right)\right)}{\ln\left(1 + \left(\frac{D_f}{D_{min}}\right)\right)} \right] \cdot \sum_{i=1}^{\mu} W_i \cdot \left[\frac{1}{\ln\left(\mathbf{e} + \left(\frac{a_{g,i}}{D}\right)^{\xi_{g,i}}\right)} \right] \right]$$
[3.1(b)]

où : $a_{g,i}, \xi_{g,i}, \kappa_{g,i}$: paramètres d'ajustement contrôlant la forme de la courbe ; μ : modalité de la répartition de la taille des grains ; W_i : facteurs de pondération pour les portions de courbe, assujetti à 0 < W_i < 1 et $\sum W_i = 1.$

Les paramètres d'ajustement contrôlant la forme de cette équation, multimodale, sont définis de façon similaire aux paramètres du modèle unimodal. Ces paramètres, ainsi que les facteurs de pondération, sont obtenus par régression statistique. Bien que cette régression puisse être réalisée avec des logiciels spécialisés tel SAS ou Statistica, les chiffriers électroniques offrent désormais des moyens flexibles et puissants qui permettent d'effectuer des optimisations non linéaires (*cf.* Wraith & Or, 1998).

Bien que la taille des particules puisse également être caractérisée par les paramètres statistiques habituels, moyenne et écart type, cette démarche relève davantage de la pétrologie sédimentaire que de la mécanique des sols. Néanmoins, aussi bien pour distinguer que pour caractériser les différents milieux, on définit les diamètres indicatifs D_{10} et D_{60} correspondant à des pourcentages donnés de la courbe granulométrique ainsi que le coefficient d'uniformité $C_u = D_{60}/D_{10}$.

La porosité *n* est définie comme le rapport du volume des vides V_v au volume total V_t :

$$n = \frac{V_v}{V_t} = \frac{V_t - V_s}{V_t}$$
[3.2]

où V_s correspond au volume des particules solides. Bien que la porosité ne soit pas une fonction de la taille des particules, elle découle de l'arrangement, de l'étalement et de la forme de ces dernières. L'importance de l'arrangement des particules peut d'ailleurs être illustrée par l'assemblage de sphères de diamètre unique. Dans ce contexte, l'arrangement le plus *ouvert* résulte de la superposition de couches de sphères telle que chacune des sphères repose sur son homologue sous-jacente. Les centroïdes des sphères forment alors un arrangement cubique dont la porosité est de 0,48 (*cf.* Harr, 1977). Lorsque les sphères sont déposées dans les dépressions de la couche précédente, l'arrangement est dit rhomboédrique et la porosité correspond à 0,26. En pratique, la porosité d'un assemblage de particules de diamètre unique est rarement inférieure à 0,38 (*cf.* Kovács, 1981).



Figure 3.3 Relation entre la porosité et le coefficient d'uniformité pour des matériaux pulvérulents d'assise routière à compacité élevée.

L'assemblage de particules de divers diamètres permet toutefois de réduire le volume des vides en comblant les interstices formés par les particules grossières sans changer le volume total de l'échantillon. La porosité est alors fortement corrélée à l'étalement de la taille des particules. À titre d'exemple, la figure 3.3 présente la relation entre la porosité et le coefficient d'uniformité pour des matériaux à compacité élevée, représentatifs du domaine routier. Bien que les résultats présentent une certaine dispersion, pouvant être attribuée à la forme des particules des différents matériaux, la relation peut être approximée par une fonction puissance dont le coefficient de détermination r² est de 0,93. Cette relation montre que le fuseau granulométrique MG-20, prescrit par la norme 2102 du Ministère des Transports du Québec, limite la porosité des matériaux de fondation routière entre 0,14 et 0,22 (*i.e.* 13,83 $\leq C_{\mu} \leq 90,34$).



Figure 3.4 Diagramme de phases pour un matériau à l'état sec. (a) Phase solide composée.

- (b) Phase solide limitée aux particules grossières.
- (c) Phase solide décomposée.

King (1899) (*cf.* Kovács, 1981) a démontré que la porosimétrie d'un matériau binaire est influencée par la proportion de chacun de ces constituants. Au sens large de la définition d'un matériau binaire, la porosité de la matrice de particules grossières ($D \ge 80 \ \mu$ m) d'un matériau à granulométrie bien étalée peut être définie indépendamment de celle des particules fines (*cf.* Côté & Konrad, 2003). La porosité de chacune des composantes, grossière et fine, peut en fait être

développée en combinant l'information provenant des diagrammes de phases présentés à la figure 3.4. Bien que l'espace disponible aux particules grossières soit limité par le volume total de l'échantillon, les particules fines sont contraintes par le volume des vides de la matrice grossière, tel que :

$$n_{c} = \frac{V_{v}^{c}}{V_{t}} = \frac{V_{t} - V_{s}^{c}}{V_{t}}$$
[3.3(a)]

$$n_{f} = \frac{V_{v}^{f}}{V_{v}^{c}} = \frac{V_{t} - (V_{s}^{c} + V_{s}^{f})}{V_{t} - V_{s}^{c}} = \frac{V_{v}}{V_{v}^{c}} = \frac{n}{n_{c}}$$
[3.3(b)]

où : n_c, n_f : porosité des fractions grossière et fine respectivement ; V_s^c, V_s^f : volume des particules solides des fractions grossière et fine respectivement, L³ ; V_v^c, V_v^f : volume des vides des fractions grossière et fine respectivement, L³.

Dans cette équation, le volume des particules solides du constituant grossier peut également être exprimé en fonction du pourcentage de particules fines *F* (*i.e.* $V_s^c = \{M_s \cdot [(100 - F)/100]\}/\rho_s^c$). En présumant alors que la masse volumique des particules fines ρ_s^f est égale à celle des particules grossières ρ_s^c , la porosité de la fraction fine peut être réécrite comme suit :

$$n_{\rm f} = \frac{n}{n + (1 - n) \cdot \frac{F}{100}}$$
[3.3(c)]

Puisque la porosité des matériaux de fondation routière varie peu pour une énergie de compactage et une minéralogie données, la porosité de la fraction fine du matériau de fondation n_t^F peut être exprimée exclusivement en fonction du pourcentage de particules fines (*cf.* figure 3.5). Par ailleurs, cette relation sigmoïdale est fortement influencée par la compacité relative *C.R.* du matériau. La compacité relative est définie comme le rapport de la masse volumique sèche de l'échantillon ρ_d à la masse volumique sèche maximale $\rho_{d,max}$ mesurée à l'aide de l'essai normalisé ASTM D1557 (*cf.* ASTM, 2003(c)).



Figure 3.5 Relation entre le pourcentage de particules fines et la porosité de la fraction fine de matériaux de fondation routière.

- (a) Concassé granitique ($S_{s,F}^{M}$ = 2,3 m²/g).
- (b) Concassé schisteux ($S_{s,F}^{M}$ = 7,9 m²/g).
- (c) Concassé calcareux ($S_{s,F}^{M}$ = 11,4 m²/g).

La réduction de la compacité relative induit en fait une augmentation de la porosité et donc, une augmentation de la porosité de la fraction fine du matériau de fondation.

La surface spécifique est définie comme l'aire surfacique des particules solides A_s contenues dans l'unité de masse M_s ou encore, occupant l'unité de volume V_s (volume réel et non foisonné) :

$$S_{s}^{M} = \frac{A_{s}}{M_{s}} \qquad \text{OU} \qquad S_{s}^{V} = \frac{A_{s}}{V_{s}} = \rho_{s} \cdot S_{s}^{M}$$

$$où : \qquad S_{s}^{M} \qquad : \text{ surface spécifique massique, } F^{-1} \cdot L^{3} \cdot T^{-2} ;$$

$$S_{s}^{V} \qquad : \text{ surface spécifique volumique, } L^{-1} ;$$

$$(3.4)$$

 $\rho_{\rm s}$: masse volumique des particules solides, F·L⁻⁴·T².

Il est important de noter que cette grandeur joue un rôle primordial dans les problèmes d'adsorption. De plus, la surface des particules solides, en contact avec l'eau interstitielle, intervient dans la résistance à l'écoulement. En fait, la surface spécifique volumique est inversement proportionnelle à une dimension caractéristique que l'on nomme *rayon hydraulique*. Dans un contexte volumique, le rayon hydraulique correspond au quotient du volume disponible à l'écoulement par la surface mouillée. En omettant la réduction de la surface mouillée attribuable aux points de contacts entre particules ainsi que la diminution du volume disponible à l'écoulement par l'écoulement par l'entremise d'une discontinuité de la phase fluide, le rayon hydraulique s'exprime comme suit (*cf.* Dullien, 1992 ; Mitchell, 1993) :

$$R_{H} = \frac{V_{w}}{V_{s} \cdot S_{s}^{V}}$$
[3.5]

Or, le rayon hydraulique d'un matériau uniforme, uniquement constitué de sphères, s'exprime en fonction du diamètre équivalent D_e de ladite particule, soit :

$$R_{H} = \frac{V_{w}}{V_{s} \cdot \left(\frac{N_{sphère} \cdot \pi \cdot D_{e}^{2}}{N_{sphère} \cdot \frac{\pi \cdot D_{e}^{3}}{6}}\right)} = \frac{V_{w}}{V_{s}} \cdot \frac{D_{e}}{6}$$
[3.6]

où :
$$N_{sphère}$$
 : nombre de sphères de diamètre D_e ;
 π : nombre pi, 3,141593...

Afin de généraliser cette équation à des particules de forme géométrique régulière autre que sphérique, on doit introduire un paramètre de forme α_D dans la représentation de la surface spécifique volumique. De suite, l'équation [3.6] s'exprime ainsi :

$$R_{H} = \frac{V_{w}}{V_{s}} \cdot \frac{D_{e}}{\alpha_{D}} \qquad \text{où} \qquad \begin{array}{c} \text{Sphère:} & \alpha_{D} = 6\\ \text{Cube:} & \alpha_{D} = 10,4\\ \text{Octaèdre:} & \alpha_{D} = 10,4\\ \text{Tétraèdre:} & \alpha_{D} = 18 \end{array}$$

$$(3.7)$$

Dans le but de définir un diamètre équivalent représentatif d'un matériau constitué de particules de divers diamètres, Krüger (*cf.* Vuković & Soro, 1992) propose d'établir une équivalence entre la surface spécifique volumique d'un matériau formé de sphères de diamètre unique et celle d'un matériau formé d'un agencement de sphères de divers diamètres. Ainsi, en subdivisant la courbe granulométrique en N_g intervalles diamétraux équidistants, représentés par des diamètres moyens D_i , le diamètre équivalent de Krüger s'obtient comme suit :

$$\left(S_{s}^{V} \right)_{unique} = \left(S_{s}^{V} \right)_{multiple} \quad \therefore \quad \frac{N_{sphère} \cdot \pi \cdot D_{e}^{Krüger^{2}}}{N_{sphère} \cdot \frac{\pi \cdot D_{e}^{Krüger^{3}}}{6}} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{g}} \frac{M_{s,i}}{\rho_{s} \cdot (\pi \cdot D_{i}^{3})/6} \cdot \pi \cdot D_{i}^{2}}{\sum_{i=1}^{N_{g}} \frac{M_{s,i}}{\rho_{s} \cdot (\pi \cdot D_{i}^{3})/6} \cdot \frac{\pi \cdot D_{i}^{3}}{6}}$$

$$\therefore \quad D_{e}^{Krüger} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{g}} \frac{M_{s,i}}{\rho_{s}}}{N_{s} + 1} = \frac{1}{N_{s}} = \frac{1}{N_{$$

$$\therefore \quad D_e^{\text{Nuger}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^{N_g} \frac{M_{s,i}}{\rho_s} \cdot \frac{1}{D_i}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^{N_g} \frac{\Delta p_i}{D_i}} = \frac{1}{\sum_{i=1}^{N_g} \frac{\Delta p_i}{D$$

- où: D_i^{max} : diamètre maximal des particules solides de l'intervalle *i* de la courbe granulométrique, L ;
 D_i^{min} : diamètre minimal des particules solides de l'intervalle *i* de la courbe
 - D_i^{min} : diametre minimal des particules solides de l'intervalle / de la courbe granulométrique, L ;
 - $D_e^{\textit{Krüger}}$: diamètre équivalent de Krüger, L;
 - $M_{s,i}$: masse des particules solides de l'intervalle *i* de la courbe granulométrique, $F \cdot L^{-1} \cdot T^2$;
 - Δp_i : fraction massique de l'intervalle *i* de la courbe granulométrique, $\Delta M_{s,i}/M_s$.

Bien que Krüger ait choisi de représenter le diamètre de l'intervalle par une moyenne arithmétique, Vuković & Soro (1992) présentent des décompositions

granulométriques plus complexes où une plus grande importance est attribuée à la fraction de particules fines ($D < 2,5 \mu m$). À titre d'exemple, ces derniers présentent la décomposition de Koženy avec une représentation harmonique du diamètre de l'intervalle :

$$D_{e}^{\text{Koženy}} = \frac{1}{\frac{3}{2} \cdot \frac{\Delta p_{1}}{D_{1}^{max}} + \sum_{i=2}^{N_{g}} \frac{\Delta p_{i}}{D_{i}}} = \frac{1}{\frac{3}{2} \cdot \frac{\Delta p_{1}}{D_{1}^{max}} + \sum_{i=2}^{N_{g}} \Delta p_{i} \cdot \left(\frac{1}{D_{i}^{max}} + \frac{1}{D_{i}^{min}}\right) / 2}$$

$$: \quad D_{1}^{max} \quad : \text{ diamètre maximal de la fraction de particules fines, L ;} \\ D_{e}^{\text{Koženy}} \quad : \text{ diamètre équivalent de Koženy, L ;}$$

$$[3.9]$$

où :

 Δp_1

: diamètre équivalent de Koženy, L ;
: fraction massique du premier intervalle de la courbe granulométrique (fraction de particules fines).

Ils présentent également la décomposition proposée par Zamarin, soit :

$$D_{e}^{Zamarin} = \frac{1}{\frac{3}{2} \cdot \frac{\Delta p_{1}}{D_{1}^{max}} + \sum_{i=2}^{N_{g}} \frac{\Delta p_{i}}{D_{i}}} = \frac{1}{\frac{3}{2} \cdot \frac{\Delta p_{1}}{D_{1}^{max}} + \sum_{i=2}^{N_{g}} \Delta p_{i} \cdot \frac{\ln\left(\frac{D_{i}^{max}}{D_{i}^{min}}\right)}{D_{i}^{max} - D_{i}^{min}}}$$
[3.10(a)]

Il est important de noter qu'en absence de particules fines de taille inférieure à 2,5 μ m, Zamarin (*cf.* Vuković & Soro, 1992) suggère d'éliminer le premier terme du dénominateur, soit :

$$D_{e}^{Zamarin} = \frac{1}{\sum_{i=2}^{N_{g}} \frac{\Delta p_{i}}{D_{i}}} = \frac{1}{\sum_{i=2}^{N_{g}} \Delta p_{i} \cdot \frac{\ln\left(\frac{D_{i}^{max}}{D_{i}^{min}}\right)}{D_{i}^{max} - D_{i}^{min}}}$$
[3.10(b)]

Dans un objectif de fonctionnalité, le diamètre équivalent est souvent exprimé en fonction des propriétés d'indice. Afin d'évaluer les relations empiriques existantes et d'établir de nouvelles équations, on utilise un échantillonnage de 229 matériaux pulvérulents provenant de la base de données SoilVision (*cf.* Fredlund, 1996). Les courbes granulométriques sont alors représentées par une fonction mathématique, présentée à l'équation [3.1], permettant d'effectuer la décomposition de la courbe et de calculer les diamètres équivalents ainsi que les propriétés d'indice requises.



- **Figure 3.6** Relation entre le diamètre équivalent et le coefficient d'uniformité de matériaux pulvérulents.
 - (a) Diamètre équivalent de Krüger.
 - (b) Diamètre équivalent de Koženy.
 - (c) Diamètre équivalent de Zamarin.

Hormis le diamètre équivalent de Krüger, le rapport entre le diamètre équivalent et le diamètre indicatif D_{10} est distinctement une fonction puissance du coefficient d'uniformité (Figure 3.6). Ces relations, conformes à la contrainte théorique résultant de l'égalité du diamètre équivalent et du diamètre indicatif D₆₀ $(C_u = 1 \therefore D_e/D_{10} = D_{60}/D_{10} = 1)$, procurent des coefficients de détermination r² de 0,69, 0,86 et 0,88 pour les diamètres équivalents de Krüger, Koženy et Zamarin respectivement. La faible corrélation statistique entre la relation du diamètre équivalent de Krüger et les données expérimentales peut être imputé au manque d'importance attribué à la fraction de particules fines. La figure 3.6(b) témoigne de l'inapplicabilité de la relation empirique d'Aubertin et al. (1998), fondée sur les résultats expérimentaux de Kovács (1981), pour des coefficients d'uniformité supérieurs à 50. Cette figure révèle également le manque de représentativité de la relation de Mbonimpa et al. (2002) pour des matériaux à granulométrie bien étalée. Bien que les diamètres équivalents de Koženy et Zamarin s'expriment indubitablement en fonction du diamètre indicatif D_{10} et du coefficient d'uniformité C_{u} , la relation proposée pour le diamètre équivalent de Zamarin sera employée dans le cadre de cette étude.

La tortuosité *T* est généralement définie comme étant le carré du rapport entre la longueur moyenne réelle des lignes de courant L_e du fluide traversant l'échantillon à la longueur *L* de ce dernier.

$$T = \left(\frac{L_{e}}{L}\right)^{2}$$
[3.11]

Bien que la signification physique de cette grandeur soit tangible dans une représentation capillaire de l'espace poreux, elle est plutôt abstraite dans le cas de milieux poreux réels (Bories & Prat, 1995).

3.2 Spécificité du milieu poreux non saturé

Contrairement au sol saturé, le sol non saturé est généralement considéré comme un système triphasique mettant en jeu des interactions entre les phases solides (particules du sol), liquide (eau) et gazeuse (air). Toutefois, lors de l'étude de

certains mécanismes physiques, l'importance du rôle de l'interface air-eau justifie son inclusion en tant que phase additionnelle. En effet, lorsque la phase d'air est continue, l'interface air-eau interagit avec les particules de sol. En fait, l'interface air-eau possède une propriété fondamentale qu'on appelle tension superficielle. A l'interface entre un liquide et un gaz, ou entre deux liquides immiscibles, des forces se développent à la surface du liquide. Conséquemment, la surface se comporte comme une "peau" ou une "membrane" étirée sur la masse de liquide. Effectivement, les molécules internes à la masse de liquide sont entourées de molécules qui sont attirées également entre elles dans toutes les directions. Toutefois, les molécules situées le long de l'interface sont assujetties à des forces nettes vers l'intérieur du liquide, créant ainsi une membrane hypothétique. On peut donc considérer qu'une force en traction agit dans le plan de la surface le long de n'importe quelle ligne sur la surface. On appelle tension superficielle $\sigma_{a/w}$ l'intensité de l'attraction moléculaire par unité de longueur le long d'une ligne sur la surface. La tension superficielle est une propriété du liquide et dépend de la température ainsi que de la nature du fluide avec lequel il y a contact à l'interface.

Un des phénomènes communs associé à la tension superficielle est la remontée d'un liquide dans un tube capillaire. Lorsqu'un petit tube est inséré dans l'eau à pression atmosphérique, la tension superficielle et les propriétés hygroscopiques (*i.e.* la tendance de l'eau à mouiller la surface du tube) induisent une remontée de l'eau dans le tube. La hauteur d'ascension capillaire h_c (par rapport au niveau de l'eau à l'extérieur du tube) peut être analysée en considérant la tension superficielle agissant autour de la circonférence du ménisque et s'exprime par la loi de Jurin (Bear, 1988 ; Fredlund & Rahardjo, 1993):

$$h_c = \frac{2 \cdot \sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_w \cdot g \cdot r_c}$$
[3.12]

$$\begin{array}{rcl} \text{où}: & g & : & \operatorname{accélération} \text{ de la pesanteur, } L \cdot T^{-2} \text{ ;} \\ h_c & : & \operatorname{remont\acute{e}} \text{ capillaire, } L \text{ ;} \\ r_c & : & \operatorname{rayon} \text{ du tube capillaire, } L \text{ ;} \\ \alpha & : & \operatorname{angle} \text{ de contact entre l'eau et le solide ;} \\ \rho_w & : & \operatorname{masse volumique} \text{ de l'eau, } F \cdot L^{-4} \cdot T^2 \text{ ;} \\ \sigma_{a/w} & : & \operatorname{tension superficielle} \text{ air-eau, } F \cdot L^{-1}. \end{array}$$

En considérant une tension superficielle air-eau de 7,28 \cdot 10⁻² N/m (*T* = 20 °C) et un angle de contact nul entre l'eau et le solide, l'équation [3.12] se réduit à

$$h_c = \frac{1,484 \cdot 10^{-5}}{r_c}$$
[3.13]

Ayant défini la remontée capillaire, il est possible de déterminer la pression capillaire associée à ladite remontée. Puisque la remontée capillaire se produit dans le sol sus-jacent à la surface libre (sol non saturé), la pression d'eau associée à cette remontée s'exprime par :

$$u_{w} = -\rho_{w} \cdot g \cdot h_{c} = -\frac{2 \cdot \sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{r_{c}}$$
[3.14]

Notons que d'autres facteurs, tel les forces d'attraction entre les solides et les liquides, peuvent contribuer à soutenir des pressions d'eau interstitielle négatives élevées dans le sol (*cf.* Edlefsen & Anderson, 1943 ; Kovács, 1981 ; Mitchell, 1993; Nitao & Bear, 1996).

Puisque la pression absolue d'air interstitiel \overline{u}_a à l'interface air-eau est égale à la pression atmosphérique, la succion matricielle peut être écrite en termes de tension superficielle :

$$(u_a - u_w) = \rho_w \cdot g \cdot h_c = \frac{2 \cdot \sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{r_c}$$
[3.15]

En effet, en mécanique des sols, la pression interstitielle *u* est une pression relative à la pression atmosphérique ($u_a = \overline{u}_a - P_{atm}$ et $u_w = \overline{u}_w - P_{atm}$). Conséquemment, la succion matricielle ($u_a - u_w$) s'exprime ainsi :

$$(u_a - u_w) = (\overline{u}_a - P_{atm}) - (\overline{u}_w - P_{atm}) = (\overline{u}_a - \overline{u}_w)$$

$$[3.16]$$

On retrouve ainsi la définition de la succion matricielle soit, la différence entre la pression absolue d'air interstitiel \overline{u}_a et la pression absolue d'eau interstitielle \overline{u}_w .

Dans l'équation [3.16], la pression d'eau interstitielle u_w est mesurée par tensiomètre ou tout autre appareil de mesure directe ou indirecte tandis que la pression absolue d'air interstitiel est généralement considérée égale à la pression atmosphérique, rendant la pression d'air interstitiel u_a nulle. Une illustration de la terminologie utilisée dans la mesure de la succion matricielle est présentée sur la figure suivante.



Figure 3.7 Une illustration de la terminologie utilisée dans la mesure des pressions (Inspiré de van Wylen *et al.*, 1981).
(a) Dans un sol non saturé.
(b) Dans un sol saturé.

CHAPITRE IV

TRANSFERT HYDRIQUE EN MILIEU POREUX

L'objectif premier du présent chapitre est de mettre de l'avant le fondement théorique nécessaire à l'étude du transfert hydrique en présence d'une couche non confinée. Après quelques considérations générales, portant sur le potentiel hydrique, l'approche classique du transfert hydrique monophasique est présentée en détails. Avant de procéder à la description des propriétés hydrauliques nécessaires à la résolution de ce transfert hydrique, saturé/non saturé, la section fait état de plusieurs approches simplificatrices permettant de résoudre le problème énoncé. Ces approches, généralement développées avant la venue de l'ère informatique, offrent une solution rapide requérant une caractérisation hydraulique élémentaire du matériau. Le chapitre est finalement clos par une description rigoureuse des méthodes indirectes permettant de caractériser les propriétés hydrauliques des matériaux non saturés.

4.1 Approche saturée/non saturée

De façon générale, dans les sols non saturés, les mouvements d'eau se font sous diverses formes selon l'état des phases fluides (*i.e.* eau et air). Effectivement, dans la frange capillaire, l'air se retrouve sous forme occluse et le mouvement de l'eau ne se fait que par la phase aqueuse. Lorsque le degré de saturation atteint environ 85% (*cf.* Corey, 1954), les phases fluides ont des continuités distinctes et on dit qu'elles sont sous forme funiculaire. Le mouvement de l'eau se fait alors majoritairement par la phase aqueuse tandis qu'un faible volume d'eau se déplace par la phase gazeuse sous forme de vapeur d'eau. Finalement, lorsque le sol est sec, la phase aqueuse se retrouve sous forme lenticulaire. Le mouvement de l'eau s'effectue alors par la phase gazeuse (sous forme de vapeur d'eau) ou encore, par une pellicule continue d'eau adhérée (*cf.* Kovács, 1981 ; Dullien *et al.*, 1989). La pellicule d'eau adsorbée, dont la viscosité dynamique est quasi infinie, ne participe généralement pas au mouvement de l'eau interstitielle.

À l'échelle macroscopique, l'eau circule dans le sol sous l'influence du gradient hydraulique (*i.e.* $i_w = \Delta h / \Delta l$) et ce, indépendamment du degré de saturation du sol. La valeur de la charge hydraulique totale *h*, pour un fluide incompressible, peut être déterminée à l'aide de l'équation de Bernoulli et ce, en exprimant l'énergie par unité de poids :

$$h = \frac{q_w^2}{2 \cdot g} + h_p + z = \frac{q_w^2}{2 \cdot g} + \frac{u_w}{\rho_w \cdot g} + z$$
 [4.1]

où :	g	: accélération gravitationnelle, L·T ⁻² ;
	h _ρ	: charge de pression d'eau interstitielle, L ;
	$\dot{q_w}$: flux superficiel de l'eau par rapport à l'origine, L T ⁻¹ ;
	u_w	: pression d'eau interstitielle, F·L ⁻² ;
	Ζ	: charge d'élévation par rapport à un datum arbitraire, L ;
	$ ho_{w}$: masse volumique de l'eau, F·L ⁻⁴ ·T ² .

Il est à noter que l'énergie du fluide peut également être exprimée par unité de masse ou par unité de volume d'où, la définition des potentiels ϕ (unités : L²·T⁻²) et P (unités : F·L⁻²) respectivement (*cf.* Hillel, 1980). L'état énergétique, ou potentiel, du fluide se décompose donc en énergie cinétique, attribuable à la vitesse de déplacement du fluide, en énergie de pression et en énergie potentielle, selon sa position dans un champ de force. Le flux superficiel d'écoulement de l'eau n'est qu'un flux fictif qui est celui d'un écoulement traversant une surface transversale A tandis que la vitesse réel moyenne correspond à la vitesse de l'eau s'écoulant dans les pores du sol (*i.e.* q_w/n). Notons qu'en milieu poreux, la charge de vitesse

(*i.e.* $q_w^2/(2 \cdot g)$) est omise puisqu'elle est très faible par rapport à la charge de pression d'eau interstitielle et la charge d'élévation. Physiquement, la variation de charge hydraulique correspond au travail réalisé lors du processus d'écoulement ou encore, à l'énergie requise pour déplacer un fluide entre deux points du champ de force.

En plus d'être engendré par une différence de potentiel, le mouvement de l'eau interstitielle obéit à deux lois fondamentales, soit : la loi de la conservation de la masse d'eau et la loi de comportement de Buckingham-Darcy.

4.1.1 Loi de la conservation de la masse d'eau

Les équations auxquelles obéissent les phénomènes à l'échelle macroscopique sont formellement obtenues à partir des équations microscopiques de la thermodynamique des milieux continus auxquelles sont appliquées des procédures spécifiques de changement d'échelle tel la moyenne volumique. Selon l'approche Eulérienne, la loi de la conservation de la masse s'obtient avec un volume spécifique, fixe et indéformable, qu'on appelle volume de contrôle. Malgré que la forme du volume de contrôle soit arbitraire, ses frontières (ou surfaces de contrôle) doivent toujours former une surface close dans l'espace (*cf.* Figure 4.1).



Figure 4.1 Élément différentiel pour le développement de l'équation de la conservation de masse ou d'énergie.

En utilisant le concept de volume de contrôle, la forme généralisée de cette équation se développe comme suit (*cf.* Hillel, 1980 ; Bear, 1988) :

$$\frac{\partial \left(\int_{cv} \rho_{p} \cdot \left(V_{p} / V_{o}\right) \cdot d\Psi\right)}{\partial t} + \int_{cs} \mathbf{J}_{p} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{A} = 0$$
[4.2]

où : $\mathbf{J}_{\mathbf{p}}$: tenseur du flux massique de la phase p, $\mathbf{F} \cdot \mathbf{L}^{-3} \cdot \mathbf{T}$; $\hat{\mathbf{n}}$: vecteur unitaire normal à la surface de contrôle ; V_o : volume total initial de l'élément, \mathbf{L}^3 ; V_p : volume de la phase p, \mathbf{L}^3 ; ρ_p : masse volumique de la phase p, $\mathbf{F} \cdot \mathbf{L}^{-4} \cdot \mathbf{T}^2$.

Développons le premier terme de gauche :

$$\frac{\partial \left(\int_{cv} \rho_{p} \cdot \left(V_{p} / V_{o}\right) \cdot d\Psi\right)}{\partial t} = \frac{\partial \left(\rho_{p} \cdot \left(V_{p} / V_{o}\right)\right)}{\partial t} \cdot \delta \mathbf{x} \cdot \delta \mathbf{y} \cdot \delta \mathbf{z} \cdot \delta t$$

$$[4.3]$$

οù: δx, δy, δz : dimension infinitésimale dans la direction de l'axe des x, y et z respectivement, L ;
 δt : incrément temporel infinitésimal, T.

Développons le second terme de gauche :

$$\int_{cs} \mathbf{J}_{\mathbf{p}} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{A} = \left(J_{p,x} \Big|_{x + (\partial x/2), y, z} - J_{p,x} \Big|_{x - (\partial x/2), y, z} \right) \cdot \partial y \cdot \partial z \cdot \partial t \\ + \left(J_{p,y} \Big|_{x, y + (\partial y/2), z} - J_{p,y} \Big|_{x, y - (y/2), z} \right) \cdot \partial x \cdot \partial z \cdot \partial t \\ + \left(J_{p,z} \Big|_{x, y, z + (\partial z/2)} - J_{p,z} \Big|_{x, y, z - (\partial z/2)} \right) \cdot \partial x \cdot \partial y \cdot \partial t$$

$$(4.4)$$

où : $J_{p,x}$: composante scalaire du flux massique dans la direction de l'axe des x, F·L⁻³·T ; $J_{p,y}$: composante scalaire du flux massique dans la direction de l'axe des y, F·L⁻³·T ; $J_{p,z}$: composante scalaire du flux massique dans la direction de l'axe des z, F·L⁻³·T.

En utilisant une expansion de $J_{p,x}$, $J_{p,y}$ et $J_{p,z}$, par série de Taylor et en négligeant les termes d'ordre deux et plus, on obtient :

$$\int_{cs} \mathbf{J}_{\mathbf{p}} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{A} = \left(\frac{\partial J_{p,x}}{\partial x} + \frac{\partial J_{p,y}}{\partial y} + \frac{\partial J_{p,z}}{\partial z}\right) \cdot \delta x \cdot \delta y \cdot \delta z \cdot \delta t$$
[4.5]

Effectuons maintenant la sommation de l'équation de la conservation de la masse (*i.e.* équation [4.2]) avec les termes ainsi développés :

$$\frac{\partial \left(\rho_{p} \cdot \left(V_{p}/V_{o}\right)\right)}{\partial t} + \left(\frac{\partial J_{p,x}}{\partial x} + \frac{\partial J_{p,y}}{\partial y} + \frac{\partial J_{p,z}}{\partial z}\right) = \frac{\partial \left(\rho_{p} \cdot \left(V_{p}/V_{o}\right)\right)}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_{p} = 0$$

$$[4.6]$$

En utilisant le concept de flux superficiel et en considérant que l'eau est compressible, l'équation de conservation de la masse d'eau, ou de continuité, s'exprime ainsi :

$$\frac{\partial \left(\rho_{w} \cdot \left(V_{w}/V_{o}\right)\right)}{\partial t} + \nabla \cdot \left(\rho_{w} \cdot \mathbf{q}_{w}\right) = \rho_{w} \cdot \frac{\partial \left(V_{w}/V_{o}\right)}{\partial t} + \frac{V_{w}}{V_{o}} \cdot \frac{\partial \rho_{w}}{\partial t} + \nabla \cdot \left(\rho_{w} \cdot \mathbf{q}_{w}\right) = 0 \quad [4.7]$$

4.1.2 Loi de Buckingham-Darcy

En considérant une approche macroscopique du transfert hydrique dans les sables saturés homogènes et isotropes, Darcy (1856) a démontré que le flux d'eau à travers une section transversale *A* d'un élément parallélépipédique de sol de longueur ΔI est directement proportionnel au changement de charge hydraulique totale Δh . En définissant la convention de signe arbitraire $\Delta h = h_2 - h_1$ avec h_1 supérieur à h_2 , la loi de Darcy s'écrit :

 $\boldsymbol{q}_{w} = -\boldsymbol{k}_{w,s} \cdot \nabla \boldsymbol{h}$

où : $k_{w,s}$: conductivité hydraulique à saturation, L·T⁻¹.

Dans un contexte multidimensionnel, la généralisation formelle de cette équation s'écrit comme suit et ce, en notation vectorielle :

$$\mathbf{q}_{\mathbf{w}} = -k_{w,s} \cdot \nabla h \tag{4.9}$$

Il est important de noter que la conductivité hydraulique doit être représentée par son tenseur d'ordre deux symétrique $k_{w,s}$ lorsque le milieu poreux est anisotrope. Maints auteurs ont confirmé que l'écoulement de l'eau dans un sol non saturé est également régi par cette loi de comportement et donc, qu'à une teneur en eau donnée, la conductivité hydraulique est constante et le flux est linéairement proportionnel au gradient hydraulique (*cf.* Buckingham, 1907 ; Richards, 1931 ; Childs, 1936 ; Childs & Collis-George, 1950). La différence principale entre l'écoulement en milieu saturé et non saturé réside dans la variation de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau et indirectement avec la succion matricielle lorsque le milieu est non saturé. Les pores remplis d'air ne peuvent donc contribuer à former des canaux conducteurs d'eau et leur comportement est assimilable à celui de la phase solide du sol (Childs, 1969). Pour un sol saturé/non saturé isotrope, la loi de Buckingham-Darcy s'exprime donc ainsi :

$$\mathbf{q}_{\mathbf{w}} = -k_{\mathbf{w}} \cdot \nabla h \tag{4.10}$$

où : k_w : conductivité hydraulique, L·T⁻¹.

4.1.3 Équation constitutive du transfert hydrique

En substituant la forme généralisée de la loi de Darcy ou, loi de Darcy-Buckingham, pour un milieu poreux anisotrope dans l'équation de continuité, on obtient :

$$\rho_{w} \cdot \frac{\partial (V_{w}/V_{o})}{\partial t} + \frac{V_{w}}{V_{o}} \cdot \frac{\partial \rho_{w}}{\partial t} - \nabla \cdot (\rho_{w} \cdot \mathbf{k}_{w} \cdot \nabla h) = 0$$
[4.11]

La dérivée temporelle du rapport du volume d'eau et du volume total initial $(i.e. \partial (V_w/V_o)/\partial t)$ de cette équation peut être obtenue en effectuant la dérivée temporelle de l'équation constitutive du changement de volume de la phase d'eau (*cf.* Fredlund & Morgenstern, 1976 ; Fredlund & Rahardjo, 1993). En présumant que les coefficients de changement de volume m_1^w et m_2^w sont constants pour un incrément temporel donné au cours du processus transitoire, la dérivée temporelle de l'équation constitutive s'exprime par :

$$\frac{\partial \left(V_{w}/V_{o}\right)}{\partial t} = m_{1}^{w} \cdot \frac{\partial (\sigma_{moy} - u_{a})}{\partial t} + m_{2}^{w} \cdot \frac{\partial (u_{a} - u_{w})}{\partial t}$$
[4.12]

où :	m_1^w :	coefficient de changement de volume d'eau à l'état liquide par rapport à un
		changement de contrainte normale nette, F ⁻ ·L ⁻ ;
	m_2^w :	coefficient de changement de volume d'eau à l'état liquide par rapport à un
		changement de succion matricielle, F ⁻¹ ·L ² ;
	$(u_a - u_w)$:	succion matricielle, F·L ⁻² ;
	$(\sigma_{moy.} - u_a)$:	contrainte normale nette moyenne, F·L ⁻² .

De façon générale, l'approche monophasique est employée dans la formulation de l'équation du transfert hydrique. Cette approche, qui néglige l'écoulement de la phase gazeuse et par le fait même, son influence sur l'écoulement de la phase aqueuse, implique que :

- (1) La phase gazeuse est continue dans la région non saturée (*i.e.* $\partial u_a/\partial t = 0$).
- (2) La pression absolue d'air interstitiel correspond à la pression atmosphérique (*i.e.* u_a = 0).
- (3) La phase gazeuse se déplace dans le sol avec une résistance négligeable (*i.e.* μ_a = 0).

De plus, on considère qu'il n'y a pas de chargement (ou déchargement) externe de la masse de sol durant le processus transitoire (*i.e.* $\partial \sigma_{moy}/\partial t = 0$). En appliquant ces hypothèses, l'équation précédente est réduite à :

$$\frac{\partial (V_w/V_o)}{\partial t} = -m_2^w \cdot \frac{\partial u_w}{\partial t}$$
[4.13]

En substituant cette relation simplifiée dans l'équation [4.11] tout en reformulant la dérivée temporelle de la masse volumique de l'eau en terme de sa compressibilité C_w à température constante (*i.e.* $\partial \rho_w / \partial t = \rho_w \cdot C_w \cdot \partial u_w / \partial t$) et en exprimant la charge hydraulique totale en fonction de la pression d'eau interstitielle (*i.e.* $h = (u_w / \rho_w \cdot g) + z$), on obtient :

$$\nabla \cdot \left[\boldsymbol{\rho}_{w} \cdot \mathbf{k}_{w} \cdot \nabla \left(\frac{\boldsymbol{u}_{w}}{\boldsymbol{\rho}_{w} \cdot \boldsymbol{g}} + \boldsymbol{z} \right) \right] = \boldsymbol{\rho}_{w} \cdot \left(\frac{\boldsymbol{V}_{w}}{\boldsymbol{V}_{o}} \cdot \boldsymbol{C}_{w} - \boldsymbol{m}_{2}^{w} \right) \cdot \frac{\partial \boldsymbol{u}_{w}}{\partial t}$$
[4.14]

Puisque la composition chimique du fluide interstitiel peut influencer sa masse volumique, Frind (1982 (a) et (b)) propose d'exprimer l'équation du transfert hydrique en fonction de la charge de pression d'eau référentielle (*i.e.* $h_p = u_w / \rho_{w,o} \cdot g \therefore u_w = \rho_{w,o} \cdot g \cdot h_p$ où $\rho_{w,o}$ est la masse volumique référentielle de l'eau pure). En effectuant cette permutation, l'équation s'exprime :

$$\nabla \cdot \left[\mathbf{k}_{\mathbf{w}} \cdot \nabla \left(h_{p} + \frac{\rho_{w}}{\rho_{w,o}} \cdot \mathbf{z} \right) \right] = \frac{\rho_{w}}{\rho_{w,o}} \cdot \left(\rho_{w,o} \cdot \mathbf{g} \cdot \frac{V_{w}}{V_{o}} \cdot \mathbf{C}_{w} - \rho_{w,o} \cdot \mathbf{g} \cdot \mathbf{m}_{2}^{w} \right) \cdot \frac{\partial h_{p}}{\partial t}$$

$$[4.15]$$

De cette équation générale, il est possible de développer maintes formes de l'équation constitutive du transfert hydrique (*i.e.* régime permanent ou transitoire, eau peu compressible ou incompressible, milieu saturé ou non saturé, isotrope ou anisotrope ou encore, compressible ou incompressible). Les équations communément rencontrées dans la littérature sont décrites dans les paragraphes subséquents. Notons que dans le cadre de cette étude, le comportement hystérétique des propriétés hydrauliques est omis. De ce fait, chaque sol introduit dans la simulation doit être représenté par des relations singulières.

Cas 1 :

Hypothèses : 1- Régime transitoire.

- 2- Fluide interstitiel peu compressible et de masse volumique variable.
- 3- Milieu poreux compressible, saturé ou non saturé et isotrope ou anisotrope.

Suivant un développement parallèle, Lin *et al.* (1997) proposent une formulation différente de l'équation générale du transfert hydrique où le paramètre m_2^w est remplacé par une relation incluant le changement de volume du sol par rapport à un changement de la succion matricielle m_2^s et la capacité d'humidité spécifique du sol $C_h \equiv d\theta_w/dh_p$ (*i.e.* $m_2^w = m_2^s \cdot \theta_w/n - C_h/(\rho_{w,o} \cdot g)$). La forme de l'équation introduite dans la formulation du logiciel FEMWATER s'exprime donc comme suit :

$$\nabla \cdot \left[\mathbf{k}_{w} \cdot \nabla \left(h_{p} + \frac{\boldsymbol{\rho}_{w}}{\boldsymbol{\rho}_{w,o}} \cdot \mathbf{z} \right) \right] = \frac{\boldsymbol{\rho}_{w}}{\boldsymbol{\rho}_{w,o}} \cdot \left[\boldsymbol{\rho}_{w,o} \cdot \mathbf{g} \cdot \frac{\mathbf{V}_{w}}{\mathbf{V}_{o}} \cdot \mathbf{C}_{w} - \boldsymbol{\rho}_{w,o} \cdot \mathbf{g} \cdot \mathbf{m}_{2}^{s} \cdot \frac{\boldsymbol{\theta}_{w}}{n} + \mathbf{C}_{h} \right] \cdot \frac{\partial h_{p}}{\partial t} \quad [4.16]$$

Cas 2 :

Hypothèses : 1- Régime transitoire.

- 2- Fluide interstitiel incompressible et de masse volumique fixe.
- 3- Milieu poreux compressible, saturé ou non saturé et isotrope ou anisotrope.

La majorité des modèles numériques permettant de représenter le mouvement d'eau dans le sol non saturé font abstraction de la compressibilité du fluide interstitiel (*i.e.* $C_w = 0$) et ce, en rappelant que la compressibilité du fluide est généralement négligeable par rapport à celle du squelette. De plus, les modèles non couplés aux équations de transport de contaminant omettent également la composition chimique du fluide interstitiel (*i.e.* $\rho_{w,o} = \rho_w$). Or, il est possible de réécrire l'équation [4.15] comme suit :

$$\nabla \cdot \left[\mathbf{k}_{w} \cdot \nabla (h_{p} + z) \right] = -\rho_{w} \cdot g \cdot m_{2}^{w} \cdot \frac{\partial h_{p}}{\partial t}$$

$$[4.17]$$

Bien que simplificatrice, cette formulation est jugée représentative d'une couche non confinée. De ce fait, l'équation [4.17] a été implémentée dans le solveur généralisé d'équations différentielles partielles FlexPDE (PDE Solutions Inc., 2004) dans le cadre des travaux de cette thèse. Il est à noter que sous forme différentielle bidimensionnelle, l'équation retenue s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_{w,xx} \cdot \frac{\partial h_p}{\partial x} + k_{w,xz} \cdot \left(\frac{\partial h_p}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[k_{w,xx} \cdot \frac{\partial h_p}{\partial x} + k_{w,zz} \cdot \left(\frac{\partial h_p}{\partial z} + 1 \right) \right] = -\rho_w \cdot g \cdot m_2^w \cdot \frac{\partial h_p}{\partial t}$$

$$= -\rho_w \cdot g \cdot m_2^w \cdot \frac{\partial h_p}{\partial t}$$

$$[4.18]$$

où :
$$k_{w,xx}$$
 : $k_{w,xx} = k_{w1} \cdot \cos^2 \beta + k_{w2} \cdot \sin^2 \beta$, $L \cdot T^{-1}$;
 $k_{w,xz}$: $k_{w,xz} = (k_{w1} - k_{w2}) \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta$, $L \cdot T^{-1}$;
 $k_{w,zx}$: $k_{w,zx} = (k_{w1} - k_{w2}) \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta$, $L \cdot T^{-1}$;
 $k_{w,zz}$: $k_{w,zz} = k_{w1} \cdot \sin^2 \beta + k_{w2} \cdot \cos^2 \beta$, $L \cdot T^{-1}$;
 k_{w1} : conductivité hydraulique dans la direction principale majeure, $L \cdot T^{-1}$;
 k_{w2} : conductivité hydraulique dans la direction principale mineure, $L \cdot T^{-1}$;
 β : angle d'inclinaison de la direction principale majeure par rapport à l'axe des x.

En exprimant la charge de pression d'eau interstitielle en fonction de la charge hydraulique totale (*i.e.* $h_p = h - z$) et en rappelant que l'élévation z est une constante dont la dérivée temporelle est nulle, l'équation différentielle peut également s'écrire comme suit :

$$\nabla \cdot \left(\mathbf{k}_{\mathbf{w}} \cdot \nabla h \right) = -\rho_{\mathbf{w}} \cdot \mathbf{g} \cdot \mathbf{m}_{2}^{\mathbf{w}} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$
[4.19]

Dans la formulation du logiciel SEEP/W (Krahn, 2004), les auteurs ont choisi de définir une nouvelle variable, le coefficient de changement de volume d'eau par rapport à un changement de pression d'eau interstitielle m_w (*i.e.* $m_w = d\theta_w/du_w$). Sachant que la relation entre les coefficients de changement de volume d'eau s'énonce $m_2^w = -m_w$, l'équation s'écrit également comme suit :

$$\nabla \cdot \left(\mathbf{k}_{w} \cdot \nabla h \right) = \rho_{w} \cdot \mathbf{g} \cdot \mathbf{m}_{w} \cdot \frac{\partial h}{\partial t}$$
[4.20]

Cas 3 :

Hypothèses : 1- Régime transitoire.

- 2- Fluide interstitiel incompressible et de masse volumique fixe.
- 3- Milieu poreux incompressible, saturé ou non saturé et isotrope ou anisotrope.

En ingénierie environnementale, en physique des sols et en hydrologie, l'omission de la compressibilité du fluide interstitiel (*i.e.* $C_w = 0$), de la compressibilité du milieu poreux (*i.e.* $V_t = V_o$) et de la composition chimique du fluide interstitiel (*i.e.* $\rho_{w,o} = \rho_w$) est pratique courante. Il est alors possible de simplifier l'équation [4.15] en exprimant le coefficient de changement de volume d'eau en fonction de la capacité d'humidité spécifique C_h associée au milieu poreux incompressible. Puisque $m_2^w = -C_h/(\rho_w \cdot g)$, l'équation s'énonce :

$$\nabla \cdot \left[\mathbf{k}_{\mathbf{w}} \cdot \nabla \left(h_{\rho} + z \right) \right] = C_{h} \cdot \frac{\partial h_{\rho}}{\partial t}$$
[4.21]

Bien que $C_h \cdot \partial h_p / \partial t$ et $\partial \theta_w / \partial t$ soient mathématiquement équivalents dans l'équation différentielle partielle continue, leurs formes discrètes ne sont pas équivalentes. De plus, cette inégalité des formes discrètes est accentuée par la nature non linéaire de la capacité d'humidité spécifique. Puisque le changement de masse du système est calculé en utilisant des valeurs discrètes de $\partial \theta_w / \partial t$, des erreurs significatives sont donc induites dans le bilan massique lors de l'utilisation de l'expression $C_h \cdot \partial h_p / \partial t$ (*cf.* Celia *et al.*, 1990). Afin d'assurer la conservation de masse, il est possible d'exprimer l'équation [4.21] en fonction de la charge de pression d'eau interstitielle et de la teneur en eau volumétrique comme suit :

$$\nabla \cdot \left[\mathbf{k}_{\mathbf{w}} \cdot \nabla (h_{\rho} + \mathbf{z}) \right] = \frac{\partial \theta_{w}}{\partial t}$$
[4.22]

Afin de résoudre cette équation, le changement de teneur en eau volumétrique au cours de l'incrément temporel est évalué directement à partir de l'évolution de la pression d'eau interstitielle. Il s'agit de la formulation du logiciel HYDRUS (*cf.* Šimůnek *et al.*, 1998 & 1999), dont la version unidimensionnelle est employée dans le cadre de cette étude.

La description du transfert hydrique en milieu poreux saturé/non saturé est néanmoins assujettie à bons nombres de difficultés et/ou simplifications dont (*cf.* Bear, 1988 ; Guymon *et al.*, 1993 ; Vauclin & Angulo-Jaramillo, 1995 ; Houston & Houston, 1995 ; Hopmans *et al.*, 2002) :

Difficultés :

- (1) La nature plurale et la non linéarité prononcée de la fonction de rétention d'eau et de la fonction de conductivité hydraulique des sols non saturés ;
- (2) Les effets d'un changement de la température, de la composition chimique de l'eau interstitielle et de la contrainte de confinement sur les propriétés hydrauliques.

Simplifications (i.e. hypothèses) :

- (1) L'omission de l'écoulement de l'air (*i.e.* approche monophasique) ;
- (2) L'omission du mouvement de l'eau par la phase gazeuse, sous forme de vapeur d'eau ;
- (3) L'omission du chargement (ou déchargement) de la masse de sol ;
- (4) La présomption de la validité de la loi macroscopique de Buckingham-Darcy.

Bien que l'équation constitutive du transfert hydrique représente une théorie consacrée, sa validité ne peut être établie que par voie d'expérimentation. Dans la littérature, on dénombre une pléiade de confrontations expérimentales corroborant cette formulation théorique à des teneurs en eau élevées (*e.g.* Staple, 1969 ; Hanks *et al.*, 1969 ; Haverkamp *et al.*, 1977 ; Gillham *et al.*, 1979). Néanmoins, la confrontation à faible teneur en eau, d'importance capitale à la représentation de l'effet de barrière capillaire, a fait l'objet de recherches limitées (*cf.* Nimmo *et al.*, 1987 ; Nimmo, 1990).

4.2 Approche saturée

L'approche classique du transfert hydrique monophasique considère l'ensemble du système hydrique (région saturée et région non saturée sus-jacente). Le modèle est alors fondé sur l'équation développée à la section précédente et requiert la connaissance des deux fonctions décrivant les propriétés hydrauliques du sol (fonction de rétention d'eau et fonction de conductivité hydraulique). Il s'agit d'une équation non linéaire dont la résolution requiert des moyens numériques, aujourd'hui maîtrisés. Cette approche permet de déterminer le champ de potentiels (charge hydraulique totale) et indirectement, le champ de teneur en eau dans le domaine modélisé. La région saturée n'est déterminée qu'a posteriori en fonction des résultats de pression d'eau interstitielle (*i.e.* $(h_p = h - z) \ge 0$).

Au premier niveau de simplification, le domaine d'étude est limité à la région saturée alors que la position de la surface libre est initialement inconnue (*cf.* Figure 4.2(a)). L'équation généralisée du transfert hydrique est alors réduit à l'équation dite de Laplace $(-\nabla \cdot (\mathbf{k}_{w,s} \cdot \nabla h) = 0)$. Puisque cette équation est indépendante du temps, la résolution transitoire repose sur l'équation non linéaire du mouvement de la frontière supérieure du domaine (ou surface libre). Suivant une approche Lagrangienne, le mouvement de cette frontière peut être décrit à l'aide de la dérivée particulaire, ou matérielle, de la hauteur de la surface libre $H \in \Omega(x, y, t)$ (*cf.* Bear, 1988) :

$$\frac{DH}{Dt} \equiv \frac{\partial H}{\partial t} + \mathbf{v}_{\mathbf{w}, \mathbf{surface}} \cdot \nabla H = \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\mathbf{q}_{\mathbf{w}, \mathbf{surface}}}{n_e} \cdot \nabla H$$
$$= n_e \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - \mathbf{k}_{\mathbf{w}, \mathbf{s}} \cdot \nabla h \cdot \nabla H = 0$$
[4.23]

où :
$$n_e$$
 : $n_e = n - \theta_{w,min}$, porosité efficace ;
 $\mathbf{q}_{w,surface}$: tenseur du flux de la surface libre, $L \cdot T^{-1}$;
 $\mathbf{v}_{w,surface}$: tenseur de la vitesse des particules fluides de la surface libre, $L \cdot T^{-1}$;
 $\theta_{w,min}$: teneur en eau volumétrique minimale ou capacité au champ.

Le positionnement de la surface libre repose alors sur la notion de porosité efficace. Bien que ce paramètre soit maintenu constant, la porosité efficace est en réalité une fonction du temps, de la distance du toit de la région saturée à la surface du sol et des conditions initiales du profil hydrique (*cf.* Kao, 2002). La résolution de ce problème, avec mouvement de la frontière supérieure, requiert des outils numériques spécifiques permettant au maillage de se déformer avec le domaine (*cf.* Romano *et al.*, 1999). L'introduction de fonctions de débits surfaciques, appliquées le long de la surface libre, permet de tenir compte de phénomènes propres au domaine non saturé (*e.g.* recharge pluviométrique, prélèvement par évapotranspiration).



- Figure 4.2 Représentation schématique d'une couche non confinée. (a) Approche saturée. (b) Approche saturée avec hypothèses de Dupuit Forebair
 - (b) Approche saturée avec hypothèses de Dupuit-Forcheimer.

Le second niveau de simplification consiste à adopter les hypothèses de Dupuit-Forcheimer, soit : (1) la pente de la surface libre est supposée faible et l'écoulement strictement horizontal (*i.e.* équipotentielles verticales) ; (2) le gradient hydraulique correspond à la pente de la surface libre (*cf.* Figure 4.2(b)). L'implémentation de ces hypothèses ne peut donc être justifiée qu'en présence d'une région saturée pourvue d'une extension latérale importante et dont la surface libre possède un très grand rayon de courbure. Ces hypothèses permettent une simplification importante de l'équation de Laplace alors que le mouvement hydrique est assimilé à une lame d'écoulement bornée par la surface libre et la frontière inférieure imperméable. De ce fait, la variable indépendante traditionnelle, la charge hydraulique totale, est remplacée par la hauteur de la surface libre. L'équation du transfert hydrique repose alors sur la combinaison de la loi de Darcy et de la loi de la conservation de masse à l'échelle d'un prisme unitaire de région saturée (Figure 4.3).



Figure 4.3 Prisme unitaire de région saturée permettant de développer l'équation de la conservation de masse en présence d'un substrat imperméable horizontal (Inspiré de Bear, 1988).

Le volume d'extraction unitaire, associé au rabattement de la surface libre, dépend de la teneur en eau initiale du volume élémentaire et peut être décrit par la porosité efficace. De ce fait, le profil de teneur en eau comporte une discontinuité au niveau de la surface libre. En omettant alors la compressibilité du sol, l'équation de la conservation de masse de la phase aqueuse, incompressible et de masse volumique constante, peut être réécrite comme suit :

$$n_{e} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Q}'_{w} = 0$$
[4.24]

où : $\mathbf{Q}'_{\mathbf{w}}$: tenseur du débit unitaire ($\mathbf{Q}_{\mathbf{w}}/L$) à travers la région saturée, $L^{2} \cdot T^{-1}$;L: longueur (perpendiculaire à la direction de l'écoulement), L.

En introduisant la loi de Darcy en fonction de la hauteur de la surface libre, l'équation du transfert hydrique s'exprime :

$$\boldsymbol{n}_{e} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left(\mathbf{q}_{w} \cdot H \right) = \boldsymbol{n}_{e} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left(\mathbf{k}_{w,s} \cdot H \cdot \nabla H \right) = \boldsymbol{0}$$

$$[4.25]$$

Sous ce corps d'hypothèses, l'équation non linéaire décrivant la surface libre devient l'équation de l'ensemble du système. Elle est alors dénommée équation de Boussinesq. Il est à noter que le produit du tenseur de conductivité par la hauteur de la surface libre correspond à la transmissivité de la couche non confinée.



Figure 4.4 Approche saturée, avec hypothèse de Dupuit-Forcheimer, lors de la représentation d'une couche non confinée fondée sur un substrat imperméable incliné.

Bien qu'initialement développée en présence d'une frontière inférieure horizontale, cette équation peut également être étendue à un substrat incliné (*e.g.* McEnroe, 1994(a) et (b)) :

$$\boldsymbol{n}_{e} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left\{ \mathbf{k}_{w,s} \cdot \left[H - \left(\boldsymbol{m}_{x} \cdot \boldsymbol{x} + \boldsymbol{m}_{y} \cdot \boldsymbol{y} \right) \right] \cdot \nabla H \right\} = 0$$
[4.26]

où : m_x, m_y : pente de la frontière inférieure selon l'axe des x et des y.

Afin de résoudre cette équation, la position de la surface libre doit être définie au temps t = 0. Hormis la frontière formée par l'élément drainant, les limites du domaine sont considérées imperméables. En général, la surface libre est imposée au niveau d'eau dans le fossé ou encore, dans la canalisation souterraine (condition de type Dirichlet). Toutefois, l'élément drainant induit une surface de suintement dont la hauteur n'est pas connue a priori. La surface de suintement est une condition de pression d'eau interstitielle nulle résultant du fonctionnement du système. Ainsi, la hauteur de la surface libre correspond à la somme du niveau d'eau dans l'élément drainant H_w et de la hauteur de la surface de suintement H_{ss} (cf. Figure 4.5) L'élément drainant serait donc plus adéquatement représenté par une condition temporelle dont résulterait la hauteur de la surface libre. McEnroe (1993) propose ainsi d'exprimer la condition limite en fonction du flux unitaire transitant par l'aquifère (*i.e.* substrat incliné : $Q'_{w} = k_{w,s} \cdot \left[H - (m_x \cdot x + m_y \cdot y) \right] \cdot 1$). La hauteur de la surface libre est alors définie en tout point du domaine et la surface de suintement est assimilée à la hausse du niveau d'eau dans l'élément drainant $(H_{\rm SS} = H - H_{\rm W}).$

Le troisième et dernier niveau de simplification consiste à linéariser l'équation de Boussinesq en faisant l'hypothèse que les fluctuations du toit de la région saturée ΔH sont faibles par rapport à sa hauteur moyenne \overline{H} , soit (Youngs, 1999) :

$$\boldsymbol{n}_{e} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left[\boldsymbol{k}_{w,s} \cdot \left(\bar{H} + \Delta H \right) \cdot \nabla H \right] = \boldsymbol{n}_{e} \cdot \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot \left(\boldsymbol{k}_{w,s} \cdot \bar{H} \cdot \nabla H \right) = \boldsymbol{0}$$

$$[4.27]$$



- Profil de la charge de pression d'eau interstitielle à la frontière d'un Figure 4.5 élément drainant. (a) Milieu agricole (Inspiré de Kao, 2002).

 - (b) Milieu routier partiellement dégelé.

4.3 Intrants (Propriétés hydrauliques)

4.3.1 Fonction de rétention d'eau

Lors d'un écoulement en régime transitoire, la quantité d'eau qui entre dans un volume élémentaire de matériau poreux peut être plus grande que la quantité sortante, ou vice versa. La capacité d'un sol à retenir ou expulser de l'eau est définie par la fonction de rétention d'eau. Cette fonction, basée sur la structure interstitielle du matériau, exprime la relation entre la teneur en eau (soit volumétrique ou gravimétrique) et le potentiel de l'eau.



Figure 4.6 Évolution du rapport du volume d'eau et du volume total initial, d'un matériau poreux isotrope, en fonction de la pression d'eau interstitielle (approche monophasique avec contrainte normale totale moyenne constante).

(a) Représentation tridimensionnelle idéalisée.

(b) Représentation bidimensionnelle idéalisée et la fonction de rétention d'eau hystérétique qui en découle.

La figure 4.6 illustre la fonction de rétention d'eau qui résulte de l'évolution du rapport du volume d'eau et du volume total initial (*i.e.* V_w/V_o) en fonction de la succion matricielle ($u_a - u_w$) et de la contrainte normale nette ($\sigma - u_a$) et ce, pour un matériau poreux typique et isotrope. Lorsque le changement de volume total est

négligeable (*i.e.* $V_t = V_o$), le rapport des volumes correspond à la teneur en eau volumétrique θ_w . Selon les propriétés du matériau et la dimension moyenne des pores, la fonction de rétention peut présenter une frange capillaire où la teneur en eau volumétrique demeure presque constante malgré une augmentation de la succion matricielle. Cette frange est limitée par la valeur d'entrée d'air $(u_a - u_w)_{aev}$ qui correspond à la succion matricielle à laquelle l'air commence à pénétrer dans les pores les plus grands situés au pourtour du milieu poreux. La teneur en eau volumétrique résiduelle $\theta_{w,r}$ et la succion matricielle résiduelle $(u_a - u_w)_r$ correspondante représentent la condition d'état résiduel, un seuil au-delà duquel l'eau interstitielle est maintenue principalement par des forces d'adhésion et d'adsorption (*cf.* Kovács, 1981 ; Vanapalli *et al.*, 1998). Sur la représentation schématique de la figure 4.7, présentant l'eau interstitielle à proximité d'une particule solide, on distingue les phénomènes d'adsorption et d'adhésion.



Figure 4.7 Représentation schématique de la configuration de l'eau interstitielle à proximité d'une particule de la phase solide du sol (Inspiré de Luckner *et al.*, 1991).

L'eau interstitielle, contrainte par des forces d'adsorption, possède une masse volumique de l'ordre de 1500 kg/m³ et une viscosité dynamique quasi infinie d'où, la fixité de la pellicule d'eau adsorbée (Luckner *et al.*, 1991). Bien que l'adhésion corresponde également à la fixation des particules d'eau dans les interstices du milieu poreux, saturé ou non, par attraction moléculaire, la force impliquée est moindre que celle attribuable à l'adsorption. La présence d'une pellicule continue d'eau adhérée peut donc procurer une connectivité qui inhibe l'isolement d'une portion de la phase aqueuse (*cf.* Dullien *et al.*, 1989 ; Bryant & Johnson, 2003). La présence d'une pellicule d'eau adhérée est généralement associée à la microtopographie des particules solides. En fait, Dullien *et al.* (1989) démontrent que les particules rugueuses possèdent une pellicule adhérée, mobile, tandis que les particules lisses possèdent une pellicule adsorbée qui enfreint le transfert hydrique et confine la phase aqueuse à une forme lenticulaire (*e.g.* Figure 4.8).



Figure 4.8 Micrographie MEB (Microscope Électronique à Balayage) présentant un assemblage de billes lisses ainsi qu'une phase aqueuse polymérisée et ce, suite à un processus de désorption (Dullien *et al.*, 1989). Quoique la teneur en eau volumétrique, attribuable aux forces d'adsorption et d'adhésion, puisse être développée théoriquement en omettant la réduction de la surface spécifique attribuable aux points de contact entre particules, soit :

$$\theta_{w}^{adh\acute{ssion}} = \frac{V_{w}}{V_{t}} = \frac{A_{s} \cdot \delta_{adh\acute{ssion}}}{V_{t}} = \frac{S_{s}^{v} \cdot V_{s} \cdot \delta_{adh\acute{ssion}}}{V_{t}} = S_{s}^{v} \cdot (1-n) \cdot \delta_{adh\acute{ssion}}$$
[4.28]

où $\delta_{adhésion}$ correspond à l'épaisseur de la pellicule d'eau adsorbée/adhérée, Moldrup *et al.* (2001) proposent l'équation empirique suivante, fondée sur des données de diffusion :

$$\theta_w^{adh\acute{ssion}} = 0,039 \cdot S_s^{v^{0,52}}$$

$$[4.29]$$

Il est important de rappeler que la fonction de rétention d'eau n'est pas unique mais dépend de la contrainte normale nette et peut également être affectée par la température et la chimie de l'eau interstitielle. De plus, la fonction n'est pas singulière mais dépend de l'historique de désorption et d'absorption du matériel. Cette non singularité ou hystérésis, est attribuable à différents facteurs (Vereecken, 1988) :

- La dépendance de l'angle de contact eau/solide avec la direction de déplacement du fluide interstitiel ;
- (2) La géométrie irrégulière des pores ;
- (3) La présence d'air occlus.

En effet, la remontée capillaire et par le fait même, la succion matricielle, exhibent de l'hystérésis puisque l'angle de contact α entre l'eau et le solide est une fonction de la direction du déplacement du front d'eau. On appelle parfois cette différence entre l'angle de contact de l'interface lors de la désorption et de l'absorption, le "rain drop effect" (*cf.* Bear, 1988). Outre cela, l'étalement de la répartition de la taille des pores du sol produit des rétrécissements, assimilables à des goulots, causant de l'hystérésis qu'on nomme généralement "ink-bottle effect" (*cf.* Dysli, 1991). Ce manque d'uniformité peut également engendrer des connectivités distinctes de la phase aqueuse lors des processus de désorption et d'absorption.

Concurremment, la fonction de rétention d'eau est parfois considérée analogue à la fonction de répartition cumulative de la taille des tubes capillaires remplis d'eau, représentatifs des pores. En effet, la répartition des tubes capillaires saturés, caractérisés par leur rayon r_c , est définie par une fonction $f(r_c)$, tel que :

$$f(r_c) = \frac{\mathrm{d}\,\mathcal{P}_w(r_c)}{\mathrm{d}r_c} = \frac{\mathrm{d}\,\mathcal{P}_w(r_c)}{\mathrm{d}r_c}$$
[4.30]

où \mathcal{G}_{W} est égale à θ_{W} - $\theta_{W,r}$. Conséquemment, $f(r_{c}) \cdot dr_{c}$ représente la contribution, $d\theta_{W}(r_{c})$, à la teneur en eau volumétrique, des tubes remplis d'eau de rayon r_{c} à r_{c} + dr_{c} . Sachant que $\theta_{W} = \theta_{W,r}$ lorsque $r_{c} = 0$, la fonction de répartition cumulative de la répartition de la taille des tubes capillaires remplis d'eau s'obtient en intégrant l'équation [4.30] entre 0 et le rayon même du tube :

$$\theta_{w}(r_{c}) = \left(\int_{R=0}^{r_{c}} f(R) \cdot dR\right) + \theta_{w,r}$$
[4.31]

En utilisant l'équation de Jurin, le rayon r_c du tube capillaire est uniquement lié à la succion matricielle par la relation $(u_a - u_w) = \text{cste}/r_c$. Sur la base de cette correspondance, il est possible de transformer la fonction de répartition $f(r_c)$ en une fonction $f((u_a - u_w))$ avec la relation :

$$f((u_a - u_w)) = f(r_c) \cdot \frac{\mathrm{d}r_c}{\mathrm{d}(u_a - u_w)} \quad \therefore \quad f(r_c) \cdot \mathrm{d}r_c = f((u_a - u_w)) \cdot \mathrm{d}(u_a - u_w) \quad [4.32]$$

En remplaçant [4.32] dans [4.31], une autre forme de la fonction de répartition cumulative de la répartition de la taille des tubes remplis d'eau est développée, en l'occurrence, la fonction de rétention d'eau (Kosugi, 1994 ; Kosugi *et al.*, 2002) :

$$\theta_w((u_a - u_w)) = \left(\int_{W = (u_a - u_w)}^{\infty} f(W) \cdot dW\right) + \theta_{w,r} \text{ où } f((u_a - u_w)) = \frac{d\theta_w((u_a - u_w))}{d(u_a - u_w)} = m_2^w \quad [4.33]$$

où : f(W) : fonction de répartition de la succion matricielle des tubes capillaires remplis d'eau;

W : variable fictive représentant la succion matricielle, $F \cdot L^{-2}$.
Si la succion matricielle est exprimée sous forme de logarithmes népériens, l'équation doit être réécrite :

$$\theta_{w}\left(\left(u_{a}-u_{w}\right)\right) = \left(\int_{Z=\ln\left(u_{a}-u_{w}\right)}^{\infty} f\left(e^{Z}\right) \cdot e^{Z} \cdot dZ\right) + \theta_{w,r}$$
[4.34]

où : Z : variable fictive représentant le logarithme népérien de la succion matricielle. Il doit être noté que les fonctions $f(r_c)$ et $f((u_a - u_w))$ ne sont pas des fonctions de densité de probabilité mais bien des fonctions dont l'intégrale entre 0 et + ∞ sont égales à $\theta_{w,s} - \theta_{w,r}$. Les fonctions de répartition de la taille des tubes capillaires remplis d'eau forment essentiellement la base pour la dérivation d'autres propriétés primordiales à l'étude du mouvement hydrique en condition non saturée.



Figure 4.9 Micrographies présentant les interstices de matériaux divers.
(a) Grès Dévonien, section mince (Roberts & Schwartz, 1985).
(b) Montmorillonite saturée de calcium, MEB (Tuller & Or, 2002).

Or, l'examen micrographique d'échantillons de sols et de roches révèle des interstices ne ressemblant guère à des tubes capillaires (*e.g.* Figure 4.9). En fait, les interstices résultant de l'agrégation de particules primaires et de surfaces minérales variées sont davantage assimilables à des formes géométriques angulaires et des fentes (*cf.* Li & Wardlaw, 1986 ; Mason & Morrow, 1991 ; Morrow & Xie, 1999). Une représentation plus réaliste de cet espace interstitiel a récemment été proposée par Tuller *et al.* (1999). L'interstice élémentaire est alors composé d'un pore central polygonal et de fentes latérales permettant d'accommoder les processus d'adsorption et de capillarité (Figure 4.10).



Figure 4.10 Diverses géométries unitaires permettant de représenter l'espace interstitiel (Inspiré de Tuller *et al.*, 1999).

Contrairement à la représentation par tubes capillaires, cette géométrie unitaire permet la coexistence des phases fluides au sein de l'interstice. La géométrie adoptée permet également de représenter des matériaux de classes texturales et structurales diverses en ajustant la taille et la forme de l'interstice ainsi que la proportion de surface exposée. Un matériau cohérent serait ainsi représenté par un pore de petite dimension et une aire surfacique importante alors qu'un matériau pulvérulent serait représenté par un pore de grande dimension, permettant d'accentuer le processus capillaire, et une aire surfacique quasi inexistante.

4.3.1.1 Méthodes empiriques

Des méthodes, basées en partie sur l'information fournie par la fonction de rétention d'eau, ont été proposées afin de prédire certaines propriétés des sols non saturés (*cf.* Barbour, 1998).



Figure 4.11 Propriétés prédites à l'aide de la fonction de rétention d'eau (Inspiré de Barbour, 1998).

Ces méthodes peuvent toutefois entraîner des erreurs grossières lorsque la description fonctionnelle de la fonction de rétention d'eau est non optimale. Bien que maints modèles mathématiques aient été proposés afin de décrire les données de rétention d'eau (*cf.* van Genuchten & Nielsen, 1985 ; Leong & Rahardjo, 1997(a) ; Leij *et al.*, 1997 ; Sillers *et al.*, 2001), on fait usage du modèle simple de Brooks & Corey (1964) dans le cadre des travaux de cette thèse, soit :

$$\Theta = \frac{\theta_{w} - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}} = \begin{cases} 1 & (u_{a} - u_{w}) \le (u_{a} - u_{w})_{aev} \\ \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{(u_{a} - u_{w})_{aev}}\right)^{-\lambda} & (u_{a} - u_{w}) > (u_{a} - u_{w})_{aev} \end{cases}$$
[4.35]

où :	Θ :	teneur en eau volumétrique normalisée ;
	$\theta_{w,s}$:	teneur en eau volumétrique à saturation ;
	$\theta_{w,r}$:	teneur en eau volumétrique résiduelle ;
	$(U_a - U_w)_{aev}$:	succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air, F L ⁻² ;
	α :	paramètre d'ajustement correspondant à $1/(u_a - u_w)_{aev}$, $F^{-1} L^2$;
	λ :	paramètre d'ajustement correspondant à la répartition de la taille des pores

Le modèle de Brooks & Corey (1964) a été utilisé à foison afin de décrire la fonction de rétention d'eau. Selon van Genuchten *et al.* (1991), l'équation de Brooks & Corey est moins précise pour les sols à texture fine et les sols de terrain non remaniés à cause de l'absence d'une valeur d'entrée d'air bien définie. En effet, dans une représentation log-log, cette équation génère deux segments linéaires qui se joignent exactement à $(u_a - u_w)_{aev}$ ignorant ainsi la présence d'une zone de transition régulière près de ladite succion. Ce modèle ne possède donc pas la caractéristique favorable d'avoir une dérivée première d $\theta_w/d(u_a - u_w)$ continue et de devenir asymptotique ou quasi asymptotique vers les petits et gros pores.

Une autre fonction puissance, employée dans le cadre de cette étude, est celle proposée par van Genuchten (1980) :

$$\Theta = \frac{\theta_{w} - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}} = \left[\frac{1}{1 + \left(\alpha \cdot (u_{a} - u_{w})\right)^{\nu}}\right]^{\omega}$$
[4.36]

où : v, ω : paramètres d'ajustement contrôlant la forme de la courbe.

Les études de Vereecken *et al.* (1989) et Rajkai *et al.* (1996) ont démontré la validité de cette équation à cinq paramètres ($\theta_{w,s}$, $\theta_{w,r}$, α , v et ω) pour une grande variété de types de sol. Ils ont également démontré que les restrictions $\omega = 1 - (1/v)$ ou $\omega = 1 - (2/v)$ réduisent considérablement la flexibilité de l'équation, ne permettant donc pas d'obtenir une aussi bonne représentation qu'avec cinq paramètres, ce qui avait préalablement été démontré par van Genuchten & Nielsen (1985).

Afin de décrire la relation entre la teneur en eau et le potentiel hydrique sur toute la gamme de valeurs, on utilise également l'équation présentée par Fredlund & Xing (1994) dans le cadre des travaux de cette thèse. En s'appuyant sur des données expérimentales (*cf.* Russam, 1958 ; Croney & Coleman, 1961) et des considérations thermodynamiques (*cf.* Richards, 1965), ces auteurs établissent la succion matricielle correspondant à une teneur en eau nulle et proposent le modèle mathématique étendu qui suit :

$$\Theta = \frac{\theta_w - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}} = \frac{\theta_w - 0}{\theta_{w,s} - 0} = \left[1 - \frac{\ln\left(1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_r}\right)\right)}{\ln\left(1 + \left(\frac{1 \cdot 10^6}{(u_a - u_w)_r}\right)\right)}\right] \cdot \left[\frac{1}{\ln\left(e + \left(\frac{(u_a - u_w)}{a_w}\right)^{\xi_w}\right)}\right]^{k_w}$$
[4.37]

où : e : nombre naturel, 2,71828 ; $a_{w}, \xi_{w}, \kappa_{w}$: paramètres d'ajustement contrôlant la forme de la courbe ; $(u_{a} - u_{w})_{r}$: succion matricielle correspondant à la teneur en eau résiduelle, F·L⁻².

Les paramètres des équations [4.35, 4.36 et 4.37] sont obtenus par ajustement aux données mesurées et le nombre minimal de données requises est égal au degré de liberté de l'équation choisie soit, le nombre de paramètres inconnus. Lorsque le nombre de données mesurées excède le nombre de paramètres inconnus, une procédure d'ajustement de courbe peut être appliquée afin de minimiser les écarts entre les valeurs observées et les estimations obtenues à l'aide de l'équation empirique.

4.3.1.2 Méthodes indirectes

La mesure des propriétés hydrauliques en conditions non saturées, incluant la fonction de rétention d'eau, est un processus dispendieux, nécessitant temps et travail considérable. Plusieurs auteurs ont conséquemment tenté d'estimer le segment initial et/ou principal en désorption de la fonction de rétention à partir de propriétés d'indice telles la répartition de la taille des grains, la masse volumique du sol sec et la quantité de matière organique. L'approche indirecte permet en fait de relier entre eux différentes propriétés et caractéristiques du sol (Bouma, 1989). Bien que ces estimations ne soient pas suffisamment précises pour décrire la fonction de rétention de sites spécifiques, elles peuvent être employées dans des études comparatives où l'objectif n'est pas d'obtenir un résultat absolu mais bien de catégoriser la performance de différentes variantes (*cf.* van Genuchten & Leij, 1992).

Suite à une recension exhaustive des écrits, Rawls et al. (1991) ont regroupé les méthodes indirectes en deux catégories. La première, regroupe des méthodes qui estiment des valeurs sur un segment de la fonction de rétention d'après les propriétés d'indice du sol. Cette méthode consiste généralement à allier diverses propriétés d'indice à la teneur en eau volumétrique correspondant à une succion matricielle donnée et ce, par régression statistique. La seconde catégorie, englobe des méthodes qui estiment les paramètres des modèles empiriques de la fonction de rétention. Une des approches utilisées repose sur la détermination des valeurs moyennes d'un groupe paramétrique en fonction des catégories texturales du sol. Une autre approche consiste à ajuster un modèle empirique à des données $\theta_w - (u_a - u_w)$ et à utiliser des analyses de régression statistique afin d'associer les paramètres à des propriétés d'indice. En fait, les méthodes de la première catégorie peuvent être scindées en deux, formant ainsi une troisième catégorie regroupant des méthodes indirectes qui estiment des segments de la fonction de rétention d'eau avec un modèle physico-empirique. Ces modèles s'appuient sur la similarité entre les formes de la fonction de rétention d'eau et de la courbe granulométrique du sol. Les modèles de ce type sont particulièrement intéressants

car ils permettent de déterminer la fonction de rétention d'un sol sans aucune connaissance préalable du comportement hydrique du matériau.

Il est important de noter que toute fonction fondée sur des régressions statistiques échouera lorsque les valeurs assignées aux variables seront externes au domaine utilisé pour le développement de ladite fonction (Williams *et al.*, 1992).

4.3.1.2.1 Matériaux de fondation (MG-20)

Dans une étude récente, portant sur des matériaux de fondation routière d'origine québécoise, Côté & Konrad (2003) ont élaboré un modèle probabiliste permettant de prédire les paramètres d'un modèle empirique représentant le segment initial en désorption de la fonction de rétention d'eau. Les paramètres d'une version abrégée du modèle de Brooks & Corey (1964), où la teneur en eau volumétrique résiduelle est considérée nulle, sont donc associés aux propriétés d'indice de la façon suivante :

$$(u_{a} - u_{w})_{aev}^{F} = 10^{(3,92-5,19\cdot n_{f}^{F})}$$

$$\lambda_{F} = 0,385 - 0,021 \cdot \left(n_{f}^{F^{0,65}} \cdot S_{s,f}^{M^{F}}\right)$$
[4.38]

: porosité de la fraction fine du matériau de fondation ;

où :

nF

 $S_{sf}^{M^F}$

 λ_{F}

- surface spécifique massique des particules fines (*D* < 80 μm) du matériau de fondation, F⁻¹·L³·T⁻² (m²/g);
- $(u_a u_w)_{aev}^F$: succion matricielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation, F·L⁻² (kPa);

 paramètre d'ajustement correspondant à la répartition de la taille des pores du matériau de fondation.

Cette relation est fondée sur les données expérimentales de onze (11) matériaux de fondation routière dont deux (2) concassés granitique, six (6) concassés schisteux et trois (3) concassés calcareux. Il est à noter que la surface spécifique massique des particules fines a été déterminée par la capacité d'adsorption de bleu de méthylène du matériau de fondation (*cf.* BNQ 2560-255).

4.3.1.2.2 Matériaux de sous-fondation (MG-112)

De par leur généralité, les modèles physico-empiriques sont bien adaptés à l'estimation de la fonction de rétention d'eau des matériaux de sous-fondation routière à texture homogène. Bien que la similitude entre la fonction de rétention d'eau et la courbe granulométrique fut initialement exploitée par Arya & Paris (1981), maintes variantes ont depuis été proposées (e.g. Haverkamp & Parlange, 1986 ; Haverkamp *et al.*, 1999 ; Arya *et al.*, 1999 ; Zhuang *et al.*, 2001; Fredlund *et al.*, 2002). L'approche présentée par Kovács (1981) se distingue néanmoins des autres modèles en présumant que la rétention d'eau peut être attribuée à des forces capillaires ainsi qu'à des forces d'adhésion et d'adsorption (*e.g.* Aubertin *et al.*, 1998 ; Aubertin *et al.*, 2003(a) et (b)). Afin d'adopter une approche convenant aux matériaux de sous-fondation, les modèles de Fredlund *et al.* (2002) et d'Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)) ont été retenus pour fin d'évaluation ultérieure.

Fredlund et al. (2002) (Fredlund et al., 1997 ; Fredlund, 1999) :

Dans cette approche physico-empirique, la courbe granulométrique est initialement subdivisée en groupes de particules de taille relativement uniforme. Une hypothèse est alors émise quant à l'existence d'une fonction de rétention d'eau unique pour chacun des groupes de particules. Les fonctions de rétention de ces groupes sont subséquemment additionnées et ce, jusqu'à ce que le volume interstitiel corresponde au volume des vides de l'échantillon. La courbe granulométrique est donc subdivisée en N_g fractions massiques, représentatives de particules de taille uniforme. En considérant alors un agencement de particules de diamètre croissant, supérieur à 0,1 µm, la porosité d'un volume total unitaire peut être définie comme suit :

$$n = \frac{V_v}{V_t} = \frac{\sum_{i=1}^{N_g} \frac{M_{s,i}}{D_{R,i} \cdot \rho_w} \cdot \frac{n_i}{(1-n_i)}}{V_t} = \frac{\sum_{i=1}^{N_g} \frac{\Delta p_i \cdot \rho_d \cdot V_t}{D_{R,i} \cdot \rho_w} \cdot \frac{n_i}{(1-n_i)}}{V_t} = \sum_{i=1}^{N_g} \frac{\Delta p_i \cdot \rho_d}{D_{R,i} \cdot \rho_w} \cdot \frac{n_i}{(1-n_i)}$$
[4.39]

où : $D_{R,i}$: densité relative des particules de l'intervalle *i* de la courbe granulométrique ; n_i : porosité du groupe de particules de l'intervalle *i* de la courbe granulométrique ; ρ_d : masse volumique sèche, $F \cdot L^{-4} \cdot T^2$. En effectuant cette sommation, inspirée de Furnas (1931), la porosité peut s'avérer inférieure ou supérieure à la porosité réelle du matériau. Lorsqu'en présence d'un volume des vides analytique trop élevé, la sommation est contrainte à une limite supérieure N_g^{max} assurant l'adéquation des porosités. Cette troncature implique donc une suppression de l'impact des particules de taille grossière. Par contre, les interstices engendrés par les particules de taille grossière seraient inévitablement comblés par des particules de moindres tailles lors du processus d'assemblage. Il est à noter qu'aucune méthode convenable n'a encore été développée pour un volume des vides analytique trop faible. En considérant alors que la porosité et la densité relative des différentes fractions sont constantes, l'équation [4.39] peut être réécrite comme suit :

$$n = \left(\frac{n}{(1-n)}\right)_{\text{assemblage}} \cdot \frac{\rho_d}{\rho_s} \sum_{i=1}^{N_g^{\text{max}}} \Delta p_i = e_{\text{assemblage}} \cdot \frac{\rho_d}{\rho_s} \sum_{i=1}^{N_g^{\text{max}}} \Delta p_i$$
[4.40]

où $e_{assemblage}$ correspond à l'indice des vides de l'assemblage de particules. Bien que l'indice des vides de l'assemblage puisse être déterminé par le biais d'une analyse statistique, Fredlund *et al.* (2002) ont choisi d'estimer ce paramètre à l'aide d'un réseau neuronique. Ces réseaux sont une forme d'intelligence artificielle tentant d'imiter le fonctionnement d'un cerveau biologique. L'objectif du réseau neuronique est d'apprendre à reconnaître des patrons dans les données. Le réseau neuronique procède donc en créant des connexions entre les nœuds de traitement, ou neurones, dont l'organisation et les poids déterminent les sorties. Suite à un processus d'apprentissage supervisé, le réseau de neurones peut effectuer des prédictions en décelant des patrons dans les intrants. Fondé sur treize (13) propriétés d'indice, le réseau neuronique de Fredlund *et al.* (2002) produit un coefficient de détermination r² de 0,830 et ce, pour une base de données d'apprentissage contenant 653 sols.

En présumant alors que la fonction de rétention d'eau de chacun des groupes de particules peut être décrite par le modèle empirique de Fredlund & Xing (1994), les

paramètres de la fonction de rétention d'eau du matériau s'obtiennent par sommation pondérée, soit :

$$\boldsymbol{a}_{w} = \sum_{i=1}^{N_{g}^{max}} \boldsymbol{a}_{w,i} \cdot \Delta \boldsymbol{p}_{i}, \quad \boldsymbol{\xi}_{w} = \sum_{i=1}^{N_{g}^{max}} \boldsymbol{\xi}_{w,i} \cdot \Delta \boldsymbol{p}_{i}, \quad \boldsymbol{\kappa}_{w} = \sum_{i=1}^{N_{g}^{max}} \boldsymbol{\kappa}_{w,i} \cdot \Delta \boldsymbol{p}_{i}$$
[4.41]

où $a_{w,i}$, $\xi_{w,i}$ et $\kappa_{w,i}$ sont les paramètres d'ajustement de la fonction de rétention d'eau du groupe de particules de l'intervalle *i* de la courbe granulométrique. La succion matricielle correspondant à l'état résiduel est fixée à 3000 kPa. Ayant choisi de représenter les fonctions de rétention d'eau des groupes de particules par le modèle empirique de Fredlund & Xing (1994), dont le paramètre d'ajustement a_w est apparenté à la valeur d'entrée d'air, Fredlund *et al.* (2002) proposent d'utiliser le modèle d'ascension capillaire afin d'estimer le paramètre $a_{w,i}$ représentant chacun des groupes de particules :

$$a_{w,i} \approx (u_a - u_w)_{aev,i} \approx \frac{2 \cdot \sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{r_{c,i}}$$
 [4.42]

où : $r_{c,i}$: rayon du tube capillaire d'un groupe de particules, L ; $(u_a - u_w)_{aev,i}$: valeur d'entrée d'un groupe de particules , F·L⁻².

Or, un regroupement de bases de données a permis d'établir des relations empiriques entre les paramètres d'ajustements $\xi_{w,i}$ et $\kappa_{w,i}$ de la fonction de rétention d'eau des groupes de particules et le diamètre équivalent de Koženy, $D_{e_i}^{Koženy}$, représentant la courbe granulométrique du groupe de particules, soit :

$$\xi_{w,i} = \frac{19}{\ln\left(e + \left(\frac{10^{-\log(D_{e,i}^{KOZENY}) - 1}{50}\right)^{30}}{10}\right)} + 1$$
[4.43]
$$\kappa_{w,i} = \frac{1.5}{\ln\left(e + \left(\frac{10^{-\log(D_{e,i}^{KOZENY}) - 1}{100}\right)^{10}}{100}\right)} + 0.5$$

Aubertin et al. (2003(a) et (b)) :

Dans son ouvrage de référence, Kovács (1981) présume que le phénomène de rétention d'eau est régi par des forces capillaires ainsi que des forces d'adhésion et d'adsorption. De ce fait, le degré de saturation du milieu poreux est fractionné en une composante capillaire S_r^c et une composante d'adhésion/adsorption S_r^a qui s'exprime ainsi :

$$\mathbf{S}_r = \mathbf{S}_r^c + \mathbf{S}_r^a \cdot \left(1 - \mathbf{S}_r^c\right)$$
[4.44]

Le constituant capillaire de cette équation correspond à la fonction de répartition cumulée de la taille des pores remplis d'eau alors que le constituant d'adhésion/adsorption correspond à une pellicule d'eau adhérée/adsorbée régie par une relation hyperbolique de sixième ordre.



Figure 4.12 Illustration du modèle physico-empirique d'Aubertin *et al.* (2003(b)) pour la description de la fonction de rétention d'eau d'un matériau pulvérulent à granulométrie uniforme.

Inspirés de l'approche proposée par Kovács (1981) et du modèle physicoempirique qui en découle, Aubertin *et al.* (1998) proposent une modification de la fonction statistique décrivant la répartition de la taille des pores remplis d'eau. Bien que ce modèle amendé fût initialement consacré à la caractérisation de la fonction de rétention d'eau de résidus miniers et de limons, Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)) proposent une version généralisée du modèle physico-empirique, adaptée aux matériaux cohérents. Ces derniers bonifient alors l'équation [4.44] dans le but de tronquer la composante d'adhésion/adsorption :

$$S_{r} = S_{r}^{c} + \left(1 - \left\langle1 - S_{r}^{a}\right\rangle\right) \cdot \left(1 - S_{r}^{c}\right) = S_{r}^{c} + \left[1 - \left(\frac{\left(1 - S_{r}^{a}\right) + \left|1 - S_{r}^{a}\right|}{2}\right)\right] \cdot \left(1 - S_{r}^{c}\right)$$

$$[4.45]$$

où $\langle \rangle$ représente les parenthèses de Macauley. À titre d'exemple, la figure 4.12 présente les composantes capillaire et d'adsorption d'un matériau pulvérulent à granulométrie uniforme ainsi que la fonction de rétention d'eau qui en découle.

Domaine capillaire :

Dans le modèle proposé par Kovács (1981), le milieu poreux est caractérisé par des tubes capillaires dont la fonction de répartition est initialement représentée par une équation mathématique de type gamma et qui, par suite de simplifications, est réduite à une formulation exponentielle (*i.e.* $f(x) = x \cdot e^{-x}$). Contrairement au développement de la section 4.3.1, la répartition de la taille des tubes capillaires remplis d'eau est exprimée en fonction de l'aire du tube capillaire normalisée par rapport à l'aire du tube capillaire moyen. De ce fait, la répartition des tubes capillaires capillaires saturés est définie par une fonction $f((r_c/r_c^{moy})^2)$, tel que :

$$f\left(\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}\right) = \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2} \cdot e^{\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}} = \frac{\mathsf{d}\theta_{w}\left(\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}\right)}{\mathsf{d}\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}}$$
[4.46]

où : r_c : rayon du tube capillaire, L; $r_c^{moy.}$: rayon du tube capillaire moyen, L. Jugeant cette simplification trop restrictive, Aubertin *et al.* (1998) proposent une fonction de répartition, intermédiaire aux fonctions gamma et exponentielle, qui s'énonce comme suit :

$$f\left(\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}\right) = m \cdot \left[\left(\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2} + 1\right)^{m} - \left(\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2} + 1\right)^{m-1}\right] \cdot e^{-m \cdot \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}} = \frac{d\theta_{w}\left(\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}\right)}{d\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}}\right)^{2}} \left[4.47\right]$$

où *m* est le paramètre de la répartition de la taille des tubes capillaires remplis d'eau. Connaissant la fonction de répartition des tubes capillaires saturés, le degré de saturation attribuable aux forces capillaires s'obtient ainsi (Aubertin *et al.*, 1998) :

$$S_{r}^{c} = \frac{\theta_{w}}{n} = \frac{\int_{R=0}^{r_{c}} m \cdot \left[\left(\left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right)^{m} - \left(\left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right)^{m-1} \right] \cdot e^{-m \left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}} \cdot d \left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}}$$

$$= \frac{1 - \left[\left(\left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right)^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{R}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}} \right]$$

$$= \frac{1 - \left[\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}} \right]$$

$$= 1 - \left[\left(\frac{m_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}} \right]$$

$$= 1 - \left[\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}} \right]$$

$$= 1 - \left[\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}}$$

$$= 1 - \left[\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}}$$

$$= 1 - \left[\left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{r_{c}}{r_{c}^{moy.}} \right)^{2}}$$

où *R* est une variable fictive représentant le rayon du tube capillaire, L. En rappelant alors que l'ascension capillaire est inversement proportionnelle au rayon du tube, le degré de saturation attribuable aux forces capillaires peut être réécrit :

$$S_{r}^{c} = 1 - \left[\left(\frac{h_{c}^{moy.}}{|h_{p}|} \right)^{2} + 1 \right]^{m} \cdot e^{-m \left(\frac{h_{c}^{moy.}}{|h_{p}|} \right)^{2}}$$
[4.49]

où : $h_c^{moy.}$: remontée capillaire moyenne, L.

. .

.

Dans cette équation, la remontée capillaire moyenne est dérivée de la loi de Jurin et d'un agencement de tubes capillaires de diamètre unique (Kovács, 1981) :

$$h_{c}^{moy.} = \frac{2 \cdot \sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_{w} \cdot g \cdot \left[2 \cdot \left(\frac{\pi \cdot r_{c}^{2} \cdot L_{c}}{2 \cdot \pi \cdot r_{c} \cdot L_{c}}\right)\right]} = \frac{2 \cdot \sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_{w} \cdot g \cdot [2 \cdot R_{H}]} = \frac{\sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_{w} \cdot g \cdot R_{H}}$$
[4.50]

où L_c est la longueur du tube capillaire. En rappelant alors la relation entre le rayon hydraulique et la surface spécifique volumique pour un matériau uniquement constitué de particules de forme géométrique régulière (*cf.* équation [3.7]), cette équation peut être réécrite comme suit :

$$h_{c}^{moy.} = \frac{\sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_{w} \cdot g \cdot \left(\frac{V_{w}}{V_{s}} \cdot \frac{D_{e}}{\alpha_{D}}\right)}$$
[4.51]

Dans le domaine capillaire, les tubes sont essentiellement saturés (*i.e.* $V_w = V_v$). Afin de généraliser cette équation, à des matériaux constitués de particules de divers diamètres, on doit permuter le diamètre équivalent avec un des diamètres proposés à la section 3.1 (*i.e.* $D_e^{Krüger}$, $D_e^{Koženy}$, $D_e^{Zamarin}$). Suivant le développement de Kovács (1981), l'équation [4.51] s'exprime alors comme suit :

$$h_{c}^{moy.} = \frac{\sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_{w} \cdot g \cdot \left(\frac{V_{v}}{V_{s}} \cdot \frac{D_{e}^{Ko\bar{z}eny}}{\alpha_{D}}\right)} = \frac{\sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_{w} \cdot g \cdot \left(\frac{n}{(1-n)} \cdot \frac{D_{e}^{Ko\bar{z}eny}}{\alpha_{D}}\right)}$$
[4.52]

Dans le cadre de travaux pratiques, Aubertin *et al.* (1998 et 2003(a)) proposent d'adopter une approximation du diamètre équivalent, édifiée sur des propriétés d'indice (*i.e.* $D_e^{Kozeny} = [1+1,17 \cdot \log(C_u)] \cdot D_{10}$ pour $C_u \leq 50$). Suivant les travaux liminaires de Kovács (1981), le paramètre de forme α_D est fixé à 10 (*i.e.* grains cubiques ou octaédrique). Il est à noter que la présente équation ne s'applique qu'aux matériaux pulvérulents alors qu'une formulation adaptée aux matériaux cohérents est également disponible (*cf.* Aubertin *et al.*, 2003(a) et (b)).

Domaine adhéré/adsorbé :

En considérant un arrangement de tubes capillaires de diamètre unique, Kovács (1981) établit une équation théorique de la teneur en eau volumétrique adhérée/adsorbée en fonction de l'épaisseur de la pellicule d'eau sur la paroi des tubes. Suite à une confrontation expérimentale, cette équation est remplacée par une relation empirique moins détaillée, soit :

$$S_{r}^{a} = 2,5 \cdot 10^{-3} \cdot \frac{(1-n)}{n} \cdot \left| h_{p} \right|^{-1/6} \cdot \left(\frac{\alpha_{D}}{D_{e}^{Koženy}} \right)^{2/3}$$
[4.53]

Afin d'exprimer cette équation en fonction de la remontée capillaire moyenne, d'assurer une cohérence des unités et de contraindre le degré de saturation à une limite inférieure imposée par l'équilibre thermodynamique, Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)) écrivent :

$$S_{r}^{a} = \left[1 - \frac{\ln\left(1 + \frac{\left|h_{p}\right|}{\left|h_{p,r}\right|}\right)}{\ln\left(1 + \frac{1 \cdot 10^{7}}{\left|h_{p,r}\right|}\right)}\right] \cdot \left[a_{c} \cdot \left(\frac{(1-n)}{n}\right)^{1/3} \cdot \left(\frac{\left|h_{p}\right|}{c_{unit\acute{e}s}}\right)^{-1/6} \cdot \left(\frac{h_{c}^{moy.}}{c_{unit\acute{e}s}}\right)^{2/3}\right]$$

$$[4.54]$$

où : a_c : coefficient d'adhésion/adsorption ; $c_{unités}$: constante unitaire permettant d'assurer une cohérence des unités, L ; $h_{p,r}$: charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel, L.

Bien que les deux composantes de la fonction de rétention d'eau soient maintenant définies, certains paramètres doivent être déterminés explicitement (*i.e.* a_c , m et $h_{p,r}$). Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)) proposent alors des relations empiriques fondées sur les résultats expérimentaux de 36 matériaux pulvérulents. De ce fait, le coefficient d'adsorption a_c est fixé à 0,01. Il est à noter que cette valeur empirique est assimilable à la valeur théorique résultant de l'insertion de la remontée capillaire moyenne dans l'équation [4.53] et donc, de l'omission de la tortuosité du milieu poreux (*i.e.* $a_c = 0,0141$). Selon les résultats de l'étude empirique, le paramètre de la répartition de la taille des tubes capillaires remplis d'eau peut être représenté par l'inverse du coefficient d'uniformité (*i.e.* $m = 1/C_u$).

Bien qu'Aubertin *et al.* (1998) l'ait préalablement fixée à 150 m, la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel peut être représentée par l'équation suivante (Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)) :

$$h_{p,r} = \frac{4,20 \cdot 10^{-3}}{\left(\frac{n}{(1-n)} \cdot \frac{D_{e}^{Ko\bar{z}eny}}{\alpha_{D}}\right)^{1,26}} = \frac{4,20 \cdot 10^{-3}}{\left(\frac{n}{(1-n)} \cdot \frac{D_{e}^{Ko\bar{z}eny}}{10}\right)^{1,26}}$$
[4.55]

où $D_e^{Koženy} = [1+1,17 \cdot \log(C_u)] \cdot D_{10}$ en mm. Puisque l'état résiduel représente un seuil au-delà duquel l'eau interstitielle est maintenue principalement par des forces d'adhésion et d'adsorption, cette charge de pression d'eau interstitielle peut également être associée à la remontée capillaire maximale h_c^{max} définie par Kovács (1981). On obtient alors la relation théorique suivante (Kovács, 1981) :

$$h_{p,r} = h_c^{max} = 1,5 \cdot h_c^{moy.} = 1,5 \cdot \frac{\sigma_{a/w} \cdot \cos \alpha}{\rho_w \cdot g \cdot \left(\frac{n}{(1-n)} \cdot \frac{D_e^{Ko\bar{z}eny}}{\alpha_D}\right)} = \frac{1,125 \cdot 10^{-2}}{\left(\frac{n}{(1-n)} \cdot \frac{D_e^{Ko\bar{z}eny}}{10}\right)}$$
[4.56]

Afin de confronter ces relations empiriques à des données expérimentales indépendantes, on utilise un échantillonnage de 186 matériaux pulvérulents provenant de la base de données SoilVision (*cf.* Fredlund, 1996). À l'aide de chiffriers électroniques, les paramètres a_c et *m* sont obtenus par ajustement aux données mesurées tandis que $h_{p,r}$ est déterminée à l'aide de la méthode de Vanapalli *et al.* (1998). Bien que le coefficient a_c présente une dépendance avec la surface spécifique massique, le coefficient de corrélation résultant ne permet pas de confirmer l'existence d'une corrélation significative entre ces deux variables (Figure 4.13(a)). Néanmoins, les résultats expérimentaux confèrent une plus grande précision à l'équation théorique qu'à la relation empirique proposée par Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)). La figure 4.13(b) présente une relation passablement éclatée entre *m* et C_u . La relation empirique exhibe toutefois une progression représentative de l'évolution des données expérimentales. Finalement, les équations théorique et empirique procurent des représentations équivalentes de l'évolution de R_H (Figure 4.13(c)).



Coefficient d'uniformité, Cu

Figure 4.13 Évaluation des relations empiriques d'Aubertin *et al.* (2003(b)). *(a)* Coefficient d'adsorption.

(b) Paramètre de la répartition de la taille des pores remplis d'eau.

(c) Charge de pression d'eau correspondant à l'état résiduel.



Figure 4.13 ... suite.

La qualité de ces modèles est évaluée en confrontant les valeurs estimées aux données expérimentales et ce, en utilisant le carré moyen résiduel CM_{RES} , le coefficient de détermination r² et le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées. Le carré moyen résiduel correspond à la variance inexpliquée par la régression, ou variance résiduelle. Puisque l'estimée n'est pas obtenue par régression statistique, le carré moyen résiduel s'énonce :

$$CM_{RES} = s^{2} = \frac{SC_{RES}}{N_{obs.} - 1} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{obs.}} \left(\frac{\theta_{w,i}}{n} - \frac{\hat{\theta}_{w,i}}{n}\right)^{2}}{N_{obs.} - 1}$$
[4.57]

où :n: porosité ;
$$N_{obs.}$$
: nombre de couples d'observations ; SC_{RES} : variation inexpliquée (attribuable aux résidus) ; $\theta_{w,i}$: teneur en eau volumétrique observée d'un couple d'observation ; $\hat{\theta}_{w,i}$: teneur en eau volumétrique estimée d'un couple d'observation.

Dans cette équation, le dénominateur est égal à ($N_{obs.} - 1$) car, un degré de liberté est perdu suite à l'utilisation de données expérimentales pour la détermination des $\hat{\theta}_{w,i}$. Le coefficient de détermination, ou coefficient d'explication, représente la proportion de la variation totale dans les observations $\theta_{w,i}$ qui est expliquée par la fonction d'estimation et s'exprime comme suit :

$$r^{2} = \frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} \left[\left(\hat{\theta}_{w,i} - \overline{\hat{\theta}}_{w} \right) \cdot \left(\theta_{w,i} - \overline{\theta}_{w} \right) \right]^{2}}{\sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\hat{\theta}_{w,i} - \overline{\hat{\theta}}_{w} \right)^{2} \cdot \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\theta_{w,i} - \overline{\theta}_{w} \right)^{2}}$$

$$= \frac{\sum_{i=1}^{N_{obs}} \left[\left(\hat{\theta}_{w,i} - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N_{obs}} \hat{\theta}_{w,i} \right) \right) \cdot \left(\theta_{w,i} - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N_{obs}} \theta_{w,i} \right) \right) \right]^{2}}{\sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\hat{\theta}_{w,i} - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N_{obs}} \hat{\theta}_{w,i} \right) \right)^{2} \cdot \sum_{i=1}^{N_{obs}} \left(\theta_{w,i} - \left(\frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^{N_{obs}} \theta_{w,i} \right) \right)^{2}}$$

$$\left[4.58 \right]$$

où : $N_{obs.}$: nombre de couples d'observations ;
 $\theta_{w,i}$ $\theta_{w,i}$: teneur en eau volumétrique observée ;
 $\hat{\theta}_{w,i}$ $\hat{\theta}_{w,i}$: teneur en eau volumétrique estimée ;
 $\overline{\theta}_{w}$ $\bar{\theta}_{w}$: moyenne arithmétique des teneurs en eau volumétrique observées ;
 $\overline{\hat{\theta}}_{w}$ $\bar{\theta}_{w}$: moyenne arithmétique des teneurs en eau volumétrique estimées.

Rappelons qu'une bonne estimation se manifeste par une faible valeur du carré moyen résiduel ainsi qu'une valeur élevée du coefficient de détermination. Incidemment, les points du graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées doivent tendre vers une droite 1 : 1.

La figure 4.14 présente l'histogramme des coefficients de détermination résultant de l'application de ces modèles à quarante sept (47) échantillons de matériaux pulvérulents dont vingt-quatre (24) sont conformes au fuseau granulométrique MG-112. Ces échantillons, d'index impairs, ont été puisés dans la base de données SoilVision (*cf.* Fredlund, 1996). Alors que les deux modèles présentent des coefficients de détermination élevés, sis entre 0,70 et 1,00, le modèle d'Aubertin *et al.* (2003(a) et (b)) procure une plus grande concentration de coefficients supérieurs à 0,95.



Figure 4.14 Histogramme des coefficients de détermination résultant de l'application de différents modèles physico-empiriques (N_{obs.} = 47).
(a) Fredlund *et al.* (2002).
(b) Aubertin *et al.* (2003(b)).



Figure 4.15 Graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées du rapport entre la teneur en eau volumétrique et la porosité.
(a) Fredlund et al. (2002).
(b) Aubertin et al. (2003(b)).

Malgré un coefficient de détermination élevé, la variance inexpliquée peut être trop grande pour assurer des estimations acceptables. De fait, le tableau 4.1 démontre que les valeurs du carré moyen résiduel sont deux à trois fois moindres lors de l'application du modèle physico-empirique de Fredlund *et al.* (2002).

	Conforme au fuseau MG-112		Non conforme au fuseau MG-112		
-	<i>CM_{RÉS}</i> (·10 ⁻³)		CM _{RÉS}	(·10 ⁻³)	
Modèle physico-empirique	Moyenne, \overline{x}	Écart type, s	Moyenne, x	Écart type, s	
Fredlund et al. (2002)	9,301	7,778	10,913	13,781	
Aubertin <i>et al.</i> (2003(a))	21,151	24,188	28,975	25,471	

Tableau 4.1 La moyenne et l'écart type du carré moyen résiduel associés aux modèles physico-empiriques de la fonction de rétention d'eau.

De plus, le graphique des valeurs observées en fonction des valeurs estimées (*cf.* Figure 4.15) présente peu de variation autour de la droite 1 : 1, ce qui implique que le modèle fournit une description adéquate de la relation entre θ_w et $(u_a - u_w)$. Cette affirmation ne s'applique pas au modèle d'Aubertin *et al.* (2003(b)) dont la dispersion des résultats est considérable. De façon générale, les échantillons déviant du champ d'application d'une méthode indirecte présenteront de piètres estimations d'où, l'importance d'une bonne définition du champ d'application. Contrairement au modèle d'Aubertin *et al.* (2003(b)), le modèle de Fredlund *et al.* (2002) est d'une validité quasi-universelle et donc, parfaitement adapté à la caractérisation de la fonction de rétention d'eau de matériaux de sous-fondation.

4.3.2 Fonction de conductivité hydraulique

La différence principale entre l'écoulement en milieu saturé et non saturé réside dans le fait que la conductivité hydraulique n'est pas constante mais varie plutôt avec la succion matricielle. En augmentant la proportion de la phase gazeuse, une augmentation de la succion matricielle réduit l'espace disponible pour l'écoulement de l'eau. À la condition d'état résiduel, la conductivité hydraulique peut être attribuable au déplacement de l'eau maintenue par adhésion. Tant que le changement de volume total du milieu poreux est négligeable, la relation entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau volumétrique apparaît unique. Toutefois, l'hystérésis, présente dans la fonction de rétention d'eau, est à l'origine d'une fonction de conductivité hydraulique non singulière lorsque exprimée en fonction de la succion matricielle.

4.3.2.1 Méthodes empiriques

Maintes équations ont été proposées afin de décrire les données $k_w - (u_a - u_w)$ ou $k_w - \theta_w$ du segment initial et/ou principal de la fonction de conductivité hydraulique. À titre indicatif, le tableau A.2 présente quelques exemples exprimés dans une nomenclature propre aux auteurs cités. Les coefficients de ces équations sont obtenus par ajustement aux données mesurées et le nombre minimal de données mesurées requises est égal au degré de liberté de l'équation choisie, soit le nombre de paramètres inconnus. Lorsque le nombre de données mesurées excède le nombre de paramètres inconnus, une procédure d'ajustement de courbe peut être appliquée afin de minimiser l'erreur. D'excellentes collations ont d'ailleurs été présentées par Vereecken (1988), Vereecken *et al.* (1990) et Leij *et al.* (1997).

4.3.2.2 Méthodes indirectes

Bien que de nombreux modèles mathématiques aient été proposés pour décrire les données de conductivité hydraulique, la conductivité de matériaux poreux non saturés présente une variabilité in situ considérable et sa détermination expérimentale est un processus ardu et exigeant. Par conséquent, l'utilisation de méthodes indirectes selon lesquelles la fonction de conductivité hydraulique est estimée à partir de données plus facilement mesurables, est devenue de plus en plus commune. Par exemple, les modèles développés théoriquement permettent d'estimer la fonction de conductivité hydraulique à partir des paramètres décrivant la fonction de rétention d'eau et d'un facteur de concordance (*cf.* Mualem, 1986 et 1992). Le point de départ pour la dérivation de ces modèles est l'équation de Navier-Stokes dont la solution, pour un système d'écoulement poreux élémentaire quelconque, se traduit par une équation de même forme que celle proposée par Hagen-Poiseuille. D'après la loi de Hagen-Poiseuille, l'écoulement laminaire à travers un tube capillaire circulaire droit de rayon r_c ou à travers un tuyau de

section transversale quelconque et de rayon hydraulique R_H s'écrit ainsi (Mitchell, 1993) :

$$V_{w,moy.} = -\frac{1}{2} \cdot R_{H}^{2} \cdot \frac{\rho_{w} \cdot g}{\mu_{w}} \cdot \frac{\partial h}{\partial l} = -c_{s} \cdot R_{H}^{2} \cdot \frac{\rho_{w} \cdot g}{\mu_{w}} \cdot \frac{\partial h}{\partial l}$$

$$[4.59(a)]$$

ou encore,

$$V_{w,moy.} = -\frac{r_c^2}{8} \cdot \frac{\rho_w \cdot g}{\mu_w} \cdot \frac{\partial h}{\partial l}$$
[4.59(b)]

où :
$$c_s$$
 : paramètre dépendant de la forme des pores ;
 $v_{w,moy.}$: vitesse d'écoulement moyenne de l'eau dans un tube capillaire ou un tuyau
de section transversale quelconque, L·T⁻¹;
 μ_w : viscosité dynamique de l'eau, F·L⁻²·T.

Selon l'approche macroscopique, une analogie directe est établie entre les variables d'équations de forme [4.59(a)] et ceux de l'équation de l'écoulement macroscopique en milieu poreux (*i.e.* loi de Darcy). On présume donc que le milieu poreux est caractérisé par la taille équivalente d'un tube uniforme quelconque, de rayon hydraulique R_H . Comme tous les tubes sont présumés de taille uniforme, une désorption du milieu n'est possible que si deux fluides y sont simultanément présents. Ainsi, l'air interstitiel circule au cœur de la section des tubes tandis que l'éau s'écoule le long de leurs parois.

D'après l'approche microscopique, l'équation [4.59(b)] est présumée valide au niveau d'un tube unique. Par analogie avec la loi de Darcy, cette équation permet donc d'estimer la conductivité hydraulique du tube élémentaire. Puisque le milieu poreux est considéré comme un assemblage de tubes reliés entre eux, la conductivité hydraulique totale, à une teneur en eau donnée, est déterminée par la sommation de la conductivité des tubes remplis d'eau. L'information concernant la répartition des tubes remplis d'eau est obtenue à partir de la fonction de rétention d'eau (*cf.* section 4.3.1). Les modèles utilisant cette approche se différencient donc par l'interprétation de la configuration géométrique du pore élémentaire, ainsi que par l'estimation de sa contribution à la conductivité totale ou plus précisément, la probabilité de la continuité des pores dans des endroits adjacents à l'intérieur du milieu poreux (Millington & Quirk, 1961). Brutsaert (1967), Mualem & Dagan

(1978), Mualem (1986 et 1992) et Leong & Rahardjo (1997(b)) fournissent des revues compréhensives des modèles statistiques disponibles dans la littérature.

Dans le cadre de cette étude, on adopte une formulation amendée du modèle statistique de Childs & Collis-George (1950). L'équation initialement proposée par Childs & Collis-George fut améliorée par Marshall (1958), Millington & Quirk (1961) et subséquemment par Kunze *et al.* (1968). Cependant, le concept de conductivité relative a été introduit dans ce type d'équation par Nielsen *et al.* (1960) et implanté dans les ouvrages subséquents à celui de Millington & Quirk (1961). Finalement, Mualem (1976) a présenté l'équation améliorée de Childs et Collis-George sous forme d'intégrales au lieu de la forme conventionnelle en sommes finies, soit :

$$k_{w,r}(\Theta) = \frac{k_w(\Theta)}{k_{w,s}} = \Theta' \cdot \frac{\int\limits_{X=0}^{\Theta} \frac{\Theta - X}{(u_a - u_w)^2 (X)} \cdot dX}{\int\limits_{X=0}^{1} \frac{1 - X}{(u_a - u_w)^2 (X)} \cdot dX}$$
[4.60(a)]

ou encore, en fonction de la teneur en eau volumétrique

$$k_{w,r}(\theta_w) = \frac{k_w(\theta_w)}{k_{w,s}} = \left(\frac{\theta_w - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}}\right)' \cdot \frac{\int\limits_{Y=\theta_{w,r}}^{\theta_w} \frac{\theta_w - Y}{(u_a - u_w)^2(Y)} \cdot dY}{\int\limits_{Y=\theta_{w,r}}^{\theta_{w,s}} \frac{\theta_{w,s} - Y}{(u_a - u_w)^2(Y)} \cdot dY}$$
[4.60(b)]

- où : $k_w(\Theta)$: conductivité hydraulique pour une teneur en eau volumétrique normalisée donnée, L·T⁻¹;
 - $k_w(\theta_w)$: conductivité hydraulique pour une teneur en eau volumétrique donnée, $L \cdot T^{-1}$;
 - $k_{w,r}(\Theta)$: conductivité hydraulique relative pour une teneur en eau volumétrique normalisée donnée ;
 - $k_{w,r}(\theta_w)$: conductivité hydraulique relative pour une teneur en eau volumétrique donnée ;
 - $k_{w,s}$: conductivité hydraulique à saturation, L·T⁻¹;
 - : paramètre de connectivité & tortuosité ;
 - X : variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique normalisée ;
 - Y : variable fictive représentant la teneur en eau volumétrique ;
 - $(u_a u_w)(X)$: succion matricielle correspondant à une teneur en eau volumétrique normalisée X sur la fonction de rétention d'eau normalisée, F·L⁻²;
 - $(u_a u_w)(Y)$: succion matricielle correspondant à une teneur en eau volumétrique Y sur la fonction de rétention d'eau, F·L⁻².

Afin d'effectuer l'intégration le long de l'axe logarithmique de la succion matricielle, Fredlund *et al.* (1994) ont transformé l'équation [4.60(b)] comme suit :

$$k_{w,r}((u_{a}-u_{w})) = \frac{k_{w}((u_{a}-u_{w}))}{k_{w,s}}$$

$$= \left(\frac{\theta_{w}((u_{a}-u_{w})) - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}}\right)^{l} \cdot \frac{\int_{Z = \ln((u_{a}-u_{w}))}^{\ln((u_{a}-u_{w})_{r})} \frac{\theta_{w}(e^{Z}) - \theta_{w}((u_{a}-u_{w}))}{e^{Z}} \cdot \theta_{w}^{'}(e^{Z}) \cdot dZ} \qquad [4.60(c)]$$

$$= \int_{Z = \ln((u_{a}-u_{w})_{aev})}^{\ln((u_{a}-u_{w})_{r})} \frac{\theta_{w}(e^{Z}) - \theta_{w,s}}{e^{Z}} \cdot \theta_{w}^{'}(e^{Z}) \cdot dZ$$

où :
$$k_{w,r}((u_a - u_w))$$
: conductivité hydraulique relative pour une succion matricielle donnée ;
 $k_w((u_a - u_w))$: conductivité hydraulique pour une succion matricielle donnée, L·T⁻¹ ;
 Z : variable fictive représentant le logarithme népérien de la succion
matricielle ;
 $\theta(e^Z)$: fonction de rétention d'eau évaluée à une succion matricielle de e^Z ;
 $\theta'(e^Z)$: dérivée première de la fonction de rétention d'eau évaluée à une succion
matricielle de e^Z , F⁻¹·L².

Lors du développement de ces équations, Childs & Collis-George (1950), Millington & Quirk (1961) et Kunze *et al.* (1968) proposent de fixer le paramètre de connectivité et de tortuosité *l* à 0, 4/3 et 1 respectivement.

Dans le but de procéder à une caractérisation inverse des propriétés hydrauliques, on utilise également le modèle de Mualem (1976). En analysant un modèle conceptuel du milieu poreux, similaire à celui de Childs & Collis-George (1950), Mualem (1976) a développé une équation dont la formulation généralisée s'exprime comme suit (Hoffmann-Riem *et al.*, 1999) :

$$k_{w,r}(\Theta) = \frac{k_w(\Theta)}{k_{w,s}} = \Theta^{t} \cdot \left(\frac{\int_{X=0}^{\Theta} \frac{dX}{\left[(u_a - u_w)(X) \right]^{\gamma}}}{\int_{X=0}^{1} \frac{dX}{\left[(u_a - u_w)(X) \right]^{\gamma}}} \right)^{r}$$
[4.61(a)]

Dans cet énoncé, les paramètres γ et Γ correspondent à 1 et 2 respectivement. Il est à noter que cette formulation généralisée permet également d'obtenir le modèle de Burdine (1953) (γ = 2 et Γ = 1).

Lorsque la conductivité hydraulique est exprimée en fonction de la teneur eau volumétrique, l'équation s'exprime comme suit :

$$k_{w,r}(\theta_w) = \frac{k(\theta_w)}{k_{w,s}} = \left(\frac{\theta_w - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}}\right)^{l} \cdot \left(\frac{\int\limits_{Y=\theta_{w,r}}^{\theta_w} \frac{dY}{\left[(u_a - u_w)(Y)\right]^{\gamma}}}{\int\limits_{Y=\theta_{w,r}}^{\theta_{w,s}} \frac{dY}{\left[(u_a - u_w)(Y)\right]^{\gamma}}}\right)^{l}$$
[4.61(b)]

On peut également effectuer l'intégration le long de l'axe logarithmique de la succion matricielle, soit :

$$k_{r,w}((u_{a}-u_{w})) = \frac{k_{w}((u_{a}-u_{w}))}{k_{w,s}}$$

$$= \left(\frac{\theta_{w}((u_{a}-u_{w})) - \theta_{w,r}}{\theta_{w,s} - \theta_{w,r}}\right)^{l} \cdot \left(\frac{\int_{Z=\ln((u_{a}-u_{w}))}^{\ln((u_{a}-u_{w}))} \frac{\theta^{\prime}(e^{Z})}{\left[(u_{a}-u_{w})(e^{Z})\right]^{\gamma}} \cdot (u_{a}-u_{w})(e^{Z}) \cdot dZ}{\int_{Z=\ln((u_{a}-u_{w})_{aev})}^{\ln((u_{a}-u_{w}))} \frac{\theta^{\prime}(e^{Z})}{\left[(u_{a}-u_{w})(e^{Z})\right]^{\gamma}} \cdot (u_{a}-u_{w})(e^{Z}) \cdot dZ}\right)^{r} [4.61(c)]$$

Suite à la confrontation statistique de fonctions de conductivité hydraulique observées et estimées, Mualem (1976) a obtenu une valeur optimale pour *I* de 0,50. Dans une étude récente de la fonction généralisée de Mualem (*cf.* Mualem & Dagan, 1978), Vereecken (1995) a établi des fonctions indirectes permettant de déterminer ce paramètre en fonction de propriétés physiques et hydrauliques. Dans une analyse similaire, Schuh & Cline (1990) n'ont pu établir de corrélation entre ledit paramètre et les propriétés d'indice. Ils constatent néanmoins que le paramètre *I* se rapproche considérablement de la valeur proposée par Mualem (1976). En fait, la moyenne géométrique est de 0,63 alors que l'intervalle de confiance de 95% se situe entre -0,88 et 2,44. Physiquement, la longueur moyenne réelle des lignes de courant ne peut être inférieure à la longueur de l'échantillon ($T = (L_e/L)^2 \ge 1 \therefore \Theta' \ge 1$). La connectivité permet néanmoins au terme Θ' d'adopter des valeurs inférieures à l'unité.

Les équations statistiques, ci-dessus mentionnées, utilisent la conductivité hydraulique à saturation comme facteur de concordance, obtenant ainsi une relation pour la conductivité hydraulique relative. Cependant, plusieurs auteurs (*e.g.* van Genuchten & Nielsen, 1985 ; Luckner *et al.*, 1989 ; van Genuchten *et al.*, 1991 ; Nielsen & Luckner, 1992) notent que cette conductivité est fréquemment mal définie ou difficile à mesurer et qu'il est conséquemment plus opportun de faire correspondre les fonctions, observées et estimées, en un autre point. En prenant par exemple, le facteur de concordance à une teneur en eau arbitraire Θ_c (ou $\theta_{w,c}$) dans la gamme de teneurs en eau relativement élevées. Dans le cadre de cette étude, le facteur de concordance correspond néanmoins à la conductivité hydraulique du matériau saturé.

Bien que ces modèles nécessitent une connaissance de la teneur en eau résiduelle, la fonction de rétention d'eau est rarement déterminée expérimentalement à des teneurs en eau si faibles. L'effet d'utiliser une fonction de rétention d'eau partielle pour la prédiction de la fonction de conductivité hydraulique a été étudié par Kunze et al. (1968). Ils concluent que la précision de la prédiction est grandement améliorée lorsque la fonction de rétention est décrite sur tout le domaine (*i.e.* de $\theta_{w,r}$ à $\theta_{w,s}$). Kunze *et al.* (1968) ont également démontré que les modèles statistiques peuvent être utilisés pour la supputation d'un segment de la fonction de conductivité hydraulique représentant, soit l'absorption ou la désorption. Cette affirmation n'est cependant pas applicable aux modèles macroscopiques qui supposent que les pores sont de tailles uniformes.

Lorsque la fonction de rétention d'eau est représentée par une équation empirique, ces intégrales peuvent être résolues par voie d'intégration numérique. Puisque l'équation empirique [4.37] représente la fonction de rétention d'eau sur une gamme étendue de succion matricielle, Fredlund *et al.* (1994) remplacent la borne d'intégration supérieure du modèle de Childs & Collis-George (1950) par une succion matricielle de $1 \cdot 10^6$ kPa. En absence de données expérimentales, Leong & Rahardjo (1997(b)) suggèrent alors d'utiliser un paramètre de connectivité & tortuosité élevé (*i.e.* l = 2). Certains auteurs ont néanmoins développés des

modèles physico-empiriques en forme close résultant de la solution symbolique des intégrales. À titre d'exemple, le tableau A.3 présente divers modèles physicoempiriques répertoriés dans la littérature. Il est à noter que la solution symbolique est parfois dépendante d'une restriction paramétrique du modèle empirique de la fonction de rétention d'eau.

En omettant les forces d'adsorption et d'adhésion ainsi que l'occupation biphasique des interstices, les modèles statistiques sont fondés sur une représentation incomplète des thermodynamiques processus à l'échelle interstitielle (cf. Nitao & Bear, 1996). Cette approche peut donc être considérée inappropriée à des succions matricielles élevées (*i.e.* $(u_a - u_w) \ge (u_a - u_w)_r$) où l'eau interstitielle est principalement contrainte par des forces d'adsorption et d'adhésion. A de telles succions, les mouvements hydriques peuvent être attribués à une pellicule d'eau sise à la surface des grains (e.g. Li & Wardlaw, 1986; Toledo et al., 1990). Bien que Tuller & Or (2001) aient récemment présenté un modèle théorique complexe permettant une représentation plus réaliste des processus thermodynamiques, son implémentation demeure inadéquate en présence de matériaux à porométrie uniforme. Selon Leij et al. (2002), la déficience des modèles statistiques suggère l'introduction de corrections empiriques.

CHAPITRE V

COMPARAISON DES MÉTHODES EXPÉRIMENTALES POUR LA CARACTÉRISATION DES PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES

La caractérisation appropriée des paramètres intrants à la modélisation de l'écoulement de l'eau dans les sols non saturés, est essentielle à l'obtention de résultats représentatifs de phénomènes observables. Conscients de la nécessité d'une rigoureuse objectivité, on évalue les diverses méthodes expérimentales qui permettent de déterminer les propriétés hydrauliques et plus particulièrement, la fonction de rétention d'eau. Bien que ces propriétés ne soient pas singulières, seul le segment initial en drainage a fait l'objet d'une caractérisation hydraulique dans le cadre de la présente étude.



Figure 5.1 Courbe granulométrique et propriétés d'indice du sable de référence normalisé ASTM C778.

Le processus d'évaluation a été entamé avec un sable de référence normalisé ASTM C778. Bien que ce sable puisse provenir d'Ottawa en Illinois, on a retenu la source de Le Sueur au Minnesota car, ce matériau a antérieurement fait l'objet d'une caractérisation hydraulique détaillée (*cf.* Schroth *et al.*, 1996 ; Willson & Kees, 2000). Ce sable de silice est principalement constitué de grains de quartz naturellement arrondis alors que la fraction prédominante se situe entre 600 et 850 μ m. Le caractère uniforme de la taille des grains est d'ailleurs exhibée par la courbe granulométrique de la figure 5.1 tandis que la densité relative du matériau avoisine effectivement celle du quartz pur (*i.e.* $D_{R,quartz} \cong 2,65$).

5.1 Approches en régime permanent

Une des premières techniques développées pour la caractérisation de la fonction de rétention d'eau, décrite par Haines (1930), requiert l'application d'une pression d'eau négative à la base d'une plaque poreuse tandis que la pression d'air au sommet de l'échantillon demeure nulle (Figure 5.2(a)). La plaque poreuse constitue alors une barrière au mouvement de l'air tout en permettant la transmission de l'eau. Lorsque l'équilibre hydrique est atteint, la masse de l'échantillon est déterminée et la pression d'eau réduite. En utilisant la technique de translation d'axes de Hilf (1956), une variante de cette méthode consiste à appliquer des pressions d'air et d'eau positives (Figure 5.2(b)). Maintes techniques ont également été proposées afin de réduire la durée de ces essais (*e.g.* Su & Brooks, 1980 ; Lorentz *et al.*, 1991 ; Fourie *et al.*, 1995).



Figure 5.2 Représentation schématique de différentes méthodes expérimentales permettant de caractériser la fonction de rétention d'eau (Approches en régime permanent). (a) Absence de translation d'axes.

- (b) Présence de translation d'aves
- (b) Présence de translation d'axes.

5.1.1 Dispositif expérimental

Dans le cadre de cette étude, les essais en régime permanent sont réalisés avec la technique de translation d'axes et ce, en utilisant le dispositif expérimental de la figure 5.3. L'échantillon est alors placé au sein d'une cellule de pression de type Tempe (Soilmoisture : 1405B01M3-6) comportant une plaque de céramique poreuse à flux élevé, dont la valeur d'entrée d'air est de 100 kPa, ainsi qu'un réceptacle doté d'une rainure avec entrée/sortie permettant d'éliminer l'air passant par diffusion. Ce dispositif, dont la photographie est présentée à la figure 5.4, est également complémenté d'un socle et d'une rehausse en polyvinyle chloré.



Figure 5.3 Représentation schématique du montage expérimental (Approche en régime permanent).

Lors du processus expérimental, la pression d'air intracellulaire est maintenue constante, à l'aide d'un manodétendeur, tandis que la succion matricielle à la base de l'échantillon est régie par un contrôleur de changement de pression et de volume. Ce contrôleur est constitué d'une interface air/eau, d'une balance précise au centième de gramme (Sartorius : CP4202S), d'un transducteur de pression (ControlAir : Type 550X Miniature E/P), d'un capteur de pression de 344,71 kPa (Sensotec : TJE 741-03TJD) ainsi que d'un capteur de pression différentiel de 34,47 kPa ou de 206,83 kPa (*cf.* Figure 5.5).



Figure 5.4 Photographies descriptives de la cellule de type Tempe complémentée de son socle et de sa rehausse.

- ① Plaque poreuse.
- ② Joint torique radial inférieur.
- ③ Joint torique inférieur.
- ④ Écrous à ailettes.
- ⑤ Réceptacle inférieur et son socle.
- 6 Cylindre de l'échantillon.
- ⑦ Rehausse.
- ⑧ Réceptacle supérieur.
- Joint torique radial supérieur.

En optant pour une prise de mesure différentielle et non parallèle (*i.e.* comportant deux capteurs à référentiels atmosphériques), l'erreur de mesure est significativement réduite. De plus, la précision cautionnée des capteurs différentiels est de ±0,25 % de la pleine échelle soit : 0,086 et 0,517 kPa respectivement. De ce fait, le capteur de pression adopté dépend de la gamme de succion matricielle envisagée ou encore, de la précision souhaitée. La description et le calibrage de ces capteurs de pression sont présentés à l'annexe B. L'acquisition de données est réalisée avec une carte multifonction de 16 bits dont le taux d'échantillonnage est de 200 kS/s (National Instruments : NI PCI-6036E).



Figure 5.5 Photographie descriptive du contrôleur de changement de pression et de volume.

- ① Balance.
- ② Interface air/eau.
- ③ Transducteur de pression.

L'interface air/eau contient une couche de silicone liquide (fluide $200^{\text{®}}$ de Dow Corning ; $D_R = 0.97$ à 25° C) inhibant le processus de dissolution de l'air dans l'eau. La superposition de cette interface et de la balance permet d'établir indirectement le volume d'eau d'insertion/extraction. En fait, le changement de volume d'eau est une fonction de la variation de la masse mesurée (*i.e.* interface air/eau, eau, air et silicone), de la pression, de la température et de l'humidité relative de l'air. En négligeant la compressibilité des fluides autres que l'air, le changement massique de l'interface air/eau s'exprime comme suit :

$$\Delta M_{interface} = \Delta M_{w} + \Delta M_{a} + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

$$= \rho_{w} \cdot \Delta V_{w} + \Delta \rho_{a} \cdot \Delta V_{a} + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

$$= \rho_{w} \cdot \Delta V_{w} + (\Delta \rho_{a} \cdot V_{a} + \rho_{a} \cdot \Delta V_{a}) + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

$$= \rho_{w} \cdot \Delta V_{w} + (\Delta \rho_{a} \cdot V_{a} - \rho_{a} \cdot \Delta V_{w}) + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

$$= (\rho_{w} - \rho_{a}) \cdot \Delta V_{w} + \Delta \rho_{a} \cdot V_{a} + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

$$= (\rho_{w} - \rho_{a}) \cdot \Delta V_{w} + \Delta \rho_{a} \cdot V_{a} + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

$$= (\rho_{w} - \rho_{a}) \cdot \Delta V_{w} + \Delta \rho_{a} \cdot V_{a} + \Delta M_{\Delta V}^{interface}$$

Par suite, le changement de volume d'eau s'obtient ainsi :

$$\Delta V_{w} = \frac{\left(\Delta M_{interface} - \Delta M_{\Delta V}^{interface}\right) - \Delta \rho_{a} \cdot V_{a}}{\rho_{w} - \rho_{a}}$$

$$= \frac{\left(\Delta M_{interface} - \Delta M_{\Delta V}^{interface}\right) - \Delta \rho_{a} \cdot \left(V_{t} - V_{w} - V_{silicone}\right)}{\rho_{w} - \rho_{a}}$$
[5.1(b)]

où :	Va	: volume initial d'air, L ³ ;
	$\Delta M_{interface}$: changement massique de l'interface air/eau, F·L ⁻¹ ·T ² ;
	ΔM_a	: changement massique attribuable à l'air, F·L ⁻¹ ·T ² ;
	ΔM_w	: changement massique attribuable à l'eau, F·L ⁻¹ ·T ² ;
	$\Delta M_{_{\Delta V}}^{_{interface}}$: changement massique attribuable à la variation volumétrique de l'interface, $F \cdot L^{-1} \cdot T^2$;
	ΔV_a	: changement volumétrique de l'air, L ³ ;
	ΔV_w	: changement volumétrique de l'eau, F·L ⁻¹ ·T ² ;
	Δho_{a}	: changement de la masse volumique de l'air, F·L ⁻⁴ ·T ² ;
	$ ho_{\rm a}$: masse volumique de l'air, F·L ⁻⁴ ·T ² ;
	$ ho_{w}$: masse volumique de l'eau, F·L ⁻⁴ ·T ² .

Dans cette équation, le terme $\Delta M_{\Delta V}^{interface}$ permet de compenser le changement de masse attribuable à la pressurisation du système. En fait, la pressurisation induit des variations volumétriques qui se manifestent par des changements massiques non imputables au phénomène à l'étude. Bien que la pression exerce une contrainte sur la majorité des composantes, seuls l'interface air/eau et le capteur de pression différentiel induisent des changements massiques non négligeables (*cf.* Figure 5.6). Contrairement à l'interface air/eau, le capteur de pression ne repose pas directement sur la balance et le changement de masse $\Delta M_{\Delta V}^{capteur}$ doit être déduit du bilan massique, soit :

$$\Delta M_{\Delta V}^{\text{interface}} = \Delta M_{\Delta V} - \Delta M_{\Delta V}^{\text{capteur}}$$
[5.2]

où $\Delta M_{\Delta V}$ est le changement massique attribuable aux changements volumétriques. Il est important de noter que ces changements massiques sont associés à la masse volumique des fluides déplacés. Ainsi, la pressurisation de l'interface air/eau à 100 kPa induit un changement volumétrique de l'ordre de 21 cm³ alors que le changement de volume du capteur de pression est de 0,20 cm³.



Figure 5.6 Changement massique attribuable à la pressurisation du système.(a) Interface air/eau.(b) Capteur de pression différentiel.

Bien qu'incompressible, la masse volumique de l'eau demeure une fonction de la température (*cf.* Lide, 2005). De plus, l'apport massique de la vapeur d'eau est généralement négligeable lors du calcul de la masse volumique de l'air. En fait, un volume d'air de 1000 cm³ ne subit qu'un changement massique de 0,01 g lorsque soumis à une pression de confinement de 200 kPa, une température de 20°C et une variation de l'humidité relative de l'ordre de 95%. En omettant la masse des molécules d'eau, la masse volumique de l'air peut être déterminée à partir du pourcentage molaire de ces constituants principaux (*i.e.* N₂ (78,08%), O₂ (20,95%), Ar (0,934%) et CO₂ (0,0314%)). En traduisant ces pourcentages molaires en masse molaire totale, la masse volumique de l'air sec s'exprime comme suit :

$$\rho_{a} = f(P,T) = \frac{n_{m} \cdot M_{m}}{V} = \frac{P \cdot M_{m}}{R \cdot (273,15+T)}$$
[5.3]

où :	M_m	: masse molaire attribuable aux constituants de l'air sec (N ₂ , O ₂ Ar et CO ₂), $\Gamma L^{-1} T^2 m c L^{-1}$
		F'L 'I 'IIOI ,
	n _m	: nombre de mole d'air sec ;
	Р	: pression de confinement, F·L ⁻² ;
	R	: constante des gaz parfaits, F·L·mol ⁻¹ ·O ⁻¹ ;
	Т	température, Θ.

Grâce à un environnement contrôlé, la température est considérée comme un intrant statique et le changement de la masse volumique de l'air est exprimé comme suit :

$$\Delta \rho_a = f(\Delta P, T) = \frac{\Delta P \cdot M_m}{R \cdot (273, 15 + T)}$$
[5.4]

Malheureusement, il ne suffit pas d'appliquer un voltage constant au transducteur de pression pour obtenir une succion matricielle imposée durant le processus expérimental. En fait, le flux à la base de l'échantillon induit inévitablement un changement de pression qui implique l'utilisation d'un asservissement. L'asservissement consiste à récupérer la mesure de la succion matricielle et de s'en servir pour ajuster le voltage du transducteur.


Figure 5.7 Schéma de principe de l'algorithme Proportionnel Intégrale Dérivée, ou PID.

Bien qu'il existe une pléiade de méthode d'asservissement (*cf.* Cooper, 2004), nous utiliserons l'algorithme Proportionnel Intégrale Dérivée, ou PID, dont le schéma de principe est présenté à la figure 5.7. La forme idéale, ou non interactive, de cet algorithme peut être traduite en une expression mathématique simple, soit :

$$VDC_{transducteur}(t) = K_{P} \cdot \Delta(u_{a} - u_{w})(t) + K_{I} \cdot \int \Delta(u_{a} - u_{w})(t) \cdot dt + K_{D} \cdot \frac{d\Delta(u_{a} - u_{w})(t)}{dt}$$
$$= K_{c} \cdot \Delta(u_{a} - u_{w})(t) + \frac{K_{c}}{\tau_{i}} \cdot \int \Delta(u_{a} - u_{w})(t) \cdot dt + K_{c} \cdot \tau_{d} \cdot \frac{d\Delta(u_{a} - u_{w})(t)}{dt}$$
[5.5]

où :	K_P	:	paramètre d'ajustement proportionnel ;								
	K_{l}	: paramètre d'ajustement intégral ;									
	K _D	:	paramètre d'ajustement dérivé ;								
	κ _c	:	gain du contrôleur de l'asservissement ;								
	(U _a - U _w) _{imposée}	:	uccion matricielle imposée du le processus expérimental, F·L ⁻² ;								
	$(u_a - u_w)(t)$:	succion matricielle ou encore, la variable de processus, F·L ⁻² ;								
	$VDC_{transducteur}(t)$):	voltage émis par le contrôleur de l'asservissement, VDC ;								
	$\Delta(u_a - u_w)$:	$\Delta(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{imposée} - (u_a - u_w)(t), \text{erreur} \text{du contrôleur} \text{de}$								
			l'asservissement, F·L ⁻² ;								
	τ _i	:	temps de réinitialisation du contrôleur de l'asservissement, T ;								
	τ _d	:	temps de dérivée du contrôleur de l'asservissement, T.								

Chacun des coefficients de cette équation a une fonctionnalité bien précise. Le terme de proportionnalité fournit un gain de succion matricielle en fonction de l'erreur $\Delta(u_a - u_w)$ présente lors de la prise de mesure. La vitesse de convergence est donc proportionnelle au paramètre K_P . Le correcteur intégral somme, ou accumule, l'erreur dans le temps éliminant ainsi l'erreur statique qui correspond à la différence entre la succion imposée et la succion stabilisée. Une erreur de signe positif induira donc une augmentation du terme intégral alors qu'une erreur de signe négatif aura l'impact inverse. Lorsque la somme des erreurs devient nulle, le terme intégral compense parfaitement l'erreur statique. Le correcteur différentiel s'applique à la pente, ou taux de variation, de l'erreur. Un changement rapide de l'erreur induit donc une augmentation du terme différentiel qui incite au ralentissement du processus. Le correcteur différentiel tend conséquemment à amoindrir les oscillations de la succion matricielle.

La conception d'un asservissement de type PID comporte les étapes suivantes (Cooper, 2004) :

- Le signal du transducteur est échelonné, impulsé, ou autrement perturbé en circuit ouvert (*i.e.* mode manuel) et ce, à un niveau s'approchant des conditions opérationnelles ;
- (2) La sollicitation du transducteur (contrôleur) et la réponse de la succion matricielle (variable de processus) sont enregistrées au cours de la perturbation. La première donnée enregistrée doit correspondre au régime stabilisé antérieur à la perturbation. De plus, la cueillette des données doit être effectuée à un taux d'échantillonnage supérieur au dixième de la constante temporelle du processus de calibrage τ_p . Finalement, le contrôleur doit forcer un déplacement minimal de la variable de processus correspondant à 10 fois l'erreur attribuable au système (*i.e.* capteur et acquisition);

(3) Un modèle empirique de premier ordre, avec temps mort, est ajusté aux données de calibrage, soit :

$$\tau_{p} \cdot \frac{\mathsf{d}(u_{a} - u_{w})(t)}{\mathsf{d}t} + (u_{a} - u_{w})(t) = K_{p} \cdot VDC_{transducteur}(t - \dagger_{p})$$
[5.6]

- où : K_p : gain du processus de calibrage ;
 - τ_{p} : constante temporelle du processus de calibrage ;
 - \dagger_{p} : temps mort apparent du processus de calibrage.
- (4) Les coefficients du modèle empirique sont traduits en paramètres K_P , K_I , K_D à l'aide des équations suivantes (corrélations IMC). Dans cette équation, la constante temporelle de contrôle τ_c peut être définie selon une approche standard ($\{0,1\cdot\tau_p,0,8\cdot\uparrow_p\} \le \tau_c$) ou conservatrice ($\{0,5\cdot\tau_p,4,0\cdot\uparrow_p\} \le \tau_c$).

$$K_{P} = K_{c} = \frac{1}{K_{p}} \cdot \left(\frac{\tau_{p} + 0.5 \cdot \dagger_{p}}{\tau_{c} + 0.5 \cdot \dagger_{p}} \right)$$

$$K_{I} = \frac{K_{c}}{\tau_{i}} = \frac{\frac{1}{K_{p}} \cdot \left(\frac{\tau_{p} + 0.5 \cdot \dagger_{p}}{\tau_{c} + 0.5 \cdot \dagger_{p}}\right)}{\tau_{p} + 0.5 \cdot \dagger_{p}} = \frac{1}{K_{p}} \cdot \left(\frac{1}{\tau_{c} + 0.5 \cdot \dagger_{p}}\right)$$
[5.7]

$$\mathcal{K}_{D} = \mathcal{K}_{c} \cdot \tau_{d} = \frac{1}{\mathcal{K}_{p}} \cdot \left(\frac{\tau_{p} + 0.5 \cdot \dagger_{p}}{\tau_{c} + 0.5 \cdot \dagger_{p}} \right) \cdot \frac{\tau_{p} \cdot \dagger_{p}}{2 \cdot \tau_{p} + \dagger_{p}} = \frac{1}{2 \cdot \mathcal{K}_{p}} \cdot \left(\frac{\tau_{p} \cdot \dagger_{p}}{\tau_{c} + 0.5 \cdot \dagger_{p}} \right)$$

(5) Les paramètres sont introduits dans le module de contrôle et l'ajustement final de l'asservissement est effectué par tâtonnement.

À titre d'exemple, la figure 5.8 présente l'enregistrement de l'impulsion ayant servi à la conception de l'asservissement du montage expérimental pour les essais en régime permanent muni du capteur de 34,47 kPa.



Figure 5.8 Impulsion ayant servi à la conception de l'asservissement pour les essais en régime permanent avec capteur de 34,47 kPa.
(a) La sollicitation du transducteur (contrôleur).
(b) La réponse de la succion matricielle (variable de processus).

5.1.2 Protocole expérimental

La procédure expérimentale permettant de déterminer la fonction de rétention d'eau est inspirée des travaux de Dane & Hopmans (2002), du manuel distribué par le fournisseur de la cellule de pression (Soilmoisture, 1995) et de la norme ASTM D2325, soit :

- (1) Saturer la plaque poreuse sous vide avec de l'eau déminéralisée et désaérée;
- (2) Placer le joint torique au fond du réceptacle inférieur et remplir d'eau déminéralisée et désaérée ;
- (3) Introduire la plaque poreuse dans le réceptacle inférieur et placer le joint torique radial ;
- (4) Engager prudemment le cylindre de l'échantillon dans le réceptacle inférieur et surmonter de la rehausse ;
- (5) Éliminer l'air occlus dans l'interstice formé par la plaque poreuse et le fond du réceptacle inférieur ;
- (6) Préparer l'échantillon suivant le mode opératoire décrit subséquemment ;
- (7) Placer le joint torique radial dans le réceptacle supérieur et superposer l'assemblage sur le cylindre de l'échantillon ;
- (8) Joindre les réceptacles inférieur et supérieur en sécurisant les écrous à ailettes par serrage manuel. Noter que le serrage excessif des écrous peut fracturer la plaque poreuse ;
- (9) Placer la cellule de pression à l'emplacement indiqué et ce, afin de conserver le datum référentiel ;
- (10) Relier le contrôleur de changement de pression et de volume au capteur de pression différentiel approprié et ce, en s'assurant de la saturation complète des tubulures ;
- (11) Relier le contrôleur de changement de pression et de volume au robinet à boisseau du réceptacle inférieur et ce, en s'assurant de la saturation complète des tubulures ;
- (12) Joindre la source d'air comprimé et le robinet à boisseau du réceptacle supérieur ;

(13) Déterminer le volume d'air présent dans l'interface air/eau du contrôleur de changement de pression et de volume par calibrage expérimental. La pression d'air de l'interface air/eau doit alors être incrémentée, l'accroissement massique consigné et le volume d'air déterminé à l'aide de l'équation suivante :

$$V_{a} = \frac{\left(\Delta M_{interface} - \Delta M_{\Delta V}^{interface}\right) / \Delta P}{\Delta \rho_{a} / \Delta P} = \frac{\left(\Delta M_{interface} - \Delta M_{\Delta V}^{interface}\right) / \Delta P}{\frac{M_{m}}{R \cdot (273, 15 + T)}}$$
[5.8]

- (14) Ouvrir les robinets à boisseau reliés aux réceptacles supérieur et inférieur ;
- (15) Régir la succion matricielle à la base de l'échantillon en exécutant le programme d'acquisition, développé avec DASYLab (DASYLab, 2000);
- (16) Débuter la sauvegarde du volume d'extraction et de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon ;
- (17) Ouvrir le robinet à boisseau du contrôleur de changement de pression et de volume ;
- (18) Appliquer la translation d'axe désirée à l'aide du manodétendeur ;
- (19) Appliquer la succion matricielle à la base de l'échantillon et ce, par paliers. Le programme d'acquisition permet de réaliser cette phase expérimentale avec ou sans supervision opérationnelle. Afin d'assurer une résolution temporelle adéquate, l'acquisition des données expérimentales est généralement effectuée à chaque 5 minutes ;
- (20) Fermer le robinet à boisseau du contrôleur de changement de pression et de volume, arrêter la sauvegarde et éliminer la translation d'axe ;
- (21) Fermer les robinets à boisseau des réceptacles ;
- (22) Retirer le cylindre, déterminer la teneur en eau massique finale de l'échantillon suivant la norme ASTM D2216, récupérer la masse résiduelle de matériau afin de calculer la masse volumique sèche de l'échantillon et calculer la teneur en eau volumétrique finale ($\theta_w = (w \cdot \rho_d)/\rho_w$) ainsi que la porosité de l'échantillon (n = e/(1+e) où $e = \lceil (\rho_w \cdot D_B)/\rho_d \rceil 1$);

(23) Calculer la teneur en eau volumétrique, résultant de chacun des paliers, à l'aide de la teneur en eau volumétrique finale, du volume d'extraction et du volume de la cellule.

Bien que la composition chimique du fluide interstitiel puisse influencer la rétention d'eau de matériaux à granulométrie fine (*e.g.* argiles), l'impact de cette constitution chimique est négligeable pour les matériaux à granulométrie grossière (*cf.* Dane & Hopmans, 2002). Les échantillons saturés, permettant d'obtenir le segment initial en désorption de la fonction de rétention, sont donc préparés avec de l'eau déminéralisée et désaérée. Dans le but d'atteindre une saturation complète de l'échantillon ainsi qu'une compacité représentative de matériaux routiers, un protocole expérimental précis a été élaboré pour la préparation des échantillons, soit :

- (1) Échantillonner la quantité de matériau permettant d'atteindre la masse volumique maximale définie par la norme ASTM D4253 ;
- (2) Scinder l'échantillon en six (6) fractions ;
- (3) Introduire les différentes fractions dans des pycnomètres et submerger d'eau déminéralisée et désaérée ;
- (4) Désaérer les fractions en reliant les pycnomètres à une pompe à vide pour une durée prolongée (*i.e.* t ≥ 24 h);
- (5) Combler d'eau déminéralisée et désaérée ;
- (6) Remplir, d'eau déminéralisée et désaérée, la cellule surmontée de sa rehausse;
- (7) Reconstituer l'échantillon par pluviation humide en immergeant l'extrémité obturée de chaque pycnomètre, dans la cellule remplie d'eau, et en libérant ensuite son contenu (*cf.* Kolbuszewski, 1948);
- (8) Densifier l'échantillon en plaçant la cellule sur une table vibrante normalisée
 ASTM D4253 et ce, pour une durée de huit (8) minutes ;
- (9) Retirer la rehausse, en maintenant fermement le cylindre de l'échantillon, et araser l'échantillon.

Dans les essais réalisés sur le sable de référence, la compacité relative *C.R.*, définie comme le rapport de la masse volumique sèche de l'échantillon ρ_d à la masse volumique sèche maximale $\rho_{d,max}$ mesurée à l'aide de l'essai normalisé ASTM D4253, est de l'ordre de 99%. Les échantillons, ainsi reconstitués, peuvent donc être considérés représentatifs de matériaux routiers.

5.1.3 Résultats expérimentaux

Puisque l'uniformité granulométrique du sable de référence indique que la teneur en eau varie sur une gamme restreinte de succion matricielle, l'asservissement est accompli avec le capteur de pression différentiel de 34,47 kPa. Le dispositif expérimental permet alors de suivre l'évolution temporelle de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon ainsi que la progression du volume d'extraction cumulé. La figure 5.9(b) confirme que la résolution de l'asservissement est proportionnelle à la précision du capteur de pression différentiel. En fait, l'écart type maximal de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon est de 0.026 kPa alors que la précision cautionnée du capteur de pression est de 0.086 kPa. Il est à noter qu'en absence de biais, la dispersion des observations par rapport à la valeur imposée correspond à la précision de l'appareil de mesure (*i.e.* Précision = $\sqrt{Variance + (Biais)^2}$). Le biais se rapporte alors à la différence systématique entre la valeur statistique réelle et la valeur scientifique réelle (Kempthorne & Allmaras, 1986). Dans ce contexte, la précision du capteur de pression, correspondant à l'écart type maximal, est inférieure à la précision cautionnée par le manufacturier.

En suivant également le volume d'extraction cumulé, le régime permanent est facilement décelable et l'interprétation objective (*cf.* Figure 5.9(a)). Le contrôleur de changement de pression et de volume permet donc d'éliminer une difficulté notoire de l'approche en régime permanent (*cf.* Lorentz *et al.*, 1991 ; Fourie *et al.*, 1995).



Figure 5.9 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable de référence normalisé ASTM C778. *(a)* Volume d'extraction cumulé.

(b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon.



Figure 5.10 Fonction de rétention d'eau du sable de référence normalisé ASTM C778 (méthode en régime permanent).

Or, les régimes permanents successifs permettent d'établir une fonction de rétention d'eau provisoire (Figure 5.10 : points O). Malheureusement, on ne peut invoquer l'uniformité de la teneur en eau volumétrique au sein d'un échantillon à granulométrie uniforme à faible succion matricielle. En fait, la variation de la succion matricielle intracellulaire induit une répartition non uniforme de la teneur en eau. Afin d'atténuer l'impact de la variation de la succion matricielle, certains auteurs proposent tout simplement d'adopter une succion matricielle intracellulaire moyenne découlant de la condition hydrostatique à l'équilibre (*e.g.* Hollenbeck & Jensen, 1998 ; Yang *et al.*, 2004), soit :

$$(u_a - u_w)_{moy,i} = (u_a - u_w)_{b,i} + \rho_w \cdot g \cdot \frac{H}{2}$$
 [5.9]

où : H : hauteur de l'échantillon, L ;

$$(u_a - u_w)_{moy,,i}$$
 : succion matricielle intracellulaire moyenne lors du palier *i* du processus
expérimental, $F \cdot L^{-2}$;
 $(u_a - u_w)_{b,i}$: succion matricielle à la base de l'échantillon lors du palier *i* du processus
expérimental, $F \cdot L^{-2}$.

En majorant ainsi la succion matricielle, la fonction de rétention d'eau provisoire est translatée vers la droite et représentée par les points •. Néanmoins, Liu & Dane (1995), Schroth *et al.* (1996), Jalbert & Dane (2001) et Tokunaga *et al.* (2002) présentent des méthodes d'interprétations permettant de tenir compte de la répartition non uniforme de la teneur en eau induite par la variation de la succion matricielle intracellulaire. Bien que ces méthodes soient efficaces, on propose une méthode simplifiée, fondée sur une moyenne arithmétique de la teneur en eau d'une cellule subdivisée.



Figure 5.11 Représentation schématique de la méthode d'interprétation simplifiée.

De façon théorique, l'échantillon est scindé en un nombre fini N_H de divisions où, la succion matricielle est déterminée à l'aide de la distance par rapport à la frontière inférieure de l'échantillon (*cf.* Figure 5.11). La teneur en eau de l'échantillon correspond alors à la moyenne arithmétique de la teneur en eau de chacune des divisions, représentée par un modèle empirique de la fonction de rétention d'eau. En utilisant le modèle empirique de van Genuchten (1980), l'équation suivante permet de déterminer la teneur en eau volumétrique moyenne correspondant à un palier de succion matricielle donné, soit :

$$\overline{\theta}_{w,i} = \frac{\sum_{j=1}^{N_H} \theta_w^{i,j}}{N_H} = \frac{\sum_{j=1}^{N_H} \left(\theta_{w,s} - \theta_{w,r}\right) \cdot \left[\frac{1}{1 + \left(\alpha \cdot \left(\left(u_a - u_w\right)_{b,i} + \rho_w \cdot g \cdot z_j\right)\right)^{\nu}}\right]^{\omega} - \theta_{w,r}}{N_H}$$
[5.10(a)]

ou encore, en représentant la teneur en eau des divisions à l'aide du modèle empirique de Fredlund & Xing (1994) :

$$\overline{\theta}_{w,i} = \frac{\sum_{j=1}^{N_{H}} \theta_{w}^{i,j}}{N_{H}}$$

$$= \frac{\sum_{j=1}^{N_{H}} \left[1 - \frac{\ln\left(1 + \left(\frac{(u_{a} - u_{w})_{b,i} + \rho_{w} \cdot g \cdot z_{j}}{(u_{a} - u_{w})_{r}}\right)\right)}{\ln\left(1 + \left(\frac{1 \cdot 10^{6}}{(u_{a} - u_{w})_{r}}\right)\right)} \right] \cdot \left[\frac{1}{\ln\left(e + \left(\frac{(u_{a} - u_{w})_{b,i} + \rho_{w} \cdot g \cdot z_{j}}{a_{w}}\right)^{\xi_{w}}\right)}\right]^{-1}} = \frac{N_{H}}{N_{H}}$$

$$(5.10(b))$$

où : z_j : distance de la division *j* par rapport au datum fixé à la frontière inférieure, L ; $\theta_w^{i,j}$: teneur en eau volumétrique de la division *j* de l'échantillon lors du palier *i* du
processus expérimental ; $\bar{\theta}_{w,i}$: moyenne arithmétique de la teneur en eau volumétrique intracellulaire lors du

: moyenne arithmétique de la teneur en eau volumétrique intracellulaire lors du palier *i* du processus expérimental.

La régression statistique non linéaire permet ainsi d'obtenir des paramètres empiriques plus réalistes. En présence d'un échantillon de hauteur restreinte, la fonction de rétention d'eau obtenue est comparable à celle résultant de l'utilisation d'une valeur moyenne de la succion matricielle intracellulaire et ce, nonobstant le modèle empirique employé (*cf.* Figure 5.10).

Les résultats expérimentaux de Schroth *et al.* (1996) et Willson & Kees (2000), obtenus sur le même sable, permettent de ratifier l'appareillage expérimental. Bien que Schroth *et al.* (1996) utilisent une méthode d'interprétation permettant de tenir compte de la répartition non uniforme de la teneur en eau de l'échantillon, la fonction de rétention d'eau de Willson & Kees (2000) a été acquise par atténuation de rayons X et par considérations hydrostatiques. La translation de la fonction de rétentiel de porosité résultent de la compacité expérimentale de l'échantillon.

5.2 Approches en régime transitoire

Par opposition aux approches en régime permanent, la fonction de rétention d'eau peut également être obtenue à l'aide de méthodes transitoires qui présentent des

conditions limites diverses. L'implémentation de ces méthodes améliore donc la rapidité et la résolution des essais car, le régime permanent ne doit pas obligatoirement être atteint. À titre d'exemple, Znidarčic *et al.* (1991) utilisent une pompe à seringue afin d'extraire un flux constant d'eau interstitielle à la base d'une plaque poreuse (Figure 5.12(a)). Dans cet essai à flux contrôlé, un transducteur de pression mesure le différentiel entre les pressions d'air et d'eau positives et ce, en mode continu. Dans un essai similaire, Raimbault (1986) induit une évaporation au sommet d'un échantillon à l'aide d'un ventilateur tandis que la succion matricielle et la teneur en eau volumétrique ponctuelles sont mesurées à l'aide de tensiomètres et de sondes TDR respectivement (Figure 5.12(b)). L'identification paramétrique, par simulation inverse d'un processus expérimental transitoire, est une alternative attrayante qui permet de caractériser simultanément la fonction de rétention d'eau et la fonction de conductivité hydraulique (*cf.* Hopmans *et al.*, 2002).



Figure 5.12 Représentation schématique de différentes méthodes expérimentales permettant de caractériser la fonction de rétention d'eau (Approches en régime transitoire).
(a) Méthode à flux contrôlé.
(b) Méthode à flux indéterminé.

5.2.1 Méthode à flux contrôlé

Dans cette méthode, la teneur en eau volumétrique de l'échantillon est régie par une pompe à seringue alors que la succion matricielle est déterminée à partir d'une mesure ponctuelle à la base de l'échantillon. Cet essai peut tout aussi bien être réalisé avec (*cf.* Znidarčic *et al.*, 1991 ; Ray & Morris, 1995) ou sans translation d'axes (*cf.* Wildenschild *et al.*, 1997 ; Ruan & Illangasekare, 1999).

Bien qu'introduite au début de la dernière décennie du vingtième siècle, la méthode à flux contrôlé a fait l'objet de recherches limitées (*cf.* Wildenschild *et al.*, 1997 ; Hwang, 2002). Des modélisations numériques ont donc été entreprises





Figure 5.13 Schématisation de la méthode à flux contrôlé.

la succion matricielle est substituée par une fonction de la charge de pression d'eau interstitielle à la base de l'échantillon $h_{p,b}$, soit :

$$(u_{a} - u_{w})_{b} = 0 - \rho_{w} \cdot g \cdot h_{p,b} = -\rho_{w} \cdot g \cdot h_{p,b}$$
[5.11]

Afin de déterminer la teneur en eau volumétrique ponctuelle de l'échantillon, la fraction volumique extraite est déduite de la teneur en eau volumétrique initiale. En présumant alors que l'échantillon est initialement saturé, l'équation s'exprime :

$$\theta_{w} = \theta_{w,s} - \frac{q_{w}^{extraction} \cdot A \cdot t}{V_{t}} = \theta_{w,s} - \frac{q_{w}^{extraction} \cdot t}{H}$$
[5.12]

où :
$$A$$
 : aire de l'échantillon, L² ;
 $q_w^{extraction}$: flux superficiel d'extraction d'eau, L·T⁻¹ ;
 t : temps d'extraction, T.

Dans le cadre de cette évaluation numérique, la frontière inférieure est assujettie à un flux d'extraction constant correspondant à la conductivité hydraulique d'une plaque de céramique poreuse à flux élevé saturée (*i.e.* $q_w^{extraction} = k_{w,s plaque} = 8,6\cdot 10^{-8}$ m/s). La porosité de cette plaque est de l'ordre de 0,45 tandis que sa valeur d'entrée d'air est de 100 kPa.



Figure 5.14 Propriétés hydrauliques d'un sable type assimilable au matériau normalisé ASTM C778 (Méthode à flux contrôlé). *(a)* Fonction de rétention d'eau.

(b) Fonction de conductivité hydraulique.

propriétés Afin d'utiliser hydrauliques des représentatives de diverses classifications texturales, les paramètres de l'équation physico-empirique de van Genuchten/Mualem ont été puisés dans la collation de Carsel & Parrish (1988). La figure 5.14(a) présente la fonction de rétention d'eau obtenue numériquement ainsi que la relation empirique de référence pour un sable type, assimilable au matériau normalisé ASTM C778. La discordance entre les données numériques et la fonction de référence peut être partiellement attribuée à la non uniformité de la succion matricielle intracellulaire. La fonction de rétention d'eau numérique est alors bonifiée par l'utilisation de la succion matricielle intracellulaire moyenne (points •). Cette approche s'avère néanmoins inadéquate à des succions matricielles supérieures à 1,72 kPa. Or, contrairement à la plague de céramigue poreuse, la conductivité hydraulique du sable est marquée par la désorption progressive des pores. En fait, la figure 5.14(b) démontre que le sable devient moins conducteur que la plaque de céramique poreuse à partir d'une succion matricielle de 1,72 kPa, nommée succion matricielle maximale.



Figure 5.15 Évolution temporelle de la succion matricielle intracellulaire (Méthode à flux contrôlé).

En atteignant la succion matricielle maximale, l'eau d'extraction provient presque exclusivement de la base de l'échantillon et la succion matricielle de la plaque poreuse subit une croissance disproportionnée (*cf.* Figure 5.15 : t = 51,75 h). La succion matricielle intracellulaire diverge alors de la condition hydrostatique et infirme le processus expérimental. Le domaine d'applicabilité de cette méthode est donc contraint par la conductivité hydraulique de la plaque poreuse et ce, contrairement aux énoncés de Wildenschild *et al.* (1997). L'évolution temporelle de cet essai peut être segmentée en trois (3) composantes :

- (1) $k_{w, \, échantillon} > k_{w, \, plague}$: condition hydrostatique (domaine d'applicabilité);
- (2) $k_{w, \, échantillon} \approx k_{w, \, plaque}$: divergence progressive de la condition hydrostatique ;
- (3) $k_{w, \text{ échantillon}} < k_{w, \text{ plaque}}$: accroissement de la succion matricielle.

En présumant que la phase fluide demeure continue au-delà de l'état résiduel, la sélection de plaques poreuses moins conductrices permet d'augmenter la succion matricielle maximale. La figure 5.16 démontre toutefois que cette réduction de conductivité infère rapidement un temps de réalisation outrancier au processus expérimental.



Figure 5.16 Influence de la conductivité hydraulique de la plaque poreuse sur le temps de réalisation des essais avec la méthode à flux contrôlé.

En fait, le temps de réalisation de l'essai est un calcul fonctionnel de la conductivité hydraulique de la plaque poreuse, de la teneur en eau volumétrique efficace et de la hauteur de l'échantillon (*i.e.* $t = \left[\left(\theta_{w,s} - \theta_w \left((u_a - u_w)_{max}\right)\right) \cdot H\right]/q_w^{extraction}$). À titre indicatif, le tableau 5.1 présente la succion matricielle maximale ainsi que le temps de réalisation moyen pour différentes classifications texturales.

	Plaque poreuse								
	100 kPa	100 kPa	200 kPa	200 kPa	300 kPa	500 kPa	15000 kPa		
	(flux élevé)	(flux standard)	(flux élevé)	(flux standard)	(flux standard)	(flux standard)	(flux standard)		
Sable	1,72 ¹	2,58	2,62	2,66	3,10	3,49	6,51		
	(2,28) ²	(29,07)	(31,79)	(35,07)	(90,51)	(189,78)	(9252,07)		
Sable loameux	1,99	3,26	3,32	3,38	4,05	4,67	9,83		
	(1,86)	(24,97)	(27,35)	(30,22)	(78,93)	(166,76)	(8332,09)		
Loam sableux	2,70	5,11	5,23	5,35	6,72	8,02	20,16		
	(1,35)	(20,71)	(22,76)	(25,22)	(67,81)	(145,92)	(7738,27)		
Loam	3,21	7,92	8,15	8,41	11,33	14,21	45,32		
	(0,67)	(14,32)	(15,84)	(17,70)	(50,73)	(113,66)	(6867,27)		
Limon	2,18	9,46	9,84	10,27	15,15	20,15	80,73		
	(0,18)	(8,74)	(9,81)	(11,13)	(36,01)	(86,62)	(6467,41)		
Loam limoneux	3,05	10,11	10,47	10,88	15,51	20,23	75,89		
	(0,32)	(10,33)	(11,52)	(12,98)	(39,80)	(92,87)	(6369,70)		
Loam limono-argileux	2,03	5,24	5,40	5,58	7,65	9,72	33,27		
	(0,52)	(11,09)	(12,28)	(13,72)	(39,47)	(88,69)	(5442,20)		
Loam argileux	1,48	7,41	7,73	8,09	12,26	16,60	72,05		
	(0,10)	(5,38)	(6,05)	(6,88)	(22,78)	(55,57)	(4347,49)		
Loam argilo-limoneux	0,08	4,97	5,30	5,68	10,24	15,15	82,45		
	(0,0014)	(1,87)	(2,17)	(2,56)	(10,94)	(30,47)	(3311,82)		
Argile sableuse	0,17	2,68	2,84	3,01	5,09	7,32	37,98		
	(0,01)	(2,20)	(2,53)	(2,93)	(11,30)	(29,92)	(2911,03)		
Argile limoneuse	N.A.	0,12 (0,0077)	0,16 (0,0113)	0,21 (0,0168)	1,46 (0,35)	3,81 (1,94)	56,99 (796,11)		
Argile	0,05	3,86	4,18	4,55	9,36	15,02	110,31		
	(0,0004)	(0,54)	(0,63)	(0,75)	(3,57)	(10,61)	(1420,83)		

Tableau 5.1	Influence	du	type	de	plaque	poreuse	sur	la	succion	matricielle
	maximale	et le	e temp	os de	e réalisa	tion de l'e	ssai.			

¹ Succion matricielle maximale (kPa).

² Temps de réalisation de l'essai (jours).

5.2.2 Méthode inverse

La méthode inverse estime la fonction de rétention d'eau à partir d'essais de laboratoire en régime transitoire qui permettent une grande flexibilité des conditions limites du processus expérimental. Cette méthode se distingue néanmoins des approches en régime transitoire susmentionnées en caractérisant simultanément la fonction de rétention d'eau et la fonction de conductivité hydraulique et ce, à partir d'un seul et même essai.

Par définition, la modélisation inverse est une méthode mathématique universelle permettant de déterminer les causes inconnues en se fondant sur l'observation de leurs effets (Hopmans & Šimůnek, 1999). La modélisation inverse a initialement été appliquée à des essais en régime permanent avec translation d'axes dans le but de déterminer la fonction de diffusivité hydraulique (*cf.* Gardner, 1956(b)). Afin de réduire la durée des essais, Doering (1965) proposa d'utiliser un processus expérimental transitoire ne comportant qu'une seule application de succion matricielle. Cette méthode fut ensuite modifiée par Gupta et al. (1974) et Passioura (1976). Au cours de la décennie 80, un progrès significatif fut réalisé en termes de la non unicité des paramètres estimés et du type d'observation devant être inclus dans la fonction objective pour la détermination des fonctions de rétention d'eau et de conductivité hydraulique (e.g. Zachmann et al., 1981 et 1982 ; Kool et al., 1985; Kool & Parker, 1988 ; Russo, 1988 ; van Dam et al., 1992(a) et (b) ; Valiantzas & Kerkides, 1990 ; Toorman et al., 1992). Par la suite, van Dam et al. (1994) proposèrent d'appliquer la succion matricielle par paliers. La caractérisation des propriétés hydrauliques par inversion numérique a, depuis lors, fait l'objet d'un développement soutenu (e.g. Eching & Hopmans, 1993; Eching et al., 1994; Finsterle et al., 1998; Nützmann et al., 1998; Zurmühl, 1998; Durner et al., 1999; Wildenschild & Hopmans, 1999; Plagge et al., 1999; Tuli et al., 2001; Vrugt et al., 2001 ; Wildenschild et al., 2001 ; Butters & Duchateau, 2002 ; Bitterlich et al., 2004).



Figure 5.17 Diagramme de flux de la méthode inverse illustrant l'intégration de l'essai expérimental, de la simulation numérique et de l'optimisation non linéaire (Inspiré de Hopmans & Šimůnek, 1999).

La méthode inverse est composée de trois parties interreliées, soit (*cf.* Figure 5.17) :

- (1) Un essai hydrique contrôlé en régime transitoire, avec des conditions initiales et limites prescrites, comportant des mesures de diverses variables hydrauliques (*e.g.* flux cumulé, succion matricielle, teneur en eau);
- (2) Un modèle numérique permettant de simuler l'écoulement en régime transitoire et dont les propriétés hydrauliques sont décrites à l'aide de fonctions paramétriques (empirique ou physico-empirique);
- (3) Un algorithme d'optimisation permettant d'estimer les paramètres en minimisant le résiduel, entre les valeurs estimées et observées, défini dans une fonction objective et ce, en solutionnant de façon itérative l'équation du transfert hydrique.

Donc, les paramètres des fonctions paramétriques sont mis à jour itérativement par le programme d'optimisation afin de réduire le résiduel et ainsi atteindre un des critères de convergence. Bien qu'il existe une multitude de techniques d'optimisation non linéaire, la méthode de Levenberg-Marguardt (cf. Marguardt, 1963 ; Scales, 1985) est généralement adoptée lors de l'implémentation de la méthode inverse pour la caractérisation des propriétés hydrauliques. Cet algorithme combine les méthodes de Newton et de plus grande pente afin d'allouer des intervalles de confiance aux paramètres estimés. Certains logiciels dont LM-OPT (Clausnitzer & Hopmans, 1995), HYDRUS-1D (Šimůnek et al., 1998), ESHPIM (Zurmühl, 1998) et HYDRUS-2D (Šimůnek et al., 1999) conjuguent l'algorithme d'optimisation Levenberg-Marguardt avec le volet de modélisation numérique. Néanmoins, ces logiciels présentent généralement peu d'information statistique sur le processus d'optimisation et limitent la flexibilité des fonctions paramétriques. Afin de combler ce manque d'information statistique, Poeter & Hill (1998) et Doherty (2004) ont introduit des logiciels d'optimisation universels qui permettent d'exécuter des modèles numériques quelconques. Dans cette étude, le logiciel UCODE de Poeter & Hill (1998) est utilisé conjointement avec le logiciel FlexPDE (cf. Figure 5.18).



Figure 5.18 Diagramme de flux du logiciel d'optimisation universel UCODE (Inspiré de Poeter & Hill, 1998).

La fonction objective Φ représente alors la somme des résiduels attribuables aux observations et aux renseignements antécédents, soit :

$$\Phi(\boldsymbol{\beta}) = \sum_{j=1}^{M_{\varepsilon}} \Upsilon_{\varepsilon}^{j} \cdot \sum_{i=1}^{N_{\varepsilon}^{j}} \Omega_{\varepsilon}^{i,j} \cdot \left[\varepsilon_{i,j} \left(\boldsymbol{z}, \boldsymbol{t}_{i,j} \right) - \hat{\varepsilon}_{i,j} \left(\boldsymbol{z}, \boldsymbol{t}_{i,j}, \boldsymbol{\beta} \right) \right]^{2} + \sum_{j=1}^{M_{\varepsilon}} \Upsilon_{E}^{j} \cdot \sum_{i=1}^{N_{E}^{j}} \Omega_{E}^{i,j} \cdot \left[E_{i,j} \left(\left(\boldsymbol{u}_{a} - \boldsymbol{u}_{w} \right)_{i,j} \right) - \hat{E}_{i,j} \left(\left(\boldsymbol{u}_{a} - \boldsymbol{u}_{w} \right)_{i,j}, \boldsymbol{\beta} \right) \right]^{2} \right]^{2}$$

$$[5.13]$$

``	
\cap	•
υu	•

β	:	vecteur de paramètres ;
$\varepsilon_{i,j}(\mathbf{Z},\mathbf{t}_i)$:	valeur expérimentale observée <i>i</i> de type <i>j</i> ;
$\hat{\varepsilon}_{i,j}(z,t_i,m{eta})$:	valeur expérimentale estimée <i>i</i> de type <i>j</i> ;
M_{ε}	:	nombre de types d'observations expérimentales ;
$N^j_{arepsilon}$:	nombre d'observations expérimentales de type j;
$\Upsilon^j_{arepsilon}$:	facteur de normalisation des observations expérimentales de type j ;
$\varOmega^{i,j}_{\!\!\varepsilon}$:	facteur de pondération de l'observation expérimentale <i>i</i> de type <i>j</i> ;
$E_{i,j}\left(\left(\boldsymbol{u}_{a}-\boldsymbol{u}_{w}\right)_{i}\right)$:	valeur antécédente observée <i>i</i> de type <i>j</i> ;
$\hat{E}_{i,j}((u_a - u_w)_i, \beta)$:	valeur antécédente estimée <i>i</i> de type <i>j</i> ;
$M_{_E}$:	nombre de types d'observations antécédentes ;
N_E^j	:	nombre d'observations antécédentes de type <i>j</i> ;
Υ^j_E	:	facteur de normalisation des observations antécédentes de type j;
$arOmega_{\!\scriptscriptstyle F}^{i,j}$:	facteur de pondération de l'observation antécédente <i>i</i> de type <i>j</i> .

Le premier membre de droite de la fonction objective représente la différence entre les valeurs mesurées et estimées des variables spatio-temporelles résultant du processus expérimental. Le second membre de cette équation représente la différence entre des propriétés hydrauliques mesurées indépendamment et leurs équivalents numériques (*e.g.* données ponctuelles de la fonction de rétention d'eau ou de la fonction de conductivité hydraulique). Les facteurs de normalisation $\Upsilon_{\varepsilon}^{j}$ et Υ_{E}^{j} sont introduits afin d'assurer une représentation équitable des divers types d'observations dont le nombre et la valeur absolue peuvent différer. Dans la littérature, ces facteurs sont généralement exprimés en fonction de la moyenne pondérée des observations $\bar{\varepsilon}_{i}$ et \bar{E}_{i} (van Genuchten *et al.*, 1991) :

$$\Upsilon_{\varepsilon}^{j} = \frac{1}{\overline{\varepsilon}_{j}} = \frac{N_{\varepsilon}^{j}}{\left(\sum_{i=1}^{N_{\varepsilon}^{j}} \mathcal{Q}_{\varepsilon}^{i,j} \cdot \left| \varepsilon_{i,j}\left(z, t_{i,j}\right) \right| \right)} \quad \text{et} \quad \Upsilon_{E}^{j} = \frac{1}{\overline{E}_{j}} = \frac{N_{E}^{j}}{\left(\sum_{i=1}^{N_{E}^{j}} \mathcal{Q}_{E}^{i,j} \cdot \left| \varepsilon_{i,j}\left(\left(u_{a} - u_{w}\right)_{i,j}\right) \right| \right)} \quad [5.14(a)]$$

ou encore, de leurs variances (Clausnitzer & Hopmans, 1995) :

$$\Upsilon_{\varepsilon}^{j} = \frac{1}{N_{\varepsilon}^{j} \cdot \sum_{i=1}^{N_{\varepsilon}^{j}} \frac{\left(\varepsilon_{i,j}\left(z, t_{i,j}\right) - \overline{\varepsilon}_{j}\right)^{2}}{N_{\varepsilon}^{j} - 1}} \quad \text{et} \quad \Upsilon_{E}^{j} = \frac{1}{N_{E}^{j} \cdot \sum_{i=1}^{N_{E}^{j}} \frac{\left(E_{i,j}\left((u_{a} - u_{w})_{i,j}\right) - \overline{E}_{j}\right)^{2}}{N_{E}^{j} - 1}} \quad [5.14(b)]$$

Afin d'obtenir des paramètres estimés à faible variance, les facteurs de pondération $\Omega_{\varepsilon}^{i,j}$ et $\Omega_{\varepsilon}^{i,j}$ doivent être proportionnels à l'inverse de la matrice variance/covariance des erreurs de mesure. En présence d'une matrice diagonale non nulle, les erreurs de mesure sont non corrélées et les facteurs de pondération sont alors inversement proportionnels à la variance desdites erreurs (*cf.* Hill, 1998; Šimůnek & Hopmans, 2002). Les mesures plus précises sont ainsi pondérées davantage que les mesures moins précises. Dans le logiciel UCODE, la convergence dépend de la réduction des valeurs des paramètres ou encore, de la réduction de la fonction objective durant trois itérations consécutives :

$$\left|\frac{\Delta\beta_{\iota}^{I}}{\varphi}\right| \leq \Delta\beta_{\max} \qquad \text{ou} \qquad \Delta\Phi^{I} \leq \Delta\Phi_{\max} \Big|_{3 \text{ itérations consécutives}}$$
[5.15]

où :

$$I$$
 : itération de la boucle d'optimisation ;
 β_i : paramètre *i* du vecteur β ;
 $\Delta\beta_i^I$: $\Delta\beta_i^I = (\beta_i^I - \beta_i^{I-1})/\beta_i^{I-1}$, variation normalisée du paramètre *i* du vecteur β lors de l'itération *I* de la boucle d'optimisation ;
 $\Delta\beta_{max}$: critère de convergence portant sur les paramètres ;
 φ : paramètre d'amortissement ;
 $\Delta\Phi^I$: $\Delta\Phi^I = (\Phi^I - \Phi^{I-1})/\Phi^{I-1}$, variation normalisée de la fonction objective lors de l'itération *I* de la boucle d'optimisation ;
 $\Delta\Phi_{max}$: critère de convergence portant sur la fonction objective.

A priori, cette approche présume que le modèle de transfert hydrique et les fonctions paramétriques choisis sont une description exacte du comportement physique du sol et donc, que l'erreur attribuable au modèle numérique est négligeable. De ce fait, l'écart entre les valeurs estimées et observées ne peut être attribué qu'à une distribution aléatoire de l'imprécision des observations. Néanmoins, l'équation du transfert hydrique, monophasique et isotherme, comporte certaines hypothèses réfutables qui limitent la caractérisation hydraulique par inversion numérique (*cf.* Schultze *et al.*, 1999 ; Chen *et al.*, 1999).

5.2.2.1 Entérinement du couplage FlexPDE/UCODE

Dans le cadre de la validation du couplage des modèles numériques FlexPDE et UCODE, les propriétés hydrauliques de divers matériaux seront estimées à partir d'essais de laboratoire en régime transitoire.

Le premier essai de laboratoire retenu, dit OneStep, ne comporte qu'une seule application de succion matricielle et fut réalisé par Parker et al. (1985). Il est à noter que cet essai fut également employé lors de la validation du module d'inversion numérique du logiciel Hydrus-1D (Šimůnek et al., 1998). Lors de cet essai, un échantillon intact de limon, d'une hauteur H de 3,95 cm et d'un diamètre de 5,4 cm, fut initialement introduit dans une cellule de type Tempe comportant une céramique poreuse de 0,57 cm d'épaisseur. Lors de la saturation, une pression d'eau interstitielle fut appliquée à la base de l'échantillon (*i.e.* $u_w = \rho_w g H = 0.39$ kPa). Une succion matricielle de 98,07 kPa fut ensuite appliquée par translation d'axes et l'évolution temporelle de l'extraction cumulée mesurée. Afin de maintenir une charge hydraulique constante à la base de l'échantillon, la burette fut ajustée manuellement à chaque prise de mesure. Dans le but de déterminer la fonction de rétention d'eau, l'échantillon fut de nouveau saturé et soumis à six paliers successifs de succion matricielle et ce, jusqu'à une succion de 98,07 kPa. Concurremment, la teneur en eau volumétrique d'échantillons remaniés fut obtenue pour des succions matricielles de 294,21 et 1471,05 kPa tandis que la conductivité hydraulique de l'échantillon saturé et de la céramique poreuse saturée furent mesurées lors d'essais à charge variable $(k_{w,s \ echantillon} = 1,50 \cdot 10^{-5} \text{ m/s et } k_{w,s \ plaque} = 8,33 \cdot 10^{-9} \text{ m/s})$. Les paramètres $\theta_{w,r}$, α et v du modèle physico-empirique restreint de van Genuchten/Mualem (cf. Tableau A.3) furent estimés lors de l'inversion numérique de l'extraction cumulée et d'une teneur en eau volumétrique ponctuelle correspondant à une succion matricielle de 1471,05 kPa.

Puisque le logiciel UCODE ne permet pas de restreindre l'évolution d'un paramètre lors du processus d'optimisation, on s'assure que le paramètre $\theta_{w,s}$ soit supérieur à $\theta_{w,r}$ en estimant plutôt la transformation logarithmique de la différence entre les

deux paramètres. De plus, on s'assure que le paramètre v soit supérieur à un en estimant la transformation logarithmique d'un paramètre fictif que l'on additionne à un (*i.e.* $v = 1 + v_{\text{fictif}}$). Étant donné que l'eau transite par une céramique poreuse, de résistance hydraulique non négligeable, ce matériau ne peut être omis de la représentation numérique. On attribue donc à cette couche une valeur d'entrée d'air élevée en fixant le paramètre α à $1,02 \cdot 10^{-19}$ kPa⁻¹ alors que les autres paramètres du modèle sont définis comme suit : $\theta_{w,s} = 1,00$, $\theta_{w,r} = 0,000$, v = 1,001 et l = 0,50. Lors de la définition de la fonction objective, les facteurs de pondération $\Omega_{e}^{i,j}$ et de normalisation Υ_{e}^{j} sont maintenus unitaires. De plus, les critères de convergence portant sur les paramètres et la fonction objective ont été fixés à 1%.

	cinpinque de van Genuenken/Muaiem (Gneolep).										
	Vale	eurs initiales (ou estimée	s)	Valeurs finales (ou optimisées)						
	OneStep ¹	Hydrus-1D ²	FlexPDE/	UCODE	OneStep ¹	Hydrus-1D ²	FlexPDE/	UCODE			
$ heta_{w,s}$	0,388	0,388	0,38	38	0,388	0,388	0,3	88			
$\theta_{w,r}$	0,200	0,150	0,150	0,104	0,173	0,166	0,173	0,170			
lpha (1/kPa)	0,255	0,255	0,255	1,498	0,480	0,370	0,388	0,378			
υ	1,500	1,500	1,500	1,660	1,461	1,42	1,448	1,433			
<i>k_{w,s}</i> (m/s)	1,500·10 ⁻⁵	1,500·10 ⁻⁵	1,500·10 ⁻⁵		1,500·10 ⁻⁵ 1,500·10 ⁻⁵		1,500·10 ⁻⁵				
1	0,500	0,500	0,500		0,500	0,500	0,500				

 Tableau 5.2
 Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physicoempirique de van Genuchten/Mualem (*OneStep*).

¹ Parker *et al.* (1985)

² Šimůnek *et al.* (1998)

La figure 5.19 présente les données expérimentales de l'extraction cumulée ainsi que la solution optimisée par FlexPDE/UCODE. On dénote une excellente concordance entre les valeurs observées et estimées qui se traduit par un coefficient de corrélation de Pearson r de 0,9993. Les valeurs initiales (ou estimées) et finales (ou optimisées) des paramètres sont présentées au tableau

5.2. Il est à noter que les paramètres ombragés du tableau participent au processus d'optimisation. Ce tableau fait également état des résultats obtenus lors des études antérieures. Finalement, la figure 5.20(a) présente une comparaison des fonctions de rétention d'eau obtenues en régime permanent et en régime transitoire, par inversion numérique, alors que la figure 5.20(b) confronte la fonction de diffusivité hydraulique obtenue par voie inverse aux résultats obtenus indépendamment par la méthode de Passioura (1976) (*cf.* Parker *et al.*, 1985).



Figure 5.19 Évolution temporelle de l'extraction cumulée pour un échantillon intact de limon (Méthode inverse, *OneStep*).

Bien que les fonctions hydrauliques mesurées indépendamment corroborent les valeurs estimées, l'identifiabilité des paramètres n'assure aucunement l'unicité de la solution obtenue par méthode inverse. En fait, les estimateurs, ou paramètres β_{i} , sont des variables aléatoires présentant un certain degré de dépendance. Il est donc recommandé d'éprouver l'unicité en solutionnant le problème inverse de façon répétée avec différentes valeurs initiales des paramètres. Une appréciation de l'unicité de la solution peut également être obtenue à l'aide de la covariance des paramètres.



Figure 5.20 Propriétés hydrauliques d'un limon (Méthode inverse, OneStep).(a) Fonction de rétention d'eau.(b) Fonction de diffusivité hydraulique.

Afin d'éviter que les unités des paramètres influencent le calcul, la covariance est généralement normalisée par le produit de l'écart type des deux paramètres. Le coefficient de corrélation entre paramètres résultants s'exprime alors comme suit :

$$\mathbf{r}_{i,i+1} = \frac{\mathbf{C}_{i,i+1}}{\sqrt{\mathbf{C}_{i}} \cdot \sqrt{\mathbf{C}_{i+1}}} = \frac{\mathbf{C}_{i,i+1}}{\sqrt{\mathbf{s}_{i}^{2}} \cdot \sqrt{\mathbf{s}_{i+1}^{2}}}$$
[5.16]
où : $\mathbf{r}_{i,i+1}$: coefficient de corrélation entre les paramètres β_{i} et β_{i+1} ;
 $\mathbf{C}_{i,i+1}$: terme non diagonal de la matrice de covariance des paramètres ;
 $\mathbf{C}_{i}, \mathbf{C}_{i+1}$: termes diagonaux de la matrice de covariance des paramètres ;
 \mathbf{s}_{i}^{2} : variance estimée du paramètre β_{i} ;
 \mathbf{s}_{i+1}^{2} : variance estimée du paramètre β_{i+1} .

Suite à un processus de linéarisation, la matrice de covariance des paramètres **C** peut être estimée à partir de la variance des résidus **e** et de la matrice jacobienne **J** (*cf.* Šimůnek & Hopmans, 2002 ; Doherty, 2004). Une valeur unitaire, positive ou négative, suggère une corrélation linéaire entre les paramètres alors qu'une valeur nulle indique l'absence de corrélation.

Les matrices des coefficients de corrélation entre paramètres, obtenues lors des inversions numériques réalisées avec FlexPDE/UCODE, sont présentées au tableau 5.3. Les paramètres dont l'unicité est improbable, pour les observations employées, présentent une valeur absolue élevée du coefficient de corrélation $(|r| \ge 0.95)$. De telles corrélations élevées peuvent être attribuables à la réciprocité mathématique des paramètres. Afin de déceler la présence d'une non unicité, l'inversion numérique a été répétée en utilisant des valeurs initiales différant de plus de deux écarts types des valeurs estimées préliminaires. Puisque la différence entre les valeurs estimées des deux inversions, présentées au tableau 5.2, est inférieure aux écarts types provenant de la première analyse, la non unicité des paramètres s'avère peu probable (*cf.* Hill, 1998).

	Pr	emière inversi	on	S	on	
	$\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$	α	υ-1	$\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$	α	v-1
$\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$	1,000			1,000		
α	-0,740	1,000		-0,698	1,000	
υ-1	-0,976	0,844	1,000	-0,987	0,726	1,000

Tableau 5.3	Matrices	des	coefficients	de	corrélation	entre	paramètres	pour	les
	inversion	s nur	nériques réa	lisé	es avec Fle	xPDE/	UCODE (On	eStep).

Finalement, l'unicité de la solution peut être évaluée en traçant la valeur de la fonction objective en fonction de paires de paramètres. Pour ce faire, le modèle numérique doit être exécuté répétitivement pour des combinaisons diverses de paramètres alors que les paramètres complémentaires sont maintenus constants. Dans le cadre de cette étude, 400 simulations ont été réalisées par combinaison de paramètres et ce, sur un maillage régulier (20×20). En obtenant ainsi des surfaces de réponse dans tous les plans de paramètre, il est possible d'avoir une indication de l'unicité de la solution dans l'espace paramétrique (cf. Figure 5.21). En fait, les surfaces de réponse révèlent la présence de minimums locaux et/ou d'un minimum global bien défini et facilite ainsi, l'évaluation de la sensibilité et de la corrélation des paramètres. Sur une surface de réponse, la paire de paramètres optimaux est donc définie par une vallée ou encore, un minimum circonscrit de lignes de contour. De ce fait, une surface de réponse idéale présente une aire étroite de forme circulaire tandis que la sensibilité paramétrique décroît avec l'accroissement de la distance entre les isovaleurs ou encore, l'orientation axiale du bassin de la fonction objective. Or, une surface de réponse présentant une longue vallée étroite, approximativement inclinée à 45°, est indicative d'une corrélation entre les paramètres. Outre la corrélation décelée dans le plan de paramètre ($\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$) - (υ - 1), les surfaces de réponse émanant des trois paramètres ajustables de notre analyse présentent peu de sensibilité au paramètre α .



Figure 5.21 Surface de réponse dans tous les plans de paramètre, $\Delta \Phi = 0,05$ (Méthode inverse, *OneStep*).

1,6

1,4

1,2

1,0

0,8

0,6

0,4 0,2

0,0

Il est à noter que l'analyse des surfaces de réponse est essentielle à l'élaboration d'essais expérimentaux optimums, car la forme des surfaces dépend des variables hydrauliques mesurées et des conditions limites prescrites. De ce fait, l'analyse des surfaces de réponse est généralement réalisée à priori, en employant des données générées numériquement.

Dans la présente analyse, l'extraction cumulée est complémentée d'une teneur en eau volumétrique ponctuelle afin d'étendre le domaine de validité des propriétés estimées. Outre l'accroissement du domaine de validité, van Dam et al. (1992(a)) démontrent que cet ajout permet d'améliorer l'unicité des paramètres. Concurremment, Toorman et al. (1992) révèlent que la mesure continue de la succion matricielle, près de la frontière inférieure de l'échantillon, peut également accentuer l'unicité des paramètres. Dans le but d'omettre la mesure continue de la succion matricielle et de simplifier le processus expérimental, van Dam et al. (1994) proposent alors d'appliquer la succion matricielle par paliers. Bien que ces auteurs aient démontré que ce type d'essai contient l'information indispensable à l'obtention de paramètres uniques lors de la caractérisation d'un limon, Eching & Hopmans (1993), Eching et al. (1994) et Durner et al. (1999) rétablissent l'importance d'introduire une mesure intracellulaire de la succion matricielle lors de la généralisation de la méthode. Schultze et al. (1999), Wildenschild & Hopmans (1999) et Wildenschild et al. (2001) étayent l'importance d'appliquer la succion matricielle par paliers en dénotant une réduction du taux de drainage et une inhibition du déséquilibre dynamique, responsable de la non unicité de la fonction de rétention d'eau. En fait, le déséquilibre dynamique est généralement attribuable à l'occlusion de l'eau interstitielle lors de l'application d'une seule et unique succion matricielle (Wildenschild et al., 2005).

Le second essai de laboratoire retenu, dit *MultiStep*, comporte une mesure continue de la succion matricielle intracellulaire alors que la succion matricielle est appliquée par paliers. Lors de cet essai, un échantillon d'une hauteur de 6 cm fut initialement introduit dans une cellule de type Tempe comportant un tensiomètre à 3 cm de la frontière inférieure (*cf.* Šimůnek *et al.*, 1998). Dans le cadre de cet

essai, la céramique poreuse fut remplacée par une membrane de nylon poreux de faible résistance hydraulique pouvant être omise de la représentation numérique (cf. Tableau 5.6). Suite à la saturation, une succion matricielle de 1,86 kPa fut appliquée à la base de l'échantillon. Les paliers de succion matricielle, présentés à la figure 5.22(b), furent alors exécutés par voie de translation d'axe. Les paramètres $\theta_{w,s}$, $\theta_{w,r}$, α , ν , $k_{w,s}$ et l du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem (cf. Tableau A.3) furent estimés lors de l'inversion numérique de l'extraction cumulée, de la mesure continue de la succion matricielle intracellulaire et d'une mesure ponctuelle de la teneur en eau volumétrique correspondant à une succion matricielle de 2,18 kPa. Dans la fonction objective, les facteurs de pondération $\Omega_c^{i,j}$ sont maintenus unitaires alors que les facteurs de normalisation Υ^{j}_{c} correspondent à l'inverse de la variance des observations. En fait, les paramètres N_{ε}^1 et N_{ε}^2 de l'équation [5.14(b)] ont été fixés à un (1) car le nombre d'observations de flux d'extraction cumulé et de succion matricielle intracellulaire est identique. Il est à noter que les critères de convergence portant sur les paramètres et la fonction objective ont été fixés à 1%.

	Valeurs initial	les (ou estimée	Valeurs finales (ou optimisées)				
	Hydrus-1D ¹ FlexPDE/UCODE		JCODE	Hydrus-1D ¹	FlexPDE/UCODE		
$ heta_{{\scriptscriptstyle W},{\scriptscriptstyle S}}$	0,430	0,430	0,577	0,438	0,439	0,442	
$ heta_{w,r}$	0,078	0,078	0,276	0,197	0,183	0,167	
lpha (1/kPa)	0,367	0,367	0,363	0,103	0,102	0,105	
υ	1,560	1,560	1,478	1,434	1,406	1,364	
<i>k_{w,s}</i> (m/s)	2,889·10 ⁻⁶	2,889·10 ⁻⁶ 2	,041·10 ⁻⁶	1,447·10 ⁻⁶	1,570·10 ⁻⁶	2,036·10 ⁻⁶	
I	0,500	0,500	4,891	3,800	4,033	4,685	

Tableau 5.4 Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physicoempirique de van Genuchten/Mualem (*MultiStep*).

¹ Šimůnek *et al.* (1998)



Figure 5.22 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques (Méthode inverse, *MultiStep*). (a) Extraction cumulée.

(b) Succion matricielle.

Sur la figure 5.22, on dénote une bonne concordance entre les valeurs observées et estimées (coefficient de corrélation de Pearson de 0,9991). Le tableau 5.4 présente les valeurs initiales et finales des paramètres tandis que le tableau 5.5 expose les matrices des coefficients de corrélation des paramètres. De façon générale, la corrélation statistique ralentit le processus de convergence, réduit l'incertitude paramétrique et accroît la non unicité des paramètres. Ayant décelé des coefficients de corrélation entre paramètres supérieurs ou égaux à 0,95, l'inversion numérique a été répétée en utilisant des valeurs initiales différant de plus de deux écart types des valeurs estimées préliminaires et ce, afin de déceler la présence d'une non unicité. La différence entre les valeurs estimées des deux inversions est supérieure aux écarts types provenant de la première analyse et la non unicité des paramètres s'avère vraisemblable pour les observations employées. L'information contenue dans la fonction objective est donc insuffisante à l'estimation des six (6) paramètres retenus. De fait, Mous (1993) démontre que cette méthode est limitée à l'identification de cinq (5) paramètres du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem.

		Pr	emière	inversio	n		Seconde inversion						
	$\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$	$ heta_{w,r}$	α	v-1	k _{w,s}	Ι	$\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$	$ heta_{w,r}$	α	υ -1	k _{w,s}	Ι	
$\theta_{w,s}$ - $\theta_{w,r}$	1,000						1,000						
$\theta_{w,r}$	-0,658	1,000					-0,618	1,000					
α	0,755	-0,499	1,000				0,682	-0,476	1,000				
υ -1	-0,992	0,655	-0,828	1,000			-0,989	0,630	-0,780	1,000			
k _{w,s}	0,953	-0,630	0,828	-0,967	1,000		0,932	-0,609	0,800	-0,958	1,000		
1	0,982	-0,650	0,706	-0,969	0,971	1,000	0,977	-0,618	0,633	-0,962	0,958	1,000	

Tableau 5.5 Matrices des coefficients de corrélation entre paramètres pour les inversions numériques réalisées avec FlexPDE/UCODE (*MultiStep*).



Figure 5.23 Surface de réponse dans les plans de paramètre ciblés, $\Delta \Phi = 25$ (Méthode inverse, *MultiStep*).


Cybelle chromatigue (b) Compatibution (c) Compati

Figure 5.23 ... suite.

À titre de référence, l'unicité de la solution a également été évaluée en traçant les surfaces de réponse dans les plans de paramètre ciblés (Figure 5.23). La surface de réponse dans les plans de paramètre ($\theta_{w,s} - \theta_{w,r}$) – l et ($\upsilon - 1$) – l présente une orientation axiale du bassin indicative d'un manque de sensibilité des observations aux changements du paramètre de tortuosité. Ce paramètre présente également un minimum local dans le plan paramétrique $k_{w,s} - l$. Or, dans le plan de paramètre ($\theta_{w,s} - \theta_{w,r}$) – ($\upsilon - 1$), la surface de réponse présente une longue vallée étroite, inclinée à 45°, qui est indicative d'une corrélation entre paramètres.

5.2.2.2 Dispositif expérimental

Pour fin d'évaluation complémentaire, on a développé une cellule de pression versatile, inspirée du perméamètre de l'École Centrale de Paris (Fleureau & Tabi, 1994 et 1995). Dans le but de se conformer au *volume élémentaire représentatif* de matériaux routiers, à granulométries diverses, les dimensions internes de la cellule ont été fixées suivant la norme ASTM D1557. Outre le cylindre de l'échantillon, le dispositif expérimental comporte également deux réceptacles en acrylique. Ces réceptacles peuvent êtres munis d'une plaque de céramique poreuse, ou d'une plaque de verre fritté P4, pourvue d'une rainure périphérique. Le dispositif expérimental, dont la photographie est présentée à la figure 5.24, est également doté de socles et d'une rehausse en polyvinyle chloré.

	d (cm)	<i>k_{w,s}</i> (m/s)	$R_{h} = d/k_{w,s}$ (h)	<i>(u_a -u_w)_{aev}</i> (kPa)
Plaque de céramique poreuse ¹	0,74	1,4·10 ⁻⁷	14,86	100
Plaque de verre fritté P5 ²	0,70	2,8·10 ⁻⁷	7,00	45
Plaque de verre fritté P4 ²	0,70	5,8·10 ⁻⁶	0,33	15
Plaque de verre fritté P3 ²	0,70	2,4·10 ⁻⁵	0,08	7
Membrane de nylon poreux ³	0,01	6,9·10 ⁻⁸	0,40	170

Tableau 5.6 Propriétés hydrauliques de différentes plaques poreuses.

¹Soilmoisture Equipment Corporation.

²Robu® Glasfilter-Geräte GMBH.

³GE Osmonics Laboratory Products.



Figure 5.24 Photographies descriptives de la cellule de pression développée dans le cadre de cette étude.

- ① Socle inférieur.
- Ø Joint torique inférieur.
- ③ Réceptacle inférieur.
- ④ Plaque poreuse et joint torique. ⑨ Socle supérieur.
- ⑤ Cylindre de l'échantillon.
- 6 Joint torique supérieur.
- Réceptacle supérieur.
- ⑧ Rehausse.
- Écrous.

La sélection d'une plaque poreuse, adaptée à l'échantillon, permet de minimiser son influence sur le flux d'extraction et ainsi, accroître la sensibilité du processus d'optimisation. En fait, une plaque poreuse à résistance hydraulique R_h élevée induit des pertes de charges non négligeables et doit être intégrée à la représentation numérique. Bien qu'une plaque poreuse de faible résistance permette de réduire la perte de charge induite, la valeur d'entrée d'air de la plaque restreint la gamme de succion matricielle mesurable (cf. Tableau 5.6). La sélection d'une plaque poreuse adéquate relève donc du type de matériau à l'étude.

En utilisant la technique de translation d'axes, la pression d'air intracellulaire est maintenue constante à l'aide d'un manodétendeur alors que la pression d'eau, à la base de l'échantillon, est régie par le contrôleur de changement de pression et de volume décrit précédemment. Ce contrôleur assure également un suivi du flux d'extraction alors que deux capteurs différentiels de 206,83 kPa, reliés à des tensiomètres, mesurent l'évolution de la succion matricielle intracellulaire. Bien que la méthode inverse ne requiert a priori qu'une seule mesure de la succion matricielle intracellulaire, la cellule est munie d'un second tensiomètre de précaution.



Figure 5.25 Photographies descriptives du tensiomètre ainsi que la fixation à la paroi du cylindre de l'échantillon.

- ① Robinet à boisseau.
- ② Joint torique.
- Úsini tonque:
 Úsini to
- ④ Raccord alésé.
- S Axe principal.
- 6 Bougie poreuse.

Hormis l'axe principal, usiné à partir d'une tige de laiton, les tensiomètres sont constitués de composantes commerciales dont des joints toriques, des bougies en céramique poreuse à flux élevé (Soilmoisture : 652X07-B01M3) ainsi que des raccords et des robinets Swagelok® (*cf.* Figure 5.25). Il est à noter que ces tensiomètres sont fixés à la paroi du cylindre de l'échantillon par l'entremise de raccords alésés Swagelok® dotés d'un joint torique. Un orifice a également été dédié à l'insertion future d'une sonde de réflectométrie dans le domaine temporel (RDT). Le dispositif expérimental, ainsi constitué, permet de déterminer les propriétés hydrauliques par la méthode inverse en utilisant diverses conditions limites (Figure 5.26).



Figure 5.26 Représentation schématique du montage expérimental (Approche en régime transitoire).

5.2.2.3 Protocole expérimental

Hormis la préparation d'un échantillon plus volumineux et l'insertion de tensiomètres saturés, le protocole expérimental est analogue à la procédure décrite à la section 5.1.2 et s'énonce comme suit :

- (1) Munir la plaque poreuse du joint torique périphérique et saturer sous vide avec de l'eau déminéralisée et désaérée ;
- (2) Assembler les tensiomètres, submerger d'eau déminéralisée et désaérée, ouvrir les robinets à boisseau et saturer sous vide ;
- (3) Poursuivre la saturation des bougies poreuses par circulation d'eau, déminéralisée et désaérée, et fermer les robinets à boisseau. Cette étape peut être réalisée en joignant les robinets à une pompe à vide munie d'une interface air/eau;
- (4) Placer le joint torique à la surface du réceptacle inférieur et remplir d'eau déminéralisée et désaérée ;
- (5) Introduire la plaque poreuse dans le réceptacle inférieur et éliminer l'air occluse dans l'interstice formé par la plaque et le fond du réceptacle ;
- (6) Insérer le réceptacle inférieur dans le socle pourvu de tiges filetées ;
- (7) Engager prudemment le cylindre de l'échantillon dans le socle inférieur et fixer à l'aide d'écrous et de contre-écrous ;
- (8) Positionner la rehausse et immobiliser avec des écrous et des contre-écrous ;
- (9) Fixer prudemment les tensiomètres au cylindre de l'échantillon ;
- (10) Préparer l'échantillon suivant le mode opératoire décrit ultérieurement ;
- (11) Placer le joint torique sur la surface du réceptacle supérieur et superposer l'assemblage sur le cylindre de l'échantillon ;
- (12) Recouvrir du socle supérieur et sécuriser les écrous avec une clé à rochet. Noter que le serrage excessif des écrous peut endommager l'appareillage expérimental;
- (13) Placer la cellule de pression à l'emplacement indiqué et ce, afin de conserver le datum référentiel ;

- (14) Relier les tensiomètres aux capteurs de pression différentiels en garantissant la saturation complète des tubulures. La saturation est accomplie en joignant une seringue, remplie d'eau déminéralisée et désaérée, au robinet à trois voies du tensiomètre ;
- (15) Relier le contrôleur de changement de pression et de volume au capteur de pression différentiel approprié et ce, en s'assurant de la saturation complète des tubulures ;
- (16) Relier le contrôleur de changement de pression et de volume au robinet à boisseau du réceptacle inférieur et ce, en s'assurant de la saturation complète des tubulures ;
- (17) Joindre la source d'air comprimé et le robinet à boisseau du réceptacle supérieur ;
- (18) Déterminer le volume d'air présent dans l'interface air/eau du contrôleur de changement de pression et de volume par calibrage expérimental. La pression d'air de l'interface air/eau doit alors être incrémentée, l'accroissement massique consigné et le volume d'air déterminé à l'aide de l'équation [5.8];
- (19) Ouvrir les robinets à boisseau des tensiomètres ainsi que les robinets reliés aux réceptacles inférieur et supérieur ;
- (20) Régir la succion matricielle à la base de l'échantillon en exécutant le programme d'acquisition, développé avec DASYLab (DASYLab, 2000);
- (21) Débuter la sauvegarde du volume d'extraction, de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon et des succions matricielles intracellulaires;
- (22) Ouvrir le robinet à boisseau du contrôleur de changement de pression et de volume ;
- (23) Appliquer la translation d'axe désirée à l'aide du manodétendeur ;
- (24) Accroître la succion matricielle à la base de l'échantillon et ce, par paliers. Le programme d'acquisition permet de réaliser cette phase expérimentale avec ou sans supervision opérationnelle. Afin d'assurer une résolution temporelle adéquate, l'acquisition des données expérimentales est généralement effectuée à chaque 10 secondes ;

- (25) Fermer le robinet à boisseau du contrôleur de changement de pression et de volume, arrêter la sauvegarde et éliminer la translation d'axe ;
- (26) Fermer les robinets à boisseau des réceptacles et des tensiomètres ;
- (27) Retirer le cylindre, déterminer la teneur en eau massique finale de l'échantillon suivant la norme ASTM D2216, récupérer la masse résiduelle de matériau afin de calculer la masse volumique sèche de l'échantillon et calculer la teneur en eau volumétrique finale $(\theta_w = (w \cdot \rho_d)/\rho_w)$ ainsi que la porosité de l'échantillon $(n = e/(1+e) \circ u = [(\rho_w \cdot D_r)/\rho_d] 1)$;
- (28) Calculer la teneur en eau volumétrique, résultant de chacun des paliers, à l'aide de la teneur en eau volumétrique finale, du volume d'extraction et du volume de la cellule. Bien que facultatif, l'équilibre hydrique permet une caractérisation subsidiaire de la fonction de rétention d'eau ainsi qu'une validation de la succion matricielle intracellulaire ;
- (29) Déterminer les fonctions hydrauliques par voie inverse.

Semblable au protocole élaboré à la section 5.1.2, la réalisation d'un échantillon saturé, à compacité élevée, est accomplie comme suit :

- (1) Échantillonner la quantité de matériau permettant d'atteindre la masse volumique maximale définie par la norme ASTM D4253 ;
- (2) Scinder l'échantillon en seize (16) fractions ;
- (3) Introduire les différentes fractions dans des pycnomètres et submerger d'eau déminéralisée et désaérée ;
- (4) Désaérer les fractions en reliant les pycnomètres à une pompe à vide pour une durée prolongée (*i.e.* t ≥ 24 h);
- (5) Combler d'eau déminéralisée et désaérée ;
- (6) Remplir, d'eau déminéralisée et désaérée, la cellule surmontée de sa rehausse;
- (7) Reconstituer la première moitié de l'échantillon par pluviation humide en immergeant l'extrémité obturée de chacun des huit (8) pycnomètres requis, dans la cellule remplie d'eau, et en libérant ensuite son contenu (*cf.* Kolbuszewski, 1948);

- (8) Densifier l'échantillon en plaçant la cellule sur une table vibrante normalisée
 ASTM D4253 et ce, pour une durée de huit (8) minutes ;
- (9) Reconstituer la seconde moitié de l'échantillon en réitérant les étapes 7 et 8 ;
- (10) Retirer la rehausse et araser l'échantillon.

Dans les essais réalisés sur le sable de référence, la compacité relative (ASTM D4253) des échantillons est de l'ordre de 94%. Bien que moins compacts que les échantillons préparés dans la cellule de type Tempe, ces spécimens peuvent être considérés représentatifs de matériaux routiers.

5.2.2.4 Résultats expérimentaux

Les propriétés d'indice du sable normalisé ASTM C778 suggèrent un asservissement précis, portant sur une gamme restreinte de succion matricielle. De ce fait, le contrôleur de changement de pression et de volume est régi par le capteur de pression différentiel de 34,47 kPa alors que le dispositif expérimental est muni d'une plaque de verre fritté P4 à faible résistance hydraulique. Le nombre et l'intensité des paliers de succion matricielle, devant être appliqués à la base de l'échantillon, sont déterminés à l'aide des fonctions de rétention d'eau préalablement déterminées en régime permanent (cf. section 5.1.3). Les données expérimentales démontrent que la résolution de l'asservissement est proportionnelle à la précision du capteur de pression différentiel. En fait, l'écart type maximal de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon est de 0,015 kPa alors que la précision cautionnée du capteur de pression est de 0,086 kPa. Le suivi de la succion matricielle intracellulaire présente un écart type maximal de 0,077 kPa pour le tensiomètre inférieur, sis à H/4 de la base de l'échantillon, et de 0,049 kPa pour le tensiomètre médian. La précision expérimentale s'avère largement inférieure à la précision cautionnée de 0,517 kPa lorsque le biais, ou la distorsion systématique des résultats par rapport à la moyenne, est considéré nul.

Puisque les paliers de succion matricielle sont généralement appliqués jusqu'à ce que l'équilibre hydrique soit atteint, les résultats permettent d'établir une fonction de rétention d'eau subsidiaire et provisoire (Figure 5.29(a) : points O). Les différentes méthodes d'interprétation permettent alors de tenir compte de la non uniformité de la teneur en eau volumétrique de l'échantillon à granulométrie uniforme. La fonction de rétention d'eau est ainsi translatée vers la droite, points •, lorsque la succion matricielle est représentée par une valeur moyenne intracellulaire. Or, la représentation de l'équation [5.10(a)], résultant d'une interprétation de la répartition de la teneur en eau intracellulaire, confère une plus grande uniformité à la répartition de la taille des pores remplis d'eau. Il est à noter que la compacité moindre de l'échantillon induit un rapprochement avec la fonction de rétention d'eau déterminée indépendamment par Schroth *et al.* (1996) (comparer les figures 5.29(a) et 5.10).

Par l'entremise de la tomographie à rayon X, Hopmans et al. (1992) démontrent que la sollicitation hydrique induit un écoulement non uniforme lorsque la succion matricielle initiale de l'échantillon est inférieure à la valeur d'entrée d'air. En fait, la plaque poreuse empêche l'existence d'une phase gazeuse continue à l'initiation de l'essai de désorption et enfreint l'hypothèse émise à la section 4.1.3 (approche monophasique). Néanmoins, cet effet peut être contré en entamant les essais en condition non saturée. De ce fait, le nombre d'incréments retenus pour la caractérisation inverse (5) s'avère inférieur au nombre d'incréments imposés lors du processus expérimental (8). La succion matricielle à la base de l'échantillon est donc initialement fixée à 0,781 kPa alors que les paliers retenus sont présentés à la figure 5.27(b). Bien que l'acquisition des données expérimentales soit effectuée à toutes les dix (10) secondes, il est généralement recommandé de procéder à l'échantillonnage d'une centaine de données par type d'observation (Hopmans et al., 2002). Le processus dynamique a donc été représenté par un prélèvement exponentiel de données préalablement validées. Bien que les données provenant des deux tensiomètres soient admissibles, l'évolution de la succion matricielle intracellulaire inférieure, de moindre intensité, favorise la saisie d'informations propres au domaine capillaire. Lors de la définition de la fonction objective, les facteurs de pondération $\Omega_{c}^{i,j}$ sont maintenus unitaires alors que les facteurs de

normalisation $\Upsilon_{\varepsilon}^{j}$ correspondent à l'inverse de la variance du flux d'extraction cumulé et de la succion matricielle intracellulaire à H/4 de la base de l'échantillon.

Modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem :

Suite au travail de Mous (1993), l'identification inverse a été limitée aux paramètres $\theta_{w,r}$, α , v, $k_{w,s}$ et *I* du modèle physico-empirique contraint de van Genuchten/Mualem (*cf.* Tableau A.3). Hormis la teneur en eau volumétrique à saturation, les paramètres initiaux ont été puisés dans l'ouvrage statistique de Carsel & Parrish (1988) et ce, afin d'éprouver l'unicité du problème inverse (*cf.* Tableau 5.7). Dans le but d'accroître le taux de convergence et de contraindre la solution à un espace paramétrique positif, les paramètres $\theta_{w,r}$, α , v et $k_{w,s}$ ont été transformés de façon logarithmique. Les critères de convergence, portant sur les paramètres et la fonction objective, ont été fixés à 1%.

	Valeurs initiale	s (ou estimées)	Valeurs finales (ou optimisées)			
	Sans donnée antécédente	Avec donnée antécédente	Sans donnée antécédente	Avec donnée antécédente		
$\theta_{\text{W,S}}$	0,351	0,351	0,351	0,351		
$ heta_{w,r}$	0,045	0,045	0,075	0,028		
lpha (1/kPa)	1,478	1,478	0,834	0,891		
υ	2,680	2,680	12,372	9,986		
<i>k_{w,s}</i> (m/s)	8,250·10 ⁻⁵	8,250·10 ⁻⁵	6,909·10 ⁻⁵	7,782·10 ⁻⁵		
1	0,500	0,500	-0,052	-0,037		

Tableau 5.7 Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physicoempirique de van Genuchten/Mualem (ASTM C778).

Sur la figure 5.27, la concordance entre les valeurs observées et estimées reflète la valeur élevée du coefficient de corrélation de Pearson (r = 0,9966). Néanmoins, lors des deux derniers incréments, la succion matricielle intracellulaire ne rejoint pas la condition hydrostatique et ce, bien que l'évolution du flux d'extraction soit infime.



Figure 5.27 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour le sable de référence (Méthode inverse sans observation antécédente). (a) Extraction cumulée. (b) Succion matricielle.

On constate également que la succion matricielle intracellulaire mesurée atteint un état stationnaire tandis que la succion matricielle estimée subit une croissance importante (Figure 5.27(b)). Malgré la divergence de succion matricielle, la figure 5.27(a) présente une concordance entre les valeurs observées et estimées de l'extraction d'eau cumulée. De ce fait, on déduit que le processus d'optimisation augmente la succion matricielle dans le but de réduire la conductivité hydraulique du matériau et ainsi, faire correspondre les données d'extraction cumulée. Il est à noter que la succion matricielle à la base de l'échantillon dépasse alors la succion matricielle correspondant à l'état résiduel. Dans le cadre de cette étude, l'état résiduel est déterminé graphiquement en utilisant la méthode présentée par Vanapalli *et al.* (1998).

Afin de mieux comprendre la réduction de la conductivité hydraulique, au-delà de l'état résiduel, la texture de surface des grains de sable a été photographiée à l'aide d'un MEB (Microscope Électronique à Balayage). Les micrographies, présentées à la figure 5.28, révèlent la présence d'un domaine intragranulaire significatif. Selon Tokunaga et al. (2003), la faible porosité et la tortuosité élevée du réseau microporeux confèrent une faible conductivité hydraulique au domaine ľétat intragranulaire de matériaux pulvérulents. Au-delà de résiduel. l'accroissement de la succion matricielle induit donc une réduction significative de la conductivité hydraulique en contraignant l'eau interstitielle au domaine intragranulaire du sable.

La fonction de rétention d'eau, présentée à la figure 5.29, reflète également la présence d'une quantité d'eau intragranulaire alors que la teneur en eau volumétrique demeure essentiellement inchangée entre l'état résiduel et une succion matricielle de 5,05 kPa. Selon l'équation [4.28], la teneur en eau résiduelle du sable correspond à une pellicule d'eau adsorbée/adhérée d'une épaisseur de $4,38 \mu m$.



Figure 5.28 Micrographies MEB (Microscope Électronique à Balayage) présentant la texture de surface des grains de sable normalisé ASTM C778.

L'inaptitude du modèle statistique de la conductivité hydraulique, au-delà de l'état résiduel, est également reflétée dans le coefficient de corrélation R_N^2 entre les résidus pondérés, ordonnés de façon croissante, et les statistiques ordonnées d'une fonction de distribution normale N(0,1). En fait, ce paramètre est inférieur à la valeur correspondant à un niveau de confiance de 5% et l'hypothèse de résidus pondérés indépendants et normalement distribués doit être rejetée. Le comportement physique, au-delà de l'état résiduel, ne peut donc être décrit par le modèle statistique et l'écart entre les valeurs estimées et observées ne peut être attribué à une distribution aléatoire de l'imprécision des observations.



Figure 5.29 Propriétés hydrauliques du sable de référence normalisé ASTM C778 (Méthode inverse sans observation antécédente). (a) Fonction de rétention d'eau.

(b) Fonction de conductivité hydraulique relative.

À défaut d'être normalement distribués, les résidus pondérés ne permettent pas d'établir un intervalle de confiance pour les paramètres estimés. Les modiques résidus permettent néanmoins d'admettre l'applicabilité du modèle statistique en contexte hydrogéologique.

Sur le tableau 5.7, on dénote une conductivité hydraulique optimisée largement inférieure à la conductivité caractérisée indépendamment par Schroth *et al.* (1996) (*i.e.* $6,909 \cdot 10^{-5}$ m/s << $2,503 \cdot 10^{-3}$ m/s). En fait, le paramètre $k_{w,s}$ ne retient aucune signification physique et doit être considéré comme un paramètre d'ajustement car, le processus d'inversion a été entamé en condition non saturée (Eching & Hopmans, 1993). La fonction de conductivité hydraulique retient néanmoins une forme représentative des données indépendantes (Figure 5.29(b)). La matrice des coefficients de corrélation, présentée au tableau 5.8, atteste de l'unicité des paramètres optimisés (*i.e.* |r| < 0,95).

	Sans donnée antécédente				Avec donnée antécédente					
	$ heta_{w,r}$	α	υ	k _{w,s}	1	$\theta_{w,r}$	α	υ	k _{w,s}	Ι
$\theta_{w,r}$	1,000					1,000				
α	-0,817	1,000				-0,499	1,000			
υ	0,696	-0,902	1,000			0,232	0,139	1,000		
k _{w,s}	0,050	0,372	-0,180	1,000		-0,045	0,415	0,359	1,000	
1	-0,074	0,609	-0,640	0,613	1,000	-0,034	-0,671	-0,545	-0,290	1,000

Tableau 5.8 Matrices des coefficients de corrélation entre paramètres pour les inversions numériques réalisées avec FlexPDE/UCODE (ASTM C778).

Afin d'étendre le domaine d'applicabilité de la caractérisation hydraulique, une donnée ponctuelle de la teneur en eau volumétrique peut également être introduite dans la fonction objective et le processus d'optimisation répété. Quoiqu'un facteur de pondération $\Omega_{E}^{i,j}$ élevé doive être associé à une donnée ponctuelle correspondant à une succion matricielle de 5,05 kPa, la solution s'avère unique et la représentation des indicateurs hydriques adéquate (*cf.* Figure 5.30).



Figure 5.30 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour le sable de référence (Méthode inverse avec observation antécédente).
 (a) Extraction cumulée.
 (b) Succion matricielle.



Figure 5.31 Propriétés hydrauliques du sable de référence normalisé ASTM C778 (Méthode inverse avec observation antécédente). (a) Fonction de rétention d'eau.

(b) Fonction de conductivité hydraulique relative.

Bien que la somme des carrés résiduels pondérés ait augmentée, de 5,06 à 5,64, les valeurs estimées coïncident davantage avec le flux d'extraction cumulé mesuré lors du premier incrément de succion matricielle (comparer les figures 5.30(a) et 5.27(a)). Cette concordance bonifie d'ailleurs la fonction de conductivité hydraulique au voisinage de 1 kPa (*cf.* Figure 5.31(b)). En fait, la fonction de rétention d'eau estimée, résultant de l'introduction d'une teneur en eau résiduelle, reflète davantage les pores remplis d'eau et confère ainsi une plus grande précision au modèle statistique représentant la fonction de conductivité hydraulique (*cf.* Kunze *et al.*, 1968).

Conformément aux observations de van Dam *et al.* (1992(a)), l'ajout d'une donnée antécédente permet non seulement d'accroître le domaine de validité mais également d'améliorer l'unicité des paramètres. En fait, le tableau 5.8 démontre que les valeurs absolues des coefficients de corrélation entre paramètres sont inférieures à 0,671.

Modèle physico-empirique de Fredlund & Xing/Childs & Collis-George :

Le processus d'inversion est généralement réalisé avec le modèle physicoempirique de van Genuchten/Mualem. Toutefois, la représentation empirique de van Genuchten (1980) a été développée pour un éventail de succion matricielle restreint et ce, bien que les sols passent d'un état saturé à un état sec sur une gamme de succion d'approximativement $1 \cdot 10^6$ kPa. Certains auteurs ont ainsi développé des modèles descriptifs permettant de couvrir la gamme entière de succion matricielle (*e.g.* Ross *et al.*, 1991 ; Campbell & Shiozawa, 1992 ; Rossi & Nimmo, 1994 ; Fredlund & Xing, 1994 ; Fayer & Simmons, 1995). On a donc évalué l'applicabilité du modèle de Fredlund & Xing (1994), en association avec le modèle statistique de Childs & Collis-George (1950) (*i.e.* Fredlund *et al.*, 1994).

D'un point de vue expérimental, l'identifiabilité des paramètres dépend du type d'observation mesurée, des erreurs associées aux observations et des conditions limites appliquées. Elle peut également dépendre du type et du nombre de paramètres optimisés ou encore, de la validité du modèle physico-empirique employé. Dans un objectif d'identification, l'essai expérimental doit donc inclure des observations sensibles aux changements des paramètres. Par définition, la sensibilité est un indice de la réceptivité d'une observation aux changements d'un paramètre et peut être décrite à l'aide de la sensibilité proportionnée adimensionnelle SS :

$$SS_{\varepsilon}^{(i,i),j} = J_{\varepsilon}^{(i,i),j} \cdot \beta_{\iota} \cdot \Upsilon_{\varepsilon}^{i,j^{1/2}} = \left(\frac{\partial \hat{\varepsilon}_{i,j}(z, t_{i,j}, \beta)}{\partial \beta_{\iota}}\right) \cdot \beta_{\iota} \cdot \Upsilon_{\varepsilon}^{i,j^{1/2}}$$
[5.17(a)]

$$SS_{E}^{(i,i),j} = J_{E}^{(i,i),j} \cdot \beta_{i} \cdot \Upsilon_{E}^{i,j^{1/2}} = \left(\frac{\partial \hat{E}_{i,j}\left((u_{a} - u_{w})_{i,j}, \boldsymbol{\beta}\right)}{\partial \beta_{i}}\right) \cdot \beta_{i} \cdot \Upsilon_{E}^{i,j^{1/2}}$$
[5.17(b)]

où : $SS_{\varepsilon}^{(i,i),j}$: sensibilité proportionnée adimensionnelle de l'observation expérimentale *i* de type *j* au paramètre β_i ; $SS_{\varepsilon}^{(i,i),j}$: sensibilité proportionnée adimensionnelle de l'observation antécédente *i* de type *j* au paramètre β_i ; $J_{\varepsilon}^{(i,i),j}$: élément (*i*, *i*) de la matrice jacobienne des observations expérimentales de type *j*; $J_{\varepsilon}^{(i,i),j}$: élément (*i*, *i*) de la matrice jacobienne des observations antécédente de type *j*; $J_{\varepsilon}^{(i,i),j}$: élément (*i*, *i*) de la matrice jacobienne des observations antécédente de type *j*; β_i : paramètre *i* du vecteur **β**.

La sensibilité globale, ou sensibilité proportionnée composite CSS, est un indice de la quantité d'information que procurent les observations pour l'estimation d'un paramètre donné (*cf.* Anderman *et al.*, 1996 ; Hill *et al.*, 1998) :

$$\mathbf{CSS}_{t} = \left[\sum_{j=1}^{M_{\varepsilon}} \frac{1}{N_{\varepsilon}^{j}} \cdot \sum_{i=1}^{N_{\varepsilon}^{j}} \left(\mathbf{SS}_{\varepsilon}^{(i,t),j}\right)^{2} + \sum_{j=1}^{M_{\varepsilon}} \frac{1}{N_{E}^{j}} \cdot \sum_{i=1}^{N_{E}^{j}} \left(\mathbf{SS}_{E}^{(i,t),j}\right)^{2}\right]^{1/2}$$
[5.18]

Or, la sensibilité relative S.R. exprime le rapport de la sensibilité proportionnée composite du paramètre β_i à la sensibilité proportionnée maximale :

$$S.R. = \frac{CSS_{i}}{CSS_{max}}$$
[5.19]

Une sensibilité relative unitaire est donc associée au paramètre β_i dont la sensibilité proportionnée composite est maximale alors que de faibles valeurs de

S.R. sont attribuées aux paramètres peu susceptibles d'être identifiés à l'aide des observations retenues. Il est à noter que les différents types d'observations présentent généralement différentes valeurs de S.R. pour un paramètre donné. Ces rapports permettent donc d'évaluer l'importance des différents types d'observations et ce, en limitant le processus d'optimisation audits types. Selon Hill (1998), les paramètres dont la sensibilité relative est inférieure à 0,01 entravent le processus de convergence et donc, l'identifiabilité des paramètres. Toutefois, Zhang et al. (2003) observent un manque de convergence pour des sensibilités relatives atteignant 0,10 et ce, lors de l'évaluation d'une méthode expérimentale insitu pour la caractérisation inverse des propriétés hydrauliques. Les diagrammes à bâtons de la figure 5.32 présentent donc les sensibilités relatives de chacun des types d'observations ainsi que la sensibilité relative de la teneur en eau volumétrique antécédente. La figure 5.32(a) démontre que le flux d'extraction cumulé est plus sensible au paramètre ξ_w alors que la sensibilité aux autres paramètres demeure faible. Néanmoins, seuls les paramètres κ_w et l ont une sensibilité relative inférieure au critère d'identifiabilité de 0,10. Bien que la succion matricielle intracellulaire soit également sensible au paramètre ξ_w , ce type d'observation présente une sensibilité non négligeable aux paramètres $k_{w,s}$ et l (Figure 5.32(b)). La figure 5.32(c) illustre l'insensibilité de la teneur en eau volumétrique antécédente aux paramètres a_w , $k_{w,s}$ et *l*. Sur la figure 5.32(d), on constate que les sensibilités relatives des observations et de la teneur en eau antécédente se compensent lorsque l'ensemble de l'information est introduite dans la fonction objective. Malgré cet effet compensatoire, la sensibilité relative du paramètre κ_w demeure inférieure au critère retenu. Il est donc peu probable que ce paramètre soit identifié lors du processus d'inversion. Cette assertion a par ailleurs été confirmée par l'échec du processus de convergence d'une inversion à cing (5) paramètres (*i.e.* a_w , ξ_w , κ_w , $k_{w,s}$ et *I*). Bien que le paramètre κ_w doive alors être fixé, la littérature ne fait état d'aucune relation entre les paramètres de ce modèle empirique. Les paramètres du modèle empirique ont donc tous été fixés aux valeurs déterminées lors de l'interprétation des résultats obtenus en régime permanent.



Figure 5.32 Sensibilités relatives de différents types d'observations aux paramètres du modèle de Fredlund *et al.* (1994).

Le processus d'inversion permet alors d'établir le paramètre de tortuosité lorsque la conductivité hydraulique du sable saturé est fixée à la valeur déterminée indépendamment par Schroth et al. (1996). Le manque de correspondance entre les valeurs estimées et optimisées du flux d'extraction, reflété par un coefficient de Pearson de 0,9841, peut être attribué à la restriction du nombre de paramètres employés lors du processus d'inversion (*cf.* Figure 5.33(a)). La figure 5.34(b) démontre toutefois que la fonction de conductivité hydraulique retient une forme représentative des données indépendantes. Au-delà de ces données, le modèle statistique est fortement influencé par la description mathématique de la fonction de rétention d'eau. En fait, l'intégration numérique du modèle étendu de Fredlund & Xing (1994) accorde une conductivité non négligeable à l'eau adsorbée/adhérée qui se manifeste par une concavité de la fonction de conductivité hydraulique. En affectant une contribution hydraulique de nature capillaire, au-delà de l'état résiduel, le modèle statistique doit être tempéré par un paramètre de tortuosité supérieur à la valeur nulle suggérée par Childs & Collis-George (1950). Davantage assimilable à la valeur unitaire proposée par Kunze et al. (1968), le paramètre de tortuosité, de 1,11, est cependant moindre que la limite supérieure proposée par Leong & Rahardjo (1997(b)).

Lors d'une inversion numérique portant sur un sable uniforme, Nützmann *et al.* (1998) ont relevé une sensibilité considérable de la mesure intracellulaire de la teneur en eau volumétrique. Une analyse approfondie, portant sur d'autres types d'observations, permettrait possiblement d'identifier tous les paramètres du modèle à l'étude. Les sensibilités dimensionnelles permettraient alors d'évaluer l'influence spatiale et temporelle des observations sur la sensibilité des paramètres et ainsi, optimiser le processus expérimental (*e.g.* Inoue *et al.*, 1998). Ces sensibilités dimensionnelles permettrait d'une augmentation de 1% de la valeur du paramètre sur les valeurs estimées :

$$\mathsf{DSS}_{\varepsilon}^{(i,i),j} = \left(\frac{\partial \hat{\varepsilon}_{i,j}(\mathbf{z}, \mathbf{t}_{i,j}, \mathbf{\beta})}{\partial \beta_{i}}\right) \cdot \frac{\beta_{i}}{100} \quad \text{et} \quad \mathsf{DSS}_{E}^{(i,i),j} = \left(\frac{\partial \hat{E}_{i,j}((\mathbf{u}_{a} - \mathbf{u}_{w})_{i,j}, \mathbf{\beta})}{\partial \beta_{i}}\right) \cdot \frac{\beta_{i}}{100} \quad [5.20]$$



Figure 5.33 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour le sable de référence (Méthode inverse avec modèle de Fredlund *et al.* (1994)).
 (a) Extraction cumulée.
 (b) Succion matricielle.



Figure 5.34 Propriétés hydrauliques du sable de référence normalisé ASTM C778 (Méthode inverse avec modèle de Fredlund *et al.* (1994)). (a) Fonction de rétention d'eau.

5.3 Comparaison

La façon traditionnelle de déterminer la fonction de rétention d'eau, en établissant une série d'équilibres hydriques, permet d'adopter un processus expérimental simple dont les résultats nécessitent peu d'interprétation (*cf.* Gribb *et al.*, 2004). La qualité des résultats est grandement améliorée lorsque le régime permanent est facilement décelable et donc, que le volume d'extraction d'eau est suivi de façon continue. La réalisation de ce type d'essai est toutefois ralentie par l'obtention de régimes permanents successifs. À titre d'exemple, la figure 5.9 démontre que le temps moyen pour atteindre le régime permanent est de l'ordre de vingt-quatre (24) heures lorsque la succion matricielle est inférieure à la succion matricielle correspondant à l'état résiduel d'un sable uniforme. En tenant compte de la non uniformité de la teneur en eau intracellulaire, cette méthode permet indiscutablement de déterminer la fonction de rétention d'eau de matériaux à granulométrie uniforme.

Contrairement à cette approche traditionnelle, la fonction de rétention d'eau peut également être obtenue à l'aide d'essais de laboratoire en régime transitoire où l'état hydrique de l'échantillon est modifié de façon continue. Bien que ce type d'essai soit plus rapide, la succion matricielle intracellulaire et la teneur en eau doivent être mesurées tout au long du processus expérimental. La méthode à flux contrôlé, évaluée dans le cadre de cette étude, présente toutefois des limitations sérieuses. Elle est en fait peu adaptée à la détermination de la fonction de rétention d'eau sur une gamme étendue de succion matricielle.

La méthode inverse permet, à partir d'essais de laboratoire en régime transitoire, de déterminer la fonction de rétention d'eau et la fonction de conductivité hydraulique de matériaux non saturé. Cette méthode requiert un dispositif expérimental d'envergure et des outils numériques élaborés. Néanmoins, une fois opérationnels, ces éléments en font la méthode la plus rapide et la plus efficace pour la caractérisation des propriétés hydrauliques. Cette approche permet également d'assurer la représentativité des modèles empirique ou physicoempirique employés lors de la simulation numérique des résultats de laboratoire.

CHAPITRE VI

RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX PORTANT SUR LES MATÉRIAUX DE SOUS-FONDATION (MG-112)

Bien que les moyens permettant de caractériser les propriétés hydrauliques de matériaux poreux non saturés soient généralement accessibles, peu d'études portent sur la caractérisation de matériaux de sous-fondation routière à granulométrie uniforme. À l'état non saturé, la conductivité hydraulique de ce type de matériau est fortement influencée par la tortuosité des lignes de courant. Afin d'utiliser une valeur plus réaliste du paramètre de connectivité et de tortuosité lors de simulations numériques, le présent chapitre présente une caractérisation hydraulique complète de trois (3) échantillons de sable granitique reconstitué. La courbe granulométrique, la masse volumique maximale (ASTM D4253) et la densité relative (ASTM D854) des matériaux sont présentées à la figure 6.1.



Figure 6.1 Courbe granulométrique et propriétés d'indice des sables granitique reconstitués.

La fraction prédominante du matériau G1 se situe entre 80 et 315 μ m alors que son coefficient d'uniformité est de 2,14. En plus d'un coefficient d'uniformité plus élevé, de 3,31, le matériau G2 a une fraction prédominante plus grossière, se situant entre 315 et 2500 μ m. Le matériau G3 est doté d'une fraction prédominante encore plus grossière, entre 630 et 5000 μ m, ainsi que d'un coefficient d'uniformité de 2,27.

La dimension de certaines de ces particules ouvre la possibilité à l'existence d'une porosité intragranulaire significative (*cf.* Tokunaga *et al.*, 2003). Afin d'établir l'étendue des vides intragranulaires, la figure 6.2 présente des micrographies MEB (Microscope Électronique à Balayage) des différentes particules granitiques. L'angularité de ces particules est attribuable au processus de concassage tandis que la diversité minéralogique du gneiss granitique est à l'origine des formes diverses de particules (comparer les micrographies 0337, 0339 et 0341). Hormis cette diversité de forme, la surface des particules est relativement lisse et la porosité intragranulaire limitée (*cf.* micrographies 0338, 0340 et 0342). Il est important de rappeler que la présence d'une pellicule d'eau adhérée est généralement associée à la microtopographie et la mouillabilité des particules solides.

La caractérisation hydraulique de ces matériaux commence par la détermination de la fonction de rétention d'eau en régime permanent. Le dispositif expérimental, décrit à la section 5.1.1, permettra alors d'établir une fonction de rétention d'eau de référence pour la caractérisation hydraulique en régime transitoire. Il sera ainsi possible d'établir une évolution acceptable de la succion matricielle à la base de l'échantillon lors de l'essai transitoire. Selon Hopmans *et al.* (2002), les paliers de succion matricielle devraient idéalement induire des volumes d'extraction d'eau égaux. Hormis la définition de paramètres essentiels à l'essai en régime transitoire, la fonction de rétention d'eau de référence servira à la détermination du paramètre de connectivité et de tortuosité optimal lors de l'implémentation du modèle de Fredlund *et al.* (1994).



Figure 6.2 Micrographies MEB (Microscope Électronique à Balayage) présentant les différentes particules de sable granitique ainsi que leur texture de surface.

6.1 Caractérisation en régime permanent

Dans le but d'atteindre une saturation complète ainsi qu'une compacité représentative de matériaux routiers, la préparation des échantillons a été réalisée à l'aide du protocole expérimental présenté à la section 5.1.2. La compacité relative *C.R.* des différents échantillons, définie comme le rapport de la masse volumique sèche de l'échantillon ρ_d à la masse volumique sèche maximale $\rho_{d,max}$ mesurée à l'aide de l'essai normalisé ASTM D4253, est de l'ordre de 95% (*i.e. C.R.*_{G1} = 98,36%, *C.R.*_{G2} = 93,61%, *C.R.*_{G3} = 94,36%). Les échantillons, ainsi reconstitués, peuvent donc être considérés représentatifs de matériaux routiers.

Lors de la caractérisation de la fonction de rétention d'eau, l'asservissement est effectué avec le capteur de pression différentiel de 34,47 kPa. Le dispositif expérimental, présenté à la figure 5.3, permet alors de suivre l'évolution temporelle de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon ainsi que la progression du volume d'extraction d'eau cumulé. Ce suivi, présenté à l'annexe C, confirme que le régime hydrique approche un état stationnaire au terme de chacun des paliers de succion matricielle. La figure 6.3 présente la fonction de rétention d'eau provisoire résultant de l'atteinte des régimes permanents successifs (points O, D et \diamond). Les différentes méthodes d'interprétation des données permettent alors de tenir compte de la non uniformité de la teneur en eau volumétrique de l'échantillon à granulométrie uniforme. La fonction de rétention d'eau est ainsi translatée vers la droite, points •, • et •, lorsque la succion matricielle est représentée par une valeur moyenne intracellulaire. Sur la figure 6.3, on constate que la translation est davantage marquée à de faibles succions matricielles et donc, en présence de matériaux à porométrie grossière (comparer la translation en G1 et G3). Hormis une correction plus importante au niveau de la valeur d'entrée d'air du matériau G3, les représentations empiriques des équations [5.10(a) et (b)] sont presque indissociables des valeurs résultant de l'utilisation d'une succion matricielle intracellulaire moyenne. De façon générale, la figure 6.3 démontre que la valeur d'entrée d'air subit une réduction significative en fonction de l'accroissement de la taille des particules et donc, de la taille des pores du matériau uniforme.



Figure 6.3 Fonction de rétention d'eau des sables granitiques (Méthode en régime permanent).

- (a) Sable G1.
- (*b*) Sable G2.
- (c) Sable G3.

A une succion matricielle de 30,67 kPa, la figure 6.3(a) présente un symbole particulier (O) dont la dimension est proportionnelle à la variation de teneur en eau volumétrique au cours d'une période de 14 jours. Cette variation, présentée à la figure 6.4, se produit à une succion matricielle supérieure à la succion matricielle correspondant à l'état résiduel telle que déterminée à l'aide de la méthode de Vanapalli *et al.* (1998). Il est donc probable que l'eau soit maintenue par des forces d'adhésion et d'adsorption et que le mouvement hydrique s'effectue par une pellicule continue d'eau adhérée. La microtopographie des particules granitiques assure vraisemblablement la présence d'une pellicule continue d'eau adhérée mobile. Il est à noter qu'un tel comportement a préalablement été décrit par Dullien *et al.* (1986).



Figure 6.4 Évolution temporelle de la teneur en eau volumétrique de l'échantillon de sable G1 lorsque la succion matricielle à la base de l'échantillon est de 30,67 kPa

6.2 Caractérisation en régime transitoire (Méthode inverse)

Dans le but d'atteindre une saturation complète ainsi qu'une compacité représentative de matériaux routiers, la préparation des échantillons a été réalisée à l'aide du protocole expérimental présenté à la section 5.2.2.3. La compacité relative *C.R.* obtenue est de 98,44, 96,89 et 94,81% pour les sables G1, G2 et G3 respectivement. Il est à noter que la moyenne de ces compacités relatives se rapproche de celle obtenue lors de la préparation des échantillons pour les essais en régime permanent. La caractérisation des propriétés hydrauliques en régime transitoire a été réalisée avec le dispositif expérimental présenté à la figure 5.26. La cellule de pression est alors munie d'une plaque de verre fritté P4, pouvant être omise de la représentation numérique (résistance hydraulique négligeable), tandis que l'asservissement est effectué avec le capteur de pression différentiel de 34,47 kPa. Afin d'obtenir un volume d'extraction d'eau semblable lors de l'application de chacun des paliers de succion matricielle, l'intensité de ces derniers est déterminée à partir des fonctions de rétention d'eau préalablement déterminées en régime permanent.

Puisque les paliers de succion matricielle sont généralement appliqués jusqu'à ce que l'équilibre hydrique soit atteint, les résultats permettent d'établir des fonctions de rétention d'eau subsidiaires dont les paramètres servent de valeurs initiales au processus d'inversion (*cf.* Tableau 6.1). Il est à noter que ces paramètres ont été obtenus à l'aide du modèle empirique composé résultant de l'interprétation de la teneur en eau intracellulaire ponctuelle (*i.e.* équation [5.10(a)]. Dans le but d'assurer la représentativité de l'équation classique du transfert hydrique monophasique (continuité de la phase gazeuse), seul certains résultats expérimentaux ont été retenus pour la modélisation inverse. Le nombre d'incréments retenus pour cette caractérisation (G1 : 6, G2 : 5, G3 : 6) s'avère donc inférieur au nombre imposés lors du processus expérimental (G1 : 8, G2 : 10, G3 : 10). Les paramètres $\theta_{w,r}$, α , v, $k_{w,s}$ et *I* du modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem (*cf.* Tableau A.3) ont donc été estimés lors de l'inversion numérique de l'extraction cumulée, de la mesure continue de la succion matricielle intracellulaire et d'une mesure ponctuelle de la teneur en eau volumétrique correspondant à une succion matricielle de 9,57, 4,07 et 2,57 kPa pour les sables G1, G2 et G3 respectivement. Lors de la définition de la fonction objective, un facteur de pondération $\Omega_{\varepsilon}^{i,j}$ élevé est associé à ces données ponctuelles tandis que les facteurs de pondération $\Omega_{\varepsilon}^{i,j}$ sont maintenus unitaires et que les facteurs de normalisation $\Upsilon_{\varepsilon}^{j}$ correspondent à l'inverse de la variance du flux d'extraction d'eau cumulé et de la succion matricielle intracellulaire mesurée à H/4 ou encore, à H/2 lors de la défaillance du tensiomètre précédent. Dans le but d'accroître le taux de convergence et de contraindre la solution à un espace paramétrique positif, les paramètres $\theta_{w,r}$, α , ν et $k_{w,s}$ ont été transformés de façon logarithmique. Les critères de convergence, portant sur les paramètres et la fonction objective, ont été fixés à 1%. Rappelons que la modélisation inverse est effectuée avec le logiciel d'optimisation universel UCODE et le solveur généralisé d'équations différentielles partielles FlexPDE.

	Valeurs	initiales (ou es	timées)	Valeurs	Valeurs finales (ou optimisées)			
	G1	G2	G3	G1	G2	G3		
$ heta_{w,s}$	0,431	0,356	0,401	0,431	0,356	0,401		
$ heta_{w,r}$	0,054	0,051	0,031	0,050	0,047	0,031		
lpha (1/kPa)	0,143	0,535	2,150	0,141	0,529	2,065		
υ	9,563	7,417	4,769	8,892	6,407	4,746		
<i>k_{w,s}</i> (m/s)	8,250·10 ⁻⁵	8,250 · 10 ⁻⁵	8,250·10 ⁻⁵	2,664·10 ⁻⁵	1,590·10 ⁻⁴	7,754 · 10 ⁻⁵		
Ι	0,500	0,500	0,500	-0,116	1,026	0,138		

Tableau 6.1 Valeurs initiales et finales des paramètres du modèle physicoempirique de van Genuchten/Mualem (Sables granitiques).

La figure 6.5 présente l'évolution temporelle de la succion matricielle et de l'extraction d'eau cumulée pour les sables G1, G2 et G3. La comparaison des évolutions, mesurée et estimée, démontre que la dynamique expérimentale est généralement bien reproduite par les simulations numériques. Cette concordance est en fait reflétée par des valeurs élevées du coefficient de corrélation de Pearson ($r_{G1} = 0.9998$, $r_{G2} = 0.9997$, $r_{G3} = 0.9980$).



Figure 6.5 (a) Évolution temporelle de l'extraction d'eau cumulée et de la succion matricielle intracellulaire lors de l'implémentation de la méthode inverse avec observation antécédente et ce, pour le sable G1.



Figure 6.5 (b) Évolution temporelle de l'extraction d'eau cumulée et de la succion matricielle intracellulaire lors de l'implémentation de la méthode inverse avec observation antécédente et ce, pour le sable G2.


Figure 6.5 (c) Évolution temporelle de l'extraction d'eau cumulée et de la succion matricielle intracellulaire lors de l'implémentation de la méthode inverse avec observation antécédente et ce, pour le sable G3.

Lors du dernier incrément, la succion matricielle à la base de l'échantillon G2 est supérieure à la succion matricielle correspondant à l'état résiduel. Dans le cas de l'échantillon G3, cette supériorité se produit à l'avant dernier incrément. On constate alors que la succion matricielle intracellulaire ne rejoint pas l'état hydrostatique déterminé à partir de la condition limite inférieure. Le processus hydrique est donc explicitement dépendant du facteur temps. Selon Hunt (2004), la soudaine dépendance temporelle peut être attribuée au changement des mécanismes responsables du mouvement hydrique. Au-delà de l'état résiduel, les processus responsables du transfert hydrique diffèrent de l'écoulement à travers un réseau continu de capillaires inter reliés. Il n'est donc pas fondé d'utiliser la même expression phénoménologique lors de la description du mouvement hydrique à des succions matricielles supérieures à l'état résiduel. L'utilisation d'une seule expression permet néanmoins de faciliter l'implémentation mathématique du transfert hydrique. La représentation des données expérimentales est alors attribuable à l'ajustement de paramètres exempts de signification physique. Les valeurs finales, ou optimisées, de ces paramètres sont présentées au tableau 6.1. Il est à noter que les valeurs absolues des coefficients de corrélation entre paramètres sont inférieures à la limite prescrite de 0,95 et donc, que les paramètres sont uniques.

La figure 6.6 présente les fonctions de rétention d'eau obtenues lors des processus d'inversion. Le passage d'un trait plein à un trait pointillé marque la limite de validité des relations empiriques. Bien que les fonctions de rétention d'eau des sables G1 et G2 soient presque identiques aux fonctions préalablement déterminées en régime permanent, les fonctions de rétention d'eau du sable G3 présentent des valeurs d'entrée d'air quelques peu différentes (comparer les figures 6.6(c) et 6.3(c)). Cette différence est attribuable à l'absence de paliers de succion matricielle à proximité de la valeur d'entrée d'air lors du processus expérimental ayant servi à l'inversion numérique. Puisque le processus d'inversion a été entamé en condition non saturée, le paramètre $k_{w,s}$ ne retient aucune signification physique (Eching & Hopmans, 1993). De ce fait, la figure 6.7 présente l'évolution de la conductivité hydraulique relative en fonction de la succion matricielle.



Figure 6.6 Fonction de rétention d'eau des sables granitiques (Méthode en régime transitoire). *(a)* Sable G1.

- (b) Sable G2.
- (c) Sable G3.



Figure 6.7 Fonction de conductivité hydraulique relative des sables granitiques (Méthode en régime transitoire).

- (a) Sable G1.
- (b) Sable G2.
- (c) Sable G3.

6.3 Détermination du paramètre de connectivité et de tortuosité du modèle physico-empirique de Fredlund et al. (1994)

Le modèle physico-empirique de Fredlund *et al.* (1994) résulte du jumelage du modèle statistique reformulé de Childs & Collis-George (1950) et du modèle empirique étendu de Fredlund & Xing (1994). Il a précédemment été démontré que les modèles statistiques décrivent l'écoulement par un réseau continu de capillaires inter reliés et que l'information concernant la répartition des capillaires remplis d'eau est puisée à même la fonction de rétention d'eau et ce, en utilisant l'équation de Jurin. La représentation empirique de la fonction de rétention d'eau peut donc avoir un impact sur la fonction de conductivité hydraulique. Contrairement aux modèles empiriques traditionnels, le modèle étendu de Fredlund & Xing (1994) couvre la gamme entière de succion matricielle, de 0 à 1·10⁶ kPa. De ce fait, l'eau adhérée/adsorbée fait partie intégrante des capillaires remplis d'eau. La sommation de ces capillaires, de petits diamètres, se manifeste alors par une concavité de la fonction de conductivité hydraulique. Afin de contrer cet effet, le modèle statistique doit être tempéré par un paramètre de connectivité et de tortuosité supérieur à la valeur nulle suggérée par Childs & Collis-George (1950).

Ayant préalablement déterminé la fonction de rétention d'eau ainsi que la fonction de conductivité hydraulique des sables granitiques G1, G2 et G3, le paramètre de connectivité et de tortuosité peut être obtenu en minimisant la sommation des carrés des écarts entre les valeurs observées et les estimations provenant du modèle de Fredlund *et al.* (1994). Afin de s'assurer que la gamme complète de conductivité hydraulique soit bien représentée, une transformation logarithmique est appliquée aux données de k_w , soit :

$$\Phi(I) = \sum_{i=1}^{N_{obs.}} \left\{ \ln[k_{w,i}] - \ln[\hat{k}_{w,i}(I)] \right\}^2$$
[6.1]

où :

 $k_{w,i}$: conductivité hydraulique observée d'un couple d'observation, L·T⁻¹;

- $\hat{k}_{w,i}(I)$: conductivité hydraulique estimée d'un couple d'observation, L·T⁻¹; I: paramètre de connectivité & tortuosité ;
- $N_{obs.}$: nombre de couples d'observations ($k_{w,i}$, $(u_a u_w)_i$);

 Φ : fonction objective.

La minimisation de la fonction objective, à l'aide d'un chiffrier électronique, permet d'établir des paramètres de connectivité et de tortuosité de 0,24, 2,43 et 1,18 pour les sables granitiques G1, G2 et G3 respectivement. Le paramètre de connectivité et de tortuosité du sable G1 se rapproche de la valeur préconisée par Childs & Collis-George (1950) car la caractérisation de la fonction de conductivité hydraulique ne dépasse pas la succion matricielle correspondant à l'état résiduel du matériau. La figure 6.8 démontre effectivement que l'influence du paramètre de connectivité et de tortuosité est négligeable lorsque la succion matricielle est faible et donc, que la teneur en eau est élevée. Le paramètre de connectivité et de tortuosité des sables G2 et G3 est largement supérieur à zéro et la moyenne, de 1,80, se rapproche de la valeur suggérée par Leong & Rahardjo (1997(b)). La figure 6.9 démontre que ces valeurs du paramètre de connectivité et de tortuosité et de tortuosité du paramètre de connectivité et de tortuosité et de tortuosité du sables G2 et G3 est largement supérieur à zéro et la moyenne, de 1,80, se rapproche de la valeur suggérée par Leong & Rahardjo (1997(b)). La figure 6.9 démontre que ces valeurs du paramètre de connectivité et de tortuosité permettent d'obtenir une bonne concordance avec la solution optimisée.



Figure 6.8 Influence du paramètre de connectivité et de tortuosité sur la conductivité hydraulique relative du sable G1 lors de l'application du modèle de Fredlund *et al.* (1994).



Figure 6.9 Fonction de conductivité hydraulique relative des sables granitiques (Ajustement du modèle de Fredlund *et al.* (1994)).

- (a) Sable G1.
- (b) Sable G2.
- (c) Sable G3.

Afin d'obtenir un portrait plus général, on a également déterminé le paramètre de connectivité et de tortuosité de 34 matériaux pulvérulents provenant de la base de données SoilVision (*cf.* Fredlund, 1996). L'histogramme de la figure 6.10 montre que ce paramètre se situe généralement entre moins un (-1) et deux (2). Le paramètre de connectivité et de tortuosité sera conséquemment fixé à la valeur maximale significative de deux (2) lors de l'utilisation du modèle de Fredlund *et al.* (1994) dans le cadre des travaux numériques de cette thèse.



Figure 6.10 Histogramme des paramètres de connectivité & tortuosité résultant de l'optimisation du modèle de Fredlund *et al.* (1994) (*N*_{obs.} = 38).

CHAPITRE VII

MÉTHODOLOGIE DE SÉLECTION DES MATÉRIAUX DE FONDATION ET DE SOUS-FONDATION

Dans sa formulation préliminaire, le nouveau guide de conception de chaussée mécanistique-empirique du NCHRP réduit l'analyse hydrique à la conception d'une couche drainante sise dans la partie supérieure de la structure de chaussée. L'analyse hydrique est ainsi limitée à un système monocouche (*cf.* Mallela *et al.*, 2001 et 2002). Bien que la sélection de tels matériaux soit bien définie, la couche drainante ne fait pas partie intégrante de la structure de chaussée québécoise. Une méthodologie de sélection, fondée sur le degré de saturation minimal de la couche de fondation et la période critique, sera donc développée pour les matériaux constituant les différentes couches de l'assise de chaussée, en occurrence, la fondation et la sous-fondation.

7.1 Degré de saturation minimal

Au Québec, le climat boréal humide engendre généralement un bilan hydrique positif (somme des apports d'eau supérieur à la somme de l'évapotranspiration et des exports) qui contribue parfois à la génération d'une nappe phréatique peu profonde. Dans un tel contexte, la charge de pression d'eau interstitielle des matériaux routiers est essentiellement régie par la position de la surface libre de la nappe (*cf.* Russam & Coleman, 1961 ; Russam, 1965). L'eau interstitielle obéit alors à la poursuite universelle d'un état insaisissable, dénommé *équilibre*, qui correspond à une énergie uniforme du fluide (Hillel, 1980). La figure 7.1 présente la distribution de la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la condition d'équilibre, ou condition hydrostatique, sous une aire bétonnée de dimension restreinte. Selon Black *et al.* (1958), la dispersion des résultats expérimentaux peut être attribuée à l'évaporation ayant lieu aux abords de la surface revêtue. Cette figure présente également la distribution de la charge de pression sous une aire découverte, fortement influencée par les conditions environnementales.



Figure 7.1 Distribution de la charge de pression d'eau interstitielle dans la région non saturée lors d'équilibres statique et dynamique en présence d'une nappe phréatique peu profonde (Données expérimentales de Black *et al.*, 1958).

En période de dégel, le matériau gelé de l'infrastructure confine le régime hydrique aux matériaux de l'assise de chaussée. La condition hydrostatique résulte alors de l'emplacement final de la surface libre de la nappe et donc, de l'élévation du point bas de l'exutoire. À titre d'exemple, la figure 7.2 présente la charge de pression d'eau interstitielle au point (x_i , z_i) d'un système de référence ayant origine à la ligne d'infrastructure au droit de la ligne de rive. La charge de pression d'eau interstitielle ponctuelle s'exprime alors en fonction de l'élévation du point d'intérêt et du paramètre w correspondant à la distance verticale entre l'origine et le point bas de l'exutoire (*i.e.* $h_{p,i} = -(w + z_i)$). Au-delà de la surface libre de la nappe, l'eau qui entoure les grains est maintenue par des forces d'adhésion et d'adsorption alors que les interstices saturés sont plutôt assujettis à des forces capillaires. La fraction volumique d'eau, que l'on nomme *teneur en eau volumétrique minimale ponctuelle*, est donc une fonction de la position verticale du point d'intérêt.



Figure 7.2 Profil du degré de saturation minimal d'une route régionale à une distance x_i de la ligne de rive.

Connaissant la charge de pression d'eau interstitielle, propre à la condition hydrostatique, les relations empiriques de la fonction de rétention d'eau permettent d'établir la teneur en eau volumétrique minimale dite ponctuelle. Bien que la différence entre la porosité du sol et la teneur en eau volumétrique minimale corresponde à la porosité efficace n_e , il est généralement préférable de normaliser la teneur en eau volumétrique minimale par rapport à la porosité. Pour des fins de

simplicité, le degré de saturation minimal ponctuel est ici exprimé en fonction du modèle empirique de Brooks & Corey (1964), soit :

$$S_{r,min}^{F} = \frac{\theta_{w,min}^{F}}{n_{F}} \cdot 100 \, (\%)$$

$$= \begin{cases} 100 & h_{p,i} = -(w + z_{i}) \ge h_{p,aev}^{F} \\ \frac{\left(\theta_{w,s}^{F} - \theta_{w,r}^{F}\right) \cdot \left(\frac{h_{p,i}}{h_{p,aev}^{F}}\right)^{-\lambda_{F}} + \theta_{w,r}^{F}}{n_{F}} \\ \frac{100}{n_{F}} & 100 & h_{p,i} = -(w + z_{i}) < h_{p,aev}^{F} \end{cases}$$
[7.1]

$$h_{p,i}$$
 : charge de pression d'eau interstitielle ponctuelle, L ;

- *n_F* : porosité du matériau de fondation ;
- $S_{r,min}^{F}$: degré de saturation minimal ponctuel du matériau de fondation ;
- λ_F : paramètre d'ajustement correspondant à la répartition de la taille des pores du matériau de fondation ;

$$\theta_{w,min}^{F}$$
 : teneur en eau volumétrique minimale ponctuelle du matériau de fondation ;

 $\theta_{w,r}^{F}$: teneur en eau volumétrique résiduelle du matériau de fondation ;

 $\theta_{w.s}^{F}$: teneur en eau volumétrique ponctuelle du matériau de fondation saturé.

En faisant suite aux travaux de McEnroe (1994(a) et (b)), portant sur une assise exempte de couche de sous-fondation, une valeur moyenne du profil peut être obtenue en intégrant le degré de saturation minimal ponctuel de la fondation entre l'interface fondation/sous-fondation (F/SF) et l'interface couche de surface/fonda-tion (CS/F), soit :

$$\ddot{S}_{r,min}^{F} = \frac{1}{d_{F}} \cdot \frac{\prod_{i,s}^{(N_{c})} (d_{SF} + (m_{SF} - m_{F}) \cdot B) + m_{F} \cdot x_{i} + d_{F}}{\int_{H_{1,s}(N_{c})} (d_{SF} + (m_{SF} - m_{F}) \cdot B) + m_{F} \cdot x_{i}} S_{r,min}^{F} \cdot dz$$
[7.2]

où : d_F, d_{SF} : épaisseur des couches de fondation et de sous-fondation respectivement, L ;

$$H_{1,5}(N_c): \text{ fonction Heaviside, } H_{1,5}(N_c) \equiv H(N_c - 1,5) = \begin{cases} 0 & (N_c - 1,5) < 0 \\ 1 & (N_c - 1,5) > 0 \end{cases};$$

- B : largeur de la voie de roulement, L ;
 m_F, *m_{SF}* : pente transversale de l'interface fondation/sous-fondation (ou fondation/infrastructure (monocouche)) et sous-fondation/infrastructure respectivement ;
 N_c : nombre de couches de l'assise de chaussée ;
- $\ddot{S}_{r,min}^{F}$: moyenne du profil de degré de saturation minimal de la fondation.

La fonction échelon de Heaviside, dont la valeur est nulle pour un argument négatif et unitaire pour un argument positif, permet d'obtenir la moyenne du profil de degré de saturation minimal de la fondation d'une assise bicouche ou encore, celle d'une assise monocouche. À l'équation [7.1], on constate que le degré de saturation minimal ponctuel du matériau de fondation présente une discontinuité à la valeur d'entrée d'air. On doit donc, préalablement au processus d'intégration, définir les abscisses $x_{CS/F}$ et $x_{F/SF}$ pour lesquelles la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau concorde avec la charge de pression d'eau interstitielle aux interfaces, soit :

$$h_{p,aev}^{F} = -(w + Z_{CS/F})$$

$$= -[w + H_{1,5}(N_{c}) \cdot (d_{SF} + (m_{SF} - m_{F}) \cdot B) + d_{F} - m_{F} \cdot x_{CS/F}]$$

$$\therefore x_{CS/F} = \frac{h_{p,aev}^{F} + w + H_{1,5}(N_{c}) \cdot (d_{SF} + (m_{SF} - m_{F}) \cdot B) + d_{F}}{m_{F}}$$

$$[7.3(a)]$$

$$h_{p,aev}^{F} = -\left(w + Z_{F/SF}\right)$$

= $-\left[w + H_{1,5}\left(N_{c}\right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F}\right) \cdot B\right) - m_{F} \cdot X_{F/SF}\right]$
 $\therefore X_{F/SF} = \frac{h_{p,aev}^{F} + w + H_{1,5}\left(N_{c}\right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F}\right) \cdot B\right)}{m_{F}}$ [7.3(b)]

Dans cette équation, les paramètres $z_{CS/F}$ et $z_{F/SF}$ correspondent aux élévations des interfaces lors de la concordance. Étant contraintes par le système de référence, dont l'origine se situe à la ligne d'infrastructure au droit de la ligne de rive, ces limites doivent être comprises entre 0 et *B*. Il est donc préférable de réitérer les limites sous formes conditionnelles, tel que :

$$x_{CS/F} = \begin{cases} 0 & x_{CS/F} < 0 \\ x_{CS/F} & 0 \le x_{CS/F} < B \\ B & x_{CS/F} > B \end{cases} \quad \text{et} \quad x_{F/SF} = \begin{cases} 0 & x_{F/SF} < 0 \\ x_{F/SF} & 0 \le x_{F/SF} < B \\ B & x_{F/SF} > B \end{cases}$$
[7.3(c)]

La figure 7.3 démontre que ces limites correspondent effectivement à un changement du comportement de rétention d'eau du matériau de fondation. En fait, le matériau de fondation est entièrement saturé pour des abscisses inférieures à la limite $x_{CS/F}$ alors que la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface couche de surface/fondation est supérieure ou égale à la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation. Bien qu'omniprésente entre les limites $x_{CS/F}$ et $x_{F/SF}$, la discontinuité du profil du degré de saturation s'estompe au-delà de la limite $x_{F/SF}$ alors que la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface fondation/sous-fondation est inférieure ou égale à la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface fondation/sous-fondation est inférieure ou égale à la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation. Le matériau de fondation est donc entièrement non saturé pour des abscisses supérieures à la limite $x_{F/SF}$.



Figure 7.3 Profil du degré de saturation minimal de la fondation aux abscisses $x_{CS/F}$ et $x_{F/SF}$.

De ce fait, la solution symbolique de l'intégration du degré de saturation minimal ponctuel est contrainte par ces limites, tel que :

 $\mathbf{X}_i \leq \mathbf{X}_{CS/F}$:

$$\ddot{S}_{r,min}^{F} = 100$$
 [7.4(a)]

 $X_{CS/F} < X_i \leq X_{F/SF}$:

$$\begin{split} \ddot{S}_{r,min}^{F} &= \frac{1}{n_{F}} \cdot \left\{ \theta_{w,r}^{F} \right. \\ &+ \left(\theta_{w,s}^{F} - \theta_{w,r}^{F} \right) \cdot \left\{ \frac{\left| h_{p,aev}^{F} \right| - w - H_{1,5} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) - m_{F} \cdot x_{i}}{d_{F}} \right. \\ &+ \frac{\left| h_{p,aev}^{F} \right|^{\lambda_{F}}}{d_{F} \cdot \left(1 - \lambda_{F} \right)} \cdot \left[\left[w + H_{1,5} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{i} + d_{F} \right]^{1 - \lambda_{F}} \right] \\ &- \left| h_{p,aev}^{F} \right|^{1 - \lambda_{F}} \right] \\ \end{split}$$

$$(7.4(b))$$

 $X_i > X_{F/SF}$:

$$\begin{split} \ddot{\mathbf{S}}_{r,min}^{F} &= \frac{1}{n_{F}} \cdot \left\{ \theta_{w,r}^{F} \right. \\ &+ \left(\theta_{w,s}^{F} - \theta_{w,r}^{F} \right) \cdot \frac{\left| h_{p,aev}^{F} \right|^{\lambda_{F}}}{d_{F} \cdot (1 - \lambda_{F})} \cdot \left\{ \left[\mathbf{w} + H_{1,5} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) \right. \right. \\ &+ \left. m_{F} \cdot \mathbf{x}_{i} + d_{F} \right]^{1 - \lambda_{F}} - \left[\mathbf{w} + H_{1,5} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + \left. m_{F} \cdot \mathbf{x}_{i} \right]^{1 - \lambda_{F}} \right\} \right\} \cdot 100 \end{split}$$

Il est maintenant possible d'obtenir le degré de saturation minimal moyen de la portion de la fondation plus fortement sollicitée par le chargement répété du trafic. En fait, l'intégration de l'équation [7.4], sur la largeur *B*, permet d'obtenir le degré de saturation minimal moyen du matériau de fondation sous la voie de roulement, soit :

$$\begin{split} \bar{S}_{r,\min}^{F} &= \frac{1}{B} \cdot \int_{0}^{B} \ddot{S}_{r,\min}^{F} \cdot dx \end{split}$$

$$&= \frac{1}{n_{F}} \cdot \left\{ \theta_{w,r}^{F} \right. \\ &+ \left(\theta_{w,s}^{F} - \theta_{w,r}^{F} \right) \cdot \left\{ \frac{X_{CS/F}}{B} + \frac{\left[\left| h_{p,\text{perv}}^{F} \right| - w - H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) \right] \cdot \left(x_{F/SF} - x_{CS/F} \right) }{d_{F} \cdot B} \\ &- \frac{m_{F} \cdot \left(x_{F/SF}^{F} - x_{CS/F}^{2} \right)}{2 \cdot d_{F} \cdot B} \\ &- \frac{\left| h_{p,\text{perv}}^{F} \right|^{\lambda_{p}}}{m_{F} \cdot d_{F} \cdot B \cdot \left(1 - \lambda_{F} \right) \cdot \left(2 - \lambda_{F} \right)} \cdot \left[\left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{CS/F} + d_{F} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot B + d_{F} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &+ \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot B + d_{F} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right] + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right] + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right] + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right] + m_{F} \cdot x_{F/SF} \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ \\ &- \left[w + H_{15} \left(N_{c} \right) \cdot \left(M_{SF} - M_{SF} - M_{SF} \right] \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ \\ &- \left[w + H_{15} \left(M_{SF} - M_{SF} - M_{SF} \right] \\ \\ &- \left[w + H_{15} \left(M_{SF} - M_{SF} - M_{SF} \right] \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ \\ &- \left[w + H_{15} \left(M_{SF} - M_{SF} - M_{SF} \right] \right]^{2 - \lambda_{F}} \\ \\ &- \left[w + H_{15} \left$$

En plus de dépendre de la position verticale du point bas de l'exutoire, le degré de saturation minimal du matériau de fondation est également influencé par les caractéristiques hydrauliques du matériau et la géométrie de la structure de chaussée. Bien que le présent travail s'attarde plus particulièrement à l'impact du drainage sur le matériau de fondation, on développe également une équation du degré de saturation minimal propre au matériau de sous-fondation à l'annexe D.

La figure 7.4 présente l'influence des paramètres $h_{p,aev}^{F}$ et λ_{F} du modèle empirique de Brooks & Corey (1964) sur l'équation du degré de saturation minimal moyen du matériau de fondation sous la voie de roulement. La teneur en eau volumétrique à saturation est alors égale à la porosité du matériau de fondation (*i.e.* $\theta_{w,s}^{F} = n_{F}$) tandis que la teneur en eau volumétrique résiduelle est considérée nulle. La distance *B* entre le centre de la chaussée et la ligne de rive est fixée à 3,50 m (symétrie par rapport au centre de la chaussée) tandis que les paramètres géométriques décrivant la fondation et la sous-fondation sont définis comme suit : $d_{F} = 0,20$ m, $d_{SF} = 0,40$ m, $m_{F} = 0,02$ m/m et $m_{SF} = 0,03$ m/m. Puisque ces dimensions sont représentatives d'une route régionale, la distance verticale entre l'origine du système de référence et le point bas de l'exutoire w est fixée à 0,16 m.



Figure 7.4 Influence des paramètres hydrauliques sur le degré de saturation minimal moyen de la fondation d'une route régionale et ce, sous la voie de roulement.

On constate alors que les matériaux de fondation demeurent saturés lorsque leur $h_{p,aev}^{F}$ est inférieure à -0,87 m. La charge de pression d'eau interstitielle du domaine excède alors en tout point la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air des matériaux (*i.e.* $-(w + z_i) \ge h_{p,aev}^{F}$). Au-delà de cette limite, le comportement n'est plus unique mais dépend de la valeur d'entrée d'air et du paramètre correspondant à la répartition de la taille des pores. Alors que le paramètre λ_{F} est maintenu constant, l'accroissement de $h_{p,aev}^{F}$ implique une réduction du degré de saturation minimal moyen. Il est à noter que l'accroissement de $h_{p,aev}^{F}$ représente une réduction physique de la frange capillaire. À une valeur d'entrée d'air donnée, l'accroissement du paramètre λ_{F} induit une réduction significative du degré de saturation minimal moyen pouvant être attribuée à l'uniformisation de la taille des pores.

Côté & Konrad (2003) ont développé une approche indirecte permettant d'estimer les paramètres $h_{p,aev}^{F}$ et λ_{F} à partir des propriétés d'indice des matériaux de fondation. La valeur d'entrée d'air est alors représentée par une fonction de la porosité de la fraction fine tandis que le paramètre correspondant à la répartition de la taille des pores est non seulement caractérisé par la porosité de la fraction fine mais également, par la surface spécifique massique des particules fines (cf. équation [4.38]). Il est ainsi possible d'exprimer le degré de saturation minimal moyen en fonction des propriétés d'indice du matériau de fondation. La figure 7.5 présente le degré de saturation minimal de la fondation pour différents assemblages de particules d'origines minéralogiques diverses. Sur cette figure, le trait pointillé correspond à une extrapolation de l'approche indirecte. On constate alors, qu'en termes de propriétés d'indice, les matériaux demeurent saturés à des porosités de la fraction fine inférieures à 0,58. Au-delà de cette limite, le degré de saturation minimal est fortement influencé par l'accroissement de la porosité de la fraction fine. Toutefois, à une porosité de la fraction fine donnée, on dénote une réduction significative du degré de saturation minimal moyen attribuable à la réduction de la surface spécifique massique des particules fines.



Figure 7.5 Degré de saturation minimal moyen de divers type de matériau de fondation d'une route régionale et ce, sous la voie de roulement.

Il a préalablement été démontré que le pourcentage de particules fines des matériaux de fondation peut être traduit en une valeur de la porosité de la fraction fine (*cf.* Figure 3.5). La limite d'admissibilité, prescrite par la norme 2102 du Ministère des Transports du Québec et exprimée en termes du pourcentage de particules fines, peut donc être représentée par des plages de porosité de la fraction fine. Les valeurs minimales et maximales des plages, présentées au coin supérieur droit de la figure 7.5, correspondent à des pourcentages de particules fines de 7 et 2% respectivement. Il est ainsi possible d'obtenir le degré de saturation minimal moyen correspondant aux limites d'admissibilité du pourcentage de particules fines. Le pourcentage de particules fines de 7% est donc traduit en

limites inférieures de la porosité de la fraction fine dont on obtient le degré de saturation minimal moyen des concassés granitique (50,8%), schisteux (66,1%) et calcareux (76,6%). Ces résultats démontrent qu'il est, d'un point de vue hydrostatique, préférable d'utiliser des matériaux de fondation à faible surface spécifique massique des particules fines.

Dans un contexte autoroutier, la largeur de la voie de roulement est légèrement plus grande que celle de la route régionale (B = 3,70 m). D'autre part, la largeur de l'accotement et la pente du talus contribuent à une plus grande distance verticale entre l'origine du système de référence et le point bas de l'exutoire de l'extension partielle de la sous-fondation, w = 0,28 m (*cf.* Figure 7.11). Les caractéristiques géométriques de la fondation et de la sous-fondation peuvent, par contre, être considérées identiques à celles de la route régionale. La figure 7.6 présente le degré de saturation minimal moyen du matériau de fondation en fonction de la porosité de la fraction fine et ce, pour des matériaux d'origines minéralogiques diverses. Bien que les plages de porosité de la fraction fine admissibles demeurent inchangées, l'accroissement du paramètre *w* confère un degré de saturation minimal moyen plus faible à la fondation autoroutière. Les limites inférieures de la porosité de la fraction fine correspondent alors à des degrés de saturation minimaux moyens de 48,3, 63,6 et 74,4% pour les concassés granitique, schisteux et calcareux respectivement.

L'implémentation d'un écran drainant à la ligne de rive (EDRC) entraîne la coïncidence de l'origine du système de référence et du point bas de l'exutoire (*cf.* Figure 7.12). De ce fait, une valeur nulle doit être attribuée au paramètre w. Puisque les systèmes de drainage existant se traduisent par des valeurs positives du paramètre w, l'écran drainant peut être considéré comme une condition limite. La figure 7.6 permet donc d'établir la limite supérieure du degré de saturation minimal moyen des concassés granitique (55,3%), schisteux (70,2%) et calcareux (80,3%) pour la géométrie autoroutière étudiée. Rappelons que ces valeurs correspondent aux limites inférieures de la porosité de la fraction fine.



Figure 7.6 Influence du type de système de drainage sur le degré de saturation minimal moyen de divers matériau de fondation d'une autoroute rurale et ce, sous la voie de roulement.

Le tableau 7.1 rappelle que la porosité de la fraction fine est fortement influencée par la compacité relative du matériau. La compacité relative C.R. est définie comme le rapport de la masse volumique sèche de l'échantillon ρ_d à la masse volumique sèche maximale $\rho_{d,max}$ mesurée à l'aide de l'essai normalisé ASTM D1557. Pour un concassé granitique contenant 7% de particules fines, on constate que l'accroissement de la compacité relative, de 90 à 110%, implique une réduction de la porosité de la fraction fine, de 0,84 à 0,61. Cette réduction a une répercussion significative sur le degré de saturation minimal moyen de la fondation d'une route régionale, qui passe de 37,0 à 97,6%. La compacité des matériaux s'avère donc être une composante fondamentale qui doit faire l'objet d'un suivi attentif et soutenu. Il est à noter qu'une compacité relative excédant 100% peut être atteinte en augmentant l'énergie de compactage (*e.g. Laboratoire* : augmentation de la masse du marteau, de la hauteur de chute, du nombre de coups ou encore, du nombre de couches ; *Terrain* : augmentation de la masse et du nombre de passage du rouleau, réduction de la vitesse de déplacement du rouleau).

				$\overline{S}_{r,min}^{F}$ (%)		
				Route régionale	Autoroute rurale	
Matériau	C.R. (%)	F (%)	n _f	(w = 0,16 m)	(w = 0,28 m)	(w = 0,00 m)
Concassé granitique	90	7	0,84	37,0	35,2	40,3
	100	7	0,76	50,8	48,3	55,3
	110	7	0,61	97,6	93,0	100,0
Concassé schisteux	90	7	0,83	52,0	50,2	55,1
	100	7	0,74	66,1	63,6	70,2
	110	7	0,57	100,0	100,0	100,0
Concassé calcareux	90	7	0,81	63,2	61,5	66,0
	100	7	0,71	76,6	74,4	80,3
	110	7	0,48	100,0	100,0	100,0

Tableau 7.1 Influence du compactage sur le degré de saturation minimal moyen du matériau de fondation.

7.2 Période critique

Bien que le nombre de pays dont une portion significative du réseau routier est soumise à des phénomènes de gel/dégel sévères demeure restreint, l'étude du transfert thermique en milieu routier a fait l'objet d'un effort soutenu depuis près d'un quart de siècle (e.g. Ho et al., 1970 ; Dempsey & Thompson, 1970 ; Frivik et al., 1977; Lytton et al., 1990; Klemets, 1991; Xu et al., 1991). Néanmoins, peu d'études intègrent les aspects hydrique et thermique afin d'évaluer les conditions de drainage en période de dégel, reconnues pour être les plus préjudiciables au comportement de la chaussée. Au cours des réchauffements hivernaux, cycliques et de courtes durées, on peut présumer que l'eau d'infiltration accroît la teneur en eau de certaines portions du profil longitudinal de la structure de chaussée. A l'initiation du dégel, les endroits ayant subi un accroissement important de teneur en eau seraient alors sujets à la génération de pression d'eau positive durant la sollicitation répétée par le trafic (cf. Figure 2.8). Une période de redistribution et/ou de drainage serait ensuite nécessaire à la réduction de la teneur en eau et donc, à la suppression de la génération de pression d'eau positive. La génération de pression d'eau positive est généralement éliminée lorsque le degré de saturation atteint 85% (continuité de la phase gazeuse).

Afin d'évaluer la durée de cette période, dite critique ou d'affaiblissement, on utilisera une approche simplifiée fondée sur le découplage des régimes thermique et hydrique. Le comportement de l'ensemble routier sera alors caractérisé par une séquence de simulations numériques transitoires, unidimensionnelles et bidimensionnelles, réalisées au moyen de la méthode des éléments finis.

7.2.1 Agencement des composantes

La période critique, correspondant au temps nécessaire pour atteindre un degré de saturation moyen de la fondation (sous la voie de roulement) de 85%, est composée de périodes de dégel et de drainage. Les exemples suivants présentent l'agencement de ces termes en fonction de diverses conditions géométriques et environnementales. Il est à noter que cet agencement, propre à une chaussée donnée, est fondamental à la sélection de matériaux adaptés.

Route régionale :

Dans le cadre d'une route régionale, Konrad & Roy (1998) ont démontré que l'enneigement de la face du talus peut conférer une forme particulière au front de dégel. Cette forme, assimilable à une cuvette, a également été reproduite numériquement par Klemets (1991) et Lebeau & Lafleur (2002). À titre indicatif, la figure 7.7 présente la coupe transversale modélisée par Lebeau & Lafleur (2002) tandis que la figure 7.8 présente les résultats exprimés en termes de la charge de pression d'eau interstitielle. Représentatifs du contexte thermique québécois, les résultats indiquent que l'assise dégèle presque entièrement en une période de deux semaines. La progression de l'isotherme zéro, ou front de dégel, est subséquemment entravée par la présence d'une quantité importante de glace dans le matériau d'infrastructure, préalablement engendrée par cryosuccion (*cf.* Dysli, 1991). Le front de dégel conserve néanmoins sa forme particulière jusqu'au 15 avril, date correspondant à la fonte des neiges. À cause de la présence de glace interstitielle, le dégel du matériau d'infrastructure n'a lieu qu'à la fin du mois de mai.



Figure 7.7 Section transversale d'une route régionale à deux voies avec symétrie par rapport au centre de la chaussée.



Figure 7.8 Section transversale d'une route régionale présentant l'évolution temporelle de la charge de pression d'eau interstitielle en période de dégel (Lebeau & Lafleur, 2002).



Figure 7.9 Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une route régionale.

Le drainage ne s'effectue donc qu'au terme du dégel des matériaux de fondation et de sous-fondation alors que le matériau d'infrastructure, gelé, forme une frontière inclinée imperméable (Figure 7.9 : $t = t_3$). Le comportement thermique du centre de la chaussée est ici supposé représentatif de l'ensemble routier. À l'initiation du processus de drainage, les matériaux de l'assise, fondation et sous-fondation, sont considérés saturés (hypothèse la plus défavorable). La couche non confinée est alors drainée par un exutoire dont la paroi correspond à la face du talus tandis que la surface libre est définie comme une limite isobarique telle que $h = h_p + z = z$ ($h_p = 0$). Cette surface ne se raccorde pas exactement à l'intersection de la face du talus et de la ligne d'infrastructure mais forme plutôt une surface de suintement à travers laquelle l'eau est évacuée à pression atmosphérique. Dans ce système bicouche, la propagation verticale du flux hydrique rencontrera inévitablement la

couche de sous-fondation qui peut être plus ou moins perméable que le matériau de fondation. Le contraste de conductivité hydraulique des deux couches peut alors être favorable ou défavorable à la transmission du flux vertical. Lorsque le contraste de conductivité est défavorable ($K_{w,s}^{SF} < K_{w,s}^{F}$), la couche de sous-fondation ne permet pas de transmettre l'intégralité du flux vertical et une portion de l'eau est restreinte à la couche de fondation. De ce fait, l'écoulement se dirige également vers la face du talus et ce, parallèlement à l'interface fondation/sous-fondation. Dans le cas d'un contraste favorable ($K_{w,s}^{SF} > K_{w,s}^{F}$), le confinement du flux peut être attribuable aux propriétés hydrauliques des couches en condition non saturée (effet de barrière capillaire). Par opposition, le matériau de sous-fondation peut



Figure 7.10 Évolution temporelle schématisée, d'indicateurs hydrique et mécanique, lors du drainage d'une chaussée initialement saturée.

favoriser un déplacement vertical de l'écoulement et contribuer au rabattement de la surface libre. La fonte des neiges signifie donc la ďun changement venue du comportement hydrique qui se manifeste par un drainage latéral complémenté d'un mouvement hydrique vertical dans le matériau de fondation. La période critique correspond alors à la somme de la période de dégel de l'assise $\Delta t^{\rm A}_{\rm dégel} = \Delta t^{\rm F}_{\rm dégel} + \Delta t^{\rm SF}_{\rm déael}$ et de la période de drainage nécessaire pour que le matériau de fondation, sis sous la voie de roulement du système bicouche, atteigne un degré de saturation moyen de $\Delta t^2_{\rm drainage(85)}$. 85% Le degré de saturation moyen du matériau de

fondation subit en fait une variation temporelle aboutissant inévitablement à une valeur minimale, propre à la condition hydrostatique imposée par l'exutoire. La figure 7.10 montre que la réduction du degré de saturation est également bénéfique au module réversible moyen, un indice du comportement mécanique du matériau de fondation (*cf.* Witczak *et al.*, 2000). En effet, le module réversible atteint son apogée lorsque le degré de saturation moyen rejoint sa valeur minimale.

Autoroute (extension partielle de la sous-fondation) :

Dans un contexte autoroutier, l'enneigement de la face du talus confère également une forme particulière au front de dégel. De ce fait, le drainage de la structure de chaussée, munie d'une extension partielle de la sous-fondation, n'est entamé qu'à la suite du dégel des matériaux de fondation et de sous-fondation. Le matériau d'infrastructure, gelé, forme ainsi une frontière inclinée imperméable (Figure 7.11). Bien que le comportement soit alors comparable à celui d'une route régionale, le mouvement hydrique latéral est confiné par un épaulement en remblai, considéré imperméable. La couche non confinée est conséquemment drainée par un exutoire dont la paroi correspond à la face du talus au droit de l'extension partielle de la sous-fondation. Dans cette condition, la longueur de l'extension de la sousfondation empreint le mouvement hydrique d'un temps de transit non négligeable. Ce mouvement s'effectue donc vers l'exutoire et ce, parallèlement à la ligne d'infrastructure. Bien que l'eau interstitielle du matériau de fondation soit également marquée d'un mouvement latéral, elle possède une composante verticale qui est fonction des propriétés hydrauliques du matériau de sous-fondation.

Par analogie avec la route régionale, la figure 7.10 permet de représenter l'évolution temporelle des indicateurs hydrique et mécanique du matériau de fondation d'une autoroute. La période critique est donc définie comme la somme des périodes de dégel et de drainage (*i.e.* $\Delta t_{critique} = \Delta t_{dégel}^{A} + \Delta t_{drainage(85)}^{2} = \Delta t_{dégel}^{F} + \Delta t_{dégel}^{SF} + \Delta t_{drainage(85)}^{2}$). La qualité des matériaux de fondation et de sous-fondation est ainsi évaluée en fonction de leur impact sur le comportement hydrique de la fondation, plus fortement sollicitée par le trafic.



Figure 7.11 Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une autoroute munie d'une extension partielle de la sous-fondation.

Autoroute (écran drainant en rive de chaussée) :

températures En maintenant des inférieures au point de congélation, l'enneigement de la face du talus peut également entraver l'évacuation de l'eau provenant des systèmes de drainage internes à la structure de chaussée (cf. Larrivée et al., 1998). Une autoroute pourvue d'écrans drainants en rive de chaussée peut ainsi être contrainte à une période critique assimilable à la structure autoroutière décrite antérieurement et ce, en omettant la capacité d'emmagasinement du système. Le drainage de la structure de chaussée n'est donc amorcé qu'à la suite du dégel des matériaux de l'assise. Le matériau d'infrastructure, gelé, forme alors une frontière inclinée imperméable tandis que la couche non confinée est drainée par un exutoire dont la paroi est considérée verticale (Figure 7.12(a)). Dans ce contexte, la proximité de l'exutoire favorise le rabattement de la surface libre. Lorsque le contraste de conductivité hydraulique est propice, la désaturation du matériau de sous-fondation peut ainsi favoriser le confinement de l'eau interstitielle dans le matériau de fondation. Bien que le temps de drainage soit généralement moindre, la période critique correspond encore à la somme des périodes de dégel et de drainage tandis que la figure 7.10 permet toujours de représenter l'évolution temporelle des indicateurs hydrique et mécanique.

La période critique doit néanmoins être amendée lorsque le système de drainage est présumé fonctionnel à des températures inférieures au point de congélation. Le régime thermique impose alors des limites au domaine d'écoulement tandis que la réduction de la teneur en eau, par drainage, engendre une modification des propriétés thermiques. Pour des fins de simplification, cette problématique couplée est abordée avec une séquence de processus hydrique et thermique. La séquence est alors entamée par le dégel instantané du matériau de fondation au temps t_1 (Figure 7.12(b)). Entre les temps t_1 et t_2 , le régime hydrique est contraint à un système monocouche. Au temps t_2 , le matériau de sous-fondation est dégelé de façon instantanée et l'analyse hydrique est complémentée de la couche de sous-fondation. La condition initiale de ce système bicouche tient alors compte des résultats hydriques obtenus au terme du dégel réel du matériau de fondation, à t_2 .



Figure 7.12 (*a*) Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une autoroute comportant un écran drainant en rive de chaussée non fonctionnel à $T \le 0^{\circ}$ C.



Figure 7.12 (*b*) Régime hydrique résultant des conditions limites imposées par l'enneigement de la face du talus et par l'évolution temporelle de l'isotherme zéro au centre d'une autoroute comportant un écran drainant en rive de chaussée fonctionnel à $T \le 0^{\circ}$ C.

Deux types de comportement peuvent résulter d'une telle séquence d'événements. En fait, la figure 7.13(a) démontre que le temps requis pour atteindre un degré de saturation moyen de 85%, par drainage monocouche, peut parfois être inférieur à la période de dégel réelle de la couche de fondation. Sur cette figure, le terme de la période de dégel réelle est marqué par une inflexion de l'évolution temporelle des différents indicateurs ($t = t_2$: Points • et •). Par contre, la couche de fondation peut tout aussi bien être incapable d'atteindre le degré de saturation visé en une période de temps restreinte (Figure 7.13(b)). Il est à noter que le degré de saturation moyen parvient inévitablement à une valeur minimale.



Figure 7.13 Évolution temporelle schématisée, d'indicateurs hydrique et mécanique, lors du drainage d'une chaussée saturée comportant un ÉDRC fonctionnel à des températures inférieures au point de congélation.

(a) Matériau de fondation à conductivité hydraulique significative.

(b) Matériau de fondation à conductivité hydraulique négligeable.

Puisque le drainage monocouche permet parfois d'atteindre un degré de saturation moyen de 85% en une période de temps inférieure à la période de dégel réelle du matériau de fondation, la composition de la période critique s'exprime comme suit :

$$\Delta t_{critique} = \min\left(\Delta t_{drainage(85)}^{1}, \Delta t_{dégel}^{F}\right) + \Delta t_{drainage(85)}^{2}$$
[7.6]

où : $\Delta t^{1}_{drainage(85)}$: période de drainage d'un système monocouche permettant d'atteindre un degré de saturation moyen de la fondation de 85% sous la voie de roulement, T.

 $\Delta t^2_{drainage(85)}$: période de drainage d'un système bicouche permettant d'atteindre un degré de saturation moyen de la fondation de 85% sous la voie de roulement et ce, suite à une période de drainage monocouche de durée limitée, T.

La période critique des matériaux de fondation, à conductivité hydraulique élevée, est ainsi limitée à la période associée au drainage latéral dudit matériau. Toutefois, en présence de matériaux de fondation moins perméables, la période critique est composée de la période de dégel réelle du matériau de fondation et d'une période de drainage complémentaire.

7.2.2 Détermination des composantes

Ayant défini la période critique pour divers types de chaussées, ses composantes peuvent maintenant être déterminées à l'aide d'analyses numériques. Néanmoins, dans un objectif de sélection de matériaux, les analyses sont réalisées sur une gamme étendue de matériaux de fondation et de sous-fondation. Afin d'étendre le comportement observé à des matériaux autres que ceux employés dans le cadre des analyses numériques, les composantes de la période critique sont également exprimées en fonction des propriétés d'indice des matériaux.

Il est à noter que le calcul du degré de saturation minimal moyen du matériau de fondation, présenté à la section 7.1, permet d'effectuer une sélection préliminaire exempte de processus numérique. En fait, les matériaux à fort pourcentage de particules fines possèdent une capacité de rétention d'eau importante, reflétée par un degré de saturation minimal moyen élevé, avoisinant parfois la saturation complète. Le degré de saturation minimal moyen peut donc s'avérer supérieur à 85% et ainsi, attribuer une valeur infinie à la période critique.

7.2.2.1 Période de dégel

Il a précédemment été démontré que l'enneigement de la face du talus peut occasionner une forme particulière du front de dégel dans la région avoisinant la





limite l'accotement. cette de Hormis particularité, le régime thermique est essentiellement unidimensionnel. L'analyse thermique de la présente étude est donc limitée à un domaine unidimensionnel représentatif de la structure de chaussée à l'axe de symétrie (cf. Figure 7.14). À cause de son influence sur le régime thermique, la couche de surface (béton de ciment ou béton bitumineux) est introduite dans l'analyse numérique du transfert de chaleur. L'analyse thermique est par contre limitée à une représentation tricouche puisque le temps de dégel des matériaux de fondation et de sous-fondation n'est guère influencé les propriétés par

thermiques du matériau d'infrastructure. Il est à noter que la porosité de la couche de surface est fixée à 0,03.

En guise de condition limite, la température de surface est calculée à l'aide de la température de l'air T_a et du facteur de surface N_t , propre à la période estivale (*i.e.* $T_s = N_t \cdot T_a = 1,85 \cdot T_a$). La figure 7.15 présente l'évolution de la température de l'air obtenue avec une représentation polynomiale des données climatiques mensuelles moyennes 1971-2000 pour la station météorologique de l'aéroport de Québec. À l'exception de cette limite, la frontière du domaine est assujettie à une condition de type Neumann (*i.e.* $\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla T = -q_t/k_t$ où $q_t = 0$).



Figure 7.15 Modélisation de la température de l'air avec une représentation polynomiale des données climatiques mensuelles moyennes 1971-2000 pour la station météorologique de l'aéroport de Québec (46° 48' N, 71° 23' O).

Dans le cadre de cette étude, le changement d'état de la phase fluide est abordé suivant une approche de capacité calorifique apparente et l'équation constitutive du transfert thermique, dont le développement est présenté à l'annexe E, s'exprime comme suit :

$$\nabla \cdot \left(\mathbf{k}_{t} \cdot \nabla T \right) = \mathbf{C}_{t}^{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial t}$$
[7.7]

où :

 C_t

- : capacité calorifique volumique du sol, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;
- C_t^a : $C_t^a = C_t + L_t \cdot \partial \theta_w / \partial T$, capacité calorifique volumique apparente du sol, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;
- k_t : conductivité thermique du sol, $\mathbf{F} \cdot \mathbf{T}^{-1} \cdot \Theta^{-1}$;
- L_f : chaleur latente volumique de fusion de l'eau, F·L⁻²;
- T : température, Θ .
Sous le point de fusion, la diminution de la température induit généralement un changement d'état de l'eau interstitielle, de liquide à solide, en produisant une courbe $T - \theta_w$ de forme sigmoïdale. La relation entre la teneur en eau volumétrique et la température peut alors être représentée par une fonction exponentielle dont la dérivée première est introduite directement dans l'équation du transfert thermique, soit (Mottaghy & Rath, 2003) :

$$\begin{aligned}
\theta_{w} &= \begin{cases} \theta_{w,s} \cdot \mathbf{e}^{\left\{-\left[\left(\frac{T-T_{t}^{L}}{\varpi}\right)^{2}\right]\right\}} & T < T_{t}^{L} \\ \theta_{w,s} & T \ge T_{t}^{L} \end{cases} \\
\frac{\partial \theta_{w}}{\partial T} &= \begin{cases} -\theta_{w,s} \cdot \frac{2 \cdot \left(T - T_{t}^{L}\right)}{\varpi^{2}} \cdot \mathbf{e}^{\left\{-\left[\left(\frac{T-T_{t}^{L}}{\varpi}\right)^{2}\right]\right\}} & T < T_{t}^{L} \\ 0 & T \ge T_{t}^{L} \end{cases} \end{aligned}$$

$$(7.8(a))$$

où :
$$\varpi : \varpi \approx \Delta T/2 = (T_t^L - T_t^S)/2$$
, Θ ;
 T_t^L : température de fusion (liquidus) lors du processus de dégel, Θ ;
 T_t^S : température de solidification (solidus) lors du processus dégel, Θ .

Dans le but de représenter les matériaux granulaires de cette étude et d'assurer la continuité de la capacité calorifique apparente, les paramètres ϖ et T_t^L ont été fixés à 0,5°C et 0°C respectivement.

La capacité calorifique et la conductivité thermique des matériaux de la structure de chaussée sont déterminées à l'aide d'une moyenne arithmétique et d'une moyenne géométrique respectivement (*i.e.* équations [E.17] et [E.14]). Dans ces équations, l'apport de la phase solide est régi par les propriétés de son constituant principal. Alors que le tableau 7.2 fait état des propriétés thermiques des constituants principaux, les propriétés de l'eau, à l'état liquide et solide, sont présentées au tableau E.1.

La figure 7.16(a) présente l'influence de l'origine minéralogique du matériau de fondation sur la relation entre la capacité calorifique volumique apparente et la température. Bien que la capacité calorifique du schiste soit inférieure à celle des autres concassés (*cf.* Tableau 7.2), ce matériau présente une capacité calorifique volumique apparente assimilable au matériau granitique. En fait, la capacité calorifique apparente est davantage marquée par la quantité de chaleur latente impliquée et donc, par la porosité des différents matériaux. De ce fait, la figure 7.16(a) présente une capacité calorifique apparente croissante, du concassé calcareux ($n_F = 0,15$) au concassé granitique ($n_F = 0,18$), en passant par le concassé schisteux ($n_F = 0,17$).

La capacité calorifique apparente des matériaux de sous-fondation peut être beaucoup plus élevée que celle des matériaux de fondation alors que leur porosité peut atteindre 0,41 (*cf.* Figure 3.3).

	Capacité ca	lorifique, $C_{t,s}$	Conductivité thermique, $k_{t,s}$		
	cal/(cm ³ ·K)	J/(m³·K)	cal/(s·cm·K)	W/(m·K)	
Couche de surface					
Béton de ciment	0,478	2,000·10 ⁶	4,063·10 ⁻³	1,700	
Béton bitumineux	0,478	2,000·10 ⁶	4,063·10 ⁻³	1,700	
Fondation et sous-fondation					
Concassé granitique	0,495	2,072·10 ⁶	5,975·10 ⁻³	2,500	
Concassé schisteux	0,477	1,997·10 ⁶	3,585 · 10 ⁻³	1,500	
Concassé calcareux	0,486	2,035·10 ⁶	5,975·10 ⁻³	2,500	

Tableau 7.2 Propriétés thermiques du constituant principal de la phase solide des matériaux de la structure de chaussée.



- **Figure 7.16** Influence de l'origine minéralogique sur les propriétés thermiques des matériaux de fondation.
 - (a) Capacité calorifique apparente.
 - (b) Fonction de solidification d'eau ainsi que sa dérivée première.

La résolution de ce problème de transfert thermique, avec changement d'état de la phase fluide, est réalisée avec le solveur généralisé d'équations différentielles partielles FlexPDE (PDE Solutions Inc., 2004). Ce solveur, adaptatif dans le temps et dans l'espace, permet d'estomper les oscillations de l'isotherme $T_{L \rightarrow S}$ mentionnées à la section E.4.2. À ce titre, la section F.1 présente une validation de l'implémentation numérique. Bien que la procédure de raffinement adaptative procède à une discrétisation spatiale complémentaire, il est parfois souhaitable d'accroître le raffinement à proximité d'un front de propagation qui présente une activité importante. De ce fait, le processus de résolution est renforcé d'un critère de raffinement additionnel permettant d'accroître la discrétisation spatiale au front de dégel. Il est à noter que le changement d'état de l'eau se produit sur une gamme finie de température ΔT_t correspondant à la différence entre la température de fusion T_t^L (liquidus) et de solidification T_t^S (solidus). L'emplacement du front de dégel est conséquemment caractérisé par la température de fusion (*i.e.* $T_{L \rightarrow S} = T_t^L = 0^{\circ}$ C).

Il est ainsi possible d'effectuer une analyse paramétrique permettant d'établir l'influence de diverses variables sur le temps de dégel des couches de l'assise de chaussée. La figure 7.17(a) présente la sensibilité du temps de dégel du matériau de fondation $\Delta t_{dégel}^{F}$ à l'épaisseur de la couche. Sur cette figure, le concassé calcareux présente un comportement distinct des autres matériaux alors que son temps de dégel est généralement moindre. Ce comportement peut être attribué à la capacité calorifique apparente limitée du matériau. En fait, la composante latente de la capacité calorifique apparente gouverne généralement le régime thermique en période de dégel. Lorsque les matériaux possèdent une quantité de chaleur latente équivalente, la spécificité du régime thermique peut être attribuée à la conductivité thermique du matériau. La conductivité thermique élevée du concassé granitique ($k_{t,s} = 2,50 \text{ W/(m·K)}$, $C_{t,max}^{a} = 1,06 \cdot 10^8 \text{ J/(m}^3 \cdot \text{K})$) empreint ainsi ce matériau d'un temps de dégel moindre que le concassé schisteux ($k_{t,s} = 1,50 \text{ W/(m·K)}$, $C_{t,max}^{a} = 9,90 \cdot 10^7 \text{ J/(m}^3 \cdot \text{K})$).



Figure 7.17 Influence de divers paramètres sur le temps de dégel de la fondation. (a) Épaisseur de la couche de fondation ($T_o = -2^{\circ}C$, $d_{CS} = 0,2$ m). (b) Épaisseur de la couche de surface ($T_o = -2^{\circ}C$, $d_F = 0,2$ m). (c) Température initiale du profil ($d_{CS} = 0,2$ m, $d_F = 0,2$ m).





Bien que l'impact soit mineur, la figure 7.17(b) démontre que le temps de dégel de la couche de fondation varie linéairement avec l'épaisseur de la couche de surface. En fait, l'accroissement de la couche de surface induit une réduction du gradient thermique d'où, un temps de dégel plus important. L'influence de la température initiale, correspondant au profil uniforme généralement observé à l'initiation du dégel (*cf.* Konrad, 1994), peut être considérée négligeable. L'évolution dénotée à la figure 7.17(c) est néanmoins attribuable à la capacité calorifique du constituant principal des particules solides. Le concassé granitique

présente donc un accroissement du temps de dégel plus important que les concassés calcareux et schisteux. En raison de l'impact négligeable de l'épaisseur de la couche de surface et de la température initiale du profil, le temps de dégel de la fondation s'obtient directement à partir de la figure 7.17(a). La figure 7.18(a) présente l'influence de l'épaisseur de la couche de sous-fondation sur le temps de dégel $\Delta t_{dégel}^{SF}$. Sur cette figure, la porosité des concassés granitique ($n_{SF} = 0,18$), schisteux ($n_{SF} = 0,17$) et calcareux ($n_{SF} = 0,15$) est identique à celle des matériaux de fondation. De ce fait, les résultats correspondent à une extrapolation des temps de dégel présentés à la figure 7.17(a). Le différentiel de chaleur latente distingue donc le temps de dégel des concassés granitique et calcareux tandis que la conductivité thermique particularise le temps de dégel du concassé schisteux. À la figure 7.18(b), le concassé schisteux ($k_{t,s} = 1,50 \text{ W/(m-K)}$) présente un temps de dégel supérieur aux concassés granitique et calcareux ($k_{t,s} = 2,50 \text{ W/(m·K)}$). Cette observation confirme que la particularité du régime thermique est attribuable à la conductivité thermique lorsque les matériaux possèdent une quantité de chaleur latente équivalente (*i.e.* $(L_f \cdot n_{SF})_{granitique} = (L_f \cdot n_{SF})_{schisteux} = (L_f \cdot n_{SF})_{calcareux}$).



Figure 7.19 Détermination du temps de dégel d'une sous-fondation granitique. *(a)* Représentation tridimensionnelle.

(b) Projection horizontale dans les plans $\Delta t_{dégel}^{SF} - d_{SF}$ et $\Delta t_{dégel}^{SF} - n_{SF}$.

La période de dégel de la sous-fondation correspond donc à la somme de la contribution de l'épaisseur de la couche et de la porosité du matériau. Le comportement modélisé, bien que limité, peut être extrapolé à la gamme entière d'épaisseur et de porosité en représentant la période de dégel par une surface tridimensionnelle À titre d'exemple, la figure 7.19 présente la surface de la période de dégel d'une sous-fondation granitique ainsi que le cheminement permettant de déterminer la période de dégel d'une couche de 0,40 m d'épaisseur dont la porosité est de 0,25. Le temps de dégel minimal d'une sous-fondation granitique, correspondant à l'épaisseur et la porosité minimales admissibles (segment *AB*), est augmenté du temps de dégel attribuable à l'accroissement de l'épaisseur de la couche (segment *BC*) ainsi qu'à l'augmentation de la porosité (segment *CD*).

7.2.2.2 Période de drainage

Le drainage d'un système multicouche est présentement fondé sur une analyse bidimensionnelle en condition saturée/non saturée. La période de drainage de cette étude est donc déterminée à l'aide de l'approche classique du transfert hydrique monophasique. Le mouvement hydrique est ainsi abordé suivant une approche Eulérienne dont résulte l'équation constitutive [4.18]. Bien que cette équation puisse facilement être intégrée au solveur d'équations différentielles partielles FlexPDE, les propriétés hydrauliques doivent être exemptes de discontinuité. En fait, FlexPDE est un solveur adaptatif fondé sur la présomption que la réduction de la discrétisation spatiotemporelle permet d'obtenir une échelle à laquelle le comportement de la solution peut être représenté par des fonctions polynomiales. Cette présomption ne peut donc être satisfaite par une discontinuité, aussi petite soit-elle. De ce fait, les fonctions de rétention d'eau des matériaux de fondation et de sous-fondation ont été représentées par un modèle empirique dont la dérivée première est continue (*i.e.* Fredlund & Xing, 1994). De plus, la transition du coefficient de changement de volume, $m_{\nu} \approx 1.10^{-8}$ kPa, au coefficient de changement de volume d'eau m_2^W ou encore, du domaine saturé au domaine non saturé, a été réalisée de façon graduelle. À ce titre, la section F.2 présente une validation de l'implémentation numérique.

La fonction de rétention d'eau des matériaux de fondation a été déterminée avec l'approche indirecte de Côté & Konrad (2003) tandis que celle des matériaux de sous-fondation a été établie à l'aide du modèle physico-empirique de Fredlund *et al.* (2002). De par sa spécificité, l'approche indirecte de Côté & Konrad (2003) permet de paramétrer le comportement en rétention des matériaux de fondation. Or, la généralité du modèle physico-empirique de Fredlund *et al.* (2002) oblige l'obtention de certaines propriétés d'indice de matériaux réels. Ces matériaux, au nombre de quarante-sept (47), ont été répertoriés dans les ouvrages de Paquet & Savard (1994) et Martineau (1995). Le tableau 7.3 fait état des propriétés d'indice alors que la figure 7.20 présente les courbes granulométriques de ces matériaux. Il est à noter que la porosité du matériau de fondation est fixée suivant son origine minéralogique (granitique : 0,18 ; schisteux : 0,17 ; calcareux : 0,15). Les fonctions de conductivité hydraulique des matériaux de fondation et de sous-fondation sont calculées avec le modèle physico-empirique de Fredlund *et al.* (1994) en fixant le paramètre de connectivité et de tortuosité à deux (*cf.* Section 6.3).

Lors du processus numérique, le degré de saturation moyen de la fondation, sise sous la voie de roulement, a été obtenu par voie d'intégration et ce, grâce aux fonctionnalités du solveur FlexPDE :

$$\overline{S}_{r}^{F} = \frac{\overline{\theta}_{w}^{F}}{n_{F}} = \frac{\frac{1}{B \cdot d_{F}} \cdot \iint_{\Omega_{F}} \theta_{w}^{F} \cdot dx \cdot dz}{n_{F}}$$
[7.9]

où : B : largeur de la voie de roulement, L ;

 d_F : épaisseur de la couche de fondation, L ;

 n_F : porosité du matériau de fondation ;

- θ_{w}^{F} : teneur en eau volumétrique ponctuelle du matériau de fondation ;
- $\bar{\theta}_{w}^{F}$: teneur en eau volumétrique moyenne du matériau de fondation sous la voie de roulement ;
- Ω_{F} : domaine physique du matériau de fondation sous la voie de roulement, L².

Dans un objectif d'uniformisation, le degré de saturation moyen du matériau de fondation a été déterminé avec la représentation de Brooks & Corey (1964) et ce, bien que la modélisation numérique ait été réalisée avec le modèle empirique de Fredlund & Xing (1994).

	N	lartineau,	, 1995).		1003.	i aquet	a cavara	, 1004 ,
	Diamètres indicatifs ou équivalents		Compact	Compactage (ASTM D1557)				
_	D ₁₀ (mm)	D ₆₀ (mm)	D _e ^{zamarin} (mm)	$ ho_{ m s}$ (kg/m ³)	$ ho_{d,max}$ (kg/m ³)	W _{opt.} (%)	n _{sF}	k ^{sF} (m/s)
SF1	0,081	0,267	0,245	2650	1786	13,100	0,325	6,000·10 ⁻⁷
SF2	0,233	1,920	0,687	2700	1973	10,100	0,268	1,300·10 ⁻⁵
SF3	0,088	1,768	0,593	2700	2128	8,200	0,210	1,000-10 ⁻⁸
SF4	0,136	1,824	0,469	2700	2058	8,800	0,236	4,200·10 ⁻⁶
SF5	0,160	0,334	0,284	2700	1842	14,400	0,317	1,500·10 ⁻⁴
SF6	0,162	0,370	0,291	2700	1839	13,000	0,318	2,300.10-4
SF7	0,082	0,260	0,236	2700	1731	14,000	0,358	1,000-10 ⁻⁷
SF8	0,169	1,727	0,583	2680	2000	9,500	0,252	1,800-10 ⁻⁶
SF9	0,146	0,311	0,269	2710	1645	16,500	0,392	1,250·10 ⁻⁵
SF10	0,160	0,500	0,419	2580	1893	10,300	0,265	1,200·10 ⁻⁷
SF11	0,094	0,212	0,180	2660	1665	15,900	0,373	3,500 · 10 ⁻⁶
SF12	0,130	5,743	0,601	2650	2146	5,100	0,189	3,000·10 ⁻⁸
SF13	0,160	5,520	1,064	2590	2172	6,000	0,160	1,900·10 ⁻⁹
SF14	0,118	6,674	1,212	2740	2246	6,000	0,179	7,000·10 ⁻⁹
SF15	0,113	5,000	0,945	2760	2308	6,400	0,162	2,100·10 ⁻⁷
SF16	0,113	5,000	1,028	2760	2323	6,300	0,157	1,100·10 ⁻⁷
SF17	0,113	10,961	1,105	2760	2365	5,900	0,142	7,400·10 ⁻⁸
SF18	0,092	2,500	0,499	2610	2127	7,100	0,184	8,000·10 ⁻⁹
SF19	0,194	5,801	0,859	2680	2228	6,100	0,167	2,250·10 ⁻⁶
SF20	0,088	1,768	0,593	2720	2178	7,000	0,198	7,500 · 10 ⁻⁸
SF21	0,136	1,824	0,469	2720	2078	8,700	0,235	1,200 · 10 ⁻⁶
SF22	0,233	1,920	0,687	2720	2039	9,500	0,249	3,400·10 ⁻⁶
SF23	0,233	1,920	0,687	2550	1842	11,000	0,276	2,400·10 ⁻⁵

Tableau 7.3	Propriétés	d'indice des	matériaux	de s	ous-for	ndati	on reten	us p	our
	l'analyse	paramétrique	(Sources :	: Pa	quet	& 3	Savard,	1994	;
	Martineau,	1995).			-				

	Diamètres indicatifs ou équivalents		Compact	Compactage (ASTM D1557)				
_	D ₁₀ (mm)	D ₆₀ (mm)	D _e ^{Zamarin} (mm)	$ ho_{ m s}$ (kg/m ³)	$ ho_{d,max}$ (kg/m ³)	W _{opt.} (%)	n _{sF}	<i>k</i> ^{SF} (m/s)
SF24	0,233	1,920	0,687	2742	2205	5,800	0,194	2,500·10 ⁻⁶
SF25	0,086	1,739	0,606	2700	2104	8,400	0,219	1,700·10 ⁻⁶
SF26	0,086	1,739	0,606	2720	2129	7,900	0,216	2,900 · 10 ⁻⁷
SF27	0,117	1,739	0,518	2700	2082	8,200	0,228	1,900-10 ⁻⁶
SF28	0,117	1,739	0,518	2720	2098	8,000	0,228	5,900·10 ⁻⁷
SF29	0,273	7,071	0,899	2692	2204	6,500	0,180	2,400 · 10 ⁻⁶
SF30	0,273	7,071	0,899	2667	2205	6,400	0,172	7,300 · 10 ⁻⁶
SF31	0,360	7,189	1,312	2692	2203	6,500	0,180	1,700 · 10 ⁻⁵
SF32	0,360	7,189	1,312	2667	2133	7,400	0,199	2,200 · 10 ⁻⁵
SF33	0,537	7,297	1,853	2692	2127	7,000	0,208	2,300 · 10 ⁻⁵
SF34	0,537	7,297	1,853	2528	1867	7,000	0,260	1,800 · 10 ⁻⁴
SF35	0,537	7,297	1,853	2742	2335	6,000	0,147	3,600 · 10 ⁻⁷
SF36	0,315	6,598	0,982	2692	2219	6,700	0,174	4,000·10 ⁻⁶
SF37	0,315	6,598	0,982	2667	2197	6,300	0,175	5,500·10 ⁻⁶
SF38	0,354	6,598	1,294	2692	2206	6,500	0,179	7,700 · 10 ⁻⁶
SF39	0,354	6,598	1,294	2667	2119	7,300	0,204	2,300 · 10 ⁻⁵
SF40	0,224	5,813	1,379	2692	2241	6,000	0,166	6,000·10 ⁻⁷
SF41	0,224	5,813	1,379	2667	2259	6,000	0,151	1,100 · 10 ⁻⁶
SF42	0,477	6,223	1,854	2694	2118	6,000	0,212	1,100 · 10 ⁻⁵
SF43	0,530	6,300	1,750	2694	2093	6,000	0,222	1,800 · 10 ⁻⁵
SF44	0,950	7,071	2,345	2694	2028	6,000	0,246	2,100.10-4
SF45	0,792	6,062	2,065	2694	2008	6,000	0,253	2,200.10-4
SF46	1,380	9,642	3,334	2688	1988	6,000	0,259	4,900.10-4
SF47	1,250	9,259	2,874	2688	1982	6,000	0,261	3,400 · 10 ⁻⁴

Tableau 7.3 ... suite.



Figure 7.20 Courbes granulométriques des matériaux de sous-fondation retenus pour l'analyse paramétrique (Sources : Paquet & Savard, 1994 ; Martineau, 1995).

Route régionale :

Dans un contexte régional, l'enneigement de la face du talus est parfois responsable d'une forme particulière du front de dégel qui entrave les mouvements d'eau horizontaux et verticaux. La fonte des neiges signifie alors la venue d'un changement du comportement hydrique qui se manifeste par un drainage latéral complémenté d'un mouvement hydrique vertical. À l'initiation du processus de drainage, les matériaux de l'assise, fondation et sous-fondation, sont supposés saturés (*i.e.* $h_{p,o} = -z/1000$). Ces matériaux sont subséquemment drainés par un exutoire dont la paroi correspond à la face du talus. Lors de l'implémentation numérique, l'exutoire est représenté par une condition limite conditionnelle de type Neumann (*i.e.* $\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla(h_p + z) = -q_w/k_w$ où $q_w = 0$ ($h_p \le 0$) et $q_w = -100 \cdot h_p^2$ ($h_p > 0$)). Hormis cette limite, les frontières du domaine d'étude de la figure 7.21 sont considérées imperméables (*i.e.* $\hat{\mathbf{n}} \cdot \nabla(h_p + z) = -q_w/k_w$ où $q_w = 0$).



Figure 7.21 Conditions limites propres à l'analyse hydrique de la route régionale.

Un examen sommaire des résultats numériques permet de mieux comprendre le processus d'écoulement dans les matériaux non saturés de l'assise. À l'initiation de ce processus, la charge de pression d'eau interstitielle est à peu près nulle tandis que la charge hydraulique totale correspond essentiellement à la charge de position (*i.e.* $h_0 = h_{a,0} + z = -z/1000 + z$). Puisque l'eau circule alors sous l'influence de son énergie potentielle, le mouvement hydrique est essentiellement vertical (Figure 7.22⁽¹⁾). Le contraste de conductivité hydraulique, à l'interface des deux couches, peut alors être favorable ou défavorable à la transmission du flux vertical. Lorsque le contraste de conductivité hydraulique est défavorable ($k_{w,s}^{SF} \leq k_{w,s}^{F}$), la couche de sous-fondation ne permet pas de transmettre l'intégralité du flux vertical et une portion de l'eau est restreinte à la couche de fondation. Bien que ralenti, le mouvement vertical occasionne une diminution du degré de saturation moyen et engendre une région saturée à la base de la couche de sous-fondation (2). La surface libre de cette couche ne se raccorde pas exactement à l'intersection de la face du talus et de la ligne d'infrastructure mais forme plutôt une surface de suintement à travers laquelle l'eau est évacuée à pression atmosphérique. Sur cette surface, le flux hydrique est proportionnel à la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation. Le profil de la charge de pression d'eau demeure hydrostatique dans le matériau de fondation ainsi que dans la région saturée du matériau de sous-fondation. Afin d'acheminer le plus d'eau possible, la charge de pression d'eau interstitielle du matériau de sous-fondation demeure nulle au dessus de la surface libre.



Figure 7.22 Décomposition schématisée du comportement hydrique de la route régionale.

Dans le cas d'un contraste favorable ($K_{w,s}^{SF} > K_{w,s}^{F}$), la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation accentue généralement le mouvement hydrique descendant. À court terme, ce mouvement vertical induit une diminution du degré de saturation moyen du matériau de fondation et génère une région saturée dont la surface libre se situe approximativement à la mi-hauteur des matériaux de l'assise (@). Le drainage latéral de cette couche s'effectue alors proportionnellement à la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation. Le profil de la charge de pression d'eau interstitielle est essentiellement hydrostatique sauf à proximité du drain latéral où, la courbure des lignes de courant est significative.

Bien que le confinement de l'eau soit généralement associé à un matériau de sous-fondation de faible conductivité hydraulique à saturation, ce comportement se manifeste également en présence de matériaux à porométrie grossière et uniforme dont la conductivité hydraulique à saturation est supérieure à celle du matériau de fondation. En fait, la conductivité hydraulique d'un matériau non saturé n'est pas une constante mais varie plutôt avec la charge de pression d'eau interstitielle. La réduction de la charge de pression d'eau induit une augmentation de la proportion de la phase gazeuse et donc, une réduction de l'espace disponible à l'écoulement de l'eau. La conductivité hydraulique du matériau à porométrie grossière est ainsi fortement marquée par la désorption progressive des pores, de grossier à fin. Le drainage vertical est donc entravé par la réduction progressive de la charge de pression d'eau interstitielle dans la région non saturée du matériau de sousfondation. Le profil de la charge de pression d'eau n'atteint en fait jamais la condition hydrostatique distinctive du contraste favorable (2) mais présente plutôt une discontinuité à une charge de pression d'eau correspondant à l'état résiduel du matériau de sous-fondation (2).

Le rabattement de la surface libre induit inévitablement une réduction de la charge hydraulique totale et donc, une translation du profil de la charge de pression d'eau interstitielle (③).

La figure 7.23 présente la période de drainage en fonction de la conductivité hydraulique à saturation des matériaux de sous-fondation et ce, pour divers matériaux de fondation. Des relations sont ainsi présentées pour des matériaux de fondation d'origines minéralogiques diverses dont la porosité de la fraction fine est de 0,70, 0,75 ou 0,80. Ces relations puissances, $\Delta t_{drainage(85)}^2 = A \cdot k_{w.s}^{SF^B}$, confirment que l'accroissement de la conductivité hydraulique du matériau de sous-fondation induit généralement une réduction de la période de drainage. Néanmoins, certains matériaux de sous-fondation présentent une période de drainage importante nonobstant une conductivité hydraulique à saturation élevée. Cette discordance peut être attribuée au comportement du matériau en condition non saturée et donc, à l'effet de barrière capillaire. Ce comportement est généralement associé à des granulométries uniformes et grossières pour lesquelles les diamètres équivalents sont élevés. Bien que de tels matériaux soient généralement externes au fuseau granulométrique prescrit par la norme 2102 du Ministère des Transports du Québec, leur présence est attribuée au fait que la vérification du fuseau s'effectue à des spécifications ponctuelles. L'ajout d'un point de vérification intermédiaire, à un diamètre de particules de 315 µm, permettrait donc de soustraire une portion des matériaux non conformes lors de l'implémentation du fuseau granulométrique (*i.e.* Figure 7.20: Traits passant du jaune au bourgogne). Suite à cette observation, les matériaux de sous-fondation de diamètre équivalent de Zamarin supérieur à 1,75 mm ont été omis de l'analyse (Figure 7.23 : points \bigcirc , \Box , \diamondsuit ou \blacksquare , \blacksquare , \blacklozenge).

Bien que l'influence du matériau de sous-fondation soit incontestable, la période de drainage est également influencée par les propriétés d'indice du matériau de fondation. À une surface spécifique massique des particules fines donnée, la figure 7.23 démontre que l'accroissement de la porosité de la fraction fine induit une réduction du temps de drainage (comparer F-G1 et F-G2). Cette réduction est en fait imputable à l'impact de la porosité de la fraction fine sur la conductivité hydraulique à saturation ainsi que sur la valeur d'entrée d'air du matériau de fondation. Afin d'atteindre un degré de saturation moyen de la fondation de 85%, la réduction de la valeur d'entrée d'air implique un rabattement moindre de la surface libre tandis que l'accroissement de la conductivité hydraulique du matériau

contribue à accélérer le rabattement de cette dernière. Au-delà d'une certaine porosité de la fraction fine, $n_r^F > 0,75$, la valeur d'entrée d'air est réduite à un point tel que le degré de saturation minimal moyen de 85% est atteint lors de la redistribution verticale de l'eau. Le temps de drainage dépend alors exclusivement de la conductivité hydraulique à saturation de la couche moins perméable. De là, la présence d'une discontinuité lorsque la conductivité hydraulique à saturation du matériau de fondation est égale à celle du matériau de sous-fondation. À une porosité de la fraction fine constante, inférieure ou égale à 0,75, l'accroissement de la surface spécifique massique implique une augmentation du temps de drainage (comparer F-G1, F-S1 et F-C1). D'un point de vue hydraulique, cette augmentation est principalement attribuable à l'effet de la surface spécifique massique sur le paramètre de la répartition de la taille des pores du matériau de fondation. En effet, l'accroissement de ce paramètre implique un rabattement plus important de la surface libre et donc, une augmentation du temps de drainage.

Afin d'étendre le comportement simulé à des matériaux de fondation autres que ceux employés, les paramètres des relations puissances ont été corrélés aux propriétés d'indice des matériaux de fondation. Cette approche, dite indirecte, permet ainsi de relier entre eux différentes propriétés et caractéristiques du sol. La période de drainage est conséquemment exprimée en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation ainsi que de la porosité de la fraction fine et de la surface spécifique massique des particules fines du matériau de fondation, soit :

$$\Delta t_{drainage(85)}^{2} = \begin{cases} A_{1} \cdot k_{w,s}^{SF^{B_{1}}} & n_{f}^{F} \le 0,75\\ \max\left(A_{2} \cdot k_{w,s}^{SF^{B_{2}}}, A_{3}\right) & n_{f}^{F} > 0,75 \end{cases}$$
[7.10]

~

où:

$$A_{t} = \left(2,41 \cdot 10^{-9} \cdot e^{0.33 \cdot S_{s,t}^{M^{F}}}\right) \cdot n_{t}^{F} \left[^{(0,48 \cdot S_{s,t}^{M^{F}} - 36,57)}\right];$$

$$A_{2} = \left(1,06 \cdot 10^{-6} \cdot e^{-0.68 \cdot S_{s,t}^{M^{F}}}\right) \cdot n_{t}^{F} \left[^{(-3,03 \cdot S_{s,t}^{M^{F}} - 47,26)}\right] \cdot 3,60 \cdot 10^{5^{-3,62} \cdot n_{t}^{F} + 2,00};$$

$$A_{3} = 8,44 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0.21 \cdot S_{s,t}^{M^{F}}};$$

$$B_{1} = -0,72;$$

$$B_{2} = -3,62 \cdot n_{t}^{F} + 2,00.$$



Figure 7.23 (a) Résultats numériques du temps de drainage d'une route régionale en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation granitiques.



Figure 7.23 (b) Résultats numériques du temps de drainage d'une route régionale en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation schisteux.



Figure 7.23 (c) Résultats numériques du temps de drainage d'une route régionale en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation calcareux.

Sur la figure 7.23, on dénote une bonne concordance entre les valeurs estimées et simulées (0,8597 \leq r \leq 0,9997). Bien que ces estimations ne soient pas suffisamment précises pour décrire le temps de drainage de sites spécifiques, elles peuvent être employées dans des études comparatives où l'objectif n'est pas d'obtenir un résultat absolu mais bien de catégoriser la performance de différentes variantes.

A titre d'exemple, l'équation [7.10] a été paramétrée à des intervalles réguliers de la conductivité hydraulique à saturation. La figure 7.24 présente ainsi l'influence de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation sur un ensemble de matériaux de fondation. Il est à noter que ces courbes sont limitées à des plages de porosité de la fraction fine dont les valeurs minimales et maximales correspondent à des pourcentages de particules fines de 7 et 2% respectivement. Sur cette figure, le temps de drainage du concassé granitique est de 2,33 jours lorsque la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation est de 1.10⁻⁶ m/s et que la porosité de la fraction fine correspond à sa valeur minimale admissible c'est-à-dire, 7% de particules fines. Ce matériau de sous-fondation correspond également à des temps de drainage de 21,03 jours pour une fondation schisteuse et de plus de 30 jours pour une fondation calcareuse. En réduisant alors la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation jusqu'à 1.10⁻⁷ m/s, le temps de drainage passe à 10,77 jours pour le concassé granitique et à plus de 30 jours pour les autres types de concassés. On constate également que certains matériaux de sous-fondation, de par leur conductivité hydraulique élevée, semblent pouvoir être combinés à l'ensemble des matériaux de fondation. Il est néanmoins inhabituel que la conductivité hydraulique à saturation soit supérieure à 1.10⁻⁴ m/s alors que le diamètre équivalent est inférieur à 1,75 mm. En effet, des quarante-sept (47) matériaux de sous-fondation répertoriés, seuls deux d'entres-eux présentent de telles caractéristiques (cf. Tableau 7.3 : SF5 et SF6).

En plus de mettre en évidence l'importance d'adapter le matériau de sousfondation aux caractéristiques du matériau de fondation, et vice versa, ces résultats font état de la versatilité de l'approche indirecte.



Figure 7.24 Temps de drainage d'une route régionale pour des matériaux normalisés (Approche indirecte).

Autoroute (extension partielle de la sous-fondation) :

L'enneigement de la face du talus peut également conférer une forme particulière au front de dégel en contexte autoroutier. Le drainage de la structure de chaussée, munie d'une extension partielle de la sous-fondation, n'est donc entamé qu'à la suite du dégel des matériaux de fondation et de sous-fondation. À l'initiation du processus de drainage, le matériau d'infrastructure forme une frontière inclinée imperméable tandis que les matériaux de la fondation et de la sous-fondation sont supposés saturés (*i.e.* $h_{p,o} = -z/1000$). La présence d'un remblai d'épaulement imperméable contribue à limiter la dimension de l'exutoire en face de talus. Lors de l'implémentation numérique, cet exutoire est représenté par une condition limite conditionnelle tandis que les autres frontières du domaine sont considérées imperméables (*cf.* Figure 7.25).



Figure 7.25 Conditions limites propres à l'analyse hydrique de l'autoroute munie d'une extension partielle de la sous-fondation.

Bien que le comportement soit analogue à celui décrit antérieurement, pour une route régionale, le rabattement de la surface libre est contraint par la présence du remblai d'épaulement. La dimension latérale de l'extension partielle de la sous-fondation prolonge en fait le parcours de l'eau interstitielle. Le temps de drainage est également accentué par un accroissement de la dimension du domaine, en occurrence, la largeur de la voie de roulement et de l'accotement. La figure 7.26 présente le temps de drainage résultant de l'analyse numérique en fonction de la conductivité hydraulique à saturation des matériaux de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation d'origines minéralogiques diverses dont la porosité de la fraction fine est de 0,7, 0,75 ou 0,80.



Figure 7.26 (a) Résultats numériques du temps de drainage d'une autoroute rurale, munie d'une extension partielle de la sous-fondation, en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation granitiques.



Figure 7.26 (b) Résultats numériques du temps de drainage d'une autoroute rurale, munie d'une extension partielle de la sous-fondation, en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation schisteux.



Figure 7.26 (c) Résultats numériques du temps de drainage d'une autoroute rurale, munie d'une extension partielle de la sous-fondation, en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, pour des matériaux de fondation calcareux.

Suite aux considérations granulométriques évoquées dans le contexte d'une route régionale, les matériaux de sous-fondation de diamètre équivalent supérieur à 1,75 mm ont été omis de la présente analyse. Sur la figure 7.26, la relation puissance entre le temps de drainage et la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation évoque le comportement observé dans le cadre d'une route régionale. Par ailleurs, les observations portant sur l'influence des caractéristiques hydrauliques des matériaux de fondation et de sous-fondation peuvent être transposées au domaine autoroutier.

Bien que le temps de drainage de l'autoroute rurale soit proportionnel au temps de drainage de la route régionale, le tableau 7.4 démontre que cette proportionnalité n'est pas unique. Il est donc nécessaire d'établir de nouvelles corrélations entre les paramètres des relations puissances et les propriétés d'indice des matériaux de fondation. La période de drainage est à nouveau exprimée en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation ainsi que de la porosité de la fraction fine et de la surface spécifique massique des particules fines du matériau de fondation, soit :

$$\Delta t_{drainage(85)}^{2} = \begin{cases} A_{4} \cdot k_{w,s}^{SF^{B_{4}}} & n_{f}^{F} \le 0,75\\ \max\left(A_{5} \cdot k_{w,s}^{SF^{B_{5}}}, A_{6}\right) & n_{f}^{F} > 0,75 \end{cases}$$
[7.11]

$$\begin{aligned} \text{où}: \qquad & A_4 = \left(2,18 \cdot 10^{-6} \cdot e^{0,49 \cdot S_{s,f}^{M^F}}\right) \cdot n_f^{F^{\left(0,93 \cdot S_{s,f}^{M^F} - 44,71\right)}} \cdot 3,60 \cdot 10^{5^{4,34} \cdot n_f^{F} - 3,91} ; \\ & A_5 = \left(5,47 \cdot 10^{-7} \cdot e^{-0,67 \cdot S_{s,f}^{M^F}}\right) \cdot n_f^{F^{\left(-3,30 \cdot S_{s,f}^{M^F} - 48,00\right)}} \cdot 3,60 \cdot 10^{5^{-5,09} \cdot n_f^{F} + 3,16} ; \\ & A_6 = 7,15 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,22 \cdot S_{s,f}^{M^F}} ; \\ & B_4 = 4,34 \cdot n_f^F - 3,91 ; \\ & B_5 = -5,09 \cdot n_f^F + 3,16 . \end{aligned}$$

La concordance entre les valeurs simulées et estimées, présentée à la figure 7.26, est reflétée par des coefficients de corrélation de Pearson entre 0,8821 et 1,0000.

·	Pourcentage d'accroissement (%)				
	$n_{f}^{F} = 0,70$	$n_{f}^{F} = 0,75$	$n_{f}^{F} = 0,80$		
Concassé granitique ($S_{s,f}^{M^F}$ = 2,30 m ² /g)	+56,49±5,97	+8,28±2,43	+0,31±5,65		
Concassé schisteux ($S_{s,f}^{M^F} = 7,90 \text{ m}^2/\text{g}$)	+57,33±8,58	+16,95±6,37	-0,48±0,89		
Concassé calcareux ($S_{s,f}^{M^F}$ = 11,40 m ² /g)	+51,03±8,54	+31,15±10,05	-0,68±0,88		

Tableau 7.4 Accroissement moyen du temps de drainage par rapport à la route régionale et ce, pour une autoroute rurale munie d'une extension partielle de la sous-fondation.

Dans un objectif de comparaison, l'équation [7.11] a également été paramétrée à des intervalles réguliers de la conductivité hydraulique à saturation. La figure 7.27 présente ainsi l'influence de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation sur un ensemble de matériaux de fondation. Contrairement aux accroissements dénotés au tableau 7.4, les concassés granitiques présentent des temps de drainage moindres en contexte autoroutier qu'en contexte régional. En effet, l'équation [7.11] sous estime le temps de drainage des concassés granitiques lorsqu'en présence de matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est inférieure à 1.10⁻⁵ m/s. Le comportement des concassés schisteux et calcareux est néanmoins conforme aux accroissements indiqués au tableau 7.4. On dénote ainsi, pour ce type de matériau, un temps de drainage supérieur en contexte autoroutier lorsque la porosité de la fraction fine est inférieure ou égale à 0,75.

Bien qu'une certaine disparité ait été dénotée, la relation indirecte permet indiscutablement de catégoriser la performance de différentes variantes dans le cadre d'un processus de sélection de matériaux. Ces résultats rappellent d'ailleurs les limitations de l'approche indirecte en matière de précision des estimations.



Figure 7.27 Temps de drainage d'une autoroute rurale munie d'une extension partielle de la sous-fondation (Approche indirecte).

Autoroute (écran drainant en rive de chaussée) :

Dans un contexte autoroutier, le drainage peut également être effectué à l'aide d'un écran drainant ou tout autre système interne à la structure de chaussée. Le domaine d'étude est alors limité aux matériaux de l'assise, fondation et sousfondation, situés sous la voie de roulement. Lorsque le système de drainage demeure fonctionnel, à des températures inférieures au point de congélation, le régime thermique impose des limites au domaine d'écoulement. Pour des fins de simplifications, cette problématique est abordée avec une séquence de processus hydrique et thermique (cf. section 7.2.1). Le matériau de sous-fondation, gelé, forme donc initialement une frontière inclinée imperméable tandis que la couche non confinée est drainée par un exutoire dont la paroi est considérée verticale. Pour cela, la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation est temporairement fixée à 1.10⁻²⁰ m/s et ce, jusqu'au dégel instantané du matériau de sous-fondation. Si, par la suite, le degré de saturation moyen du matériau de fondation sous la voie de roulement est supérieur à 85%, la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation adopte sa valeur réelle et le drainage se poursuit. Outre la surface de l'écran drainant, représentée par une condition limite conditionnelle, les frontières du domaine sont considérées imperméables (cf. Figure 7.28). Conformément aux analyses antérieures, les matériaux de fondation et de sous-fondation sont initialement supposés saturés (*i.e.* $h_{p,o} = -z/1000$).



Figure 7.28 Conditions limites propres à l'analyse hydrique d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée.

Le mouvement hydrique est donc initialement restreint à la couche de fondation. Suivant une période de redistribution verticale, dont résulte une surface libre, l'écoulement se dirige principalement vers le drain latéral et ce, parallèlement à l'interface fondation/sous-fondation (Figure 7.22⁽²⁾). Dans la couche de fondation, la distribution verticale de la pression d'eau interstitielle est essentiellement hydrostatique sauf à proximité du drain latéral où, la courbure des lignes de courant est significative. Le rabattement de la surface libre est alors proportionnel aux caractéristiques hydrauliques du matériau de fondation.



Figure 7.29 Décomposition schématisée du comportement hydrique de l'autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée $(t \le \Delta t_{dégel}^{F})$.

Le temps de drainage, ou temps associé au passage du degré de saturation moyen de 85%, est alors une fonction des propriétés d'indice du matériau de fondation, en occurrence, la porosité de la fraction fine et la surface spécifique massique des particules fines de cette même fraction. Sur la figure 7.30, l'influence de la porosité de la fraction fine est illustrée par chacune des séries de données à surface spécifique massique constante. En omettant la contrainte temporelle attribuable à la période de dégel réelle du matériau de fondation, le temps de drainage évolue vers une asymptote à laquelle doit être adjoint un degré de saturation minimal moyen supérieur à 85% (équation [7.5] : $N_c = 1$ et w = 0,00 m). Sur cette figure, l'asymptote des matériaux granitiques, schisteux et calcareux se manifeste à une porosité de la fraction fine de 0,77, 0,80 et 0,82 respectivement. La position des asymptotes présente donc une relation avec la surface spécifique massique de la fraction fine, une variable représentative de la quantité d'eau adhérée/adsorbée.

Afin d'étendre le comportement simulé à des matériaux de fondation autres que ceux employés, les paramètres des relations puissances ont été corrélés aux propriétés d'indice des matériaux de fondation. La corrélation a toutefois été restreinte à des temps de drainage inférieurs aux temps de dégel réels de la fondation. Le temps de dégel réel de la fondation est obtenu directement à partir de la figure 7.17(a) en raison de l'impact négligeable de l'épaisseur de la couche de surface et de la température initiale du profil. Les concassés granitique, schisteux et calcareux présentent alors des temps de dégel de 6,73, 7,64 et 6,18 jours respectivement. La période de drainage du système monocouche est conséquemment exprimée en fonction de la porosité de la fraction fine et de la surface spécifique massique des particules fines du matériau de fondation, soit :

$$\Delta t_{drainage(85)}^{1} = A_{7} \cdot n_{f}^{F^{B_{7}}}$$
[7.12]

où : $A_7 = 5,87 \cdot 10^{-3} \cdot e^{0,23 \cdot S_{s,f}^{M^F}}$; $B_7 = -28,01$.

La concordance entre les valeurs simulées et estimées, présentée à la figure 7.30, est reflétée par des coefficients de corrélation entre 0,9985 et 0,9996.



Figure 7.30 Influence du type de matériau de fondation sur le temps de drainage dans un cadre monocouche.

Néanmoins, le drainage d'un système monocouche est présentement fondé sur une analyse unidimensionnelle simplifiée en condition saturée où, la surface libre est considérée linéaire à partir du point bas de l'exutoire (*cf.* section 2.1). Bien qu'un paramètre empirique soit introduit afin de pallier à cette hypothèse simplificatrice, la littérature foisonne d'approches plus rigoureuses permettant de résoudre le problème d'une couche non confinée en régime transitoire (*cf.* Youngs, 1999 ; Mavroulidou *et al.*, 1999 ; Kao, 2002). En raison d'un traitement numérique simple, les modèles reposant sur l'hypothèse de Dupuit-Forcheimer sont largement employés dans les calculs de dimensionnement d'ouvrages hydrauliques. Jugée représentative du domaine routier, l'équation de Boussinesq, avec substrat incliné, a donc été introduite dans le solveur généralisé d'équations différentielles partielles FlexPDE (*cf.* section F.3). La porosité efficace n_e a toutefois été remplacée par la porosité efficace moyenne partielle \ddot{n}_e afin de mieux représenter la géométrie inclinée du domaine routier. Bien que l'équation [4.26] permette de déterminer la hauteur de la surface libre dans un plan XY, une formulation unidimensionnelle est obtenue en contraignant la pente longitudinale à une valeur nulle (*i.e.* $m_y = 0$ m/m). Afin de débuter le processus de drainage à partir de conditions saturées, la position initiale de la surface libre est fixée à l'interface de la couche de surface et de la couche de fondation soit, $H_o = m_F \cdot x + d_F$. Hormis la frontière formée par l'élément drainant, de gradient unitaire, les limites du domaine sont considérées imperméables. La résolution numérique permet alors d'établir l'évolution temporelle du degré de saturation moyen par voie d'intégration :

$$\overline{S}_{r}^{F} = \frac{1}{B} \cdot \int_{0}^{B} \left[\ddot{S}_{r,min}^{F} + \left(1 - \ddot{S}_{r,min}^{F}\right) \cdot \frac{\left(H - m_{F} \cdot x\right)}{d_{F}} \right] \cdot dx$$
[7.13]

où : $\ddot{S}_{r,min}^{F}$: degré de saturation minimal moyen partiel du matériau de fondation (équation [7.4]).

Hormis la présence d'un certain écart, les résultats sont comparables aux modélisations réalisées avec l'approche classique du transfert hydrique en condition saturée/non saturée (cf. Figure 7.30). L'approche simplifiée sous estime en fait le temps de drainage malgré que la condition initiale de l'approche classique corresponde à une quantité moindre d'eau interstitielle. Contrairement à la méthode simplifiée, l'approche classique confère une certaine capacité de transfert au domaine non saturé ainsi qu'une continuité de la teneur en eau volumétrique au-dessus de la surface libre. De fait, l'écoulement dans la frange capillaire induit généralement une réduction de la hauteur de la surface libre alors qu'un surcroît est observé à proximité de l'exutoire (cf. Romano et al., 1999). En termes de degré de saturation moyen, la réduction de la surface libre est surcompensée par la continuité de la teneur en eau volumétrique dans le domaine non saturé (cf. Figure 7.31). La guantité d'eau, présente au-delà de la surface libre, est alors fonction de la valeur d'entrée d'air et du paramètre correspondant à la répartition de la taille des pores remplis d'eau. Il n'est donc pas surprenant d'observer une disparité croissante en fonction de la réduction de la porosité de la fraction fine ou encore, de l'augmentation de la surface spécifique massique des particules fines du

matériau de fondation. À titre d'exemple, l'augmentation de la surface spécifique massique induit une réduction de la répartition de la taille des pores et donc, un éloignement du profil hydrique discontinu de l'approche simplifiée. Certes partielles, ces observations confèrent un temps de drainage plus important à l'approche classique d'où, l'importance de préconiser l'implémentation de cette approche lors de la sélection de matériaux.



Figure 7.31 Représentation schématique de la distinction entre les approches en condition saturée et saturée/non saturée.

À l'initiation du dégel du matériau de sous-fondation, la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation adopte sa valeur réelle. La distribution verticale de la pression d'eau interstitielle est alors essentiellement hydrostatique dans le matériau de fondation et nulle dans le matériau de sous-fondation (*cf.* Figure 7.29⁽²⁾). Un mouvement hydrique vertical descendant est alors induit par la charge hydraulique totale élevée du matériau de fondation. Ce mouvement vertical contribue à la dissipation de la nappe perchée et engendre une nouvelle région saturée, au sein du matériau de sous-fondation. Le drainage latéral de cette couche s'effectue alors proportionnellement à la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation. Bien que le comportement soit analogue à celui décrit antérieurement pour une route régionale, le nombre de matériaux influencés par l'effet de barrière capillaire est exacerbé par la proximité de l'écran drainant en rive de chaussée. Le comportement hydrique du matériau de fondation est alors différencié par la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel du matériau de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à

saturation est élevée. La figure 7.32 rappelle que l'effet de barrière capillaire ne se manifeste que lorsque la charge de pression d'eau interstitielle à l'état résiduel est supérieure à la charge de pression d'eau correspondant à la condition



Figure 7.32 Influence de la charge de pression d'eau interstitielle résiduelle du matériau de sous-fondation sur le profil hydrique.

hydrostatique au niveau de l'interface fondation/sous-fondation. L'état hydrique du matériau de fondation est alors directement proportionnel à $h_{n_r}^{SF}$. Or, la charge de pression d'eau interstitielle résiduelle est inversement proportionnelle diamètre au équivalent ainsi qu'à l'indice des vides du matériau (*cf.* équation [4.56]). Vu l'ordre de grandeur de la variation de l'indice des vides, le temps de drainage est exprimé exclusivement fonction du en

diamètre équivalent du matériau de sous-fondation quand le contraste de conductivité hydraulique est favorable à la transmission du flux vertical ($k_{w,s}^{SF} > k_{w,s}^{F}$) et ce, au lieu d'omettre les matériaux de sous-fondation dont le diamètre équivalent est supérieur à 1,75 mm. Autrement, le temps de drainage complémentaire, entamé à l'initiation du dégel instantané de la sous-fondation, est exprimé en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation. Sur la figure 7.33, la relation puissance entre le temps de drainage complémentaire et la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation évoque le comportement observé dans le cadre d'une route régionale. La figure 7.34 montre que les matériaux de sous-fondation à diamètre équivalent élevé font croître la période critique en induisant un effet de barrière capillaire. Toutefois, les matériaux de sous-fondation dont le diamètre équivalent est inférieur à celui du matériau de fondation induisent généralement une réduction de la période de drainage en favorisant le mouvement vertical de l'eau.


Figure 7.33 (*a*) Résultats numériques du temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, pour les matériaux de fondation granitiques et les matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est moins élevée que celle des matériaux de fondation $(k_{w,s}^{SF} \le k_{w,s}^{F})$.



Figure 7.33 (*b*) Résultats numériques du temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, pour les matériaux de fondation schisteux et les matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est moins élevée que celle des matériaux de fondation $(k_{w,s}^{SF} \le k_{w,s}^{F})$.



Figure 7.33 (c) Résultats numériques du temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, pour les matériaux de fondation calcareux et les matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est moins élevée que celle des matériaux de fondation $(k_{w,s}^{SF} \le k_{w,s}^{F})$.



Figure 7.34 (a) Résultats numériques du temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, pour les matériaux de fondation granitiques et les matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est plus élevée que celle des matériaux de fondation $(k_{w,s}^{SF} > k_{w,s}^{F})$.



Figure 7.34 (*b*) Résultats numériques du temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, pour les matériaux de fondation schisteux et les matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est plus élevée que celle des matériaux de fondation $(k_{w,s}^{SF} > k_{w,s}^{F})$.



Figure 7.34 (c) Résultats numériques du temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, pour les matériaux de fondation calcareux et les matériaux de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est plus élevée que celle des matériaux de fondation $(k_{w,s}^{SF} > k_{w,s}^{F})$.

À un diamètre équivalent donné, l'étalement du temps de drainage peut être attribué à l'influence de l'indice des vides sur la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à l'état résiduel. À titre d'exemple, la figure 7.34(a) présente les propriétés d'indice de deux matériaux de sous-fondation de diamètre équivalent similaire. Malgré cette similitude, le matériau SF9 présente un temps de drainage supérieur au matériau SF5. Cette discordance peut être en partie expliquée par la différence d'indice des vides entre les deux matériaux. Suivant l'équation [4.56], l'indice des vides du matériau SF5 devrait en effet produire une charge de pression d'eau interstitielle résiduelle inférieure à celle du matériau SF9 (*i.e.* $h_{p,r}^{SF5} < h_{p,r}^{SF9}$) et donc, un temps de drainage moindre. Malgré cet étalement, la période de drainage peut convenablement être exprimée en fonction du diamètre équivalent et de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sousfondation, soit :

$$\Delta t_{drainage(85)}^{2} = \begin{cases} A_{g} \cdot k_{w,s}^{SF} B_{g} & k_{w,s}^{SF} \leq k_{w,s}^{F} \\ A_{g} \cdot D_{e,SF}^{2amarin} B_{g} & k_{w,s}^{SF} > k_{w,s}^{F} \end{cases}$$

$$(7.14]$$

$$\Delta t_{drainage(85)}^{2} = \left\{ 1,40 \cdot 10^{-10} \cdot e^{0.86 \cdot S_{s,f}^{M^{F}}} \right\} \cdot n_{f}^{F} \left(2.00 \cdot S_{s,f}^{M^{F}} - 65.17 \right) \cdot 3,60 \cdot 10^{5^{-1.03} \cdot n_{f}^{F} - 0.08} ;$$

$$A_{g} = \left(1,10 \cdot 10^{-10} \cdot e^{0.71 \cdot S_{s,f}^{M^{F}}} \right) \cdot n_{f}^{F} \left(1.19 \cdot S_{s,f}^{M^{F}} - 67.52 \right) ;$$

$$B_{g} = -1,03 \cdot n_{f}^{F} - 0.08 ;$$

$$B_{g} = -11,51 \cdot n_{f}^{F} + 9,79 .$$

La conductivité hydraulique à saturation du matériau de fondation peut être obtenue à l'aide du modèle empirique de Côté & Konrad (2003), $k_{w,s}^{F} = (10^{9,94} n_{t}^{F-12,64}) / S_{s,f}^{M^{F}}$ (m/s). À l'exception du temps de drainage du matériau de fondation calcareux, d'une porosité de la fraction fine de 0,70, cette équation procure des estimations acceptables.

Il est à noter que la conductivité hydraulique correspondant à l'état résiduel est fortement influencée par le paramètre de connectivité et de tortuosité. Bien que les résultats expérimentaux du chapitre précédent suggèrent l'implémentation d'un paramètre de connectivité et de tortuosité de l'ordre de deux (l = 2), la figure 7.34 présente l'influence de ce paramètre sur le temps de drainage (mise en évidence par des flèches en F-G1). L'utilisation d'un paramètre de connectivité et de tortuosité nul (0) induit effectivement une réduction du temps de drainage pouvant être attribuée à l'accroissement de la conductivité hydraulique à l'état résiduel. La réduction du temps de drainage est davantage marquée en présence de matériaux de sous-fondation à diamètre équivalent élevé. La figure 7.33 démontre que l'impact du paramètre de connectivité et de tortuosité est négligeable lorsque le temps de drainage est régi par les caractéristiques du matériau de sous-fondation en condition saturée. En fait, l'annulation de la tortuosité inhibe l'effet de barrière capillaire et permet d'exprimer la période de drainage en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation et ce, nonobstant la conductivité hydraulique à saturation du matériau de fondation.

L'équation [7.14] a toutefois été paramétrée à des intervalles réguliers de la conductivité hydraulique à saturation. Il est à noter que chacun des matériaux de sous-fondation est également caractérisé par un diamètre équivalent. La figure 7.35 présente ainsi l'influence du matériau de sous-fondation sur un ensemble de matériaux de fondation. On constate alors que le temps de drainage complémentaire des fondations granitiques est inférieur à trois jours et donc, que la majorité du drainage est accomplie avant le dégel instantané de la sousfondation. Contrairement à l'autoroute munie d'une extension partielle de la sousfondation, le temps de drainage des fondations schisteuses et calcareuses n'évolue pas en fonction de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation. En fait, le matériau de sous-fondation possédant un diamètre équivalent de 3,00 mm et une conductivité hydraulique de 1.10⁻⁴ m/s induit un temps de drainage plus important que certains matériaux moins perméables. Ce comportement est attribuable à l'effet de barrière capillaire qui entrave les mouvements hydriques descendants en condition non saturée. Bien qu'il soit préférable de préconiser un matériau de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est supérieure à celle du matériau de fondation, une attention particulière doit être portée au diamètre équivalent du matériau.



Figure 7.35 Temps de drainage complémentaire d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée (Approche indirecte).

7.2.3 Exemples

La période critique correspond au temps nécessaire pour atteindre un degré de saturation moyen de la fondation (sous la voie de roulement) de 85% et peut être composée de périodes de dégel et de drainage. Maintenant que les composantes de la période critique ont été obtenues pour divers agencements de matériaux de fondation et de sous-fondation, cette section présente quelques exemples de période critique pour des matériaux schisteux. Le tableau 7.5 fait état des propriétés des matériaux de sous-fondation retenus pour fin de comparaison.

	comparaison.			
	Propriétés d'indice			Propriété hydraulique
	$S_{s,f}^{M^{SF}}$	$D_{e,SF}^{Zamarin}$	n _{sr}	K_{w,s}^{SF}
	(m²/g)	(mm)		(m/s)
SF(E1)	7,90	0,50	0,20	1,00·10 ⁻⁸
SF(E2)	7,90	3,00	0,40	1,00.10-4

 Tableau 7.5 Propriétés des matériaux de sous-fondation retenus pour fin de comparaison.

Dans un contexte régional typique, présenté à la section 7.2.1, la période critique est composée de la période de dégel des matériaux de l'assise et de la période de drainage associée à l'atteinte d'un degré de saturation moyen de 85%. La période de dégel de la fondation schisteuse peut alors être obtenue à même la figure 7.17(a) tandis que la période de dégel de la sous-fondation doit être déterminée à partir de la figure 7.18(b). Ces figures démontrent que la période de dégel de la fondation est de 7,64 jours alors que la porosité des matériaux de sous-fondation confère un temps de dégel de 16,83 et 26,51 jours aux matériaux SF(E1) et SF(E2) respectivement. Connaissant la conductivité hydraulique à saturation des matériaux de sous-fondation, la période de drainage est obtenue directement à partir de l'équation [7.10]. Il est ainsi possible d'établir la période critique d'une route régionale pour différents matériaux de fondation schisteux (*cf.* Figure 7.36).



Figure 7.36 Période critique d'une route régionale en présence de matériaux schisteux. (a) SF(E1) : $k_{w,s}^{SF} = 1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$; $D_{e,SF}^{Zamarin} = 0,50 \text{ mm}$; $n_{SF} = 0,20$. (b) SF(E2) : $k_{w,s}^{SF} = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$; $D_{e,SF}^{Zamarin} = 3,00 \text{ mm}$; $n_{SF} = 0,40$.

Sur cette figure, la différence de coloration permet de distinguer les périodes de dégel et de drainage. En présence du matériau de sous-fondation SF(E1) et d'un matériau de fondation dont la porosité de la fraction fine est de 0,775, la route régionale présente une période critique de 61,15 jours. Cette période correspond à la somme d'une période de dégel de 24,47 jours et d'une période de drainage de 36,69 jours (Figure 7.36(a)). Il serait toutefois préférable d'agencer ce matériau de fondation avec le matériau de sous-fondation SF(E2) et ainsi réduire la période critique à 34,14 jours (Figure 7.36(b)). Bien que la porosité élevée du matériau de sous-fondation SF(E2) produise une augmentation de la période de dégel, elle contribue à réduire la période de drainage et de ce fait, la période critique. Les matériaux de sous-fondation SF(E1) et SF(E2) produisent une période critique identique lorsque la porosité de la fraction fine du matériau de sous-fondation SF(E1) procure une période critique plus courte et ce, malgré une conductivité hydraulique à saturation 10000 fois moindre.

Dans le cadre d'une autoroute rurale dotée d'un écran drainant en rive de chaussée, la période critique correspond à la période de drainage monocouche jusqu'à concurrence de la période de dégel réelle du matériau de fondation. Lorsque le drainage doit se poursuivre au-delà de la période de dégel, la période critique est composée de la période de dégel du matériau de fondation et de la période de drainage complémentaire (*i.e.* équation [7.6]). La période critique correspond ainsi à l'équation [7.12] ou encore, à la somme de l'équation [7.14] et de la période de dégel définie à la figure 7.17(a). Lorsque la porosité de la fraction fine du matériau de fondation est de 0,775 et que la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation est de 1.10⁻⁸ m/s, la période critique de 12,55 jours est composée d'une période de dégel de 7,64 jours et d'une période de drainage complémentaire de 4,91 jours (Figure 7.37(a)). Malgré l'influence de l'effet de barrière capillaire, le matériau de sous-fondation SF(E2) s'avère bénéfique à la période critique (Figure 7.37(b)). La réduction de la période critique peut alors être attribuée au contraste marqué de conductivité hydraulique entre les matériaux de sous-fondation SF(E1) et SF(E2).



Figure 7.37 Période critique d'une autoroute rurale munie d'un écran drainant en rive de chaussée et ce, en présence de matériaux schisteux. (a) SF(E1) : $k_{w,s}^{SF} = 1 \cdot 10^{-8} \text{ m/s}$; $D_{e,SF}^{Zamarin} = 0,50 \text{ mm}$; $n_{SF} = 0,20$. (b) SF(E2) : $k_{w,s}^{SF} = 1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$; $D_{e,SF}^{Zamarin} = 3,00 \text{ mm}$; $n_{SF} = 0,40$.

En favorisant l'écoulement vertical, le système bicouche procure une période critique moindre qu'un système monocouche (Figure 7.37 : comparer le trait plein au trait pointillé). Le mouvement vertical de l'eau interstitielle est d'ailleurs considéré depuis toujours comme le moyen le plus efficace de drainer les couches fondamentales de la fondation routière (*e.g.* Cedergren, 1974 ; Moulton, 1980 ; Ridgeway, 1982).

Contrairement à une analyse traditionnelle du temps de drainage, la période critique permet d'intégrer les aspects hydrique et thermique afin d'évaluer les conditions de drainage en période de dégel, reconnues pour être les plus préjudiciables au comportement de la chaussée.

7.3 Méthodologie de sélection

La détermination de la période critique peut maintenant être traduite en une méthodologie de sélection des matériaux et de la géométrie routière en période de dégel. À cet effet, la figure 7.38 présente le diagramme de flux de la méthodologie proposée.

Le processus commence par la sélection de la géométrie routière et des caractéristiques des matériaux initiaux. La géométrie routière est ici composée de l'épaisseur des couches, de la largeur des voies, des pentes transversales, de la pente du talus, du type de système de drainage ainsi que de son emplacement. L'équation [7.5] permet alors de déterminer le degré de saturation minimal moyen de la fondation sous la voie de roulement. Advenant que ce degré de saturation soit supérieur à 85%, on procède à la sélection de nouveaux matériaux ou encore, d'une nouvelle géométrie. Si au contraire, le degré de saturation minimal moyen est inférieur à 85%, la période de dégel du matériau de fondation est déterminée par l'entremise d'une analyse numérique unidimensionnelle, de la relation présentée à la figure 7.17(a) ou encore, de solutions simplifiées de type Stefan (*cf.* Lunardini, 1981 ; SCG, 1994 ; Konrad, 2001). Lors de cette période, le régime hydrique est restreint par la couche de sous-fondation (imperméable). Le système de drainage peut alors être fonctionnel ou non fonctionnel suivant l'enneigement de la face du talus et du type de système choisi.



Figure 7.38 Diagramme de flux de la méthode de sélection des matériaux de fondation et de sous-fondation.

Lorsque le système demeure fonctionnel, une analyse hydrique doit permettre de déterminer la période de drainage nécessaire à l'atteinte du degré de saturation moyen de 85%. Bien qu'il soit préférable d'utiliser l'approche classique du transfert hydrique, en condition saturée/non saturée, l'analyse peut également être réalisée avec une méthode simplifiée en condition saturée (*cf.* section 4.2). La période de drainage complémentaire n'est déterminée que lorsque la période de drainage monocouche excède la période de dégel du matériau de fondation.

Si, au contraire, le système de drainage n'est pas fonctionnel, l'analyse thermique doit également permettre de déterminer la période de dégel de la couche de sous-fondation (*e.g.* Figure 7.18). La période de drainage, nécessaire à l'atteinte du degré de saturation moyen de 85%, est subséquemment déterminée par voie numérique.

Au terme de cette analyse, la période critique correspond à la somme des périodes rencontrées en cours de parcours. Cette période peut alors être comparée à un critère d'acceptabilité, $\Delta t_{critique}^{acceptable}$. Advenant que la période critique soit supérieure au critère d'acceptabilité, on doit réinitialiser le processus de sélection. Il est à noter que l'analyse paramétrique de la présente étude permet d'orienter la sélection des nouveaux matériaux ou encore, de la nouvelle géométrie.

CHAPITRE VIII CONCLUSION

L'objectif principal de cette étude est de contrer les effets du dégel par une sélection appropriée et rationnelle des matériaux de fondation routière. Sachant qu'un degré de saturation inférieur à 85% permet généralement de supprimer la génération de pressions d'eau positives durant la sollicitation répétée du trafic, des analyses hydriques et thermiques ont été réalisées dans le but d'établir le temps nécessaire à l'atteinte de cette condition (période critique) en présence d'une gamme étendue de matériaux et de structures de chaussée. Le processus numérique a subséquemment été traduit en une méthodologie de sélection des matériaux et de la géométrie routière en période de dégel. Lors de la caractérisation des propriétés d'indice et des propriétés hydrauliques, essentielles au processus numérique et à la méthodologie de sélection, il a été démontré que :

- (1) La porosité des matériaux routiers à compacité élevée présente une corrélation statistique significative avec le coefficient d'uniformité. La relation démontre d'ailleurs que le fuseau granulométrique MG-20, prescrit par la norme 2102 du Ministère des Transports du Québec, limite la porosité des matériaux de fondation routière entre 0,14 et 0,22.
- (2) La porosité de la fraction fine des matériaux de fondation routière s'exprime en fonction du pourcentage de particules fines car la porosité de ces matériaux est pratiquement invariable pour une énergie de compactage et une minéralogie données.
- (3) Le rapport du diamètre équivalent de Zamarin et du diamètre de particule correspondant à 10% de passant présente une corrélation statistique élevée avec le coefficient d'uniformité qui est attribuable à l'importance accordée à la fraction de particules fines lors de la subdivision de la courbe granulométrique.

- (4) Le diamètre équivalent de Zamarin permet d'établir la remontée capillaire maximale, un indice de la succion matricielle correspondant à l'état résiduel, d'un ensemble de matériaux à granulométries diverses.
- (5) L'inversion numérique est la méthode la plus rapide et la plus efficace pour la caractérisation des propriétés hydrauliques, fonction de rétention d'eau et fonction de conductivité hydraulique, de matériaux non saturés. Bien que la méthode inverse requiert un dispositif expérimental d'envergure et des outils numériques élaborés, cette approche en régime transitoire permet de réduire la durée des essais tout en permettant d'assurer la représentativité des modèles empiriques ou physico-empiriques employés lors de la simulation numérique des résultats de laboratoire. Dans le cadre du développement de l'appareillage expérimental, une méthode novatrice a été présentée pour le contrôle de la succion matricielle, à la base de l'échantillon, ainsi que la mesure continue du volume d'eau entrant ou sortant de l'échantillon. Du point de vue numérique, le logiciel UCODE a permis de conjuguer l'algorithme d'optimisation Levenberg-Marquardt avec le volet de modélisation hydrique. Une méthode d'interprétation des résultats en régime permanent a également été développée afin de tenir compte de la répartition non uniforme de la teneur en eau intracellulaire des matériaux à granulométrie uniforme.
- (6) L'appareillage expérimental permet d'établir une valeur plus réaliste du paramètre de connectivité et de tortuosité employé dans le modèle physico-empirique de Fredlund *et al.* (1994). En fait, les modèles physico-empiriques décrivent l'écoulement par un réseau continu de capillaires inter reliés alors que l'information concernant la répartition des capillaires remplis d'eau est puisée à même la fonction de rétention d'eau et ce, en utilisant l'équation de Jurin. La représentation empirique de la fonction de rétention d'eau a donc un impact sur la fonction de conductivité hydraulique. Contrairement aux modèles empiriques traditionnels, le modèle étendu de Fredlund & Xing (1994) couvre la gamme entière de succion matricielle, de 0 à 1.10⁶ kPa. De ce fait, des capillaires remplis d'eau sont associés à l'eau adhérée/adsorbée.

La sommation de ces capillaires, de petits diamètres, se manifeste alors par une concavité de la fonction de conductivité hydraulique. Afin de contrer cet effet, le modèle physico-empirique doit être tempéré par un paramètre de connectivité et de tortuosité de l'ordre de deux (2) qui est supérieur à la valeur de zéro (0) suggérée par Childs & Collis-George (1950).

(7) Les mécanismes responsables du mouvement hydrique diffèrent de l'écoulement à travers un réseau continu de capillaires inter reliés au-delà de l'état résiduel. Il est alors probable que le mouvement de l'eau s'effectue par une pellicule continue d'eau adhérée dont le comportement dépend de la microtopographie et de la mouillabilité des particules solides. Il n'est donc pas fondé d'utiliser la même expression phénoménologique lors de la description du mouvement hydrique à des succions matricielles supérieures à l'état résiduel. L'ajustement expérimental du paramètre de connectivité et de tortuosité a toutefois permis de faciliter l'implémentation mathématique du transfert hydrique en n'utilisant qu'une seule expression.

Contrairement à une analyse traditionnelle du temps de drainage, la période critique permet d'intégrer les aspects hydrique et thermique afin d'évaluer les conditions de drainage en période de dégel. Cette période a été évaluée avec une approche simplifiée fondée sur le découplage des composantes thermique et hydrique dont l'agencement a été présenté pour diverses conditions environnementales et géométriques. Ces composantes ont par la suite été déterminées par l'entremise d'analyses paramétriques qui ont démontré que :

- (8) Le temps de drainage est généralement une relation puissance de la conductivité hydraulique à saturation du matériau de sous-fondation.
- (9) Le rapprochement de l'élément drainant, vers la ligne de rive, augmente l'occurrence de l'effet de barrière capillaire. Le temps de drainage est alors une relation puissance du diamètre équivalent du matériau de sous-fondation, un indice de la succion matricielle correspondant à l'état résiduel. Bien qu'il soit préférable de préconiser un matériau de sous-fondation dont la conductivité hydraulique à saturation est supérieure à celle du matériau de

fondation, une attention particulière doit être portée au diamètre équivalent du matériau. Il a donc d'emblée été suggéré de soustraire les matériaux de sous-fondation à granulométrie uniforme et grossière ($D_e^{Zamarin} > 1,75 \text{ mm}$) en ajoutant un point de vérification, à un diamètre de particules de 315 µm, au fuseau granulométrique prescrit par la norme 2102 du Ministère des Transports du Québec.

(10) La superposition de matériaux de fondation et de sous-fondation permet de réduire la période critique en favorisant l'écoulement vertical de l'eau. La sélection de matériaux de fondation à granulométrie étalée, dont la conductivité hydraulique à saturation est faible mais la capacité portante élevée, est ainsi justifiée par la présence d'une couche de sous-fondation adaptée.

La période critique peut s'avérer d'une durée infinie lorsque le degré de saturation minimal moyen des matériaux de fondation sous la voie de roulement est supérieur à 85%. Une équation a donc été développée pour le degré de saturation minimal moyen correspondant à la condition hydrostatique en fin de drainage et ce, pour des assises monocouche et bicouche. Cette équation a permis d'établir que :

(11) La compacité des matériaux doit faire l'objet d'un suivi attentif et soutenu tandis qu'il est préférable d'utiliser des matériaux de fondation dont la surface spécifique massique des particules fines est faible et la porosité de la fraction fine élevée.

La méthodologie de sélection des matériaux débute donc par l'obtention du degré de saturation minimal moyen des matériaux de fondation sous la voie de roulement, s'ensuivent la définition de la période critique et la détermination de ces composantes hydrique et thermique. La généralisation des analyses paramétriques, entamées dans le cadre de cette étude, permettrait de convertir la méthodologie de sélection des matériaux de fondation et de sous-fondation en un critère fondé sur leurs propriétés d'indice. L'obtention de données factuelles, provenant de sites expérimentaux, permettrait alors de valider le critère obtenu.

RÉFÉRENCES

- AHUJA, L.R. & SWARTZENDRUBER, D. (1972). "An improved form of soil-water diffusivity function". *Soil Science Society of America Proceedings* **36**: 9-14.
- ALONSO, E.E. (1998). "Suction and moisture regimes in roadway bases and subgrades". In: Proceedings of the International Symposium on Subdrainage in Roadway Pavements and Subgrades, Grenada, Spain, 11-13 November 1998: 57-104.
- ALONSO, E.E, CAÑETE, A. & OLIVELLA, S. (2002). "Moisture transfer and deformation behaviour of pavements: effect of climate, materials and drainage". In: *Proceedings of the Third International Conference on Unsaturated Soils, Recife, Brazil, March 10-13 2002*: 671-677.
- ALTER, A.J. (1984). "Water supply in cold regions". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Monograph III-C5a.
- ALWAY, F.J. & McDOLE, G.R. (1917). "Relation of water-retaining capacity of soil to its hygroscopic coefficient". *Journal of Agricultural Research* **9**: 27-71.
- ANDERMAN, E.R., HILL, M.C. & POETER, E.P. (1996). "Two-dimensional advective transport in ground-water flow parameter estimation". *Ground Water* **34** (6): 1001-1009.
- ANDERSLAND, O.B. & ANDERSON, D.M. (1978). "Geotechnical engineering for cold climates". McGraw-Hill Inc.
- ANDERSLAND, O.B. & LADANYI, B. (1994). "Frozen ground engineering". Chapman & Hall, New York.
- ANDERSON, D.M., TICE, A.R. & McKIM, H.L. (1973). "The unfrozen water and the apparent specific heat capacity of frozen soils". In: *Proceedings of the Second International Conference on Permafrost, Yakutsk, U.S.S.R., July 13-*28 1973: 289-295.
- APUL, D.S., MERCIER, Y., GARDNER, K.H., EIGHMY, T.T. & ROBERSON, R. (2002). "Using HYDRUS2D as an innovative practical tool to study water movement in pavement systems". In: *Proceedings of the 81st Transportation Research Board Annual Meeting, Washington, D.C., USA, January 13-17* 2002.

- ARYA, L.M., LEIJ, F.J. & van GENUCHTEN, M.Th. (1999). "Relationship between particle-size distribution and soil water retention". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997: 931-946.
- ARYA, L.M. & PARIS, J.F. (1981). "A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data". *Soil Science Society of America Journal* **45**: 1023-1030.
- ASTM (2003(a)). "Standard specification for standard sand (C778-02)". In: 2003 Annual Book of ASTM Standards, volume 04.01. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, Pennsylvania.
- ASTM (2003(b)). "Standard test methods for specific gravity of soil solids by water pycnometer (D854-02)". In: 2003 Annual Book of ASTM Standards, volume 04.08. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, Pennsylvania.
- ASTM (2003(c)). "Standard test methods for laboratory compaction characteristics of soil using modified effort (56,000 ft-lbf/ft³ (2,700 kN-m/m³)) (D1557-02e1)". In: 2003 Annual Book of ASTM Standards, volume 04.08. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, Pennsylvania.
- ASTM (2003(d)). "Standard test methods for laboratory determination of water (moisture) content of soil and rock by mass (D2216-98)". In: 2003 Annual Book of ASTM Standards, volume 04.08. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, Pennsylvania.
- ASTM (2003(e)). "Standard test methods for maximum index density and unit weight of soils using a vibratory table (D4253-00)". In: 2003 Annual Book of ASTM Standards, volume 04.08. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, Pennsylvania.
- ASTM (2003(f)). "Standard practice for static calibration of electronic transducerbased pressure measurement systems for geotechnical purposes (D5720-95)". In: 2003 Annual Book of ASTM Standards, volume 04.09. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, Pennsylvania.
- AUBERTIN, M., MBONIMPA, M., BUSSIÈRE, B. & CHAPUIS, R.P. (2003(a)). "Development of a model to predict the water retention curve using basic geotechnical properties". École Polytechnique de Montréal, Report EPM-RT-2003-01.

- AUBERTIN, M., MBONIMPA, M., BUSSIÈRE, B. & CHAPUIS, R.P. (2003(b)). "A model to predict the water retention curve from basic geotechnical properties". *Canadian Geotechnical Journal* **40 (6)**: 1104-1122.
- AUBERTIN, M., RICARD, J.-F. & CHAPUIS, R.P. (1998). "A predictive model for the water retention curve: application to tailings from hard-rock mines". *Canadian Geotechnical Journal* **35** (1): 55-69.
- AUBERTIN, M., RICARD, J.-F. & CHAPUIS, R.P. (1998). "Erratum: A predictive model for the water retention curve: application to tailings from hard-rock mines". *Canadian Geotechnical Journal* **36** (2): 401.
- BACKSTROM, G. (2004). "Fields of physics by finite element analysis". GB Publishing, Sweden.
- BALDUR, R. & FORTIN, C. (1991). « La validation des résultats obtenus par des moyens informatiques en ingénierie ». Repères informatiques, Ordre des ingénieurs du Québec 1 (3).
- BARBOUR, S.L. (1998). "Nineteenth Canadian Geotechnical Colloquium: The soilwater characteristic curve: a historical perspective". Canadian Geotechnical Journal 35 (5): 873-894.
- BEAR, J. (1988). "Dynamics of fluids in porous media". Dover, New York.
- BEJAN, A. (1993). "Heat transfer". John Wiley & Sons Inc., New York.
- BERG, R.L. (1974). "Energy balance on paved surface". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Technical Report 226.
- BITTERLICH, S., DURNER, W., IDEN, S.C. & KNABNER, P. (2004). "Inverse estimation of the unsaturated soil hydraulic properties from column outflow experiments using free-form parameterizations". *Vadose Zone Journal* **3**: 971-981.
- BLACK, P.B. (1995). "Application of the Clapeyron equation to water and ice in porous media". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report 95-6.
- BLACK, P.B. & TICE, A.R. (1988). "Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report 88-16.
- BLACK, P.B. & TICE, A.R. (1989). "Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam". Water Resources Research 25 (10): 2205-2210.

- BLACK, W.P.M. & CRONEY, D. (1958). "Field studies of the movement of soil moisture". Department of Scientific and Industrial Research, Her Majesty's Stationery Office, Road Research Technical Paper No. 41.
- BNQ (1986). « Granulats Essai au bleu de méthylène (NQ 2560-255) ». Bureau de normalisation du Québec.
- BONACINA, C., COMINI, G., FASANO, A. & PRIMICERIO, M. (1973). "Numerical solution of phase-change problems". *International Journal of Heat and Mass Transfer* **16**: 1825-1832.
- BONACINA, C., COMINI, G., FASANO, A. & PRIMICERIO, M. (1974). "On the estimation of thermophysical properties in nonlinear heat-conduction problems". *International Journal of Heat and Mass Transfer* **17**: 861-867.
- BORIES, S. & PRAT, M. (1995). « Transferts de chaleur dans les milieux poreux ». Technique de l'ingénieur, traité Génie énergétique B 8 250.
- BOUMA, J. (1989). "Using soil survey data for quantitative land evaluation". *Advances in Soil Science* **9**: 177-213.
- BOUYOUCOS, G.J. (1920). "Degree of temperature to which soils can be cooled without freezing". *Journal of Agricultural Research* **20**: 267-269.
- BRALEY, W.A. & ZARLING, J.P. (1990). "MUT1D, Multilayer User-friendly Thermal Model in 1 Dimension". Alaska Department of Transportation & Public Facilities, Report FHWA-AK-RD-90-02.
- BROOKS, R.H. & COREY, A.T. (1964). "Hydraulic properties of porous media". Colorado State University, Fort Collins, Colorado, Hydrology Paper 3.
- BRUTSAERT, W. (1966). "Probability laws for pore-size distributions". *Soil Science* **101 (2)**: 85-92.
- BRUTSAERT, W. (1967). "Some methods of calculating unsaturated permeability". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **10 (3)**: 400-404.
- BRYANT, S. & JOHNSON, A. (2003). "Wetting phase connectivity and irreducible saturation in simple granular media". *Journal of Colloid and Interface Science* **263**: 572-579.
- BUCHAN, G.D. (1989). "Applicability of the simple lognormal model to particle-size distribution in soils". *Soil Science* **147 (3)**: 155-161.

- BUCHAN, G.D., GREWAL, K.S. & ROBSON, A.B. (1993). "Improved models of particle-size distribution: An illustration of model comparison techniques". *Soil Science Society of America Journal* 57: 901-908.
- BUCKINGHAM, E. (1907). "Studies on the movement of soil moisture". United States Department of Agriculture, Bureau of Soils **38**: 61 p.
- BUMB, A.C. (1987). "Unsteady-state flow of methane and water in coalbeds". Ph.D. thesis, University of Wyoming, Laramie, Wyoming.
- BUMB, A.C., MURPHY, C.L. & EVERETT, L.G. (1992). "A comparison of three functional forms for representing soil moisture characteristics". *Ground Water* **30** (2): 177-185.
- BURDINE, N.T. (1953). "Relative permeability calculations from pore size distribution data". *Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers* **198**: 71-78.
- BUTTERS, G.L. & DUCHATEAU, P. (2002). "Continuous flow method for rapid measurement of soil hydraulic properties: I. Experimental considerations". *Vadose Zone Journal* 1: 239-251.
- CAMPBELL, G.S. (1974). "A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data". *Soil Science* **117 (6)**: 311-314.
- CAMPBELL, G.S. & SHIOZAWA, S. (1992). "Predicting of hydraulic properties of soils using particle-size distribution and bulk density data". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (eds.), Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, California, 11-13 October 1989: 317-328.
- CAMPBELL, J.D. (1973). "Pore pressures and volume changes in unsaturated soils". Ph.D. Thesis, University of Illinois, Urbana-Champaign, Illinois.
- CARSEL, R.F. & PARRISH, R.S. (1988). "Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics". *Water Resources Research* **24(5)**: 755-769.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. (1959). "Conduction of heat in solids". 2nd Edition, Oxford University Press, Oxford.
- CASAGRANDE, A. & SHANNON, W.L. (1952). "Base course drainage for airport pavements". *Transactions of the American Society of Civil Engineers* **117**: 792-820.
- CEDERGREN, H.R. (1974). "Drainage of highway and airfield pavements". Robert E. Krieger Publishing Company, Florida.

- CELIA, M.A., BOULOUTAS, E.T. & ZARBA, R.L. (1990). "A general massconservative numerical solution for the unsaturated flow equation". *Water Resources Research* **26** (7): 1483-1496.
- CHAPUIS, R.P., CHENAF, D., BUSSIÈRE, B., AUBERTIN, M. & CRESPO, R. (2001). "A user's approach to assess numerical codes for saturated unsaturated seepage conditions". *Canadian Geotechnical Journal* **38 (5)**: 1113-1126.
- CHARDABELLAS, P. (1964). "Standardization of k-value determination by field tests through standardizing the grain-size distribution curve of water-bearing clastic sediments". (in German). *Mitteilung des Institutes für Wasserwirtschaft* **20**.
- CHEN, J., HOPMANS, J.W. & GRISMER, M.E. (1999). "Parameter estimation of two-fluid capillary pressure-saturation and permeability functions". *Advances in Water Resources* **22 (5)**: 479-493.
- CHILDS, E.C. (1936). "The transport of water through heavy clay soils I". *Journal of Agricultural Science* **26**: 114-141.
- CHILDS, E.C. (1969). "An introduction to the physical basis of soil water phenomenon". Wiley Interscience, London.
- CHILDS, E.C. & COLLIS-GEORGE, N. (1950). "The permeability of porous materials". *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical and Physical Sciences* **201**: 392-405.
- CHO, S.H. & SUNDERLAND, J.E. (1969). "Heat-conduction problems with melting or freezing". *Journal of Heat Transfer* **91**: 421-426.
- CHRISTOPHER, B.R. & McGUFFEY, V.C. (1997). "NCHRP synthesis of highway practice 239: Pavement subsurface drainage systems". Transportation Research Board, National Research Council, District of Columbia, U.S.A.
- CLAPP, R.B. & HORNBERGER, G.M. (1978). "Empirical equations for some soil hydraulic properties". *Water Resources Research* **14 (4)**: 601-604.
- CLAUSNITZER, V. & HOPMANS, J.W. (1995). "Nonlinear parameter estimation: LM-OPT. General-purpose optimization code based on the Levenberg-Marquardt algorithm". Department of Land, Air, and Water Resources, University of California, Davis, Paper No. 100032.
- CLAUSNITZER, V., HOPMANS, J.W. & STARR, J.L. (1998). "Parameter uncertainty analysis of common infiltration models". *Soil Science Society of America Journal* **62**: 1477-1487.

- CONRAD, V & POLLAK, L.W. (1962). "Methods in climatology". Second Edition, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts.
- COOPER, D.J. (2004). "Practical process control using Control Station 3.7". Control Station LLC, Connecticut.
- COREY, A.T. (1954). "The interrelation between gas and oil relative permeabilities". *Producer's Monthly* **19**: 38-44.
- CÔTÉ, J. (1997). « Conductivité hydraulique de matériaux de fondations de chaussées partiellement saturées ». Thèse de maîtrise, Université Laval, Canada.
- CÔTÉ, J. (2000). « Influence d'un isolant thermique sur la sensibilité au verglas des routes ». Thèse de doctorat, Université Laval, Canada.
- CÔTÉ, J. & KONRAD, J.M. (2003). "Assessment of the hydraulic characteristics of unsaturated base-course materials: A practical method for pavement engineers". Canadian Geotechnical Journal 40 (1): 121-136.
- CÔTÉ, J. & KONRAD, J.M. (2005). "A generalized thermal conductivity model for soils and construction materials". *Canadian Geotechnical Journal* **42** (2): 443-458.
- CRONEY, D. & COLEMAN, J.D. (1961). "Pore pressure and suction in soil". In: *Pore Pressure and Suction in Soils, Butterworths, London*: 31-37.
- DANE, J.H. & HOPMANS, J.W. (2002). "Pressure cell". In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods, Soil Science Society of America, Wisconsin*: 684-688.
- DARCY, H. (1856). « Les fontaines publiques de la ville de Dijon ». Dalmont, Paris.
- DASYLab (2000). "DASYLab: Data acquisition system laboratory, version 5.6". Dasytec USA, Amherst, New Hampshire.
- DAVIDSON, J.M., STONE, L.R., NIELSEN, D.R. & LARUE, M.E. (1969). "Field measurement and use of soil-water properties". *Water Resources Research* **5 (6)**: 1312-1321.
- DEMPSEY, B.J. & THOMPSON, M.R. (1970). "A heat-transfer model for evaluating frost action and temperature-related effects in multilayered pavement systems". *Highway Research Record* **342**: 39-56.
- de VRIES, D.A. (1966). "Thermal properties of soils". In: W.R. van Wijk (ed.), Physics of Plant Environment, Second Edition, North-Holland Publishing Company, Amsterdam.

- DHATT, G., SONG, R. & BEN CHEIKH, A. (1989). "Direct enthalpy method for solidification calculation". In: R. Gruber, J. Periaux, and R.P. Shaw (eds.), Proceedings of the Fifth International Symposium on Numerical Methods in Engineering, Lausanne, Switzerland, September 11-15, 1989: 487-494.
- DOERING, E.J. (1965). "Soil water diffusivity by the one-step method". Soil Science **99 (5)**: 322-326.
- DOHERTY, J. (2004). "PEST: model-independent parameter estimation, user manual". 5th Edition, Watermark Numerical Computing.
- DULLIEN, F.A.L. (1992). "Porous media: fluid transport and pore structure". Academic Press, California.
- DULLIEN, F.A.L., LAI, F.S.Y. & MACDONALD, I.F. (1986). "Hydraulic continuity of residual wetting phase in porous media". *Journal of Colloid and Interface Science* **109 (1)**: 201-218.
- DULLIEN, F.A.L., ZARCONE, C., MACDONALD, I.F., COLLINS, A. & BOCHARD, R.D.E. (1989). "The effects of surface roughness on the capillary pressure curves and the heights of capillary rise in glass bead packs". *Journal of Colloid and Interface Science* **127 (2)**: 362-372.
- DURNER, W., SCHULTZE, B. & ZURMÜHL, T. (1999). "State-of-the-art in inverse modeling of inflow/outflow experiments". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), *Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997*: 661-681.
- DUSINBERRE, G.M. (1961). "Heat transfer calculations by finite difference". International Textbook, Pennsylvania.
- DYSLI, M. (1991). « Le gel et son action sur les sols et les fondations ». Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, Suisse.
- ECHING, S.O. & HOPMANS, J.W. (1993). "Optimization of hydraulic functions from transient outflow and soil water pressure data". *Soil Science Society of America Journal* **57**: 1167-1175.
- ECHING, S.O., HOPMANS, J.W. & WENDROTH, O. (1994). "Unsaturated hydraulic conductivity from transient multistep outflow and soil water pressure data". *Soil Science Society of America Journal* **58**: 687-695.
- EDLEFSEN, N.E. & ANDERSON, A.B.C. (1943). "Thermodynamics of soil moisture". *Hilgardia* **15**: 31–298.

- ENCYCLOPÆDIA BRITANNICA (1974). "The new encyclopædia britannica". Encyclopædia Britannica, Chicago.
- FAROUKI, O.T. (1981). "Thermal properties of soils". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report 81-01.
- FAROUKI, O.T. (1986). "Thermal properties of soils". Series on Rock and Soil Mechanics, volume 11, Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, Germany.
- FARRELL, D.A. & LARSON, W.E. (1972). "Modeling the pore structure of porous media". *Water Resources Research* **8 (3)**: 699-706.
- FAYER, M.J. & SIMMONS, S. (1995). "Modified soil water retention functions for all matric suctions". *Water Resources Research* **31** (5): 1233-1238.
- FINSTERLE, S., SONNENBORG, T.O. & FAYBISHENKO, B. (1998). "Inverse modeling of a multistep outflow experiment for determining hysteretic hydraulic properties". In: K. Pruess (ed.), Proceedings of the TOUGH Workshop '98, Berkeley, California, 4-6 May 1998: 250-256.
- FISHER, R.A. (1924). "The freezing of water in capillary systems: A critical discussion". *Journal of Physical Chemistry* **28**: 36-67.
- FLEUREAU, J.M. & TAIBI, S. (1994). "A new apparatus for the measurement of water-air permeabilities". In: Proceedings of the First International Congress on Environmental Geotechnics, Edmonton, Alberta, July 11-15 1994: 227-232.
- FLEUREAU, J.M. & TAIBI, S. (1995). "Water-air permeabilities of unsaturated soils". In: E.E. Alonso and P. Delage (eds.), Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils, Paris, France, 6-8 September 1995: 479-484.
- FOURIE, A.B., PAPAGEORGIOU, G. & BLIGHT, G.E. (1995). "The rapid determination of the moisture-retention characteristics of soil". *Geotechnical Testing Journal* **18 (2)**: 276-285.
- FREDLUND, D.G., BERGAN, A.T., & SAUER, E.K. (1975). "Deformation characterization of subgrade soils for highways and runways in northern environments". *Canadian Geotechnical Journal* **12 (2)**: 213-223.
- FREDLUND, D.G. & MORGENSTERN, N.R. (1976). "Constitutive relations for volume change in unsaturated soils". *Canadian Geotechnical Journal* **13 (3)**: 261-276.

- FREDLUND, D.G. & RAHARDJO, H. (1993). "Soil mechanics for unsaturated soils". John Wiley & Sons, New York.
- FREDLUND, D.G. & XING, A. (1994). "Equations for the soil-water characteristic curve". *Canadian Geotechnical Journal* **31 (4)**: 521-532.
- FREDLUND, D.G., XING, A. & HUANG, S. (1994). "Predicting the permeability function for unsaturated soils using the soil-water characteristic curve". *Canadian Geotechnical Journal* **31 (4)**: 533-546.
- FREDLUND, M.D. (1996). "SoilVision user's guide, version 2". 1st Edition, SoilVision Systems Ltd., Saskatchewan.
- FREDLUND, M.D. (1999). "The role of unsaturated soil property functions in the practice of unsaturated soil mechanics". Ph.D. Dissertation, University of Saskatchewan, Canada.
- FREDLUND, M.D., FREDLUND, D.G. & WILSON, G.W. (2000). "An equation to represent grain-size distribution". *Canadian Geotechnical Journal* **37 (4)**: 817-827.
- FREDLUND, M.D., WILSON, G.W. & FREDLUND, D.G. (1997). "Prediction of the soil-water characteristic curve from the grain-size distribution curve". In: *Proceedings of the 3rd Symposium on Unsaturated Soil, Rio de Janeiro, Brazil, April 20-22 1997*: 13-23.
- FREDLUND, M.D., WILSON, G.W. & FREDLUND, D.G. (2002). "Use of the grainsize distribution for estimation of the soil-water characteristic curve". *Canadian Geotechnical Journal* **39 (5)**: 1103-1117.
- FRIND, E.O. (1982(a)). "Simulation of long-term transient density-dependent transport in groundwater". Advances in Water Resources 5: 73-88.
- FRIND, E.O. (1982(b)). "Seawater intrusion in continuous coastal aquifer-aquitard systems". Advances in Water Resources **5**: 89-97.
- FRIVIK, P.E., THORBERGSEN, E., DEL GIUDICE, S. & COMINI, G. (1977). "Thermal design of pavement structures in seasonal frost areas". Journal of Heat Transfer, Transactions of the American Society of Mechanical Engineers 99: 533-540.
- FURNAS, C.C. (1931). "Grading aggregates. I. Mathematical relations for beds of broken solids of maximum density". *Industrial and Engineering Chemistry* 23 (9): 1052-1058.

- GARDNER, W.R. (1956(a)). "Representation of soil aggregate size distribution by a logarithmic-normal distribution". Soil Science Society of America Proceedings **20**: 151-153.
- GARDNER, W.R. (1956(b)). "Calculation of capillary conductivity from pressure plate outflow data". *Soil Science Society of America Proceedings* **20**: 317-320.
- GARDNER, W.R. (1958). "Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table". *Soil Science* **85 (4)**: 228-232.
- GARDNER, W.R., HILLEL, D. & BENYAMINI, Y. (1970). "Post-irrigation movement of soil water. 1. Redistribution". *Water Resources Research* **6 (3)**: 851-861.
- GARRISON, E. (1991). "A history of engineering and technology: Artful methods". CRC Press, Boca Raton, Florida.
- GHORBEL, S. & LEROUEIL, S. (2004). "A constitutive model for partially saturated soils". In: *57th Canadian Geotechnical Conference, Quebec, Canada, 24-26 October 2004*.
- GILLHAM, R.W., KLUTE, A. & HEERMANN, D.F. (1976). "Hydraulic properties of a porous medium: measurement and empirical representation". *Soil Science Society of America Journal* **40**: 203-207.
- GILLHAM, R.W., KLUTE, A. & HEERMAN, D.F. (1979). "Measurement and numerical simulation of hysteretic flow in a heterogeneous porous media". *Soil Science Society of America Journal* **43**: 1061-1067.
- GLOBUS, A.M. (1987). "Soil hydrophysical description of agroecological mathematical models". (in Russian). Gidrometeoizdat, St-Petersburg, Russia.
- GOODRICH, L.E. (1978). "Efficient numerical technique for one-dimensional thermal problems with phase change". *International Journal of Heat and Mass Transfer* **21**: 615-621.
- GOSINK, J.P., KAWASAKI, K., OSTERKAMP, T.E. & HOLTY, J. (1988). "Heat and moisture transport during annual freezing and thawing". In: K. Senneset (ed.), *Proceedings of the Fifth International Conference on Permafrost, volume 1, Trondheim, Norway, August 2-5 1988*: 355-360.
- GREGSON, K., HECTOR, D.J. & McGOWAN, M. (1987). "A one-parameter model for the soil water characteristic". *Journal of Soil Science* **38**: 483-486.

- GRIBB, M.M., KODEŠOVÁ, R. & ORDWAY, S.E. (2004). "Comparison of soil hydraulic property measurement methods". *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **130** (10): 1084-1095.
- GUPTA, S.C., FARRELL, D.A. & LARSON, W.E. (1974). "Determining effective soil water diffusivities from one-step outflow experiments". *Soil Science Society of America Proceedings* **38**: 710-716.
- GUSTAFSON, K. (1981). "Road icing on different pavement structures". National Road & Traffic Research Institute, Sweden, VTI Rapport 216A.
- GUYMON, G.L., BERG, R.L. & HROMADKA II, T.V. (1993). "Mathematical model of frost heave and thaw settlement in pavements". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Report 93-2.
- GUYMON, G.L., BERG, R.L., JOHNSON, T.C. & HROMADKA II, T.V. (1981). "Results from a mathematical model of frost heave". *Highway Research Record* **809**: 2-6.
- GUYMON, G.L., HROMADKA II, T.V. & BERG, R.L. (1984). "Two-dimensional coupled heat and moisture transport in frost-heaving soils". Journal of Energy Resources Technology, Transactions of the American Society of Mechanical Engineers 106: 336-343.
- HAINES, W.B. (1930). "Studies in the physical properties of soil: V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture associated therewith". *Journal of Agricultural Science* **20**: 97-116.
- HANKS, R.J., KLUTE, A. & BRESLER, E. (1969). "A numeric method for estimating infiltration, redistribution, drainage, and evaporation of water from soil". *Water Resources Research* **5** (5): 1064-1069.
- HARR, M.E. (1977). "Mechanics of particulate media: A probabilistic approach". McGraw-Hill Inc.
- HASSAN, H.F. & WHITE, T.D. (2001). "Modeling pavement subdrainage systems". *Transportation Research Record* **1772**: 137-142.
- HAVERKAMP, R., BOURAOUI, F., ZAMMIT, C. & ANGULO-JARAMILLO, R. (1999). "Soil properties and moisture movement in the unsaturated zone".
 In: J.W. Delleur (ed.), *The Handbook of Groundwater Engineering, CRC Press, Boca Raton, Florida.*
- HAVERKAMP, R. & PARLANGE, J.-Y. (1986). "Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter". *Soil Science* **142** (6): 325-339.

- HAVERKAMP, R., VAUCLIN, M., TOUMA, P.J., WIERENGA, P.J. & VACHAUD, G. (1977). "A comparison of numerical simulation models for one-dimensional infiltration". *Soil Science Society of America Journal* **41**: 285-293.
- HILF, J.W. (1956). "An investigation of pore-water pressure in compacted cohesive soils". Ph.D. Dissertation, Technical Memo No. 654, U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Design and Construction Division, Colorado, U.S.A.
- HILL, M.C. (1998). "Methods and guidelines for effective model calibration". U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 98-4005.
- HILL, M.C., COOLEY, R.L. & POLLOCK, D.W. (1998). "A controlled experiment in ground-water flow model calibration using nonlinear regression". *Ground Water* **36 (3)**: 520-535.
- HILLEL, D. (1980). "Fundamentals of soil physics". Academic Press Inc., New York.
- HO, D.M., HARR, M.E. & LEONARDS, G.A. (1970). "Transient temperature distribution in insulated pavements - predictions vs. observations". *Canadian Geotechnical Journal* 7 (3): 275-284.
- HOFFMANN-RIEM, H., van GENUCHTEN, M.Th. & FLÜHLER, H. (1999).
 "General model for the hydraulic conductivity of unsaturated soils". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997: 31-42.
- HOLLENBECK, K.J. & JENSEN, K.H. (1998). "Experimental evidence of randomness and non-uniqueness in unsaturated outflow experiments designed for hydraulic parameter estimation". Water Resources Research 34 (4): 595-602.
- HOPMANS, J.W. & ŠIMŮNEK, J. (1999). "Review of inverse estimation of soil hydraulic properties". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997: 643-659.
- HOPMANS, J.W., ŠIMŮNEK, J., ROMANO, N. & DURNER, W. (2002). "Inverse methods". In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods, Soil Science Society of America, Wisconsin*: 963-1008.

- HOPMANS, J.W., VOGEL, T. & KOBLIK, P.D. (1992). "X-ray tomography of soil water distribution in one-step outflow experiments". *Soil Science Society of America Journal* **56**: 355-362.
- HORÁČEK, P. (2003). "Modeling of coupled moisture and heat transfer during wood drying". In: *Proceedings of the 8th International IUFRO Wood Drying Conference, Brasov, Romania, August 24-29 2003*: 372-378.
- HOUDE, A. (1978). « Atlas climatologique du Québec : température et précipitation ». Ministère des richesses naturelles, Service de la météorologie, Québec, Canada.
- HOUSTON, W.N. & HOUSTON, S.L. (1995). "Infiltration studies for unsaturated soils". In: E.E. Alonso and P. Delage (eds.), Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils, Paris, France, September 6-8 1995: 869-875.
- HROMADKA II, T.V. (1987). "A nodal domain integration model of two-dimensional heat and soil-water flow coupled by soil-water phase change". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Special Report 87-9.
- HUNT, A.G. (2004). "Comparing van Genuchten and percolation theoretical formulations of the hydraulic properties of unsaturated media". *Vadose Zone Journal* **3**: 1483-1488.
- HUTSON, J.L. & CASS, A. (1987). "A retentivity function for use in soil-water simulation models". *Journal of Soil Science* **38**: 105-113.
- HWANG, C. (2002). "Determination of material functions for unsaturated flow". Ph.D. Dissertation, University of Colorado, U.S.A.
- HWANG, S.I., LEE, K.P., LEE, D.S. & POWERS, S.E. (2002). "Models for estimating soil particle-size distributions". *Soil Science Society of America Journal* **66**: 1143-1150.
- INOUE, M., ŠIMŮNEK, J., HOPMANS, J.W. & CLAUSNITZER, V. (1998). "In situ estimation of soil hydraulic functions using a multistep soil-water extraction technique". *Water Resources Research* **34** (5): 1035-1050
- JÁKY, J. (1944). "Soil mechanics". (in Hungarian). Egyetemi Nyomda, Budapest.
- JALBERT, M. & DANE, J.H. (2001). "Correcting laboratory retention curves for hydrostatic fluid distributions". *Soil Science Society of America Journal* **65**: 648-654.

- JANOO, V.C., EATON, R. & BARNA, L. (1997). "Evaluation of airport subsurface materials". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Special Report 97-13.
- JOHANSEN, O. (1975). "Thermal conductivity of soils". Ph.D. Dissertation, University of Trondheim, Trondheim, Norway (USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Draft Translation 637).
- KAO, C. (2002). « Fonctionnement hydraulique des nappes superficielles de fonds de vallée en interaction avec le réseau hydrographique ». Thèse de doctorat, École Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts, France.
- KEMPTHORNE, O. & ALLMARAS, R.R. (1986). "Errors and variability of observations". In: A. Klute (ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin: 1-31.
- KING, F.H. (1899). "A study on porosity and grain relationship in experimental sands". U.S. Geological Survey.
- KING, L.G. (1965). "Description of soil characteristics for partially saturated flow". Soil Science Society of America Proceedings **29**: 359-362.
- KLEMETS, B.W. (1991). "Two dimensional simulation of temperature and moisture distribution in roads during freeze-thaw cycle". M.Sc. Thesis, University of Waterloo, Ontario, Canada.
- KOLBUSZEWSKI, J.J. (1948). "An experimental study of the maximum and minimum porosities of sands". In: Proceedings of the Second International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Rotterdam, Holland, 21-30 June 1948: 158-165.
- KONRAD, J.M. (1994). « Développement et validation d'un modèle prévisionnel bidimensionnel du comportement des chaussées ». Université Laval, Département de génie civil, Faculté des sciences et de génie, Rapport GCS-94-07.
- KONRAD, J.M. (2001). "Cold region engineering". In: K. Rowe (ed.), *Geotechnical* and *Geoenvironmental Engineering Handbook, Kluwer Academic Publishers*: 593-613.
- KONRAD, J.-M. & ROY, M. (1998). "Mechanisms controlling seasonal variation of moisture content in roads". In: Proceedings of the International Symposium on Subdrainage in Roadway Pavements and Subgrades, Grenada, Spain, 11-13 November 1998: 259-266.

- KONRAD, J.-M. & SHEN, M. (1996). "2-D frost action modeling using the segregation potential of soils". *Cold Regions Science and Technology* 24: 263-278.
- KOOL, J.B. & PARKER, J.C. (1988). "Analysis of the inverse problem for transient unsaturated flow". *Water Resources Research* **24 (6)**: 817-830.
- KOOL, J.B., PARKER, J.C. & van GENUCHTEN, M.Th. (1985). "Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: I. Theory and numerical studies". Soil Science Society of America Journal 49: 1348-1354.
- KOOPMANS, R.W.R. & MILLER, R.D. (1966). "Soil freezing and soil water characteristic curves". Soil Science Society of America Proceedings **30**: 680-685.
- KOSUGI, K. (1994). "Three-parameter lognormal distribution model for soil water retention". *Water Resources Research* **30 (4)**: 891-901.
- KOSUGI, K., HOPMANS, J.W. & DANE, J.H. (2002). "Parametric models". In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods, Soil Science Society of America, Wisconsin*: 739-757.
- KOVÁCS, G. (1981). "Developments in water science 10. Seepage hydraulics". Elsevier North-Holland Inc., New York.
- KRAHN, J. (2004). "Seepage modeling with SEEP/W, an engineering methodology". GEO-SLOPE International Ltd., Calgary, Alberta.
- KUNZE, R.J., UEHARA, G. & GRAHAM, K. (1968). "Factors important in the calculation of hydraulic conductivity". Soil Science Society of America Proceedings 32: 760-765.
- LAFLEUR, J. & LEBEAU, M. (1999). « Modélisation de l'état hydrique dans les structures de chaussées en période estivale ». École Polytechnique de Montréal, Rapport CDT-P1780.
- LALIBERTÉ, G.E. (1969). "A mathematical function for describing capillary pressure-desaturation data". *Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology* **14 (2)**: 131-149.
- LARRIVÉE, S., LAFLEUR, J. & SAVARD, Y. (1998). "Hydraulic behaviour of geosynthetics in freezing conditions". In: D. E. Newcomb (ed.), *Proceedings of the 9th International Conference on Cold Regions Engineering, ASCE, Duluth, Minnesota, 27-30 September 1998*: 351-361.
- LEBEAU, M. & LAFLEUR, J. (2002). « Modélisation de l'état hydrique dans les structures de chaussées en période de dégel ». École Polytechnique de Montréal, Rapport CDT-P2278.
- LEBEAU, M., LAFLEUR, J. & SAVARD, Y. (1997). « Modélisation de l'état hydrique dans les structures de chaussées ». Dans : Recueil des communications du 32^e Congrès Annuel de l'A.Q.T.R., tome 1, Trois-Rivières, QC, Canada, 6-9 avril 1997 : 336-359.
- LEBEAU, M., LAFLEUR, J. & SAVARD, Y. (1998). "Comparison of different internal drainage systems based on FEM". In: *Proceedings of the International Symposium on Subdrainage in Roadway Pavements and Subgrades, Grenada, Spain, 11-13 November 1998*: 153-162.
- LEIJ, F.J., RUSSELL, W.B. & LESCH, S.M. (1997). "Closed-form expressions for water retention and conductivity data". *Ground Water* **35** (5): 848-858.
- LEIJ, F.J., SCHAAP, M.G. & ARYA, L.M. (2002). "Indirect methods". In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods, Soil Science Society of America, Wisconsin*: 1009-1045.
- LEONG, E.C. & RAHARDJO, H. (1997(a)). "Review of soil-water characteristic curve equations". *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **123 (12)**: 1106-1117.
- LEONG, E.C. & RAHARDJO, H. (1997(b)). "Permeability functions for unsaturated soils". *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* **123 (12)**: 1118-1126.
- LI, Y. & WARDLAW, N.C. (1986). "Mechanisms of nonwetting phase trapping during imbibition at slow rates". *Journal of Colloid and Interface Science* 109 (2): 473-486.
- LIDE, D.R. (2005). "CRC Handbook of Chemistry and Physics". CRC Press, Boca Raton, Florida.
- LIN, H.-C., RICHARDS, D.R., TALBOT, C.A., YEH, G.-T., CHENG, J.-R., CHENG, H.-P. & JONES, N.L. (1997). "FEMWATER: A three-dimensional finite element computer model for simulating density-dependent flow and transport in variably saturated media". U.S. Army Engineering Waterways Experimental Station Coastal and Hydraulics Laboratory, Technical Report CHL-97-12.
- LIU, H.H. & DANE, J.H. (1995). "Improved computational procedure for retention relations of immiscible fluids using pressure cells". *Soil Science Society of America Journal* **59**: 1520-1524.

- LORENTZ, S.A., DURNFORD, D.S. & COREY, A.T. (1991). "Liquid retention measurement on porous media using a new capillary pressure cell". In: *Agronomy Abstracts, Annual Meeting, American Society of Agronomy*: 224.
- LUCKNER, L., van GENUCHTEN, M. Th. & NIELSEN, D.R. (1989). "A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface". *Water Resources Research* **25** (10): 2187-2193.
- LUCKNER, L., van GENUCHTEN, M.Th. & NIELSEN, D.R. (1991). "Reply on the treatment of residual water content in: A consistent set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface". *Water Resources Research* **27** (4): 663-664.
- LUNARDINI, V.J. (1981). "Heat transfer in cold climates". Van Nostrand Reinhold, New York.
- LUNARDINI, V.J. (1988). "Heat conduction with freezing and thawing". USA Cold Regions Research and Engineering Laboratory, CRREL Monograph 88-1.
- LUNARDINI, V.J. (1991). "Heat transfer with freezing and thawing". Developments in Geotechnical Engineering 65, Elsevier, New York.
- LYTTON, R.L., PUFAHL, D.E., MICHALAK, C.H., LIANG, H.S. & DEMPSEY, B.J. (1990). "An integrated model of the climatic effects on pavements". Federal Highway Administration, Report No. FHWA-RD-90-033.
- MACSYMA (1996). "PDEase2D Reference manual, version 3.0". Arlington, Maryland.
- MAHBOUB, K.C., LIU, Y. & ALLEN, D.L. (2003). "Evaluation and analysis of highway pavement drainage". University of Kentucky, College of Engineering, Kentucky Transportation Center, Research Report KTC-03-32/SPR207-00-1F.
- MALLELA, J., LARSON, G., WYATT, T., HALL, J. & BARKER, W. (2002). "User's guide for drainage requirements in pavements DRIP 2.0 microcomputer program". U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration.
- MALLELA, J., TITUS-GLOVER, L. & DARTER, M.I. (2001). "Appendix SS: Hydraulic design, maintenance, and construction details of subsurface drainage systems". Development of the 2002 Guide for Mechanistic-Empirical Design of New and Rehabilitated Pavement Structures, National Cooperative Highway Research Program, NCHRP Project 1-37A.

- MANSELL, R.S., MA, L., AHUJA, L.R. & BLOOM, S.A. (2002). "Adaptive grid refinement in numerical models for water flow and chemical transport in soil: A review". *Vadose Zone Journal* **1**: 222-238.
- MARQUARDT, D.W. (1963). "An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters". Society for Industrial and Applied Mathematics. Journal on Applied Mathematics **11 (2)**: 431-441.
- MARSHALL, T.J. (1958). "A relation between permeability and size distribution of pores". *Journal of Soil Science* **9**: 1-8.
- MARTINEAU, B. (1995). « Base de données Matériaux granulaires ». Base de données, Laboratoire des chaussées, Ministère des Transports du Québec.
- MASON, G. & MORROW, N.R. (1991). "Capillary Behavior of a perfectly wetting liquid in irregular triangular tubes". *Journal of Colloid and Interface Science* **141 (1)**: 262-274.
- MAVROULIDOU, M., WOODS, R.I. & GUNN, M.J. (1999). "Modelling transient seepage between parallel trench drains". In: 28th International Association of Hydraulic Engineering and Research Congress, Graz, Austria, 22-27 August 1999.
- MBONIMPA, M., AUBERTIN, M., CHAPUIS, R.P. & BUSSIÈRE, B. (2002). "Practical pedotransfer functions for estimating the saturated hydraulic conductivity". *Geotechnical and Geological Engineering* **20**: 235-259.
- McENROE, B.M. (1993). "Maximum saturated depth over a landfill liner". Journal of Environmental Engineering **119 (2)**: 262-270.
- McENROE, B.M. (1994(a)). "Drainability of granular bases for highway pavements". K-TRAN Research Project KU-93-4.
- McENROE, B.M. (1994(b)). "Drainability of granular bases for highway pavements". *Transportation Research Record* **1434**: 23-28.
- McKEE, C.R. & BUMB, A.C. (1984). "The importance of unsaturated flow parameters in designing a monitoring system for a hazardous waste site". In: Hazardous Materials Control Research Institute National Conference, Houston, Texas, March 1984:50-58.
- McKEE, C.R. & BUMB, A.C. (1987). "Flow-testing coalbed methane production wells in the presence of water and gas". In: *SPE Formation Evaluation*: 599-608.
- MILLINGTON, R.J. & QUIRK, J.P. (1961). "Permeability of porous solids". *Transactions of the Faraday Society* **57 (7)**: 1200-1207.

- MITCHELL, J.K. (1993). "Fundamentals of soil behavior". 2nd Edition, John Wiley & Sons, New York.
- MOLDRUP, P., OLESEN, T., KOMATSU, T., SCHJØNNING, P. & ROLSTON, D.E. (2001). "Tortuosity, diffusivity, and permeability in the soil liquid and gaseous phases". *Soil Science Society of America Journal* **65**: 613-623.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. (1992(a)). « L'effet de barrière capillaire à l'interface de deux couches de sols aux propriétés fort contrastées ». *Hydrologie Continentale* **7 (2)** : 117-128.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. (1992(b)). "The capillary barrier effect at the interface of two soil layers with some contrast in properties". Hydrology Days Publications, California, HYDROWAR Report 92.4.
- MOREL-SEYTOUX, H.J. & KHANJI, J. (1974). "Derivation of an equation of infiltration". *Water Resources Research* **10** (4): 795-800.
- MORROW, N.R. & XIE, X. (1999). "Surface energy and imbibition into triangular pores". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997: 109-120.
- MOTTAGHY, D. & RATH, V. (2003). "Implementation of permafrost development in a finite difference heat transport code". *Geophysical Research Abstracts* **5**.
- MOULTON, L.K. (1980). "Highway subdrainage design". Federal Highway Administration, Report No. FHWA-TS-80-224.
- MOUS, S.L.J. (1993). "Identification of the movement of water in unsaturated soils: the problem of identifiability of the model". *Journal of Hydrology* **143**: 153-167.
- MUALEM, Y. (1976). "A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". *Water Resources Research* **12 (3)**: 513-522.
- MUALEM, Y. (1978). "Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: generalized macroscopic approach". *Water Resources Research* **14 (2)**: 325-334.
- MUALEM, Y. (1986). "Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas". In: A. Klute (ed.), *Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods, 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin*: 799-823.

- MUALEM, Y. (1992). "Modeling the hydraulic conductivity of unsaturated porous media". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (eds.), *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, California, 11-13 October 1989*: 15-36.
- MUALEM, Y. & DAGAN, G. (1975). "A dependent domain model of capillary hysteresis". *Water Resources Research* **11 (3)**: 452-460.
- MUALEM, Y. & DAGAN, G. (1978). "Hydraulic conductivity of soils: unified approach to the statistical models". *Soil Science Society of America Journal* **42**: 392-395.
- MUNLEMVO MAYEMBA, B. (2002). « Influence des particules fines sur la porosité des MG-20 et des sables compactés ». Université Laval, Rapport CREIG-RS4.
- NAKANO, Y. & BROWN, J. (1971). "Effect of a freezing zone of finite width on the thermal regime of soils". *Water Resources Research* **7** (5): 1226-1233.
- NIELSEN, D.R., KIRKHAM, D. & PERRIER, E.R. (1960). "Soil capillary conductivity; comparison of measured and calculated values". Soil Science Society of America Proceedings 24: 157-160.
- NIELSEN, D.R. & LUCKNER, L. (1992). "Theoretical aspects to estimate reasonable initial parameters and range limits in identification procedures for soil hydraulic properties". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (eds.), Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, California, 11-13 October 1989: 147-160.
- NIMMO, J.R., RUBIN, J. & HAMMERMEISTER, D.P. (1987). "Unsaturated flow in a centrifugal field: Measurement of hydraulic conductivity and testing of Darcy's law". *Water Resources Research* **23** (1): 124-134.
- NIMMO, J.R. (1990). "Experimental testing of transient unsaturated flow theory at low water content in a centrifugal field". *Water Resources Research* **26 (9)**: 1951-1960.
- NITAO, J.J. & BEAR, J. (1996). "Potentials and their role in transport in porous media". *Water Resources Research* **32 (2)**: 225-250.
- NIXON, J.F. & McROBERTS, E.C. (1973). "A study of some factors affecting the thawing of frozen soils". *Canadian Geotechnical Journal* **10 (3)**: 439-452.

- NÜTZMANN, G., THIELE, M., MACIEJEWSKI, S. & JOSWIG, K. (1998). "Inverse modelling techniques for determining hydraulic properties of coarse-textured porous media by transient outflow methods". *Advances in Water Resources* 22 (3): 273-284.
- PALLE, N. & DANTZIG, J.A. (1996). "An adaptive mesh refinement scheme for solidification problems". *Metallurgical and Materials Transactions A Physical Metallurgy and Materials Science* **27A (3)**: 707-717.
- PANNELL, J.P.M. (1977). "Man the builder: An illustrated history of engineering". Thames and Hudson, London.
- PAQUET, M. & SAVARD, Y. (1994). « Caractéristiques des matériaux en sousfondation ». Rapport interne (stage), Laboratoire des chaussées, Ministère des Transports du Québec.
- PARKER, J.C., KOOL, J.B. & van GENUCHTEN, M.Th. (1985). "Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: II. Experimental studies". Soil Science Society of America Journal 49: 1354-1359.
- PASSIOURA, J.B. (1976). "Determining soil water diffusivities from one-step outflow experiments". *Australian Journal of Soil Research* **15**: 1-8.
- PDE Solutions Inc. (2004). "FlexPDE reference manual, version 4.2". PDE Solutions Inc., Antioch, California.
- PECK, L. & O'NEILL, K. (1997). "Frost penetration in soil with an inclusion of sand: dependence on soil moisture content and winter severity". *Canadian Geotechnical Journal* 34 (3): 368-383.
- PENTLAND, J.S., GITIRANA Jr., G. de F.N. & FREDLUND, D.G. (2001). "Use of a partial differential equation solver for solution of mass and heat transfer problems in geotechnical engineering". In: 4th Brazilian Symposium on Unsaturated Soils, Porto Alegre, Brazil, 22-24 March 2001: 29-45.
- PLAGGE, R., HÄUPL, P. & RENGER, M. (1999). "Transient effects on the hydraulic properties of porous media". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), *Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997*: 905-912.
- POETER, E.P. & HILL M.C. (1998). "Documentation of UCODE. A computer code for universal inverse modeling". U.S. Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 98-4080.

- PRESS, W.H., TEUKOLSKY, S.A., VETTERLING, W.T. & FLANNERY, B.P. (1992). "Numerical recipes in Fortran 77: The art of scientific computing". 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- RAIMBAULT, G. (1986). « Diffusivité et conductivité hydrauliques de matériaux ou sols non saturés en eau ». *Bulletin de Liaison, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées* **145** : 61-68.
- RAJKAI, K., KABOS, S., van GENUCHTEN, M.Th. & JANSSON, P-E. (1996). "Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils". Soil Science **161 (12)**: 832-845.
- RAWLS, W.J., GISH, T.J. & BRAKENSIEK, D.L. (1991). "Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics". *Advances in Soil Science* **16**: 213-234.
- RAY, R.P. & MORRIS, K.B. (1995). "Automated laboratory testing for soil/water characteristic curves". In: E.E. Alonso and P. Delage (eds.), *Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils, Paris, France, September 6-8 1995*: 547-552.
- RICHARDS, B.G. (1965). "Measurement of the free energy of soil moisture by the psychrometric technique using thermistors". In: *Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils Beneath Covered Areas, Butterworths, Sydney, Australia*: 39-46.
- RICHARDS, L.A. (1931). "Capillary conduction of liquids through porous mediums". *Physics* **1**: 318-333.
- RIDGEWAY, H.H. (1976). "Infiltration of water through the pavement surface". *Transportation Research Record* **616**: 98-100.
- RIDGEWAY, H.H. (1982). "Pavement subsurface drainage systems". National Cooperative Highway Research Program, Synthesis of Highway Practice 96.
- RIJTEMA, P.E. (1965). "An analysis of actual evapotranspiration". Center for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen, The Netherlands, Agricultural Research Report 659.
- ROBERTS, J.N. & SCHWARTZ, L.M. (1985). "Grain consolidation and electrical conductivity in porous media". *Physical Review B* **31** (9): 5990-5997.
- ROBERTS, A.P. & TORQUATO, S. (1999). "Chord-distribution functions of threedimensional random media: Approximate first-passage times of Gaussian processes". *Physical Review E* **59** (5): 4953-4963.

- ROBINSON, R.G. (1985). "A model for calculating pavement temperatures from meteorological data". Transport and Road Research Laboratory, Research Report RR44.
- ROGOWSKI, A.S. (1971). "Watershed physics: model of the soil moisture characteristic". *Water Resources Research* **7** (6): 1575-1582.
- ROMANO, C.G., FRIND, E.O. & RUDOLPH, D.L. (1999). "Significance of unsaturated flow and seepage faces in the simulation of steady-state subsurface flow". *Ground Water* **37** (4): 625-632.
- ROSS, P.J., WILLIAMS, J. & BRISTOW, K.L. (1991). "Equation for extending water-retention curves to dryness". Soil Science Society of America Journal 55: 923-927.
- ROSSI, C. & NIMMO, J.R. (1994). "Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness". *Water Resources Research* **30** (3): 701-708.
- RUAN, H. & ILLANGASEKARE, T.H. (1999). "Estimation of relative hydraulic conductivity of sandy soils based on a sheet flow model". *Journal of Hydrology* **219**: 83-93.
- RUSSAM, K. (1958). "An investigation into the soil moisture conditions under roads in Trinidad, B.W.I.". *Géotechnique* **8**: 57-71.
- RUSSAM, K. (1965). "The prediction of subgrade moisture conditions for design purposes". In: *Moisture Equilibria and Moisture Changes in Soils Beneath Covered Areas, Butterworths, Sydney, Australia*: 233-236.
- RUSSAM, K. & COLEMAN, J.D. (1961). "The effect of climatic factors on subgrade moisture conditions". *Géotechnique* **11**: 22-28.
- RUSSO, D. (1988). "Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: on the selection of a model for the hydraulic properties". *Water Resources Research* 24 (3): 453-459.
- SAATDJIAN, E. (2000). "Transport phenomena". John Wiley & Sons Inc., New York.
- SAVARD, Y. (1994). « Techniques de drainage des chaussées ». Dans : Compte rendu du colloque sur l'action du gel et de l'eau sur les chaussées : phénomènes et méthodes de mitigation, A.Q.T.R., Trois-Rivières, QC, Canada, 1-2 décembre 1994.

- SAVARD, Y. (1996). « Les développements en drainage des chaussées à Transports Québec ». Dans : *Recueil des communications du 31^e Congrès Annuel de l'A.Q.T.R., tome 2, Québec, QC, Canada, 24-27 mars 1996* : 125-149.
- SCALES, L.E. (1985). "Introduction to non-linear optimization". Springer-Verlag, New York.
- SCG (1994). « Manuel canadien d'ingénierie des fondations ». 2nd Édition, BiTech Publishers Ltd., Colombie-Britannique, Canada.
- SCHOFIELD, R.K. (1935). "The pF of the water in soil". In: *Transactions of the Third International Congress on Soil Science* **2**: 38-48.
- SCHROTH, M.H., AHEARN, S.J., SELKER, J.S. & ISTOK, J.D. (1996). "Characterization of Miller-similar silica sands for laboratory hydrologic studies". Soil Science Society of America Journal **60**: 1331-1339.
- SCHUH, W.M. & CLINE, R.L. (1990). "Effect of soil properties on unsaturated hydraulic conductivity pore-interaction factors". *Soil Science Society of America Journal* **54**: 1509-1519.
- SCHULTZE, B., IPPISCH, O., HUWE, B. & DURNER, W. (1999). "Dynamic nonequilibrium during unsaturated water flow". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997: 877-892.
- SETIAWAN, B.I. & NAKANO, M. (1993). "On the determination of unsaturated hydraulic conductivity from soil moisture profiles and from water retention curves". *Soil Science* **156** (6): 389-395.
- SHACKELFORD, C.D., CHANG, C.K. & CHIU, T.F. (1994). "The capillary barrier effect in unsaturated flow through soil barriers". In: *Proceedings of the First International Congress on Environmental Geotechnics, Edmonton, Alberta, July 11-15 1994*: 789-793.
- SHEPPARD, M.I., KAY, B.D. & LOCH, J.P.G. (1978). "Development and testing of a computer model for heat and mass flow in freezing soils". In: Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, volume 1, Edmonton, Alberta, Canada, July 10-13 1978: 76-81.
- SILLERS, W.S., FREDLUND, D.G. & ZAKERZADEH, N. (2001). "Mathematical attributes of some soil-water characteristic curve models". *Geotechnical and Geological Engineering* **19 (3/4)**: 243-283.

- ŠIMŮNEK, J. & HOPMANS, J.W. (2002). "Parameter optimization and nonlinear fitting". In: J.H. Dane and G.C. Topp (eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 4: Physical Methods, Soil Science Society of America, Wisconsin*: 139-157.
- ŠIMŮNEK, J., ŠEJNA, M. & van GENUCHTEN, M.Th. (1998). "The Hydrus-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, version 2". International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Colorado, IGWMC-TPS 70.
- ŠIMŮNEK, J., ŠEJNA, M. & van GENUCHTEN, M.Th. (1999). "The Hydrus-2D software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media, version 2". International Ground Water Modeling Center, Colorado School of Mines, Colorado, IGWMC-TPS 53.
- SOILMOISTURE (1995). "1400/1405 Tempe pressure cell, operating instructions". Soilmoisture Equipment Corp., Santa Barbara, California.
- STAPLE, W.J. (1969). "Comparison of computed and measured moisture redistribution following infiltration". *Soil Science Society of America Proceedings* **33**: 840-847.
- STONESTROM, D.A. & RUBIN, J. (1989). "Air permeability and trapped-air content in two soils". *Water Resources Research* **25(9)**: 1959-1969.
- STORMONT, J.C. & ZHOU, S. (2002). "Improving pavement sub-surface drainage systems by considering unsaturated water flow". Report prepared for the MIHE/HBCU Competitive Assistance Program, U.S. Department of Transportation, Federal Highway Administration.
- STORMONT, J.C. & ZHOU, S. (2005). "Impact of unsaturated flow on pavement edgedrain performance". *Journal of Transportation Engineering* **131 (1)**: 46-53.
- SU, C. & BROOKS, R.H. (1975). "Soil hydraulic properties from infiltration test". In: Watershed Management. Proceedings of the Symposium Conducted by the Committee on Watershed Management of the Irrigation and Drainage Division of the American Society of Civil Engineers, Logan, Utah, August 11-13 1975: 516-542.
- SU, C. & BROOKS, R.H. (1980). "Water retention measurement for soils". In: *American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division* **106 (IR2)**: 105-112.

- TOKUNAGA, T.K., OLSON, K.R. & WAN, J. (2003). "Moisture characteristics of Hanford gravels: Bulk, grain-surface, and intragranular components". *Vadose Zone Journal* **2**: 322-329.
- TOKUNAGA, T.K., WAN, J. & OLSON, K.R. (2002). "Saturation-matric potential relations in gravel". *Water Resources Research* **38** (10): 1214, doi:10.1029/2001WR001242.
- TOLEDO, P.G., NOVY, R.A., DAVIS, H.T. & SCRIVEN, L.E. (1990). "Hydraulic conductivity of porous media at low water content". *Soil Science Society of America Journal* **54**: 673-679.
- TOORMAN, A.F., WIERENGA, P.J. & HILLS, R.G. (1992). "Parameter estimation of hydraulic properties from one-step outflow data". *Water Resources Research* **28** (11): 3021-3028.
- TULI, A., DENTON, M.A., HOPMANS, J.W., HARTER, T. & MacINTYRE, J.L. (2001). "Multi-step outflow experiment: From soil preparation to parameter estimation". Department of Land, Air, and Water Resources, University of California, Davis, Paper No. 100037.
- TULLER, M. & OR, D. (2001). "Hydraulic conductivity of variably saturated porous media: Film and corner flow in angular pore space". Water Resources Research 37 (5): 1257-1276.
- TULLER, M. & OR, D. (2002). "Unsaturated hydraulic conductivity of structured porous media: A review of liquid configuration-based models". *Vadose Zone Journal* **1**: 14-37.
- TULLER, M., OR, D. & DUDLEY, L.M. (1999). "Adsorption and capillary condensation in porous media: Liquid retention and interfacial configurations in angular pores". *Water Resources Research* **35 (7)**: 1949-1964.
- VALIANTZAS, J.D. & KERKIDES, P.G. (1990). "A simple iterative method for the simultaneous determination of soil hydraulic properties from one-step outflow data". *Water Resources Research* **26** (1): 143-152.
- VANAPALLI, S., FREDLUND, D.G., PUFAHL, D.E. & CLIFTON, A.W. (1996). "Model for the prediction of shear strength with respect to soil suction". *Canadian Geotechnical Journal* **33 (3)**: 379-392.
- VANAPALLI, S.K., SILLERS, W.S. & FREDLUND, M.D. (1998). "The meaning and relevance of residual state to unsaturated soils". In: *Proceedings of the 51st Canadian Geotechnical Conference, Alberta, Canada, 4-7 October 1998*: 101-108.

- van DAM, J.C., STRICKER, J.N.M. & DROOGERS, P. (1992(a)). "Inverse method for determining soil hydraulic functions from one-step outflow experiments". *Soil Science Society of America Journal* **56**: 1042-1050.
- van DAM, J.C., STRICKER, J.N.M. & DROOGERS, P. (1994). "Inverse method to determine soil hydraulic functions from multistep outflow experiments". *Soil Science Society of America Journal* **58**: 647-652.
- van DAM, J.C., STRICKER, J.N.M & VERHOEF, A. (1992(b)). "An evaluation of the one-step outflow method". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (eds.), Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, California, 11-13 October 1989: 633-644.
- van GENUCHTEN, M.Th. (1980). "A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils". *Soil Science Society of America Journal* **44**: 892-898.
- van GENUCHTEN, M.Th. & LEIJ, F.J. (1992). "On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L.J. Lund (eds.), *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils, Riverside, California, 11-13 October 1989*: 1-14.
- van GENUCHTEN, M.Th., LEIJ, F.J & YATES, S.R. (1991). "The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils". EPA/600/2-91/065.
- van GENUCHTEN, M.Th. & NIELSEN, D.R. (1985). "On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils". *Annales Geophysicae* **3 (5)**: 615-628.
- van WYLEN, G.J., SONNTAG, R.E. & DESROCHERS, P. (1981). « Thermodynamique appliquée ». Éditions du Renouveau Pédagogique Inc., Ottawa, Canada.
- VAUCLIN, M. & ANGULO-JARAMILLO, R. (1995). "Water and solute transport processes in unsaturated soils: some hydrological and geotechnical aspects". In: E.E. Alonso and P. Delage (eds.), Proceedings of the First International Conference on Unsaturated Soils, Paris, France, September 6-8 1995: 1357-1379.
- VAUCLIN, M., HAVERKAMP, R. & VACHAUD, G. (1979). « Résolution numérique d'une équation de diffusion non linéaire ». Presses de l'Université de Grenoble, Grenoble, France.

- VEREECKEN, H. (1988). "Pedotransfer functions for the generation of hydraulic properties for Belgian soils". Ph.D. Thesis, Kantholieke Universiteit te Leuven, Belgium.
- VEREECKEN, H. (1995). "Estimating the unsaturated hydraulic conductivity from theoretical models using simple soil properties". *Geoderma* **65**: 81-92.
- VEREECKEN, H., MAES, J. & FEYEN, J. (1990). "Estimating unsaturated hydraulic conductivity from easily measured soil properties". Soil Science 149 (1): 1-12.
- VEREECKEN, H., MAES, J., FEYEN, J. & DARIUS, P. (1989). "Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density, and carbon content". Soil Science 148 (6): 389-403.
- VISSER, W.C. (1968). "An empirical expression for the desorption curve". In: P.E. Rijtema and H. Wassink (eds.), *Water in the Unsaturated Zone, Proceedings of the Wageningen Symposium, volume 1, 1968*: 329-335.
- VOGEL, T. & CÍSLEROVÁ, M. (1988). "On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve". *Transport in Porous Media* **3**: 1-15.
- VOLLER, V. & CROSS, M. (1981). "Accurate solutions of moving boundary problems using the enthalpy method". *International Journal of Heat and Mass Transfer* **24**: 545-556.
- VRUGT, J.A., BOUTEN, W. & WEERTS, A.H. (2001). "Information content of data for identifying soil hydraulic parameters from outflow experiments". *Soil Science Society of America Journal* **65**: 19-27.
- VUKOVIĆ, M. & SORO, A. (1992). "Determination of hydraulic conductivity of porous media from grain-size composition". Water Resources Publications, Colorado.
- WAGNER, L.E. & DING, D. (1994). "Representing aggregate size distributions as modified log normal distributions". *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **37 (3)**: 815-821.
- WALLACE, K.B. (1977). "Moisture transients at the pavement edge: analytical studies of the influence of materials and cross-section design". *Géotechnique* **27 (4)**: 497-516.

- WILDENSCHILD, D. & HOPMANS, J.W. (1999). "Flow rate dependence of hydraulic properties of unsaturated porous media". In: M.Th. van Genuchten, F.J. Leij and L. Wu (eds.), Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, Riverside, California, 22-24 October 1997: 893-904.
- WILDENSCHILD, D., HOPMANS, J.W., RIVERS, M.L. & KENT, A.J.R. (2005). "Quantitative analysis of flow processes in a sand using synchrotron-based X-ray microtomography". *Vadose Zone Journal* **4**: 112-126.
- WILDENSCHILD, D., HOPMANS, J.W. & ŠIMŮNEK, J. (2001). "Flow rate dependence of soil hydraulic characteristics". *Soil Science Society of America Journal* **65**: 35-48.
- WILDENSCHILD, D., JENSEN, K.H., HOLLENBECK, K.J., ILLANGASEKARE, T.H., ZNIDARČIC, D., SONNENBORG, T. & BUTTS, M.B. (1997). "A twostage procedure for determining unsaturated hydraulic characteristics using a syringe pump and outflow observations". Soil Science Society of America Journal 61: 347-359.
- WILLIAMS, R.D., AHUJA, L.R. & NANEY, J.W. (1992). "Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density, and limited data". Soil Science 153 (3): 172-184.
- WILLSON, C.S. & KEES, C.E. (2000). "An investigation of three-phase flow". CASE News 1 (1): 15-20.
- WIND, G.P. (1955). "Field experiment concerning capillary rise of moisture in heavy clay soil". *Netherlands Journal of Agricultural Science* **3**: 60-69.
- WITCZAK, M.W., ANDREI, D. & HOUSTON, W.N. (2000). "Appendix DD-1: Resilient modulus as function of soil moisture – Summary of predictive models". Development of the 2002 Guide for Mechanistic-Empirical Design of New and Rehabilitated Pavement Structures, National Cooperative Highway Research Program, NCHRP Project 1-37A.
- WRAITH, J.M. & OR, D. (1998). "Nonlinear parameter estimation using spreadsheet software". *Journal of Natural Resources and Life Sciences Education* **27**: 13-19.
- XU, X., NIEBER, J.L., NAKER, J.M. & NEWCOMB, D.E. (1991). "Field testing of a model for water flow and heat transport in variably saturated, variably frozen soil". *Transportation Research Record* **1307**: 300-308.

- YANG, H., RAHARDJO, H., LEONG, E.-C. & FREDLUND, D.G. (2004). "Factors affecting drying and wetting soil-water characteristic curves of sandy soils". *Canadian Geotechnical Journal* **41** (5): 908-920.
- YOUNGS, E.G. (1999). "Non-steady flow to drains". In: R.W. Skaggs and J. van Schilfgaarde (eds.), Agricultural Drainage, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Wisconsin: 265-296.
- YU, H.T. & RAO, S. (1999). "Subsurface drainage: is it worth what it costs?". Better Roads Magazine, September 1999.
- ZACHMANN, D.W., DUCHATEAU, P.C. & KLUTE, A. (1981). "The calibration of Richards flow equation for a draining column by parameter identification". *Soil Science Society of America Journal* **45**: 1012-1015.
- ZACHMANN, D.W., DUCHATEAU, P.C. & KLUTE, A. (1982). "Simultaneous approximation of water capacity and soil hydraulic conductivity by parameter identification". *Soil Science* **134 (3)**: 157-163.
- ZARLING, J.P. & BRALEY, W.A. (1988). "Geotechnical thermal analysis". In: E.G. Johnson, A. Phukan and W.H. Haas (eds.), *Embankment Design and Construction in Cold Regions, Technical Council on Cold Regions Engineering Monograph, American Society of Civil Engineers*: 35-92
- ZHANG, R. & van GENUCHTEN, M.Th. (1994). "New models for unsaturated soil hydraulic properties". *Soil Science* **158 (2)**: 77-85.
- ZHANG, Z.F., WARD, A.L. & GEE, G.W. (2003). "Estimating soil hydraulic parameters of a field drainage experiment using inverse techniques". *Vadose Zone Journal* **2**: 201-211.
- ZHUANG, J., JIN, Y. & MIYAZAKI, T. (2001). "Estimating water retention characteristic from soil particle-size distribution using a non-similar media concept". *Soil Science* **166 (5)**: 308-321.
- ZNIDARČIC, D., ILLANGASEKARE, T. & MANNA, M. (1991). "Laboratory testing and parameter estimation for two-phase flow problems". In: *Proceedings of the Geotechnical Engineering Congress, Colorado, U.S.A., 10-12 June* 1991: 1089-1099.
- ZURMÜHL, T. (1998). "Capability of convection-dispersion transport models to predict transient water and solute movement in undisturbed soil columns". *Journal of Contaminant Hydrology* **30**: 101-128.

ANNEXE A

PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES (MODÈLES EMPIRIQUES ET PHYSICO-EMPIRIQUES)

Cette annexe fait un état non exhaustif des différents modèles empiriques de la fonction de rétention d'eau (Tableau A.1) et de la fonction de conductivité hydraulique (Tableau A.2) ainsi que de divers modèles physico-empiriques répertoriés dans la littérature (Tableau A.3). Il est à noter que les expressions sont exprimées dans une nomenclature propre aux auteurs cités.

Tableau A.1 Modèles empiriques de la fonction de rétention d'eau ainsi que leurs fonctions réciproques.

Relations exponentielles	
Rogowski (1971)	
$\theta_{\scriptscriptstyle W} \geq \theta_{\scriptscriptstyle W,o}$:	$(u_a - u_w) \le (u_a - u_w)_{aev}$:
$(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{aev} + e^{\frac{\theta_w - \theta_{w,o}}{\alpha}} - 1$	$\theta_{w} = \theta_{w,o} + \alpha \cdot \ln((u_{a} - u_{w}) - (u_{a} - u_{w})_{aev} + 1)$
$\theta_{w} \leq \theta_{w,o}$:	$(u_a - u_w) > (u_a - u_w)_{aev}$:
$(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{aev} - e^{\frac{\theta_w - \theta_{w,o}}{\beta}} + 1$	$\theta_{w} = \theta_{w,o} + \beta \cdot \ln((u_{a} - u_{w})_{aev} - (u_{a} - u_{w}) + 1)$
Farrell & Larson (1972)	
$(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{aev} \cdot e^{\alpha \cdot (\theta_{w,s} - \theta_w)}$	$\theta_{w} = \theta_{w,s} - \alpha^{-1} \cdot \ln \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{(u_{a} - u_{w})_{aev}} \right)$
Vauclin <i>et al.</i> (1979) (<i>cf.</i> Leij <i>et al.</i> , 1997)	
$(u_a - u_w) = e^{\alpha^{1/\beta} \cdot (1-\Theta)^{1/\beta} \cdot \Theta^{-1/\beta}}$	$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{\ln((u_a - u_w))}{\alpha^{1/\beta}}\right)^{\beta}}$
Fredlund & Xing (1994)	
$(u_a - u_w) = a \cdot \left(e^{\left(\frac{\theta_w}{\theta_{w,s}}\right)^{-1/m}} - e^{-1/m} \right)^{1/n}$	$\theta_{w} = \theta_{w,s} \cdot \left[\ln \left(\mathbf{e} + \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{\mathbf{a}} \right)^{n} \right) \right]^{-m}$

Fonctions puissance	
Brooks & Corey (1964)	
$(u_a - u_w) = (u_a - u_w)_{aev} \cdot \Theta^{-1/\lambda}$	$(u_a - u_w) \le (u_a - u_w)_{aev} :$ $\Theta = 1$ $(u_a - u_w) > (u_a - u_w)_{aev} :$
	$\Theta = \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{aev}}\right)^{-\lambda}$
Brutsaert (1966)	
$(u_a - u_w) = a^{1/b} \cdot (1 - \Theta)^{1/b} \cdot \Theta^{-1/b}$	$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{a^{1/b}}\right)^b}$
Ahuja & Swartzendruber (1972)	
$(u_a - u_w) = c^{-1/p} \cdot \left(\theta_{w,s} - \theta_w\right)^{1/p} \cdot \theta_w^{-1/p}$	$\theta_{w} = \frac{\theta_{w,s}}{1 + \left(c^{1/p} \cdot \left(u_{a} - u_{w}\right)\right)^{p}}$
Haverkamp <i>et al.</i> (1977)	
$(u_a - u_w) = \alpha^{1/\beta} \cdot (1 - \Theta)^{1/\beta} \cdot \Theta^{-1/\beta}$	$\Theta = \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_a - u_w)}{\alpha^{1/\beta}}\right)^{\beta}}$
Visser (1968)	
$(u_a - u_w) = A \cdot \left(\theta_{w,s} - \theta_w\right)^n \cdot \theta_w^{-m}$	Aucune réciproque simple
Gardner et al. (1970)	
$(u_a-u_w)=A\cdot\theta_w^{-lpha}$	$(u_{a} - u_{w}) \leq (u_{a} - u_{w})_{aev} :$ $\theta_{w} = \theta_{w,s}$ $(u_{a} - u_{w}) > (u_{a} - u_{w})_{aev} :$ $((u_{a} - u_{w}))^{-1/\alpha}$
	$\theta_{w} = \left(\frac{1}{A}\right)$







Fonctions erreur	
Laliberté (1969) (cf. van Genuchten & Nielsen, 19	85)
Aucune réciproque simple	$\Theta = \frac{1}{2} \cdot \operatorname{erfc}\left(a - \frac{b}{c + \left(\frac{(u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{aev}}\right)}\right)$
Kosugi (1994)	
	$(u_a - u_w) \leq (u_a - u_w)_{aev}$:
	$\Theta = 1$
Aucune réciproque simple	$(u_a - u_w) > (u_a - u_w)_{aev}$:
	$\Theta = \frac{1}{2} \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{\ln\left(\frac{(u_a - u_w)_{aev} - (u_a - u_w)}{(u_a - u_w)_{aev} - (u_a - u_w)_i}\right) - \sigma^2}{2^{1/2} \cdot \sigma}\right)$



Tableau A.2 Modèles empiriques de la fonction de conductivité hydraulique.

 $k(\theta)$ Davidson *et al.* (1969) $k_{w} = k_{w,s} \cdot e^{a(\theta_{w} - \theta_{w,s})}$ Gardner *et al.* (1970) $k_{w} = B \cdot \theta_{w}^{\ \beta}$ Campbell (1973) (*cf.* Fredlund *et al.*, 1994) $k_{w} = k_{w,s} \cdot \left(\frac{\theta_{w}}{\theta_{w,s}}\right)^{n}$ Setiawan & Nakano (1993) $k_{w} = k_{w,s} \cdot e^{-a(\theta_{w,s} - \theta_{w})^{b}}$

$k((u_a - u_w))$ Richards (1931) $k_w = a \cdot (u_a - u_w) + b$ Wind (1955) (cf. Mualem, 1978) $k_w = \alpha \cdot (u_a - u_w)^n$ Gardner (1958) $k_{w} = \frac{a}{b} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{b^{1/n}}\right)^{n}} = k_{w,s} \cdot \frac{1}{1 + \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{b^{1/n}}\right)^{n}}$ $k_{w} = \boldsymbol{a} \cdot \mathbf{e}^{-c \cdot (u_{a} - u_{w})} = k_{w.s} \cdot \mathbf{e}^{-c \cdot (u_{a} - u_{w})}$ et Brooks & Corey (1964) $(U_a - U_w) \leq (U_a - U_w)_{aev}$: $k_{w} = k_{w,s}$ $(U_a - U_w) > (U_a - U_w)_{aev}$: $k_{w} = k_{w,s} \cdot \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{(u_{a} - u_{w})_{avy}}\right)^{-\eta}$ King (1965) $k_{w} = k_{w,s} \cdot \sigma \cdot \left[\frac{\cosh\left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{(u_{a} - u_{w})_{2}}\right)^{\eta} - 1}{\cosh\left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{(u_{a} - u_{w})_{2}}\right)^{\eta} + 1} \right]$ Rijtema (1965) (cf. Mualem, 1986 et 1992) $(U_a - U_w) \leq (U_a - U_w)_{aev}$: $k_{w} = k_{ws}$ $(u_a - u_w)_{aev} < (u_a - u_w) \le (u_a - u_w)_1$: $\mathbf{k}_{w} = \mathbf{k}_{ws} \cdot \mathbf{e}^{\alpha \cdot ((u_{a} - u_{w}) - (u_{a} - u_{w})_{aev})}$ $(u_{a} - u_{w}) > (u_{a} - u_{w})_{1}$:

 $k_{w} = k_{w,1} \cdot \left(\frac{(u_{a} - u_{w})}{(u_{a} - u_{w})_{t}}\right)^{-n}$

-	Brooks & Corey (1964)	van Genuchten (1980)
	$\boldsymbol{\Theta} = \begin{cases} 1 & (\boldsymbol{u}_a - \boldsymbol{u}_w) \leq (\boldsymbol{u}_a - \boldsymbol{u}_w)_{aev} \\ \left(\frac{(\boldsymbol{u}_a - \boldsymbol{u}_w)_{aev}}{(\boldsymbol{u}_a - \boldsymbol{u}_w)_{aev}} \right)^{-\lambda} & (\boldsymbol{u}_a - \boldsymbol{u}_w) > (\boldsymbol{u}_a - \boldsymbol{u}_w)_{aev} \end{cases}$	$\boldsymbol{\varTheta} = \left[\frac{1}{1 + \left(\boldsymbol{\alpha} \cdot \left(\boldsymbol{u}_{\boldsymbol{a}} - \boldsymbol{u}_{\boldsymbol{w}}\right)\right)^{v}}\right]^{w}}$
950) (<i>l</i> = 0)	Brooks & Corey/Childs & Collis-George	van Genuchten/Childs & Collis-George
$\frac{X}{\int_{0}^{2}(X)} dX$	$k_{w,r}(\Theta) = \Theta^{1+2+\frac{2}{\lambda}}$	Aucune solution symbolique possible
$\frac{X}{y^2(X)} \cdot dX$	$k_{w,r}((u_a - u_w)) = \begin{cases} 1 & (u_a - u_w) \le (u_a - u_w) \le (u_a - u_w)_{\text{dev}} \\ \frac{(u_a - u_w)_{\text{dev}}}{(u_a - u_w)_{\text{dev}}} \end{pmatrix}^{-\lambda \cdot (1+2)-2} & (u_a - u_w) > (u_a - u_w)_{\text{dev}} \end{cases}$	Aucune solution symbolique possible
	Brooks & Corey/Burdine	van Genuchten/Burdine
, 1 ² (X)	$k_{w,r}(\Theta) = \Theta^{l+1+\frac{2}{\lambda}}$	$k_{w,r}(\Theta) = \Theta^{l} \cdot \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{\omega}} \right)^{\omega} \right]$
$\int_{a}^{a} (x)$	$k_{w,r}((u_a - u_w)) = \begin{cases} 1 & (u_a - u_w) \le (u_a - u_w) \le (u_a - u_w)_{aev} \\ \frac{(u_a - u_w)_{aev}}{(u_a - u_w)_{aev}} \end{pmatrix}^{-\lambda(l+1)-2} & (u_a - u_w) > (u_a - u_w)_{aev} \end{cases}$	$k_{w,r}((u_{a} - u_{w})) = \frac{1 - (\alpha \cdot (u_{a} - u_{w}))^{v \cdot w} \cdot \left[1 + (\alpha \cdot (u_{a} - u_{w}))^{v}\right]^{-w}}{\left[1 + (\alpha \cdot (u_{a} - u_{w}))^{v}\right]^{-w}}$ avec $m = 1 - (2/n)$
	Brooks & Corey/Mualem	van Genuchten/Mualem
$\left(\frac{x}{y(x)}\right)^2$	$k_{w,r}(\Theta) = \Theta^{i+2+\frac{2}{\lambda}}$	$k_{w,r}(\Theta) = \Theta' \cdot \left[1 - \left(1 - \Theta^{\frac{1}{2}} \right)^{\omega} \right]^2$
$\left(\frac{x}{x}\right)$	$k_{w,r}((u_a - u_w)) = \begin{cases} 1 & (u_a - u_w) \le (u_a - u_w) \le (u_a - u_w) \le u_{aev} \\ (u_a - u_w)_{aev} \end{cases}$ $(u_a - u_w) > (u_a - u_w)_{aev}$	$k_{w,r}((u_a - u_w)) = \frac{\left\{1 - (\alpha \cdot (u_a - u_w))^{v \cdot w} \cdot \left[1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v\right]^{-w}\right\}^2}{\left[1 + (\alpha \cdot (u_a - u_w))^v\right]^{w/1}}$ avec $\omega = 1 - (1/v)$

Tableau A.3 Modèles physico-empiriques de la fonction de conductivité hydraulique (Inspiré de Mualem. 1986 et 1992).

ANNEXE B

CALIBRAGE DES CAPTEURS DE PRESSION

Les capteurs de pression différentiels retenus pour le contrôle et la mesure de la succion matricielle sont de type Sensotec FP2000, FDW 060-C868-07 (34,47 kPa) et FDW 060-C868-01 (206,83 kPa), à compensation de température et précision cautionnée de ±0,25% de la pleine échelle. La tension d'excitation de ce type de capteur est de 10 VDC alors que la tension de sortie est de 10mV/V. Lors de l'application de la pression, ces capteurs produisent un voltage mesurable attribuable à la déformation d'un cristal piézoélectrique fait de quartz.

Le processus de calibrage des capteurs susmentionnés a été inspiré de la norme ASTM D5720. Le calibrage a donc été effectué avec des manomètres en forme de U, constitués de verre et gradués au millimètre. De plus, des liquides de masse volumique différente ont permis d'adapter la précision du calibrage à la gamme de pression mesurable. Le composé organique lourd s-tetrabromoéthane Br₂CHCHBr₂ (gamme : 0-29 kPa, précision : 0,01 kPa) et le mercure Hg (gamme : 0-132 kPa, précision : 0,07 kPa) ont ainsi été retenus pour le calibrage des capteurs de 34,47 et 206,83 kPa respectivement. Or, le différentiel corrigé entre les ménisques observés dans les colonnes de gauche et de droite du manomètre a été traduit en une pression à l'aide de la masse volumique de référence du fluide indicateur ainsi que de la masse volumique de l'air sus-jacent :

$$P = \left(\rho_{\text{fluide,o}} - \rho_{a}\right) \cdot g_{o} \cdot \Delta H_{\text{corrigé}}$$
[B.1]

où : g_o : accélération gravitationnelle de référence (9,80665 m/s²), L·T⁻²; P : pression, F·L⁻²; $\Delta H_{corrigé}$: différentiel corrigé entre les ménisques observés dans les colonnes de gauche et de droite du manomètre, L; ρ_a : masse volumique de l'air, F·L⁻⁴·T²; $\rho_{fluide,o}$: masse volumique de référence du fluide indicateur, F·L⁻⁴·T².



Figure B.1 Masse volumique de différents fluides indicateurs en fonction de la température.

Bien que la manométrie soit un processus simple, certains aspects sont parfois négligés. En fait, la lecture d'un manomètre n'est généralement pas effectuée dans des conditions normalisées. On dénombre donc maintes corrections permettant d'améliorer la précision de la lecture manométrique (*i.e.* température, accélération gravitationnelle, compressibilité et dissolution des gaz dans les fluides indicateurs). La contraction/dilatation thermique peut effectivement altérer le positionnement des graduations de l'échelle. La contraction/dilatation thermique de l'aluminium, employé dans le cadre de cette étude, peut néanmoins être considérée négligeable (*i.e.* $\alpha_t = 0,0232 \text{ mm/m}^\circ\text{C}$). La température peut également influencer la masse volumique des fluides indicateurs. À cet effet, la figure B.1 démontre que le mercure est 0,36% moins dense à 20°C qu'à la température normalisée de 0°C. Afin de pallier cette variation de masse volumique, la correction suivante s'impose :

$$\Delta H_{\text{corrigée}} = \frac{\left(\rho_{\text{fluide}} - \rho_{a}\right)}{\left(\rho_{\text{fluide},o} - \rho_{a}\right)} \cdot \Delta H$$
[B.2]

οù: ΔH : différentiel non corrigé entre les ménisques observés dans les colonnes de gauche et de droite du manomètre, L ;
 ρ_{fluide} : masse volumique du fluide indicateur, F·L⁻⁴·T².

Bien que la compressibilité et la dissolution des gaz puissent également influencer la masse volumique du liquide indicateur, l'erreur engendrée est généralement négligeable. Toutefois, l'accélération gravitationnelle est normalisée à 9,80665 m/s² au niveau de la mer et ce, à une latitude de 45,54°N. De ce fait, une déviation de 10° en latitude induit une variation de l'accélération gravitationnelle de l'ordre de 0,09% tandis qu'un changement d'élévation de 1500 m produit une variation de l'ordre de l'ordre de 0,05%. En tenant compte de la variabilité de l'accélération gravitationnelle, on obtient une forme généralisée de la correction, soit :

$$\Delta \mathsf{H}_{\mathsf{corrigé}} = \frac{\left(\rho_{\mathsf{fluide}} - \rho_{\mathsf{a}}\right) \cdot g}{\left(\rho_{\mathsf{fluide},o} - \rho_{\mathsf{a}}\right) \cdot g_{o}} \cdot \Delta \mathsf{H}$$
[B.3]

où *g* est l'accélération gravitationnelle au point d'instrumentation. Au Canada, la valeur exacte de la gravité peut être obtenue auprès de la Division des Levés Géodésiques de Ressources Naturelles Canada et ce, en précisant la longitude, la latitude et l'élévation du point d'instrumentation. Dans le cadre de travaux de moindre précision, une estimation de la gravité peut être déterminée à l'aide de l'équation suivante :

$$g = 9,80616 \cdot (1 - 0,0026373 \cdot \cos(2 \cdot \Lambda) + 0,0000059 \cdot \cos^{2}(2 \cdot \Lambda)) - 0,0003084 \cdot Z + 0,0001118 \cdot (Z - \overline{Z}_{170})$$
[B.4]

Les figures suivantes présentent les relations entre le voltage et la pression manométrique pour les différents capteurs. Il est à noter que les relations obtenues reflètent également l'influence du système d'acquisition employé (National Instruments:NI PCI-6036E).



Figure B.2 Relations entre le voltage et la pression pour les capteurs de pression différentiels retenus pour le contrôle de la succion matricielle.



Figure B.3 Relations entre le voltage et la pression pour les capteurs de pression différentiels retenus pour la mesure de la succion matricielle intracellulaire.

ANNEXE C

RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX, MG-112 (CARACTÉRISATION EN RÉGIME PERMANENT)

Cette annexe présente l'évolution temporelle de la succion matricielle imposée à la base de l'échantillon ainsi que la progression du volume d'extraction d'eau cumulé lors des essais en régime permanent portant sur les matériaux de sous-fondation routière à granulométrie uniforme.



Figure C.1 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable G1. *(a)* Volume d'extraction cumulé.

(b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon.



Figure C.2 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable G2.
(a) Volume d'extraction cumulé.
(b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon.



Figure C.3 Évolution temporelle d'indicateurs hydriques pour l'essai en régime permanent portant sur le sable G3.
(a) Volume d'extraction cumulé.
(b) Succion matricielle imposée à la base de l'échantillon.

ANNEXE D

DEGRÉ DE SATURATION MINIMAL DES MATÉRIAUX DE SOUS-FONDATION

Dans le but de faire suite aux expressions développées au Chapitre VII, cette annexe établit le degré de saturation minimal du matériau de sous-fondation. Sachant alors que la surface revêtue de la chaussée engendre une condition hydrostatique proportionnelle à l'élévation du point bas de l'exutoire de l'élément drainant, la charge de pression d'eau interstitielle peut être traduite en un degré de saturation minimal ponctuel par l'entremise d'une relation empirique. Il est ainsi possible d'obtenir une expression du degré de saturation minimal dit ponctuel, en (x_i , z_i), en utilisant la relation de Brooks & Corey (1964), soit :

h^{SF}_{p,aev} : charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau de sous-fondation, L ;

 $h_{p,i}$: charge de pression d'eau interstitielle ponctuelle, L ;

 n_{SF} : porosité du matériau de sous-fondation ;

 $S_{r,min}^{SF}$: degré de saturation minimal ponctuel du matériau de sous-fondation ;

 $\theta_{w,min}^{SF}$: teneur en eau volumétrique minimale ponctuelle du matériau de sous-fondation ;

- $\theta_{w,r}^{SF}$: teneur en eau volumétrique résiduelle du matériau de sous-fondation ;
- $\theta_{w,s}^{SF}$: teneur en eau volumétrique ponctuelle du matériau de sous-fondation saturé ;
- λ_{SF} : paramètre d'ajustement correspondant à la répartition de la taille des pores du matériau de sous-fondation.

Une valeur moyenne du profil peut alors être obtenue en intégrant le profil du degré de saturation minimal ponctuel entre l'interface sous-fondation/infrastructure et l'interface fondation/sous-fondation, soit :

$$\ddot{S}_{r,min}^{SF} = \frac{1}{d_{SF} + (m_{SF} - m_{F}) \cdot (B - x_{i})} \int_{m_{SF} \cdot x_{i}}^{(d_{SF} + (m_{SF} - m_{F}) \cdot B) + m_{F} \cdot x_{i}} S_{r,min}^{SF} \cdot dz$$
[D.2]

où : d_{SF} : épaisseur de la couche de sous-fondation, L ; B : largeur de la voie de roulement, L ; m_F, m_{SF} : pente transversale de l'interface fondation/sous-fondation et sous-fondation/infrastructure respectivement ; \ddot{S}_{Lmin}^{SF} : moyenne du profil de degré de saturation minimal de la sous-fondation.

Puisque la représentation du degré de saturation minimal ponctuel présente une discontinuité à la valeur d'entrée d'air (*cf.* équation [D.1]), on doit préalablement définir les abscisses pour lesquelles la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air concorde avec la charge de pression d'eau interstitielle des interfaces, soit :

- où : $x_{F/SF}, z_{F/SF}$: coordonnée de l'interface fondation/sous-fondation correspondant à l'égalité de la valeur d'entrée d'air et de la charge de pression d'eau interstitielle, L ;
 - $x_{SF/INF}, z_{SF/INF}$: coordonnée de l'interface sous-fondation/infrastructure correspondant à l'égalité de la valeur d'entrée d'air et de la charge de pression d'eau interstitielle, L.

Étant contrainte par le système de référence, dont l'origine se situe à la ligne d'infrastructure au droit de la ligne de rive, ces limites doivent être comprises entre 0 et *L*. Il est donc préférable de réitérer les limites sous forme conditionnelle, soit :

$$\mathbf{x}_{F/SF} = \begin{cases} 0 & \mathbf{x}_{F/SF} < 0 \\ \mathbf{x}_{F/SF} & 0 \le \mathbf{x}_{F/SF} < B \\ B & \mathbf{x}_{F/SF} > B \end{cases} \quad \text{et} \quad \mathbf{x}_{SF/INF} = \begin{cases} 0 & \mathbf{x}_{SF/INF} < 0 \\ \mathbf{x}_{SF/INF} & 0 \le \mathbf{x}_{SF/INF} < B \\ B & \mathbf{x}_{SF/INF} > B \end{cases} \quad [D.3(c)]$$

Puisque ces limites correspondent à un changement du comportement en rétention du matériau de sous-fondation, la solution symbolique de l'intégration du degré de saturation minimal ponctuel est contrainte comme suit :

 $X_i \leq X_{F/SF}$:

$$\ddot{S}_{r,min}^{SF} = 100$$
 [D.4(a)]

 $X_{F/SF} < X_i \leq X_{SF/INF}$:

$$\begin{split} \ddot{S}_{r,min}^{SF} &= \frac{1}{n_{SF}} \cdot \left\{ \theta_{w,r}^{SF} + \left(\theta_{w,s}^{SF} - \theta_{w,r}^{SF} \right) \cdot \left\{ \frac{\left| h_{p,aev}^{SF} \right| - w - m_{SF} \cdot x_{i}}{d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot \left(B - x_{i} \right)} \right. \right. \\ &+ \frac{\left| h_{p,aev}^{SF} \right|^{\lambda_{SF}}}{\left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot \left(B - x_{i} \right) \right) \cdot \left(1 - \lambda_{SF} \right)} \\ &\cdot \left[\left[w + \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{i} \right]^{1 - \lambda_{SF}} - \left| h_{p,aev}^{SF} \right|^{1 - \lambda_{SF}} \right] \right\} \right\} \cdot 100 \end{split}$$

 $X_i > X_{SF/INF}$:

$$\ddot{S}_{r,min}^{SF} = \frac{1}{n_{SF}} \left\{ \theta_{w,r}^{SF} + \left(\theta_{w,s}^{SF} - \theta_{w,r}^{SF} \right) \cdot \frac{\left| h_{p,aev}^{SF} \right|^{\lambda_{SF}}}{\left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot \left(B - x_{i} \right) \right) \cdot \left(1 - \lambda_{SF} \right)} \right.$$

$$\left. \left. \left\{ \left[w + \left(d_{SF} + \left(m_{SF} - m_{F} \right) \cdot B \right) + m_{F} \cdot x_{i} \right]^{1 - \lambda_{SF}} - \left[w + m_{SF} \cdot x_{i} \right]^{1 - \lambda_{SF}} \right\} \right\} \cdot 100$$
L'intégration de cette équation, sur la largeur *B*, permet d'obtenir le degré de saturation minimal moyen du matériau de sous-fondation sous la voie de roulement, soit :

$$\overline{S}_{r,min}^{SF} = \frac{1}{B} \cdot \int_{0}^{B} \overline{S}_{r,min}^{SF} \cdot dx$$
[D.5]

Bien que cette intégrale ne puisse être résoute symboliquement, une approximation peut être obtenue par voie numérique (*cf.* Press *et al.*, 1992).

ANNEXE E

TRANSFERT THERMIQUE

De facon générale, le transfert thermique se fait par conduction, par convection (naturelle ou forcée), par radiation ou encore par une combinaison des mécanismes susmentionnés. La conduction a lieu dans tous les constituants du sol dont l'eau sous forme liquide (eau), solide (glace) ou gazeuse, l'air et la matrice solide. Dans l'air et la vapeur d'eau, où l'arrangement moléculaire est aléatoire, la conduction est attribuable à un transfert d'énergie cinétique par collisions intermoléculaires progressant des températures élevées aux températures plus faibles. Malgré que ce mécanisme soit également présent dans l'eau sous forme liquide, l'énergie progresse aussi en réarrangeant les liens hydrogènes de l'eau (cf. Farouki, 1981 et 1986). En fait, le comportement de l'eau est intermédiaire entre celui des gaz et celui des solides cristallins comportant un arrangement ordonné où chaque atome occupe une position bien définie dans l'espace. Dans les solides cristallins, tel le quartz, la conduction est attribuable à la transmission séquentielle de la vibration des atomes sollicités. Notons que l'eau orientée (adsorbée ou adhérée) se comportera d'avantage comme un solide cristallin. Le transport de chaleur par convection implique le mouvement de la chaleur d'une façon soit naturelle ou forcée. Dans le cas de la convection naturelle, le transport de chaleur est engendré par un gradient thermique qui induit un gradient de densité (ou de masse volumique) dans le fluide. Le fluide se déplace alors en produisant des écoulements qui facilitent l'échange de chaleur par conduction. Malgré que la convection naturelle dans les phases aqueuse et gazeuse soit limitée par la taille des pores et peut généralement être négligée, la convection forcée peut avoir un impact significatif sur le régime thermique des matériaux grossiers. Néanmoins, la convection forcée (ou advection), résultant du mouvement des phases fluides engendré par des gradients de pression, est omise de la présente étude. La contribution de la radiation, qui s'effectue par la propagation d'ondes électromagnétiques, est généralement omise de l'analyse thermique des sols.

À l'échelle macroscopique, le transfert thermique s'effectue suivant un gradient thermique (*i.e.* $i_t = \Delta T / \Delta I$) en obéissant à deux lois fondamentales, soit : la loi de la conservation d'énergie et la loi de Fourier. Il est donc possible d'obtenir l'équation constitutive du transfert thermique en milieu poreux en introduisant la forme appropriée de l'équation de Fourier dans l'équation de la conservation d'énergie.

E.1 Loi de la conservation d'énergie

La loi de la conservation d'énergie, ou premier principe de la thermodynamique, requiert que l'énergie d'un système demeure constante lorsque le système passe à travers un champ thermique. Cette loi stipule que la somme du taux de croissance d'énergie dans le volume de contrôle élémentaire et du taux net d'énergie sortant par la surface de contrôle (taux de l'énergie sortante – taux de l'énergie entrante) doit être nulle. Pour le transfert thermique en régime transitoire, l'équation de la conservation d'énergie s'écrit donc (*cf.* Lunardini, 1981, 1988 et 1991 ; Bejan, 1993 ; Saatdjian, 2000) :

$$\frac{\partial \left(\int_{cv} (\boldsymbol{E}_{t}) \cdot d\boldsymbol{\forall}\right)}{\partial t} + \int_{cs} \mathbf{J}_{t} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{A} = \frac{\partial \left(\int_{cv} (\boldsymbol{U} + \boldsymbol{E}_{k} + \boldsymbol{E}_{u}) \cdot d\boldsymbol{\forall}\right)}{\partial t} + \int_{cs} \mathbf{J}_{t} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{A} = 0 \quad [E.1]$$

où :	E_t	: énergie totale volumique, F L ⁻² ;
	E_k	: énergie cinétique volumique, F·L⁻² ;
	E_u	: énergie potentielle volumique, F·L ⁻² ;
	J_t	: tenseur du flux de chaleur, F·L ⁻¹ ·T ⁻¹ ;
	ĥ	: vecteur unitaire normal à la surface de contrôle ;
	U	: énergie interne volumique, F·L ⁻² .

Lorsque le volume de contrôle ne bouge pas par rapport au système de coordonnées, la variation temporelle des énergies cinétique et potentielle demeure nulle. En considérant alors que la pression exercée sur la surface de contrôle demeure constante et en omettant le travail associé aux forces de cisaillement et aux effets électriques, magnétiques, chimiques et biochimiques, l'évolution temporelle de l'énergie interne correspond à l'évolution de l'enthalpie (*cf.* van Wylen *et al.*, 1981). Sachant qu'en présence d'un changement d'état de la phase aqueuse, de solide à liquide, le taux de croissance d'enthalpie dans le volume de contrôle s'exprime en fonction de la capacité calorifique et de la chaleur latente de

fusion (*cf.* section E.4.2), le taux de croissance d'énergie dans le volume de contrôle s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial \left(\int_{cv} \left(U + E_k + E_u \right) \cdot d\Psi \right)}{\partial t} = \frac{\partial \left[\left(C_t - L_f \cdot \frac{\rho_i}{\rho_w} \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial T} \right) \cdot T \right]}{\partial t} \cdot \delta x \cdot \delta y \cdot \delta z \cdot \delta t$$
 [E.2]

où :
$$C_t$$
: capacité calorifique volumique du sol, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$; L_f : chaleur latente volumique de fusion de l'eau, $F \cdot L^{-2}$; T : température, Θ ; θ_i : teneur en glace volumétrique ; ρ_i : masse volumique de la glace, $F \cdot L^{-4} \cdot T^2$.

L'équation du taux net d'énergie sortant par la surface de contrôle est analogue à celle développée pour la conservation de masse et s'écrit :

$$\int_{cs} \mathbf{J}_{t} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{A} = \left(\frac{\partial J_{t,x}}{\partial x} + \frac{\partial J_{t,y}}{\partial y} + \frac{\partial J_{t,z}}{\partial z}\right) \cdot \delta x \cdot \delta y \cdot \delta z \cdot \delta t$$
[E.3]

 $J_{t,x}$: composante scalaire du flux de chaleur dans la direction de l'axe des x, F·L⁻¹·T⁻¹; $J_{t,y}$: composante scalaire du flux de chaleur dans la direction de l'axe des y, F·L⁻¹·T⁻¹;

 $J_{t,z}$: composante scalaire du flux de chaleur dans la direction de l'axe des z, F·L⁻¹·T⁻¹.

En effectuant la somme des termes ainsi développés, on obtient une version préliminaire de l'équation de la conservation d'énergie :

$$C_{t} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - L_{f} \cdot \frac{\rho_{i}}{\rho_{w}} \cdot \frac{\partial \theta_{i}}{\partial t} + \left(\frac{\partial J_{t,x}}{\partial x} + \frac{\partial J_{t,y}}{\partial y} + \frac{\partial J_{t,z}}{\partial z}\right) = 0$$
[E.4]

ou encore, sous forme vectorielle :

$$C_{t} \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - L_{f} \cdot \frac{\rho_{i}}{\rho_{w}} \cdot \frac{\partial \theta_{i}}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_{t} = 0$$
[E.5]

En utilisant le concept de flux (ou vitesse) superficielle et en faisant abstraction de l'apport de chaleur par radiation, par friction ou par des moyens chimiques, magnétiques, électriques ou nucléaires (*cf.* Lunardini, 1981, 1988 et 1991), on retrouve une équation simplifiée applicable au milieu poreux, soit :

$$C_t \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - L_f \cdot \frac{\rho_i}{\rho_w} \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q}_t = 0$$
[E.6]

où : \mathbf{q}_{t} : tenseur du flux superficiel de chaleur par rapport à l'origine, $F \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$.

E.2 Loi de Fourier

En considérant une approche macroscopique du transfert d'énergie, induit par la conduction de chaleur, et progressant des températures élevées aux températures plus faibles (*i.e.* convention de signe), Fourier a démontré que le flux d'énergie q_t à travers une section transversale A d'un élément parallélépipédique de sol homogène et isotrope de longueur ΔI est directement proportionnel au changement de température ΔT . En généralisant au contexte multidimensionnel et en représentant l'équation sous forme vectorielle, la loi de Fourier s'écrit :

$$\mathbf{q}_{t} = -k_{t} \cdot \nabla T \tag{E.7}$$

où : k_t : conductivité thermique du sol, $\mathbf{F} \cdot \mathbf{T}^{-1} \cdot \Theta^{-1}$.

Cette relation linéaire entre le flux et le gradient, évoque l'équation [4.9] qui est également analogue à la conduction de l'électricité et des produits chimiques (*cf.* Mitchell, 1993). Notons également que la conductivité thermique doit être représentée par son tenseur d'ordre deux antisymétrique \mathbf{k}_t lorsque le milieu poreux est anisotrope.

E.3 Équation constitutive du transfert thermique

En introduisant l'équation de conduction de Fourier dans l'équation de la conservation de l'énergie et en réarrangeant les termes, on obtient :

$$\nabla \cdot \left(k_t \cdot \nabla T \right) = C_t \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - L_t \cdot \frac{\rho_i}{\rho_w} \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t}$$
[E.8]

De cette équation, il est possible de développer les formes uni, bi- ou tridimensionnelle de l'équation du transfert thermique en régime permanent ou transitoire dans un milieu poreux isotrope avec ou sans changement d'état de la phase aqueuse. En considérant une approche bidimensionnelle et en tenant compte du changement d'état, l'équation différentielle s'écrit :

$$\frac{\partial}{\partial \mathbf{x}} \left(\mathbf{k}_t \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{x}} \right) + \frac{\partial}{\partial \mathbf{y}} \left(\mathbf{k}_t \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{y}} \right) = \mathbf{C}_t \cdot \frac{\partial T}{\partial t} - \mathbf{L}_t \cdot \frac{\rho_i}{\rho_w} \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial t}$$
[E.9]

E.4 Propriétés thermiques

Les propriétés thermiques des matériaux poreux sont fondamentales pour tout problème de transfert thermique dont la caractérisation de l'évolution de l'isotherme zéro. En fait, la réponse des matériaux poreux aux changements calorifiques requiert une compréhension approfondie de leurs propriétés thermiques (*i.e.* conductivité thermique, capacité calorifique et chaleur latente). Puisque certains ouvrages scientifiques sont entièrement consacrés aux propriétés thermiques des matériaux poreux (*cf.* Farouki, 1981, 1986), on ne présente dans cette section qu'une brève définition des propriétés susmentionnées ainsi que les méthodes analytiques employées dans le cadre de cette étude. À titre indicatif, le tableau E.1 présente les propriétés thermiques de divers matériaux, ou constituants, employés en milieu routier et ce, à diverses masses volumiques.

Constituant	Masse volu	umique, $ ho$	Capacité calorifique, C_t		Conductivité t	Source	
matériau	g/cm ³	kg/m ³	cal/(cm ³ ·K)	J/(m ³ ·K)	cal/(s·cm·K)	W/(m·K)	
Air	1,25·10 ⁻³	1,25	3,00 · 10 ⁻⁴	1,26·10 ³	6,00 · 10 ⁻⁵	0,025	(1)
Eau	1,00	1000	1,00	4,19·10 ⁶	1,37·10 ⁻³	0,57	(1)
Glace	0,92	920	0,45	1,88-10 ⁶	5,20·10 ⁻³	2,18	(1)
Quartz	2,66	2660	0,48	2,01·10 ⁶	2,10·10 ⁻²	8,79	(1)
Béton bitumineux	2,15	2150	_	_	3,06·10 ⁻³	1,28	(2)
	_	_	0,49	2,05·10 ⁶	3,61·10 ⁻³	1,51	(3)
	-	_	_	_	3,34·10 ⁻³	1,40	(4)
	2,42	2420	0,48	2,00·10 ⁶	4,59·10 ⁻³	1,92	(5)
Béton de ciment	2,50	2500	0,40	1,68·10 ⁶	4,06·10 ⁻³	1,70	(2)
	-	-	0,52	2,18·10 ⁶	2,20·10 ⁻³	0,92	(3)
	-	_	-	_	5,97·10 ⁻³	2,50	(4)

Tableau E.1	Masse	volumique,	capacité	calorifique	volumique	et	conductivité
	thermic	ue des cons	tituants du	i sol et de c	ertains maté	riau	ix routiers.

(1) deVries (1966)

(4) Gustafson (1981)

(2) Alter (1969)

(5) Robinson (1985)

(3) Andersland & Anderson (1978)

E.4.1 Conductivité thermique

La conductivité thermique k_t caractérise la capacité d'un matériau à transmettre la chaleur par conduction. En fait, il s'agit d'une mesure de la quantité de chaleur traversant une surface unitaire de matériau en un temps unitaire tout en étant soumis à un gradient thermique unitaire. Cette conductivité est fonction, entre autres, de la conductibilité thermique et de la fraction des éléments constitutifs du matériau mais demeure insensible aux mouvements des phases interstitielles. De façon générale, il est possible de délimiter la conductivité thermique macroscopique d'un matériau poreux homogène, isotrope et saturé (d'air ou d'eau) à l'aide de modèles simplistes qu'on nomme limites de Wiener (cf. Farouki, 1981, 1986). Ces modèles sont établis en regroupant et en agençant les constituants solide et fluide d'un volume élémentaire de matériau et ce, parallèlement ou perpendiculairement au flux thermique. Bien que la conductivité thermique de la phase solide soit régie par ses constituants minéralogique et organique, il est parfois opportun de ne considérer que l'apport du constituant principal ou majoritaire. Quand l'agencement est parallèle au flux, on obtient une moyenne arithmétique correspondant à la limite supérieure de la conductivité du sol, soit :

$$k_t = \sum_{j=1}^{m} \left(\theta_j \cdot k_{t,j} \right) = \theta_f \cdot k_{t,f} + \theta_s \cdot k_{t,s} = n \cdot k_{t,f} + (1-n) \cdot k_{t,s}$$
[E.10]

où :	$k_{t,f}$: conductivité thermique de la phase fluide (air ou eau), $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$;
	$k_{t,i}$: conductivité thermique du constituant j du matériau poreux, $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$;
	$k_{t,s}$: conductivité thermique du constituant principal de la phase solide, $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$;
	n	: porosité ;
	$ heta_{f}$: teneur en fluide (air ou eau) volumétrique ;
	θ_{i}	: teneur volumétrique en constituant <i>j</i> du matériau poreux ;
	$\dot{\theta}_{s}$: teneur volumétrique en constituant principal de la phase solide.

En considérant maintenant un agencement perpendiculaire au flux, la conductivité thermique du sol est représentée par une moyenne harmonique décrivant la limite inférieure de Wiener qui s'écrit :

$$k_{t} = \frac{1}{\frac{\theta_{f}}{k_{t,f}} + \frac{\theta_{s}}{k_{t,s}}} = \frac{1}{\frac{n}{k_{t,f}} + \frac{(1-n)}{k_{t,s}}}$$
[E.11]

Le modèle à agencement parallèle génère une approximation réaliste lorsque le rapport des conductivités thermiques de la phase solide et de la phase fluide (*i.e.* $k_{t,s}/k_{t,f}$) demeure faible alors que le modèle à agencement perpendiculaire procure de meilleurs résultats lorsque ce rapport est élevé (*cf.* Farouki, 1981, 1986). Un comportement intermédiaire peut néanmoins être obtenu en effectuant une moyenne géométrique, soit :

$$k_{t} = \prod_{j=1}^{m} k_{t,j}^{\theta_{j}} = k_{t,f}^{\theta_{f}} \cdot k_{t,s}^{\theta_{s}} = k_{t,f}^{n} \cdot k_{t,s}^{1-n}$$
[E.12]

Puisque le rapport des conductivités thermiques est faible pour les sols saturés en eau (*i.e.* $k_{t,s}/k_{t,f} = k_{t,s}/k_{t,w} \approx 10$ où $k_{t,w}$ est la conductivité thermique de l'eau), l'influence de la structure du sol ou des contacts inter-granulaires sur la conductivité thermique demeure infime et la moyenne géométrique procure généralement de bons estimés. Bien que maintes méthodes analytiques ou physico-empiriques permettent de calculer la conductivité thermique des sols (*cf.* Farouki, 1981, 1986), la moyenne géométrique est un outil fort simple pouvant facilement être adapté à des matériaux saturés et gelés (*e.g.* Johansen, 1975 ; Côté & Konrad, 2005) :

$$\boldsymbol{k}_{t} = \prod_{j=1}^{m} \boldsymbol{k}_{t,j}^{\theta_{j}} = \boldsymbol{k}_{t,w}^{\theta_{w}} \cdot \boldsymbol{k}_{t,i}^{\theta_{j}} \cdot \prod_{k=1}^{n} \boldsymbol{k}_{t,k}^{\theta_{s,k}}$$
[E.13]

où :	$k_{t,i}$: conductivité thermique de la glace, F·T ⁻¹ ·Θ ⁻¹ ;
	$k_{t,k}$: conductivité thermique du constituant k de la phase solide, $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$;
	$k_{t,w}$: conductivité thermique de l'eau, F·T ⁻¹ ·O ⁻¹ ;
	θ_i	: teneur en glace volumétrique ;
	$\theta_{s,k}$: teneur volumétrique en constituant k de la phase solide ;
	θ_{w}	: teneur en eau volumétrique.

Sachant que la conductivité thermique de la phase solide est généralement dominée par la conductivité du constituant principal, il est possible de réécrire l'équation comme suit :

$$k_{t} = k_{t,w}^{\theta_{w}} \cdot k_{t,i}^{\theta_{i}} \cdot k_{t,s}^{1-n} = k_{t,w}^{\theta_{w}} \cdot k_{t,i}^{n-\theta_{w}} \cdot k_{t,s}^{1-n}$$
[E.14]

E.4.2 Capacité calorifique

La définition de la conductivité thermique implique une condition permanente selon laquelle la température ponctuelle demeure inchangée dans le temps. La variation de la température est donc associée au changement de l'énergie thermique ; un effet ou processus de chaleur sensible. La capacité calorifique volumique C_t exprime le changement en énergie thermique d'un volume unitaire suivant un changement unitaire de la température. Suivant cette définition, aucune distinction n'est faite entre les capacités calorifiques volumiques à pression et à volume constant, soit (*cf.* van Wylen *et al.*, 1981) :

$$C_t^P = \left(\frac{\partial H}{\partial T}\right)_P$$
 et $C_t^V = \left(\frac{\partial U}{\partial T}\right)_V$ [E.15]

où *H* est l'enthalpie volumique, $F \cdot L^{-2}$. Lunardini (1981) justifie cette omission en rappelant que la densité de l'air lui confère une capacité calorifique infime par rapport aux autres constituants du sol et que la différence entre les capacités calorifiques de ces constituants à pression et à volume constant est négligeable. La capacité calorifique volumique du sol, ou du mélange, peut donc être représentée par la somme des capacités calorifiques pondérées des phases solide et aqueuse, soit (*cf.* deVries, 1966) :

$$C_t = \sum_{j=1}^m \left(\theta_j \cdot C_{t,j} \right) = \theta_w \cdot C_{t,w} + \theta_j \cdot C_{t,j} + \sum_{k=1}^n \left(\theta_{s,k} \cdot C_{t,k} \right)$$
[E.16]

où : $C_{t,i}$: capacité calorifique volumique de la glace, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$; $C_{t,j}$: capacité calorifique volumique du constituant *j* du matériau poreux, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$; $C_{t,k}$: capacité calorifique volumique du constituant *k* de la phase solide, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$; $C_{t,w}$: capacité calorifique volumique de l'eau, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;

Sachant que la capacité calorifique de la phase solide est généralement dominée par la capacité calorifique du constituant principal, il est possible de réécrire l'équation précédente comme suit :

$$C_{t} = \theta_{w} \cdot C_{t,w} + \theta_{i} \cdot C_{t,i} + (1 - n) \cdot C_{t,s}$$
[E.17]

où : $C_{t,s}$: capacité calorifique volumique du constituant principal de la phase solide, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$.

Dans un contexte saturé, la teneur en glace volumétrique correspond à la différence entre la porosité et la teneur en eau volumétrique (*i.e.* $\theta_i = n - \theta_w$). En présence d'un changement d'état (*e.g.* fusion ou solidification, vaporisation ou condensation, sublimation ou solidification), la capacité calorifique volumique ne permet pas de décrire le changement d'enthalpie à pression constante suite à un changement unitaire de la température (*cf.* figure E.1). La capacité calorifique est alors indéterminée (*i.e.* quasi infinie) et on doit définir une nouvelle variable qui tient compte de la chaleur latente soit, la capacité calorifique volumique apparente C_i^a .



Température, $T(\Theta)$

Figure E.1 Relation enthalpie-température idéalisée d'un sol à granulométrie fine sur échelle linéaire (Inspiré de Konrad & Shen, 1996).

Sur cette figure, on constate que l'effet de chaleur latente se produit sur une plage finie de températures ΔT_f ou ΔT_t . En fait, l'eau interstitielle adsorbée ne gèle qu'à des températures inférieures à la température de fusion T_f^L (liquidus). Rappelons alors que la température de fusion de l'eau interstitielle ne correspond qu'à celle de l'eau pure (*i.e.* 0°C à 101,325 kPa) lorsque la surface spécifique du sol est faible. Pour un changement d'état de la phase aqueuse, de solide à liquide, la capacité calorifique apparente s'exprime donc :

$$C_t^a = C_t + L_f \cdot \frac{\partial \theta_w}{\partial T} = C_t - L_f \cdot \frac{\rho_i}{\rho_w} \cdot \frac{\partial \theta_i}{\partial T}$$
[E.18]

Dans cette équation, la chaleur latente volumique de fusion exprime le changement en énergie interne, ou en enthalpie, attribuable à la fusion ou à la solidification de l'eau et ce, à température constante. Bien que la chaleur latente de fusion soit fonction de la teneur en eau volumétrique et plus précisément de la différence entre les pressions de glace et d'eau interstitielles (*i.e.* $(u_i - u_w)$), Anderson *et al.* (1973) ont démontré que cette variation est négligeable à des températures supérieures à -20° C. La chaleur latente de fusion volumique est donc maintenue constante à $3,336\cdot10^{8}$ J/m³ (ou 79,7 cal/cm³).

En pratique, la chaleur latente est communément associée à la plage finie de températures ΔT_t ou ΔT_t alors que l'équation [E.18] est remplacée par la formulation suivante (*e.g.* Dempsey & Thompson, 1970 ; Bonacina *et al.*, 1973) :

$$C_{t}^{a} = \begin{cases} C_{t,non \, gel\acute{e}} & T > T_{f}^{L} \\ \frac{C_{t,non \, gel\acute{e}} + C_{t,gel\acute{e}}}{2} + L_{f} \cdot \frac{\Delta \theta_{w}}{\Delta T_{f}} & T_{f}^{S} \le T \le T_{f}^{L} \\ C_{t,gel\acute{e}} & T < T_{f}^{S} \end{cases}$$
[E.19(a)]

ou encore, en dégel

$$C_{t}^{a} = \begin{cases} C_{t,non \text{ gelé}} & T > T_{t}^{L} \\ \frac{C_{t,non \text{ gelé}} + C_{t,gel\acute{e}}}{2} + L_{f} \cdot \frac{\Delta \theta_{w}}{\Delta T_{t}} & T_{t}^{S} \le T \le T_{t}^{L} \\ C_{t,gel\acute{e}} & T < T_{t}^{S} \end{cases}$$
[E.19(b)]

La figure E.2(a) démontre que cette évolution, par étape, émane de la forme de la relation fonctionnelle entre la teneur en eau volumétrique et la température du sol saturé partiellement gelé (fonction de solidification) et plus précisément, de sa dérivée première.



- **Figure E.2** Représentation de la relation entre l'enthalpie, la capacité calorifique apparente et la teneur en eau volumétrique. (a) Formulation en termes d'une C_t^a discontinue.
 - **(b)** Formulation en termes d'une C_t^a continue.
 - (c) Formulation en termes d'une enthalpie variable.
 - (d) Formulation en termes d'une enthalpie échelonnée.





Contrairement à la représentation de la figure E.2(a), la diminution de la température induit généralement un changement d'état de l'eau interstitielle, de liquide à solide, en produisant une courbe de forme sigmoïdale. De ce fait, certains auteurs dont Ho *et al.* (1970), Nakano & Brown (1971) et Mottaghy & Rath (2003) proposent de représenter la relation $T - \theta_w$ par des fonctions exponentielles dont la dérivée première peut être introduite directement dans l'équation [E.18]. Bien que Bonacina *et al.* (1974) aient démontré que la représentation mathématique de la fonction de solidification a peu d'influence sur le champ thermique, la représentation doit néanmoins permettre une supputation exacte de la quantité d'enthalpie correspondant à l'effet de chaleur latente (Bonacina *et al.*, 1973) :

$$H = \int_{T_t^S}^{T_t^L} C_t^a \cdot dT = \int_{T_t^S}^{T_t^L} \left(C_t + L_f \cdot \frac{\partial \theta_w}{\partial T} \right) \cdot dT = \int_{T_t^S}^{T_t^L} C_t \cdot dT + L_f \cdot \Delta \theta_w$$
[E.20]

Pour cela, la dérivée première de la fonction de solidification doit être infime dans les intervalles de températures $T < T_t^S$ et $T_t^L < T$ ou encore, $T < T_t^S$ et $T_t^L < T$. La figure E.2(b) présente l'influence d'une telle dérivée sur la capacité calorifique volumique apparente. Bien que la formulation en termes de capacité calorifique apparente permette de simplifier la programmation des algorithmes de calcul, le mouvement de l'isotherme $T = T_t^L$ ou $T = T_t^L$ progresse généralement de manière oscillatoire (Goodrich, 1978). Cette difficulté, attribuable à la discrétisation spatiotemporelle, est d'ailleurs exacerbée par des plages de températures ΔT_t ou ΔT_t de dimensions restreintes. Il est ainsi possible qu'à l'initiation d'un incrément temporel d'envergure, la température soit supérieure à T_t^S et donc, que la composante latente ne soit pas intervenue dans le processus de résolution. Il est à noter que ce type de comportement peut être estompé par des outils numériques adaptatifs dans le temps et dans l'espace (*cf.* Palle & Dantzig, 1996).

En s'attardant au phénomène de gel à pression constante, la formulation en termes d'enthalpie permet également de surmonter la difficulté susmentionnée. En

fait, au lieu de résoudre l'équation du transfert thermique pour de petites variations de température, cette méthode correspond au calcul de petit changement de chaleur et procure donc certains avantages numériques en termes de discrétisation temporelle. Le terme de capacité calorifique apparente est alors omis de l'équation constitutive du transfert thermique (*i.e.* $\nabla \cdot (k_t \cdot \nabla T) = \partial H / \partial t$) tandis que les effets de chaleur latente s'expriment sous forme de bilan énergétique. L'enthalpie à extraire du volume unitaire de sol au cours du processus (*i.e.* ΔH_1) doit donc être comparée à la quantité d'enthalpie extraite durant un incrément temporel Δt (*i.e.* ΔH_2), soit :

$$\Delta H_{1} - \Delta H_{2} = \left[L_{f} \cdot \left(\theta_{w}^{t+\Delta t} - \theta_{w} \left(T^{t} \right) \right) + L_{f} \cdot \frac{\partial \theta_{w}}{\partial T} \cdot \left(T^{t} - T^{t+\Delta t} \right) \right] - C_{t} \cdot \left(T^{t} - T^{t+\Delta t} \right)$$
[E.21]

Le changement d'état de l'eau interstitielle peut alors être modélisé de façon isotherme en attribuant une température constante au volume unitaire subissant le changement d'état et ce, jusqu'à ce que la chaleur latente de fusion soit comblée (*cf.* Dusinberre, 1961 ; Voller & Cross, 1981 ; Guymon *et al.*, 1981 ; Guymon *et al.*, 1984 ; Braley & Zarling, 1990). Cette approche fait alors abstraction de la relation fonctionnelle entre la teneur en eau volumétrique et la température du sol en décrivant le milieu poreux gelé par une teneur en eau volumétrique minimale (*i.e.* $\theta_w = f(T) = \theta_{w,min}$). L'équation [E.21] est donc simplifiée comme suit :

$$\Delta H_1 - \Delta H_2 = L_f \cdot \left(\theta_w^{t+\Delta t} - \theta_{w,min}\right) - C_t \cdot \left(T^t - T^{t+\Delta t}\right)$$
[E.22]

Physiquement, cette simplification élimine la frange gelée alors que numériquement, elle implique une discontinuité du profil thermique au niveau du front de changement d'état ainsi qu'une évolution par échelon de la progression temporelle dudit front (*cf.* Gosink *et al.*, 1988).

La méthode d'enthalpie directe, proposée par Dhatt *et al.* (1989), se distingue de la formulation précédente car, les effets de chaleur latente ne sont pas introduits directement dans la matrice directrice mais plutôt, sous forme de source de

chaleur interne *S* (*i.e.* $\nabla \cdot (k_t \cdot \nabla T) + S = C_t \cdot \partial T / \partial t$). Il est à noter que le changement d'état est contrôlé par une zone d'influence nodale. Klemets (1991) et Konrad (1994) proposent une variante de la méthode d'enthalpie directe alors que le changement d'état de l'eau interstitielle est modélisé de façon anisotherme (Figure E.2(c)). La plage de températures ΔT est établie en fonction du gradient thermique aux limites de la zone d'influence nodale ou, volume de contrôle. La plage de température, propre à chaque volume de contrôle, est donc une fonction de la géométrie des éléments et du champ thermique avoisinant.

Dans la méthode proposée par Peck & O'Neill (1997), le changement d'état est également contrôlé par une zone d'influence nodale tandis que la chaleur latente est représentée par une sommation de termes comportant la fonction Dirac. Par suite, la fonction de solidification et la relation entre l'enthalpie et la température sont caractérisées par des échelons, attribuables à la fonction Heaviside (Figure E.2(d)).

E.4.3 Fonction de solidification d'eau

Les résultats liminaires de Bouyoucos (1920) démontrent effectivement la présence de l'eau interstitielle non gelée dans un sol soumis à des températures inférieures à zéro. Il postule alors que la présence de cette eau est attribuable aux interactions avec la matrice minérale. Fisher (1924) suggère alors l'existence d'une relation entre le potentiel hydrique et la dépression du point de congélation tandis que Schofield (1935) présente une méthode permettant de calculer cette dépression à partir de la pression d'eau interstitielle.

La fonction de solidification d'eau présente la relation entre la teneur en eau volumétrique θ_w et la température *T* du sol saturé partiellement gelé. Sur la figure E.3, on constate que la diminution de la température induit un changement d'état de l'eau interstitielle, de liquide à solide, en produisant une courbe de forme sigmoïdale. De plus, la fonction n'est pas unique mais présente une hystérésis entre les segments en gel et en dégel.



Température, $T(\Theta)$

Figure E.3 Fonction de solidification d'eau idéalisée sur échelle semilogarithmique (Inspiré de Koopmans & Miller, 1966).

Le fondement théorique de la similarité, ou de l'interchangeabilité, de la fonction de rétention d'eau et de la fonction de solidification d'eau a initialement été présenté par Koopmans & Miller (1966). Ces derniers ont alors proposé l'existence d'un parallèle, entre les processus de gel/dégel et d'absorption/désorption, fondé sur la similitude de la discontinuité des pressions engendrées aux interfaces des phases fluides, soit :

$$(u_a - u_w) = \frac{\sigma_{a/w}}{\sigma_{i/w}} \cdot (u_i - u_w)$$
[E.23]

 $\begin{array}{rcl} o\dot{u}: & \sigma_{\rm a/w} & : \mbox{ tension superficielle à l'interface air-eau, $F-L^{-1}$;} \\ & \sigma_{\rm i/w} & : \mbox{ tension superficielle à l'interface glace-eau, $F-L^{-1}$.} \end{array}$

Cette équation s'applique directement aux sols pulvérulents dont le comportement est régi par des contacts inter-particules (domaine adsorbé << domaine capillaire) tandis que le rapport des tensions superficielles doit être omis lorsque le sol est cohérent et les particules, ou agrégats, sont séparées par la phase aqueuse (domaine adsorbé >> domaine capillaire) (*cf.* Black & Tice, 1988 ; Black & Tice, 1989).

La nouvelle variable correspondant à la différence entre les pressions de glace et d'eau interstitielles (*i.e.* $(u_i - u_w)$) est obtenue indirectement à l'aide de l'équation de Clapeyron. Cette équation thermodynamique est une relation importante qui fait intervenir la pression et la température de saturation, la variation d'enthalpie reliée à un changement d'état et les volumes massiques des deux états d'un système fermé, où la quantité de masse demeure fixe (van Wylen *et al.*, 1981). Elle se différencie ainsi de l'équation de Clausius-Clapeyron qui ne s'applique qu'à l'équilibre existant lors du changement d'état, de liquide saturé à vapeur saturée. Bien que cette équation puisse être établie de maintes façons, elle est communément obtenue à partir de la dérivée de la fonction massique de Gibbs de chaque état de la phase en question. Par exemple, on considère le changement d'état de l'eau en tant que substance exempte d'impuretés, de liquide saturé (eau) à solide saturé (glace). Les dérivées des fonctions de Gibbs s'expriment alors comme suit :

$$dg_{w} = dh_{w} - d(\overline{T} \cdot s_{w}) = (\overline{T} \cdot ds_{w} + v_{w} \cdot d\overline{u}_{w}) - \overline{T} \cdot ds_{w} - s_{w} \cdot d\overline{T} = v_{w} \cdot d\overline{u}_{w} - s_{w} \cdot d\overline{T} [E.24(a)]$$

$$dg_i = dh_i - d(\overline{T} \cdot s_i) = (\overline{T} \cdot ds_i + v_i \cdot d\overline{u}_i) - \overline{T} \cdot ds_i - s_i \cdot d\overline{T} = v_i \cdot d\overline{u}_i - s_i \cdot d\overline{T}$$
 [E.24(b)]

où :	g i	:	fonction massique de Gibbs de la glace, $L^2 \cdot T^2$;
	g_w	:	fonction massique de Gibbs de l'eau, L ² ·T ² ;
	h _i	:	enthalpie massique de la glace, $L^2 \cdot T^2$;
	h_w	:	enthalpie massique de l'eau, $L^2 T^2$;
	Si	:	entropie massique de la glace, $L^2 \cdot T^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;
	S _W	:	entropie massique de l'eau, $L^2 \cdot T^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;
	Ŧ	:	température absolue (<i>i.e.</i> T + 273.15 K), Θ ;
	\overline{u}_i	:	pression absolue de la glace, F·L ⁻² ;
	\overline{u}_{w}	:	pression absolue de l'eau, $F \cdot L^{-2}$;
	Vi	:	volume massique de la glace, F ⁻¹ ·L ⁴ ·T ⁻² ;
	V_W	:	volume massique de l'eau, F ⁻¹ ·L ⁴ ·T ⁻² .

Sachant que le changement d'état est une évolution à température constante, l'égalité des potentiels chimiques, ou dérivées des fonctions de Gibbs, des états de l'eau (*i.e.* $dg_w = dg_i$) résulte en un équilibre thermodynamique qui est représenté par la forme générale de l'équation de Clapeyron (*cf.* Black, 1995) :

$$\mathbf{v}_{w} \cdot \mathbf{d}\overline{u}_{w} - \mathbf{v}_{i} \cdot \mathbf{d}\overline{u}_{i} = (\mathbf{s}_{w} - \mathbf{s}_{i}) \cdot \mathbf{d}\overline{T} = \Delta \mathbf{s}_{wi} \cdot \mathbf{d}\overline{T} = \frac{\Delta h_{wi}}{T_{o}} \cdot \mathbf{d}\overline{T} = \frac{I_{f}}{T_{o}} \cdot \mathbf{d}\overline{T}$$
[E.25]

où: *h_{wi}* : enthalpie massique correspondant au changement d'état de l'eau, de liquide à solide, L²·T⁻²;
 I_f : chaleur latente massique de fusion de l'eau, L²·T⁻²;
 s_{wi} : entropie massique correspondant au changement d'état de l'eau, de liquide à solide, L²·T⁻²·Θ⁻¹;
 T_o : température référentielle de fusion de l'eau (*i.e.* 273,15 K), Θ.

Afin de rendre l'équation plus fonctionnelle dans un contexte expérimental, la pression et la température sont respectivement référencées par rapport à la pression atmosphérique et la température référentielle de fusion de l'eau. En définissant alors la chaleur latente de fusion volumique comme étant le rapport entre la chaleur latente massique et le volume massique de l'eau (i.e. $L_f = I_f / v_w$), on obtient l'équation suivante :

$$du_{w} - \frac{\rho_{w}}{\rho_{i}} \cdot du_{i} = \frac{L_{i}}{T_{o}} \cdot dT$$
[E.26]

Dans le but de décrire l'équilibre existant à l'interface des états solide et liquide de l'eau, il est préférable de reconstituer la différence entre les pressions de glace et d'eau à l'aide de l'équation précédente. On obtient ainsi deux expressions en fonction de la température et de la pression de la glace ou de l'eau, soient :

$$d(u_i - u_w) = \left(\frac{\rho_i}{\rho_w} - 1\right) \cdot du_w - \frac{\rho_i / \rho_w \cdot L_f}{T_o} \cdot dT \text{ et } d(u_i - u_w) = \left(1 - \frac{\rho_w}{\rho_i}\right) \cdot du_i - \frac{L_f}{T_o} \cdot dT \text{ [E.27]}$$

En appliquant certaines simplifications, il est possible d'obtenir les équations communément rencontrées dans la littérature. Ces équations ainsi que leurs avantages et inconvénients sont brièvement décrites dans les paragraphes suivants.

Cas 1 : $d(u_i - u_w) = f(du_w, dT)$ ou $f(du_i, dT)$; $(u_i - u_w) = constante$

$$du_{w} = du_{i} = \left(\frac{1}{\rho_{i}/\rho_{w}-1}\right) \cdot \frac{\rho_{i}/\rho_{w} \cdot L_{f}}{T_{o}} \cdot dT$$

$$\therefore \quad (u_{i} - u_{w}) = u_{w} = u_{i} = \left(\frac{1}{\rho_{i}/\rho_{w}-1}\right) \cdot \frac{\rho_{i}/\rho_{w} \cdot L_{f}}{T_{o}} \cdot T$$
[E.28]

Cette équation a initialement été développée au cours du 19^e siècle afin de décrire la dépression du point de congélation d'une solution aqueuse soumise à des différentiels égaux de pression d'eau et de glace. Selon Black (1995), cette expression ne s'applique qu'aux milieux poreux purement cohérents, sursaturés en eau ou constitués de pores grossiers ne contenant qu'une infime quantité d'eau non gelée où la tension superficielle à l'interface glace-eau et l'effet de courbure sont négligeables.

Cas 2 : $d(u_i - u_w) = f(du_w, dT)$; $u_w = constante$

$$d(u_i - u_w) = du_i = -\frac{\rho_i / \rho_w \cdot L_f}{T_o} \cdot dT \quad \therefore \quad (u_i - u_w) = u_i = -\frac{\rho_i / \rho_w \cdot L_f}{T_o} \cdot T$$
[E.29]

En imposant une pression d'eau interstitielle constante, on obtient une équation permettant d'inférer le changement de pression de glace interstitielle à partir de l'évolution de la température. Selon les résultats expérimentaux de Koopmans & Miller (1966), cette relation procure une valeur de la différence entre les pressions d'eau et de glace interstitielles qui permet d'obtenir une bonne concordance entre la fonction de rétention d'eau et la fonction de solidification d'eau pour les matériaux exclusivement pulvérulents ou cohérents. Cas 3 : $d(u_i - u_w) = f(du_i, dT)$; u_i = constante

$$d(u_i - u_w) = -du_w = -\frac{L_f}{T_o} \cdot dT \quad \therefore \quad (u_i - u_w) = -u_w = -\frac{L_f}{T_o} \cdot T$$
[E.30]

Certains auteurs dont Sheppard *et al.* (1978) considèrent que le chargement externe de la masse de sol est négligeable. De ce fait, la pression de la glace interstitielle demeure atmosphérique et la variation de pression d'eau interstitielle s'exprime en fonction du changement de température.

E.5 Conditions limites

Il est généralement admis que la technique du bilan énergétique procure un estimé adéquat du flux de chaleur ou de la température de surface du sol, de l'eau ou de la neige. L'équation suivante présente un bilan calorifique détaillé pour une surface quelconque en contact avec l'air (*cf.* Berg, 1974 ; Dysli, 1991 ; Andersland & Ladanyi, 1994) :

$$(1-a) \cdot q_t^1 + q_t^2 + q_t^3 + q_t^4 - q_t^5 = 0$$
[E.31]

où :	а	: albédo (<i>i.e.</i> fraction de la radiation reçue que diffuse une surface) ;
	\boldsymbol{q}_t^1	: total de la radiation à onde courte, ou solaire, directe et diffuse sous couvert
		nuageux, F·L ⁻¹ ·T ⁻¹ ;
	q_t^2	: bilan de la radiation à onde longue sous couvert nuageux, F·L ⁻¹ ·T ⁻¹ ;
	\boldsymbol{q}_t^3	: bilan des flux de chaleur par conduction, $F \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$;
	q_t^4	: bilan des flux de chaleur latente, $F \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$;
	\boldsymbol{q}_t^5	: flux de chaleur sensible vers l'air (<i>i.e.</i> convection), $F \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$.

Le bilan énergétique est donc fonction des conditions météorologiques ainsi que du régime thermique dans le sol. En fait, la radiation et la convection dépendent des conditions météorologiques alors que la conduction de chaleur dépend des propriétés thermiques des matériaux. De façon générale, ces diverses composantes sont déterminées à l'aide de données expérimentales, de relations auxiliaires à fondement quasi-théorique ou empirique, ou encore, d'une combinaison de ces différentes méthodes. Malheureusement, la complexité de ces relations auxiliaires et l'indigence de données climatiques peuvent introduire des

erreurs cumulatives importantes dans la caractérisation du flux de chaleur ou de la température de la surface. De ce fait, des méthodes alternatives sont généralement employées lors de la conception d'ouvrage. Puisque la température de l'air T_a est le facteur climatique le plus facilement mesurable, ces méthodes dites alternatives sont fondées sur la conversion de la température de l'air en température de surface. Malgré qu'il n'existe pas de relation unique entre la température de l'air et celle du sol, il est possible de définir une relation linéaire applicable à une condition de surface précise et une période déterminée. Cette relation empirique, qu'on nomme facteur de surface N, est définie comme étant le rapport des indices de gel (ou dégel) du sol et de l'air pour la période hivernale (ou estivale). L'indice de gel l_f correspond au nombre de degrés-jours en dessous de 0°C entre l'inflexion automnale et l'inflexion printanière (*i.e.* période hivernale) de l'évolution temporelle du cumulatif de degrés-jours différents de 0°C. Durant la période estivale, le nombre de degrés-jours au-dessus de 0°C est défini comme étant l'indice de dégel I_t . La température de surface T_s s'obtient donc à l'aide des équations suivantes en période de gel et de dégel respectivement :

$$T_s = N_f \cdot T_a = \frac{I_f^s}{I_f^a} \cdot T_a$$
 et $T_s = N_t \cdot T_a = \frac{I_t^s}{I_t^a} \cdot T_a$ [E.32]

où :	I_f^a	: indice de gel de l'air, $T \cdot \Theta$;
	I_f^s	: indice de gel de la surface, $T \cdot \Theta$;
	I_t^a	: indice de dégel de l'air, T $\cdot \Theta$;
	I_t^s	: indice de dégel de la surface, $T \cdot \Theta$;
	N _f	: facteur de surface en période hivernale ;
	N_t	: facteur de surface en période estivale.

Il est important de noter que le changement des conditions atmosphériques (*e.g.* couvert nuageux, vitesse du vent, …), des caractéristiques de surface et des propriétés thermiques des matériaux sous-jacents peut induire des variations annuelles significatives de la valeur du facteur de surface (*cf.* Lunardini, 1981). Sur le tableau E.2, on constate que le facteur de surface en période estivale est approximativement deux fois plus grand que celui correspondant à la période hivernale.

Surface	N _f	N _t
Béton bitumineux		
Au sud du 45e parallèle	0,29 - 1,00	-
Au nord du 45e parallèle	0,90 - 0,95	1,15 – 2,70
Béton de ciment		
Au sud du 45e parallèle	0,25 - 0,95	-
Au nord du 45e parallèle	0,70 - 0,90	1,30 - 2,20
Gravier ou sable		
Au sud du 45e parallèle	0,60 - 1,00	1,30 - 2,00
Au nord du 45e parallèle	0,90 - 0,95	-
Gazon	0,50	1,00
Surface exempte d'arbres, d'arbustes et de végétation grossière	0,25	0,73

 Tableau E.2
 Facteurs de surface typiques (Inspiré de Lunardini, 1981).

Malgré qu'il soit préférable d'obtenir la température moyenne journalière de l'air à partir des données horaires, cette température est généralement représentée par la moyenne arithmétique des températures journalières maximale et minimale. De plus, afin de faciliter la solution des problèmes de transfert thermique, la température de l'air est représentée par une expression mathématique élémentaire. Les variations de température peuvent donc être substituées par une fonction échelon ou encore, une fonction sinusoïdale issue d'une analyse harmonique (cf. Conrad & Pollak, 1962). Dans le cadre d'analyses thermiques simples (e.g. étude de l'évolution de l'isotherme zéro), la température moyenne journalière peut être interpolée à partir des moyennes météorologiques mensuelles. Néanmoins, une attention particulière doit parfois être portée au réchauffement diurne et au refroidissement nocturne inféré par le cycle journalier de température. En faisant abstraction du cycle naturel de la température, il est possible d'employer une évolution sinusoïdale simple ayant une phase de 24 heures (*cf.* Hromadka, 1987). Cependant, il est préférable d'utiliser une représentation plus réaliste provenant d'une analyse harmonique telle que l'étude théorique réalisée par Côté (2000) et amendée par Lebeau & Lafleur (2002). Ces derniers postulent que la température minimale de l'air est atteinte tout juste avant le lever du soleil, que la température augmente suivant un demi-sinus jusqu'à quatorze heures et qu'elle diminue subséquemment selon un autre demi-sinus jusqu'au lever du soleil le lendemain matin.

ANNEXE F

VALIDATION DES OUTILS NUMÉRIQUES

Il a été démontré que la description mathématique des transferts hydrique et thermique émane de la combinaison d'une loi de conservation, de masse ou d'énergie, et d'une loi de comportement, Darcy-Buckingham ou Fourier. La solution de ces problèmes correspond donc à la résolution d'un système d'équations différentielles partielles dans un domaine physique aux frontières duquel certaines conditions doivent être satisfaites. Bien que bon nombre de solutions analytiques soient présentées dans les manuels d'enseignement, la solution exacte de la plupart des problèmes hydriques et thermiques demeure inconnue. Néanmoins, le développement de méthodes numériques, telles les différences finies et les éléments finis, a permis de résoudre des problèmes physiques complexes et ce, pour une variété de conditions limites. La dernière décennie du vingtième siècle a d'ailleurs vu une plus grande acceptation de divers logiciels prêts à utiliser, c'est-àdire, des logiciels qui ne requièrent aucun développement afin de les faire fonctionner. Bien que forts utiles, l'immuabilité des éguations contraint ce type de logiciel à la résolution d'une gamme restreinte de problèmes. Cette contrainte peut toutefois être apaisée par des outils numériques adaptés à la résolution d'équations différentielles partielles tels PDEase (Macsyma, 1996) et FlexPDE (PDE Solutions Inc., 2004). Par contre, la flexibilité de ce type d'outil numérique est acquise au dépend d'un certain effort de développement.

Le logiciel FlexPDE employé dans le cadre de cette étude est, en fait, un bâtisseur scripté de modèles d'éléments finis ainsi qu'un solveur numérique. Le scripte décrit le système d'équations, le domaine d'étude ainsi que les conditions limites. À partir de ce scripte, le logiciel exécute les opérations nécessaires à la traduction du système d'équations différentielles partielles en un modèle d'éléments finis, résout le système et présente les résultats sous forme graphique ou tabulaire. Le logiciel peut résoudre des équations différentielles partielles partielles de premier ou de second ordre dans des géométries cartésiennes bidimensionnelles ou tridimensionnelles

ou encore, dans une géométrie axisymétrique bidimensionnelle et ce, en régime permanent ou transitoire. Les équations peuvent être linéaires ou non linéaires. Dans le cadre d'une analyse linéaire, où les propriétés sont constantes, la variable indépendante peut être déterminée directement. Lorsque les propriétés sont une fonction de la variable indépendante, l'obtention de ladite variable requiert une approche itérative. En décelant ce type d'équations, le logiciel applique automatiquement le processus de résolution itératif de Newton-Raphson modifié (cf. Press et al., 1992). La description du domaine est traduite en un maillage bidimensionnel constitué d'éléments triangulaires à six (6) nœuds ou encore, d'éléments tétraédriques quadratiques à quinze (15) nœuds dans un contexte tridimensionnel. Une procédure de raffinement adaptative mesure l'adéquation du maillage et procède à une discrétisation spatiale complémentaire lorsqu'en présence d'erreurs jugées inacceptables. Ce type d'allocation dynamique permet généralement d'éliminer les solutions inexactes caractérisées par des oscillations et des dispersions numériques (e.g. Clausnitzer et al., 1998 ; Mansell et al., 2002). Ce logiciel comporte également une procédure de discrétisation temporelle dynamique qui mesure la courbure de la solution en fonction du temps et adapte l'incrément temporel afin de maintenir une précision admissible.

En utilisant des méthodes numériques pour la résolution d'équations constitutives, l'utilisateur doit faire preuve de prudence et de discipline. En effet, ce dernier doit continuellement mettre en question le modèle utilisé et s'assurer de l'exactitude des résultats obtenus (*cf.* Baldur & Fortin, 1991 ; Chapuis *et al.*, 2001). Malgré qu'il ne soit pas nécessaire que l'utilisateur connaisse le fonctionnement du logiciel en menus détails, celui-ci doit toujours avoir une méthode de vérification de l'information obtenue. L'une des meilleures méthodes connues pour effectuer cette validation est de spécifier des jeux d'essais qui seront résolus avec le logiciel. Ces jeux permettent de confirmer ou d'infirmer la validité des résultats et des algorithmes. Bien que le logiciel FlexPDE ait été soumis à une série de jeux d'essais permettant de confirmer la validité des algorithmes de calculs (*e.g.* Backstrom, 2004), la véracité des résultats fournis a également été vérifiée dans quelques études portant sur les transferts hydrique et thermique (*e.g.* Pentland *et*

al., 2001 ; Horáček, 2003). Un processus de validation complémentaire a néanmoins été entamé afin de vérifier l'implémentation des diverses équations permettant d'aborder le transfert thermique avec changement d'état de l'eau interstitielle, le transfert hydrique en condition saturée/non saturée ainsi que le transfert hydrique en condition saturée.

F.1 Transfert thermique avec changement d'état de la phase fluide

Le problème du transfert thermique par conduction avec changement d'état (fusion/solidification) de la phase fluide est fortement non linéaire d'où la spécificité de la solution obtenue. À titre d'exemple, le physicien autrichien Josef Stefan présenta une solution exacte au problème de la formation de glace sur les mers polaires en abordant l'échelonnement de la température à la surface d'un domaine semi infini dont la température initiale était fixée au point de fusion/solidification.



Figure F.1 Profil thermique en milieu poreux partiellement gelé semi infini (Inspiré de Lunardini, 1981).
(a) En période de gel.
(b) En période de dégel.

Dans ces notes de cours à l'Université de Königsberg en Prusse, Franz Neumann présenta une généralisation de la solution de Stefan pour une température initiale autre que la température de fusion/solidification. La température initiale du domaine semi infini fût alors fixée à une température T_o supérieure à la température de fusion/solidification $T_{L \rightarrow S}$. Au temps t = 0, la température de surface fût abaissée à une température T_s inférieure à $T_{L \rightarrow S}$ (Figure F.1(a)).

F.1.1 Solution analytique adaptée aux milieux poreux

Afin de résoudre le problème susmentionné, Neumann formula un bilan énergétique à l'interface des domaines gelé et non gelé tandis que l'équation de diffusion de chaleur due être résolue dans les domaines gelé et non gelé. La solution analytique de l'évolution temporelle du front de gel s'exprima alors en fonction du paramètre χ_{f} , soit (*cf.* Carslaw & Jaeger, 1959 ; Lunardini, 1981 ; Zarling & Braley, 1988) :

$$z = 2 \cdot \chi_f \cdot \sqrt{\left(\frac{k_{t,gelé}}{C_{t,gelé}} \cdot t\right) \cdot t}$$
[F.1]

où :
$$C_{t,gelé}$$
 : capacité calorifique volumique du sol gelé, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;
 $k_{t,gelé}$: conductivité thermique du sol gelé, $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$;
 z : profondeur par rapport à un datum sis à la surface du sol, L.

La solution analytique procura également des équations décrivant l'évolution temporelle du profil thermique :

$$T_{gelé} = T_s + \frac{\left(T_{L \rightleftharpoons S} - T_s\right)}{\operatorname{erf}\left(\chi_f\right)} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2 \cdot \sqrt{\left(k_{t,gelé} / C_{t,gelé}\right) \cdot t}}\right)$$
[F.2(a)]

$$T_{non \ gel\acute{e}} = T_{o} + \frac{\left(T_{o} - T_{L \rightleftharpoons S}\right)}{\operatorname{erfc}\left(\chi_{f} \cdot \sqrt{\frac{\left(k_{t, gel\acute{e}} / C_{t, gel\acute{e}}\right)}{\left(k_{t, non \ gel\acute{e}} / C_{t, non \ gel\acute{e}}\right)}}\right)}} \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2 \cdot \sqrt{\left(k_{t, non \ gel\acute{e}} / C_{t, non \ gel\acute{e}}\right) \cdot t}}\right)} \quad [F.2(b)]$$

où : $C_{t,non \, gelé}$: capacité calorifique volumique du sol non gelé, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$; $k_{t,non \, gelé}$: conductivité thermique du sol non gelé, $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$.

L'équation suivante permit de compléter la solution analytique alors que sa racine correspond au paramètre χ_{f} , soit :

$$\frac{e^{-\chi_{t}^{2}}}{\operatorname{erf}(\chi_{t})} - \frac{k_{t,non \, gel\acute{e}} \cdot \sqrt{k_{t,gel\acute{e}}}/C_{t,gel\acute{e}}} \cdot (T_{o} - T_{L\rightleftharpoons S}) \cdot e^{-\chi_{t}^{2} \cdot \frac{(k_{t,gel\acute{e}}/C_{t,gel\acute{e}})}{(k_{t,non \, gel\acute{e}}/C_{t,non \, gel\acute{e}})}}}{k_{t,gel\acute{e}} \cdot \sqrt{k_{t,non \, gel\acute{e}}}/C_{t,non \, gel\acute{e}}} \cdot (T_{L\rightleftharpoons S} - T_{s}) \cdot \operatorname{erfc}\left(\chi_{t} \cdot \sqrt{\frac{(k_{t,gel\acute{e}}/C_{t,gel\acute{e}})}{(k_{t,non \, gel\acute{e}}/C_{t,non \, gel\acute{e}})}}}\right)}{=\frac{\chi_{t} \cdot \sqrt{\pi}}{Ste_{t}}}$$

En milieu poreux, la fraction d'eau subissant un changement d'état n'est pas unitaire mais correspond plutôt à la teneur en eau volumétrique θ_w du matériau. De ce fait, la quantité de chaleur latente doit être réduite et le nombre de Stefan amendé tel que $Ste_f = \left[C_{t,gelée} \cdot (T_{L \neq S} - T_s)\right]/(L_f \cdot \theta_w)$. Bien que la racine de cette équation puisse être déterminée à l'aide d'une pléiade de méthodes numériques (*cf.* Press *et al.*, 1992 : Chapitre 9), on utilise un chiffrier électronique afin de déterminer le minimum de l'équation et ce, par la méthode du gradient conjugué (*cf.* Press *et al.*, 1992 : Chapitre 10).

Assimilable au processus de gel, la solution analytique en dégel s'exprime comme suit (*cf.* Carslaw & Jaeger, 1959) :

$$z = 2 \cdot \chi_t \cdot \sqrt{\left(\frac{k_{t,non \, gelé}}{C_{t,non \, gelé}} \cdot t\right)}$$
 [F.4]

La solution analytique permet également d'établir l'évolution temporelle du profil thermique dans le domaine gelé, soit :

$$T_{gelé} = T_s + \frac{\left(T_{L \rightleftharpoons S} - T_s\right)}{\operatorname{erf}\left(\chi_t\right)} \cdot \operatorname{erf}\left(\frac{z}{2 \cdot \sqrt{\left(k_{t, non \ gelé} \ / \ C_{t, non \ gelé}\right) \cdot t}}\right)$$
[F.5(a)]

Afin d'établir l'évolution temporelle de l'intégralité du profil thermique, l'équation précédente doit être complémentée par l'équation propre au domaine non gelé, soit :

$$T_{non \, gel\acute{e}} = T_{o} + \frac{\left(T_{o} - T_{L \rightleftharpoons S}\right)}{\operatorname{erfc}\left(\chi_{t} \cdot \sqrt{\frac{\left(k_{t, non \, gel\acute{e}} / C_{t, non \, gel\acute{e}}\right)}{\left(k_{t, gel\acute{e}} / C_{t, gel\acute{e}}\right)}}\right)} \cdot \operatorname{erfc}\left(\frac{z}{2 \cdot \sqrt{\left(k_{t, gel\acute{e}} / C_{t, gel\acute{e}}\right) \cdot t}}\right) \qquad [F.5(b)]$$

La racine de l'équation suivante permet de compléter la solution analytique en définissant le paramètre ζ_t , propre au dégel, soit :

$$\frac{\mathrm{e}^{-\chi_{t}^{2}}}{\mathrm{erf}(\chi_{t})} - \frac{k_{t,gel\acute{e}} \cdot \sqrt{k_{t,non \,gel\acute{e}}/C_{t,non \,gel\acute{e}}} \cdot (T_{L \rightleftharpoons S} - T_{o}) \cdot \mathrm{e}^{-\chi_{t}^{2} \cdot \frac{(k_{t,non \,gel\acute{e}}/C_{t,non \,gel\acute{e}})}{(k_{t,gel\acute{e}}/C_{t,gel\acute{e}})}}}{k_{t,non \,gel\acute{e}} \cdot \sqrt{k_{t,gel\acute{e}}/C_{t,gel\acute{e}}} \cdot (T_{s} - T_{L \rightleftharpoons S}) \cdot \mathrm{erfc}\left(\chi_{t} \cdot \sqrt{\frac{(k_{t,non \,gel\acute{e}}/C_{t,gel\acute{e}})}{(k_{t,gel\acute{e}}/C_{t,gel\acute{e}})}}\right)}} = \frac{\chi_{t} \cdot \sqrt{\pi}}{Ste_{t}} [F.6]$$

Rappelons qu'en milieu poreux, la quantité de chaleur latente doit être réduite et le nombre de Stefan redéfini (*i.e.* $Ste_t = \left[C_{t,non gelé} \cdot (T_s - T_{L \rightleftharpoons S}) \right] / (L_f \cdot \theta_w)$).

F.1.2 Solution numérique adaptée aux milieux poreux

Dans le cadre de cette étude, le changement d'état de la phase fluide est abordé suivant une approche de capacité calorifique apparente et l'équation constitutive du transfert thermique, dont le développement est présenté à l'annexe E, s'exprime comme suit :

$$\nabla \cdot \left(\mathbf{k}_{t} \cdot \nabla T \right) = \mathbf{C}_{t}^{a} \cdot \frac{\partial T}{\partial t}$$
[F.7]

```
où :
```

 C_t

: capacité calorifique volumique du sol,
$$F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$$
;

$$C_t^a$$
 : $C_t^a = C_t + L_f \cdot \partial \theta_w / \partial T$, capacité calorifique volumique apparente du sol, $F \cdot L^{-2} \cdot \Theta^{-1}$;

- k_t : conductivité thermique du sol, $F \cdot T^{-1} \cdot \Theta^{-1}$; L_f : chaleur latente volumique de fusion, $F \cdot L^{-2}$;
- Т : température, Θ .

`

Sous le point de fusion, la diminution de la température induit généralement un changement d'état de l'eau interstitielle, de liquide à solide, en produisant une courbe de forme sigmoïdale. La relation entre la teneur en eau volumétrique et la température est représentée par une fonction exponentielle dont la dérivée première est introduite directement dans l'équation du transfert thermique, soit (Mottaghy & Rath, 2003) :

$$\theta_{w} = \begin{cases} \theta_{w,s} \cdot e^{\left\{-\left[\left(\frac{T - T_{f_{out}}^{L}}{\varpi}\right)^{2}\right]\right\}} & T < T_{f_{out}}^{L} \\ \theta_{w,s} & T \ge T_{f_{out}}^{L} \end{cases}$$
[F.8(a)]

 $\varpi \qquad : \quad \varpi \approx \Delta T/2 = \left(T_{f_{\text{out}}}^{L} - T_{f_{\text{out}}}^{S}\right) / 2, \Theta;$ $T_{f_{\text{out}}}^{L}: \qquad \text{température de fusion (liquidus) lors des processus de gel ou de dégel, } \Theta;$

 T_{fout}^{s} : température de solidification (solidus) lors des processus de gel ou de dégel, Θ ;

D'une importance fondamentale, la dérivée première de cette équation s'exprime comme suit :

$$\frac{\partial \theta_{w}}{\partial T} = \begin{cases} -\theta_{w,s} \cdot \frac{2 \cdot \left(T - T_{f \text{ out}}^{L}\right)}{\varpi^{2}} \cdot e^{\left\{-\left[\left(\frac{T - T_{f \text{ out}}^{L}}{\varpi}\right)^{2}\right]\right\}} & T < T_{f \text{ out}}^{L} \\ 0 & T \ge T_{f \text{ out}}^{L} \end{cases}$$
 [F.8(b)]

La conductivité thermique et la capacité calorifique volumique sont ainsi dépendantes de la température et ce, par le biais des équations [E.14] et [E.17] respectivement. Dans ces équations, l'apport de la phase solide est régi par les propriétés de son constituant principal alors qu'en contexte saturé, la teneur volumétrique en glace correspond à la différence entre la porosité et la teneur en eau volumétrique (*i.e.* $\theta_i = n - \theta_w$). Ayant préalablement défini les conditions limites, le scripte du logiciel FlexPDE est complémenté des équations décrivant les propriétés thermiques ainsi que de l'équation différentielle partielle du transfert thermique avec changement d'état du fluide interstitiel. Dans la représentation numérique, le domaine physique semi infini est limité à une profondeur de 10 m. Bien que la procédure de raffinement adaptative procède à une discrétisation

spatiale complémentaire, il est parfois souhaitable d'accroître davantage le raffinement à proximité d'un front de propagation présentant une activité importante. De ce fait, le scripte est renforcé d'un critère de raffinement additionnel permettant d'accroître la discrétisation spatiale au front de gel/dégel. Étant donné la formulation de l'équation du transfert thermique, ce critère est défini en termes de la capacité calorifique apparente.

F.1.3 Confrontation des solutions analytique et numérique

Hormis les propriétés de l'eau, présentées à l'annexe E, le tableau F.1 comporte les éléments essentiels à la résolution analytique et numérique du problème de Neumann (adapté aux milieux poreux). D'un point de vue numérique, le changement d'état de l'eau se produit sur une gamme finie de températures ΔT_t ou ΔT_t correspondant à la différence entre la température de fusion T_{fout}^L (liquidus) et de solidification T_{fout}^S (solidus). L'emplacement du front de gel est donc caractérisé par la température de solidification (*i.e.* $T_{L=S} = T_t^S$) alors que l'emplacement du front de dégel est représenté par la température de fusion (*i.e.* $T_{L=S} = T_t^L$). La figure F.2 présente les résultats comparatifs des calculs réalisés avec le solveur FlexPDE et la solution analytique et ce, lors des processus de gel et de dégel.

	Gel	Dégel
Teneur eau volumétrique, θ_w	0,1690	0,1690
Température de fusion (liquidus), $T_{f \text{ ou } t}^{L}$ (°C)	0	0
Température de solidification (solidus), $T_{f_{out}}^{S}$ (°C)	-1	-1
Température initiale du domaine, T_o (°C)	4	-4
Température de surface, T_s (°C)	-10	+10
Température de fusion/solidification, $T_{L \leftrightarrow S}$ (°C)	$T_{L \rightleftharpoons S} = T_f^S = -1$	$T_{L \rightleftharpoons S} = T_t^L = 0$
Conductivité thermique du constituant principal de la phase solide, $k_{t,s}$ (W/(m·K))	1,5000	1,5000
Capacité calorifique volumique du constituant principal de la phase solide, $C_{t,s}$ (J/(m ³ ·K))	1,9971·10 ⁶	1,9971·10 ⁶

Tableau F.1 Paramètres employés pour la validation thermique.



Figure F.2 Confrontation de la solution numérique de FlexPDE à la solution analytique de Neumann (adaptée aux milieux poreux).
(a) Évolution temporelle du front de propagation.
(b) Profil thermique.

Bien que la solution numérique se rapproche significativement de la solution analytique, une certaine disparité peut être observée lors de l'évolution temporelle des fronts de propagation et de l'évolution temporelle des profils thermiques. En fait, la différence entre le taux de propagation des fronts numérique et analytique est inférieure à 2%. Bien que négligeable, cette différence est attribuable à la relation entre la teneur en eau volumétrique et la température. Effectivement, le changement d'état modélisé se produit sur une gamme finie de températures ΔT_t ou ΔT_t alors que la solution exposée par Neumann se rapporte à un changement d'état isotherme. Le phénomène modélisé ne s'avère donc être qu'une approximation de la solution analytique. Ce comportement a également été dénoté par Nixon & McRoberts (1973) lors d'une analyse de l'impact de la fonction de solidification sur l'évolution temporelle du front de dégel. Il est à noter que Cho & Sunderland (1969) présentent une solution exacte du changement d'état d'un mélange binaire eutectique se produisant sur une gamme finie de température.

De ce processus, on dénote que la formulation de l'équation du transfert thermique, avec capacité calorifique apparente, commande l'utilisation d'une fine discrétisation spatiale. Bien que cette contrainte puisse être allégée par diverses transformations de l'équation constitutive (*cf.* Annexe E), les résultats de cette confrontation démontrent l'efficacité de la procédure de raffinement adaptative.

F.2 Transfert hydrique en condition saturée/non saturée

Dans un horizon homogène, la propagation verticale du flux hydrique rencontrera inévitablement une couche plus profonde qui peut être plus ou moins perméable que la couche supérieure. Le contraste de conductivité hydraulique des deux couches peut alors être favorable ou défavorable à la transmission du flux vertical. Lorsque le contraste de conductivité est défavorable ($k_{w,s}^{Inférieure} < k_{w,s}^{Supérieure}$), la couche inférieure ne permet pas de transmettre l'intégralité du flux vertical et une portion de l'eau est réfléchie dans la couche supérieure. Dans le cas d'un contraste favorable ($k_{w,s}^{Inférieure} > k_{w,s}^{Supérieure}$), la réflexion du flux d'infiltration peut être attribuable aux propriétés hydrauliques des couches en condition non saturée.



Figure F.3 Propriétés hydrauliques lors de la confrontation du modèle FlexPDE à la solution analytique de Morel-Seytoux.
 (a) Fonction de rétention d'eau.
 (b) Fonction de conductivité hydraulique.

La différence principale entre l'écoulement en milieu saturé et non saturé réside dans le fait que la conductivité hydraulique n'est pas constante mais varie plutôt avec la succion matricielle (*cf.* Figure F.3(b)). En augmentant la proportion de la phase gazeuse, une augmentation de la succion réduit l'espace disponible pour l'écoulement de l'eau. Ainsi, la conductivité hydraulique du sol à porométrie grossière est davantage marquée par la désorption progressive des pores, de grossier à fin. À la condition d'état résiduel, la variation de conductivité peut être davantage attribuable au déplacement de l'eau par la phase gazeuse (sous forme de vapeur d'eau) ou encore, par une pellicule d'eau adhérée. Les sols à porométrie grossière et uniforme sont donc quasi-imperméables à de faibles valeurs de succion matricielle. En réduisant la quantité d'eau transmise au sol à porométrie grossière, la succion matricielle contribue à l'effet de barrière capillaire qui limite les mouvements d'eau. Le contraste entre les propriétés hydrauliques de ces matériaux favoriserait alors la rétention d'eau dans le sol à porométrie fine.

Bien que la restriction du mouvement de l'eau par effet de barrière capillaire ait été étudiée dès le début du siècle (Alway & McDole, 1917), l'état des connaissances a atteint son apogée avec le développement des couvertures permettant d'isoler des sources potentielles de contamination environnementale. La figure F.4(b) présente les mouvements hydrigues en présence d'une telle barrière capillaire. Pour fin de simplification, la teneur en eau volumétrique normalisée est initialement considérée nulle (*i.e.* $\Theta_{o,i}^{f} = \Theta_{o,i}^{c} = 0$). Lors d'une infiltration *I* de faible intensité, l'eau progresse initialement vers l'interface formée par les matériaux à porométries diverses. De ce fait, la teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie fine s'uniformise à une valeur de $\mathcal{O}_{o_{t-r}}^{f}$. En raison du contraste granulométrique et donc, de la disparité des propriétés hydrauliques, une portion limitée du débit hydrique atteignant l'interface est transmise au matériau à porométrie grossière. Le front d'imbibition est alors réfléchi vers le haut induisant une couche de matériau saturé. Bien que dans un contexte bidimensionnel, cette réflexion donnerait lieu à un écoulement souterrain, la présente analyse considère que l'eau ne peut s'écouler latéralement et s'accumule au-dessus de l'interface.


Figure F.4 Effet de barrière capillaire lors d'un processus d'infiltration en milieu sec (Inspiré de Morel-Seytoux, 1992(a) et (b)).
(a) Fonction de rétention d'eau.
(b) Fronts de propagations.

F.2.1 Solution analytique

Dans le but de développer une solution analytique au mouvement hydrique ayant lieu après l'impact du front d'imbibition, Morel-Seytoux (1992(a) et (b)) établi premièrement les conditions hydrauliques à l'interface, soit : continuité de la charge hydraulique totale et du flux hydraulique. Notons alors que la continuité de la charge hydraulique totale correspond à la continuité de la charge de pression d'eau interstitielle car, la charge de position est constante à l'interface. Le point 🗆 de la figure F.4(a) correspond alors à la teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie fine juste avant que le front d'imbibition atteigne l'interface (*i.e.* $t = t_0^-$). Afin de satisfaire la condition de continuité de la charge hydraulique totale, la teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie grossière doit donc correspondre au point O. La teneur en eau volumétrique normalisée doit également satisfaire l'éguation de continuité du flux hydraulique à l'interface (*i.e.* $q_w^f = q_w^c$). En présumant que le flux peut être transmis intégralement au matériau sous-jacent, la teneur en eau volumétrique normalisée devrait correspondre au point •. Cette dichotomie implique alors qu'une portion du flux hydraulique doit être réfléchie afin de satisfaire les conditions hydrauliques à l'interface (cf. Figure F.4(b)). De ce fait, la teneur en eau du matériau à porométrie fine subira une croissance et un nouvel équilibre hydrique sera établi aux points 🔳 et 💿.

Dans son développement analytique, Morel-Seytoux (1992(a) et (b)) fait alors état des équations qui régissent le phénomène de barrière capillaire en présence d'un transfert hydrique bi-phasique et unidimensionnel. Lorsque le front d'imbibition a atteint l'interface (*i.e.* $t = t_o^+$), le matériau à porométrie fine est saturé en eau et le flux s'exprime comme suit (Morel-Seytoux & Khanji, 1974) :

$$\boldsymbol{q}_{w} = \boldsymbol{q}_{w}^{f} = \boldsymbol{k}_{w,o}^{f} \cdot \frac{\int_{0}^{d} \boldsymbol{f}_{w}^{f} \cdot \mathrm{d}\boldsymbol{z} - \left(\left| \boldsymbol{H}_{p}^{f} \right| - \left| \boldsymbol{h}_{p_{t=t_{o}^{+}}}^{Interface} \right| \right)}{\int_{0}^{d} \boldsymbol{\mu}_{r}^{f} \cdot \mathrm{d}\boldsymbol{z}}$$
[F.9(a)]

Dans cette équation, les paramètres f_w^t et μ_r^t sont définis ainsi :

$$f_{w}^{f} = \frac{k_{w,r}^{f}}{k_{w,r}^{f} + \mu_{w}/\mu_{a} \cdot k_{a,r}^{f}} \qquad \text{et} \qquad \mu_{r}^{f} = \frac{f_{w}^{f}}{k_{w,r}^{f}} \qquad [F.9(b)]$$

où :	d	: épaisseur de la couche de matériau à porométrie fine, L ;
	H_{ρ}^{f}	: charge de pression d'eau interstitielle efficace du matériau à porométrie
		fine, L ;
	$h_{p_{t=t_{0}^{+}}}^{lnterface}$: charge de pression d'eau interstitielle à l'interface suite à l'impact du front
		d'imbibition, L ;
	$k_{w,o}^{f}$: conductivité hydraulique à satiation du matériau à porométrie fine, $L \cdot T^{-1}$;
	$k_{w,r}^{f}$, $k_{a,r}^{f}$: conductivité relative du matériau à porométrie fine et ce, pour l'eau et l'air
		respectivement ;
	$oldsymbol{q}_{\scriptscriptstyle w}$: flux hydraulique à l'interface, L·T ⁻¹ ;
	$\boldsymbol{q}_w^{\scriptscriptstyle f}$: flux hydraulique dans la couche de matériau à porométrie fine, $L \cdot T^{-1}$;
	Z	: profondeur par rapport à un datum sis à la surface du sol, L ;
	$\mu_{_{\scriptscriptstyle W}},\mu_{_{a}}$	∶ viscosité dynamique de l'eau et de l'air respectivement, F·L ⁻² ·T.

Néanmoins, une équation approchée du flux peut être déduite du profil présenté à la figure F.4(b), soit (Morel-Seytoux, 1992(a) et (b)) :

$$\boldsymbol{q}_{w} = \boldsymbol{q}_{w}^{f} = \boldsymbol{k}_{w,o}^{f} \cdot \frac{\boldsymbol{f}_{w}^{f}(\boldsymbol{\theta}_{w}^{f}) \cdot (\boldsymbol{d} - \boldsymbol{\zeta}_{rf}) + \boldsymbol{\zeta}_{rf} - \left|\boldsymbol{H}_{p}^{f}\right| + \left|\boldsymbol{h}_{p_{t-t_{o}}^{f}}^{Interface}\right|}{\boldsymbol{\mu}_{r}^{f}(\boldsymbol{\theta}_{w_{t-t_{o}}^{f}}) \cdot (\boldsymbol{d} - \boldsymbol{\zeta}_{rf}) + \boldsymbol{\zeta}_{rf}}$$
[F.10]

où :

ζrf

: position du front de réflexion par rapport à l'interface, L ; $\theta^f_{W_{t=t_0^-}}$: teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie fine juste avant que le front d'imbibition atteigne l'interface.

Rappelons maintenant qu'à charge de pression d'eau interstitielle constante, le flux hydraulique du côté antagonique de l'interface s'écrit :

$$q_{w} = q_{w}^{c} = k_{w,o}^{c} \cdot k_{w,r_{t=t_{0}^{c}}}^{c} \cdot \nabla h = k_{w,o}^{c} \cdot k_{w,r_{t=t_{0}^{c}}}^{c} \cdot 1$$
 [F.11]

où :

: conductivité hydraulique à satiation du matériau à porométrie grossière, L·T⁻¹; $k_{w,o}^{c}$ $k^c_{w,r_{t=t^+_o}}$: conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie grossière suite à

l'impact du front d'imbibition ;

 q_{w}^{c} : flux hydraulique dans la couche de matériau à porométrie grossière, L·T⁻¹. Les vitesses de propagation des fronts, l'un réfléchi dans le matériau à porométrie fine, l'autre pénétrant dans le matériau à porométrie grossière, sont respectivement :

$$\frac{\mathrm{d}\zeta_{ff}}{\mathrm{d}t} = \frac{I - q_{w}}{\theta_{w,o}^{f} - \theta_{w_{t=t_{o}}}^{f}} = \frac{I - q_{w}}{\left(\theta_{w,o}^{f} - \theta_{w,r}^{f}\right) \cdot \left(1 - \Theta_{o_{t=t_{o}}}^{f}\right)}$$
[F.12(a)]

$$\frac{\mathrm{d}\zeta_{f}}{\mathrm{d}t} = \frac{q_{w}}{\theta_{w_{t=t_{o}^{c}}}^{c} - \theta_{w,r}^{c}} = \frac{q_{w}}{\left(\theta_{w,o}^{c} - \theta_{w,r}^{c}\right) \cdot \Theta_{o_{t=t_{o}^{c}}}^{c}}$$
[F.12(b)]

où :
$$I$$
 : flux d'infiltration, L·T⁻¹;
 ζ_f : position du front transmis par rapport à l'interface, L ;
 ζ_{rf} : position du front réfléchi par rapport à l'interface, L ;
 $\theta_{w_{t-6}}^{c}$: teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie grossière suite à l'impact
du front d'imbibition ;
 $\theta_{w,o}^{f}, \theta_{w,o}^{c}$: teneur en eau volumétrique à satiation des matériaux à porométries fine et
grossière respectivement ;
 $\theta_{w,r}^{f}, \theta_{w,r}^{c}$: teneur en eau volumétrique résiduelle des matériaux à porométries fine et
grossière respectivement ;
 $\theta_{o_{t-6}}^{f}$: teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie fine juste
avant que le front d'imbibition atteigne l'interface ;
 $\theta_{o_{t-6}}^{c}$: teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie grossière
suite à l'impact du front d'imbibition.

Dans la mesure où le contraste de propriétés est grand, on peut présumer que le flux à l'interface serait nul au moment de l'impact du front d'imbibition (*i.e.* $t = t_o$). À ce moment précis, le front de réflexion serait également nul et le numérateur de l'équation [F.10] deviendrait égal à zéro, soit :

$$f_{w}^{f}(\theta_{w_{t=t_{o}}}^{f}) \cdot d - \left|H_{\rho}^{f}\right| + \left|h_{\rho_{t=t_{o}}}^{Interface}\right| = 0 \quad \therefore \quad \left|H_{\rho}^{f}\right| = \left|h_{\rho_{t=t_{o}}}^{Interface}\right| + d \cdot f_{w}^{f}(\theta_{w_{t=t_{o}}}^{f})$$
[F.13]

Cette hypothèse permet alors de réécrire l'équation [F.10] de la façon suivante :

$$\boldsymbol{q}_{w} = \boldsymbol{q}_{w}^{f} = \boldsymbol{k}_{w,o}^{f} \cdot \frac{\left(1 - f_{w}^{f}(\boldsymbol{\theta}_{w_{t=t_{o}}}^{f})\right) \cdot \boldsymbol{\zeta}_{rf}}{\boldsymbol{d} \cdot \boldsymbol{\mu}_{r}^{f}(\boldsymbol{\theta}_{w_{t=t_{o}}}^{f})} + \left(1 - \boldsymbol{\mu}_{r}^{f}(\boldsymbol{\theta}_{w_{t=t_{o}}}^{f})\right) \cdot \boldsymbol{\zeta}_{rf}}$$
[F.14]

Afin de se conformer à la condition de flux nul à l'interface, au moment de l'impact du front d'imbibition, le flux hydraulique dans le matériau à porométrie grossière doit être corrigé comme suit (Morel-Seytoux, 1992(a) et (b)) :

$$q_{w} = q_{w}^{c} = k_{w,o}^{c} \cdot \frac{I}{k_{w,o}^{f}} \cdot \frac{k_{w,o}^{f}}{k_{w,o}^{c}} \cdot \frac{k_{w,r}^{c} - k_{w,r_{t=t_{o}}}^{c}}{\frac{I}{k_{w,o}^{f}} \cdot \frac{k_{w,o}^{f}}{k_{w,o}^{c}} - k_{w,r_{t=t_{o}}}^{c}}$$
[F.15]

où : $k_{w,r_{t=t_0}}^c$: conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie grossière au moment de l'impact du front d'imbibition.

Le problème mathématique s'exprime désormais en fonction de trois équations ([F.12(a)], [F.14] et [F.15]) et trois inconnues (q_w , ζ_{rf} et $\Theta_{o_{r,c}}^c$). Le processus de résolution du système d'équations consiste alors à éliminer le flux hydraulique en égalisant les termes de droites des équations [F.14] et [F.15]. Il est ainsi possible d'exprimer la position du front de réflexion en fonction de la teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie grossière et d'en effectuer la dérivée temporelle. La dérivée temporelle du front de réflexion est alors éliminée en utilisant le terme de droite de l'équation [F.12(a)] dont le flux hydraulique est préalablement remplacé par l'expression définie à l'équation [F.15]. Le résultat est une équation différentielle exprimée en fonction de la teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie grossière ou encore, du flux hydraulique (cf. Morel-Seytoux, 1992(a) et (b)). Le processus de résolution est présenté en détails par Morel-Seytoux (1992(b)). Lors de ce processus, les propriétés hydrauliques sont représentées par le modèle physico-empirique de Brooks & Corey/Burdine (cf. Tableau A.3). Au temps t_{α} , la teneur en eau volumétrique du matériau à porométrie fine est alors définie comme suit :

$$\mathcal{O}_{o_{t=t_{o}}}^{f} = \frac{\theta_{w_{t=t_{o}}}^{f} - \theta_{w,r}^{f}}{\theta_{w,o}^{f} - \theta_{w,r}^{f}} = \left(\frac{I}{K_{w,o}^{f}}\right)^{\frac{\lambda_{f}}{3\cdot\lambda_{f}+2}} \quad \therefore \quad \theta_{w_{t=t_{o}}}^{f} = \left[\left(\theta_{w,o}^{f} - \theta_{w,r}^{f}\right) \cdot \left(\frac{I}{K_{w,o}^{f}}\right)^{\frac{\lambda_{f}}{3\cdot\lambda_{f}+2}}\right] + \theta_{w,r}^{f} \quad [F.16]$$

où : λ_r : paramètre correspondant à la répartition de la taille des pores du matériau à porométrie fine.

Cette représentation physico-empirique permet également d'obtenir une approximation de la valeur absolue de la charge de pression d'eau interstitielle efficace du matériau à porométrie fine (*cf.* Morel-Seytoux & Khanji, 1974) et donc, d'établir la valeur absolue de la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface au temps t_0 , soit :

$$\begin{aligned} \left| h_{p_{t=t_{0}}}^{lnterface} \right| &= \left| H_{p}^{f} \right| - d \cdot f_{w}^{f}(\theta_{w_{t=t_{0}}}^{f}) \\ &= \left(\int_{\left|h_{p}^{f}\right|}^{\left|h_{p}^{f}\right|} f_{w}^{f} \cdot d \left|h_{p}\right| \right) - d \cdot f_{w}^{f}(\theta_{w_{t=t_{0}}}^{f}) \\ &= \left| \int_{0}^{\infty} K_{w,r}^{f} \cdot d \left|h_{p}\right| \right) - d \cdot f_{w}^{f}(\theta_{w_{t=t_{0}}}^{f}) \\ &= \left| h_{p,aev}^{f} \right| \cdot \left[1 + \left(\frac{1}{1+3 \cdot \lambda_{f}} \right) \cdot \left(1 - \Theta_{o_{t=t_{0}}}^{f} \frac{1+3 \cdot \lambda_{f}}{\lambda_{f}} \right) \right] - d \cdot f_{w}^{f}(\theta_{w_{t=t_{0}}}^{f}) \end{aligned}$$
[F.17]

où : h_p^1, h_p^2 : charge de pression d'eau interstitielle à des élévations arbitraires, L.

De cette charge de pression d'eau interstitielle, il est possible de déterminer la conductivité hydraulique relative du matériau à porométrie grossière, soit :

$$k_{w,r_{t=t_{o}}}^{c} = \Theta_{o_{t=t_{o}}}^{c} \stackrel{3+\frac{2}{\lambda_{c}}}{=} \left(\left(\frac{\left| h_{\rho_{t=t_{o}}}^{lnterface} \right|}{\left| h_{\rho,aev}^{c} \right|} \right)^{-\lambda_{c}} \right)^{3+\frac{2}{\lambda_{c}}} = \left(\frac{\left| h_{\rho_{t=t_{o}}}^{lnterface} \right|}{\left| h_{\rho,aev}^{c} \right|} \right)^{-3\cdot\lambda_{c}-2}$$
[F.18]

- où : $|h_{p,aev}^c|$: valeur absolue de la charge de pression d'eau interstitielle correspondant à la valeur d'entrée d'air du matériau à porométrie grossière, L ;
 - λ_c : paramètre correspondant à la répartition de la taille des pores du matériau à porométrie grossière ;

$$\Theta_{o_{t=t_o}}^c$$
: teneur en eau volumétrique normalisée du matériau à porométrie grossière au moment de l'impact du front d'imbibition.

Cette solution analytique peut également être étendue à une infiltration en milieu humide (*cf.* Shackelford *et al.*, 1994). Il s'agit tout simplement d'imposer la teneur en eau volumétrique normalisée (*i.e.* $\Theta_{o_{i-f}}^{f} = \Theta_{o,i}^{f}$) au lieu de la calculer à partir du

flux d'infiltration (*i.e.* équation [F.16]). Le flux d'infiltration doit néanmoins être limité à une valeur maximale afin de contraindre la teneur en eau volumétrique normalisée à la valeur prescrite (*i.e.* $I \le k_{w,o}^f \cdot \Theta_{o_{t=t_0}}^{f^{-3+2/\lambda_f}}$). La figure F.5 présente les fronts de propagations résultant de l'infiltration dans un matériau à porométrie fine initialement humide ($\Theta_{o,i}^f \gg 0$) tandis que le matériau à porométrie grossière est initialement sec ($\Theta_{o,i}^c = 0$).



Figure F.5 Fronts de propagations attribuables à l'effet de barrière capillaire lors d'un processus d'infiltration en milieu humide (Inspiré de Shackelford *et al.*, 1994).

Il est à noter que le processus de résolution itératif de l'équation différentielle, présenté en détails par Morel-Seytoux (1992(b)), a été reformulé dans le langage de programmation Visual C++ dans le cadre de la présente étude.

F.2.2 Solution numérique

Dans le cadre de cette étude, le transfert hydrique en condition saturée/non saturée est abordé suivant une approche Eulérienne dont résulte l'équation constitutive [4.18]. Lors de la solution numérique, une abstraction est faite de la compressibilité du domaine saturé alors que le coefficient de changement de volume m_{ν} est fixé à 1.10⁻⁸ kPa⁻¹. Dans le but d'obtenir une expression soluble par FlexPDE, les propriétés hydrauliques de la solution analytique ont été représentées par le modèle physico-empirique de van Genuchten/Mualem dont la fonction de rétention d'eau présente une dérivée première continue. La transition du coefficient de changement de volume m_{ν} au coefficient de changement de volume d'eau m_2^W ou encore, du domaine saturé au domaine non saturé, est réalisée avec une fonction permettant de générer un passage graduel d'une valeur à l'autre. En fait, FlexPDE est un solveur adaptif fondé sur la présomption que la réduction de la discrétisation spatiotemporelle permet d'obtenir une échelle à laquelle le comportement de la solution peut être représenté par des fonctions polynomiales. Cette présomption ne peut donc être satisfaite par une discontinuité, aussi petite soit-elle.

Ayant préalablement défini les conditions limites, le scripte du logiciel FlexPDE est complémenté des équations décrivant les propriétés hydrauliques ainsi que de l'équation différentielle partielle du transfert hydrique en condition saturée/non saturée. Lors de la confrontation des solutions numérique et analytique, le calcul du pourcentage de flux transmis au matériau à porométrie grossière P est effectué par voie d'intégration et ce, grâce aux fonctionnalités du solveur FlexPDE :

$$\mathsf{P} = \frac{\frac{1}{B} \cdot \iint\limits_{A_{interface}} q_{w,z} \cdot \mathrm{d}x \cdot \mathrm{d}y}{I} \cdot 100 \,(\%)$$
[F.19]

où :
$$A_{Interface}$$
 : surface de l'interface, L² ;
 B : largeur du domaine modélisé, L ;
 $q_{w,z}$: composante scalaire du flux superficiel de l'eau dans la direction de l'axe des z,
L·T⁻¹.

Par ailleurs, la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface des matériaux à porométrie fine et grossière est obtenue par observation ponctuelle à la mi-largeur du domaine. Il est à noter que la charge de pression d'eau interstitielle initiale du matériau à porométrie fine est également adoptée dans le matériau à porométrie grossière.

F.2.3 Confrontation des solutions analytique et numérique

La figure F.3 fait état des propriétés hydrauliques employées tandis que la figure F.6 comporte les éléments essentiels à la résolution analytique et numérique de



Figure F.6 Colonne de sol utilisée pour la confrontation à la solution analytique de Morel-Seytoux.

l'effet de barrière capillaire unidimensionnel lors d'un processus d'infiltration. Conformément à la solution analytique de Shackelford et al. (1994), le degré de saturation initial du matériau à porométrie fine est fixé à 85%. De ce fait, la charge de interstitielle pression ďeau initiale du matériau à porométrie fine est de -1,26 m. Dans ce problème d'infiltration, la surface supérieure de la colonne de 2,00 m est soumise à un flux permanent de 4,22.10⁻¹¹ m/s tandis que la frontière inférieure est considérée imperméable. Il est à noter que, contrairement à Shackelford et al. (1994), le flux d'infiltration est inférieur à la valeur maximale imposée par la teneur en eau

volumétrique normalisée initiale du matériau à porométrie fine (*i.e.* $I \le 4,22 \cdot 10^{-9}$ m/s). L'épaisseur de ce matériau est d'ailleurs fixée à 1,00 m.

La figure F.7 présente l'évolution temporelle du pourcentage de flux transmis au matériau à porométrie grossière ainsi que l'évolution de la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface des matériaux à porométries fine et grossière.



Figure F.7 Confrontation de la solution numérique de FlexPDE à la solution analytique de Morel-Seytoux. (*a*) Fraction du flux transmis au matériau sous-jacent (q_w /*I*·100). (*b*) Charge de pression d'eau interstitielle à l'interface.

Bien que la solution numérique se rapproche de la solution analytique, une certaine disparité peut être observée entre les différentes évolutions temporelles. La différence est en partie attribuable à la charge de pression d'eau interstitielle du matériau à porométrie grossière lors de l'impact du flux d'infiltration. Contrairement à la solution analytique, où la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface est déterminée à l'aide de l'équation [F.17], la charge de pression d'eau interstitielle de la solution numérique évolue à partir d'une condition initiale. De ce fait, on dénote un accroissement de la charge de pression d'eau interstitielle lors des premiers instants de la solution numérique (cf. Figure F.7(b)). Cette charge de pression d'eau n'atteint toutefois pas la valeur prescrite par l'équation [F.17]. La charge de pression d'eau interstitielle moindre limite alors la conductivité hydraulique du matériau à porométrie grossière d'où, une sous-estimation du pourcentage de flux transmis au cours des dix-sept (17) premières années (cf. Figure F.7(a)). Au-delà de ces premières années, la charge de pression d'eau interstitielle à l'interface est légèrement plus élevée dans la solution numérique. Cette différence de charge de pression d'eau interstitielle induit une majoration de la conductivité hydraulique du matériau à porométrie grossière et donc, une surestimation du pourcentage de flux transmis. La solution numérique est néanmoins corroborée par la solution déterminée indépendamment à l'aide du logiciel Hydrus-1D.

F.3 Transfert hydrique en condition saturée

L'analyse du drainage routier se limite parfois à la résolution du problème d'une couche non confinée en régime transitoire. Dans un tel contexte, la couche est drainée par un exutoire dont la paroi correspond à la face de l'élément drainant (Figure F.8). La surface libre de la couche forme alors une surface de suintement à travers laquelle l'eau est évacuée à pression atmosphérique. En omettant alors l'accrétion dans les plans XY et XZ, l'écoulement se dirige principalement vers l'élément drainant latéral et ce, parallèlement à l'interface fondation/sous-fondation. La distribution verticale de la pression d'eau interstitielle est essentiellement hydrostatique sauf à proximité de l'élément drainant où, la courbure des lignes de courant est significative.



Figure F.8 Domaine utilisé pour la confrontation d'outils numériques permettant de résoudre le transfert hydrique saturé dans une couche non confinée et ce, en adoptant les hypothèses de Dupuit-Forcheimer.

Les modèles reposant sur l'hypothèse de Dupuit-Forcheimer, dont l'équation de Boussinesq avec substrat incliné, sont largement employés pour la résolution de ce type de problème. À cet effet, McEnroe (1994(a) et (b)) a développé l'outil numérique SUBDRAIN pour le Ministère des Transports du Kansas.

F.3.1 Solution numérique

L'équation de Boussinesq, avec substrat incliné, a donc été introduite dans le solveur généralisé d'équations différentielles partielles FlexPDE. Bien que l'équation [4.26] permette de déterminer la hauteur de la surface libre dans un plan XY, une formulation unidimensionnelle est obtenue en contraignant la pente longitudinale à une valeur nulle (*i.e.* $m_y = 0$ m/m). De plus, la porosité efficace n_e a été remplacée par la porosité efficace moyenne partielle \ddot{n}_e afin de tenir compte de la géométrie inclinée du domaine routier. La position initiale de la surface libre est fixée à l'interface de la couche de surface et de la couche de fondation soit, $H_o = m_F \cdot x + d_F$. Hormis la frontière formée par l'élément drainant, de gradient unitaire, les limites du domaine sont considérées imperméables. La résolution numérique permet alors d'établir l'évolution temporelle du degré de saturation moyen par voie d'intégration (*cf.* équation [7.13]).

F.3.2 Confrontation des solutions numériques

Hormis les propriétés hydrauliques des matériaux, présentées au tableau F.2, la figure F.8 contient les éléments essentiels à la résolution numérique du rabattement de la surface libre d'une couche non confinée en contexte routier. Il est à noter que les propriétés hydrauliques ont été estimées à partir des propriétés d'indice et ce, en utilisant la méthode indirecte de Côté & Konrad (2003).

La figure F.9 présente l'évolution temporelle du degré de saturation moyen de la couche de fondation, un indice du rabattement de la surface libre. La solution numérique du solveur FlexPDE est alors indifférenciée de la solution obtenue avec le logiciel SUBDRAIN. De ce processus, on dénote que le solveur FlexPDE est adapté à la résolution de l'équation différentielle propre au problème d'une couche non confinée en régime transitoire.



Figure F.9 Confrontations des solutions numériques de FlexPDE et de SUBDRAIN pour le rabattement de la surface libre d'une couche non confinée et ce, en présence de matériaux concassés d'origine minéralogique diverses.

	Propriétés d'indice					Propriétés hydrauliques		
Matériaux	S ^{<i>M</i>^F} (m ² /g)	C.R. (%)	F (%)	n _F	n _f	h ^F _{p,aev} (m)	λ_{F}	k ^F _{w,s} (m/s)
Concassé granitique	2,30	100	2	0,18	0,93	-1,21·10 ⁻²	0,34	1,90·10 ⁻⁴
Concassé schisteux	7,90	100	2	0,17	0,94	-1,15·10 ⁻²	0,23	6,06·10 ⁻⁵
Concassé calcareux	11,40	100	2	0,15	0,94	-1,11·10 ⁻²	0,16	4,46·10 ⁻⁵

Tableau F.2 Paramètres employés pour la validation du transfert hydrique en condition saturée.