



HAL
open science

Modélisation et simulation numérique des transferts d'eau, de chaleur et de solutés dans le patrimoine architectural en terre, en relation avec sa dégradation

Olivier Grossein

► **To cite this version:**

Olivier Grossein. Modélisation et simulation numérique des transferts d'eau, de chaleur et de solutés dans le patrimoine architectural en terre, en relation avec sa dégradation. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT: . tel-00373288

HAL Id: tel-00373288

<https://theses.hal.science/tel-00373288>

Submitted on 3 Apr 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE 1

n° attribué par la bibliothèque

/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_/_

THÈSE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

spécialité « **Océan Atmosphère et Hydrologie** »

préparée au

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

(LTHE, UMR 5564, CNRS-IRD-UJF-INPG)

dans le cadre de l' **Ecole Doctorale « Terre, Univers, Environnement »**

présentée par

Olivier GROSSEIN

**MODÉLISATION ET SIMULATION NUMÉRIQUE
DES TRANSFERTS COUPLÉS D'EAU,
DE CHALEUR ET DE SOLUTÉS
DANS LE PATRIMOINE ARCHITECTURAL EN TERRE,
EN RELATION AVEC SA DÉGRADATION**

JURY

M. Marc PRAT	Directeur de Recherche, IMFT Toulouse	Rapporteur
M. Henri VAN DAMME	Professeur, ESPCI Paris	Rapporteur
M. Hugo HOUBEN	Ingénieur-chercheur, CRATerre-ENSAG	Examineur
M. Patrick PIERSON	Professeur, UJF	Examineur
M. Jean-Paul LAURENT	Chargé de Recherche, LTHE	Encadrant de thèse
M. Laurent OXARANGO	Maître de Conférence, UJF	Encadrant de thèse

Remerciements

Un grand merci à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ces travaux :

Marc Prat, Henri Van Damme, Patrick Pierson, Jean-Paul Laurent, Hugo Houben, Thierry Joffroy, Mahmoud Bendakir, Barry Lane, Sanjar Allayarov, Ulugbek Babajanov, Akbar Tojiev, Rakhimbergan Babajanov, John Lamers, Jean-Paul Gaudet, Jean-François Daïan, Hervé Denis, et particulièrement à Laurent Oxarango.

Résumé

Les sollicitations hydro-climatiques parfois extrêmes que subissent les constructions en terre crue peuvent entraîner des dégradations importantes pouvant conduire à leur effondrement. Le programme Central Asian Earth de l'UNESCO s'attache à restaurer et conserver le patrimoine architectural en terre riche et varié en Asie centrale. Dans ce cadre et en coopération avec le laboratoire CRATerre-ENSAG, ce travail a pour but de mieux comprendre les mécanismes physiques aboutissant aux dégradations observées sur les différents sites. Le site de Deshan Kala à Khiva (Ouzbékistan) est retenu pour étudier les mécanismes de transferts d'eau et de sels dans le sol et le mur. Deshan Kala est une muraille de fortification extérieure de la ville de Khiva dont la base s'érode en un sillon continu sur toute sa longueur. L'observation des matériaux issus de ce sillon de dégradation montre la présence de halite (NaCl) et de gypse (CaSO₄) cristallisés dans le matériau.

La muraille a été instrumentée pour suivre l'évolution des paramètres hydro-climatiques contraignant les transferts d'humidité et de solutés de la nappe vers l'atmosphère. Les phénomènes de transfert sont modélisés et simulés numériquement avec le logiciel COMSOL Multiphysics. Le modèle de transferts couplés d'humidité et de chaleur considère la gravité et la capillarité pour le transport du liquide et la diffusion pour celui de la vapeur. La densité du liquide est variable selon la concentration en solutés. Les solutés sont transportés par convection-dispersion. La cristallisation / dissolution est une réaction d'ordre un. Les propriétés de transfert des matériaux sont déterminées en laboratoire.

Les simulations monodimensionnelles mettent en évidence la présence d'une zone sèche proche de la surface impliquant l'évaporation de l'eau à l'intérieur du matériau. L'intensité des flux d'humidité et l'état hydrique du système sont influencés par le niveau de la nappe et les conditions atmosphériques. Les variations les plus importantes, saisonnières, sont liées au battement

de la nappe. Le sel cristallise dans la zone sèche ou à la surface selon les conditions atmosphériques et le matériau considérés. Les simulations bidimensionnelles permettent de montrer que la présence d'un sol peu perméable (de type bitume) à proximité du mur provoque une augmentation significative des flux d'humidité à la base du mur. Par ailleurs, la présence de végétation prélevant de l'eau du sous-sol par ses racines a l'effet inverse puisque les flux d'humidité dans le mur sont amoindris. Ces résultats fournissent des pistes quant aux solutions qui peuvent être envisagées pour limiter la dégradation de la base du mur.

Abstract

Severe degradation of earthen structures may occur when they are subjected to extreme hydro-climatic conditions, sometimes leading to total failure. This work was carried out as part of the UNESCO program "Central Asian Earth" in cooperation with CRATERre-ENSAG. This program aims to conserve and restore the rich and diversified earthen architectural heritage in central Asia. This work aims to understand physical mechanisms leading to degradation. The ancient wall of Deshan Kala (Khiva, Uzbekistan) was selected for studying the mechanisms of the transfer of water and solute in the soil and the earthen wall. The bottom of this wall presents a characteristic erosion drill. Crystallized gypsum (CaSO_4) and halite (NaCl) can be observed in samples from the degradation drill.

A measuring system was set up to monitor the evolution of the hydro-climatic parameters driving water and solute transfers from the water-table to the atmosphere. Transfer phenomena are modeled and simulated with COMSOL Multiphysics software. The coupled moisture and heat transfer model considers gravity and capillarity for the liquid transport phase and diffusion for the vapor transport phase. The density of the liquid is variable with respect to solute concentration and the solute is transported by convection-dispersion. The crystallization/dissolution process is a one order reaction. The transfer properties of the materials were estimated in laboratory.

One-dimensional simulations show a dry zone near the surface due to evaporation occurring inside the material. The moisture fluxes and the hydric state of the system are influenced by the water table level and the atmospheric conditions. The major influence is the seasonal water-table variation. The salt crystallizes in the dry zone or at the surface depending on the atmospheric conditions and the type of material. Two-dimensional simulations estimate the impact of the soil surface quality and vegetation on moisture fluxes inside the nearby wall.

These results are interesting for the conservation of the cultural heritage.

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	ii
Abstract	iv
Table des matières	v
Introduction générale	1

I Contexte de l'étude

1	DESHAN KALA : UNE MURAILLE DE TERRE CRUE EN PÉRIL	5
	1.1 L'environnement général : le Khorezm	6
	1.2 Deshan Kala : description et premières observations	10
	1.3 Conclusion	16
2	LES FACTEURS DE DÉGRADATION	17
	2.1 La cohésion du matériau terre	18
	2.2 La dégradation des monuments en terre	19
	2.3 Les mécanismes microscopiques de la dégradation	22
	2.4 Conclusion	24

II Modélisation des transferts couplés et des réactions en milieu poreux

	3 ÉLÉMENTS BIBLIOGRAPHIQUES SUR LES TRANSFERTS ET LES	
	CHANGEMENTS DE PHASE DANS LES SOLS	26
3.1	Notion d'échelle et changement d'échelle	27
3.2	Transport de l'humidité dans les sols	29
3.3	Transfert de la chaleur	40
3.4	Transport de solutés	44
3.5	Changement de phase en milieu poreux	48
4	CONSTRUCTION DU MODÈLE DE TRANSFERTS COUPLÉS	52
4.1	Réflexion préliminaire sur le choix du modèle hydrique	53
4.2	Relations d'équilibres locaux	55
4.3	Équations constitutives des transferts couplés	58
4.4	Propriétés de transfert du matériau	63
4.5	Les conditions aux frontières	65

III Caractérisations expérimentales

5	INSTRUMENTATION DU SITE	69
5.1	Le dispositif expérimental	70
5.2	Le système d'acquisition	71
5.3	Mesure des paramètres météorologiques	73
5.4	Instrumentation de la nappe	80
5.5	Instrumentation du mur et du sol	84
5.6	Conclusion	96
6	LE MILIEU POREUX	98
6.1	Étude du matériau	99
6.2	Propriétés hydrauliques	111
6.3	Propriétés thermiques	115

7	LA PHASE LIQUIDE : L'EAU ET LES SOLUTÉS.	118
7.1	Chimie des solutions : rappels théoriques	119
7.2	Composition chimique des eaux de la nappe	123
7.3	Simulations de la composition chimique de l'eau en cas d'évaporation	127
7.4	Conclusion	133

IV Simulations numériques avec COMSOL Multiphysics

8	MÉTHODES DE CALCUL NUMÉRIQUE	136
8.1	Implémentation dans COMSOL Multiphysics	137
8.2	Simulations en une dimension	138
8.3	Simulations en deux dimensions	140
8.4	Paramètres du modèle	144
9	ÉTUDES DES TRANSFERTS COUPLÉS EN UNE DIMENSION	146
9.1	Transferts hydriques en milieu homogène	147
9.2	Transfert des solutés et cristallisation du sel en milieu homogène	167
9.3	Milieu hétérogène	174
10	ÉTUDE DES PHÉNOMÈNES BIDIMENSIONNELS	181
10.1	Étude de l'impact de la géométrie avec un milieu homogène	182
10.2	Impact du mur de bauge et de ses fondations	186
10.3	Impact de la surface du sol	190
10.4	Contribution de la végétation à proximité du mur	193
10.5	Simulations avec la géométrie réelle	196
10.6	Conclusion	199
	Conclusion générale	201
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	209

Introduction générale

Les constructions en terre crue sont exposées à l'environnement hydro-climatique. Les sollicitations parfois extrêmes issues de cet environnement peuvent entraîner des dégradations importantes du matériau de construction. La pérennité des monuments peut alors être mise en danger. Les dégradations des matériaux observées provoquent en effet souvent une érosion de la construction pouvant aller jusqu'à son effondrement partiel. Certaines constructions en terre représentent un patrimoine culturel précieux classé par l'UNESCO. C'est notamment le cas de plusieurs sites d'Asie centrale. Ces sites sont soumis à des sollicitations hydro-climatiques très fortes étant donné le climat continental semi-aride de la région, auquel peut s'ajouter la présence d'une nappe phréatique à faible profondeur. Depuis 2002, un programme de l'UNESCO vise à sauvegarder le patrimoine architectural en terre d'Asie centrale : *Central Asian Earth*. Ce programme du Centre du patrimoine mondial de l'UNESCO est réalisé en collaboration notamment avec des institutions nationales d'Asie centrale (Kazakhstan, Kirghizistan, Tadjikistan, Turkménistan, Ouzbékistan) responsables de la conservation du patrimoine culturel immeuble, les Bureaux de l'UNESCO en Asie centrale (Almaty, Tachkent et Téhéran) et avec l'appui technique de CRATerre-ENSAG.

L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre les mécanismes impliqués dans la dégradation du matériau des constructions en terre. Les « commanditaires » de ces travaux sont les architectes et ingénieurs du laboratoire CRATerre-ENSAG qui sont souvent face à des monuments qu'ils doivent conserver et restaurer. Les processus physiques à l'origine des dégradations sont mal compris, ce qui peut entraîner des travaux de restauration mal adaptés voire néfastes. Pour essayer de mieux appréhender les phénomènes physiques à l'œuvre, les transferts d'humidité et de soluté entre la nappe et l'atmosphère doivent être évalués. Connaître leur nature et leur intensité est indispensable pour cerner le ou les facteurs responsables des dégradations observées. La compréhension des mécanismes à l'origine de ces transferts d'une part et de l'impact des différents facteurs comme l'environnement hydro-climatique, la nature des matériaux constituant le sous-sol, le mur ou encore la surface du sol d'autre part peut se faire par leur modélisation numérique.

Le travail de simulation numérique des transferts est beaucoup plus pertinent s'il s'appuie sur l'étude d'une situation réelle. Le site de Deshan Kala a été choisi dans cette optique. Cette muraille en terre crue ceinturant la ville de Khiva, en Ouzbékistan, présente un sillon d'érosion représentatif des dégradations observées sur plusieurs autres sites. Cette muraille a l'intérêt d'être d'une structure géométrique simple, au contraire de certains palais ou fortifications aux contours

plus complexes. De plus, la présence de la muraille en zone urbaine permet une logistique simplifiée. Deux missions ont été effectuées à Khiva de façon à installer sur une portion de la muraille un système de suivi de l'environnement hydro-climatique. Ces deux missions ainsi que le dispositif expérimental ont été financées par le bureau de Tachkent (Ouzbékistan) de l'UNESCO dans le cadre du programme *Central Asian Earth*.

Dans une première partie, le contexte général de l'étude sera abordé. Après la présentation de l'environnement de Deshan Kala et sa description, les facteurs de dégradations des constructions en terre seront passés en revue.

Dans une deuxième partie, nous nous attarderons sur la modélisation des transferts couplés et des réactions en milieu poreux naturel. Une revue bibliographique ciblée sur les transferts d'humidité, de chaleur et de soluté dans les sols est d'abord exposée. Les changements de phase engendrés, évaporation et cristallisation de sels, seront aussi abordés. Ces éléments bibliographiques permettront la construction du modèle utilisé dans ces travaux.

L'ensemble des caractérisations expérimentales nécessaires pour contraindre les simulations numériques sont présentées dans une troisième partie. Le dispositif expérimental et les informations mesurées en continu sur place sont tout d'abord décrits. Ensuite, les propriétés de transfert des matériaux sont évaluées en laboratoire grâce aux échantillons prélevés. Enfin la composition chimique de l'eau de la nappe est étudiée et son évolution potentielle discutée.

Dans une dernière partie, les transferts sont simulés numériquement avec COMSOL Multiphysics. Les méthodes de calcul numérique utilisées sont tout d'abord présentées avant d'aborder les différentes études en une puis deux dimensions. Les impacts des sollicitations hydro-climatiques, de l'hétérogénéité des matériaux et de la géométrie du système sont étudiés.

Première partie

Contexte de l'étude

1

Deshan Kala : une muraille de terre crue en péril

1.1	L'environnement général : le Khorezm	6
1.1.1	Situation géographique	6
1.1.2	Géologie régionale	7
1.1.3	Contexte hydrologique	8
1.1.4	Khiva : un patrimoine culturel riche	9
1.2	Deshan Kala : description et premières observations	10
1.2.1	Une muraille en mauvais état	10
1.2.2	Le site d'étude	13
1.3	Conclusion	16

1.1 L'environnement général : le Khorezm

1.1.1 Situation géographique

Khiva est une ville du Khorezm, région située à l'ouest de l'Ouzbékistan. L'Ouzbékistan est un pays d'Asie centrale, allant des contreforts de la chaîne de montagnes de Tien Shan (partie ouest de l'Himalaya principalement situé au Tadjikistan) à la mer d'Aral. La partie centrale de l'Ouzbékistan est constituée de grandes étendues semi-désertiques : le Kyzyl-Koum. Le long de la frontière sud-ouest de l'Ouzbékistan (avec le Turkménistan) coule l'Amou-Daria, fleuve prenant sa source dans les montagnes du Pamir et se jetant dans la mer d'Aral (figure 1.1). Quelques centaines de kilomètres en amont de l'embouchure, la vallée de l'Amou-Daria s'élargit et forme une oasis : le Khorezm. Au sud de l'Amou-Daria s'étend un autre plateau désertique : le Kara-Koum, qui couvre l'essentiel du Turkménistan.



FIG. 1.1 – Carte de l'Ouzbékistan.

(d'après Map No. 3777 Rev. 6 January 2004, UN Cartographic Section)

1.1.2 Géologie régionale

La carte géologique de la zone autour de Khiva (figure 1.2) montre que les déserts du Kyzyl-Koum et du Kara-Koum sont principalement constitués de formations géologiques récentes : Pliocène et Quaternaire. Les formations plus anciennes (Paléozoïque et Mésozoïque) qui « émergent » des dépôts récents du Kyzyl-Koum sont l'extrémité ouest du système montagneux Tian Shan (Drew *et al.* 1996). Les sédiments récents qui forment les plate-forme de Kara-Koum et du Kyzyl-Koum sont des dépôts clastiques continentaux pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur (Brookfield et Hashmat 2001). Les formations plus anciennes peuvent contenir des évaporites dans des dépôts sédimentaires continentaux. Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont par exemple constituées d'argiles rouges avec du gypse, de la halite et d'autres évaporites. Il y a aussi du gypse dans les unités du Paléocène et de l'Éocène. On retrouve notamment ces deux formations le long de l'Amou-Daria en amont du Khorezm. Ceci pourrait partiellement expliquer la salinité des eaux souterraines du Khorezm (voir chapitre 7).

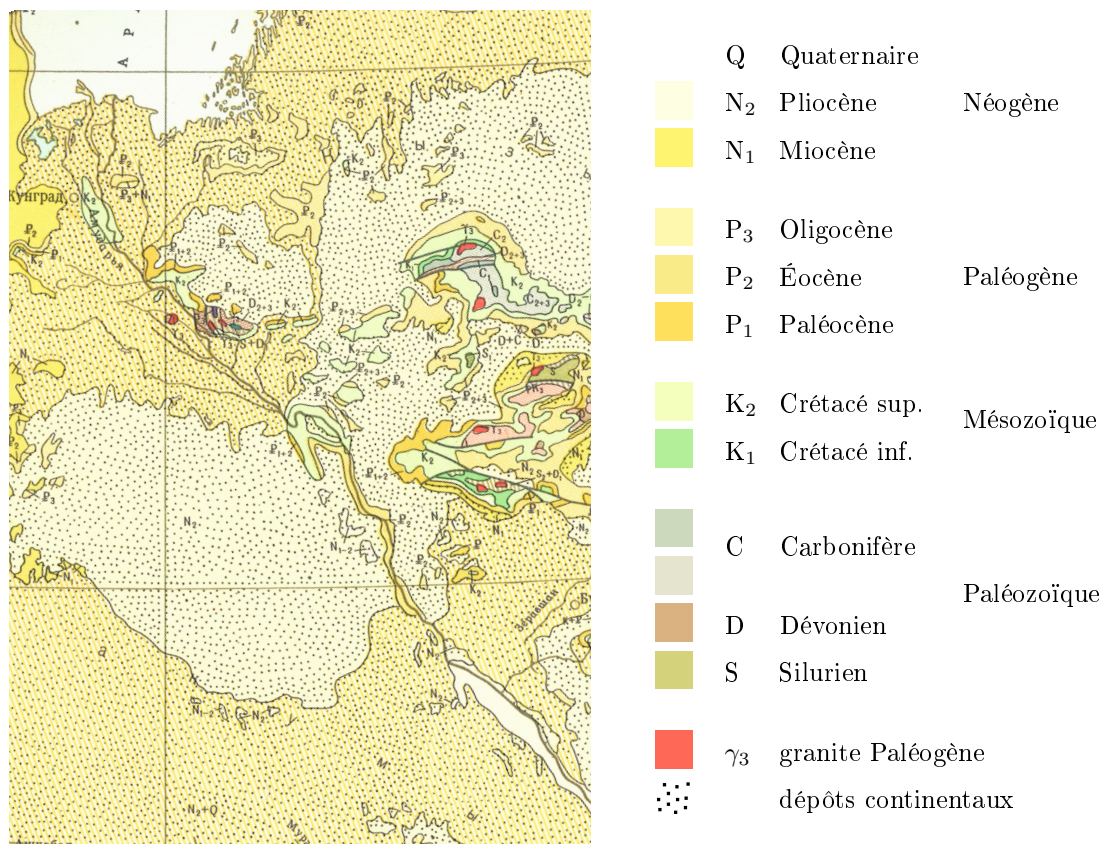


FIG. 1.2 – Extrait de carte géologique d'Ouzbékistan.
(Carte géologique d'URSS au 1/5 000 000, Moscou 1975)

1.1.3 Contexte hydrologique

Le Khorezm est une vallée alluviale large d'une cinquantaine de kilomètres. Les alluvions déposés par l'Amou-Daria contiennent une nappe phréatique alimentée par le fleuve. Cette eau souterraine rend possible la présence de végétation, ce qui contraste fortement avec les zones désertiques environnantes (voir figure 1.3). L'agriculture du coton est une composante importante de l'économie de cette région. Le climat continental semi-désertique et ses faibles précipitations (de l'ordre de 120 mm par an) n'apportent pas la quantité d'eau suffisante à ces cultures. L'agriculture est donc soutenue par l'irrigation, permise par un réseau de canaux d'irrigation et de drainage (Forkutsa *et al.* 2005). L'eau apportée par irrigation représente la grande majorité des apports (de l'ordre de 700 mm par an). La mauvaise gestion des ressources en eau provoque une salinisation dramatique des sols et une augmentation du niveau de la nappe phréatique (Ibrakhi-mov *et al.* 2007). Le sel, présent aussi bien dans l'eau de la nappe et que dans l'eau d'irrigation, se dépose à la surface du sol sous l'effet de la forte évaporation (voir figure 1.4).



FIG. 1.3 – Photographie satellite du Khorezm. (d'après Google Maps)



(a) Dépôts de sel sur les berges d'un canal à une trentaine de kilomètres au nord de Khiva.

(b) Efflorescences de sel.

FIG. 1.4 – Cristallisation du sel à la surface du sol. (a) sur les berges d'un canal et (b) à proximité de la muraille.

1.1.4 Khiva : un patrimoine culturel riche

Jusqu'à la fin du dix-neuvième siècle, le Khorezm était un état musulman autonome : le Khanat de Khiva. En 1873, le Khorezm est devenue une partie intégrante de l'empire russe. Le Khanat de Khiva a été intégré à l'une des républiques d'URSS, l'Ouzbékistan, en 1920. Il reste un patrimoine culturel très important, issu de l'époque musulmane. La région, située sur l'ancienne route de la soie, était très prospère. Khiva possède une architecture très riche liée à l'Islam : palais, mosquées, écoles coraniques, mausolées... Les principaux sites de Khiva sont regroupés dans la ville intérieure, Ishan Kala, protégé par une muraille (figure 1.5). Cet ensemble très homogène est classé au patrimoine mondial de l'UNESCO. La ville intérieure est entourée de faubourgs, eux-mêmes protégés par une muraille : Deshan Kala. La muraille extérieure a été construite en 1842 pour protéger Khiva d'une invasion russe. La construction de cette muraille en terre crue a duré trente jours grâce au concours de toute la population du Khorezm. Objet de notre étude, la muraille de Deshan Kala est longuement décrite à la section suivante.



(a) Vue de la ville intérieure : Ishan Kala.

(b) Muraille de Ishan Kala.

FIG. 1.5 – Ishan Kala, ville intérieure de Khiva. (a) monuments et (b) muraille.

1.2 Deshan Kala : description et premières observations

1.2.1 Une muraille en mauvais état

La muraille de Deshan Kala mesure environ six kilomètres de long. Elle est constituée d'un mur de bauge d'environ sept mètres de haut. Un chemin de ronde construit en brique de terre compactée est adossé à la face interne du mur. La largeur du mur est de cinquante centimètres en haut et environ trois mètres cinquante à sa base, chemin de ronde compris. Le haut du mur est fait de créneaux et il est percé de meurtrières. Le chemin de ronde est environ deux mètres plus bas. Ce long rempart est renforcé par plus de cent cinquante tours, construites tous les quarante mètres environ. Originellement elle faisait tout le tour de la ville. Comme on peut le constater sur la figure 1.6, la partie nord-est a complètement disparue. Il semblerait que le rempart n'ait jamais servi défensivement et qu'il n'ait pas été réellement entretenu depuis un siècle et demi (Joffroy *et al.* 2004). L'état général de la muraille s'en ressent et est très variable selon les tronçons considérés. L'essentiel de ce qui reste de Deshan Kala est au mieux abimé et au pire quasiment détruit. Certaines parties sont situées dans des zones publiques, le long des routes ou dans des parcs par exemple, tandis que d'autres sont au cœur de quartiers d'habitation. Par ailleurs, la présence de canaux de drainage et de champs irrigués en pleine ville doit être notée.

La mission de reconnaissance effectuée par Grossein, Laurent et Houben (2005) a permis de constater la variabilité d'état de conservation de Deshan Kala. Comme le montre par exemple la figure 1.7 (a), certaines parties ne sont plus qu'un tas de terre au fond d'un jardin ou sur le



FIG. 1.6 – Plan de Khiva.

bord d'une rue. La plus grande part de Deshan Kala est en mauvais état mais présente encore un réel intérêt culturel puisque le monument reste imposant. Les figures 1.7 (b) et (c) sont des vues des faces respectivement externe et interne de la muraille, représentatives de l'état moyen de Deshan Kala. Il est à noter que deux portions de muraille ont été restaurées, ce que montre par exemple la figure 1.7 (d). La pertinence des restaurations mises en oeuvre est d'ailleurs mise en doute par Joffroy *et al.* (2004).

La principale caractéristique des dégradations observées est la présence à la base de la muraille d'une zone érodée. Ce sillon de dégradation est visible sur toute la longueur et de chaque côté de la muraille. Un talus détritique est présent sous le sillon de dégradation. Ce talus est formé du matériau érodé et peut mesurer jusqu'à deux mètres de hauteur. C'est l'état actuel « normal » de la muraille.

Les facteurs de dégradation responsables de l'état général de Deshan Kala sont décrits par Joffroy *et al.* (2004) :

- L'humidité monte dans le mur par capillarité. Les conséquences néfastes de cette humidité sont multiples : efflorescences de sels à la surface du matériau, altération d'expansion et



(a) Zone quasiment détruite.



(b) Face externe de la muraille : mur de bauge.



(c) Face interne de la muraille : chemin de ronde en briques.



(d) Zone restaurée.

FIG. 1.7 – Vues de Deshan Kala.

contraction avec les cycles d'humidification - séchage, perte de résistance mécanique en cas d'excès d'humidité ou encore impact du gel. Les sources d'humidité autres que les remontées capillaires sont l'irrigation, la présence de canaux et de routes ou encore la vie domestique à proximité de la muraille.

- Le vent arrache des particules des zones les plus exposées comme le haut du mur.
- L'importante humidité du sol permet la croissance de végétaux. La compaction du matériau est amoindrie, le rendant plus vulnérable à l'érosion. De plus, la végétation retient l'humidité dans le sol et ralentit les processus d'évaporation.
- La présence de terriers d'animaux a été observée mais est anecdotique par rapport aux dégradations liées à l'humidité.

Le sillon de dégradation est une zone fortement érodée à la base du mur (voir figure 1.8). Par endroit, ce sillon de matériau manquant peut représenter jusqu'à un tiers de la largeur théorique du mur. La hauteur du sillon est variable, entre un et deux mètres.



(a) Vue générale de la base du mur.

(b) Zoom sur le sillon.

FIG. 1.8 – Photos du sillon de dégradation.

Dans la partie basse du sillon, le matériau est très friable. La surface du mur se désagrège au moindre contact. Lors des missions de novembre 2005 et de novembre 2006, cette partie était visiblement humide (voir figure 1.8 (b)). D'après les photos prises lors de la mission de Mahmoud Bendakir en juillet 2007, l'humidité persiste en été. Un étude à l'œil nu des morceaux de mur provenant de cette partie montre des cristaux de sels à leur surface. Au dessus de cette partie friable, la bauge du mur s'effondre puisqu'elle n'est plus soutenue. Des blocs de terre décimétriques peuvent se trouver au pied du sillon de dégradation.

Le talus détritique au pied de la muraille est particulièrement pulvérulent à sa surface. Par endroit, le matériau est sec et n'a aucune cohésion. En dessous de cette couche, la matériau semble assez humide.

1.2.2 Le site d'étude

Le site retenu pour l'étude se situe au nord-ouest de Khiva (voir figure 1.6). Cette zone est faiblement urbanisée. Au nord, c'est-à-dire vers l'extérieur de la ville, s'étendent des champs agricoles. Entre la muraille et les champs se trouvent une ferme, une route et un canal de drainage. Au sud, côté chemin de dronde, la zone est aussi occupée par des champs agricoles. Ces champs

sont clôtés car ils font partie d'un orphelinat. Le site est localisé dans la cour d'une ferme. L'intérêt de ce choix est la sécurité du matériel installé. Le dispositif expérimental n'aurait en effet pas été protégé d'actes de vandalisme si le site d'étude avait été dans un espace public. La figure 1.9 est une vue aérienne de la cour de la ferme.

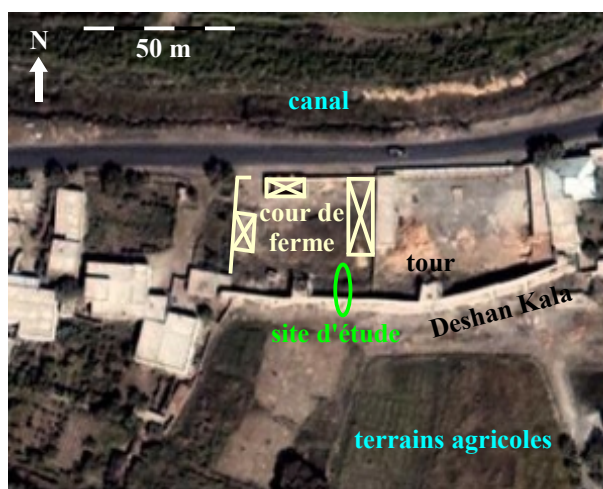


FIG. 1.9 – Vue aérienne du site. Les bâtiments de la ferme, inexistant au moment de la prise de vue, ont été ajoutés. (d'après Google Maps)

Par ailleurs, ce site est tout à fait représentatif de l'état moyen de Deshan Kala. Comme le montre la figure 1.10, le sillon de dégradation est bien marqué et le haut du mur est encore en bon état. Le chemin de ronde est aussi bien présent, ce qui n'est pas le cas partout. Le talus détritique est remanié en surface. Les abords de la muraille sont propres et dégagés, et il n'y a pas de végétation à proximité.

La figure 1.11 montre une coupe transversale de la muraille. Cette coupe est obtenue à partir du relevé topographique précis du site d'étude (Grossein et Laurent 2006). Les différentes structures - mur de bauge, chemin de ronde et talus détritiques - sont représentées approximativement. En particulier, l'état de la muraille en profondeur, au niveau du talus détritique, n'est pas connu.

L'objectif de ces travaux est la compréhension des transferts d'humidité et de solutés dans le système sol-mur. Ceci ne peut se faire sans la caractérisation du milieu poreux (chapitre 6) et ni la connaissance de la composition chimique de l'eau de la nappe (chapitre 7). Nous avons donc prélevé des échantillons de diverses natures au cours de nos deux missions à Deshan Kala (Grossein *et al.* 2005, Grossein et Laurent 2006). La muraille et le sol ont ainsi été échantillonnés



(a) Partie externe : mur de bauge.



(b) Partie interne : chemin de ronde.

FIG. 1.10 – Photos du site d'étude avant l'installation du dispositif expérimental.

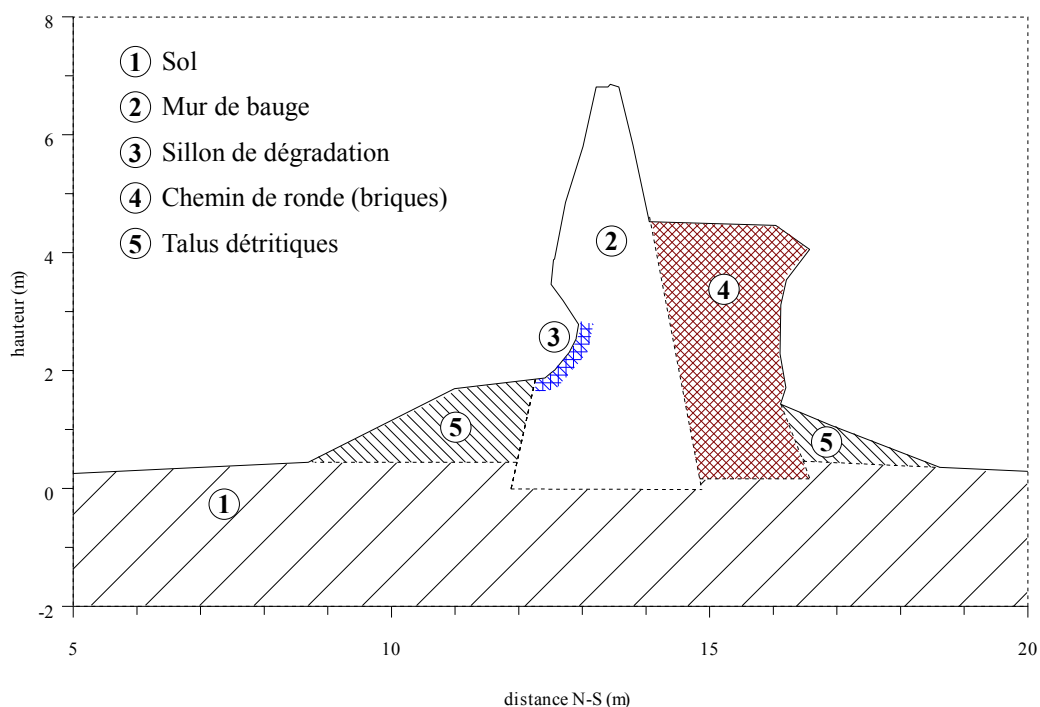


FIG. 1.11 – Coupe transversale de Deshan Kala au niveau du site d'étude.

en différentes zones représentatives : le sol naturel, la bauge du mur (dégradée ou non) et les briques du chemin de ronde. L'eau de la nappe a aussi été prélevée dans le piézomètre creusé à proximité de la muraille pour l'étude (paragraphe 5.4). Les échantillons sont référencés dans le tableau 1.1. Les codes de localisation des prélèvements se rapportent à la figure 1.11.

référence	nom de l'échantillon	localisation	commentaire
SolN	sol naturel	1	voir figure 1.4 (b)
EffS	efflorescences de sel à la surface du sol	1	
BauS	bauge saine	2	
BauD	bauge dégradée	3	
BauTD	bauge très dégradée à la surface du mur	3	
Piézo	eau de la nappe	4	prélevée dans le piézomètre

TAB. 1.1 – Référencement des échantillons prélevés à Khiva.

1.3 Conclusion

Deshan Kala est une muraille en terre crue soumise à des sollicitations hydro-climatiques importantes. La faible profondeur de la nappe à cause de l'irrigation ainsi que le climat semi-aride laissent supposer des transferts d'humidité important. Le bas de la muraille présente un sillon de dégradation mettant en péril la bonne conservation du monument. Le chapitre suivant va s'attarder sur les facteurs de dégradation possiblement à l'œuvre.



Les facteurs de dégradation

2.1	La cohésion du matériau terre	18
2.2	La dégradation des monuments en terre	19
2.2.1	Les pathologies observées	19
2.2.2	Les actions de restauration et de suivi mises en œuvre	21
2.3	Les mécanismes microscopiques de la dégradation	22
2.3.1	Impacts des solutés et de la cristallisation de sel	22
2.3.2	Le gel - dégel	23
2.4	Conclusion	24

2.1 La cohésion du matériau terre

Le matériau terre peut être considéré comme un mélange de quatre phases : grains de quartz ou équivalent - feuillets d'argiles - eau - air. Van Damme (2002) décrit les différentes forces d'attraction, de répulsion et de friction possibles entre les particules d'un milieu poreux. À l'échelle des grains micrométriques ou plus, les forces qui dominent les interactions sont les forces de friction coulombienne d'une part et les forces capillaires d'autre part. Ces deux phénomènes expliquent la cohésion d'un milieu granulaire non-saturé. Par ailleurs, les feuillets des argiles sont liés entre eux par des liaisons hydrogènes, des forces de Van der Waals ou des forces électrostatiques.

Les mécanismes de cohésion interne du matériau terre ont été l'objet de la thèse de David Gélard (2005a) au LTHE. Son travail s'est effectué sur un milieu modèle constitué de sable d'Hostun et de kaolinite en proportion connue. Il a mis en évidence l'organisation de la phase argileuse en pont reliant les grains de quartz. La figure 2.1 montre deux vues au microscope électronique à balayage (MEB) de ponts argileux entre des grains de quartz, pour des mélanges avec 10 et 15 % massique de kaolinite.

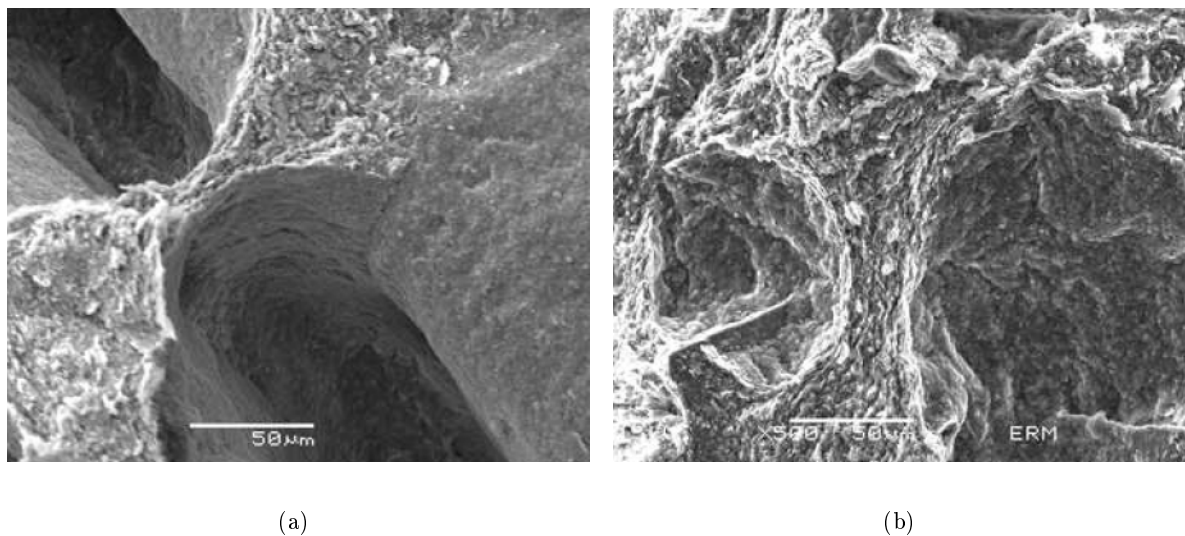


FIG. 2.1 – Exemples de ponts argileux dans un mélange quartz - kaolinite avec une fraction massique de kaolinite de 10 % (a) et 15 % (b). Images MEB issues de Gélard (2005a).

L'évaluation des forces de cohésion dans le pont argileux permet d'établir que les forces de Van der Waals jouent un rôle négligeable face aux forces capillaires (Gélard 2005a, 2005b). Ceci est dû à la distance très faible - de l'ordre du nanomètre - entre les feuillets d'argiles non-parallèles. La figure 2.2 montre comment s'assemblent les différentes phases dans le milieu.

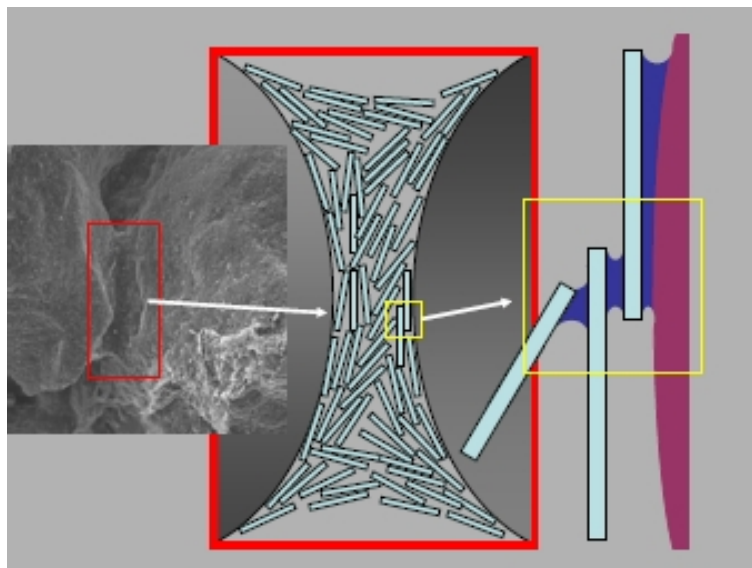


FIG. 2.2 – Schéma de la structure sable - argiles d'un pont argileux. Image issue de Gélard (2005b).

Ce mécanisme de cohésion est fortement dépendant de la quantité d'eau dans le milieu. L'absence aussi bien qu'un excès d'eau empêchent les forces capillaires entre les feuillets d'argiles d'agir.

2.2 La dégradation des monuments en terre

2.2.1 Les pathologies observées

Le *Traité de construction en terre* (Houben et Guillaud 1995) s'attache entre autre à décrire les pathologies que peuvent subir les bâtiments en terre. L'ouvrage s'intéresse surtout aux constructions en terre d'habitation. Le matériau terre y est décrit comme un matériau respirant, siège de transferts d'humidité important. L'eau est d'ailleurs indispensable à la cohésion du matériau et la surface d'un mur en terre ne doit donc pas être imperméabilisée. Les constructions en terre sont présentes un peu partout dans le monde. Ainsi, environ 30 % de la population humaine vit dans un habitat en terre (Houben et Guillaud 1995). Par exemple, 60 % des habitations du Pérou, 38 % des logements de Kigali (capitale du Rwanda) ou encore 70 % du parc immobilier en Inde sont bâtis en terre. En plus de l'habitat, il existe des monuments « extraordinaires » tels que palais ou forteresses. L'architecture en terre constitue un patrimoine culturel très important, dont certains monuments et sites sont classés au patrimoine mondial de l'UNESCO. On peut

citer en exemples les palais royaux d'Abomey¹ (Bénin), les villes anciennes de Djenné² (Mali) ou l'ancienne Merv³ (Turkménistan). La répartition géographique de ces sites est très variée, ce qui entraîne une sollicitation des constructions par divers régimes hydro-climatiques. Les pathologies observées sur les monuments historiques sont principalement liées au régime hydro-climatique local.

- Les phénomènes climatiques agressifs, comme la pluie ou le vent, peuvent avoir une action directe sur les constructions en terre. Par exemple, si les pluies sont violentes, l'impact des gouttes et le ruissellement sur la surface du mur peuvent arracher la matière. Si la pluie est moins forte, elle peut délayer les argiles, ce qui nuit à la cohésion du matériau. Ce type de dégradation est surtout observé sous des régimes climatiques humides. C'est le cas notamment des palais royaux d'Abomey au Bénin, exposés à des pluies tropicales diluviennes (Joffroy et Moriset 1996a), ou bien dans les vallées pré-sahariennes du Maroc (Boussahl *et al.* 2005). Sous des climats plus continentaux, l'action directe de la pluie peut contribuer à une érosion non-négligeable. Ceci a été observé par Moriset (1999) à Chogha Zanbil (Iran) ou encore par Bendakir et Gandreau (2006) à Ayaz Kala, forteresse située à une centaine de kilomètres de Khiva.
- Lorsqu'elles sont abondantes, les eaux de surfaces peuvent avoir des effets très néfastes. Le ruissellement entraîne une érosion mécanique tandis que les eaux stagnantes provoquent un amollissement de la base du mur ce qui peut conduire à son effondrement. Les dégradations issues de ces eaux de surfaces se retrouvent dans les sites exposés aux précipitations violentes : palais royaux d'Abomey, patrimoine des vallées pré-sahariennes du Maroc, Chogha Zanbil ou Ayaz Kala.
- Les remontées capillaires d'eau dans le mur ont diverses origines. L'eau peut s'être infiltrée dans le sol à proximité. C'est par exemple le cas des eaux stagnantes d'Abomey (Joffroy et Moriset 1996a). Les activités agricoles apportent aussi de l'eau en grande quantité, par arrosage ou irrigation. Ceci a par exemple été observé à l'ancienne Merv, au Turkménistan (Bendakir et Gandreau 2003). L'eau peut aussi provenir de la nappe lorsque celle-ci est suffisamment proche de la surface. Les remontées capillaires observées à Ayaz Kala ont cette origine (Bendakir et Gandreau 2006). Les activités agricoles peuvent avoir un impact indirect par une montée du niveau de nappe. L'irrigation a par exemple fait passer la

¹<http://whc.unesco.org/fr/list/323>

²<http://whc.unesco.org/fr/list/116>

³<http://whc.unesco.org/fr/list/886>

profondeur de la nappe de la région de Merv de quinze mètres de profondeur dans les années 1950 à environ un mètre durant la saison sèche actuellement (Bendakir et Gandreau 2003). La base du mur peut subir un affaissement dû à l'état humide durable.

- Par ailleurs, les remontées capillaires peuvent entraîner le développement d'efflorescences salines qui attaquent le matériau. Les efflorescences à la surface des monuments en terre sont observable à l'ancienne Merv (Bendakir et Gandreau 2003), à Chogha Zanbil (Guillaud *et al.* 2003, Moriset 1999) ou encore à Sarazm, au Tadjikistan (Gandreau 2008). Elles sont généralement un signe d'une dégradation manifeste du matériau.
- Les climats continentaux d'Asie centrale, par exemple, font subir au matériau des variations de température néfastes en général (Houben et Guillaud 1995), et en particulier aux très basses températures en cas de gel. Ce processus de dégradation est par exemple observé à l'ancienne Merv et à Ayaz Kala.
- La végétation peut avoir une action mécanique de destruction, par les racines notamment. Il en est de même avec la faune, attirée par l'humidité, qui creuse de terriers à la base des murs en terre. Ces types de dégradations sont observés sur tous les sites précédemment cités.
- Enfin, il faut noter que de nombreuses dégradations sont directement d'origine humaine. En ce qui concerne les sites archéologiques qui attirent les touristes, le piétinement des monuments et la création sauvage de cheminements provoquent une érosion très localisée. Par ailleurs, les constructions telles que les habitations peuvent servir de support aux réseaux filaires électrique et téléphonique, ou aux lampadaires et autres antennes en tout genre.

2.2.2 Les actions de restauration et de suivi mises en œuvre

Les monuments construits en terre cités précédemment représentent un patrimoine culturel qui doit être préservé. Ils sont donc l'objet de travaux de restauration en général financés par l'UNESCO. Les campagnes de restauration se font en partenariat entre les autorités locales de conservation et des intervenants extérieurs, architectes et/ou ingénieurs experts des constructions en terre, missionnés par l'UNESCO. À l'occasion de ces campagnes de restauration, certaines parties des monuments peuvent être reconstruites à l'identique tandis que d'autres sont l'objet de réparations plus ciblées. Le bas des murs présentant un sillon de dégradation similaire à celui observé sur Deshan Kala peut être rénové. Les techniques et les matériaux de construction utilisés

pour ces restaurations cherchent à être le plus proche possible des techniques et des matériaux d'origine. Lorsque la pathologie observée est liée aux remontées capillaires, un géotextile peut être posé sous la réparation pour prévenir de futures dégradations (Bendakir et Gandreau 2003).

En plus des travaux de restauration, un certain nombre de recommandations d'entretien des sites sont prodiguées. Ces conseils de « bon sens » encouragent le nettoyage des abords des murs pour lutter contre l'humidité, le drainage des surfaces pour éviter la stagnation des eaux et la suppression de la végétation (Joffroy et Moriset 1996b, Moriset et Gandreau 2005).

Par ailleurs, dans le cadre des projets de conservation et de restauration de l'UNESCO, les dégradations peuvent être l'objet d'une instrumentation visant à qualifier et quantifier les processus. Par exemple, certains murs de l'ancienne Merv ont été équipés de tiges métalliques enfoncées à l'horizontale (Moriset et Taniguchi 2001). Ceci permet d'évaluer l'érosion différentielle du mur. Autre exemple avec Sarazm, où la dégradation des vestiges ainsi que les solutions de conservations sont suivies d'années en années avec l'appui de photographies comparatives (Gandreau 2008).

2.3 Les mécanismes microscopiques de la dégradation

L'érosion observée à la base de Deshan Kala ne semble pas provenir d'un facteur agressant extérieur tel que les impacts des gouttes de pluie, le ruissellement ou l'action du vent. Le matériau semble subir une perte de cohésion interne conduisant à son effritement par gravité. Outre le rôle direct de l'humidité du matériau sur sa cohésion, les processus pouvant causer une perte de cohésion dans les conditions hydro-climatiques de Khiva sont liées au sel et aux solutés d'une part et au gel d'autre part. Ces deux mécanismes microscopiques de dégradation du matériau terre sont présentés par la suite.

2.3.1 Impacts des solutés et de la cristallisation de sel

La présence de solutés en concentration élevée modifie l'angle de contact du liquide avec le solide ainsi que la tension superficielle entre le liquide et le gaz (Sghaier *et al.* 2006). Ces deux grandeurs influent sur l'intensité des forces capillaires (voir paragraphe 3.2.2). Bien que leur modifications respectives par la présence de solutés semblent se compenser mutuellement (Sghaier *et al.* 2006), les forces capillaires qui lient les feuillets d'argiles pourraient être affectées.

La présence de solutés se traduit surtout pas la cristallisation de sel à la surface ou à l'intérieur du milieu poreux. Scherer (1999) effectue une revue discutant de la thermodynamique de la cristallisation à l'intérieur de milieux poreux et des facteurs influençant le développement de contraintes et la fissuration engendrée. Les contraintes générées sur les parois du pore par le cristal dépend notamment de la taille du pore et de l'énergie de l'interface entre la paroi du pore et le cristal. Scherer (1999) rapporte que même lorsque la pression de cristallisation est grande, les contraintes exercées à l'intérieur d'un seul pore ne sont pas suffisantes pour provoquer une fissure de la matrice solide. Pour qu'une fracture se produise, il faut que les cristaux se propagent au travers d'une région du réseau de pores suffisamment grande pour que le champ de contraintes puisse interagir avec d'importants défauts contrôlant la force de cohésion.

2.3.2 Le gel - dégel

L'impact du gel et de l'alternance gel - dégel est surtout l'objet d'études de terrain concernant les mécanismes d'érosion des sols. Par exemple, Bryan (2000) présente des travaux sur les sols canadiens. Il montre que le gel est un mécanisme efficace pour désorganiser les agrégats. Les effets du gel varient selon la texture du matériau, son humidité et le taux de variation de la température. La désagrégation est causée par une congélation rapide tandis qu'une lente diminution de la température peut au contraire augmenter la stabilité des agrégats. Cet effet disparaît lorsque la fréquence des cycles de gel - dégel augmente. De leur côté, Regues *et al.* (2000) étudient la formation des "badlands" dans les Pyrénées. Parmi les facteurs climatiques, le gel a un impact deux ordres de grandeur plus important que l'énergie cinétique de la pluie. La suite de ces travaux a montré que les effets des cycles gel - dégel sont surtout sensibles sur les flans de montagne exposés Nord tandis que les cycles humidification - séchage sont dominants sur les faces Sud (Nadal-Romero *et al.* 2007). Les travaux expérimentaux menés par Ferrick et Gatto (2005) sur des différents sols soumis à des cycles gel - dégel montrent que l'érodabilité d'un sol augmente considérablement avec l'humidité du sol.

Le possible impact du gel - dégel sur la muraille de Deshan Kala est à nuancer par la présence manifeste de sel à la surface du matériau. Comme le montre la figure 2.3⁴, la température de congélation de l'eau est abaissée par la présence de sel dans le système (en l'occurrence du chlorure de sodium, ce qui sera vérifié au chapitre 6).

⁴<http://fr.wikipedia.org/wiki/NaCl>

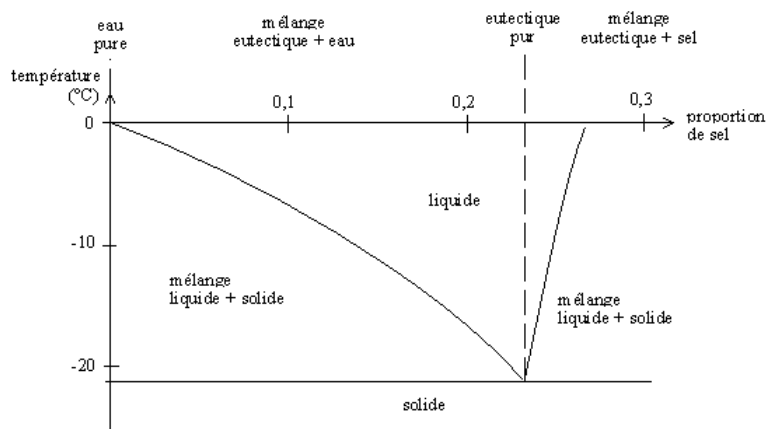


FIG. 2.3 – Diagramme binaire isobare (pression atmosphérique standard) eau - chlorure de sodium.

2.4 Conclusion

L'eau joue un rôle primordial dans la cohésion du matériau terre. L'érosion observée de Deshan Kala semble liée aux remontées capillaires d'eau dans le mur. Ces remontées capillaires peuvent entraîner une perte de cohésion due à l'humidité excessive, des efflorescences de sel à la surface ou encore une sensibilité au gel accrue par l'humidité importante. En revanche, le climat continental semi-aride exclut *a priori* les agressions liées aux eaux de surface (impacts de la pluie, ruissellement). Quels que soient les facteurs de dégradation effectivement à l'œuvre à Deshan Kala, les transferts d'humidité depuis la nappe vers l'atmosphère doivent être mieux compris. La répartition des flux d'humidité respectivement vers la surface du sol et vers le mur de bauge doit être évaluée. Par ailleurs, le transport des solutés et leur cristallisation doit être étudié, de façon à estimer quantitativement l'ampleur des flux d'une part et la localisation des dépôts d'autre part.

Deuxième partie

Modélisation des transferts couplés et des réactions en milieu poreux

3

Éléments bibliographiques sur les transferts et les changements de phase dans les sols

3.1	Notion d'échelle et changement d'échelle	27
3.2	Transport de l'humidité dans les sols	29
3.2.1	Modèle de Darcy	30
3.2.2	Modèle de Richards	32
3.2.3	Modèle de Philip et De Vries	34
3.2.4	Modèles PDV modifiés	36
3.2.5	Modèle de type « double Darcy »	38
3.3	Transfert de la chaleur	40
3.3.1	Les mécanismes de transfert de la chaleur	40
3.3.2	Couplages entre transferts thermique et d'humidité	42
3.4	Transport de solutés	44
3.4.1	Le modèle de transport	44
3.4.2	Modèle couplé à densité variable	47
3.5	Changement de phase en milieu poreux	48
3.5.1	L'évaporation	48
3.5.2	La cristallisation de sels	49

3.1 Notion d'échelle et changement d'échelle

L'échelle d'observation d'un milieu poreux conditionne fortement ses propriétés. Prenons l'exemple de la porosité d'un matériau et mesurons-la en fonction du rayon d'une sphère centrée en un point quelconque (voir figure 3.1). Pour des rayons plus petits que ℓ , de l'ordre de grandeur de la taille de quelques pores, la porosité est sensible aux fluctuations microscopiques du milieu. Pour des rayons plus grands, la porosité reste constante jusqu'à l'échelle L des hétérogénéités macroscopiques. On peut donc définir une valeur macroscopique de la porosité entre ℓ et L . Le milieu poreux pourra alors être assimilé à un milieu continu. ℓ est l'échelle de l'Élément de Volume Représentatif (EVR) (Bear 1972). Il est donc nécessaire de définir différentes échelles pour décrire les milieux poreux.

- L'échelle locale est classique en mécanique des fluides. On définit à ce niveau des paramètres locaux qui décrivent une quantité physique en un point et dans un élément de volume infiniment petit, comme la vitesse du fluide ou la concentration en soluté par exemple.
- À l'échelle microscopique ou échelle des pores apparaissent les discontinuités entre le solide et les phases fluides.
- L'échelle macroscopique est caractérisée par la dimension de l'EVR. Le milieu poreux peut alors être considéré comme continu.
- L'échelle mégascopique prend en compte les variations spatiales des propriétés macroscopiques du milieu.

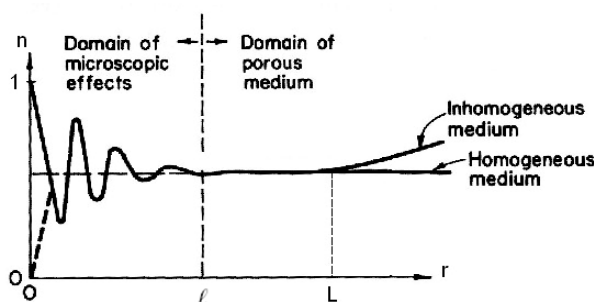


FIG. 3.1 – Variation de la porosité n d'un matériau en fonction du rayon r de la sphère sur laquelle la mesure est effectuée, d'après Bear (1972). ℓ est l'échelle de l'Élément de Volume Représentatif (EVR).

L'échelle macroscopique est la plus adaptée pour décrire les phénomènes de transfert dans un système plurimétrique. La formulation mathématique des phénomènes physiques à l'échelle macroscopique est loin d'être triviale. Deux théories s'affrontent pour effectuer le changement

d'échelle : l'homogénéisation et la prise de moyenne volumique. Bien que s'appuyant sur des raisonnements et hypothèses différents, ces deux techniques aboutissent à des résultats, c'est-à-dire la description macroscopique des processus, identiques.

Homogénéisation

Le principe de la méthode d'homogénéisation est fondé sur les développements asymptotiques, introduits par Bensoussan *et al.* (1978) et Sanchez-Palencia (1980). Une approche appelée l'homogénéisation physique, basée sur les nombres adimensionnels gouvernant les processus, a été proposée par Auriault (1991).

L'hypothèse fondamentale de l'homogénéisation est la bonne séparation des échelles microscopique (longueur caractéristique l) et macroscopique (longueur caractéristique L).

$$\varepsilon = \frac{l}{L} \gg 1 \quad (3.1)$$

Cette condition est équivalente à l'existence d'un EVR. Deux variables d'espace peuvent être introduites : l'une à l'échelle microscopique ($y = X/l$) et l'autre à l'échelle macroscopique ($x = X/L$). La microstructure du milieu doit être connue, soit périodique, soit aléatoire (Auriault 1991). Les phénomènes physiques doivent tout d'abord être décrits à l'échelle des hétérogénéités microscopiques. L'objectif de la méthode est de chercher la description de ces phénomènes à l'échelle macroscopique pour un milieu équivalent continu. Les grandeurs physiques inconnues à cette échelle sont exprimées sous forme de développements asymptotiques dont les termes sont périodiques selon y .

L'homogénéisation suit une procédure qui conduit à un modèle macroscopique dont les propriétés homogénéisées viennent de la solution du problème local aux limites (Auriault 1991) :

- Description des phénomènes physiques à l'échelle microscopique.
- Normalisation des équations.
- Évaluation des nombres adimensionnels en fonction des puissances de ε .
- Introduction des développements asymptotiques des grandeurs physiques adimensionnelles.
- Solution des problèmes aux limites aux différentes puissances de ε .
- Retour à une description macroscopique dimensionnelle.

Prise de moyenne volumique

La méthode de changement d'échelle par prise de moyenne volumique a été introduite par Whitaker (1967) et Marle (1967). Elle consiste à intégrer les équations du modèle microscopique

variables à l'échelle du pore sur un volume d'intégration représenté par l'EVR et à décomposer les variables microscopiques en la somme d'une valeur moyenne macroscopique et d'une déviation spatiale (Gray 1975, Whitaker 1999). La résolution approchée du système d'équations pour les déviations spatiales sur une cellule périodique permet d'obtenir une forme fermée du système d'équations macroscopiques. Ce dernier système d'équations constitue le modèle macroscopique recherché obtenu selon la procédure suivante :

- Description des phénomènes physiques à l'échelle microscopique.
- Intégration des équations sur l'EVR.
- Décomposition spatiales des variables microscopiques.
- Obtention d'un système d'équations pour les variables macroscopiques moyennes et d'un système d'équation pour les déviations spatiales.
- Résolution du "problème de fermeture" permettant de relier les déviations aux champs moyens ou à leurs dérivées spatiales.
- Description des phénomènes physiques à l'échelle macroscopique.

L'intérêt de cette méthode repose dans la forme des équations macroscopiques obtenues et notamment la description des phénomènes physiques par les différents termes des équations. En revanche, pour connaître explicitement les coefficients effectifs apparus lors de la macroscopisation, la géométrie doit être correctement décrite, ce qui est très difficile dans les sols.

3.2 Transport de l'humidité dans les sols

À l'échelle locale, l'écoulement d'un fluide newtonien est régi par l'équation de conservation de quantité de matière appliquée à un volume élémentaire de fluide (Guyon *et al.* 2001) :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{v}) = 0 \quad (3.2)$$

où ρ est la masse volumique du fluide et \mathbf{v} sa vitesse locale. Le terme source correspond aux variations temporelles de quantité de matière dues à une ou plusieurs réactions chimiques faisant intervenir le fluide. En ce qui concerne l'eau, cela correspond surtout aux changements de phase et particulièrement à l'évaporation et l'ébullition.

La vitesse du fluide dans le volume élémentaire dépend des forces extérieures s'appliquant sur ce volume selon la relation fondamentale de la dynamique. Les forces auxquelles est soumis le

fluide sont les forces de pression, les forces osmotiques ou les forces gravitationnelles.

La description locale du fluide et des forces en jeu en tout point du système est impossible étant donné la complexité du milieu poreux. La macroscopisation des phénomènes physiques décrits ci-dessus mène à l'équation de conservation de la masse de l'eau liquide à l'échelle macroscopique (Bear 1972) :

$$\frac{\partial(\theta_l \rho_l)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_l \mathbf{q}) = \text{source} \quad (3.3)$$

où $\theta_l = \frac{\text{volume d'eau liquide dans l'EVR}}{\text{volume total de l'EVR}}$ est la teneur en eau du milieu poreux, ρ_l est la masse volumique de l'eau liquide et \mathbf{q} est la vitesse de Darcy, c'est-à-dire la vitesse moyenne de l'écoulement à l'échelle macroscopique.

En fonction des hypothèses choisies, il existe plusieurs façons de décrire le transfert de l'humidité dans un milieu poreux. Le modèle de Darcy (1856) s'applique à un milieu poreux saturé en eau dans lequel le transfert d'humidité se fait *a fortiori* sous forme liquide. Richards (1931) a généralisé ce modèle au milieu poreux non-saturé dans lequel la pression de la phase gazeuse est constante et égale à la pression atmosphérique. Dans ce modèle l'humidité est transportée uniquement par la phase liquide. Une façon de prendre en compte les flux sous forme gazeuse consiste à écrire un modèle à double Darcy, l'un pour le liquide et l'autre pour le gaz, avec un couplage entre les deux phases par le potentiel capillaire. Enfin, sous certaines conditions, on peut modéliser le transport de l'humidité sous les formes liquide et vapeur tout en considérant le gaz immobile. Philip et De Vries (1957) sont les premiers à avoir développé cette approche. De nombreux modèles dérivant de celui-ci ont par la suite été proposés.

3.2.1 Modèle de Darcy

En 1856, Darcy a établi expérimentalement une relation liant le flux de liquide à la charge hydraulique H .

$$\mathbf{q} = -\mathbf{K}_s \cdot \nabla H \quad (3.4)$$

où :

- \mathbf{q} est la vitesse de Darcy ou vitesse de filtration de l'écoulement. Elle représente le débit du fluide s'écoulant à travers le milieu poreux par unité de surface. On peut évaluer la vitesse moyenne intrinsèque \mathbf{u} , c'est-à-dire la vitesse moyenne de l'écoulement dans les pores, en divisant \mathbf{q} par la porosité n du milieu poreux.

- ∇H est le gradient de charge hydraulique H , définie par $H = P_l/\rho_l g + z$. Dans cette expression, z est la hauteur, P_l la pression de l'eau, ρ_l la masse volumique de l'eau et g l'accélération de la pesanteur.
- \mathbf{K}_s est le tenseur de conductivité hydraulique à saturation du milieu poreux. Sa dimension est celle d'une vitesse. Par la suite, le milieu poreux sera toujours considéré isotrope. La conductivité hydraulique à saturation K_s et les grandeurs s'y référant seront donc des scalaires.

Sous certaines conditions, cette loi et ses limites de validité peuvent être démontrées dans le cadre des théories de l'homogénéisation (Auriault 2002) et de la prise de moyenne volumique (Whitaker 1982).

La conductivité hydraulique à saturation dépend à la fois du milieu poreux et du fluide qui s'écoule. Si l'on souhaite utiliser un paramètre qui ne dépend que du milieu poreux, on introduit la perméabilité intrinsèque κ_i définie par $K_s = \kappa_i \rho_l g / \mu_l$ où μ_l est la viscosité dynamique de l'eau (De Marsily 1981, Bear 1972). κ_i a la dimension d'une surface.

Au final, en injectant l'équation de Darcy (3.4) dans l'équation de conservation de la masse à l'échelle macroscopique (3.3), on obtient une équation de mouvement de l'eau liquide dans le milieu poreux saturé. Dans cette équation, la teneur en eau se confond avec la porosité du milieu poreux puisque ce dernier est saturé.

$$\frac{\partial(n\rho_l)}{\partial t} - \nabla \cdot [\rho_l K_s \nabla H] = \text{source} \quad (3.5)$$

Trois hypothèses courantes permettent de simplifier considérablement cette équation.

- Le terme source est nul. Il n'existe aucune réaction chimique dont l'eau est l'un des réactifs ou des produits. Notamment, la température ne permet ni l'ébullition ni la solidification de l'eau liquide.
- Le milieu est indéformable. La porosité n est donc constante.
- Le fluide est incompressible. La masse volumique du fluide ρ_l est donc constante.

Ceci permet d'écrire le modèle de Darcy de la forme suivante :

$$- \rho_l \kappa_i / \mu_l \nabla^2 (P_l + \rho_l g z) = 0 \quad (3.6)$$

3.2.2 Modèle de Richards

Afin de prendre en compte les écoulements dans la zone non-saturée, Richards (1931) a généralisé cette théorie en s'appuyant sur les travaux de Buckingham (1907).

Avant d'exposer le modèle de Richards pour l'écoulement d'eau en milieu poreux non-saturé, il convient de décrire succinctement ledit milieu poreux et les relations entre les trois phases présentes : le solide, l'eau (liquide) et l'air. Lorsque deux phases fluides sont en contact avec un solide, l'une des deux a plus d'affinités avec le solide : c'est le fluide mouillant (l'eau dans un milieu hydrophile). L'interface entre l'eau (mouillante) et l'air (non-mouillant) est soumise à une tension superficielle (σ). La conséquence de la tension superficielle est d'incurver l'interface entre le liquide et l'air dans les pores du milieu poreux (figure 3.2). Ceci provoque une différence de pression entre l'eau (P_l) et l'air (P_a). C'est ce qu'on appelle la capillarité. On peut lier cette différence de pression et la forme de l'interface dans un tube cylindrique de diamètre d_p avec l'équation de Young-Laplace :

$$P_a - P_l = \frac{4\sigma \cos(\alpha)}{d_p} \quad (3.7)$$

où α est l'angle de contact de l'eau avec la matrice solide. L'eau est considérée comme parfaitement mouillante dans le milieu poreux naturel de type « sol ». Dans ce cas, α est nul. On définit le potentiel capillaire $\psi = P_l - P_a$.

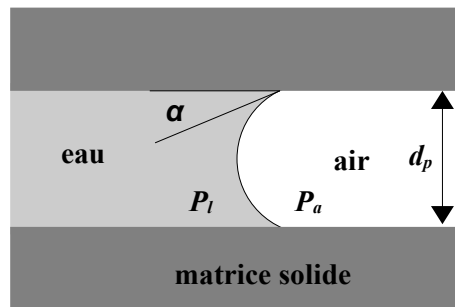


FIG. 3.2 – Schéma de la répartition des phases dans un tube cylindrique.

La connaissance de la répartition des phases et des grandeurs physiques associées (pression de l'eau) dans un milieu poreux naturel tel que le sol est impossible. La géométrie du milieu est en effet beaucoup trop complexe. Le sol peut être représenté par un réseaux de pores cylindriques de tailles variables. Ce réseau est partiellement rempli d'eau selon la saturation du système. À l'échelle de l'EVR, l'eau et l'air peuvent être considérés en équilibre mécanique. Si l'on fait

l'hypothèse que l'équilibre est toujours vérifié, alors la teneur en eau est liée à la taille des pores cylindriques pleins d'eau. Pour une teneur en eau donnée, tous les pores de diamètre inférieur au diamètre "d'équilibre" donné par l'équation de Young-Laplace sont remplis d'eau. Pour un réseau de pore, il est donc possible d'établir une relation appelée courbe de rétention, entre la teneur en eau θ_l et le potentiel capillaire ψ . Cette relation $\theta_l(\psi)$ n'est cependant pas univoque. La teneur en eau du système est comprise dans le domaine délimité par les courbes d'hystérese correspondant aux situations extrêmes d'imbibition et de drainage du milieu poreux.

La courbe de rétention d'un milieu poreux est une propriété importante pour modéliser son comportement hydrique. Il existe plusieurs modèles mathématiques tentant de reproduire au mieux les courbes de rétention obtenues expérimentalement. Nous pouvons citer les modèles de Brooks et Corey (1964) et de Van Genuchten (1980).

Richards (1931) a montré que la perméabilité κ_l du milieu poreux à l'eau est dépendante de la teneur en eau θ_l . Ceci permet d'écrire le modèle de Darcy généralisé au milieu poreux non-saturé :

$$\frac{\partial(\theta_l(\psi)\rho_l)}{\partial t} - \nabla \cdot \left[\rho_l \frac{\kappa_l(\psi)\rho_l g}{\mu_l} \nabla \left(\frac{\psi}{\rho_l g} + z \right) \right] = \text{source} \quad (3.8)$$

La généralisation du modèle de Darcy proposé par Richards consiste donc à introduire un terme de perméabilité relative pour exprimer la perméabilité : $\kappa_l(\psi) = \kappa_i \times k_{rl}(\psi)$. Alors que la perméabilité intrinsèque ne dépend que des propriétés géométriques du milieu poreux sec, la perméabilité relative dépend des fluides présents dans le système d'une part et de la pression de ceux-ci d'autre part. Dans le modèle de Richards, la pression de la phase gazeuse dans le milieu poreux P_a est considérée constante et égale à la pression atmosphérique. Ceci est une limite de ce modèle notamment en cas d'infiltration puisque la pression de l'air alors emprisonné dans le sol peut augmenter.

Le modèle de Richards (1931) permet de représenter les transferts d'eau liquide dans un milieu poreux non-saturé. Dans certaines circonstances, négliger les flux d'humidité sous forme vapeur est une approximation inacceptable. En effet, lorsque le milieu est sec, la perméabilité à l'eau peut être très faible. En revanche, l'espace poral disponible pour la phase gazeuse peut permettre des flux de vapeur importants.

3.2.3 Modèle de Philip et De Vries

Philip et De Vries ont développé une théorie visant à modéliser les transferts simultanés d'humidité et de chaleur dans un milieu poreux (Philip et De Vries 1957 et De Vries 1958). En effet, le transfert d'humidité sous forme vapeur est fortement lié au transfert de chaleur. Ce modèle décrivant le transfert de l'humidité sous forme liquide et vapeur est par conséquent couplé à un modèle de transfert de chaleur. Seule la partie « transfert d'humidité » est développée ici. La partie « transfert de chaleur » sera présentée au paragraphe 3.3.

Le modèle de Philip et De Vries (PDV) s'appuie sur un certain nombre d'hypothèses et présente des limitations inhérentes à la théorie (De Vries 1987). Des hypothèses simplificatrices sont introduites explicitement ou implicitement dans le modèle.

- Le liquide dans le milieu poreux a les propriétés de l'eau pure. Ceci implique l'absence de solutés et de surfactants.
- Les flux de liquide sont visqueux, entraînés par les forces de capillarité et d'adsorption.
- Les flux de vapeur se font par diffusion. Mise à part la vapeur, la phase gazeuse est constituée d'air considéré comme inerte.
- La convection du gaz est négligée.
- La pression totale de la phase gazeuse est uniforme et constante.
- L'équilibre thermodynamique local prévaut partout dans le milieu poreux. Ceci s'applique notamment au liquide en contact avec sa vapeur.
- La dépendance à la température de la masse volumique de l'eau et de la chaleur latente de vaporisation est négligée.

Par ailleurs, certaines limitations de la théorie méritent d'être exposées au préalable.

- Les phénomènes d'hystérèse de la courbe de rétention ne sont pas pris en compte.
- La matrice solide est indéformable. La théorie ne s'applique pas aux matériaux qui gonflent ou se contractent lors de variations de température ou de teneur en eau (argiles gonflantes par exemple). De même, la matrice solide ne peut pas être déformée par des forces extérieures.
- Le milieu poreux est homogène et isotrope à l'échelle macroscopique.
- Les phénomènes d'ébullition, de gel et de dégel ne sont pas inclus.
- Les phénomènes de surface entre le solide et le liquide ainsi que l'effet Knudsen pour la phase gazeuse ne sont pas pris en compte.

Philip et De Vries ont montré que le bilan de masse d'humidité dans le milieu poreux dépend des flux sous forme liquide (\mathbf{J}_l) et sous forme vapeur (\mathbf{J}_v) (Philip et De Vries 1957 et De Vries 1958). L'échange entre les phases - évaporation et condensation - est contenu dans cette équation puisqu'il ne modifie pas la quantité totale d'eau θ dans le volume de milieu poreux considéré.

$$\rho_l \frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot [\mathbf{J}_l + \mathbf{J}_v] = 0 \quad (3.9)$$

Les moteurs du flux liquide sont le gradient de teneur en eau, le gradient de température (T) et la gravité (g).

$$\mathbf{J}_l = -\rho_l (D_{\theta l} \nabla \theta_l + D_{Tl} \nabla T + K \mathbf{z}) \quad (3.10)$$

où \mathbf{z} est le vecteur unitaire de direction z (positif vers le haut). Les coefficients de filtration $D_{\theta l}$ et D_{Tl} s'écrivent :

$$D_{\theta l} = \frac{K}{\rho_l g} \frac{\partial \psi}{\partial \theta_l} \quad (3.11)$$

$$D_{Tl} = \frac{K}{\rho_l g} \frac{\partial \psi}{\partial T} \quad (3.12)$$

où $K(\psi)$ est la conductivité hydraulique, de la dimension d'une vitesse. $D_{\theta l}$ fait apparaître la pente de la courbe de rétention ($\psi(\theta_l)$). Ce terme isotherme correspond à la partie capillaire de la loi de Richards. La contribution de la température au flux liquide provient de la dépendance à la température de la tension superficielle existante à l'interface eau-air. Un gradient de température induit alors un gradient de potentiel capillaire et donc un flux sous forme liquide.

Le flux de vapeur est de forme diffusif dont les moteurs sont le gradient de teneur en eau et le gradient de température.

$$\mathbf{J}_v = -\rho_l (D_{\theta v} \nabla \theta_l + D_{Tv} \nabla T) \quad (3.13)$$

où :

$$D_{\theta v} = D_{v0} \theta_g \tau \frac{P_g}{P_g - P_v} \frac{M_w}{\rho_l R T} \frac{\rho_v}{\rho_l} \frac{\partial \psi}{\partial \theta_l} \quad (3.14)$$

$$D_{Tv} = D_{v0} \theta_g \tau \frac{P_g}{P_g - P_v} \frac{\rho_v}{\rho_l} \frac{\zeta_v}{P_{vs}} \frac{dP_{vs}}{dT} \quad (3.15)$$

D_{v0} est le coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air. θ_g est la fraction volumique de l'air dans le milieu. τ est un facteur de tortuosité. P_g est la pression de la phase gazeuse. P_v et P_{vs} sont la pression partielle de vapeur et la pression de vapeur saturante, res-

pectivement. ρ_v est la densité de vapeur. M_w est la masse molaire de l'eau et R la constante des gaz parfaits. Le facteur ζ_v exprime le non-équilibre local de la température entre les différentes phases. Le premier terme, dépendant de la teneur en eau, fait apparaître la pente de la courbe de rétention. Le lien entre la densité de vapeur et le potentiel capillaire est explicité par la relation thermodynamique appelée relation de Kelvin (Nitao et Bear 1996) :

$$\rho_v = \rho_{vs} \exp\left(\frac{M_w \psi}{\rho_l RT}\right) \quad (3.16)$$

De même, le deuxième terme fait apparaître la dépendance de la densité de vapeur saturante (ou pression de vapeur saturante) à la température. Cette relation est une forme dérivée de la relation de Clausius-Clapeyron :

$$\rho_{vs} = \frac{M_w}{RT} P_{vs} \quad (3.17)$$

$$\rho_{vs} = \frac{M_w}{RT} P_g \exp\left(\frac{L_v M_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (3.18)$$

où L_v est la chaleur latente de vaporisation de l'eau. $T_0 = 373K$ est la température d'ébullition de l'eau à la pression atmosphérique standard (1 bar).

Le modèle PDV a été implémenté dans différents logiciels de simulation numérique des transferts non-isothermes d'humidité (par exemple Simunek *et al.* 1998 et Braud *et al.* 1995). Les comparaisons entre les résultats numériques et les données de terrain sont globalement en bon accord. Les difficultés à prédire le comportement hydro-thermique d'un sol en laboratoire ou sur le terrain sont souvent liées aux limitations de la théorie mal prises en compte et aux protocoles expérimentaux parfois mal adaptés (De Vries 1987, Cahill et Parlange 1998).

Plusieurs auteurs ont contribué à développer des modèles PDV modifiés. C'est notamment le cas de Nassar et Horton (1992) qui incluent les effets de la pression osmotique dans le modèle PDV ou bien Milly (1982) qui considère les phénomènes d'hystérèse.

3.2.4 Modèles PDV modifiés

Le modèle développé par Nassar et Horton (1992) s'appuie sur le modèle PDV auquel l'effet de la pression osmotique a été ajouté. Ce modèle inclut également une interface avec un modèle

de transport des solutés. Ce modèle reprend le formalisme proposé par Philip et De Vries.

$$\mathbf{J}_l = -\rho_l (D_{\theta l} \nabla \theta_l + D_{Tl} \nabla T - D_{cw} \nabla c + K \mathbf{z}) \quad (3.19)$$

$$\mathbf{J}_v = -\rho_l (D_{\theta v} \nabla \theta_l + D_{Tv} \nabla T - D_{cv} \nabla c) \quad (3.20)$$

où c est la concentration en solutés. D_{cl} et D_{cv} sont respectivement la diffusivité de l'eau liquide et la diffusivité de la vapeur à cause cette concentration (Nassar et Horton 1989).

$$D_{cl} = K \frac{RT}{g} I_k O_k O_{Ek} \quad (3.21)$$

$$D_{cv} = D_{v0} \theta_g \tau \frac{\rho_v}{\rho_l} M_w I_k O_k \quad (3.22)$$

où I_k est le nombre d'ions mis en solution par la molécule k (par exemple $I_{NaCl} = 2$). O_k est le coefficient (sans dimension) osmotique de l'espèce k (Robinson et Stokes 1959). O_{Ek} est le coefficient (sans dimension) d'efficacité osmotique, dépendant du rayon d'hydratation du soluté, du rayon de la molécule d'eau et de l'épaisseur du film d'eau le long des particules.

L'équilibre thermodynamique entre les phases liquide et vapeur, exprimé selon la relation de Kelvin, est modifié par la présence de soluté. L'effet de la pression osmotique sur l'humidité relative de la phase gazeuse est exprimée selon Noggle (1989) :

$$\rho_v = \rho_{vs} \exp\left(\frac{M_w \psi}{\rho_l RT}\right) \exp(-M_w I_k O_k C) \quad (3.23)$$

Les résultats expérimentaux obtenus avec des colonnes de sol de 10 cm de long sont raisonnablement en accord avec les calculs (Nassar *et al.* 1992). Ceci est surtout vrai pour les expériences dont les conditions initiales sont humides ($\theta_l \geq 0,11$). Lorsque les conditions initiales sont plus sèches, l'humidité du sol prédite excède significativement les mesures proche de l'extrémité chaude de la colonne.

Milly (1982) utilise un modèle PDV modifié dans lequel les phénomènes d'hystérèse de la courbe de rétention ($\psi(\theta_l)$) sont pris en compte. La relation entre ψ , θ_l et T est affinée et elle dépend des propriétés du matériau et de l'historique de l'humidité du système. Par ailleurs, l'équation de bilan de la masse totale d'humidité dans le système tient compte explicitement de l'accumulation d'humidité sous forme vapeur.

$$\frac{\partial(\rho_l \theta_l + \rho_v \theta_g)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\mathbf{J}_l + \mathbf{J}_v) \quad (3.24)$$

Ceci peut être développé en considérant les dépendances au potentiel capillaire et à la température, et où l'eau liquide est considérée incompressible. La variable dépendante pour décrire l'état hydrique du système retenue par Milly est le potentiel capillaire.

$$\begin{aligned} & \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta_l}{\partial \psi} \Big|_T + \frac{\theta_g}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial \psi} \Big|_T \right] \frac{\partial \psi}{\partial t} + \left[\left(1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta_l}{\partial T} \Big|_\psi + \frac{\theta_g}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \Big|_\psi \right] \frac{\partial T}{\partial t} \\ & = \nabla \cdot [(K + D_{\psi v}) \nabla \psi + (D_{Tv} + D_{Ta}) \nabla T] + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (3.25) \end{aligned}$$

D_{Ta} est un coefficient de transport pour le flux d'eau liquide absorbée dû au gradient thermique. Ce terme supplémentaire par rapport à la théorie de Philip et De Vries (1957) est proposé par Kay et Groenevelt (1974) pour tenir compte de l'effet du transfert de chaleur lors du mouillage des surfaces solides. $D_{\psi v}$ et D_{Tv} sont les coefficients de transport pour le flux de la vapeur dû au gradient de pression et au gradient de température, respectivement. L'expression de ρ_v en fonction de ψ et T est donnée par les équations 3.16 et 3.18.

Le principal résultat de ces travaux concerne la part relative des flux de vapeur dus au gradient de potentiel capillaire d'une part et au gradient de température d'autre part. Le moteur capillaire est issu de la relation de Kelvin qui lie la densité de vapeur au potentiel capillaire. Proche de la surface, le potentiel capillaire diminue fortement, ce qui diminue la densité de vapeur. Le gradient de vapeur engendré provoque un flux de vapeur vers la surface. Par ailleurs la dépendance de la densité de vapeur à la température provoque aussi un flux de vapeur. Milly (1984) a montré que le flux isotherme est plus important que le flux non-isotherme proche de la surface. Les variations journalières de la température extérieure sont importantes. Le gradient de température peut être alternativement positif et négatif dans le sol, ce qui engendrera des flux de vapeur sortant et entrant alternativement. Sur une longue période (un mois), les flux moyens d'évaporation ne sont pas sensibles aux effets thermiques (Milly 1984).

De plus, plusieurs études expérimentales (Monji *et al.* 1990, Rose 1968a, Rose 1968b, Jackson 1973) ont suggéré que les flux sous forme liquide et sous forme vapeur sont du même ordre de grandeur proche de la surface.

3.2.5 Modèle de type « double Darcy »

Ces résultats et observations ont amené le développement de modèles plus complets, où les transferts d'humidité sous forme liquide et sous forme vapeur sont traités séparément tout en

restant étroitement couplés (Grifoll *et al.* 2005, Liu *et al.* 2005). Le modèle présenté par la suite est celui de Grifoll *et al.* (2005). La principale différence avec les modèles du type PDV réside dans le fait que la convection dans la phase gazeuse est prise en compte. En revanche, le facteur de non-équilibre thermique local n'est pas considéré. Le couplage entre les deux phases se fait par la relation de Kelvin (équation 3.16) d'une part et par un terme source de changement de phase (f_{LG}) présent (avec un signe différent) dans les deux équations de bilan de masse d'autre part.

$$\frac{\partial(\rho_l\theta_l)}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{J}_l - f_{LG} \quad (3.26)$$

$$\frac{\partial(\rho_v\theta_g)}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{J}_v + f_{LG} \quad (3.27)$$

où le terme de changement de phase f_{LG} résulte du flux massique d'évaporation ou de condensation par unité de volume et par unité de temps.

L'eau liquide est transportée par capillarité et par gravité. L'eau n'est pas considérée incompressible. Sa masse volumique dépend de la température. De même, la teneur en eau et la pression liquide (P_l) dépendent de la température. Le flux liquide a une expression classique issue de la loi de Darcy.

$$\mathbf{J}_l = -\rho_l \frac{\kappa_l}{\mu_l} (\nabla P_l + \rho_l g \mathbf{z}) \quad (3.28)$$

La vapeur est transportée par convection de la phase gazeuse et par diffusion-dispersion. Le mécanisme de dispersion est la résultante macroscopique des effets convectifs à l'échelle du pore. Ce terme a la forme d'une diffusion macroscopique.

$$\mathbf{J}_v = \rho_v \mathbf{q}_g - \theta_g \mathbf{D}_v^* \cdot \nabla \rho_v \quad (3.29)$$

où \mathbf{q}_g est le flux convectif de la phase gazeuse (de la dimension d'une vitesse) et \mathbf{D}_v^* est le tenseur de diffusion-dispersion effectif de la vapeur dans la phase gazeuse. \mathbf{q}_g suit une loi de type « Darcy ».

$$\mathbf{q}_g = \frac{\kappa_g}{\mu_g} \nabla P_g \quad (3.30)$$

où κ_g est la perméabilité du milieu poreux au gaz et μ_g la viscosité dynamique du gaz.

Les simulations faites avec des conditions aux limites variables, surtout en ce qui concerne l'état hygro-thermique de l'atmosphère, permettent d'analyser les différents mécanismes de transport de l'humidité. Dans certaines conditions, une couche sèche apparaît à la subsurface. Les flux

d'humidité sont alors dominés par la diffusion et la dispersion de la vapeur. Les flux liquides sont en effet fortement freinés par la faible teneur en eau du milieu poreux. Le transport par dispersion de la vapeur peut être significatif même lorsque la convection de la phase gazeuse est faible.

3.3 Transfert de la chaleur

L'étude du transfert non-isotherme de l'humidité nécessite la modélisation du transfert de la chaleur. Les transferts de l'humidité et de la chaleur dans un sol non-saturé sont fortement couplés. Du point de vue du transfert thermique, ce couplage peut se faire par l'advection / convection d'eau liquide et de vapeur, ainsi que par l'évaporation / condensation de la vapeur. Dans un premier temps, les mécanismes de transfert de la chaleur dans un milieu poreux non-saturé seront présentés. Dans un second temps, les différents modèles macroscopiques de transfert de la chaleur associés à des modèles de transfert de l'humidité seront passés en revue.

3.3.1 Les mécanismes de transfert de la chaleur

À l'échelle microscopique, l'énergie est stockée sous forme de chaleur sensible dans chacune des phases ($\rho_g C_{p,g} T_g$ pour le gaz par exemple). S'il existe un gradient de température, l'énergie peut être transportée de proche en proche par conduction ($-\lambda_g \nabla T_g$). De plus, si la phase considérée est un fluide en mouvement, le déplacement du fluide entraîne un transport d'énergie par advection ($\rho_g C_{p,g} T_g \mathbf{v}_g$). Les échanges thermiques par rayonnement interne au milieu sont négligeables lorsque la température est proche de la température ambiante notamment et lorsque la taille de la porosité est micrométrique (Tancrez 2002). Par ailleurs, il peut exister des sources de chaleur. Parmi les sources possibles en général, les réactions chimiques exo- ou endo-thermiques, la désintégration radioactive ou encore les frottements visqueux d'un fluide en déplacement sont considérés négligeables. Seule l'énergie consommée ou libérée par un changement de phase, en l'occurrence l'évaporation et la condensation de l'eau, est prise en compte ($L_v(\dot{m}/S)_{LG}$). La figure 3.3 résume les mécanismes de transferts de l'énergie à l'échelle microscopique.

L'obtention du modèle mathématique permettant de décrire la conservation de l'énergie du système à l'échelle macroscopique passe par un changement d'échelle. Comme pour le transfert d'humidité ce changement d'échelle peut se faire *via* la méthode d'homogénéisation ou celle de

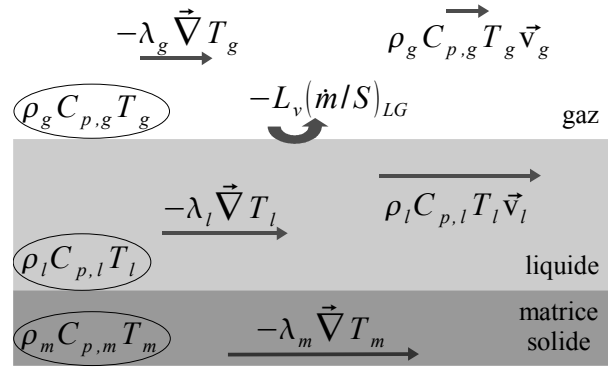


FIG. 3.3 – Transfert de l'énergie dans les différentes phases à l'échelle microscopique. C_p et λ sont respectivement la chaleur spécifique et la conductivité thermique de la phase considérée. Les indices m , l et g font référence aux phases solide, liquide et gazeuse, respectivement. L_v est la chaleur latente de vaporisation. La masse d'eau évaporée à l'interface liquide / gaz par unité de temps est notée $(\dot{m}/S)_{LG}$.

prise de moyenne volumique. Dans le cas général, le changement d'échelle conduit à un modèle à trois températures décrivant par trois équations couplées la conservation de l'énergie dans chacune des phases. Sous réserve que les vitesses d'écoulement sont faibles, on peut retenir l'hypothèse d'équilibre thermique local. La justification de l'utilisation de cette hypothèse vient du fait qu'en général le transfert de la chaleur est quasi-instantané par rapport au transfert de masse (Quintard et Whitaker 1993). L'hypothèse d'équilibre thermique local revient à considérer que la température des trois phases sont localement égales, de même que son gradient. Ceci permet de considérer un seul champ de température macroscopique, avec $T = T_g = T_l = T_m$. Cette hypothèse est d'autant plus valable que les gradients thermiques sont faibles.

À l'échelle macroscopique, la conservation de l'énergie peut s'écrire :

$$(\rho C_p)^* \frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{q}_h = P \quad (3.31)$$

où $(\rho C_p)^*$ ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$) est la capacité calorifique effective du milieu et \mathbf{q}_h est la densité de flux de chaleur dans le milieu ($\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). P représente les sources internes de chaleur. La capacité calorifique effective est la moyenne pondérée des chaleurs spécifiques de chaque phase :

$$(\rho C_p)^* = \theta_l \rho_l C_{p,l} + \theta_g \rho_g C_{p,g} + (1 - \theta_s) \rho_m C_{p,m} \quad (3.32)$$

Lors du changement d'échelle, la transcription mathématique des phénomènes microscopiques induisent l'apparition de termes supplémentaires. Ainsi, le phénomène de conduction thermique

macroscopisé inclut, outre le terme de conduction pure, un terme lié à la tortuosité et un terme de dispersion. Par ailleurs, à l'échelle macroscopique, la source de chaleur due au changement de phase de l'eau s'apparente à un flux. En effet, si l'eau liquide et sa vapeur sont considérées à l'équilibre, le taux d'évaporation est directement lié au flux de vapeur dans le milieu poreux. Au final, le bilan d'énergie dans le système macroscopique peut s'écrire :

$$(\rho C_p)^* \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\Lambda \nabla T) - \nabla \cdot (C_{p,g} \mathbf{J}_g T) - \nabla \cdot (C_{p,l} \mathbf{J}_l T) - L_v f_{LG} \quad (3.33)$$

où Λ est le coefficient de conductivité thermique effective ($\text{J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$) du milieu poreux. \mathbf{J}_g et \mathbf{J}_l sont les densité de flux des phases gazeuse et liquide, respectivement. Le terme d'advection de gaz est souvent négligé à cause de sa faible densité. L_v est la chaleur latente de vaporisation (J.kg^{-1}) et f_{LG} est le taux d'évaporation ($\text{kg.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$).

Le transport d'énergie par conduction et celui par advection peuvent être comparés grâce à l'évaluation du nombre de Péclet thermique $\mathcal{P}e_{th}$:

$$\mathcal{P}e_{th} = \frac{L \bar{\mathbf{J}}_l C_{p,l}}{\Lambda} \quad (3.34)$$

où L est une longueur caractéristique du transfert thermique et $\bar{\mathbf{J}}_l$ est le flux moyen de l'écoulement liquide dans le système. Lorsque $\mathcal{P}e_{th} < 10^{-1}$, le transport par advection peut être négligé. En revanche, lorsque $\mathcal{P}e_{th} > 10^2$, c'est le transport par conduction qui peut être négligé.

3.3.2 Couplages entre transferts thermique et d'humidité

La théorie développée par Philip et De Vries (1957) s'attarde surtout sur le transfert de l'humidité. Le transfert de la chaleur associé au modèle de transfert de l'humidité est présenté par De Vries (1958). Le modèle thermique considère la conduction, la convection de l'eau liquide et de la vapeur ainsi que l'évaporation. Les termes de dispersion et de tortuosité de la conductivité thermique ne sont pas pris en compte. Le flux d'évaporation est considéré égal à la divergence du flux de vapeur : $f_{LG} = \nabla \cdot \mathbf{J}_v$. De Vries (1958) ajoute un terme liée à la production de chaleur lors du mouillage du milieu poreux. Ce phénomène ne se produit que lors de l'infiltration d'eau dans un milieu poreux sec. Il serait dû au gonflement du matériau lors de son humidification. Les frottements engendrés seraient responsables de l'énergie produite et dissipée sous forme de chaleur. Ce phénomène est difficilement observable expérimentalement et il n'en existe pas de

formulation mathématique convaincante. Ce terme (W) ne sera donc plus présenté par la suite. Le transfert de chaleur par rayonnement est considéré négligeable. De même, la production de chaleur due à la viscosité de l'eau en mouvement à l'intérieur du sol est négligée (De Vries 1987). Le bilan d'énergie s'exprime de la manière suivante (De Vries 1987) :

$$(\rho C_p)^* \frac{\partial T}{\partial t} - \rho_l W \frac{\partial \theta_l}{\partial t} = \nabla \cdot (\Lambda \nabla T) - (C_{p,v} \mathbf{J}_v + C_{p,l} \mathbf{J}_l) \cdot \nabla T - L_v \nabla \cdot \mathbf{J}_v \quad (3.35)$$

où W est la chaleur de mouillage. La conductivité effective du milieu poreux s'écrit :

$$\Lambda = \theta_l \lambda_l + \theta_g \lambda_g + (1 - \theta_s) \lambda_m \quad (3.36)$$

où λ_l , λ_g et λ_m sont les conductivités thermiques des phases liquide, gazeuse et solide, respectivement. La chaleur latente de vaporisation est dépendante de la température. Son expression est :

$$L_v(T) = L_v(T_0) - (C_{p,l} - C_{p,v})(T - T_0) \quad (3.37)$$

où T_0 est une température de référence à laquelle L_v est connue (en général 25 °C)

Le modèle de Nassar et Horton (1992) reprend très largement celui de De Vries (1958), en y ajoutant les effets osmotiques de la présence de solutés. L'impact des solutés sur le transfert de chaleur est indirect, *via* la modification des flux liquide (\mathbf{J}_l) et vapeur (\mathbf{J}_v) et par la modification de la relation de Kelvin.

De même, les travaux de Milly (1982) s'appuient fortement sur ceux de De Vries (1958). Les seules différences proviennent des variables utilisées : le potentiel capillaire à la place de la teneur en eau.

Le modèle de transfert de l'humidité de Grifoll *et al.* (2005) considère les phases liquide et vapeur séparément. Par conséquent, le modèle de transfert thermique associé est plus complet. Il utilise l'équation générique 3.33 en explicitant en particulier les termes de dispersion. De plus, le terme de conductivité thermique pure a une expression empirique dépendant de la densité du sol, de sa porosité et de sa fraction en argiles.

3.4 Transport de solutés

3.4.1 Le modèle de transport

Échelle locale

À l'échelle du pore, les solutés peuvent être transportés par convection du solvant en mouvement ou par diffusion des solutés dans le solvant, en l'occurrence l'eau. La diffusion est régie par la loi de Fick. L'équation de conservation de la masse à l'échelle locale est donnée ci-après.

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot (-D_{c0} \nabla c + \mathbf{v}_l c) = 0 \quad (3.38)$$

où c est la concentration en solutés (g.m^{-3}). D_{c0} est le coefficient de diffusion moléculaire des solutés dans l'eau ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$). \mathbf{v}_l est la vitesse de l'eau dans le pore (m.s^{-1}).

Échelle macroscopique

Le changement d'échelle vers une description macroscopique du transport de soluté en milieu poreux non-saturé modifie l'écriture du bilan de masse. L'équation classique obtenue est appelée équation de convection-dispersion.

$$\frac{\partial(\theta_l c)}{\partial t} + \nabla \cdot (-\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla c + \mathbf{u}_l c) = -\frac{\partial(\theta_{sel} \rho_{sel})}{\partial t} \quad (3.39)$$

où \mathbf{D}_c^* est le tenseur de diffusion-dispersion du soluté dans l'eau ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$). \mathbf{u}_l est la vitesse macroscopique de l'eau dans le milieu poreux (m.s^{-1}). ρ_{sel} et θ_{sel} sont la masse volumique et la fraction volumique du sel précipité, respectivement.

Le deuxième terme de l'équation 3.39 décrit le transport dispersif qui associe la diffusion moléculaire à la dispersion mécanique provoquée par les variations de vitesse de l'eau à l'échelle microscopique (Bear 1972). Le changement d'échelle introduit un ou plusieurs termes source. La production ou la disparition de soluté est en général localisée aux interfaces avec les autres phases. Si l'on considère qu'il n'y a pas d'interactions entre le soluté et la matrice solide, ni de transformations biochimiques, les seules sources possibles proviennent de la précipitation de soluté en cas de saturation et de la dissolution de sel solide. Ces deux sources sont liées à l'évolution temporelles de la quantité de sel solide présent dans le milieu poreux.

Le tenseur de diffusion-dispersion macroscopique, \mathbf{D}_c^* , intègre les fluctuations microscopiques. Les deux effets dont il tient compte, la diffusion et la dispersion hydromécanique, sont addi-

tifs. L'expression mathématique générale du tenseur de diffusion-dispersion macroscopique est la suivante :

$$\mathbf{D}_c^* = D_{c,dif} \mathbf{I} + \mathbf{D}_{c,disp} \quad (3.40)$$

où $D_{c,dif}$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) est le coefficient de diffusion effectif du soluté dans le milieu poreux non saturé. $\mathbf{D}_{c,disp}$ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) est le tenseur de dispersion hydrodynamique, due au mélange mécanique microscopique.

La diffusion

Auriault et Lewandowska (1997) montrent que la description macroscopique par homogénéisation de la diffusion dépend de la tortuosité de la phase liquide :

$$D_{c,dif} = \tau D_{c0} \quad (3.41)$$

où τ est le coefficient de tortuosité. Auriault et Lewandowska (1997) précisent que cette écriture reste valable lorsque D_c est dépendant de la concentration. Le coefficient de tortuosité est lié à la longueur de cheminement qui augmente avec la diminution de la teneur en eau θ_l (Musy et Soutter 1991). Il existe plusieurs expressions liant τ et θ_l .

Bresler (1973) considère que la relation entre τ et la teneur en eau est exponentielle. Il choisit donc la relation empirique suivante :

$$\tau = A \exp(B \theta_l) \quad (3.42)$$

où A et B sont des constantes empiriques caractéristiques du milieu poreux, choisies respectivement à 10^{-3} et 10 par Nassar et Horton (1997) pour un sol assez argileux ("silty clay loam" dans la classification américaine, voir paragraphe 6.1.4).

Une autre façon d'exprimer la relation entre la tortuosité et la teneur en eau est celle de Millington et Quirk (1961) :

$$\tau = \frac{\theta_l^{7/3}}{\theta_s^2} \quad (3.43)$$

où θ_s est la teneur en eau à saturation. Ceci permet de définir le coefficient de diffusion lorsque le milieu poreux est saturé ($D_{c,dif}^{sat}$) :

$$D_{c,dif}^{sat} = \theta_s^{1/3} D_{c0} \quad (3.44)$$

Rowe et Badv (1996a, 1996b) ont étudié la diffusion des solutés dans le milieu poreux non-saturé pour différentes textures de sol (limon, sable et gravier fin). Ils ont montré que le coefficient de diffusion en milieu non-saturé ($D_{c,dif}^{nsat}$) est proportionnel à la teneur en eau du milieu. La relation entre $D_{c,dif}^{nsat}$ et $D_{c,dif}^{sat}$ peut alors s'écrire :

$$D_{c,dif}^{nsat} = Se D_{c,dif}^{sat} \quad (3.45)$$

où la saturation effective Se est :

$$Se = \frac{\theta_l - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3.46)$$

avec θ_r la teneur en eau résiduelle.

La dispersion

Le tenseur de dispersion hydrodynamique dans le milieu poreux est souvent considéré isotrope et peut s'écrire (Salles *et al.* 1993) :

$$\mathbf{D}_{c,disp} = D_{c,disp}^* \mathbf{I} \quad (3.47)$$

où $D_{c,disp}^*$ est le coefficient de dispersion hydrodynamique ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) :

$$D_{c,disp}^* = \beta Pe^\alpha \quad (3.48)$$

où β ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) est la dispersivité, Pe est le nombre de Péclet et α est une puissance variable selon le régime hydrodynamique considéré.

La part relative des effets de diffusion et de dispersion dépend du régime hydrodynamique caractérisé par le nombre de Péclet Pe (De Marsily 1981) :

$$Pe = \frac{u_{p,l} d_{pore}}{D_{c0}} \quad (3.49)$$

où d_{pore} est une longueur caractéristique de l'écoulement à l'échelle microscopique, en l'occurrence le diamètre de pore moyen.

L'ordre de grandeur du nombre de Péclet permet de définir des régimes d'écoulement (De Marsily 1981) :

- $Pe < 10^{-1}$, la vitesse d'écoulement est très faible, ce qui rend la dispersion hydromécanique négligeable.
- $10^{-1} < Pe < 30$, les deux effets, diffusion et dispersion, sont à considérer simultanément.
- $Pe > 30$, l'écoulement est rapide. La diffusion est négligeable devant la dispersion.

3.4.2 Modèle couplé à densité variable

Lorsque la concentration devient importante, les variations de la densité de la phase liquide doivent être considérées. Les modèles de transferts de masse (eau et solutés) à densité variable se sont développés par l'étude du transfert des saumures et de l'eau de mer. La formulation de base de ces modèles s'appuie sur les travaux de Bear (1972). De nombreux auteurs ont contribué à la description mathématique proposée par la suite, parmi lesquels Voss et Souza (1987), Hasanizadeh et Leijnse (1988) ou Ackerer *et al.* (1999).

La densité variable du liquide interdit les simplifications issues de l'incompressibilité supposée de l'eau utilisées couramment lors de la description mathématique du transfert de l'humidité.

$$\frac{\partial(\theta_l \rho_l)}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_l = -\nabla \cdot \mathbf{J}_v \quad (3.50)$$

$$\rho_l \frac{d\theta_l}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} + \theta_l \frac{d\rho_l}{dC} \frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_l = -\nabla \cdot \mathbf{J}_v \quad (3.51)$$

où ψ est le potentiel capillaire et C (kg.kg^{-1}) est la fraction massique de soluté dans la solution.

De même, le modèle de transfert des solutés est modifié par la variabilité de la densité de la phase liquide. La quantité de soluté présent en solution est $c = \rho_l C$. L'équation de convection-dispersion (équation 3.39) peut alors s'écrire :

$$\frac{\partial(\theta_l \rho_l C)}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{J}_l C) - \nabla \cdot [\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla(\rho_l C)] = -\frac{\partial(\theta_{sel} \rho_{sel})}{\partial t} \quad (3.52)$$

La dépendance de la densité de la solution ρ_l à la fraction massique de soluté C peut être exprimée selon Diersch et Kolditz (2002) :

$$\rho_l = \rho_w \exp(\gamma_c C) \quad (3.53)$$

ou Voss et Souza (1987) :

$$\rho_l = \rho_w + \gamma_c C \quad (3.54)$$

ρ_w est la densité de l'eau pure. Le paramètre γ_c est à déterminer en fonction des solutés considérés.

3.5 Changement de phase en milieu poreux

3.5.1 L'évaporation

Le flux d'évaporation de l'eau du sol vers l'atmosphère est étudié de longue date à l'échelle mégascopique (parcelle, bassin versant) dans le cadre des quantifications des flux hydrologiques globaux. L'évaporation est alors souvent intégrée dans l'évapotranspiration, qui prend aussi en compte les effets de la végétation. L'intérêt porté à l'évaporation à cette échelle est alors en lien avec les transferts d'énergie entre le sol et l'atmosphère.

Le processus d'évaporation est aussi étudié à l'échelle microscopique, c'est-à-dire à l'échelle des pores. Une synthèse des avancées sur la modélisation par réseau de pores a été proposée par Prat (2002). Le milieu poreux est représenté par un réseau de pores reliés entre eux par des liens cylindriques de diamètres variables. L'évaporation est contrôlée par la diffusion de la vapeur depuis l'interface liquide-vapeur, où les deux phases sont à l'équilibre thermodynamique, vers le pore, où la pression de vapeur est plus faible (voir figure 3.4).

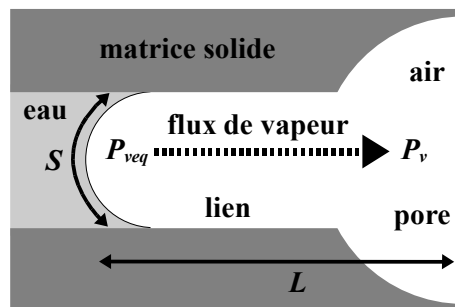


FIG. 3.4 – Évaporation et diffusion de la vapeur à l'échelle du pore

Le taux d'évaporation à l'échelle du pore (w_{LG}) peut être exprimée selon Prat (2002) :

$$w_{LG} = \frac{S P_g M_w}{L RT} D_{v0} \ln \left(\frac{P_g - P_v}{P_g - P_{veq}} \right) \quad (3.55)$$

où S est la surface du ménisque et L est la distance entre le ménisque et le pore. D_{v0} est le coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur dans l'air. M_w est la masse molaire de l'eau, R la constante des gaz parfaits et T la température. P_g est la pression de la phase gazeuse. P_v est

la pression partielle de vapeur dans le pore et P_{veq} la pression de vapeur à l'équilibre avec l'eau liquide. L'équilibre thermodynamique entre le liquide et sa vapeur est donné par la relation de Kelvin qui lie P_{veq} au potentiel capillaire ψ (voir équation 3.16).

Enfin, l'évaporation de l'eau à l'intérieur du milieu poreux à l'échelle macroscopique est l'objet d'études de terrain et de modélisations numériques depuis une dizaine d'années. Les effets thermiques dus à la chaleur latente de vaporisation (intervenant dans l'évaporation) peuvent *a priori* être pris en compte à l'échelle macroscopique par un terme source (équation 3.33). Cependant, les auteurs ne s'attardent pas sur l'origine microscopique de ce terme. Ils l'identifient généralement à un terme de transport macroscopique par la vapeur en considérant que l'équilibre thermodynamique est toujours vérifié à l'échelle de l'EVR (équation 3.35). Les études recensées ont utilisé des modèles de type « Philip et De Vries ». La vapeur et l'eau liquide sont considérés à l'équilibre thermodynamique dans le milieu continu. Boulet *et al.* (1997) ont rapporté l'existence d'une couche de sol relativement sèche, de la surface à 25 cm de profondeur, dans des conditions atmosphériques arides. Les flux d'humidité dans cette couche superficielle se font sous forme vapeur tandis qu'ils se font sous forme liquide plus profondément. Ces résultats ont été obtenus par des simulations avec le modèle SiSPAT, validées par des mesures de terrain. De même, Yamanaka *et al.* (1998) ont montré l'existence d'une zone d'évaporation à la base de la couche de sol sèche. L'épaisseur de la zone d'évaporation dépend de la texture du sol considéré. Les rôles relatifs des flux de vapeur et liquides sur le transport de l'humidité depuis les couches profondes vers la surface ont été étudiés par Saravanapavan et Salvucci (2000). Ils ont montré que la diffusion de la vapeur domine le transport total de l'humidité proche de la surface. En revanche, les flux liquides profonds contrôlent l'évaporation à l'échelle journalière, sauf dans le cas de sols très secs.

3.5.2 La cristallisation de sels

Lorsque l'eau du sous-sol est chargée en sel dissous et s'évapore vers l'atmosphère, les solutés se concentrent jusqu'à atteindre la saturation (Elrick *et al.* 1994). La cristallisation de sels provoque alors une salinisation des sols, fortement étudiée d'un point de vue agronomique (Condom 2000). La marque la plus visible de ce phénomène est la présence d'efflorescences à la surface du sol. Dans certaines circonstances, notamment dans des conditions atmosphériques arides, le sel peut cristalliser à l'intérieur du milieu poreux (Unger 1996). Les travaux de Camassel *et al.*

(2005) montrent que dans un milieu capillaire, les solutés sont transportés au travers de la zone non-saturée pour cristalliser à la surface. La démonstration s'appuie sur des expériences avec des tubes capillaires de section carrée permettant une montée capillaire dans les coins. Ce résultat, obtenu expérimentalement et modélisé avec succès est en accord avec les expériences à l'échelle macroscopique menées sur des colonnes de sol par Unger (1996).

Les échanges entre les phases dissoute et cristallisée se font par des mécanismes de dissolution et de cristallisation, selon les conditions. Ces réactions présentent une cinétique en général très rapide. Le processus de cristallisation a été étudié en détail. Par exemple, Al-Jibbouri et Ulrich (2002) étudient les processus de croissance des cristaux dans un milieu granulaire liquéfié. Ils montrent que la cristallisation est contrôlée par deux étapes : la diffusion du soluté vers l'interface liquide / cristal puis son intégration sur la surface solide. Ils font remarquer que la présence d'impuretés favorise le rôle de l'intégration par rapport à celui de la diffusion. Les études - similaires - de Sahin *et al.* (2003) montrent que les paramètres cinétiques contrôlant la diffusion et l'intégration sont sensible à la température et à la taille des particules du milieu granulaire fluidifié.

La cristallisation et la dissolution de sels à l'intérieur d'un milieu poreux peut être considérée à l'échelle macroscopique. L'approche la plus fréquente consiste alors à considérer les deux phénomènes comme une seule réaction réversible. Le modèle le plus courant revient à exprimer l'évolution temporelle de la masse de sel $\rho_{sel}\theta_{sel}$ en fonction de la sur-saturation (ou sous-saturation) du soluté (Shalev *et al.* 2006).

$$\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} = \frac{R_r A_r \theta_l}{\rho_l} (c - c_s)^r \quad (3.56)$$

où c et c_s (kg.m^{-3}) sont la concentration en soluté et la concentration à saturation, respectivement. R_r est le taux de réaction ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), A_r est la surface spécifique de cristallisation ($\text{m}^2.\text{m}^{-3}$). r est l'ordre de la réaction. Le modèle réactif de premier ordre ($r = 1$) est le plus fréquemment utilisé.

En toute rigueur, A_r doit dépendre de l'état hydrique du système. Ceci explique la multiplication du terme de réaction par θ_l . De plus, A_r ne doit pas être identique en cas de cristallisation et en cas de dissolution. En effet, le réaction de cristallisation se fait à la limite entre les trois phases - matrice solide, liquide et gaz - (Camassel *et al.* 2005), tandis que la dissolution se fait à

l'interface entre le sel solide et le liquide (Shalev *et al.* 2006). A_r est donc lié à la géométrie et à l'état hydrique ainsi qu'à la quantité de sel cristallisé en cas de dissolution.

4

Construction du modèle de transferts couplés

4.1	Réflexion préliminaire sur le choix du modèle hydrique	53
4.2	Relations d'équilibres locaux	55
4.2.1	Équilibre thermodynamique entre l'eau et la vapeur	56
4.2.2	Densité de vapeur saturante	56
4.2.3	Équilibre mécanique de l'eau dans les pores	57
4.3	Équations constitutives des transferts couplés	58
4.3.1	Transfert de l'humidité	58
4.3.2	Transfert de la chaleur	60
4.3.3	Transport des solutés et accumulation de sel solide	60
4.3.3.1	Équilibre entre le sel solide et les solutés	61
4.3.3.2	Transfert cinétique entre le sel solide et les solutés	62
4.4	Propriétés de transfert du matériau	63
4.4.1	Perméabilité	63
4.4.2	Diffusion de la vapeur	63
4.4.3	Capacité calorifique	64
4.4.4	Conductivité thermique	64
4.4.5	Diffusion-dispersion des solutés	64
4.5	Les conditions aux frontières	65
4.5.1	Transport de l'humidité	65
4.5.2	Transport de la chaleur	66
4.5.3	Transport des solutés et accumulation de sel solide	67

4.1 Réflexion préliminaire sur le choix du modèle hydrique

L'objectif de ces travaux de modélisation est de reproduire au mieux les transferts hydriques dans les conditions atmosphériques semi-arides du Khorezm (voir chapitre 5). On devine que les transferts d'humidité en phase vapeur jouent un rôle important dans ces conditions. Étant données ces contraintes que l'on se fixe *a priori*, la modélisation des flux de vapeur doit être traitée avec une attention particulière. Dans un premier temps, le modèle de type « double Darcy » a donc été étudié. La formulation de ce modèle est basée sur les travaux de Grifoll *et al.* (2005). Le bilan de masse de l'humidité peut s'écrire ainsi :

$$\frac{\partial(\theta_l \rho_l)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho_l \mathbf{u}_l) - f_{LG} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial(\theta_g \rho_v)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho_v \mathbf{u}_g) - \nabla \cdot [D_v^* \nabla \rho_v] + f_{LG} \quad (4.2)$$

où ρ_l et ρ_v (kg.m^{-3}) sont les densités des phases liquide et vapeur. θ_l et θ_g sont les fractions volumiques des phases liquide et gazeuse dans le milieu poreux homogène. \mathbf{u}_l et \mathbf{u}_g (m.s^{-1}) sont les vitesses macroscopiques du liquide et du gaz. D_v^* ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) est le coefficient de diffusion effective de la vapeur dans l'air. f_{LG} ($\text{kg.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$) est le taux d'évaporation dans le milieu.

L'écoulement de la phase liquide est déterminé par l'action des forces capillaires et de la gravité :

$$\mathbf{u}_l = -\frac{\kappa_l}{\mu_l} (\nabla P_l + \rho_l \mathbf{g}) \quad (4.3)$$

où κ_l (m^2) est la perméabilité du milieu poreux à l'eau liquide et μ_l ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) est la viscosité de la phase liquide. P_l est la pression du liquide. \mathbf{g} est l'accélération de la gravité.

Le terme convectif du transport de la vapeur nécessite l'évaluation de la vitesse de la phase gazeuse. Le gaz est considéré soumis aux seules forces de pression. La gravité est négligeable étant donné la faible densité du gaz. En n'oubliant pas le terme source représenté par l'évaporation, le bilan de masse du gaz peut s'écrire :

$$\frac{\partial(\theta_g \rho_g)}{\partial t} = -\nabla \cdot \left(\rho_g \frac{\kappa_g}{\mu_g} \nabla P_g \right) + f_{LG} \quad (4.4)$$

où ρ_g et P_g sont respectivement la densité et la pression de la phase gazeuse. κ_g est la perméabilité du milieu poreux au gaz et μ_g est la viscosité de la phase gazeuse.

Le taux d'évaporation f_{LG} doit être calculé spécifiquement. Pour ce faire, l'expression du

taux d'évaporation à l'échelle du pore (voir équation 3.55) proposé par Prat (2002) est adaptée à l'échelle macroscopique. La distance entre le ménisque et le pore et la surface du ménisque peuvent être respectivement remplacées par une longueur caractéristique du phénomène L_{LG} et la surface spécifique de la phase liquide dans le milieu poreux S_{LG} .

$$f_{LG} = \frac{S_{LG}}{L_{LG}} \frac{P_g M_w}{RT} D_{v0} \ln \left(\frac{P_g - P_v}{P_g - P_{veq}} \right) \quad (4.5)$$

où M_w est la masse molaire de l'eau. R est la constante de gaz parfaits et T est la température. D_{v0} ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) est le coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air. P_v est la pression partielle de vapeur dans le milieu poreux et P_{veq} la pression de vapeur à l'équilibre avec l'eau liquide. L'équilibre thermodynamique entre le liquide et sa vapeur est donné par la relation de Kelvin (équation 3.16).

Une série de simulations monodimensionnelles ont été réalisées avec ce modèle de transfert isotherme de l'humidité. Les résultats de ces simulations ne seront pas présentés dans ce mémoire. Le poids relatif des différents termes de transport ont été comparés dans des conditions hydro-thermiques « extrêmes », de façon à maximiser les transferts. Ces conditions concernent notamment l'atmosphère, avec l'humidité relative et la température fixées respectivement à 10 % et à 40 °C. À partir de ces simulations préliminaires, le nombre de Péclet macroscopique $\mathcal{P}e$ peut être évalué. Ce nombre permet de comparer la convection et la diffusion dans le transport de la vapeur.

$$\mathcal{P}e = \frac{u_g L}{D_{v0}} \quad (4.6)$$

où L est une longueur caractéristique de l'écoulement à l'échelle macroscopique, en l'occurrence choisie égale à 1 m. La vitesse macroscopique maximale du gaz est de l'ordre de $10^{-6} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ tandis que $D_{v0} = 2,42 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. La valeur de $\mathcal{P}e$ ($4 \cdot 10^{-2}$) permet de considérer le transport de la vapeur d'eau par convection négligeable devant celui par diffusion. Le bilan de masse de la phase gazeuse n'est donc pas nécessaire à la modélisation des phénomènes.

Par ailleurs, le taux d'évaporation calculé (équation 4.5) est très important : plusieurs tonnes par mètre cube et par seconde pour un déficit de vapeur ($P_{veq} - P_v$) de 1 Pa (avec $L_{LG} = 20 \mu\text{m}$ et $S_{LG} = 3,4 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-3}$). Lorsque la vapeur est transportée vers l'extérieur de l'élément de volume, le flux d'évaporation compense instantanément la perte et la densité de vapeur ne change pas. Cette observation confirme l'hypothèse proposée par Daïan (1989) : le flux d'évaporation est tellement important que le liquide et la vapeur peuvent être considérés à l'équilibre ther-

modynamique à l'échelle macroscopique. La théorie de la dynamique d'adsorption de la vapeur (De Boer 1953) montre dans quelle mesure le taux d'échange entre les phases est si important que l'équilibre à l'interface doit être atteint instantanément. Il en résulte qu'un temps significatif de mise à l'équilibre dans un milieu poreux ne peut être que le résultat de la diffusion de la vapeur au travers des pores confinés. La conséquence de l'équilibre thermodynamique des phases liquide et vapeur est que le terme d'accumulation de la vapeur devient négligeable devant les termes de diffusion et d'évaporation. Négliger la convection et l'accumulation de la vapeur permet de réécrire l'équation 4.2 :

$$f_{LG} = \nabla \cdot [D_v^* \nabla \rho_v] \quad (4.7)$$

ce qui peut être écrit simplement :

$$f_{LG} = \nabla \cdot \mathbf{J}_v \quad (4.8)$$

La correspondance entre le taux d'évaporation et la divergence du flux de vapeur permet de retrouver une écriture du transport de l'humidité de type « Philip et De Vries », dans laquelle l'origine et le sens du terme de droite sont explicitement liés à l'évaporation à l'intérieur du milieu poreux.

$$\frac{\partial(\theta_l \rho_l)}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_l = -\nabla \cdot \mathbf{J}_v \quad (4.9)$$

où \mathbf{J}_l et \mathbf{J}_v ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) sont les flux d'humidité sous forme respectivement liquide et vapeur.

4.2 Relations d'équilibres locaux

Les phases constituant le système sont localement considérées en équilibre. Notamment, l'eau et sa vapeur sont à l'équilibre thermodynamique. Cet équilibre lie de façon forte la densité de vapeur dans le gaz au potentiel capillaire et à la concentration en soluté. La température intervient aussi indirectement *via* l'évaluation de la densité de vapeur saturante. Un deuxième équilibre local concerne l'eau liquide dans les pores. Cet équilibre mécanique explicite le fait que l'eau remplit les pores selon leur taille (des plus petits au plus gros). Il en résulte une relation (univoque si l'hystérèse n'est pas prise en compte) entre la teneur en eau et le potentiel capillaire : la courbe de rétention.

Dans cette section, les formulations mathématiques retenues pour décrire ces phénomènes dans notre modèle sont présentées.

4.2.1 Équilibre thermodynamique entre l'eau et la vapeur

De Boer (1953) a montré que l'eau et sa vapeur dans un milieu poreux peuvent être considérées à l'équilibre thermodynamique. Cet équilibre dépend de la différence de pression entre les phases liquide et gazeuse (ψ) et de la concentration en soluté présent dans le liquide (C). Les deux effets sur l'humidité relative ϕ sont cumulatifs (Daïan et Madjoudj 2001) :

$$\phi = \frac{\rho_v}{\rho_{vs}} = \phi_\psi \times \phi_c \quad (4.10)$$

L'équilibre entre la vapeur et l'eau pure sous tension est exprimé par la relation de Kelvin (Nitao et Bear 1996) :

$$\phi_\psi = \exp\left(\frac{M_w \psi}{\rho_w RT}\right) \quad (4.11)$$

L'influence de la salinité peut être exprimée d'une manière similaire (Daïan et Madjoudj 2001) :

$$\phi_c = \exp\left(\frac{M_w \Phi(c)}{\rho_w RT}\right) \quad (4.12)$$

où $\Phi(c)$ est le potentiel osmotique de la solution. En ce qui concerne le chlorure de sodium, la relation entre l'humidité relative de l'air et la fraction massique de soluté est en première approximation linéaire et peut s'écrire (Daïan et Madjoudj 2001) :

$$\phi_c = 1 - (1 - \phi_{cs}) \frac{C}{C_s} \quad (4.13)$$

où ϕ_{cs} est l'humidité relative de l'air à l'équilibre thermodynamique avec une solution de chlorure de sodium saturée.

Les équations 4.11 et 4.13 sont injectées dans l'équation 4.10 pour exprimer l'humidité relative en fonction de ψ et de C :

$$\phi = \exp\left(\frac{M_w \psi}{\rho_w RT}\right) \left(1 - (1 - \phi_{cs}) \frac{C}{C_s}\right) \quad (4.14)$$

4.2.2 Densité de vapeur saturante

La densité de vapeur dans l'air est calculée à partir de l'humidité relative et de la densité de vapeur saturante : $\rho_v = \phi \rho_{vs}$. La densité de vapeur saturante dépend exclusivement de la

température de l'air. Ceci est exprimé par la relation de Clausius-Clapeyron :

$$\rho_{vs} = \frac{M_w}{RT} P_g \exp \left(\frac{L_v M_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right) \quad (4.15)$$

où L_v (J.kg^{-1}) est la chaleur latente de vaporisation de l'eau. $T_0 = 373\text{K}$ est la température d'ébullition de l'eau à la pression atmosphérique standard (1 bar).

4.2.3 Équilibre mécanique de l'eau dans les pores

L'équilibre mécanique local de l'eau dans les pores provient de la capillarité, dont la conséquence est de remplir les pores d'eau selon leur taille (voir paragraphe 3.2.2). Le lien entre le potentiel capillaire et la teneur en eau dans le milieu poreux est appelé courbe de rétention. La forme de la courbe dépend fortement de la structure du milieu poreux et notamment de la distribution de la taille des pores. Il existe plusieurs modèles mathématiques paramétriques décrivant la courbe de rétention. Le modèle retenu est celui de Van Genuchten (Van Genuchten 1980) car c'est celui qui permet de représenter correctement la frange capillaire tout en assurant une continuité de ψ autour de la saturation. La frange capillaire provient de la nécessité d'appliquer une succion assez forte pour permettre la désaturation.

$$Se = \frac{\theta_l - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (4.16)$$

$$Se = \begin{cases} \left(1 + \left| \alpha \frac{\psi}{\rho_w g} \right|^n \right)^{-m} & \text{si } \psi < 0 \\ 1 & \text{si } \psi \geq 0 \end{cases} \quad (4.17)$$

où Se est la saturation effective (sans dimension). θ_r et θ_s sont les teneurs en eau résiduelle et à saturation. α (m^{-1}), m et $n = 1/1 - m$ sont des paramètres à ajuster pour chaque matériau considéré (voir paragraphe 6.2.1). En toute rigueur, la présence de soluté dans la phase liquide modifie l'équilibre mécanique. En effet, la présence de soluté modifie l'angle de contact du liquide avec la matrice solide, ainsi que la tension superficielle de l'interface liquide - gaz (Sghaier *et al.* 2006). Ces effets sont ici négligés.

4.3 Équations constitutives des transferts couplés

Le modèle considère les transferts couplés de l'humidité sous formes liquide et vapeur, de la chaleur et des solutés, ainsi que la cristallisation et la dissolution du sel solide. Les variables indépendantes choisies sont le potentiel capillaire ψ (Pa), la température T (K), la fraction massique C (kg.kg^{-1}) de soluté dans le liquide et la fraction volumique de sel solide θ_{sel} ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) dans l'élément de volume.

4.3.1 Transfert de l'humidité

Le bilan de masse de l'humidité est décrit par l'équation 4.9. La densité de la phase liquide est considérée variable et ne dépend que de la quantité de soluté.

$$\rho_l = \rho_w \exp(\gamma_c C) \quad (4.18)$$

où ρ_w (kg.m^{-3}) est la densité de l'eau pure. La décomposition du terme d'accumulation en fonction de ψ et de C permet d'écrire :

$$\rho_l \frac{d\theta_l}{d\psi} \frac{\partial \psi}{\partial t} + \theta_l \frac{d\rho_l}{dC} \frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J}_l = -\nabla \cdot \mathbf{J}_v \quad (4.19)$$

L'eau liquide est mise en mouvement par l'action des forces capillaires et par la gravité. Le moteur osmotique est négligé. La vapeur est transportée exclusivement par diffusion, sous l'effet des gradients de température et de densité de vapeur. La convection du gaz et l'action de la gravité sont négligées. Les flux liquide \mathbf{J}_l et vapeur \mathbf{J}_v peuvent donc s'écrire :

$$\mathbf{J}_l = -\rho_l \frac{\kappa_l}{\mu_l} (\nabla \psi + \rho_l \mathbf{g}) \quad (4.20)$$

$$\mathbf{J}_v = -\rho_{vs} D_v^* (\nabla \phi + \alpha_{vs} \phi \nabla T) \quad (4.21)$$

où κ_l (m^2) est la perméabilité du milieu poreux au liquide en fonction de la saturation (voir paragraphe 4.4.1). La viscosité dynamique du liquide μ_l ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) est considérée constante. \mathbf{g} (m.s^{-2}) est l'accélération de la pesanteur. α_{vs} (K^{-1}) est le coefficient de variation de la relation de Clausius-Clapeyron :

$$\alpha_{vs} = \frac{1}{\rho_{vs}} \frac{d\rho_{vs}}{dT} \quad (4.22)$$

L'impact du non-équilibre thermique entre la vapeur et les autres phases sur le gradient de température à l'intérieur de la vapeur (Philip et De Vries 1957) n'est pas pris en compte faute de données expérimentales permettant de renseigner le coefficient d'accentuation.

L'objectif de ce modèle est d'étudier les transferts d'humidité de la nappe vers le sol et le mur. L'une de ses applications pourra aussi être d'anticiper l'impact de solutions remèdes permettant une meilleure conservation de la muraille. Dans cette perspective, le rôle d'une végétation située à proximité de la surface sera étudié. La végétation va imposer une extraction d'eau par ses racines. Ce phénomène peut apparaître comme un terme source dans le l'équation de bilan de l'humidité (équation 4.19). Le taux de prélèvement racinaire par les plantes f_{LP} ($\text{kg.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$) peut être modélisé selon Li *et al.* (2001). Le taux de prélèvement racinaire est lié au taux de transpiration réelle des plantes T_r ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) :

$$T_r = \int_z f_{LP} dz \quad (4.23)$$

où il est supposé qu'il n'y a aucun stockage de l'humidité par les plantes et que l'eau prélevée par les racines est instantanément transpirée au niveau des feuilles.

Le taux de prélèvement racinaire dépend de la transpiration potentielle T_p ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), de la distribution de densité de racines dans le sol $R(z)$ (m^{-1}) et de la restriction à l'extraction racinaire causée par l'humidité du sol $\beta(\psi) = \beta_1\beta_2$. Cette restriction est due au stress hydrique β_1 d'une part et aux mécanismes de compensation β_2 d'autre part. Braud *et al.* (2005) ont montré que β_2 pouvait être pris égal à 0,5. L'impact du stress hydrique est fonction du potentiel capillaire :

$$\begin{cases} \beta_1 = 0 & \text{si } \psi \geq \psi_1 \text{ ou } \psi \leq \psi_4 \\ \beta_1 = 1 & \text{si } \psi_2 \geq \psi \geq \psi_3 \end{cases} \quad (4.24)$$

et β_1 croît (décroît) linéairement entre ψ_1 et ψ_2 (entre ψ_3 et ψ_4 , respectivement), ce qui construit une courbe trapézoïdale (avec $\psi_1 \geq \psi_2 \geq \psi_3 \geq \psi_4$).

La distribution de densité de racines peut être exprimée par une fonction approchant la distribution trapézoïdale proposée par Braud *et al.* (1995) :

$$R(z) = -a^2 z \exp(az) \quad (4.25)$$

où a est un paramètre de forme de la distribution. Pour rappel, la profondeur z est négative. Il est à noter que $\int_z R(z) \mathbf{d}z = 1$.

Au final, le taux de prélèvement racinaire s'écrit :

$$f_{LP} = \beta_1 \beta_2 R(z) \times T_p \quad (4.26)$$

4.3.2 Transfert de la chaleur

Le modèle de transfert thermique est un modèle à une température. Toutes les phases constituant le système sont considérées à l'équilibre thermique local (Bear 1972). Les simulations préliminaires permettent d'évaluer le nombre de Péclet thermique. Avec des vitesses moyennes de la phase liquide n'excédant pas $4 \cdot 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$, le nombre de Péclet thermique est de l'ordre de 10^{-2} . Ceci permet de négliger le transport de l'énergie par advection. L'équation de conservation de l'énergie peut s'écrire d'après l'équation 3.33 :

$$(\rho C_p)^* \frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot [-\Lambda^* \nabla T - L_v \rho_{vs} D_v^* \nabla \phi] = 0 \quad (4.27)$$

où $(\rho C_p)^*$ ($\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$) est la capacité calorifique effective du milieu poreux non-saturé. Λ^* (W.m^{-1}) est la conductivité thermique apparente prenant en compte la conduction thermique pure dans les différentes phases et le transport de chaleur latente par diffusion de la vapeur due au gradient de température.

4.3.3 Transport des solutés et accumulation de sel solide

Il a été montré au paragraphe 4.1 que le taux d'évaporation est trop important pour permettre un déséquilibre thermodynamique entre l'eau et sa vapeur en milieu poreux dans les conditions de cette étude. De même, la réaction de cristallisation / dissolution, terme source de l'équation de bilan de masse des solutés, présente une cinétique très rapide qui pourrait permettre un équilibre similaire entre la phase dissoute et la phase cristallisée si elle existe. Le nombre de Damköhler Da compare le taux de la réaction avec le taux du transport convectif des solutés :

$$Da = \frac{R_r}{\mathbf{u}_l c_0} \quad (4.28)$$

où R_r est le taux de la réaction, égal à $10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ pour la cristallisation de la halite (cristal de chlorure de sodium). c_0 est une concentration massique en soluté représentative, choisie égale à la concentration à saturation (350 kg.m^{-3} pour le chlorure de sodium). Les simulations préliminaires donnent une vitesse moyenne du liquide maximale de $4 \cdot 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$. Le nombre de Damköhler est par conséquent de l'ordre de 100, ce qui confirme la validité de l'hypothèse de l'équilibre thermodynamique entre les solutés et le sel solide.

Un modèle de ce type est tout d'abord présenté. Les difficultés de résolution numérique rencontrées avec ce modèle nous ont amenés à utiliser un terme source de réaction entre les phases solide et dissoute. Ce modèle est présenté dans un deuxième temps.

4.3.3.1 Équilibre entre le sel solide et les solutés

La cinétique de la réaction peut être considérée comme tellement rapide que la phase dissoute et la phase cristallisée (si elle est présente) sont à l'équilibre. Par conséquent, il est possible d'appliquer le formalisme utilisé pour décrire l'équilibre liquide / vapeur. La conservation de la masse du sel (solide et dissout) peut s'écrire en réarrangeant les équations 3.50 et 3.52 :

$$\theta_l \rho_l \frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{J}_l \cdot \nabla C - C \nabla \cdot \mathbf{J}_v - \nabla \cdot [\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla (\rho_l C)] = -\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} \quad (4.29)$$

où \mathbf{D}_c^* ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) est le tenseur de diffusion-dispersion des solutés dans le liquide. ρ_{sel} est la densité du sel solide.

En ce qui concerne le sel solide, deux situations peuvent être rencontrées.

- *La concentration en soluté est inférieure à la saturation.* La condition d'équilibre impose alors l'absence de sel solide et son évolution temporelle nulle. Dans ce cas, le système d'équations régissant le sel dissout et solide dans le système est :

$$\theta_l \rho_l \frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{J}_l \cdot \nabla C - C \nabla \cdot \mathbf{J}_v - \nabla \cdot [\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla (\rho_l C)] = 0 \quad (4.30)$$

$$\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} = 0 \quad (4.31)$$

- *Le sel solide est présent dans le système.* La condition d'équilibre impose dans ce cas que la concentration en soluté soit égale à la concentration à saturation et que son évolution temporelle soit nulle. Dans ce cas, le système d'équations régissant le sel dissout et solide

dans le système est :

$$\theta_l \rho_l \frac{\partial C}{\partial t} = 0 \quad (4.32)$$

$$\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} = C \nabla \cdot \mathbf{J}_v - \mathbf{J}_l \cdot \nabla C + \nabla \cdot [\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla (\rho_l C)] \quad (4.33)$$

Alors que leur conséquences s'opposent, les effets des trois termes du membre de droite de l'équation concernant le sel cristallisé sont simultanés. Le premier terme (positif dans des conditions hydriques de type « évaporation ») correspond à la cristallisation de sel grâce à l'évaporation. Le deuxième terme (négatif) représente la dissolution par l'apport d'eau non-saturée. Le troisième terme (négatif) correspond à la dissolution par la migration de soluté par diffusion.

Les deux situations décrites ci-dessus peuvent être réunies en un système d'équations commun et décrivant la conservation de la masse du sel solide et du soluté :

$$\theta_l \rho_l \frac{\partial C}{\partial t} + \mathbf{J}_l \cdot \nabla C - C \nabla \cdot \mathbf{J}_v - \nabla \cdot [\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla (\rho_l C)] = -\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} \quad (4.34)$$

$$\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} = \begin{cases} C \nabla \cdot \mathbf{J}_v & \text{si } C \geq C_s \\ -\mathbf{J}_l \cdot \nabla C + \nabla \cdot [\theta_l \mathbf{D}_c^* \cdot \nabla (\rho_l C)] & \text{si } \theta_{sel} \geq 0 \end{cases} \quad (4.35)$$

L'écriture du jeu d'équations de cette manière, en considérant l'équilibre entre les phases, est très satisfaisante intellectuellement. Malheureusement, la gestion des conditions pose de gros problèmes numériques. La concentration oscille autour de la saturation. Il y a alternativement cristallisation et dissolution, sans que le solveur numérique puisse converger vers l'équilibre.

4.3.3.2 Transfert cinétique entre le sel solide et les solutés

Compte tenu des difficultés numériques, la solution retenue pour modéliser le transfert de masse entre les phases solide et dissoute est donc un terme de réaction d'ordre un. Le taux de réaction retenu étant très élevé, cette situation s'apparente à un quasi équilibre entre les phases. La résolution numérique du système d'équations présenté ci-après ne pose pas de problème particulier. La conservation de la masse de soluté est donnée au paragraphe précédent

(équation 4.29). La conservation de sel solide est obtenue à partir de l'équation 3.56

$$\rho_{sel} \frac{\partial \theta_{sel}}{\partial t} = \begin{cases} R_r A_r (C - C_s) & \text{si } C \geq C_s \text{ ou si } \theta_{sel} \geq 0 \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (4.36)$$

où R_r ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) est le taux de la réaction et A_r ($\text{m}^2.\text{m}^{-3}$) est la surface spécifique de cristallisation, considérée constante et indépendante de l'état hydrique du système et du sens de la réaction de cristallisation / dissolution.

4.4 Propriétés de transfert du matériau

4.4.1 Perméabilité

La perméabilité du matériau au liquide κ_l est fonction de la saturation du milieu poreux. Il existe de nombreux modèles permettant de formuler mathématiquement la relation $\kappa_l(\psi)$. Le modèle de Van Genuchten - Mualem (Mualem 1976, Van Genuchten 1980) est retenu pour ces travaux car il s'appuie sur le modèle de courbe de rétention de Van Genuchten (1980).

$$\kappa_l = \begin{cases} \kappa_i S e^L \left(1 - (1 - S e^{1/m})^m\right)^2 & \text{si } \psi < 0 \\ \kappa_i & \text{si } \psi \geq 0 \end{cases} \quad (4.37)$$

où κ_i est la perméabilité intrinsèque du milieu poreux. Le paramètre L est généralement fixé à 1/2 (Van Genuchten 1980) pour décrire les écoulements dans les sols.

4.4.2 Diffusion de la vapeur

Le coefficient de diffusion effective de la vapeur dans l'air D_v^* dépend de la fraction volumique du gaz θ_g dans le milieu poreux. Les effets de la tortuosité et de dispersion sont négligés.

$$D_v^* = \theta_g D_{v0} \quad (4.38)$$

4.4.3 Capacité calorifique

La capacité calorifique effective $(\rho C_p)^*$ du milieu poreux non-saturé est la moyenne pondérée des chaleurs spécifiques de chaque phase :

$$(\rho C_p)^* = \theta_l \rho_l C_{p,l} + \theta_g \rho_g C_{p,g} + (1 - \theta_s) \rho_m C_{p,m} \quad (4.39)$$

où $C_{p,l}$, $C_{p,g}$ et $C_{p,m}$ sont les chaleurs spécifiques des phases liquide, gazeuse et solide, respectivement.

4.4.4 Conductivité thermique

Le coefficient de conductivité thermique apparente Λ^* intègre le transport de chaleur par conduction pure et le transport de chaleur latente par la vapeur d'eau soumise à un gradient de température.

$$\Lambda^* = \Lambda + L_v \rho_{vs} D_v^* \alpha_{vs} \phi \quad (4.40)$$

Le coefficient de conductivité thermique effective Λ néglige les effets de la dispersion thermique et de la tortuosité. En première approximation, Λ est évaluée comme la moyenne pondérée des conductivités thermiques des différentes phases :

$$\Lambda = \theta_l \lambda_l + \theta_g \lambda_g + (1 - \theta_s) \lambda_m \quad (4.41)$$

où λ_l , λ_g et λ_m sont les conductivités thermiques des phases liquide, gazeuse et solide, respectivement.

4.4.5 Diffusion-dispersion des solutés

Les influences respectives de la diffusion et de la dispersion sont analysées avec le nombre de Péclet microscopique :

$$Pe = \frac{u_{p,l} d_{pore}}{D_{c0}} \quad (4.42)$$

où d_{pore} est une longueur caractéristique de l'écoulement à l'échelle microscopique, en l'occurrence le diamètre de pore moyen, de l'ordre de 10^{-5} m (voir paragraphe 6.1.5). D'après les simulations préliminaires, la vitesse moyenne de pore du liquide $u_{p,l}$ est au maximum de l'ordre de 10^{-7} m.s⁻¹.

Le coefficient de diffusion moléculaire D_{c0} du chlorure de sodium dans l'eau est de $10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Le nombre de Péclet microscopique associé au transport de soluté est de l'ordre de 10^{-3} . La dispersion hydrodynamique est donc négligeable devant la diffusion (De Marsily 1981).

Le coefficient de diffusion effectif des solutés dans le milieu poreux homogène peut s'écrire d'après les équations 3.44 et 3.45 :

$$D_{c,dif} = Se \theta_s^{1/3} D_{c0} \quad (4.43)$$

4.5 Les conditions aux frontières

Que ce soit en une dimension ou en deux dimensions, le système a des frontières avec l'atmosphère d'une part et avec la nappe d'autre part. Les conditions à ces frontières sont présentées par la suite pour chaque équation constitutive. En deux dimensions, les limites latérales ont des conditions de type *Neumann* de flux nuls, quel que soit le transfert considéré. Les flux nuls résultent soit d'une symétrie, soit de la troncature d'un système semi-infini. Les indices f , atm et $nappe$ font respectivement référence à la frontière, à l'atmosphère et à la nappe.

4.5.1 Transport de l'humidité

En ce qui concerne le transport de l'humidité, la condition à la limite atmosphérique est de type *mixte*. Le flux surfacique de masse \mathbf{J}_a est imposé par l'échange convectif de vapeur entre l'atmosphère et la frontière. Cet échange dépend de la différence de densité de vapeur de l'air atmosphérique et de l'air confiné dans le milieu poreux ainsi que des conditions de convection dans la couche limite atmosphérique.

$$\mathbf{n} \mathbf{J}_a = h_m (\rho_{vs}(T_f) \phi_f - \rho_{vs}(T_{atm}) \phi_{atm}) \quad (4.44)$$

où h_m ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) est le coefficient d'échange convectif de vapeur. \mathbf{n} est le vecteur unitaire normal à la interface.

Au niveau de la limite inférieure, la condition est de type *Dirichlet*. Le potentiel capillaire est directement imposé par la hauteur de la nappe.

$$\psi_f = \rho_l g (z_{nappe} - z_0) \quad (4.45)$$

où z_0 est la cote de la limite inférieure du système et z_{nappe} est la profondeur de la nappe, avec $z_0 \leq z_{nappe}$.

4.5.2 Transport de la chaleur

En ce qui concerne le transport de la chaleur, la condition à la limite atmosphérique est de type *mixte*. Le flux surfacique de chaleur \mathbf{q}_a est imposé par :

- l'échange convectif de chaleur entre l'atmosphère et la frontière,
- le flux radiatif en provenance et en direction de l'atmosphère,
- l'évaporation à la surface.

$$\mathbf{n} \cdot \mathbf{q}_a = h_q (T_f - T_{atm}) - \mathbf{n} \cdot \mathbf{q}_{ra} - \mathbf{n} L_v \mathbf{J}_l|_f \quad (4.46)$$

où h_q ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$) est le coefficient d'échange convectif de vapeur. Les phénomènes associés aux transferts thermiques dans la couche limite atmosphérique sont similaires aux phénomènes de diffusion de vapeur dans cette même couche. Le rapport des coefficients d'échanges h_q et h_m peut donc être considéré égal au rapport de la conductivité thermique de l'air au coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur dans l'air :

$$\frac{h_q}{h_m} = \frac{\lambda_g}{D_{v0}} \quad (4.47)$$

Le flux radiatif \mathbf{q}_{ra} ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) comporte un terme de rayonnement incident et un terme de rayonnement infra-rouge de la surface et de l'atmosphère.

$$\mathbf{q}_{ra} = \epsilon (\mathbf{G} \downarrow - \sigma T_f^4 + \sigma T_{atm}^4) \quad (4.48)$$

où ϵ est l'émissivité de la surface (sans dimension). $\mathbf{G} \downarrow$ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) est le rayonnement incident dans le visible et le proche infrarouge. σ ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$) est la constante de Stefan-Boltzmann.

Enfin, l'évaporation de l'eau liquide à l'interface système-atmosphère est un phénomène endothermique. Le flux de chaleur généré par cette évaporation dépend du flux de liquide arrivant à

la surface $\mathbf{J}_l|_f$, dont l'expression est :

$$\mathbf{J}_l|_f = -\rho_l \frac{\kappa_l}{\mu_l} \nabla \psi|_f \quad (4.49)$$

Au niveau du bas du domaine, la condition est de type *Dirichlet*. La température est imposée par la température de la nappe :

$$T_f = T_{nappe} \quad (4.50)$$

4.5.3 Transport des solutés et accumulation de sel solide

En ce qui le transport des solutés, la condition à la limite atmosphérique est une condition de flux couplé au flux d'eau liquide. Le flux surfacique de solutés \mathbf{J}_c est imposé par l'écoulement liquide à la surface $\mathbf{J}_l|_f$ et la fraction massique en solutés à la frontière $C|_f$:

$$\mathbf{J}_c = \mathbf{J}_l|_f C|_f \quad (4.51)$$

Il faut bien noter que cette condition à la limite atmosphérique combinée avec la condition d'évaporation de l'eau liquide arrivant à l'interface sol-atmosphère implique de considérer le devenir des solutés « dans l'atmosphère ». En effet, si l'eau s'évapore à la surface, les solutés qu'elle contient vont logiquement atteindre la saturation puis cristalliser. Ceci devrait conduire à l'apparition d'efflorescences de sels cristallisés sur la surface. Dans ce modèle, nous faisons l'hypothèse que ces efflorescences ne modifient pas le comportement de l'interface et n'ont aucune conséquence sur les échanges entre le matériau et l'atmosphère.

Au niveau de la nappe, la condition est de type *Dirichlet*. La fraction massique en soluté est imposée par la fraction massique en soluté de la nappe :

$$C_f = C_{nappe} \quad (4.52)$$

Pour le sel solide, il n'y a pas de terme de transport donc il n'y a pas de condition aux limites. Le fait que l'extrémité inférieure du système soit la nappe diluée impose *de facto* la nullité à θ_{sel} .

Troisième partie

Caractérisations expérimentales

5

Instrumentation du site

5.1	Le dispositif expérimental	70
5.2	Le système d'acquisition	71
5.3	Mesure des paramètres météorologiques	73
5.3.1	La station météorologique	73
5.3.1.1	Les précipitations	74
5.3.1.2	Le vent	75
5.3.1.3	La température	76
5.3.1.4	La pression	77
5.3.1.5	L'humidité relative	77
5.3.2	Le rayonnement solaire incident	79
5.4	Instrumentation de la nappe	80
5.4.1	Le niveau de la nappe	80
5.4.2	La conductivité électrique et la température de l'eau de la nappe	81
5.5	Instrumentation du mur et du sol	84
5.5.1	Profils de température dans le mur	84
5.5.2	L'humidité du sol et du mur	88
5.6	Conclusion	96

5.1 Le dispositif expérimental

L'enjeu du dispositif expérimental est d'assurer un suivi hydro-climatique du site d'étude. Les informations acquises peuvent par la suite être utilisées de diverses manières. Les mesures de certaines grandeurs physiques peuvent être analysées directement et donner des informations sur le comportement du système. L'information contenue dans un jeu de données peut tout simplement être considérée tel quel pour servir de conditions aux limites du système. Ce sera par exemple le cas de la hauteur et de la température de la nappe ou de l'humidité relative de l'air. Les données brutes peuvent aussi servir à valider un résultat de simulation par comparaison. L'information peut aussi être traitée de façon à en extraire certaines caractéristiques physiques du système, comme par exemple l'évaluation de la conductivité thermique de la matrice solide à partir des profils de température dans le mur.

La modélisation des transferts d'eau dans le système sol-mur nécessite avant tout des informations aux limites du système. Le dispositif expérimental se concentre donc particulièrement sur les interfaces supérieure et inférieure que sont l'atmosphère et la nappe. Le suivi de l'atmosphère est assuré par une station météorologique mesurant la pression, la température et l'humidité relative de l'air ainsi que la pluie, la vitesse et la direction du vent et le rayonnement solaire incident. Les informations concernant la nappe sont sa hauteur, sa température et sa conductivité électrique. Enfin, l'état hydro-thermique du système sol-mur est mesuré ponctuellement grâce à des profils de température et de teneur en eau.

L'ensemble des données mesurées par les différents instruments sont enregistrées et pré-traitées si nécessaire par un système informatique : la centrale d'acquisition. Les données sont stockées par la centrale et récupérées manuellement.

Tous les capteurs constituant le dispositif expérimental sont regroupés dans une zone d'une vingtaine de mètres carrés (voir figure 5.1) et alignés selon une coupe transversale de la muraille (voir figure 5.2).

Le dispositif expérimental a été installé au cours de la mission de novembre 2006. Tout le matériel et la mission ont été financés par le bureau de Tashkent de l'UNESCO. L'enregistrement des données hydro-climatiques se fait en continu depuis le 16 novembre 2006. Par la suite, deux problèmes ont été détectés. L'un concernait la mesure du cumul de pluie (voir paragraphe 5.3.1.1) et l'autre la mesure de l'humidité du milieu poreux (voir paragraphe 5.5.2). Une intervention sur

le dispositif expérimental a donc provoqué l'arrêt des enregistrements pendant 8 jours début juillet 2007 (du 29 juin au 6 juillet).



FIG. 5.1 – Photo du site installé. Au premier plan : le piézomètre. Devant le mur : le boîtier contenant le système d'acquisition. Dans le mur à différentes hauteurs : les capteurs de température et d'humidité. Au sommet du mur : la station météorologique.

5.2 Le système d'acquisition

Le système d'acquisition est constitué d'une centrale d'acquisition, d'un multiplexeur permettant d'augmenter la quantité de capteurs et d'un système d'alimentation (voir figure 5.3). La centrale d'acquisition est une CR1000 de Campbell Scientific¹. Elle permet l'enregistrement et le stockage de données ainsi que le contrôle des capteurs. La CR1000 dispose de seize voies analogiques simples, de huit voies digitales et de trois voies d'excitation en tension. La centrale d'acquisition est programmable en CRBasic. Le stockage des données se fait sur une carte CompactFlash®. La récupération des données est manuelle. Les seize voies analogiques ne sont pas suffisantes pour connecter tous les capteurs (trente-et-un dont seize capteurs de température et

¹www.campbellsci.com/cr1000

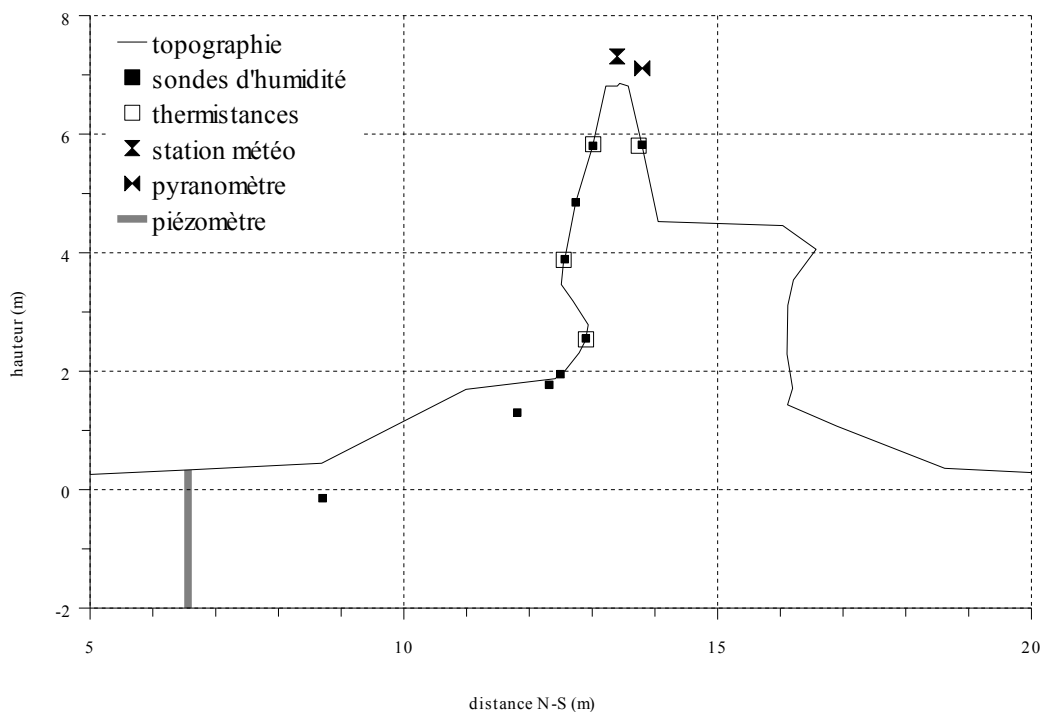
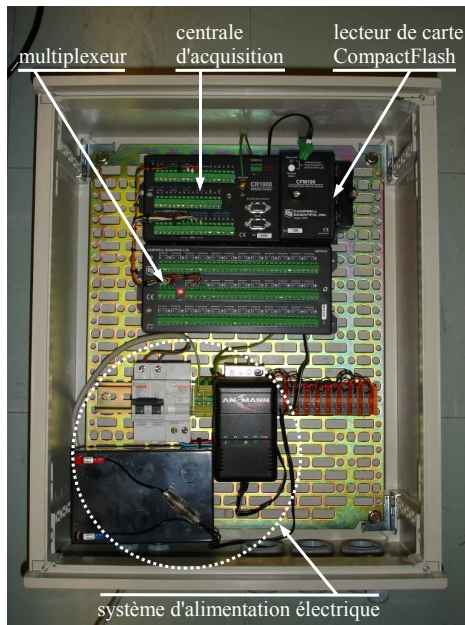


FIG. 5.2 – Profil de la muraille et emplacement des capteurs.

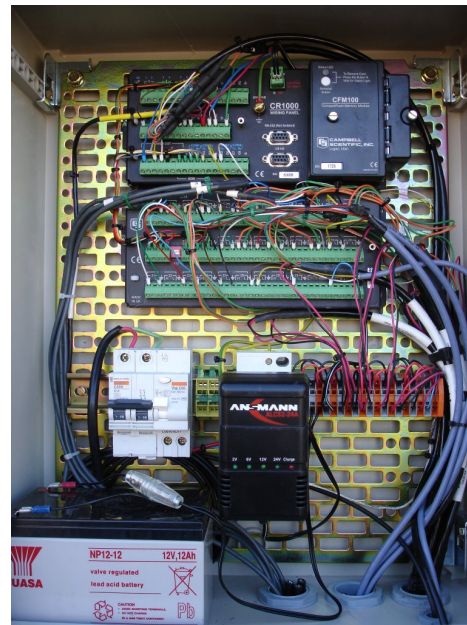
neuf capteurs d'humidité). L'utilisation d'un multiplexeur (Mux 16/32 de Campbell Scientific²) est donc indispensable. Le signal des capteurs de température et d'humidité est donc mesuré par une seule voie, démultipliée par le multiplexeur, sur lequel sont connectés les capteurs et permettant de basculer d'une "sous-voie" à une autre sur commande de la centrale. Les voies digitales permettent l'excitation des capteurs d'humidité ainsi que la communication avec la station météorologique selon le protocole SDI-12. Les voies d'excitation en tension sont utilisées pour l'excitation des capteurs de température et du conductivimètre. L'alimentation électrique de tout le dispositif expérimental est assurée par le secteur. Une batterie 12 V de secours est installée en série, de façon à protéger le dispositif d'une coupure de courant. L'autonomie du dispositif expérimental en cas de coupure de courant est d'une semaine environ.

L'acquisition se fait toutes les cinq minutes pour toutes les données. Les données sont moyennées sur un quart d'heure et stockées. Nous disposons donc d'un suivi à haute fréquence qui permet de très bien restituer les variations journalières potentielles.

²www.campbellsci.com/am16-32a



(a) Photo du système d'acquisition dans son boîtier.



(b) Photo du système d'acquisition installé, avec tous les instruments de mesures connectés.

FIG. 5.3 – Photos du système d'acquisition préparé au laboratoire (a) et installé sur le site d'étude (b).

5.3 Mesure des paramètres météorologiques

5.3.1 La station météorologique

La station météorologique est un appareil multi-instruments compact et léger. Les paramètres météorologiques mesurés sont :

- les précipitations,
- la vitesse et la direction du vent,
- la température de l'air,
- la pression atmosphérique et
- l'humidité relative de l'air.

L'appareil choisi pour effectuer les mesures de ces paramètres est le WTX510 (voir figure 5.4) fabriqué par Vaisala³. Le choix s'est porté sur ce produit essentiellement en raison de l'absence de pièces mécaniques mobiles, ce qui le rend plus robuste. La station météorologique n'est pas un simple capteur électronique mais un transmetteur possédant une électronique spécifique et fournissant les données traitées. La calibration de chaque capteur est faite au préalable par le

³www.vaisala.com/businessareas/instruments/products/weather-multi-sensor

constructeur. Les valeurs des grandeurs physiques évaluées sont transmises à la centrale d'acquisition par le protocole SDI-12.

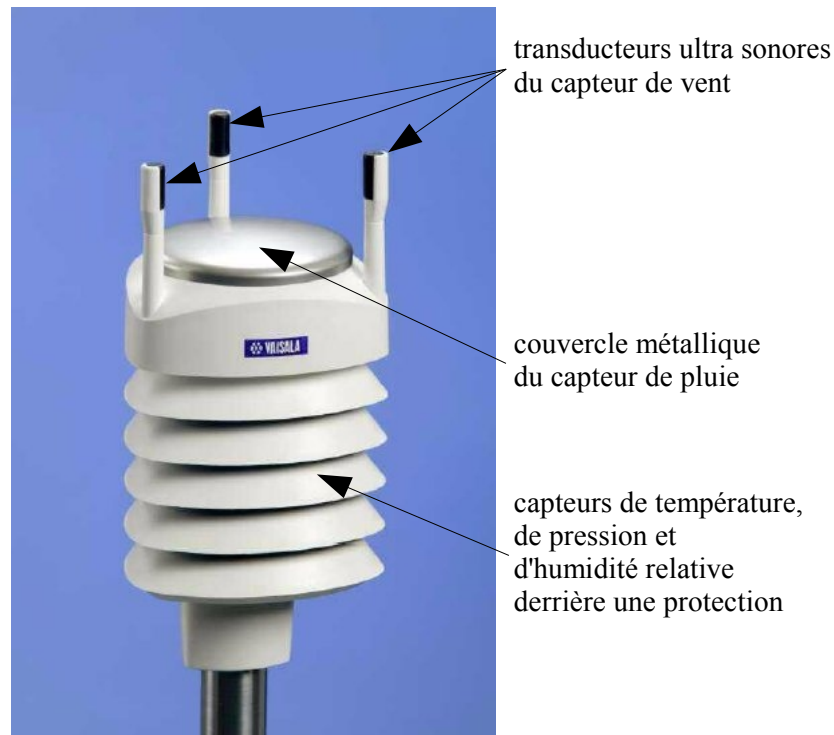


FIG. 5.4 – Photo de la station météorologique : Vaisala WXT510. (image Vaisala)

La station météorologique est installée au sommet du mur, à 7,3 mètres du sol. Nous avons placé sur les créneaux du mur un support en bois sur lequel est fixé un mât métallique vertical de 0,5 mètre. Le WXT510 est lui-même au sommet de ce mât (voir figure 5.5). L'intérêt d'une telle localisation est technique : l'installation au sommet du mur est facile et peu coûteuse. Cela présente un inconvénient scientifique puisque le vent est probablement perturbé par la proximité de la muraille. La mesure du vent n'est toutefois pas une donnée critique dans notre problème.

5.3.1.1 Les précipitations

Le WXT510 utilise la technologie Vaisala RAINCAP® pour la mesure de la pluie. Le capteur de pluie est constitué d'un couvercle métallique de 60 cm² et d'un capteur piézoélectrique monté sur la surface inférieure du couvercle. Le capteur détecte l'impact de chaque goutte de pluie. Les signaux issus des impacts sont proportionnels au volume des gouttes. Le signal de chaque goutte peut être directement converti en terme de précipitation cumulée. Une technique de filtre du bruit est utilisée pour filtrer les signaux issus des autres sources. La plage de mesure va de



FIG. 5.5 – Photo du mât météorologique : la station météorologique au sommet du mât et le pyranomètre au bout de la barre horizontale.

0 à 200 mm.h^{-1} , avec une précision inférieure à 5%, sans tenir compte de l'effet du vent ni de la variabilité spatiale. L'échantillonnage de l'appareil est la moyenne sur une minute de mesures effectuées pendant 10 secondes. Il est à noter que les précipitations sous forme de grêle sont aussi mesurées.

La station météorologique présentait un défaut concernant le capteur de pluie. Le cumul de pluie enregistré par notre station était environ trois fois moindre que celui mesuré à l'aéroport d'Urgench (distant de 30 kilomètres). Cette différence ne pouvant être expliquée par le seul éloignement des deux points de mesure, nous avons procédé au remplacement de la station météorologique au début du mois de juillet 2007.

Les cumuls mesurés depuis sont en accord avec les données météorologiques classiques de la région : les précipitations sont de l'ordre de la centaine de millimètres par an. Un jeu de données sur un an est donc à notre disposition.

5.3.1.2 Le vent

La mesure de la vitesse et de la direction du vent se fait par la technologie Vaisala WINDCAP®. Le capteur est composé de trois transducteurs ultra sonores équidistants dans le plan horizontal. Le principe consiste à mesurer le temps de parcours des ondes ultra sonores entre deux transducteurs donnés. Les temps de parcours aller (t_a) et retour (t_r) permettent de calculer la vitesse du

vent (V) selon l'axe formé par les deux transducteurs considérés (voir équation 5.1). Les vitesses du vent calculées pour les trois paires de transducteurs permettent de calculer la direction et la vitesse du vent. En ce qui concerne la vitesse, la plage de mesure va de 0 à 60 m.s^{-1} avec une précision de 2 %. La précision de la mesure de la direction (de 0 à 360°) est de 2° .

$$V = 0,5 \times L \times \left(\frac{1}{t_a} - \frac{1}{t_r} \right) \quad (5.1)$$

où L est la distance entre les deux transducteurs.

La vitesse moyenne du vent est de $1,75 \text{ m.s}^{-1}$. Cette vitesse excède rarement 5 m.s^{-1} (moins de 1 % du temps), avec des pointes à 9 m.s^{-1} . La figure 5.6 représente le temps cumulé pendant lequel le vent a une provenance donnée. Les statistiques sont faites avec les données au quart d'heure sur la période du 6 juillet 2007 au le 23 mai 2008. Il apparait que le vent dominant vient du Nord-Nord-Est.

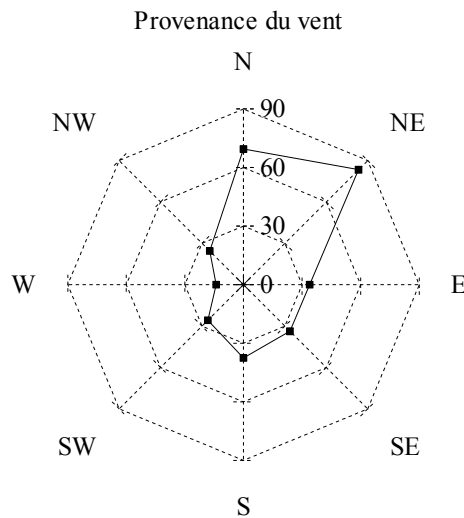


FIG. 5.6 – Direction de provenance du vent à Khiva du 6 juillet 2007 au 23 mai 2008. Les statistiques sont au quart d'heure et le temps cumulé est exprimé en nombre de jours.

5.3.1.3 La température

La température est mesurée par un capteur capacitif en céramique (technologie Vaisala THERMOCAP®). Les changements de température modifient la capacité électrique de la céramique. La mesure de la capacité électrique du capteur permet de calculer la température

précisément. La plage de mesure va de -52 à $+60$ °C, avec une précision de $0,3$ °C

La température de l'air mesurée (figure 5.7) présente des variations saisonnières importantes, avec des minima autour de -15 °C en hiver et des maxima allant jusqu'à 40 °C l'été. Lorsque la météo est ensoleillée (voir paragraphe 5.3.2), l'amplitude thermique journalière est de 10 à 20 °C. À l'échelle d'une journée, le minimum de température est atteint vers 8h et le maximum vers 16h.

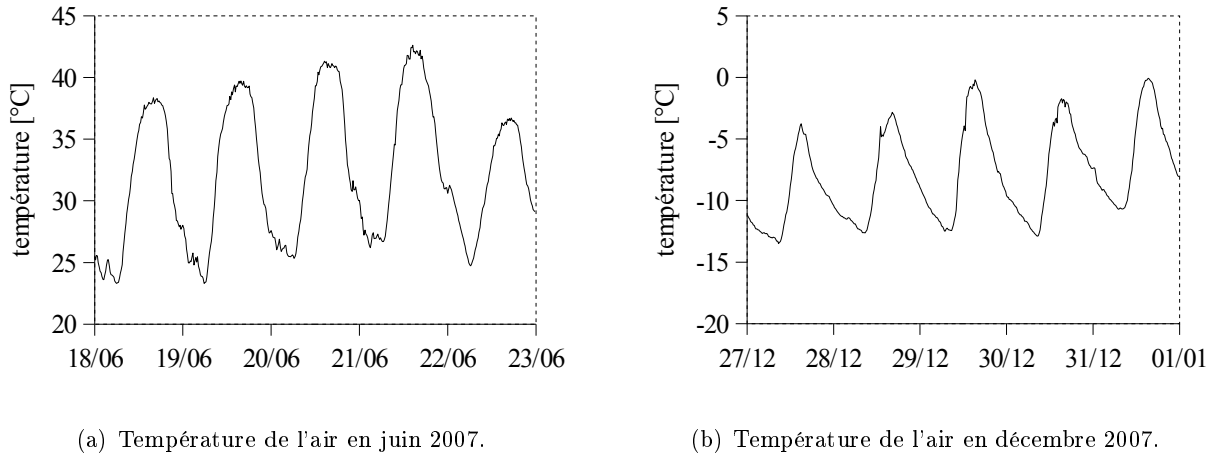


FIG. 5.7 – Température de l'air en juin (a) et décembre (b) 2007.

5.3.1.4 La pression

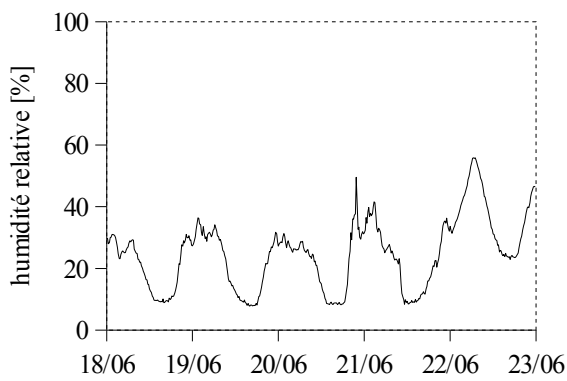
La pression est mesurée par un capteur capacitif en silicium (technologie Vaisala BAROCAP®). La membrane en silicium se déforme avec les changements de pression atmosphérique. Cette modification entraîne une variation de la capacité électrique du capteur. La mesure de la capacité est ensuite convertie en pression. La plage de mesure s'étend de 600 à 1100 hPa, avec une précision de $0,5$ hPa. La pression atmosphérique est considérée constante dans notre modèle de transferts (chapitre 4). Cette donnée n'est donc pas présentée ici.

5.3.1.5 L'humidité relative

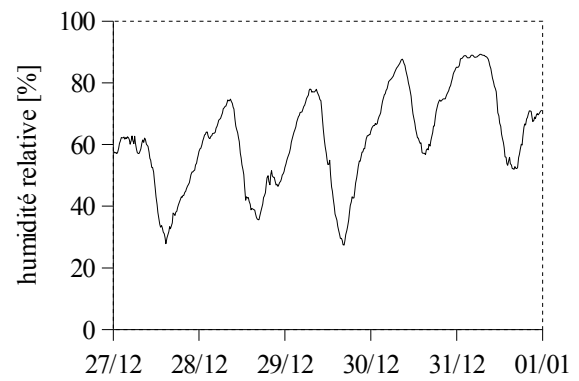
L'humidité relative de l'air est mesurée par un capteur capacitif formé d'un film de polymère fin (technologie Vaisala HUMICAP®). Le film de polymère absorbe ou désorbe de l'eau lorsque l'humidité de l'air augmente ou diminue. Les changements de teneur en eau du film de polymère modifient ses propriétés diélectriques et donc la capacité électrique du capteur. La capacité du capteur est mesurée et convertie en humidité relative. L'effet de la température est corrigée grâce

aux mesures de température faites en parallèle. La précision de la mesure est de 3 % d'humidité relative.

L'humidité relative de l'air mesurée à Khiva présente des variations importantes à l'échelle journalière ainsi qu'à l'échelle saisonnière. La figure 5.8 représente l'évolution de l'humidité relative de l'air pendant les mêmes périodes que la figure 5.7, périodes représentatives des saisons estivales et hivernales. L'été est globalement plus sec et présente des variations journalières relativement faible (de l'ordre de 20 %) tandis que l'hiver est humide avec des variations journalières très importantes (jusqu'à 60 %).



(a) Humidité relative de l'air en juin 2007.



(b) Humidité relative de l'air en décembre 2007.

FIG. 5.8 – Humidité relative de l'air en juin (a) et décembre (b) 2007.

L'humidité relative ϕ de l'air n'est pas une variable suffisante pour expliciter les flux de vapeur entre le milieu poreux et l'atmosphère. En effet, ces flux dépendent de la différence de densité de vapeur de l'air du milieu poreux et de l'atmosphère (voir paragraphe 4.5.1). La densité de vapeur ρ_v est définie par rapport à la densité de vapeur saturante ρ_{vs} à la température et la pression considérée :

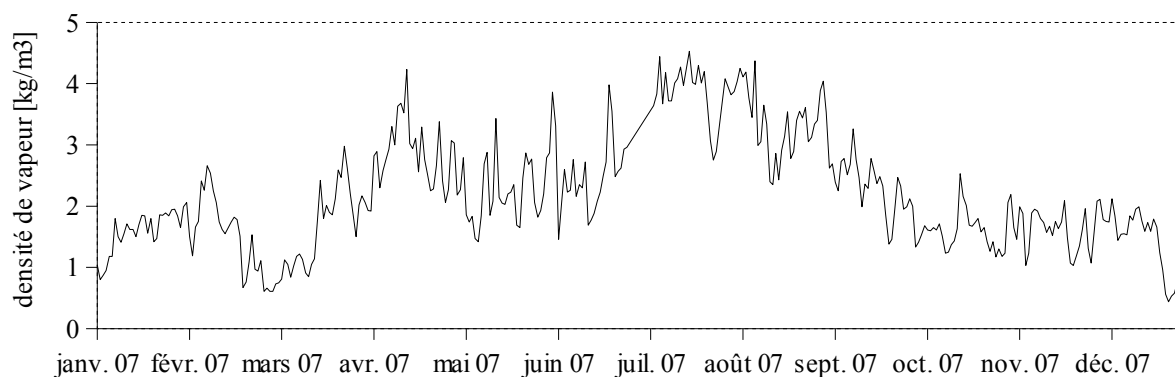
$$\rho_v = \phi \times \rho_{vs} \quad (5.2)$$

Comme on l'a vu précédemment, la densité de vapeur saturante est très dépendante de la température. Cette dépendance est donnée par la relation de Clapeyron :

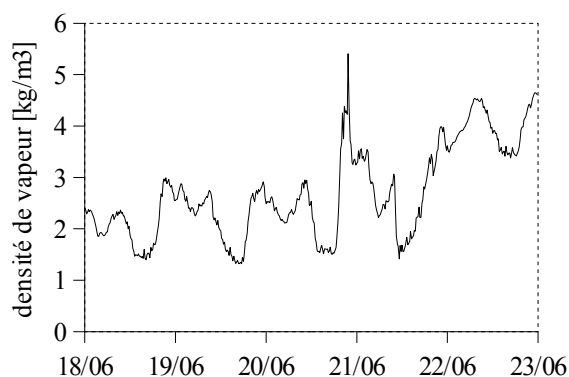
$$\rho_{vs} = P \frac{M_w}{RT} \exp\left(\frac{L_v M_w}{R} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (5.3)$$

où T_0 est la température d'ébullition de l'eau à 1 bar (373 K). Cette forte dépendance de la densité de vapeur à la température modifie l'analyse de l'état d'humidité de l'atmosphère. La

figure 5.9 (a) montre le résultat du calcul de ρ_v pour l'année 2007 en moyenne journalière. Les mêmes périodes que les figures 5.7 et 5.8 sont représentées sur les figures 5.9 (b) et 5.9 (c). On constate que ρ_v présente des comportements journaliers très différents selon la saison. Alors que ρ_v évolue peu et reste très faible pendant l'hiver, on observe des oscillations intra-journalières relativement importantes pendant l'été.



(a) Densité de vapeur de l'air pour l'année 2007, moyenne journalière.



(b) Densité de vapeur de l'air en juin 2007.



(c) Densité de vapeur de l'air en décembre 2007.

FIG. 5.9 – Densité de vapeur de l'air. (a) année 2007 en moyenne journalière. Évolution journalière en juin (b) et en décembre (c).

5.3.2 Le rayonnement solaire incident

Le rayonnement solaire incident est mesuré par le pyranomètre SP1110 de Skye Instrument commercialisé par Campbell Scientific⁴. Ce capteur, qui utilise une cellule photoélectrique thermiquement stable, est fourni calibré. Le capteur est sensible au rayonnement compris entre 350 et 1100 nm de longueur d'onde, avec une précision de 3 %. Le signal de sortie est proportionnel

⁴www.campbellsci.co.uk/index.cfm?id=657

à l'énergie lumineuse reçue à raison de 1 mV pour 100 W.m⁻². Le rayonnement maximum est de l'ordre de 500 W.m⁻² en hiver et de 1000 W.m⁻² en été. La moyenne annuelle est d'environ 220 W.m⁻². Ce sont des valeurs tout à fait classiques pour les moyennes latitudes.

5.4 Instrumentation de la nappe

5.4.1 Le niveau de la nappe

Le niveau de la nappe est mesuré indirectement par un transmetteur de pression immergé dans l'eau de la nappe, au fond d'un piézomètre. Le transmetteur de pression utilisé (ATM/N) a été développé par STS⁵ spécifiquement pour la mesure de niveaux en hydrologie. L'élément de mesure piézorésistif est composé d'une membrane en inox ou en titane. Le transmetteur est livré calibré par le constructeur. Grâce à un tube reliant le transmetteur à l'atmosphère, la pression mesurée est la pression relative, indépendante des variations de pression atmosphérique. L'étendue de la mesure est de 0 à 500 hPa, avec une précision de 0,5 %. L'impact de la température est compensé entre -5 et 50 °C.

L'installation de ce capteur a nécessité le forage d'un piézomètre à proximité du site d'étude. Nous avons pu faire creuser le piézomètre à une dizaine de mètres de la muraille (voir figure 5.10 (a)). Les premiers mètres ont été creusés avec une tarière manuelle alors que les derniers mètres, dans la nappe, l'ont été avec un tube à clapet manipulé lui aussi manuellement. Dans le forage de 7 mètres environ, nous avons fait placer un tubage plastique crépiné et muni d'un filtre textile (voir figure 5.10 (b)).

La figure 5.11 montre l'évolution du niveau de la nappe du 1^{er} janvier 2007 au 22 mai 2008. La nappe est très haute, en moyenne à 2,8 mètres de profondeur, avec des extrêmes à 1,8 et à 3,3 mètres de profondeur. Les variations les plus importantes ont lieu pendant le printemps. En mars 2008, par exemple, le niveau de la nappe est monté de un mètre en quinze jours. C'est à cette période que l'irrigation est la plus forte, avec un impact conséquent sur la nappe (Ibrakhimov *et al.* 2007).

⁵www.stsfrance.fr



(a) Forage du piézomètre.



(b) Préparation de tubage.

FIG. 5.10 – Installation du piézomètre : le forage « à l'ancienne » (a) et la préparation du tubage crépiné (b).

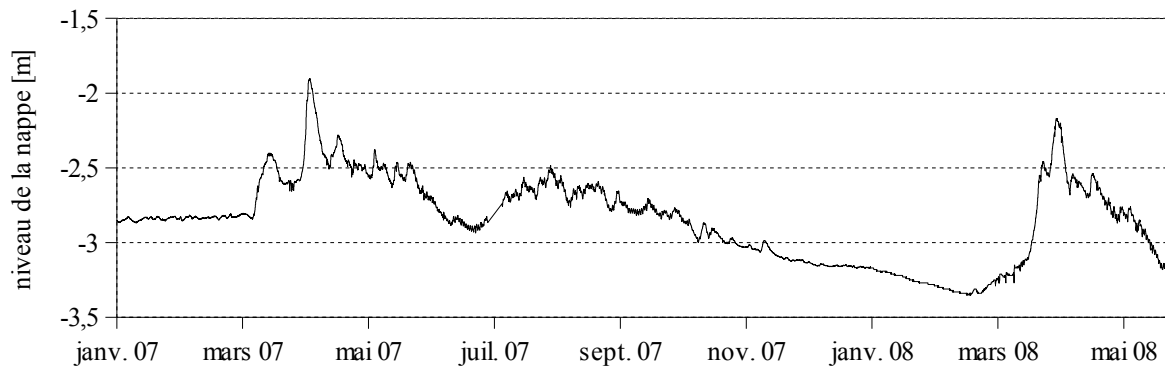
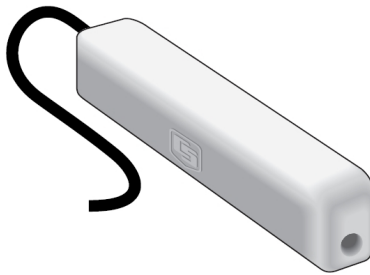


FIG. 5.11 – Niveau de la nappe pendant les années 2007 et 2008.

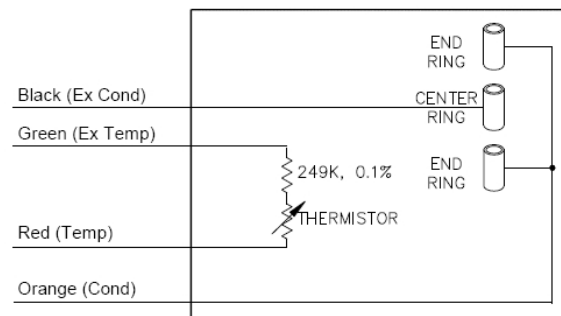
5.4.2 La conductivité électrique et la température de l'eau de la nappe

La conductivité électrique et la température de l'eau de la nappe sont mesurées avec un conductivimètre Campbell Scientific CS547⁶ (voir figure 5.12 (a)). Le capteur de conductivité électrique est constitué de trois anneaux d'acier inoxydable. La résistance de l'eau est mesurée par excitation de l'anneau central avec des voltages positifs et négatifs. La plage de mesure de la conductivité électrique va de 0,005 à 7 mS.cm⁻¹ avec une précision de 5 %. La température est mesurée par une thermistance. La plage de mesure de la température va de 0 à 50 °C avec une précision de 0,4 °C. Le schéma électronique du conductivimètre est montré sur la figure 5.12 (b).

⁶www.campbellsci.com/cs547a-1



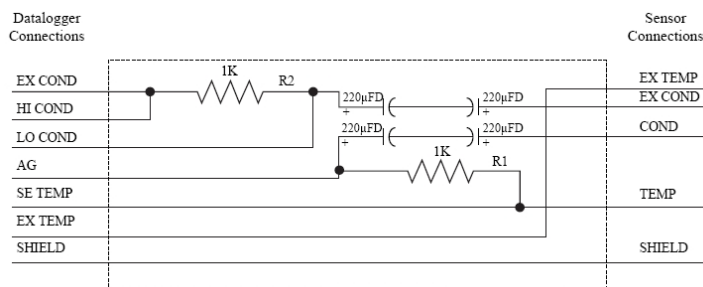
(a) Le conductivimètre.



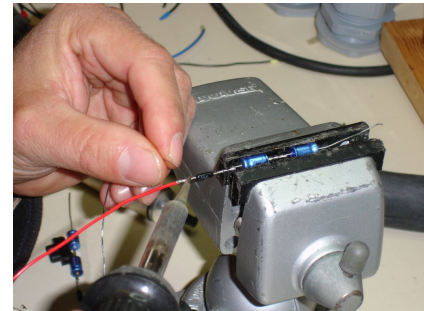
(b) Schéma de principe.

FIG. 5.12 – Le conductivimètre : photo (a) et schéma de principe (b). (a et b : images Campbell Scientific)

Le conductivimètre nécessite une interface électronique entre les capteurs et la centrale d'acquisition. Cette interface est un montage de condensateurs et résistances (voir figure 5.13 (a)). Nous avons fait ce montage nous-mêmes (voir figure 5.13 (b)). Le conductivimètre est installé au fond du piézomètre à la même profondeur que le capteur de pression.



(a) Schéma électronique.



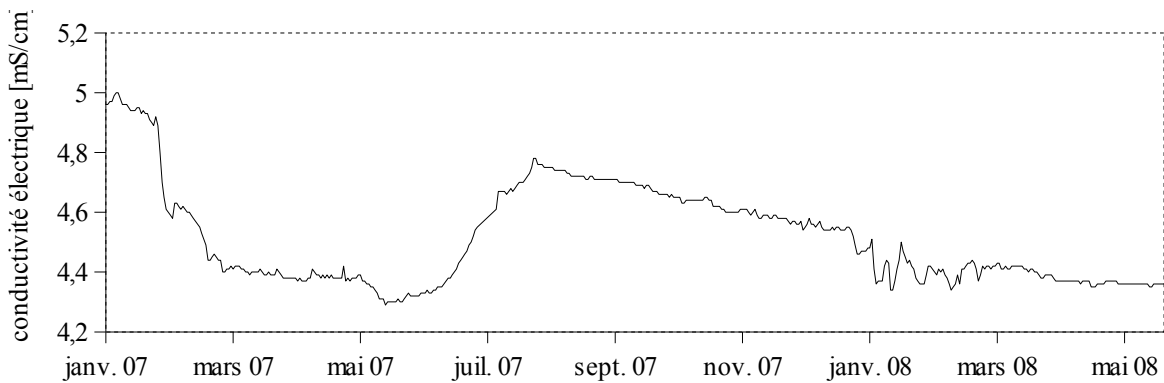
(b) Fabrication de l'interface.

FIG. 5.13 – L'interface du conductivimètre : schéma électronique (a) et fabrication (b). (a : image Campbell Scientific)

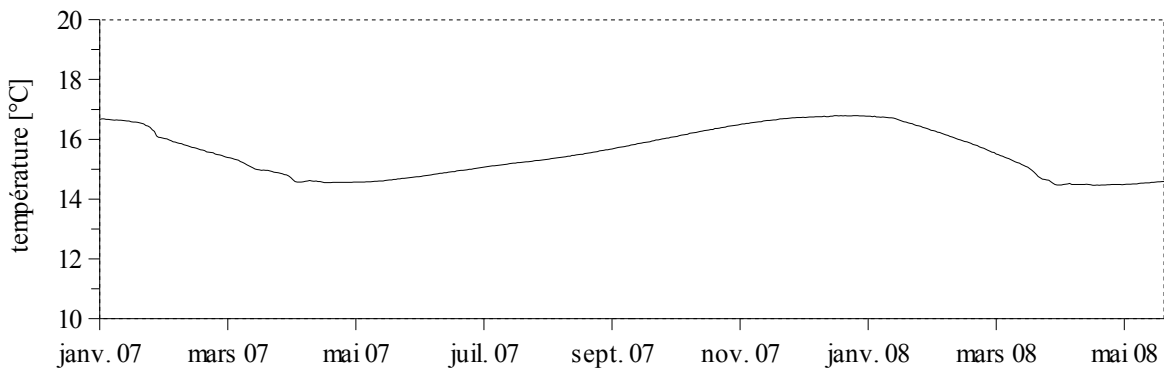
La figure 5.14 (a) montre l'évolution de la conductivité électrique de la nappe du 1^{er} janvier 2007 au 22 mai 2008. La conductivité électrique est très élevée pour une nappe phréatique (voir paragraphe 7.2.3). La valeur moyenne de la conductivité électrique au cours de la période observée est de $4,5 \text{ mS.cm}^{-1}$. L'analyse des eaux de la nappe, présentée au chapitre 7, montre une forte salinité. La conductivité électrique varie au cours de l'année d'environ 15 %, avec un minimum au printemps. Ceci coïncide avec la période d'irrigation qui aurait un effet diluant sur la nappe en apportant de l'eau douce.

L'évolution de la température de la nappe au cours de la même période est présentée sur la

figure 5.14 (b). La température est relativement constante, à $15,6 \text{ °C} \pm 0,8 \text{ °C}$. La variation se présente comme une oscillation de période d'un an. On observe un déphasage avec les températures atmosphériques moyennes puisque le minimum de température pour la nappe est atteint pendant le printemps et le maximum au début de l'hiver. La baisse de température, plus rapide que son augmentation au cours de l'été, coïncide avec la période d'irrigation. L'apport d'eau en provenance de l'Amou-Daria à cette saison contribue probablement à rafraîchir la nappe, étant donné que le fleuve est alors principalement alimenté par la fonte des neiges des montagnes du Pamir et du Tian Shan occidental.



(a) Conductivité électrique.



(b) Température.

FIG. 5.14 – Conductivité électrique (a) et température (b) de l'eau de la nappe pendant l'année 2007.

5.5 Instrumentation du mur et du sol

5.5.1 Profils de température dans le mur

Le mur est instrumenté par seize capteurs de température répartis en quatre groupes de capteurs situés horizontalement à différentes distances de la surface. Les groupes de capteurs sont localisés dans le sillon de dégradation, au-dessus du sillon et dans la partie haute du mur, sur les deux côtés (voir figure 5.2). Chaque groupe de trois à cinq capteurs constitue un profil de température dont le détail est donné par le tableau 5.1.

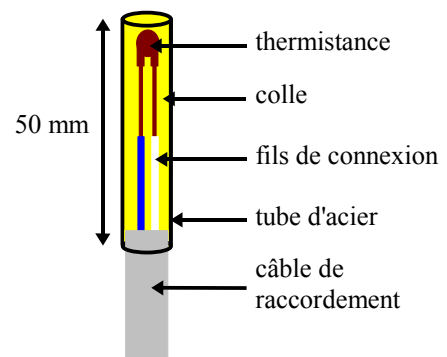
nom du profil	localisation	face	hauteur du profil	"profondeur" des capteurs
Nd	sillon de dégradation	nord	2,55 m	5, 10, 15, 20 et 30 cm
Nm	dessus du sillon	nord	3,89 m	5, 10 et 30 cm
Nh	haut du mur	nord	5,81 m	5, 10, 20 et 30 cm
Sh	haut du mur	sud	5,82 m	5, 10, 20 et 30 cm

TAB. 5.1 – Détail des profils de température.

Les capteurs ont été mis au point et fabriqués au laboratoire. Chaque capteur est composé d'une thermistance affleurant au bout d'un tube d'acier inoxydable. L'intérieur du tube est rempli de colle (voir figure 5.15).



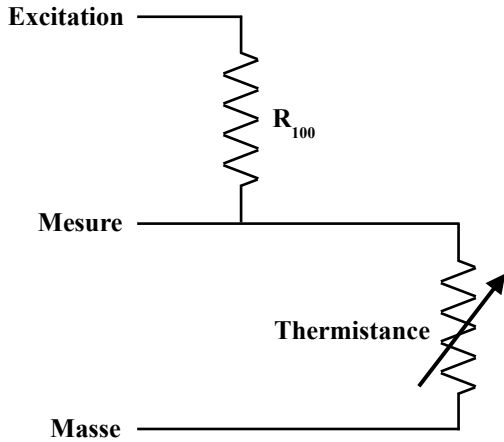
(a) Photo d'un capteur de température.



(b) Schéma d'un capteur de température.

FIG. 5.15 – Le capteur de température : photo (a) et schéma (b).

La mesure de la température avec une thermistance nécessite un montage électronique très simple - un demi-pont - dont le schéma est présenté sur la figure 5.16 (a).



(a) Schéma électronique des capteurs de température.



(b) Étalonnage des capteurs de température.

FIG. 5.16 – Schéma électronique (a) et étalonnage (b) des capteurs de température.

L'excitation est un courant continu de tension connue. La variable mesurée est :

$$X = \frac{V_{mesure}}{V_{excitation}} = \frac{R}{R + R_{100}} \quad (5.4)$$

où $V_{excitation}$ et V_{mesure} sont respectivement les tensions d'excitation et mesurée. R et R_{100} sont les résistances de la thermistance et du pont (100 kΩ). La résistance de la thermistance est donc donnée par :

$$R = R_{100} \times \frac{X}{1 - X} \quad (5.5)$$

Le comportement des thermistances en fonction de la température est donné par l'équation suivante :

$$R(T) = R_{25} \times \exp^{a+b/T+c/T^2+d/T^3} \quad (5.6)$$

Soit :

$$T(R) = \left(A + B \ln \frac{R}{R_{25}} + C \ln^2 \frac{R}{R_{25}} + D \ln^3 \frac{R}{R_{25}} \right)^{-1} \quad (5.7)$$

où T est la température [K], R et R_{25} [kΩ] sont les résistances de la thermistance mesurées à la température considérée T et à 25°C, respectivement. A , B , C et D sont des paramètres empiriques. Nous avons choisi des thermistances BC Components (référence S/N232 640 3104) de 100 kΩ ($\pm 5\%$) à 25°C. La valeur réelle de la résistance R_{100} utilisée est de 99,927 kΩ. Les valeurs de A , B , C et D sont calculées à partir de l'étalonnage standard donné par le constructeur :

$A = 3,354016 \cdot 10^{-3}$	$C = 3,405377 \cdot 10^{-6}$
$B = 2,460382 \cdot 10^{-4}$	$D = 1,034240 \cdot 10^{-7}$

Nous devons cependant étalonner notre montage électronique et chacun des seize capteurs de température. Pour ce faire nous avons placé les capteurs dans un bain thermorégulé (voir figure 5.16 (b)). La température est mesurée par un capteur commercial fiable (10^{-2} K). La résistance des thermistances est tout d'abord mesurée pour la température de référence 25°C . Cette valeur de R_{25} sera utilisée par la suite. Puis nous avons mesuré la température dans une gamme de -20°C à 60°C par paliers de 10°C , en utilisant les paramètres constructeurs. L'écart observé entre la température mesurée par chaque thermistance et la température réelle donnée par le capteur commercial est corrigé par une simple relation linéaire :

$$T_{\text{corrigé}} = A' \times T_{\text{mesuré}} + B' \quad (5.8)$$

où A' et B' sont des paramètres empiriques propres à chacun des seize capteurs (voir tableau 5.2).

nom du capteur	A'	B'	nom du capteur	A'	B'
Th1	1,0182	0,2088	Th9	0,9963	-0,1807
Th2	0,9984	-0,1697	Th10	1,0066	0,2304
Th3	1,0045	0,2828	Th11	1,0011	0,1802
Th4	1,0089	0,0947	Th12	0,9880	0,1967
Th5	0,9993	-0,0587	Th13	0,9999	0,1888
Th6	0,9966	-0,0508	Th14	1,0051	0,0312
Th7	0,9954	-0,2178	Th15	0,9980	0,2063
Th8	1,0028	-0,0304	Th16	0,9986	-0,4772

TAB. 5.2 – Correction des capteurs de température.

Il était impossible d'installer les capteurs de température d'un même profil alignés perpendiculairement à la surface du mur, à cause des câbles. Nous les avons donc installés les uns à côté des autres dans un plan horizontal avec un espacement de 5 cm (voir figure 5.17).

L'installation des capteurs de température dans le mur (voir figure 5.18) nécessite un pré-perçage du mur de 5 mm de diamètre. Le capteur est enduit de boue pour assurer un meilleur

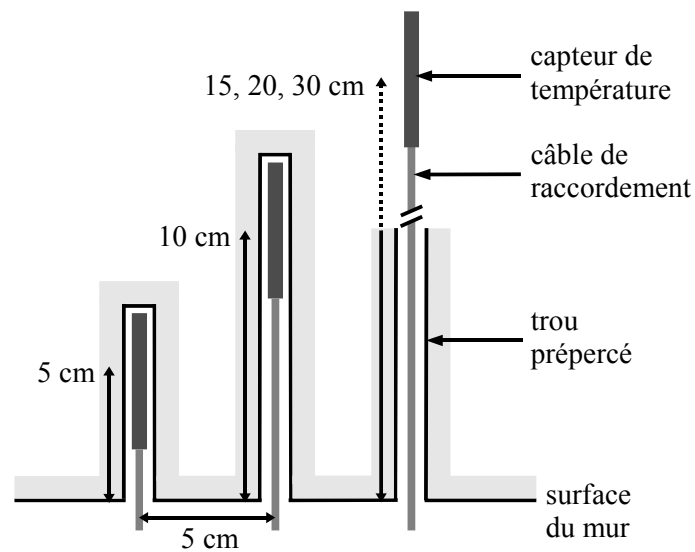


FIG. 5.17 – Schéma d'installation des capteurs de température.

contact thermique avec le mur. Il est ensuite introduit dans le trou lui-même rebouché avec de la boue pour éviter un pont thermique entre la surface du mur et le capteur.

Deux exemples de profils de température sont présentés sur la figure 5.19. Les données choisies sont celles du profil Sh, en haut de la face sud du mur et celles du profil Nm, au-dessus du sillon de dégradation sur la face nord du mur. En ce qui concerne le profil Sh (sous-figure (a)), l'orientation sud expose la surface au rayonnement solaire direct. La température de surface peut alors atteindre des températures très élevées (de l'ordre de 50 °C à 5 cm de profondeur) alors que la température de l'air est de l'ordre de 40 °C (voir figure 5.7 (a)). Le gradient de température proche de la surface peut approcher les 2 K.cm⁻¹. L'atténuation et le déphasage du signal avec sa propagation à l'intérieur du mur sont bien visibles. La face nord n'étant pas exposée au soleil, notamment l'hiver, l'amplitude du signal est moins fort (sous-figure (b)). Le gradient de température reste tout de même assez important : par exemple le 2 janvier 2007 à 5 heures, il est de 0,6 K.cm⁻¹ entre 5 et 10 cm de profondeur et de 0,15 K.cm⁻¹ entre 10 et 30 cm de profondeur. Par ailleurs, on constate que la température peut descendre nettement en dessous de zéro à 30 cm de profondeur (et *a fortiori* plus proche de la surface).



(a) Thermistance prête à être installée.



(b) Introduction dans le trou prépercé.



(c) Deux thermistances mises en place.



(d) Rebouchage des trous avec de la boue.

FIG. 5.18 – Installation des capteurs de température.

5.5.2 L'humidité du sol et du mur

La mesure de l'humidité du milieu poreux utilise le principe de réflectométrie dans le domaine fréquentiel. La sonde réflectométrique est composée de deux tiges en acier connectées à un circuit imprimé. Un câble blindé à quatre fils est connecté à ce circuit imprimé afin d'alimenter le capteur, de commuter l'alimentation et de mesurer le signal en sortie. Le circuit imprimé est enrobé dans un bloc d'époxy (voir figure 5.20). Des composants électroniques à intégration rapide, présents sur le circuit imprimé, sont configurés de façon à être des multivibrateurs bistables. La sortie du multivibrateur est connectée à la tige du capteur, qui se conduit alors comme un guide d'onde. Le temps de parcours du signal le long des tiges du capteur dépend de la permittivité diélectrique du milieu entourant les tiges, et la permittivité diélectrique dépend de la teneur en eau (Hoekstra et Delaney 1974, Topp *et al.* 1980). Ainsi la fréquence d'oscillation du multivibrateur dépend de la teneur volumique en eau du matériau mesuré. Un circuit numérique convertit le signal du multivibrateur en une fréquence compatible avec la centrale d'acquisition. Le signal de sortie est

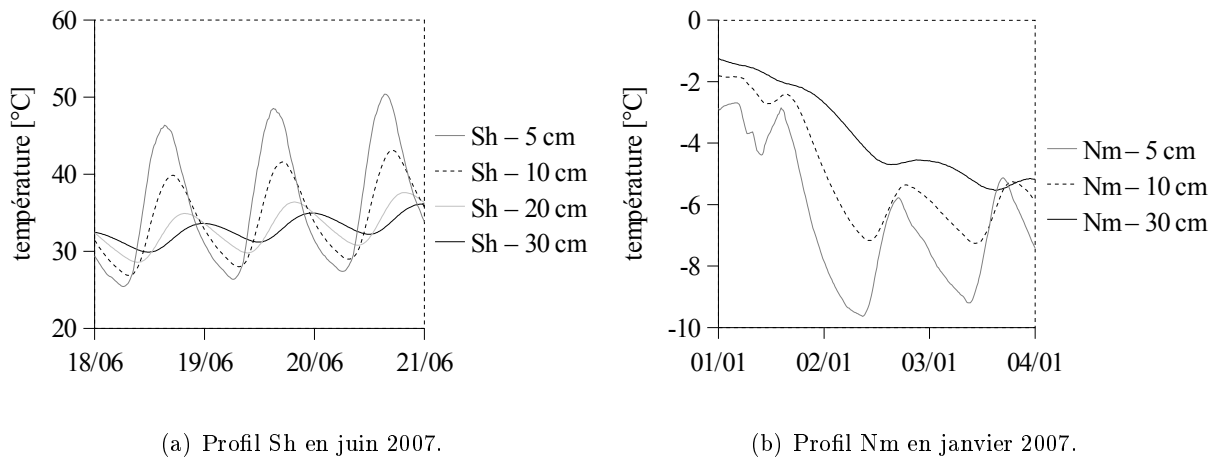


FIG. 5.19 – Profils de température Sh en juin 2007 et Nm en janvier 2007. Les capteurs sont dans la face sud du mur, à 5, 10, 20 et 30 cm de profondeur pour le profil Sh et dans la face nord à 5, 10 et 30 cm de profondeur pour le profil Nm.

un signal carré. La période du signal varie entre environ $14 \mu\text{s}$ pour des tiges dans l'air, et $42 \mu\text{s}$ pour des tiges immergées dans un seau d'eau du robinet. L'équation d'étalonnage fournie par le constructeur convertit la période en teneur en eau. (*Description extraite de Campbell Scientific 2007.*)

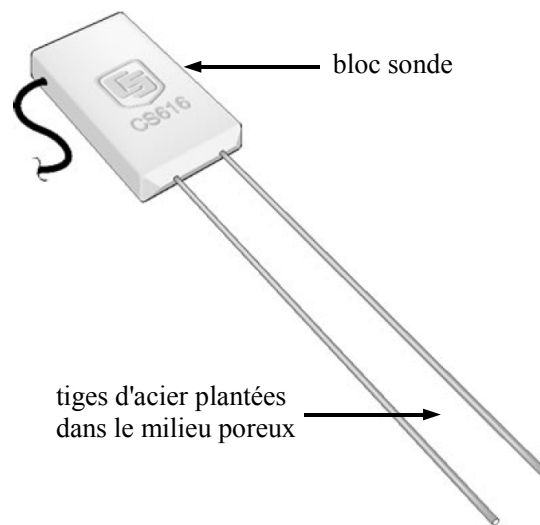


FIG. 5.20 – Image d'une sonde d'humidité CS616. (image Campbell Scientific)

Le mur et le sol du site d'étude ont été instrumentés avec neuf sondes CS616 fabriquées par Campbell Scientific⁷ (voir figure 5.2). Le tableau 5.3 récapitule la localisation et l'orientation des

⁷www.campbellsci.com/cs616-1

sondes. Six sondes sont installées dans le mur, dont cinq sur la face nord et une sur la face sud. Parmi les trois sondes installées dans le sol, deux le sont au niveau du talus et une dans le sol naturel, au pied du talus. Les sondes installées dans le sol sont positionnées verticalement tandis que celles installées dans le mur le sont horizontalement. La zone autour du sillon de dégradation est particulièrement dense en sondes d'humidité, avec quatre sondes : juste au-dessus et au milieu du sillon, à la base du mur et dans le talus à une dizaine de centimètres du mur (figure 5.21).

nom de la sonde réflectométrique	localisation	face	hauteur de la sonde	profondeur de la sonde	orientation
S5.8H	haut du mur	sud	5,82 m	surface	horizontale
N5.8H	haut du mur	nord	5,81 m	surface	horizontale
N4.8H	milieu du mur	nord	4,85 m	surface	horizontale
N3.9H	dessus du sillon	nord	3,89 m	surface	horizontale
N2.5H	sillon	nord	2,55 m	surface	horizontale
N1.9H	base du mur	nord	1,95 m	surface	horizontale
N1.7V	talus	nord	1,77 m	-0,2 m	verticale
N1.3V	talus	nord	1,30 m	-0,6 m	verticale
N-0.1V	sol naturel	nord	-0,14 m	-0,7 m	verticale

TAB. 5.3 – Localisation des sondes réflectométriques.

La sonde CS616 possède deux tiges de 2 mm de diamètre et 30 cm de long. Ceci est parfaitement adapté pour être enfoncé en force dans un sol suffisamment meuble. Par contre, les tiges de ces sondes sont trop fragiles pour être installées en force dans le mur sec et dur. Les six sondes destinées à équiper le mur ont donc été modifiées. Les tiges ont été coupées à 2 cm de la sonde puis des adaptateurs ont été placés sur les bouts de tige restants (voir figure 5.22). Il est alors possible d'y emboîter des tubes d'acier de 5 mm de diamètre et de 30 cm de long. L'intérêt de ces modifications consiste à obtenir des sondes dont les tiges sont très résistantes et amovibles, ce qui en facilitera l'installation. L'impact de ces modifications sur le comportement des sondes a été vérifié. Les sondes ont toutes été testées dans un milieu complètement sec (l'air) et dans un milieu d'humidité maximale (l'eau). Les résultats (non présentés ici) montrent que le comportement des sondes n'est pas affecté par les modifications.

Les tiges des trois sondes situées dans le sol et dans le talus ont été simplement enfoncées. Pour celles équipant le mur, il a d'abord fallu prépercer à l'aide d'une perceuse électrique (figure 5.23 (a)). Un guide de perçage est nécessaire pour obtenir un parfait parallélisme entre les



FIG. 5.21 – Trois des quatre sondes réfléchométriques équipant le sillon de dégradation. De haut en bas : N2.5H, N1.9H et N1.7V. La quatrième sonde (N3.9H) située au-dessus du sillon n'est pas visible sur la photo.



FIG. 5.22 – Photo d'une sonde d'humidité CS616 modifiée.

trous. Les tubes d'acier ont ensuite été enfoncés en force (figure 5.23 (b)). Une fois les tiges en position (figure 5.23 (c)), la sonde elle-même peut être mise en place (figure 5.23 (d)).

La figure 5.24 montre le signal de sortie des sondes réfléchométriques entre le 16 novembre 2006 et le 28 juin 2007. Les sondes situées dans la partie haute du mur - S5.8H, N5.8H, N4.8H et N3.9H - ont une période de sortie de l'ordre de $20 \mu\text{s}$. D'après la calibration des sondes, ceci correspond à une teneur en eau d'environ 10 % du volume. Les faibles différences entre ces quatre



FIG. 5.23 – Installation des sondes réflectométriques modifiées.

signaux indiquent que le mur est de plus en plus sec vers son sommet et que la face sud est plus sèche que la face nord. Les sondes situées dans le sol, dans le talus et dans le bas du mur présentent des signaux caractéristiques d'un milieu poreux très humide (teneur en eau de l'ordre de 40 % du volume pour les sondes N1.9H et N1.7V) voire boueux (teneur en eau de presque 100 % du volume pour les sondes N2.5H, N1.3V et N-0.1V). Ces dernières mesures sont en dehors de la gamme de calibration. Ces résultats ne correspondent pas avec les observations du matériau faites au moment de la mise en place des sondes. De telles teneurs en eau correspondrait à un matériau boueux, ce qui n'était pas le cas.

Il est nécessaire de considérer ces mesures sous un autre angle. La présence d'efflorescences de sel a été relevée sur le sol aux alentours du site et dans toute la région (figure 1.4). De plus, la conductivité électrique élevée de la nappe indique que la salinité de l'eau souterraine est probablement importante. Cette hypothèse sera étudiée et validée au chapitre 7. Ces deux observations tendent à supposer que les matériaux constituant le sol et le bas du mur sont salés. Par ailleurs, la présence de sel dans le milieu poreux augmente sensiblement sa permittivité électrique (Sree-

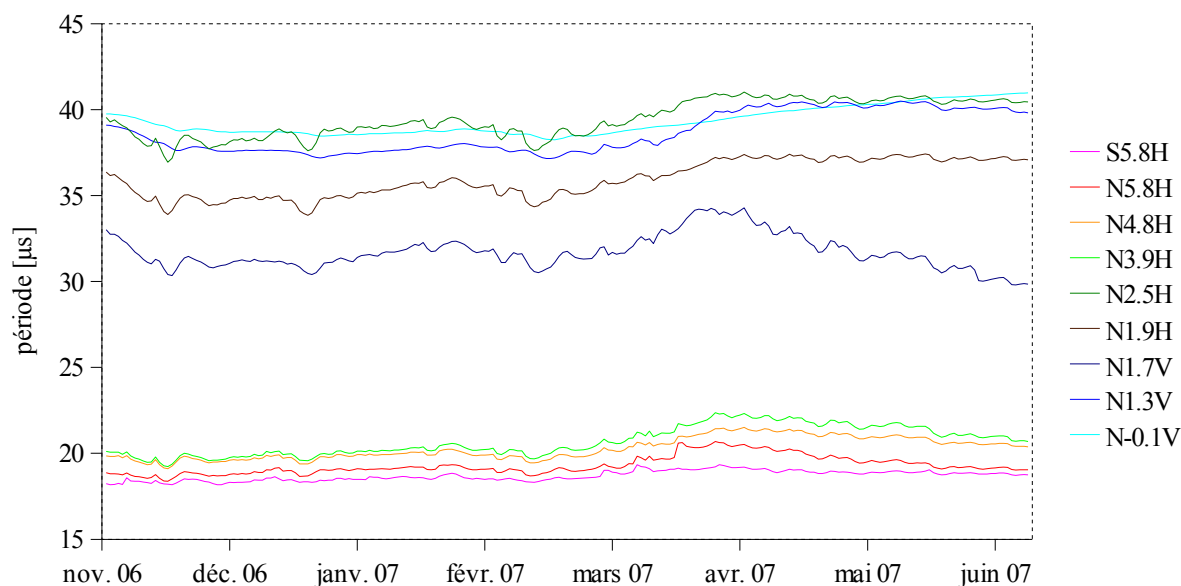


FIG. 5.24 – Signal de sortie des sondes d’humidité entre le 16 novembre 2006 et le 28 juin 2007.

nivas *et al.* 1995). Le signal des sondes installées dans le sol, le talus et le bas du mur pourrait donc être perturbé par la salinité du milieu.

Les trois observations indiquant la présence de sel dans le système en quantité importante - efflorescences, salinité de la nappe et signaux des sondes réflectométriques - nous ont conduit à considérer le rôle du sel dans le problème. Le sel peut en effet être directement responsable des dégradations du mur (voir paragraphe 2.3.1). L’étude des transferts de sel s’est alors révélée indispensable à la compréhension des mécanismes physiques à l’origine des dégradations observées.

Pour contrecarrer l’effet « court-circuit » du sel dans le milieu, la conductivité électrique doit être artificiellement annulée. Pour ce faire, les tiges des cinq sondes concernées - N2.5H, N1.9H, N1.7V, N1.3V et N-0.1V - ont été gainées avec une gaine plastique thermorétractable. Cette modification a été effectuée début juillet 2007. La figure 5.25 montre le signal de sortie des neuf sondes réflectométriques de juillet 2007 à mai 2008.

En l’absence d’un étalonnage de chaque sonde dans un matériau dont la salinité est identique à celle de l’environnement immédiat de la sonde sur le site, il n’est pas possible de traduire le signal des sondes en terme d’humidité. Néanmoins, les variations de la salinité *in situ* sont plus lentes que les variations d’humidité. Ainsi, il est possible de faire une interprétation qualitative des variations observées. D’après la figure 5.25, les sondes peuvent être regroupées en trois groupes.

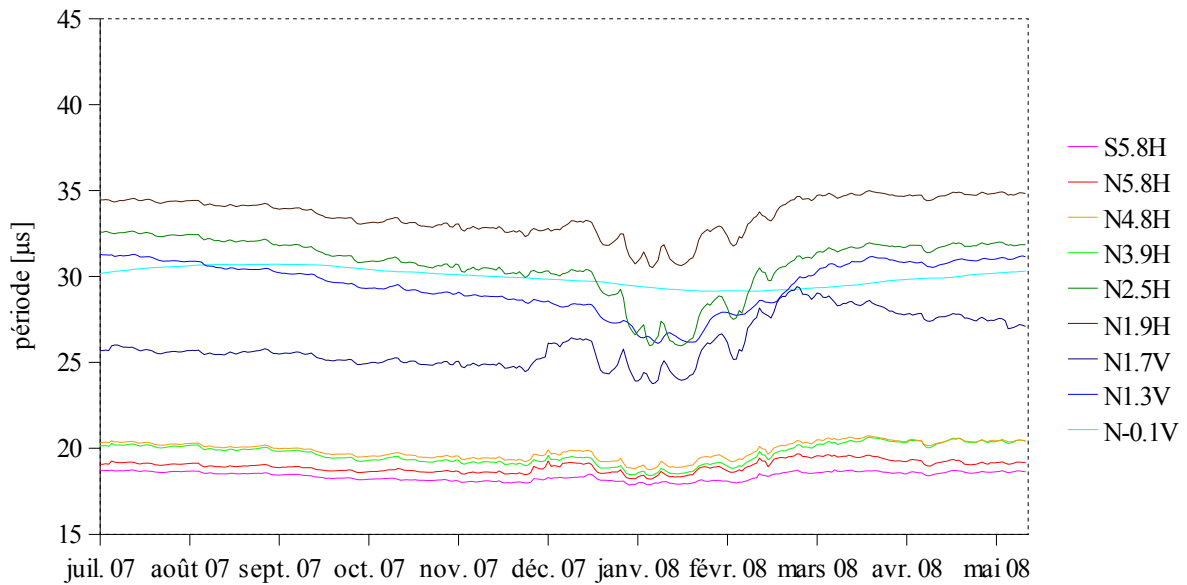


FIG. 5.25 – Signal de sortie des sondes d’humidité entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008.

- Les sondes (non gainées) du haut du mur - S5.8H, N5.8H, N4.8H et N3.9H - présentent de faibles variations de signal. Les périodes courtes (de l’ordre de 20 μs) signifient un état hydrique sec. Comme cela a été précisé précédemment, les faibles différences entre ces quatre signaux indiquent que le mur est de plus en plus sec vers son sommet et que la face sud est plus sèche que la face nord.
- Les sondes (gainées) situées dans le talus et le bas du mur - N2.5H, N1.9H, N1.7V et N1.3V - ont un signal présentant des variations hautes fréquences entre décembre 2007 et mars 2008. Ces variations peuvent être corrélées avec la température du mur. La figure 5.26 montre la comparaison entre le signal de la sonde d’humidité N2.5H située dans le sillon de dégradation et la température correspondante à 10 cm de profondeur (capteur de température Nd - 10 cm) entre le 12 décembre 2007 et le 2 mars 2008. Le coefficient de corrélation entre les deux courbes est de 0,96. Le signal haute fréquence observé pendant l’hiver 2007-2008 ne peut pas être attribué à une variation de l’humidité du sol ou du mur.

Par ailleurs, la documentation de Campbell Scientific pour la sonde CS616 indique que la température ne doit pas varier le long des tiges, ce qui n’est pas notre cas. Le gradient de température dans le mur peut en effet aller jusqu’à 2 K.cm^{-1} (voir paragraphe 5.5.1).

En revanche, certaines variations du signal des sondes situées dans le talus et le bas du mur peuvent être mises en regard avec les précipitations. La figure 5.27 montre qu’une pluie peut être

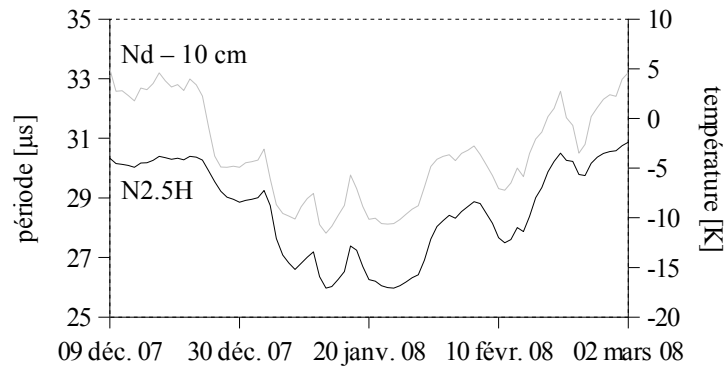


FIG. 5.26 – Évolution du signal de la sonde réflectométrique N2.5H et de la température correspondante à 10 cm de profondeur (capteur de température Nd - 10 cm) entre le 12 décembre 2007 et le 2 mars 2008. On observe une bonne corrélation entre les deux courbes.

détectée par les sondes situées proche de la surface. Lors de l'épisode pluvieux du 8 décembre 2007, le vent provenant du nord a augmenté l'effet d'interception par le mur. La faible pluviosité observée à Khiva rend ce genre de phénomène anecdotique. Une seule occurrence a été observée entre 2006 et 2008. Ce type de réponse des sondes réflectométriques en cas de pluie conséquente montre que les sondes sont fonctionnelles et capables de détecter une variation d'humidité. Leur sensibilité semble faible puisque l'apparition d'une zone saturée sur une portion de la tige entraîne une faible augmentation du signal.

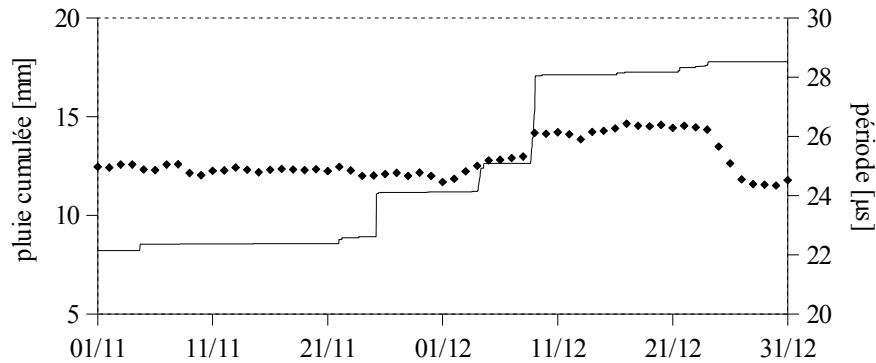


FIG. 5.27 – Humidification du talus par la pluie en novembre et décembre 2007. Trait plein : pluie cumulée; diamants : signal de sortie de la sonde N1.7V.

- Enfin, la sonde (gainée) installée dans le sol entre 70 et 100 cm de la surface - N-0.1V - présente elle aussi de faibles variations. Son signal lisse signifie qu'elle n'est pas sensible aux évolutions atmosphériques à hautes fréquences. La figure 5.28 montre la comparaison entre le signal de la sonde d'humidité N-0.1V et le niveau de la nappe du mois de juillet 2007 au mois

de mai 2008. Il est important de noter que cette sonde, à 85 cm de profondeur en moyenne, est située très bas par rapport à la nappe. Lorsque la nappe est haute (à 2 m de profondeur), elle est presque à mi-chemin entre la surface et la nappe. Lorsque la nappe est basse (3,3 m de profondeur), elle est au quart de la distance entre la nappe et la surface. Les deux courbes sont corrélées à basse fréquence. Même s'il n'est pas possible de traduire précisément les signaux de sortie des sondes en terme d'humidité, on peut évaluer approximativement l'amplitude des variations. D'après la calibration des sondes réflectométriques en milieu non salé, une variation de $1 \mu\text{s}$ correspond à une variation de teneur en eau d'environ 2,5 % de volume. La variation de teneur en eau mesurée par la sonde N-0.1V entre les mois de juillet 2007 et mai 2008 doit être de l'ordre de 5 % de volume. En revanche, l'impact des variations rapides du niveau de la nappe sur l'état hydrique du premier mètre du sol n'est pas significatif.

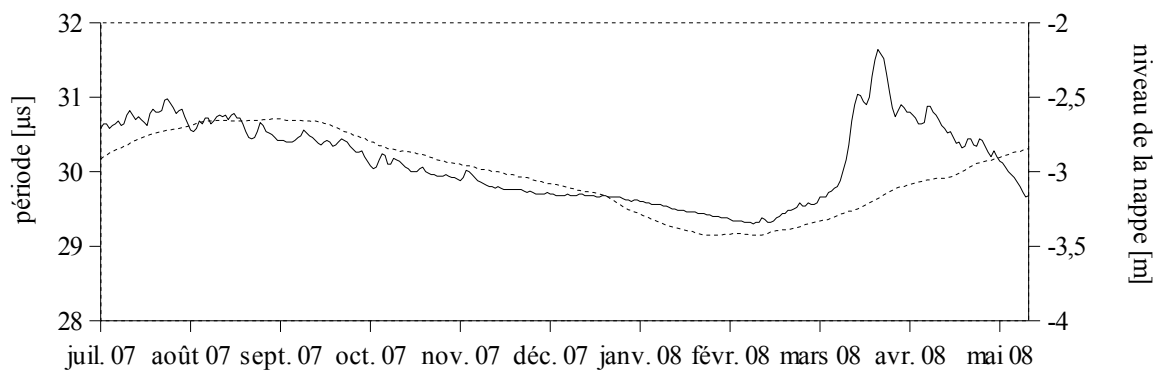


FIG. 5.28 – Évolution du signal de la sonde d'humidité N-0.1V et du niveau de la nappe entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008. On observe une bonne corrélation entre les deux courbes à basse fréquence. Le niveau de la nappe est représenté en trait plein et le signal de la sonde d'humidité en pointillé.

5.6 Conclusion

Le site d'étude a été instrumenté avec un dispositif complet. D'une part ceci permet le suivi des conditions aux limites du système sol-mur étudié. D'autre part, cela fournit un certain nombre d'informations concernant l'état hydro-thermique du sol et du mur, malgré des imperfections.

- Les conditions aux limites du système sont suivies très précisément.

Les grandeurs physiques décrivant l'état de l'atmosphère présentent des variations saisonnières à basses fréquences et des variations journalières à hautes fréquences. C'est notamment le cas des variables majeures pour notre système : la température de l'air et son humidité relative. Les

précipitations sont extrêmement faibles.

Les conditions aux limites inférieures du système sont contraintes par la nappe. Le niveau de la nappe évolue peu au cours de l'année, sauf au printemps où des variations à hautes fréquences (de l'ordre de la vingtaine de jours) sont provoquées par l'irrigation. La température de la nappe est relativement constante, à $15,6 \text{ °C} \pm 0,8 \text{ °C}$. La conductivité électrique de la nappe, reflet de sa salinité (paragraphe 7.2.3), est élevée, en moyenne à $4,5 \text{ mS.cm}^{-1}$. Les variations de conductivité électrique, probablement liées à l'apport d'eau douce par l'irrigation, sont de l'ordre de 15 % sur la période observée.

- Les mesures à l'intérieur du milieu fournissent des informations sur l'état hydro-thermique du système et ses évolutions.

Les profils de température montrent un gradient de température important proche de la surface du mur. Ces données seront utilisées pour évaluer la conductivité thermique du matériau (paragraphe 6.3.2).

L'humidité semble globalement peu varier, mais les données sont difficiles à analyser à cause de la sensibilité de la mesure à la salinité et à la température. Les variations du niveau de la nappe semblent tout de même avoir un impact sur l'état hydrique du sol et du mur, à l'échelle saisonnière uniquement.

Enfin, le milieu poreux semble présenter une forte salinité. Ceci sera confirmé par les analyses par diffraction des rayons X (paragraphe 6.1.1) et par les observations directes et micro-analyses faites au microscope électronique à balayage (paragraphe 6.1.2).

6

Le milieu poreux

6.1	Étude du matériau	99
6.1.1	Composition minéralogique : analyse par diffraction des rayons X	99
6.1.2	Composition élémentaire et imagerie : MEB	100
6.1.2.1	Matériel et méthode	100
6.1.2.2	Observations et analyses des échantillons de Deshan Kala	102
6.1.2.3	Interprétations et Conclusions MEB	106
6.1.3	Densité de la matrice solide	107
6.1.4	Classification granulométrique	107
6.1.5	Porosimétrie par intrusion de mercure	109
6.2	Propriétés hydrauliques	111
6.2.1	Courbe de rétention	111
6.2.2	Perméabilité intrinsèque	114
6.2.3	Perméabilité relative	114
6.3	Propriétés thermiques	115
6.3.1	Capacité calorifique	115
6.3.2	Conductivité thermique	116

Le site d'étude est constitué par deux ensembles : le sol et le mur (voir paragraphe 1.2.2). Ces deux ensembles sont constitués de terre crue. Les matériaux du mur ne sont pas nécessairement identiques à ceux du sol à proximité, bien qu'il soit peu probable que la terre utilisée pour la construction de l'ouvrage ait été ramassée loin de Khiva. Par ailleurs, le procédé de fabrication du mur en bauge implique une compaction artificielle *a priori* différente de celle du sol naturel.

Dans ce chapitre, nous allons tout d'abord décrire les matériaux constituant le système sol-mur. Nous caractériserons la nature minéralogique globale des échantillons. Puis nous nous intéresserons à la variabilité spatiale de la composition élémentaire à l'échelle microscopique, nous permettant d'affiner les précédentes analyses minéralogiques. Par la suite, nous nous attarderons sur la structure et la texture des matériaux prélevés. Ces informations nous permettront d'évaluer certains coefficients de transfert, ainsi que les relations entre certaines grandeurs physiques. Ces coefficients et relations sont indispensables en vue des simulations des transferts d'humidité et de chaleur dans le système étudié.

6.1 Étude du matériau

6.1.1 Composition minéralogique : analyse par diffraction des rayons X

Pour caractériser précisément la nature minéralogique des échantillons, nous avons effectué des analyses par diffraction des rayons X sur poudre au LGIT à Grenoble. Cette méthode classique est un moyen puissant pour identifier les minéraux présents (Klug et Alexander 1974, Eberhart 1976, Rousseau 2000, Pansu et Gautheyrou 2003). Le matériau est broyé puis tamisé pour obtenir une poudre dont le diamètre des particules est inférieur à 60 μm . La poudre est placée sous un faisceau de rayons X monochromatisés qui est diffracté par les cristaux présents. L'identification des minéraux se fait par comparaison à des tables de références. Nous nous limiterons à une analyse qualitative. Trois échantillons ont été analysés avec cette méthode :

- Bauge Saine (BauS)
- Bauge Dégradée (BauD)
- Sol Naturel (SolN)

Les diffractogrammes obtenus pour les échantillons issus de la bauge dégradée et du sol naturel sont présentés sur les figures 6.1 et 6.2 respectivement. Les diffractogrammes obtenus avec les échantillons de bauge dégradée et de bauge saine sont très semblables. C'est pourquoi celui de la

bauge saine n'est pas présenté ici. La position des pics, image de l'angle de diffraction, est représentée en abscisse et l'intensité diffractée en ordonnée. Les positions des pics sont globalement similaires pour les trois échantillons. On y retrouve la même base minéralogique : quartz, calcite, albite, muscovite, clinochlore et hématite. Deux autres minéraux attirent particulièrement notre attention : la halite (chlorure de sodium, NaCl) et le gypse (sulfate de calcium, CaSO₄). Ces minéraux sont des sels, formés probablement par l'évaporation d'une eau contenant du sodium et du chlore d'une part et du calcium et du sulfate d'autre part. La halite est présente dans les trois échantillons. Le gypse n'a été détecté que dans l'échantillon de sol naturel (voir figure 6.2).

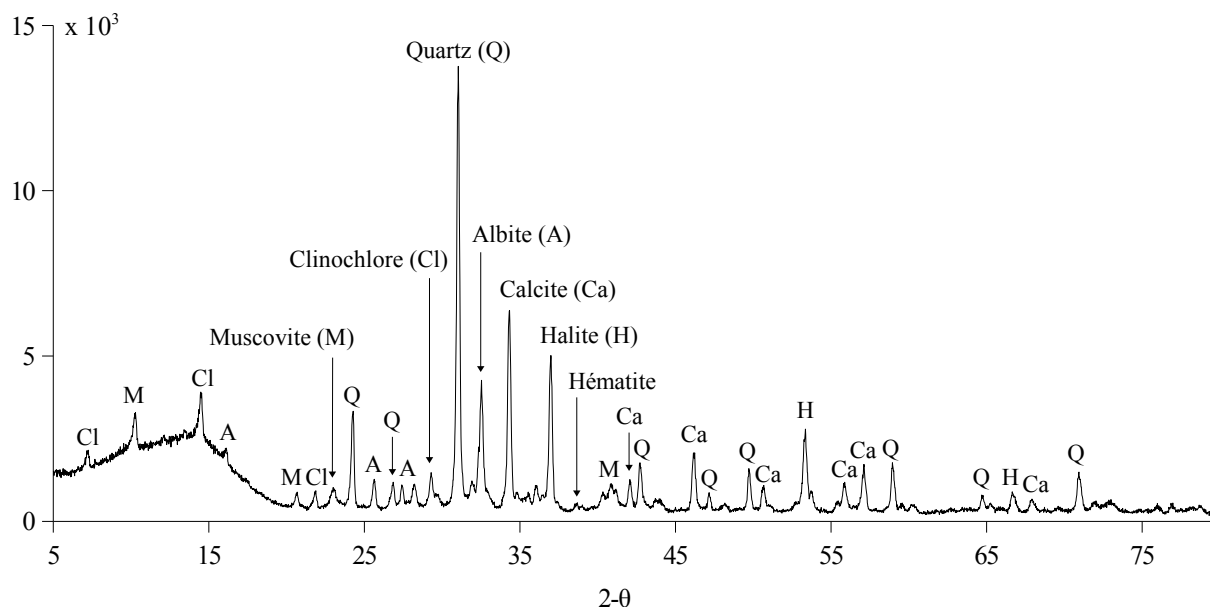


FIG. 6.1 – Diffractogramme obtenu en diffraction des rayons X sur une poudre de l'échantillon issu de la bauge dégradée. Les pourcentages indiqués pour chaque phase sont donnés à titre indicatif. La présence de halite (H) est à noter.

6.1.2 Composition élémentaire et imagerie : MEB

6.1.2.1 Matériel et méthode

Imagerie électronique

Les observations par microscopie électronique à balayage ont été réalisées avec un microscope JEOL JSM 6400. Les images ont été obtenues en utilisant la détection des électrons rétrodiffusés (BSE). Les électrons primaires constituent le faisceau d'électrons incident. Ces électrons primaires ont une certaine énergie. Ils interagissent avec les atomes constituant l'échantillon.

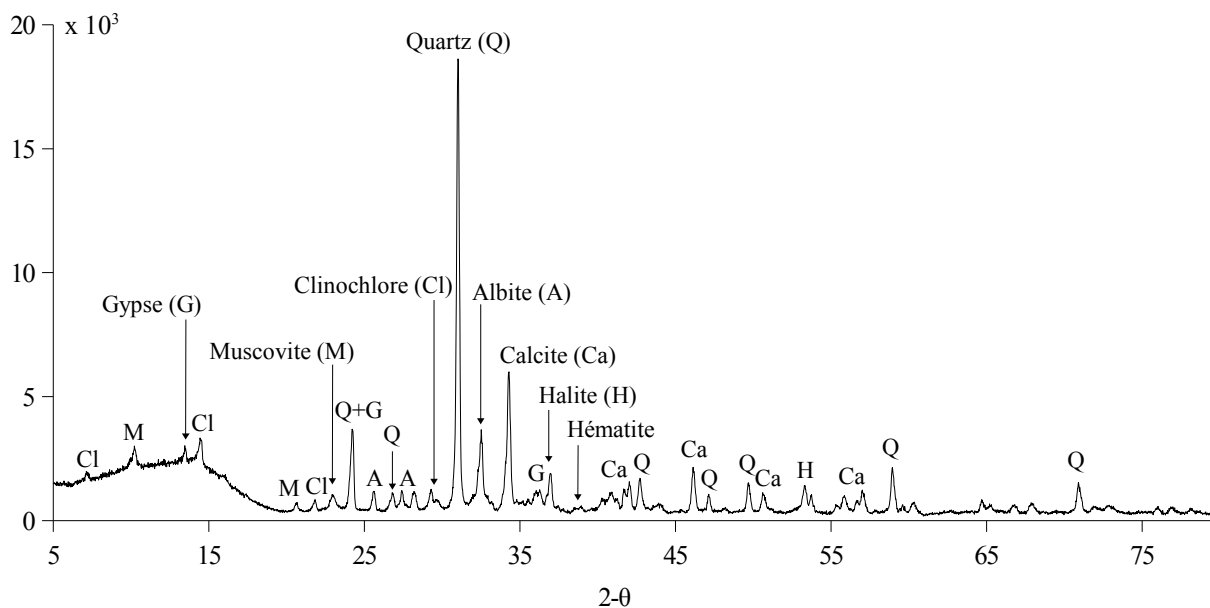


FIG. 6.2 – Diffractogramme obtenu en diffraction des rayons X sur une poudre de l'échantillon issu du sol naturel. Les pourcentages indiqués pour chaque phase sont donnés à titre indicatif. La présence de halite (H) et de gypse (G) est à noter.

Suite à un certain nombre d'interactions, certains électrons peuvent ressortir par la face d'entrée de l'échantillon. Nous aurons ainsi une émission d'électrons dits rétrodiffusés. Le rendement d'électrons rétrodiffusés est directement fonction du nombre atomique. La détection des électrons rétrodiffusés fournit un contraste dépendant du numéro atomique moyen de l'échantillon : les zones claires représentent les parties de fort numéro atomique alors que les zones sombres représentent les parties de faible numéro atomique.

Microanalyse X

Les analyses élémentaires ont été réalisées par spectrométrie X à sélection d'énergie avec un détecteur équipé d'une fenêtre pour la détection des éléments légers. Les spectres obtenus sont des enregistrements qui représentent en fonction de son énergie, pour un point ou pour une zone délimitée, l'intensité du rayonnement X émis par l'échantillon sous l'impact du faisceau d'électrons. Les spectres présentent un fond continu dont la forme dépend des conditions d'acquisition et un certain nombre de pics dont la position est caractéristique des éléments chimiques qui leur ont donné naissance. La hauteur de chaque pic est fonction directe de la concentration de l'élément concerné, mais l'interprétation quantifiée est très délicate et ne doit en aucun cas être considérée comme une simple proportionnalité. La résolution spatiale de cette méthode de microanalyse est de l'ordre de quelques micromètres. Il est à noter que les échantillons sont recouverts artificielle-

ment d'une fine couche de carbone. La microanalyse détectera donc nécessairement du carbone alors que l'échantillon peut en être dépourvu.

6.1.2.2 Observations et analyses des échantillons de Deshan Kala

Les analyses et l'imagerie MEB ont été faites au Laboratoire du Consortium des Moyens Technologiques Communs (CMTC) de l'Institut National Polytechnique de Grenoble. Nous avons travaillé sur trois échantillons de bauge :

- Bauge Saine (BauS)
- Bauge Dégradée (BauD)
- Bauge Très Dégradée (BauTD)

Les deux échantillons BauS et BauD sont les mêmes qu'au paragraphe 6.1.1. Nous avons aussi travaillé sur un échantillon de bauge très dégradée (BauTD) prélevé dans une zone du sillon de dégradation présentant une friabilité très importante. Cet échantillon présente un intérêt particulier puisque des efflorescences blanches sont visibles à l'œil nu.

Échantillons de matériau pas ou peu altéré.

À la loupe binoculaire, les échantillons de matériau peu altéré paraissent relativement homogènes (voir figure 6.3). Des tâches grises et des points brillants sont visibles mais la rugosité des échantillons ainsi que la qualité des photos ne permettent pas d'en comprendre l'origine.

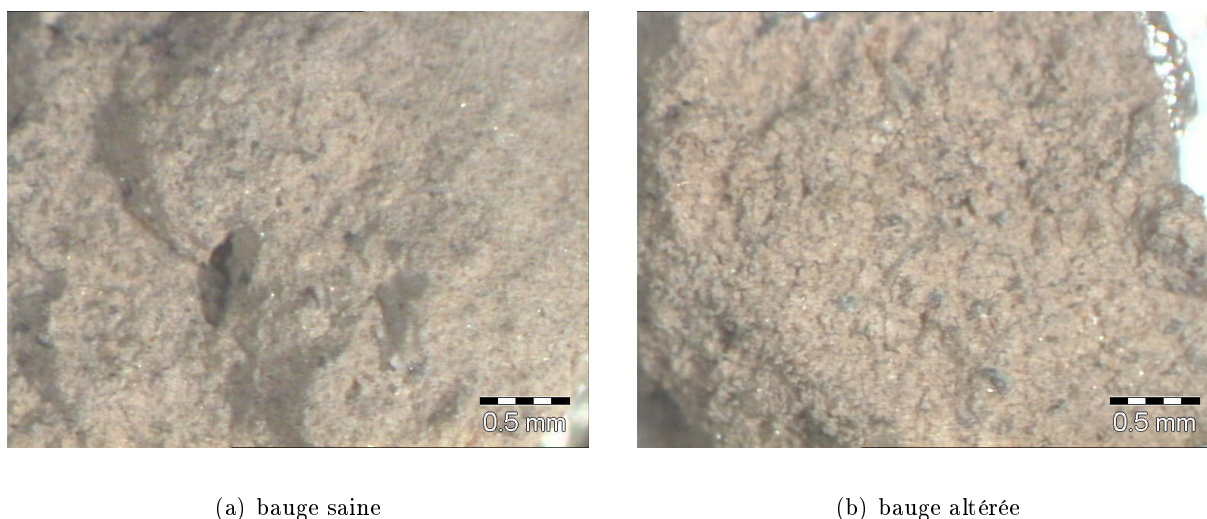


FIG. 6.3 – Observations des échantillons de bauge saine et altérée à la loupe binoculaire.

À un plus fort grossissement, au MEB, la surface de l'échantillon ne présente pas un contraste très important (voir figure 6.4 (a)). Cela signifie que la composition chimique du matériau est

assez homogène (voir paragraphe 6.1.2.1). Il apparaît tout de même des tâches plus claires, comme la zone « 2 » dont la figure 6.4 (b) est un agrandissement. Nous avons fait des analyses pour identifier les spécificités chimiques de ces tâches claires par rapport au reste de l'échantillon.

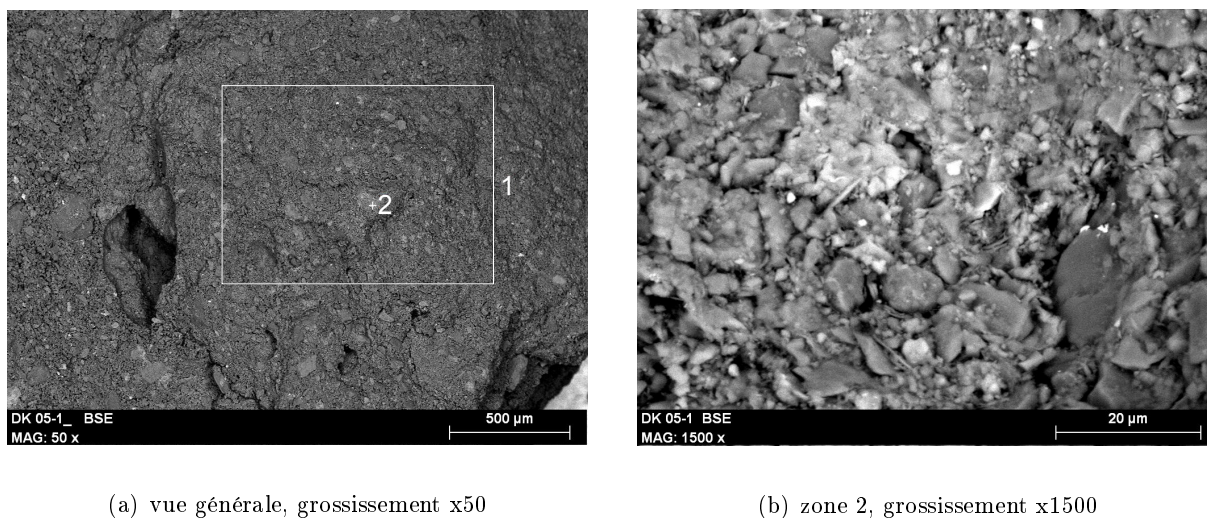


FIG. 6.4 – Observation de bauge saine au MEB. (a) Vue générale, grossissement x50. (b) Zoom sur les tâches claires (zone « 2 »), grossissement x1500.

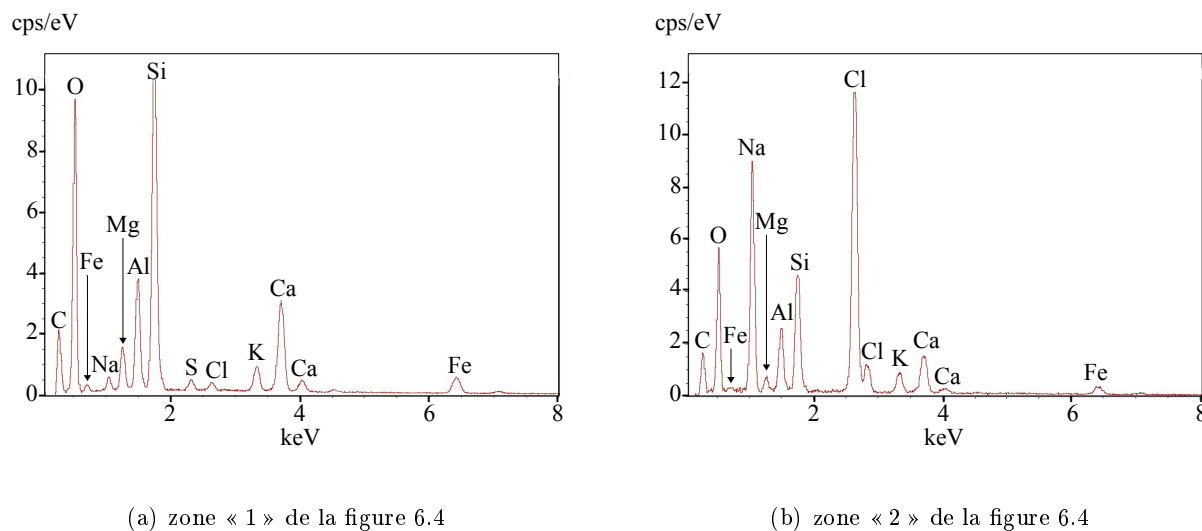


FIG. 6.5 – Analyses MEB des zones « 1 » et « 2 » de la bauge saine (voir figure 6.4).

La première analyse (voir figure 6.5 (a)) concerne la zone « 1 » de la figure 6.4. Les éléments détectés sont en accord avec les analyses DRX faites sur l'échantillon de bauge saine (voir paragraphe 6.1.1 et figure 6.1). La majorité des éléments sont présents dans le quartz et les phyllosilicates (oxygène, silicium, sodium, magnésium, aluminium et potassium), les autres éléments sont présents dans les autres minéraux : hématite (fer), calcite (calcium) et halite (chlore). La

diffraction des rayons X ne permet pas de détecter les minéraux en trop faible quantité. C'est probablement la raison pour laquelle on ne peut pas lier la présence de soufre l'un des minéraux détectés par les analyses DRX. On rappelle que la quantité de carbone détectée est biaisée par la nature de la mesure (voir paragraphe 6.1.2.1).

La deuxième analyse (voir figure 6.5 (b)) concerne la zone « 2 » de la figure 6.4 (a). Deux éléments que l'on trouvait en faible quantité auparavant (voir figure 6.5 (a)) sont ici prépondérants : le sodium et le chlore. Ceci indique que les tâches plus claires de la figure 6.4 (b) sont constituées de halite (NaCl). Il est difficile de décrire la nature cristalline de la halite (voir figure 6.4 (b)). La halite semble être déposée sur les grains du matériau. Seule la coloration claire de ces grains indique la présence de halite.

Les analyses faites sur la bauge dégradée donnent des résultats très comparables à ceux de la bauge saine, contrairement à ce qu'on pouvait attendre. Ces analyses ne sont pas présentées ici.

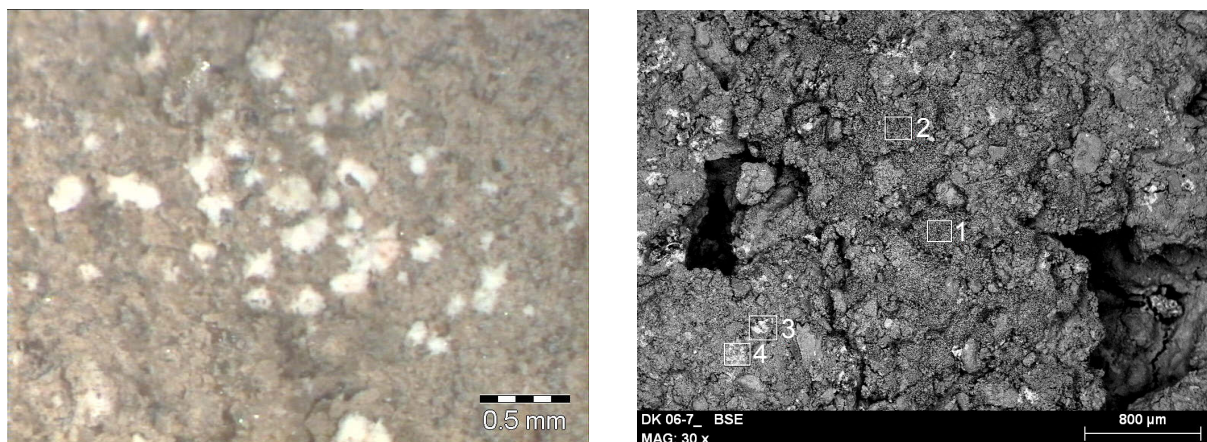
Échantillon de matériau très altéré

La particularité de cet échantillon est de provenir d'une zone très friable du sillon de dégradation. En effet, le matériau du mur se délite en feuillets centimétriques de quelques millimètres d'épaisseur, organisés parallèlement à la surface du mur. Après manipulation de ces échantillons fragiles, on peut distinguer deux types de surface :

- des fractures naturelles, parallèles à la surface du mur. Le mur se délite préférentiellement le long de ces fractures. Des efflorescences blanches sont visibles sur ces surfaces (voir figure 6.6 (a)).
- des cassures fraîches, provoquées par les manipulations et le transport des échantillons. Il n'y a pas d'efflorescences visibles sur ces surfaces.

Les analyses globales de cet échantillon montrent que la composition élémentaire globale de l'échantillon de matériau très altéré est très comparable avec celles des échantillons de bauge saine ou peu dégradée. Ce résultat n'est pas présenté ici.

Sur les images faites au MEB des **fractures naturelles** de la bauge très dégradée, les efflorescences blanches visibles en optique n'apparaissent pas contrastées (zones « 1 » et « 2 » de la figure 6.6 (b)) alors que des zones plus claires apparaissent dans d'autres parties de l'échantillon (zones « 3 » et « 4 »). Les efflorescences ont une texture grumeleuse (voir figure 6.7 (a)). Il s'agit d'une grande quantité de petits cristaux déposés sur les grains plus gros du matériau. L'analyse faite sur cette partie de l'échantillon est montrée sur la figure 6.8 (a). Trois éléments sont pré-

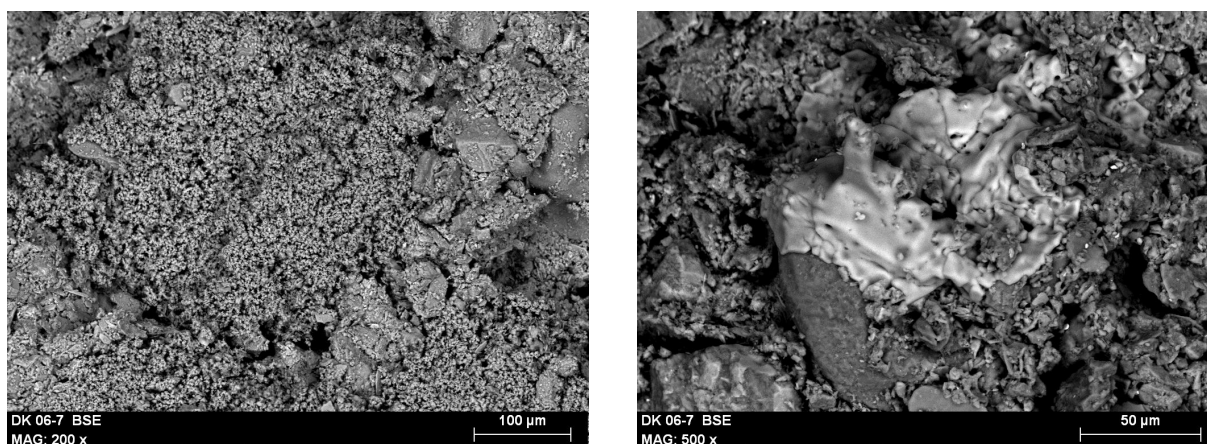


(a) observation à la loupe binoculaire

(b) observation au MEB, grossissement x30

FIG. 6.6 – Observation de la bauge très dégradée. (a) Vue générale à la loupe binoculaire. (b) Vue générale au MEB, grossissement x30.

pondérants : l'oxygène, le calcium et le soufre. C'est la première fois que l'on trouve du soufre en telle quantité. Sa présence (associée à celles de l'oxygène et du calcium, plus classiques) nous permet d'en déduire que le minéral formant les efflorescences est le gypse ($\text{CaSO}_4, \text{H}_2\text{O}$). Nous pouvons relier la présence de gypse avec les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X faites sur le sol naturel. Les zones « 3 » et « 4 », parties plus claires de l'échantillon, apparaissent comme un dépôt « fondu » sur la surface (voir figure 6.7 (b)). L'analyse de cette zone montre qu'il s'agit de halite (NaCl) (voir figure 6.8 (b)).



(a) Zone « 1 », grossissement x200

(b) Zone « 3 », grossissement x500

FIG. 6.7 – Observations des fractures naturelles de la bauge très dégradée au MEB. (a) Zone « 1 » et (b) zone « 3 » de la figure 6.6 (b).

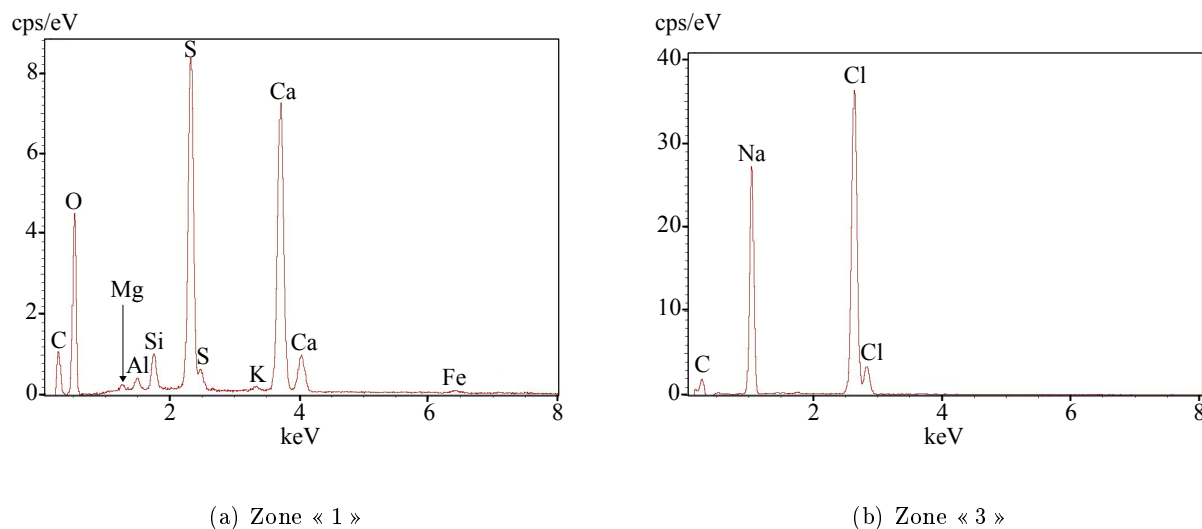


FIG. 6.8 – Analyse MEB des fractures naturelles de la bauge très altérée. Zone « 1 » (a) et zone « 3 » (b) de la figure 6.6 (b).

Les images et les analyses des **cassures fraîches** de l'échantillon de bauge très dégradée sont très similaires à celles de la bauge saine et de la bauge dégradée. On y retrouve notamment de la halite. L'information importante de ces observations est l'absence de gypse dans les cassures fraîches.

6.1.2.3 Interprétations et Conclusions MEB

Les micro-analyses faites sur les échantillons de bauges saine et dégradée sont en accord avec les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X. L'une des informations particulièrement intéressante est la présence de halite cristallisée dans tous les échantillons analysés. La halite semble être déposée sur les grains de la matrice. On la retrouve aussi bien sur les fractures naturelles, c'est-à-dire dans la macroporosité proche de la surface, que sur les cassures fraîches, c'est-à-dire dans le matériau « sain ».

L'autre information très intéressante concerne le gypse. Ce minéral, présent aussi à la surface du sol naturel d'après les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X, cristallise apparemment uniquement sur les fractures naturelles. Le fait que le gypse cristallise préférentiellement dans la macroporosité pose évidemment la question de la cause et la conséquence. Deux hypothèses opposées peuvent être formulées.

- Le gypse ne peut cristalliser que sur une surface importante, ce qui n'existe que dans la macroporosité.

– La cristallisation du gypse dans la microporosité provoque l'apparition d'une macroporosité. L'enjeu de cette thèse n'est pas de déterminer les mécanismes microscopiques de perte de cohésion du matériau terre dans la zone dégradée, mais l'on devine que le rôle du gypse devrait être étudié de près si tel était le cas. La deuxième hypothèse pourrait en effet être une explication à la dégradation du matériau par effritement.

6.1.3 Densité de la matrice solide

La densité réelle de la matrice solide d'un milieu poreux peut être précisément évaluée par pycnométrie. Le principe consiste à mesurer le volume du solide par une méthode de déplacement d'un gaz (hélium). L'utilisation d'un gaz permet une mesure très précise du volume puisque le gaz peut pénétrer les pores les plus fins (10^{-10} m). La thermostatisation interne de l'instrument utilisé (pycromatic ATC de France Scientifique¹) permet de faire des mesures indépendantes de la température de la pièce dans laquelle il se trouve. La mesure préalable du poids de l'échantillon permet ensuite de calculer sa densité réelle.

Par cette méthode, nous avons mesuré la densité réelle de deux échantillons issus de la bauge saine (BauS) et du sol naturel (SolN). Les résultats de ces mesures sont présentés dans le tableau 6.1.

échantillon	volume	poids	densité réelle ρ_m
BauS	0,9469 cm ³	2,56 g	2703 kg.m ⁻³
SolN	1,0536 cm ³	2,78 g	2639 kg.m ⁻³

TAB. 6.1 – Densité réelle de la bauge saine et du sol naturel.

La densité réelle des échantillon de sol et de bauge ne présente pas de différence significative (environ 2 %). Cette faible différence provient de la différence de composition minéralogique des deux échantillons dont l'origine n'est pas parfaitement identique.

6.1.4 Classification granulométrique

La distribution de taille des grains d'un milieu poreux granulaire peut être mesurée avec un granulomètre laser. Il s'agit d'une technique basée sur la diffraction de la lumière. Les grains,

¹www.france-scientifique.fr/index.php?id=40

mis en poudre et parfaitement séparés les uns des autres par un traitement aux ultra-sons, sont dilués dans de l'eau. Un rayon laser traverse le liquide et les particules présentes dans la zone sensible créent une extinction et une rétrodiffusion caractéristiques de leur taille et leur nombre.

Nous avons analysé la granulométrie de divers échantillons de bauge, de sol et de brique (constituant le chemin de ronde). Les analyses présentées sur la figure 6.9 sont celles des échantillons issus de la bauge saine et du sol naturel.

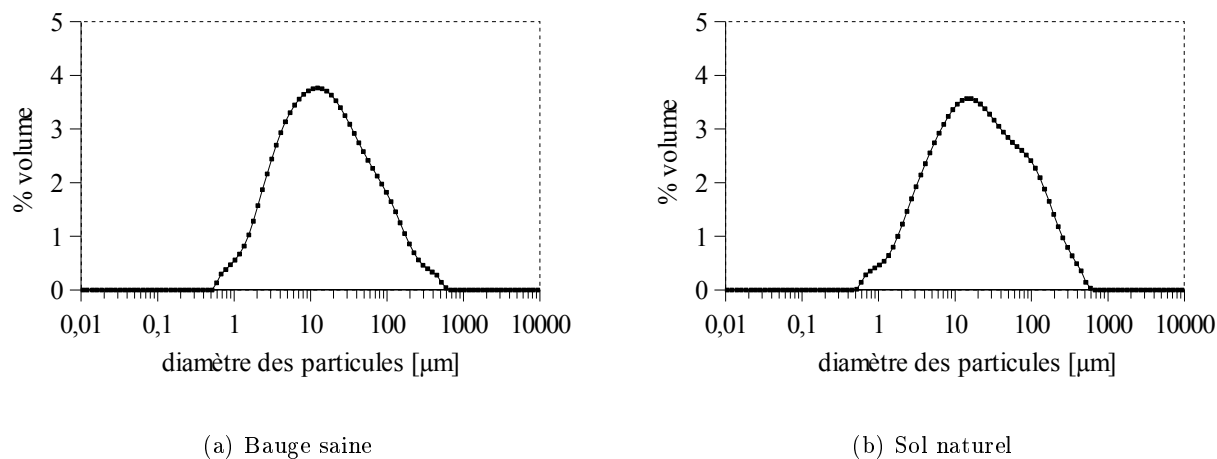


FIG. 6.9 – Granulométrie de la bauge saine (a) et du sol naturel (b).

L'échantillon de bauge saine (sous-figure (a)) a une distribution granulométrique monomodale. Le pic de cette distribution est à 12 μm alors que le diamètre de grain médian (D_{50}) de 15 μm . La distribution est très étalée. En effet, $D_{90} - D_{10} = 103 \mu\text{m}$ et $D_{75} - D_{25} = 37 \mu\text{m}$.

L'échantillon de sol naturel (sous-figure (b)) a également distribution granulométrique monomodale. Il y a plus de "grosses" particules dans le sol naturel. Le pic est à 15 μm et $D_{50} = 21 \mu\text{m}$. La différence entre la position du pic et le D_{50} exprime l'asymétrie de la courbe. La distribution granulométrique est encore plus étalée : $D_{90} - D_{10} = 141 \mu\text{m}$ et $D_{75} - D_{25} = 54 \mu\text{m}$.

échantillon	classes		
	sand	silt	clay
BauS	18 %	77 %	5 %
SolN	25 %	71 %	4 %

TAB. 6.2 – Répartition des classes granulométriques de la bauge saine et du sol naturel.

Les différentes tailles de grains peuvent être regroupées en classes (sand ($> 63 \mu\text{m}$), silt et clay ($< 2 \mu\text{m}$)), utilisées pour situer chaque distribution dans une classification standard (voir tableau 6.2). La distribution granulométrique de nos échantillons les situe dans la classe "silt loam" (limon silteux) de la classification américaine (voir figure 6.10).

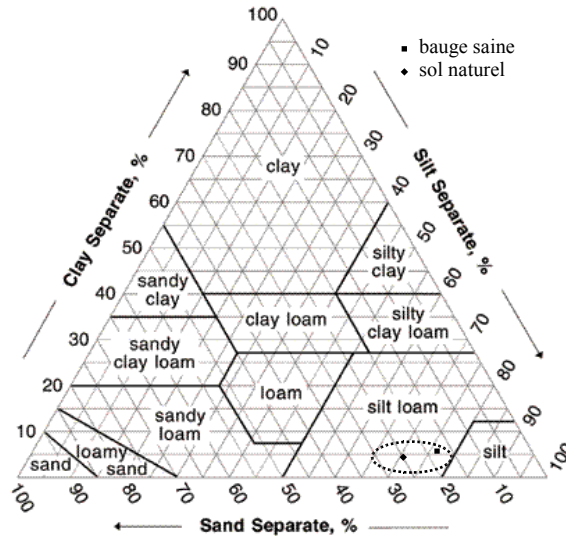


FIG. 6.10 – Classification granulométrique de la bauge saine et du sol naturel selon la classification américaine. En pointillé, la zone comprenant toutes les analyses granulométriques faites sur l'ensemble des échantillons de Deshan Kala.

6.1.5 Porosimétrie par intrusion de mercure

La porosimétrie par intrusion de mercure est une méthode très classique pour obtenir la distribution des tailles de pores d'un matériau (Blake et Hartge 1986, Xu 1995). Cette méthode consiste à introduire du mercure dans un milieu poreux initialement vide par paliers de pression. L'échantillon est préalablement parfaitement séché à l'étuve puis placé dans le porte échantillon hermétique. L'appareil fait le vide puis injecte du mercure jusqu'à atteindre la pression visée. À chaque palier, lorsque l'équilibre est atteint, le volume de mercure V_{Hg} qui a pénétré dans l'échantillon est mesuré par l'intermédiaire de pesées. Les pressions P_{Hg} peuvent être traduites en diamètres de pores d_p grâce à la loi de Laplace et un modèle de pores cylindriques équivalents. Ceci permet d'obtenir une distribution de tailles de pores. On peut par ailleurs accéder à la porosité totale θ_{tot} du milieu grâce à la connaissance du volume total de mercure injecté et du volume de l'échantillon. La densité apparente sèche ρ_{app} de l'échantillon peut aussi être évaluée. Ces deux données sont calculées par le logiciel d'acquisition du porosimètre mercure à partir des

mesures de volume poral et du poids de l'échantillon.

Outre les hypothèses concernant le passage des pressions aux diamètres de pores, la porosimétrie par intrusion de mercure présente deux limitations principales :

- Considérons la situation où, pour accéder à un pore, il faut passer par un pore de diamètre plus petit. Tous deux seront simultanément envahis par le mercure lorsque la pression correspondant au petit pore sera atteinte. Le volume du gros pore sera donc attribué à la classe de diamètre du plus petit.
- D'autre part, les résultats sont limités par la pression de mercure maximale que l'appareil peut imposer. Lors de nos mesures, cette pression a atteint 410 MPa. Nous n'avons donc pas d'information sur les pores de diamètre inférieur à 3 nm. La porosité totale obtenue par cette méthode est donc une sous-estimation de la porosité réelle car le mercure peut ne pas avoir envahi tous les pores. Cela dit cette limite des 3 nm est très petite. Le volume relatif des pores plus petits que 3 nm est probablement très faible.

En représentant V_{Hg} cumulé en fonction de d_p , on obtient la distribution cumulée des diamètres de pores (voir figure 6.11). Puisque le volume de mercure qui pénètre dans l'échantillon dépend de la taille de ce dernier, les valeurs de V_{Hg} cumulé ont été ramenées à 1g d'échantillon.

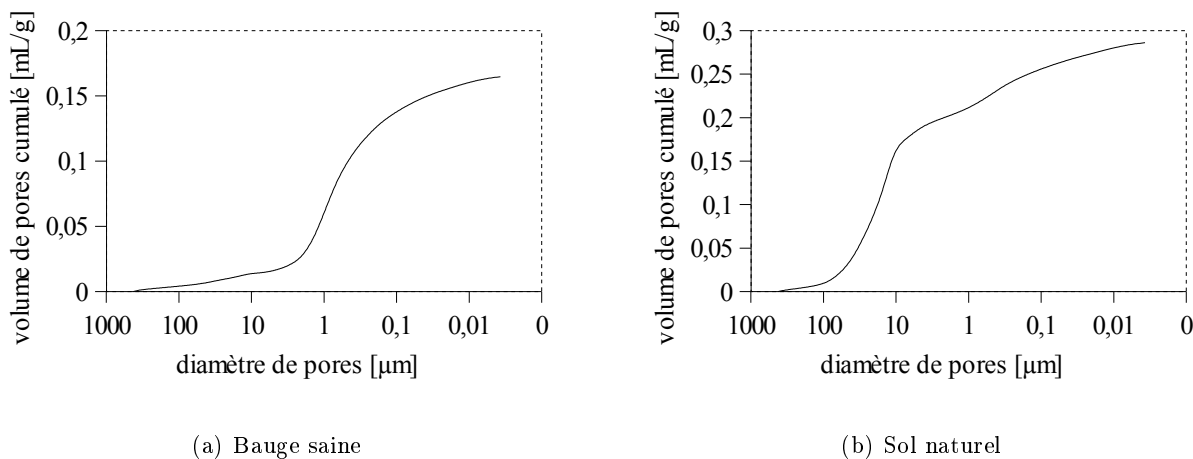


FIG. 6.11 – Distributions cumulées des diamètres de pores obtenues par porosimétrie mercure sur les échantillons provenant de la bauge saine (a) et du sol naturel (b).

En proportion, la bauge saine présente des pores significativement plus petits que le sol naturel. La taille moyenne de pore est de 6,4 μm pour la bauge et de 15,6 μm pour le sol. Ceci est peut-être lié à un effet de compaction. Les valeurs de porosité totale et de densité apparente sèche des échantillons sont présentées dans le tableau 6.3. Ces deux grandeurs permettent de calculer la densité réelle de la matrice solide ρ_m par : $\rho_m = \rho_{app}/(1 - \theta_{tot})$.

échantillon	porosimétrie			pycnométrie	différence
	θ_{tot}	ρ_{app}	ρ_m	ρ_m	
BauS	31%	1863,5 kg.m ⁻³	2701 kg.m ⁻³	2703 kg.m ⁻³	0,1 %
SolN	41%	1513,5 kg.m ⁻³	2565 kg.m ⁻³	2639 kg.m ⁻³	2,9 %

TAB. 6.3 – Porosité, densité apparente sèche et densité réelle de la bauge saine et du sol naturel d’après la porosimétrie et la pycnométrie.

Les mesures de densité réelle faites par pycnométrie sont très proches des valeurs calculées à partir des données obtenues par porosimétrie par intrusion de mercure. Ceci tend à conforter la qualité des mesures faites par ces deux techniques.

Il apparait que la bauge saine est significativement plus compacte que le sol naturel. Sa porosité totale est en effet nettement plus faible. Ceci se transcrit aussi en terme de densité apparente sèche, étant donné que les densité réelle des matrices solides des deux échantillons sont peu différentes.

6.2 Propriétés hydrauliques

Les informations nécessaires à la description du comportement hydraulique d’un milieu poreux sont présentées dans cette section. Il s’agit de la courbe de rétention (relation entre la teneur en eau et la pression capillaire) et de la perméabilité du milieu. La perméabilité est décrite par la perméabilité intrinsèque et la perméabilité relative qui dépend de l’état de saturation du milieu poreux.

6.2.1 Courbe de rétention

La courbe de rétention, qui relie la teneur en eau θ_w à la succion de l’eau P_w , peut être construite à partir de la structure porale de l’échantillon. Le principe revient à exprimer d’une part P_w en fonction de la pression de mercure P_{Hg} mesurée et d’autre part θ_w en fonction du volume de pores V_{Hg} mesuré. La courbe de rétention est ensuite facilement construite puisque P_{Hg} et V_{Hg} sont simultanément mesurés.

La loi de Laplace relie la pression du fluide au diamètre de pore d_p :

$$P_{Hg} = \frac{2\sigma_{Hg} \cos(\alpha_{Hg})}{d_p} \quad (6.1)$$

où σ_{Hg} et α_{Hg} sont le coefficient de tension superficielle du mercure et l'angle de contact du mercure avec le solide. La même équation pour l'eau s'écrit :

$$P_w = \frac{2\sigma_w \cos(\alpha_w)}{d_p} = \frac{2\sigma_w}{d_p} \quad (6.2)$$

où σ_w et α_w sont le coefficient de tension superficielle de l'eau et l'angle de contact de l'eau avec le solide. L'eau est considérée comme étant parfaitement mouillante, ce qui signifie que $\cos(\alpha_w) = 1$. Ces deux équations peuvent être combinées en exprimant la pression d'eau équivalente en fonction de la pression de mercure mesurée. Ceci permet de s'affranchir du diamètre de pore.

$$P_w = P_{Hg} \times \frac{\sigma_w \cos(\alpha_w)}{\sigma_{Hg} \cos(\alpha_{Hg})} \quad (6.3)$$

Par ailleurs, la teneur en eau équivalente peut être calculée à partir du volume de pores cumulé mesuré V_{Hg} .

$$\theta_w = \theta_{tot} - V_{Hg} \times \rho_{app} \quad (6.4)$$

où θ_{tot} est la porosité totale et ρ_{app} est la densité apparente sèche du milieu poreux.

Les données utilisées pour ces calculs sont récapitulées dans le tableau 6.4.

σ_w	σ_{Hg}	α_{Hg}	BauS		SolN	
			θ_{tot}	ρ_{app}	θ_{tot}	ρ_{app}
0,073 N.m ⁻¹	0,43 N.m ⁻¹	130°	31%	1863,5 kg.m ⁻³	41%	1513,5 kg.m ⁻³

TAB. 6.4 – Données pour le calcul des courbes de rétention de la bauge saine et du sol naturel.

Les courbes de rétention « mesurées » pour les échantillons de bauge saine et de sol naturel sont représentées par les symboles carrés sur la figure 6.12. La frange capillaire de la bauge est nettement plus importante que celle du sol. Ceci est dû à la taille des pores sensiblement plus petite dans le cas de la bauge.

En vue des simulations numériques du comportement hydrique du milieu poreux, le modèle mathématique de Van Genuchten - Mualem (Van Genuchten 1980) a été choisit pour la courbe de rétention (voir chapitre 4).

$$\theta_w = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha|h_w|)^n]^m} \quad (6.5)$$

où θ_r et θ_s sont les teneurs en eau résiduelle et à saturation respectivement, et où α , n et $m = 1 - 1/n$ sont des paramètres à déterminer empiriquement. h_w est la succion (m) définie par rapport à la pression d'eau : $P_w = \rho_w g h_w$. La figure 6.12 montre le résultat de l'ajustement des paramètres du modèle de Van Genuchten - Mualem aux données issues des échantillons de bauge saine et de sol naturel. L'ajustement a été obtenu en minimisant la somme des carrés des différences entre les mesures et le modèle paramétrique.

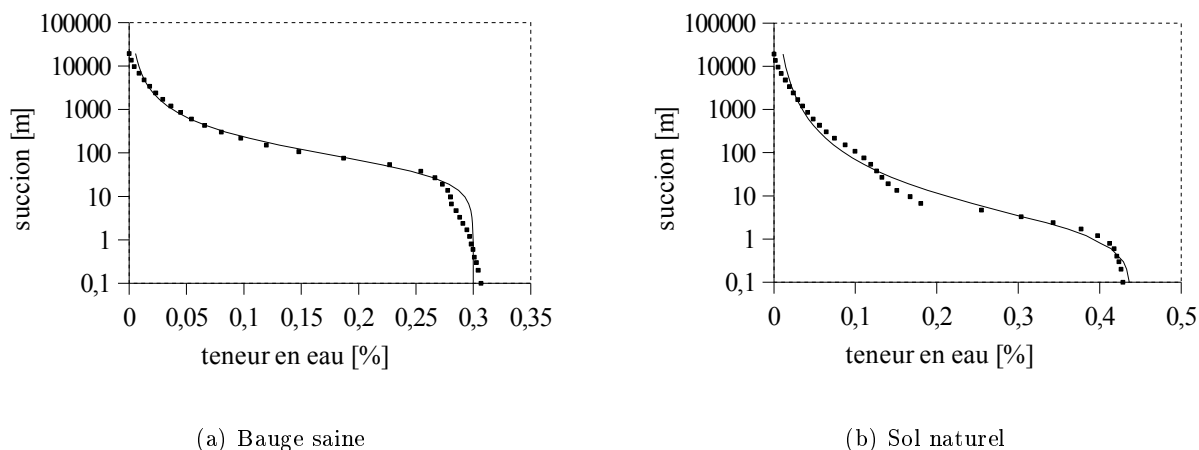


FIG. 6.12 – Courbes de rétention expérimentales (symboles carrés) et modélisées (trait continu) des échantillons provenant de la bauge saine (a) et du sol naturel (b).

Pour la bauge, l'écart entre les courbes de rétention « mesurées » et « calculées » est inférieur à 10 % lorsque la teneur en eau est supérieure à 1 %. L'écart augmente lorsque le matériau est extrêmement sec ($\theta_w < 1\%$). En ce qui concerne le sol naturel, la forme moins lisse de la courbe de rétention expérimentale ne permet pas un ajustement aussi bon. L'écart moyen entre les courbes de rétention « mesurées » et « calculées » reste pourtant assez faible, environ 10 %. Les paramètres de Van Genuchten obtenus sont présentés dans le tableau 6.5.

échantillon	θ_r	θ_s	α	n
BauS	0,1%	30%	0,02	1,7
SolN	0,1%	44%	0,6	1,4

TAB. 6.5 – Paramètres du modèle de Van Genuchten - Mualem pour les courbes de rétention de la bauge saine et du sol naturel.

6.2.2 Perméabilité intrinsèque

La meilleure méthode pour évaluer la perméabilité d'un milieu poreux est d'en faire une mesure indirecte avec un perméamètre. Cette expérience n'a pas pu être réalisée au laboratoire. La perméabilité intrinsèque d'un milieu poreux peut aussi être estimée *via* la littérature. Il existe en effet des tables liant la perméabilité d'un sol à sa distribution granulométrique et plus généralement à sa classification granulométrique (Mullins 2000). Nous avons vu au paragraphe 6.1.4 que les matériaux constituant le sol et le mur du système étudié sont classés dans les "silt loam". La conductivité hydraulique à saturation K_{sat} d'un "silt loam" est de $0,68 \text{ cm.h}^{-1}$. La perméabilité intrinsèque κ_i est donnée par la relation suivante.

$$\kappa_i = \frac{K_{sat} \times \mu_w}{\rho_w \times g} \quad (6.6)$$

où μ_w est la viscosité dynamique de l'eau. Le calcul donne une perméabilité intrinsèque d'un "silt loam" de l'ordre de 10^{-13} m^2 . Ce résultat présente une incertitude importante puisque la table d'équivalence utilisée ne repose que sur la distribution granulométrique, sans prendre en compte l'arrangement des grains et la compaction du matériau. Ceci n'est pourtant pas critique dans notre problème puisque nous nous intéressons surtout à la zone non-saturée. Or la perméabilité est fortement impactée par l'état de saturation du fluide considéré.

6.2.3 Perméabilité relative

La perméabilité d'un milieu poreux à un fluide dépend de la saturation du fluide. Le modèle retenu (chapitre 4) est celui de Van Genuchten - Mualem (Van Genuchten 1980). En ce qui concerne l'eau, par exemple, on peut écrire :

$$\kappa_w = \begin{cases} \kappa_i Se_w^L \left(1 - \left(1 - Se_w^{1/m}\right)^m\right)^2 & \text{si le milieu est non-saturé} \\ \kappa_i & \text{si le milieu est saturé} \end{cases} \quad (6.7)$$

où $Se_w = (\theta_w - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$ est la saturation effective du milieu. m est un des paramètres de la courbe de rétention. L est un paramètre généralement pris égal à 0,5. La figure 6.13 représente la perméabilité relative à l'eau κ_w/κ_i des échantillons de bauge saine et de sol naturel en fonction de la saturation effective Se_w .

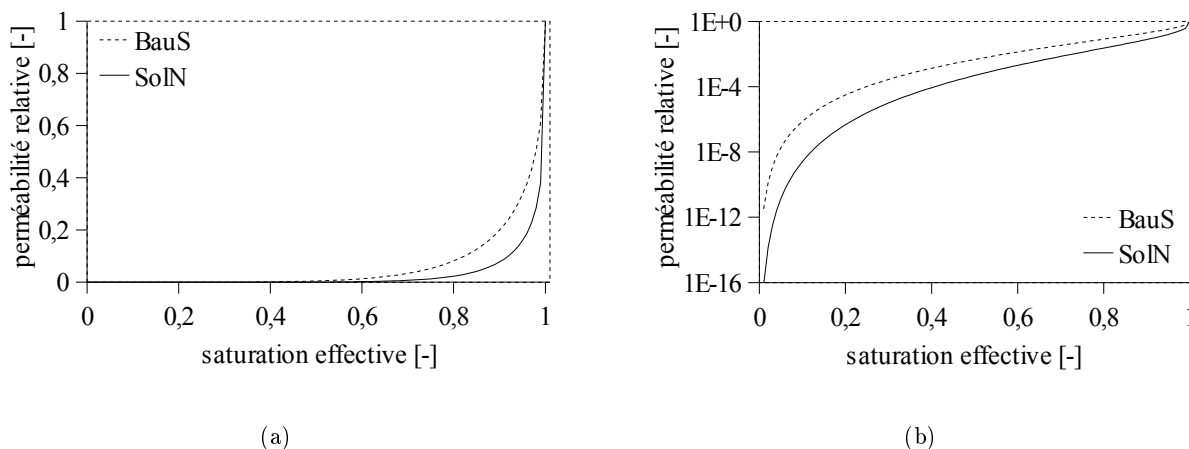


FIG. 6.13 – Perméabilités relatives modélisées par le modèle de Van Genuchten - Mualem. Bauge saine (pointillé) et du sol naturel (trait plein). Représentation normale (a) et logarithme décimal (b).

La représentation normale (sous-figure (a)) montre que la perméabilité relative des deux échantillons diminue très rapidement avec la désaturation. Cette diminution est plus marquée pour le sol naturel que pour la bauge saine. La sous-figure (b) représente la même relation mais en logarithme décimal. La diminution de la perméabilité relative avec la désaturation s'accroît lorsque la saturation effective devient faible.

6.3 Propriétés thermiques

6.3.1 Capacité calorifique

Nous ne disposons pas de données expérimentales pour les capacités calorifiques massiques des différentes phases du milieu poreux (matrice solide, eau liquide et gaz). Les valeurs que nous utiliserons sont issues de la littérature.

Les valeurs de capacité calorifique massique pour l'eau liquide et le gaz sont issues du Handbook de Lide (1991) :

- capacité calorifique de l'eau $C_{p,w} = 4,1818 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
- capacité calorifique du gaz $C_{p,g} = 1,007 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

En ce qui concerne la matrice solide, de nombreuses publications présentent des valeurs de capacité calorifique pour le quartz et les argiles (Yadav et Saxena 1973, Ghuman et Lal 1985). Ces données sont présentées dans le tableau 6.6. En considérant des valeurs moyennes de $1,05 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour le quartz et de $1,45 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ pour les argiles, et en considérant une

proportion de 40% de quartz pour 60% d'argiles, on obtient une capacité calorifique massique de la matrice solide $C_{p,m} = 1,29 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

minéraux	Yadav	Ghuman
Quartz	0,82-1,61 $10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$	0,91 $10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
Argiles	1,13-1,98 $10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$	1,35 $10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$

TAB. 6.6 – Valeurs de capacité calorifique pour le quartz et les argiles.

6.3.2 Conductivité thermique

De la même manière que précédemment, les valeurs de conductivité thermique pour l'eau liquide et l'air sont issues de la littérature :

- conductivité thermique de l'eau $\lambda_w = 0,6 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (Lide 1991)
- conductivité thermique du gaz $\lambda_g = 0,026 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (International Energy Agency 1991)

La conductivité thermique de la matrice solide λ_m est très variable selon la composition minéralogique du matériau. Des données concernant les sols sont disponibles dans la littérature mais leur forte variance pousse à la prudence quant à leur utilisation. Par exemple International Energy Agency (1991) propose $\lambda_m = 1,05 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ alors que Mullins (2000) donne $\lambda_m = 0,2-0,4 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

Puisque nous disposons de mesures de température à différentes profondeurs dans le mur, nous pouvons caler un modèle de transfert thermique sur ces données. Le modèle utilisé est un modèle très simple de conduction en une dimension :

$$(\rho C_p)^* \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(-\Lambda^* \frac{\partial T}{\partial x} \right) = 0 \quad (6.8)$$

où $(\rho C_p)^*$ et Λ^* sont la capacité calorifique volumique effective et la conductivité thermique apparente :

$$(\rho C_p)^* = \theta_w \rho_w C_{p,w} + \theta_g \rho_g C_{p,g} + (1 - \theta_s) \rho_m C_{p,m} \quad (6.9)$$

$$\Lambda^* = \theta_w \lambda_w + \theta_g \lambda_g + (1 - \theta_s) \lambda_m + L_v \rho_{vs} D_v \alpha_{vs} \phi \quad (6.10)$$

Les propriétés du matériau sont celles de la bauge saine. Le profil de température utilisé est celui de la face sud car il présente des amplitudes de variations journalières les plus importantes.

La simulation est faite sur cinq jours à partir des données du 23 novembre au 27 novembre 2006. Cette période a été choisie car la température moyenne évolue peu. Les températures mesurées à 5 cm de profondeur et à 30 cm de profondeur servent de conditions aux limites. Le calage se fait avec les mesures faites à 10 cm et à 20 cm de profondeur. Seuls les deux derniers jours de la simulation sont utilisés pour la calage. Cela permet de faire disparaître l'impact des conditions initiales du calcul forcément mauvaises. La figure 6.14 montre le résultat de la simulation avec $\lambda_m = 1,8 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$. L'accord entre la température mesurée et la température calculée est excellent à 10 cm de profondeur. L'accord est bon à 20 cm de profondeur.

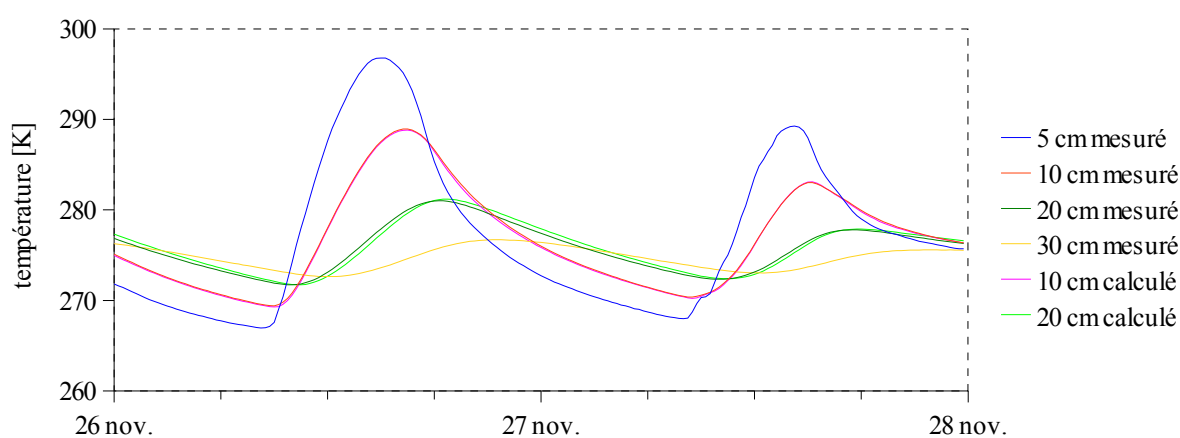


FIG. 6.14 – Calage de la conductivité thermique de la matrice solide sur les données de température du mur.

7

La phase liquide : l'eau et les solutés

7.1	Chimie des solutions : rappels théoriques	119
7.1.1	Réaction chimique et équilibres	119
7.1.2	Modèles géochimiques	121
7.1.2.1	Debye-Hückel	121
7.1.2.2	Pitzer	122
7.2	Composition chimique des eaux de la nappe	123
7.2.1	Analyses des eaux en laboratoire.	123
7.2.1.1	ICP-AES	123
7.2.1.2	Électrophorèse Ionique Capillaire	123
7.2.2	Traitement des données avec Phreeqc.	124
7.2.3	Conductivité électrique.	127
7.3	Simulations de la composition chimique de l'eau en cas d'évaporation	127
7.3.1	Concentration à saturation des solutés majeurs	128
7.3.2	Simulation de l'évaporation et cristallisation de sels	129
7.3.2.1	Évaporation de la solution ionique réelle	129
7.3.2.2	Évaporation d'une solution ionique simplifiée	131
7.4	Conclusion	133

Nous avons vu dans le chapitre 6 que des sels cristallisés sont présents dans le système sol-mur. Les analyses par diffraction des rayons X ont montré que la halite est présente dans les échantillons de sol et de mur alors que les échantillons de sol contiennent du gypse. L'imagerie MEB et les microanalyses élémentaires associées ont permis de préciser que la halite est présente dans le milieu poreux lui-même alors que le gypse se trouve exclusivement dans les fractures. Enfin, nous avons pu observer sur le terrain des efflorescences de sels à la surface du sol (voir chapitre 1).

Ces observations laissent supposer que les sels cristallisent actuellement dans le système. Cela signifie que les éléments de base de ces sels sont transportés jusque dans le matériau superficiel (dans le mur et dans les premiers décimètres du sol). Les sels ont très probablement été transportés sous forme dissoute par l'eau du sol. Il paraît donc logique de s'intéresser à la composition chimique de la nappe. Nous chercherons ensuite à simuler l'évaporation de façon à faire le lien entre l'eau de la nappe et les sels cristallisés.

7.1 Chimie des solutions : rappels théoriques

7.1.1 Réaction chimique et équilibres

Les eaux souterraines contiennent une quantité variable de solutés. La nature et l'abondance des éléments chimiques présents dans les eaux souterraines dépendent de leur histoire. En effet, ces éléments proviennent des matériaux traversés (roches, sols ...). Les échanges avec la phase solide sont multiples : dissolution, échanges cationiques, adsorption, complexation ...

L'ensemble des éléments présents en solution s'assemblent pour former différentes espèces chimiques. On parle de spéciation. La présence d'un élément donné sous une forme ou une autre dépend des conditions physico-chimiques (température, pression, pH, conditions rédox ...). Par exemple, le carbone peut être présent en solution sous une multitude de formes : CO_2 dissout, HCO_3^- , CaCO_3 , CO , CH_4 ...

Des réactions chimiques peuvent avoir lieu, ce qui permet la formation de nouvelles espèces chimiques (Atteia 2005).



On définit le produit d'activité ionique (Ionic Activity Product, *IAP*) de chaque réaction dans une solution donnée :

$$IAP = \frac{a_C}{a_A \times a_B^2} \quad (7.1)$$

où a_k est l'activité de l'espèce ionique k . Dans le cas d'une solution « infiniment » diluée, l'activité de l'ion k est égale à sa concentration dans la solution, c_k (mol.L^{-1}). Dans le cas d'une solution réelle, il faut ajouter un terme correctif γ_k (L.mol^{-1}) : $a_k = \gamma_k \times c_k$. Il existe plusieurs modèles de γ_k . Deux d'entre eux sont détaillés au paragraphe 7.1.2.

On peut définir la constante d'équilibre de chaque réaction, K . Lorsque la réaction est à l'équilibre, *IAP* est égal à K . Les constantes d'équilibre d'un très grand nombre de réactions sont données par la littérature et regroupées dans des bases de données. Leur valeur ont été déterminées empiriquement.

Par convention, les réactions faisant intervenir une phase solide et une phase liquide sont écrites dans le sens de la dissolution, comme par exemple :



La constante d'équilibre de la réaction sera alors nommée produit de solubilité, K_s . Lorsque les solutés concernés (ici Na^+ et Cl^-) sont à l'équilibre avec le précipité (ici NaCl), alors le produit de leur activité est égal à K_s . Il faut noter que l'activité de la phase solide est généralement choisie égale à 1. Dans le cas particulier des solutions solides (Fritz 1981), ce choix n'est pas possible à cause des échanges entre les différentes phases solides. Cela donne lieu à des calculs très complexes.

Le produit de solubilité peut s'utiliser par comparaison avec *IAP*. Pour ce faire, on introduit la notion d'indice de saturation (Saturation Index, *SI*) :

$$SI = \log(K_s) - \log(IAP)$$

On peut tout d'abord considérer que le solide est à l'équilibre avec la solution. *SI* vaut alors 0 et on peut déterminer l'activité des solutés et plus ou moins directement leur concentration. Si les solutés sont dans des proportions stœchiométriques, les concentrations obtenues sont les concentrations à saturation du solide dissout.

La démarche inverse consiste à déterminer l'état de saturation de la solution en contact avec le

solide.

- Si $SI < 0$, la solution est sous-saturée et le solide va avoir tendance à se dissoudre.
- Si $SI > 0$, la solution est sursaturée et le solide va avoir tendance à précipiter.

Lorsqu'une grande quantité d'éléments est présente dans le système, de nombreuses espèces chimiques peuvent coexister. Leur abondance dépend des constantes d'équilibre des réactions dans lesquelles chaque espèce chimique intervient. Déterminer l'abondance de toutes les espèces chimiques qui peuvent potentiellement coexister nécessite l'usage d'un modèle géochimique élaboré. Le choix du modèle dépend bien évidemment du problème étudié. Dans ces travaux, l'eau d'une nappe *a priori* chargée en solutés - dont la nature et l'abondance sont à déterminer - est transportée (voir chapitre 4) jusqu'aux abords de la surface en entraînant les solutés. L'eau s'évapore proche de la surface. Si la quantité d'eau liquide diminue par évaporation, il est probable que la concentration des solutés augmente de façon significative. L'indice de saturation de certains sels peut alors devenir positif, signifiant la cristallisation du sel. Ces processus font intervenir une solution très concentrée, voire à saturation pour certains sels.

7.1.2 Modèles géochimiques

L'expression de γ_k est au cœur des modèles géochimiques. Les autres aspects de ces modèles ne seront pas abordés.

7.1.2.1 Debye-Hückel

Le plus commun des modèles géochimiques s'appuie sur la théorie de Debye-Hückel (Debye et Hückel 1923, Atteia 2005) qui considère que les ions sont ponctuels et entourés par une couche liée uniquement par l'effet électrostatique :

$$\log \gamma_k = -A \times z_k^2 \times \sqrt{I} \quad (7.2)$$

où z_k est la valence de l'ion k et I est la force ionique de la solution :

$$I = 1/2 \sum_k c_k \times z_k^2 \quad (7.3)$$

Si la force ionique devient supérieure à environ $10^{-2,3}$, alors l'expression de γ_k devient :

$$\log \gamma_k = \frac{-A \times z_k^2 \times \sqrt{I}}{1 + B \times a'_k \times \sqrt{I}} \quad (7.4)$$

A et B sont des constantes dépendant de la température et de la pression et a'_k est une constante proche du rayon ionique hydraté. Ce modèle n'est pas valide lorsque la force ionique de la solution devient supérieure à 10^{-1} . Cette limite exclut *a priori* son utilisation pour des solutions très concentrées et *a fortiori* à saturation.

7.1.2.2 Pitzer

Pitzer a développé une théorie prenant en compte les interactions spécifiques entre les ions (Pitzer 1987; Pitzer 1991). Ce qui différencie le modèle de Pitzer des autres modèles est l'ajout de termes pour les forces interioniques à faible distance, qui sont spécifiques à chaque électrolyte. Les interactions avec les espèces neutres sont également prises en considération. Chaque terme est dépendant de la température et de la pression. Ce modèle s'appuie sur une base de données très importante, alimentée par une grande quantité d'études expérimentales faites pour chaque ion et pour chaque soluté. Cette base de données n'est pas encore complète. Dans le cas de solutions très concentrées, le modèle de Pitzer est plus approprié puisque le domaine de validité de ce modèle s'étend des faibles concentrations à la saturation. L'équation 7.5 exprime l'influence des autres espèces (j et k) sur l'espèce considérée i .

$$\log \gamma_i = \frac{z_i^2}{2} f' + 2 \sum_j \lambda_{ij} c_j + \frac{z_i^2}{2} \sum_j \sum_k \lambda'_{jk} c_j c_k + 3 \sum_j \sum_k \mu_{ijk} c_j c_k + \dots \quad (7.5)$$

f' et λ' sont les dérivées de f et λ en fonction de la force ionique I . f inclut le modèle de Debye-Hückel et ne dépend que de la force ionique et non des concentrations ioniques individuelles ou autres propriétés des solutés. λ_{ij} représente les interactions à faible distance en présence de solvant entre les particules i et j . Le paramètre similaire pour les interactions triples est μ_{ijk} . Les interactions du quatrième ordre ou plus peuvent être ajoutées.

7.2 Composition chimique des eaux de la nappe

7.2.1 Analyses des eaux en laboratoire.

Un échantillon d'eau a été prélevé dans le piézomètre (échantillon Piézo). La composition chimique de cette eau a été analysée avec deux techniques distinctes. Les teneurs en éléments « cationiques » ont été mesurées par ICP-AES. Les concentrations des anions majeurs (chlorures et sulfates) ont été mesurées par Électrophorèse Ionique Capillaire.

Par ailleurs, le pH de la solution est de : 7,75.

7.2.1.1 ICP-AES

La technique ICP-AES (Inductive Coupled Plasma - Atomic Emission Spectroscopy) consiste en une spectrométrie d'émission atomique utilisant une source à plasma d'argon généré par couplage inductif. Il s'agit d'une méthode d'analyse élémentaire, c'est-à-dire permettant de mesurer les teneurs en sodium, calcium, silicium, etc., mais qui ne renseigne pas sur la forme chimique sous laquelle se trouvent ces éléments dans l'échantillon.

Ces analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique (LGIT). Un grand nombre d'éléments « cationiques » a été recherché (voir tableau 7.1).

Six éléments (Na, Ca, Mg, K, Si, Sr) sont présents en quantité non-négligeable. Les autres éléments analysés sont en quantité négligeable (inférieure au ppm).

7.2.1.2 Électrophorèse Ionique Capillaire

Les électrolytes de la solution sont soumis à un champ électrique qui les fait migrer dans le capillaire et les sépare les uns des autres en fonction de leur mobilité électrophorétique. À la différence de l'ICP, seules les espèces chargées peuvent être analysées par cette technique.

Ces analyses ont été effectuées au Laboratoire Technologie des Traceurs du CEA-Liten de Grenoble. Seules les concentrations en ions chlorure et sulfate ont été mesurées (voir tableau 7.2).

élément	concentration massique (ppm)	concentration molaire (mol.L ⁻¹)	masse molaire (g.mol ⁻¹)
Na	363,2	1,58 10 ⁻²	22,99
Ca	165	4,12 10 ⁻³	40,08
Mg	105	4,32 10 ⁻³	24,31
K	49	1,25 10 ⁻³	39,1
Si	6,2	2,21 10 ⁻⁴	28,09
Sr	7	7,99 10 ⁻⁵	87,62
Al	0,704	2,61 10 ⁻⁵	26,98
B	0,355	3,28 10 ⁻⁵	10,81
Li	0,155	2,23 10 ⁻⁵	6,94
Mn	0,308	5,61 10 ⁻⁶	54,94
Ba	0,117	8,52 10 ⁻⁷	137,33
Zn	0,059	9,02 10 ⁻⁷	65,41
Cu	0,0159	2,50 10 ⁻⁷	63,55
Cr	0,012	2,31 10 ⁻⁷	52
Pb	0,027	1,30 10 ⁻⁷	207,2
Fe	0,0288	5,16 10 ⁻⁷	55,85
Mo	0	0	95,94
As	0	0	74,92
Cd	0	0	112,41
Co	0	0	58,93
Ni	0	0	58,69

TAB. 7.1 – Éléments cationiques présents dans les eaux de Khiva. Concentrations massiques et molaires obtenues par ICP-AES.

électrolyte	concentration massique (ppm)	concentration molaire (mol.L ⁻¹)	masse molaire (g.mol ⁻¹)
SO ₄ ²⁻	763,85	7,96 10 ⁻³	96,02
Cl ⁻	610,81	1,72 10 ⁻²	35,45

TAB. 7.2 – Anions majeurs présents dans les eaux de Khiva. Concentrations massiques et molaires obtenues par Électrophorèse Ionique Capillaire.

7.2.2 Traitement des données avec Phreeqc.

Les résultats des mesures tels que présentés ci-dessus ne permettent pas d'établir directement la composition chimique des eaux de la nappe. Comme on l'a vu au paragraphe 7.1, les

différentes réactions rendues possibles par la présence de nombreux éléments vont permettre la présence d'une multitude d'espèces chimiques.

Nous avons utilisé le logiciel Phreeqc (Parkhurst et Appelo 1999) permettant entre autre de déterminer quelles espèces chimiques sont présentes en solution ou encore de calculer quels sont les indices de saturation des principaux minéraux vis-à-vis de la solution. Phreeqc dispose des bases de données indispensables à l'utilisation des différents modèles géochimiques, dont ceux de Debye-Hückel et de Pitzer. Les bases de données contiennent les constantes des principales réactions possibles. Ce logiciel est couramment utilisé en hydrogéologie environnementale pour évaluer l'indice de saturation des différents minéraux, dont le gypse et la halite. La situation la plus fréquente se caractérise par des conditions de dissolution de ces évaporites, avec un fort impact sur la composition des eaux souterraines (Rosenthal *et al.* 1998 ; El Naqa et Al Kuisi 2004). Certaines de ces études s'intéressent aux mécanismes et aux variabilités à l'échelle régionale (Smith *et al.* 1998 ; Uliana et Sharp 2001 ; Lambrakis 2006) tandis que d'autres se concentrent sur l'échelle décimétrique (Yang *et al.* 2003 ; Kohfahl et Pekdeger 2006). Phreeqc est parfois couplé à un logiciel simulant le transport de masse, comme par exemple MODFLOW (Prommer *et al.* 2003 ; Dhiman et Keshari 2006 ; Machado *et al.* 2007) ou Hydrus-1D (Simunek *et al.* 2006 ; Wissmeier et Barry 2008).

Les données d'entrée du modèle sont les concentrations des éléments analysés et le pH (voir tableau 7.3). L'un des éléments importants dans les eaux naturelles n'a pas été mesuré : le carbone. Cette lacune est due à la forte solubilité du CO₂ atmosphérique dans l'eau. La mesure doit donc se faire dans les heures qui suivent le prélèvement de façon à éviter les transferts entre la solution prélevée et l'air ambiant. Il n'était pas possible de faire ces analyses sur place, à Khiva. La concentration de cet élément sous sa forme dissoute classique HCO₃⁻ est choisie arbitrairement et laissée libre de façon à assurer l'électroneutralité de la solution. Cette hypothèse est raisonnable étant donné que HCO₃⁻ est la principale espèce dont nous n'avons pas de mesure alors que nous sommes certains de sa présence en solution due à l'équilibre entre le CO₂ atmosphérique et le CO₂ dissout.

Les fortes concentrations mesurées nous incitent à utiliser la modèle de Pitzer (Pitzer 1991) pour simuler la spéciation dans les eaux prélevées. Malheureusement, la base de données de ce modèle pour Phreeqc ne prend pas en considération le silicium. C'est pourquoi une première simulation s'appuie sur la théorie classique de Debye-Hückel. La base de données choisie a été compilée par le BRGM (Blanc *et al.* 2007). Cette simulation évalue la force ionique de la solution

élément	concentration molaire (mol.L ⁻¹)	anion	concentration molaire (mol.L ⁻¹)
Na	1,58 10 ⁻²	SO ₄ ²⁻	7,96 10 ⁻³
Ca	4,12 10 ⁻³	Cl ⁻	1,72 10 ⁻²
Mg	4,32 10 ⁻³	HCO ₃ ⁻	2,00 10 ⁻³
K	1,25 10 ⁻³		
Si	2,21 10 ⁻⁴		
Sr	7,99 10 ⁻⁵		
		pH	7,75

TAB. 7.3 – Spéciation : données d'entrée pour Phreeqc. Concentrations molaires et pH.

(I) égale à $4.25 \cdot 10^{-2}$ mol.L⁻¹. C'est une valeur assez élevée qui place la solution à la limite de validité de cette théorie. Le seul résultat présenté ici concerne le silicium. L'indice de saturation du quartz calculé est de 0.08. Cela signifie que la forme dissoute de cet élément (SiO₂, 2 H₂O) est à l'équilibre avec le quartz. Ce résultat est tout à fait logique puisque nous avons montré au chapitre 5 que le quartz est abondamment présent dans le sol de Khiva.

La deuxième simulation de spéciation utilise le modèle de Pitzer. Les données d'entrée de cette simulation sont les mêmes que précédemment (tableau 7.3) à l'exception du silicium, non pris en compte par la base de données. Le résultat de cette seconde simulation est présenté par le tableau 7.4.

cation	concentration molaire (mol.L ⁻¹)	anion	concentration molaire (mol.L ⁻¹)	précipité	concentration molaire (mol.L ⁻¹)
Na ⁺	1,58 10 ⁻²	SO ₄ ²⁻	7,96 10 ⁻³	CaCO ₃	4,54 10 ⁻⁶
Ca ²⁺	4,115 10 ⁻³	Cl ⁻	1,72 10 ⁻²	MgCO ₃	3,01 10 ⁻⁶
Mg ²⁺	4,317 10 ⁻³	HCO ₃ ⁻	9,78 10 ⁻⁴		
K ⁺	1,25 10 ⁻³				
Sr ²⁺	7,99 10 ⁻⁵				

TAB. 7.4 – Spéciation : espèces simulées selon le modèle de Pitzer. Concentrations molaires.

L'abondance du calcium et du magnésium d'une part et des ions carbonates d'autre part permet la précipitation de carbonate de calcium (calcite, CaCO₃) et de carbonate de magnésium (magnésite, MgCO₃). Ce résultat numérique est en accord avec l'observation de dépôts blanchâtres dans les tubes de prélèvements. La force ionique de la solution calculée lors de cette simulation est : $I = 5,0410^{-2}$ mol.L⁻¹, confirmant le choix de l'utilisation du modèle de Pitzer.

Mis à part la précipitation en faible quantité de calcite et de magnésite, les éléments présents sont sous leur forme ionique classique.

7.2.3 Conductivité électrique.

La physico-chimie des solutions d'électrolytes fournit les éléments nécessaires au calcul de la conductivité électrique d'une solution à partir de sa composition chimique, en considérant notamment la conductivité molaire équivalente des ions (Robinson et Stokes 1959). La conductivité électrique (CE) de la solution dépend de la force ionique (Montoroi 1997) :

$$CE = 68,05 \times I^{0,91} \quad (7.6)$$

où la force ionique I , calculée par Phreeqc, est donnée par l'équation 7.3. Dans le cas de notre échantillon d'eau, le calcul de la conductivité électrique (équation 7.6) à partir de la simulation Phreeqc donne : $CE_{calcul} = 4,49 \text{ mS.cm}^{-1}$. Cette valeur calculée est très proche de la valeur mesurée dans le piézomètre (voir paragraphe 5.4) peu après le prélèvement : $CE_{mesure} = 4,44 \text{ mS.cm}^{-1}$.

Ces valeurs de conductivité électrique sont élevées pour de l'eau *a priori* « douce ». En effet, l'eau est considérée douce lorsque la CE est comprise entre $0,005$ et $0,5 \text{ mS.cm}^{-1}$ alors que l'eau de mer à une CE d'environ 50 mS.cm^{-1} .

7.3 Simulations de la composition chimique de l'eau en cas d'évaporation

L'évaporation d'une partie de l'eau du système va conduire à l'augmentation de la concentration des espèces ioniques et donc de leur activité. Cette augmentation peut être telle que l'indice de saturation d'une espèce précipitée peut devenir positif, signifiant sa cristallisation (voir paragraphe 7.1). Dans un premier temps, nous pouvons déterminer les concentrations à saturation des solutés majeurs, dans des proportions stœchiométriques. Puis nous simulerons l'évaporation de l'eau de Khiva jusqu'à la cristallisation des sels.

7.3.1 Concentration à saturation des solutés majeurs

Les bases de données utilisées par Phreeqc proposent les produits de solubilité (K_s) des principales espèces géochimiques précipitées. Étant donné les ions présents dans l'échantillon d'eau de Khiva, quatre sels (halite, gypse, calcite et sylvite) peuvent potentiellement précipiter si les concentrations sont amenées à augmenter (voir tableau 7.5).

Espèce précipitée	Réaction de cristallisation/dissolution	K_s
Halite	$\text{NaCl} \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	$10^{1,57}$
Gypse	$\text{CaSO}_4 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	$10^{-4,58}$
Calcite	$\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	$10^{-8,41}$
Sylvite	$\text{KCl} \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{Cl}^-$	$10^{0,9}$

TAB. 7.5 – Produits de solubilité des principaux sels.

Pour chaque réaction de cristallisation/dissolution, il existe une valeur de concentration à saturation, c'est-à-dire pour laquelle la solution est à l'équilibre avec le sel cristallisé. Cette valeur est unique si l'on considère que les ions sont en proportion stœchiométrique. La concentration à saturation pourrait être obtenue en dissolvant une grande quantité de sel dans de l'eau pure. L'équilibre atteint a été simulé avec Phreeqc. Il faut noter que la base de données utilisées s'appuie sur le modèle de Pitzer, ce qui explique que l'activité de chaque soluté soit différente de sa concentration à saturation (voir tableau 7.6).

Précipité	Concentration à saturation des solutés	Activité des solutés	$IAP = K_s$
Halite	$c_{s\text{Na}^+} = c_{s\text{Cl}^-} = 6,1 \text{ mol.L}^{-1}$	$a_{\text{Na}^+} = 9,944$ $a_{\text{Cl}^-} = 3,736$	$10^{1,57}$
Gypse	$c_{s\text{Ca}^{2+}} = c_{s\text{SO}_4^{2-}} = 1,525 \cdot 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$	$a_{\text{Ca}^{2+}} = 5,475 \cdot 10^{-3}$ $a_{\text{SO}_4^{2-}} = 4,802 \cdot 10^{-3}$	$10^{-4,58}$
Calcite	$c_{s\text{Ca}^{2+}} = c_{s\text{CO}_3^{2-}} = 1,261 \cdot 10^{-4} \text{ mol.L}^{-1}$	$a_{\text{Ca}^{2+}} = 1,147 \cdot 10^{-4}$ $a_{\text{CO}_3^{2-}} = 3,421 \cdot 10^{-5}$	$10^{-8,41}$
Sylvite	$c_{s\text{K}^+} = c_{s\text{Cl}^-} = 4,797 \text{ mol.L}^{-1}$	$a_{\text{K}^+} = 2,818$ $a_{\text{Cl}^-} = 2,818$	$10^{0,9}$

TAB. 7.6 – Concentration et activité des solutés majeurs à l'équilibre avec l'espèce précipitée.

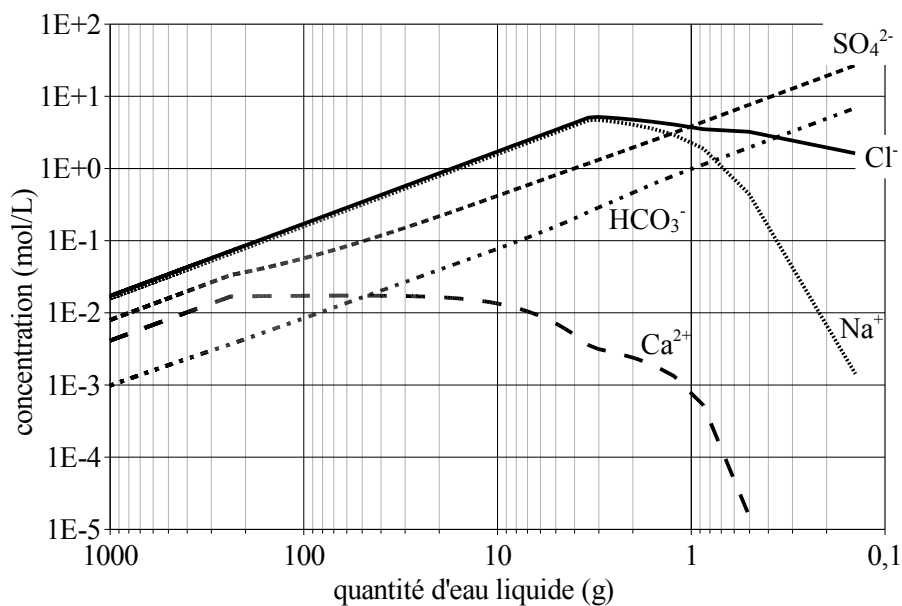
7.3.2 Simulation de l'évaporation et cristallisation de sels

Le logiciel Phreeqc offre la possibilité de simuler la cristallisation des sels en cas d'évaporation de l'eau. La technique consiste à retirer du système une petite quantité d'eau puis de calculer les nouveaux équilibres géochimiques. Cette étape est répétée jusqu'à ce qu'il ne reste quasiment plus d'eau dans le système.

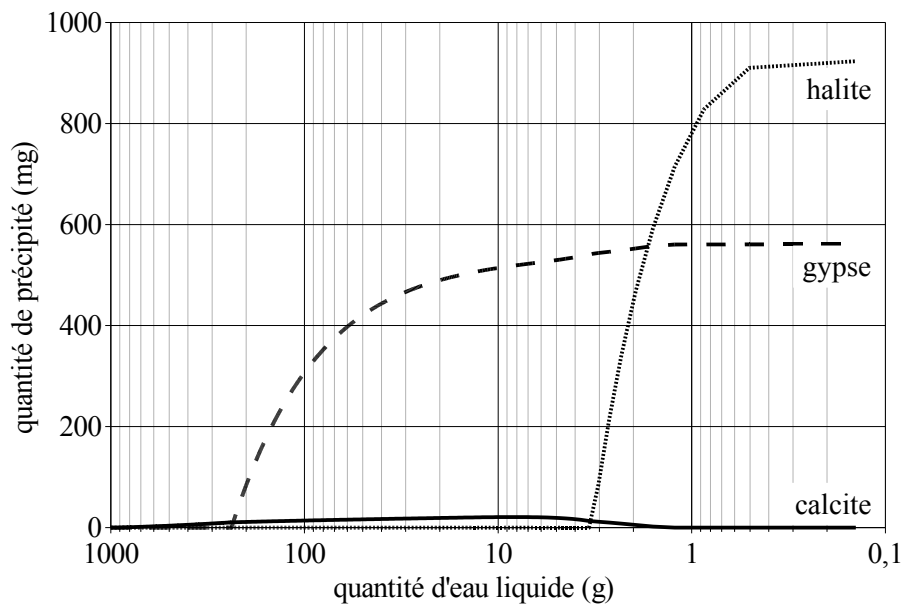
7.3.2.1 Évaporation de la solution ionique réelle

Nous avons fait cette simulation en partant des concentrations élémentaires analysées en laboratoire (voir tableau 7.3). Les sels dont on prévoit la cristallisation sont initialement absents du système. Avant le calcul, le système contient 55,51 moles d'eau, soit 1 kg. Au cours de la simulation, 55,49 moles d'eau sont retirées du système en 2775 étapes successives (soit 0,02 mole d'eau retirée du système à chaque itération). Ce pas est choisi car il est suffisamment petit pour bien suivre les évolutions calculées. Nous aurions pu préférer un pas encore plus petit mais le nombre de sorties de la simulation dépasse alors la limite de Phreeqc. Nous pouvons suivre pas à pas l'augmentation de la concentration des ions (figure 7.1 (a)) puis l'apparition des différents sels cristallisés (figure 7.1 (b)). Lors de cette simulation, seuls la halite, le gypse et la calcite ont précipité. L'évolution de la concentration des ions non-concernés par les réactions de précipitation de ces sels n'est pas représentée ici (K^+ , Mg^{2+} et Sr^{2+}).

Au début de l'évaporation, l'augmentation de la concentration des ions est proportionnelle à la diminution de la quantité d'eau dans le système. Lorsque 76% de l'eau est évaporée, la concentration en calcium devient stable à $1,7 \cdot 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ et le gypse commence à précipiter. L'augmentation de la concentration en sulfate se poursuit moins vite qu'avant le début de la précipitation du gypse. Lorsque 98% de l'eau est évaporée, la concentration en calcium commence à diminuer tandis que le gypse continue de précipiter. Enfin, la halite commence à précipiter de façon très rapide lorsqu'environ 99,7% de l'eau s'est évaporée (il reste alors 3 grammes d'eau liquide sur le kilogramme d'origine). Les concentrations en sodium et en chlorure commencent à diminuer dès le début de la précipitation de la halite. La figure 7.1 (b) montre que si la précipitation de la halite est très tardive, elle n'en reste pas moins importante puisque la halite est rapidement plus abondante que le gypse dans le système. En fin de simulation, la quasi totalité de l'eau est évaporée (il reste 0,14 grammes d'eau) et il y a 923 mg de halite pour 560 mg de



(a) Évolution de la concentration des électrolytes.



(b) Évolution de la quantité de sels précipités.

FIG. 7.1 – Simulation avec Phreeqc de la précipitation des sels lors de l'évaporation de la quasi-totalité d'un kilogramme d'eau.

gypse.

La calcite a un comportement un peu particulier dans cette simulation. En effet, les ions carbonates de l'eau analysée est à l'équilibre avec le CO_2 atmosphérique et avec la calcite. Celle-ci précipite donc dès le début de la simulation. En fin de simulation, le calcium se fait plus rare en solution et la calcite se dissout au profit du gypse jusqu'à sa disparition totale.

En résumé, on constate que la précipitation du gypse est précoce par rapport à celle de la halite, mais cette dernière précipite de façon massive dès que la concentration en chlorure et en sodium est à saturation. Étant donné que nous avons observé du gypse et de la halite dans les échantillons de sol et de mur prélevés à Khiva (voir paragraphes 6.1.1 et 6.1.2), nous allons nous intéresser plus particulièrement aux ions Na^+ , Ca^{2+} , Cl^- et SO_4^{2-} .

7.3.2.2 Évaporation d'une solution ionique simplifiée

En vue des simulations du transfert des solutés et de la précipitation des sels associés, il nous faut étudier le comportement d'une eau à la composition ionique « approchée ». Nous considérons donc que le chlorure et le sodium d'une part et le sulfate et le calcium d'autre part sont en concentration molaire égale, c'est-à-dire dans les proportions stœchiométriques de la réaction de précipitation de la halite et du gypse, respectivement. Tous les autres ions ne sont pas pris en compte. Les données d'entrée de cette simulation sont présentées dans le tableau 7.7 :

élément	concentration molaire (mol.L^{-1})	anion	concentration molaire (mol.L^{-1})
Na	$1,6 \cdot 10^{-2}$	Cl^-	$1,6 \cdot 10^{-2}$
Ca	$5 \cdot 10^{-3}$	SO_4^{2-}	$5 \cdot 10^{-3}$
pH	7,75		

TAB. 7.7 – Évaporation d'une eau dont la composition ionique est « approchée » : données d'entrée pour Phreeqc. Concentrations molaires et pH.

De la même manière que précédemment, l'évaporation est simulée par le retrait de 55,49 moles d'eau en 2775 étapes successives. Le résultat de cette simulation est présentée sur la figure 7.2. L'évolution globale des concentrations et de la quantité de précipités est similaire à la simulation précédente. La figure 7.3 compare la précipitation de la halite et du gypse au cours des deux simulations : à partir de la composition ionique « réelle » ou à partir de la composition ionique « approchée ».

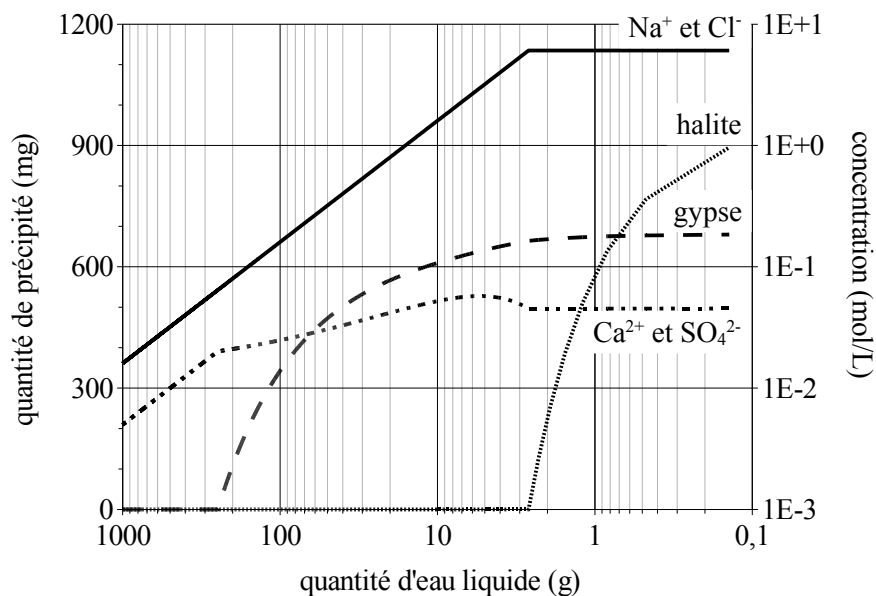


FIG. 7.2 – Simulation avec Phreeqc de l'évolution des concentrations ioniques et de la précipitation des sels lors de l'évaporation de la quasi-totalité d'un kilogramme d'eau dont la composition ionique est « approchée ».

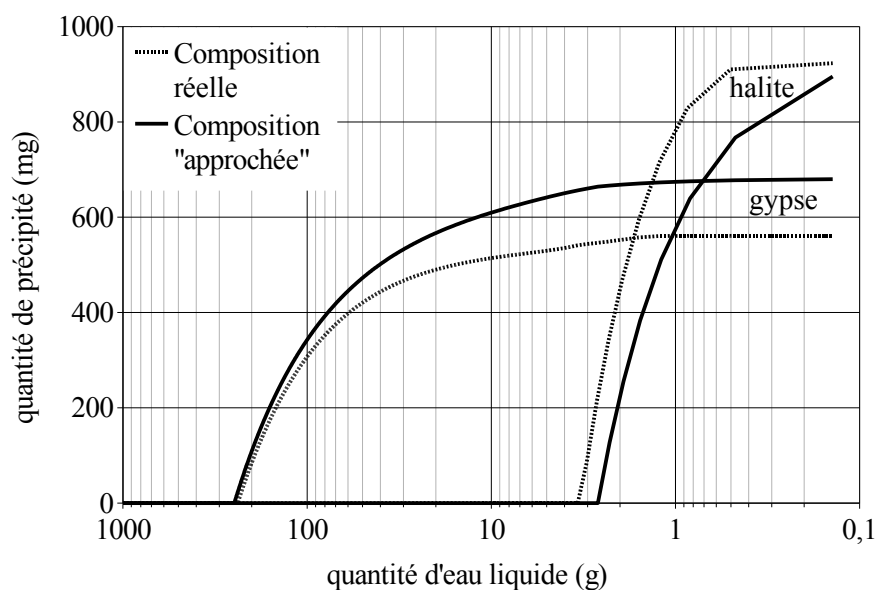


FIG. 7.3 – Comparaison de la précipitation de la halite et du gypse à partir des compositions ioniques « réelle » et « approchée ».

Que ce soit pour la halite ou pour le gypse, on peut constater que la précipitation a un comportement similaire dans les deux cas (compositions ioniques « réelle » et « approchée »). Les différences entre les deux simulations peuvent s'expliquer par les différences de concentrations initiales. Les électrolytes ne sont pas introduits exactement en même quantité et donc dans des proportions relatives différentes. La quantité d'électrolyte présent initialement influence forcément le début de la précipitation puisqu'il faudra enlever plus d'eau pour atteindre la saturation s'il y a moins d'électrolytes initialement. C'est ce qui explique le décalage entre les deux courbes de précipitation de la halite. Par ailleurs, les électrolytes concernés par chaque réaction de précipitation ne sont pas dans les proportions stœchiométriques pour le cas « réel » et d'autres électrolytes sont présent uniquement dans ce cas. Ceci a pour conséquence de déplacer les équilibres chimiques et explique les différences constatées à propos de la quantité de gypse précipité et les valeurs des concentrations à saturation.

Ce qui nous intéresse particulièrement, en vue des simulations du transfert des solutés et de la précipitation des sels associés, est justement la valeur des concentrations à saturation du chlorure de sodium et du sulfate de calcium dissous. Lorsque la halite commence à précipiter, la concentration en chlorure de sodium dissout atteint une valeur de saturation de $6,07 \text{ mol.L}^{-1}$. Cette valeur de concentration à saturation est très proche de la valeur obtenue précédemment avec du chlorure de sodium seul. La concentration en sulfate de calcium dissout continue d'augmenter après l'apparition du gypse. Nous pouvons constater une légère sursaturation avant une stabilisation de la concentration lorsque la halite précipite. Nous n'entrerons pas dans les détails de ses évolutions liées au modèle géochimique utilisé. La concentration à saturation du sulfate de calcium dissout est de $4,52 \cdot 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$, soit une valeur nettement supérieure à celle obtenue en l'absence d'autre électrolyte ($1,525 \cdot 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$).

7.4 Conclusion

Les eaux de la nappe présentent une salinité élevée pour une nappe phréatique. L'évaporation de cette eau à la surface permet la cristallisation de halite et de gypse, deux minéraux détectés par analyse par diffraction des rayons X et observés par imagerie MEB.

L'analyse des eaux et les simulations de spéciations avec Phreeqc ont permis de déterminer les valeurs de concentration massique dans la nappe et à saturation (voir tableau 7.8).

sel dissout	concentration massique de la nappe	concentration massique à saturation	masse molaire
NaCl	0,935 g.L ⁻¹	354,7 g.L ⁻¹	58,44 g.mol ⁻¹
CaSO ₄	0,68 g.L ⁻¹	6,15 g.L ⁻¹	136,1 g.mol ⁻¹

TAB. 7.8 – Concentrations massiques de la nappe et à saturation d'un mélange de chlorure de sodium et de sulfate de calcium.

Les très fortes concentrations en soluté obtenues en cas d'évaporation nous ont conduit à construire un modèle couplé dans lequel la densité de l'eau dépend de la concentration en solutés (équation 4.18). Cette dépendance ne se fait que sur le chlorure de sodium dont la concentration à saturation est très élevée. La prise en compte de cette dépendance impose d'utiliser la fraction massique en soluté en guise de variable de travail. Le paramètre γ_c est calé sur les données de Weast (1987), ce qui donne $\gamma_c = 0,7$. En utilisant le fait que $c = C\rho_w \exp(\gamma_c C)$ (avec c la concentration massique et C la fraction massique en soluté), il est possible de calculer la fraction massique de chlorure de sodium dans l'eau de la nappe : $C_{nappe} = 0,1$ % et la fraction massique à saturation : $C_s = 29$ %.

En ce qui concerne le sulfate de calcium, cette dépendance peut être négligée puisque la concentration à saturation est faible (voir tableau 7.8).

Quatrième partie

Simulations numériques avec COMSOL

Multiphysics

8

Méthodes de calcul numérique

8.1	Implémentation dans COMSOL Multiphysics	137
8.2	Simulations en une dimension	138
8.2.1	Géométrie et conditions aux frontières	138
8.2.2	Maillages	139
8.2.2.1	Milieu homogène	139
8.2.2.2	Milieu hétérogène	139
8.3	Simulations en deux dimensions	140
8.3.1	Géométrie réelle	140
8.3.2	Géométrie approchée	142
8.4	Paramètres du modèle	144

8.1 Implémentation dans COMSOL Multiphysics

COMSOL Multiphysics [®] version 3.4 (COMSOL AB, 2007) est un logiciel permettant de résoudre un système d'équations différentielles par la méthode des éléments finis. Le problème peut être résolu aussi bien en régime stationnaire que temporel. Les erreurs relative et absolue acceptées par le solveur sont respectivement fixées à 10^{-3} et 10^{-5} . Ces petites valeurs ralentissent le calcul d'une part mais évitent qu'il diverge d'autre part. Le solveur utilisé est UMFPACK, considéré comme très efficace pour la résolution des problèmes directs 1D et 2D non-symétriques. Le système d'équations est discrétisé par des éléments de Lagrange d'ordre 3. Ceci est indispensable à cause des dérivées d'ordre 2 qui doivent être continues.

Les simulations sont faites sur un ordinateur dédié comportant 8 processeurs. Les calculs sont parallélisés par COMSOL pour l'utilisation optimisée de la puissance de calcul disponible. Le temps nécessaire aux simulations est très variable, allant de quelques minutes pour les calculs 1D les plus petits à plusieurs semaines pour les calculs 2D les plus gros.

La simulation du sel cristallisé engendre des fronts numériques très violents puisque la variable passe d'une valeur nulle à une valeur nettement positive très brutalement. La formulation de la cristallisation - dissolution impose un comportement variable selon les conditions de saturation en solutés. Lorsque la saturation est atteinte, le terme de réaction va permettre la cristallisation, ce qui aura pour conséquence de remplir les conditions favorables à la dissolution. Le solveur peut alors osciller sans trouver de solution d'équilibre. L'utilisation d'un maillage extrêmement fin ne suffit pas à éviter cette double oscillation numérique (temporelle et spatiale). Ce problème est partiellement résolu par l'utilisation d'une fonction de lissage interne à COMSOL. La fonction *flc2hs* lisse les conditions de validité dans une plage déterminée d'écart à la condition prévue. Cette fonction est construite de façon à conserver la grandeur. La plage d'utilisation de cette fonction est fixée à 10^{-5} .

Les variables indépendantes résolues sont le potentiel capillaire ψ (équations 4.19, 4.20 et 4.21), la température T (équation 4.27), la fraction massique de solutés C (équation 4.29) et la teneur volumique en sel solide θ_{sel} (équation 4.36). Toutes les autres variables du système sont dépendantes de celles-ci *via* des relations explicites : la relation de Kelvin avec les effets osmotiques (équation 4.14), la relation de Clausius-Clapeyron (équation 4.15), la courbe de rétention (équations 4.16 et 4.17), la perméabilité (équation 4.37), le coefficient de diffusion effective de la vapeur (équation 4.38), la capacité calorifique effective (équation 4.39), les coefficients de conduc-

tivité thermique apparente (équation 4.40) et effective (équation 4.41) et enfin le coefficient de diffusion effective des solutés (équation 4.43).

Le transport du sulfate de calcium et la cristallisation du gypse ne sont malheureusement pas simulés. Les valeurs des paramètres associés aux équations correspondantes (coefficient de diffusion moléculaire et taux de réaction) n'ont pas été trouvées dans la littérature. Leur détermination expérimentale n'était pas possible, faute de temps et faute de moyens.

Le domaine de calcul est divisé en plusieurs sous-domaines. Le maillage d'une part et les paramètres du modèle d'autre part peuvent être définis différemment dans chaque sous-domaine. Deux configurations sont rencontrées selon que le système est constitué d'un matériau homogène ou de deux matériaux différents.

8.2 Simulations en une dimension

8.2.1 Géométrie et conditions aux frontières

le chapitre 9 présente les études de transferts unidimensionnels entre la nappe et la surface du sol. La variable géométrique x est considérée positive vers le haut et nulle à la surface du sol. L'extrémités basse du système est à la cote $z_0 = -5$ m. La figure 8.1 représente la géométrie implémentée ainsi que les variables externes utilisées dans l'évaluation des conditions aux deux extrémités du système. Le détail de ces conditions aux limites est donné au paragraphe 4.5. Pour prendre en compte le talus situé au pied du mur, le niveau de la nappe est baissé de un mètre par rapport au niveau mesuré dans le piézomètre distant de 10 mètres du mur.

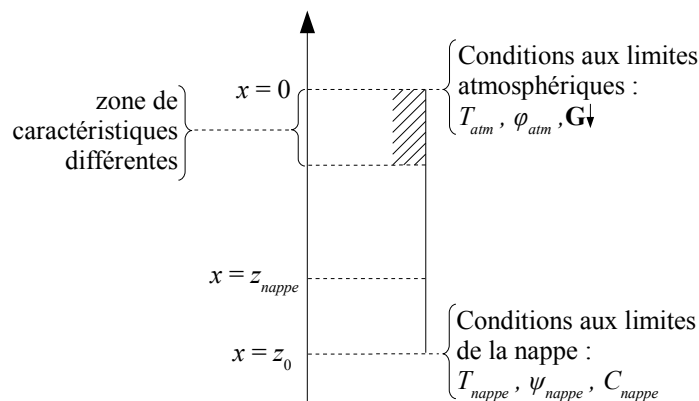


FIG. 8.1 – Géométrie 1D.

8.2.2 Maillages

8.2.2.1 Milieu homogène

Lorsque le milieu est homogène, les fronts les plus raides sont localisés dans la partie supérieure du système, proche de l'interface sol - atmosphère. La subsurface est donc sur-maillée par rapport au reste du système. Dans cette zone de 10 cm, la taille des mailles est constante alors qu'elle ne l'est pas dans le reste du système. Le passage d'une taille maximale des éléments à une autre se fait progressivement selon une croissance géométrique à taux de croissance défini. Les paramètres du maillage sont donnés dans le tableau 8.1. Ces paramètres de maillage produisent 10549 éléments.

sous-domaine	taille maximale des éléments	taux de croissance
$-5 \text{ m} \leq x \leq -0,1 \text{ m}$	0,01 m	1,1
$-0,1 \text{ m} \leq x \leq 0 \text{ m}$	10^{-5} m	0

TAB. 8.1 – Détail du maillage pour les simulations en une dimension avec un milieu homogène.

8.2.2.2 Milieu hétérogène

Lorsque le milieu est hétérogène, les fronts les plus raides sont localisés dans la partie supérieure du système (interface sol - atmosphère) d'une part, et à l'interface entre les deux matériaux d'autre part. Les deux sous-domaines de part et d'autre de l'interface sont sur-maillés, tout comme le sous-domaine de subsurface. Dans ces trois zones de 10 cm, la taille des mailles est constante alors qu'elle ne l'est pas dans le reste du système. Dans les simulations avec un milieu hétérogène, l'interface entre les deux matériaux est fixée à 50 cm de profondeur. Les paramètres du maillage sont donnés dans le tableau 8.2. Ces paramètres de maillage produisent 30647 éléments.

sous-domaine	taille maximale des éléments	taux de croissance
$-5 \text{ m} \leq x \leq -0,6 \text{ m}$	0,01 m	1,1
$-0,6 \text{ m} \leq x \leq -0,4 \text{ m}$	10^{-5} m	0
$-0,4 \text{ m} \leq x \leq -0,1 \text{ m}$	0,01 m	1,1
$-0,1 \text{ m} \leq x \leq 0 \text{ m}$	10^{-5} m	0

TAB. 8.2 – Détail du maillage pour les simulations en une dimension avec un milieu hétérogène.

8.3 Simulations en deux dimensions

le chapitre 10 présente les études en deux dimensions des transferts dans le sol et dans le mur. Les simulations en 2D utilisent deux géométries. L'une, dite « réelle », reprend le relevé topographique du site d'étude effectué en novembre 2006. Pour des raisons de temps de calcul trop long, l'essentiel des simulations en 2D utilisent une géométrie dite « approchée ».

8.3.1 Géométrie réelle

La figure 8.2 montre la géométrie utilisée. Les coordonnées sont celles du relevé topographique du site. Le système est coupé au niveau du chemin de ronde. La partie sud est considérée symétrique. Les variables géométriques x et y sont considérées positives vers la droite et le haut respectivement.

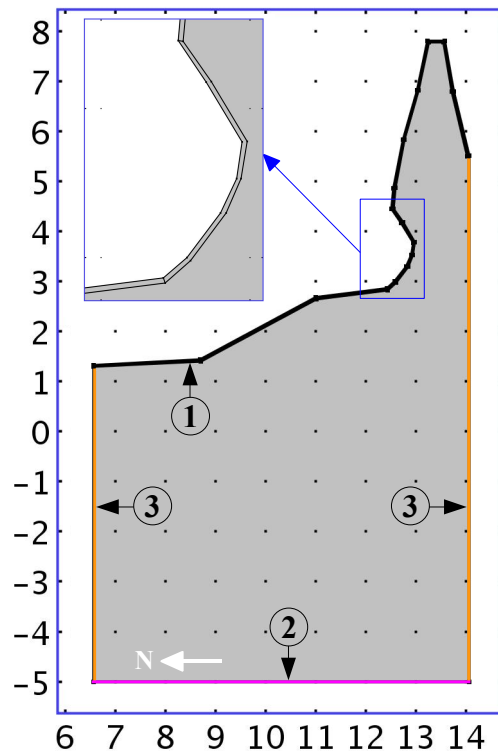


FIG. 8.2 – Géométrie du site d'après le relevé topographique. Les limites de type "1" (en noir) sont les limites atmosphériques, celles de type "2" (en rose) sont les limites inférieures dans la nappe et celles de type "3" (en orange) sont les limites latérales de flux nuls.

Le système a trois types de frontières géométriques : avec l'atmosphère (type "1"), avec la nappe (type "2") et les frontières latérales de flux nuls. Le détail des conditions aux limites

utilisées pour les différentes équations à chaque type de frontière est donné au paragraphe 4.5. La figure 8.3 donne un aperçu du maillage utilisé.

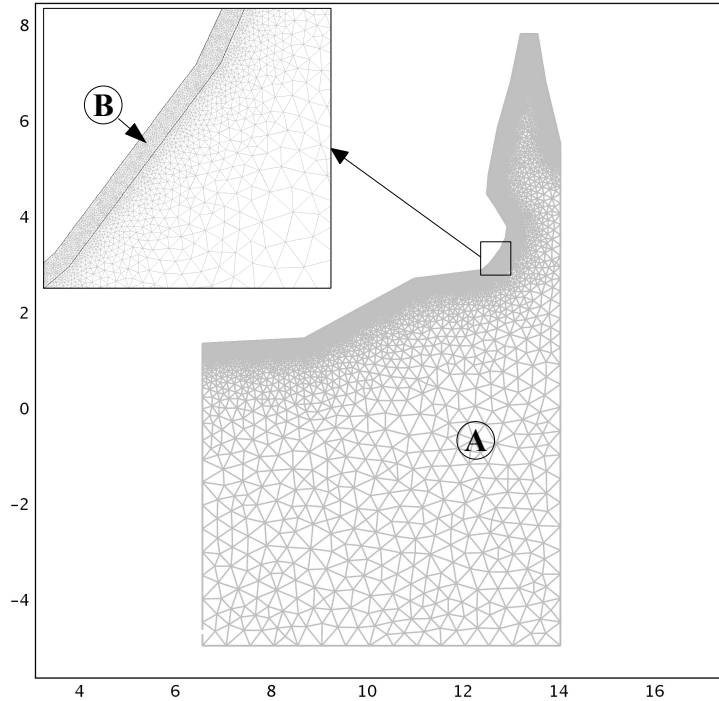


FIG. 8.3 – Maillage du système pour les simulations avec la géométrie 2D réelle.

Le système est divisé en quatre sous-domaines. Trois sous-domaines correspondent à la subsurface (type "B"). L'épaisseur de ces zones est d'environ 3 cm. Le quatrième sous-domaine (type "A") couvre tout le reste du système. De même qu'en une dimension, les fronts les plus raides sont localisés dans la partie proche de l'interface sol - atmosphère. La subsurface est donc uniformément sur-maillée par rapport au reste du système. Dans le reste du système, le maillage est plus grossier et peut varier selon un taux de croissance défini. Les paramètres du maillage sont donnés dans le tableau 8.3. Ces paramètres de maillage produisent 129409 éléments.

sous-domaine	taille maximale des éléments	taux de croissance
"A"	0,5 m	1,1
"B"	0,005 m	0

TAB. 8.3 – Détail du maillage pour les simulations en deux dimensions avec la géométrie réelle.

Les temps de calcul nécessaire pour les simulations avec cette géométrie réaliste et ce maillage sont trop importants pour pouvoir multiplier les études de cas.

8.3.2 Géométrie approchée

La figure 8.4 montre la géométrie approchée utilisée pour l'essentiel des études en deux dimensions. L'objectif est d'analyser les phénomènes qualitativement. Le mur est donc réduit au maximum : il fait 2 m de haut et 1 m de large. Le système est considéré symétrique à l'intérieur du mur. Cette symétrie induit des flux nuls au travers du plan de symétrie, ce qui permet de réduire le système à un mur de 0,5 m. La surface de sol représentée est de 2,5 m depuis la base du mur. Le domaine de calcul est divisé en quinze sous-domaines. Les sous-domaines de gauche, en bande verticale, permettent d'ajuster la largeur du domaine de calcul selon l'extension horizontale de l'influence du mur sur les phénomènes de transport. Les quatre sous-domaines situés sous la muraille permettent de considérer des fondations de bauge plus ou moins profondes. La limite inférieure du système est situé à -3,8 m, profondeur moyenne de la nappe. Ceci permet d'avoir tout le système non-saturé. L'intérêt de ce choix est la facilité d'obtention de l'état initial.

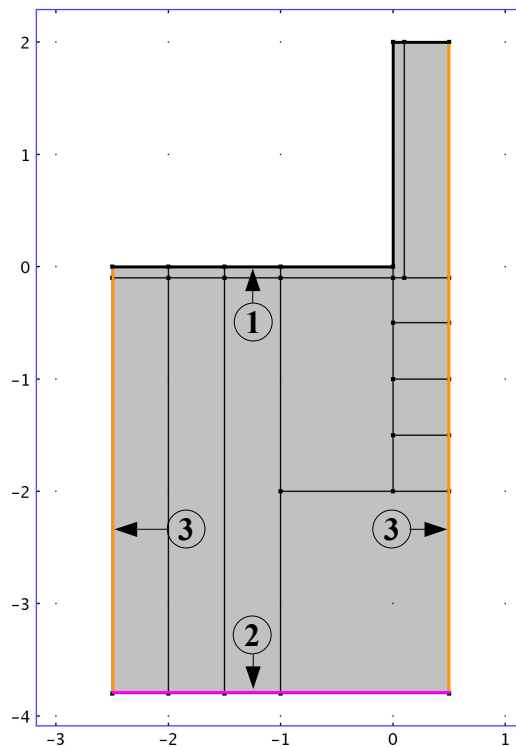


FIG. 8.4 – Géométrie approchée. Les limites de type "1" (en noir) sont les limites atmosphériques, celles de type "2" (en rose) sont les limites inférieures dans la nappe et celles de type "3" (en orange) sont les limites latérales de flux nuls.

Les différents types de limites, avec l'atmosphère, avec la nappe et les limites latérales sont les mêmes que pour la géométrie réelle. La figure 8.5 donne un aperçu du maillage utilisé.

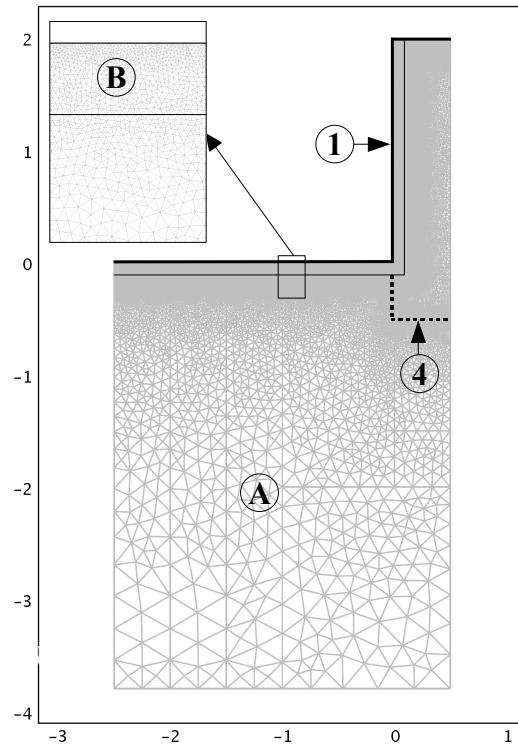


FIG. 8.5 – Maillage du système pour les simulations avec la géométrie 2D réelle.

Cinq sous-domaines (type "B") de 10 cm d'épaisseur forment la sub-surface. Ces sous-domaines ont un maillage plus fin que les dix sous-domaines (type "A") du reste du système. Le maillage de l'interface entre le système et l'atmosphère (type "1") est lui-même encore plus fin. Le maillage des frontières internes entre deux sous-domaines constitués de matériaux différents (type "4") est lui aussi affiné. Dans l'exemple présenté sur la figure 8.5, les fondations du mur vont jusqu'à 50 cm de profondeur. Les paramètres du maillage sont donnés dans le tableau 8.4. Ces paramètres de maillage produisent 50892 éléments.

sous-domaines	taille maximale des éléments	taux de croissance
"A"	0,5 m	1,1
"B"	0,01 m	1,1
frontières "1"	0,005 m	0
frontières "4"	0,02 m	0

TAB. 8.4 – Détail du maillage pour les simulations en une dimension.

8.4 Paramètres du modèle

Dans cette section, les valeurs de tous les paramètres constants du modèle sont présentées. Hormis pour certaines grandeurs usuelles (comme la constante des gaz parfaits par exemple), l'origine des valeurs est détaillée aux différents chapitres précédents. Les valeurs de deux paramètres sont délicates à établir et sont discutées ci-après.

Le coefficient d'échange convectif de chaleur h_q est généralement considéré égal à $25 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$ dans une atmosphère non-perturbée. Cette valeur est ici multipliée par 4 pour tenir compte du mélange engendré par le vent.

En ce qui concerne la surface spécifique de cristallisation A_r , il est difficile de déterminer une valeur. A_r est en effet théoriquement dépendante de la géométrie locale et du sens de la réaction (voir paragraphe 3.5.2). La valeur choisie, $100 \text{ m}^2.\text{m}^{-3}$, nous semble raisonnable.

paramètre	symbole	valeur
constante des gaz parfaits	R	$8,314472 \text{ J.mol}^{-1}.\text{K}^{-1}$
accélération de la gravité	g	$9,807 \text{ m.s}^{-2}$
pression atmosphérique	P_g	10^5 Pa
masse molaire de l'eau	M_w	$18 \cdot 10^{-3} \text{ kg.mol}^{-1}$
masse volumique de l'eau	ρ_w	$998,23 \text{ kg.m}^{-3}$
masse volumique de l'air	ρ_g	$1,161 \text{ kg.m}^{-3}$

TAB. 8.5 – Paramètres généraux du modèle.

paramètre	symbole	valeur
perméabilité intrinsèque	κ_i	10^{-13} m^2
viscosité dynamique de l'eau	μ_l	$10^{-3} \text{ kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$
taux de variation de la relation de Clapeyron	α_{vs}	$0,5 \text{ K}^{-1}$
coefficient de diffusion moléculaire de la vapeur dans l'air	D_{v0}	$2,42 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

TAB. 8.6 – Paramètres de transport de l'humidité.

paramètre	symbole	valeur
chaleur latente de vaporisation	L_v	$2,27 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$
chaleur spécifique de l'eau	$C_{p,l}$	$4,1818 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
chaleur spécifique de l'air	$C_{p,g}$	$1,007 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
chaleur spécifique du solide	$C_{p,m}$	$1,29 \cdot 10^3 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$
conductivité thermique de l'eau	λ_l	$0,6 \text{ W.m}^{-1}$
conductivité thermique de l'air	λ_g	$0,026 \text{ W.m}^{-1}$
conductivité thermique du solide	λ_m	$1,8 \text{ W.m}^{-1}$
coefficient d'échange convectif	h_q	$100 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$
constante de Stefan-Boltzmann	σ	$5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$
émissivité	ϵ	0,5

TAB. 8.7 – Paramètres de transport de la chaleur.

paramètre	symbole	valeur
	γ_c	0,7
masse volumique de la halite	ρ_{sel}	2200 kg.m^{-3}
fraction massique à saturation	C_s	$0,29 \text{ kg.kg}^{-1}$
fraction massique de la nappe	C_{nappe}	$0,001 \text{ kg.kg}^{-1}$
coefficient de diffusion moléculaire du soluté dans l'eau	D_{c0}	$10^{-9} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$
humidité relative de l'air à l'équilibre avec une solution de NaCl saturée	ϕ_{cs}	75 %
taux de réaction	R_r	$2 \cdot 10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$
surface spécifique de cristallisation	A_r	$100 \text{ m}^2.\text{m}^{-3}$

TAB. 8.8 – Paramètres de transport des solutés et cristallisation.

paramètre	symbole	Sol Naturel	Bauge Saine
masse volumique du solide	ρ_m	2600 kg.m^{-3}	2700 kg.m^{-3}
teneur en eau résiduelle	θ_r	0,1 %	0,1 %
teneur en eau à saturation	θ_s	44 %	30 %
paramètre de Van Genuchten	α	$0,6 \text{ m}^{-1}$	$0,02 \text{ m}^{-1}$
paramètre de Van Genuchten	N	1,4	1,7

TAB. 8.9 – Paramètres du modèle variables selon le matériau.

Études des transferts couplés en une dimension

9.1	Transferts hydriques en milieu homogène	147
9.1.1	Mise en évidence des phénomènes physiques dans des conditions moyennes	147
9.1.2	Impact du battement de la nappe	151
9.1.2.1	Variations journalières	152
9.1.2.2	Variations à moyenne fréquence	153
9.1.2.3	Variations saisonnières	155
9.1.2.4	Conclusion	156
9.1.3	Impact des variations atmosphériques	157
9.1.3.1	Variations journalières	157
9.1.3.2	Variations saisonnières des conditions atmosphériques d'après les données réelles de Khiva	162
9.1.4	Évolution saisonnière des transferts avec la totalité des données de Khiva	165
9.1.5	Conclusion	166
9.2	Transfert des solutés et cristallisation du sel en milieu homogène .	167
9.2.1	Initialisation du système dans des conditions hydro-climatiques constantes	168
9.2.2	Cristallisation de halite dans des conditions hydroclimatiques constantes	170
9.2.3	Impact des variations des conditions atmosphériques	171
9.2.4	Conclusion	173
9.3	Milieu hétérogène	174
9.3.1	Transferts hydriques	174
9.3.2	Transfert des solutés et cristallisation du sel	179
9.3.3	Conclusion	180

Ce chapitre présente les études en une dimension (1D) destinées à mieux comprendre les mécanismes de transfert et le rôle des différents paramètres du modèle. Les simulations 1D cherchent à reproduire le comportement du système entre la nappe et la base du mur.

9.1 Transferts hydriques en milieu homogène

9.1.1 Mise en évidence des phénomènes physiques dans des conditions moyennes

Une première simulation des transferts couplés d'humidité et de chaleur est faite en régime stationnaire, dans des conditions de type estivales. Cette simulation est nommée « *H-St-sec* » (*transferts d'humidité, stationnaire sec*). Le matériau du système est le sol naturel homogène. La nappe est considérée à un niveau moyen et à une température moyenne, d'après les mesures de terrain (chapitre 5). Les conditions atmosphériques, humidité relative et température, sont représentatives des conditions estivales. Les valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites sont données dans le tableau 9.1.

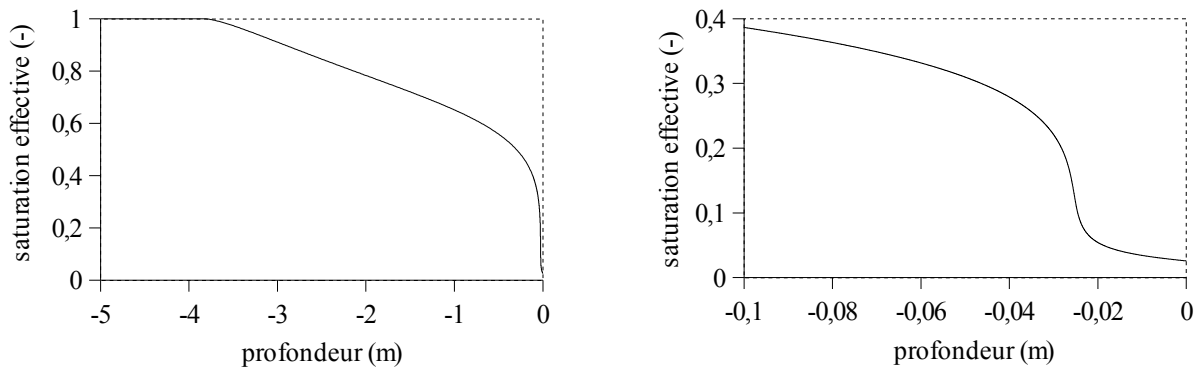
	<i>H-St-sec</i>	<i>H-St-Xsec</i>	<i>H-St-hum</i>
z_{nappe}	-3,8 m	-3,8 m	-3,8 m
T_{nappe}	15,6 °C	15,6 °C	15,6 °C
ϕ_{atm}	30 %	10 %	60 %
T_{atm}	30 °C	40 °C	-10 °C
G_{\downarrow}	100 W.m ⁻²	100 W.m ⁻²	100 W.m ⁻²

TAB. 9.1 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour les simulations *H-St-sec*, *H-St-Xsec* et *H-St-hum*.

Le bilan de masse d'eau pour la simulation *H-St-sec* est satisfaisant. En effet, la différence entre la masse entrante à la base du système et la masse sortante vers l'atmosphère est de 0,02 %.

L'état hydrique du système est représenté sur la figure 9.1 (a). Le niveau de la nappe, pour laquelle la saturation effective vaut 1, est bien visible. Le milieu poreux s'assèche progressivement de la nappe vers la surface. À l'approche de la surface, la saturation peut devenir très faible (figure 9.1 (b))

Cette simulation montre qu'il existe une zone sèche d'environ 2,5 cm d'épaisseur juste sous la surface. La présence de cette zone plus sèche pose la question du mode de transport de l'humidité



(a) Saturation effective du système.

(b) Zoom sur les 10 premiers centimètres.

FIG. 9.1 – Résultat de la simulation *H-St-sec*. Saturation effective du système en fonction de la profondeur (a) et zoom sur les 10 premiers centimètres (b).

de la nappe vers l'atmosphère. Ces modes de transport sont représentés sur la figure 9.2. Seuls les dix premiers centimètres sont représentés. Dans la zone non-saturée humide, par opposition à la sub-surface plus sèche, le transport de la vapeur est très faible devant celui de l'eau liquide. Par exemple, à 50 cm de profondeur, le flux de vapeur représente 0,2 % du flux total d'humidité. La valeur du flux liquide ne varie pas entre 5 m et 10 cm de profondeur et vaut en l'occurrence $0,677 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

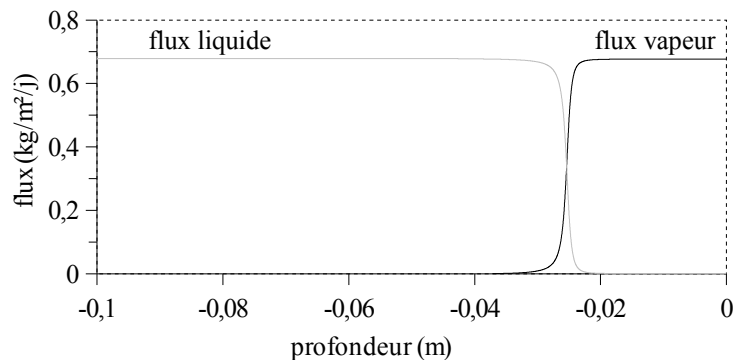


FIG. 9.2 – Flux liquide (en gris) et vapeur (en noir) dans les 10 premiers centimètres du système.

Le mode de transport dominant de l'humidité change brusquement vers 2,5 cm de profondeur. La zone sèche semble correspondre à un transfert de l'humidité fortement dominé par le transfert de la vapeur. En réalité le transfert de l'humidité est même exclusivement sous forme vapeur puisque le flux liquide à la surface est de $10 \text{ mg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ tandis que le flux de vapeur est de $0,68 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, soit un facteur de 10^5 entre les deux.

L'élaboration du modèle de transfert hydrique s'appuie sur le fait que la divergence du flux de vapeur représente le taux d'évaporation f_{LG} dans le système (voir paragraphe 4.1 et équation 4.8). Le modèle construit de cette manière met en évidence l'existence d'une zone d'évaporation à l'intérieur du milieu poreux lorsque le système est sollicité par des conditions hygrothermiques atmosphériques à déterminer plus précisément par la suite. Le modèle permet aussi de localiser précisément cette zone d'évaporation et de déterminer l'intensité du taux d'évaporation.

Deux simulations complémentaires permettent d'illustrer le phénomène d'évaporation et la capacité du modèle à le localiser. Tout comme la simulation *H-St-sec*, celles-ci sont en régime stationnaire et considèrent les transferts hydriques non-isothermes. Les différences avec *H-St-sec* ne concernent que les conditions atmosphériques. La première simulation (*H-St-Xsec*) utilise des conditions atmosphériques extrêmement sèches et chaudes, alors qu'elles sont de type hivernales, humides et froides, pour la deuxième simulation (*H-St-hum*). Ces conditions sont données précisément dans le tableau 9.1.

Le taux volumique d'évaporation des trois simulations *H-St-sec*, *H-St-Xsec* et *H-St-hum* est représenté sur la figure 9.3.

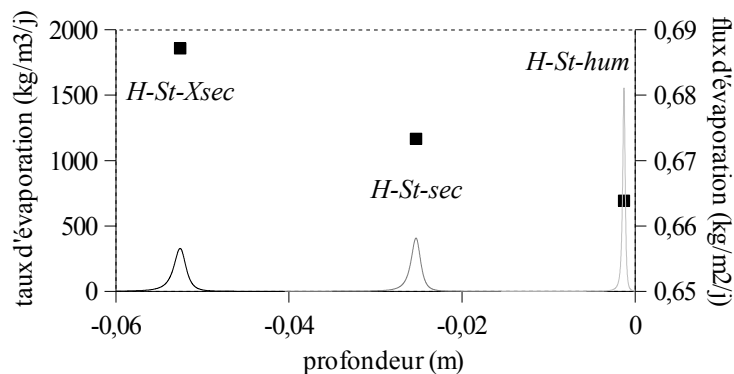


FIG. 9.3 – Taux d'évaporation en fonction de la profondeur pour les simulations *H-St-sec* (en noir), *H-St-Xsec* (en gris foncé) et *H-St-hum* (en gris clair). Le flux d'évaporation correspondant à chaque simulation (axe de droite) est représenté par les carrés noirs.

La figure 9.3 montre très clairement que la zone d'évaporation est sensible aux conditions atmosphériques. La position de la zone d'évaporation varie significativement entre 0,001 m pour la simulation en conditions atmosphériques « hivernales » et 0,05 m pour la simulation en conditions atmosphériques « estivales ». L'intensité locale de l'évaporation est également très sensible aux conditions atmosphériques avec une variation de 300 à 1500 $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{j}^{-1}$. De même, l'épaisseur de la zone d'évaporation dans le système varie entre 2 mm et 10 mm selon les conditions

atmosphériques. Par ailleurs, la valeur du flux d'évaporation varie selon les simulations. Le flux d'évaporation est obtenu par l'intégration du taux d'évaporation dans toute la zone d'évaporation. Ce flux peut être comparé avec les flux d'humidité sous forme liquide dans le système. Les caractéristiques de la zone d'évaporation pour les trois simulations sont présentées dans le tableau 9.2.

	<i>H-St-Xsec</i>	<i>H-St-sec</i>	<i>H-St-hum</i>
profondeur de la zone d'évaporation	5,26 cm	2,5 cm	0,13 cm
largeur de la zone d'évaporation	10,6 mm	8,7 mm	2,6 mm
flux de vapeur vers l'atmosphère (kg.m ⁻² .j ⁻¹)	0,687	0,677	0,667
flux liquide vers l'atmosphère (kg.m ⁻² .j ⁻¹)	10 ⁻⁶	10 ⁻⁵	0,001
flux liquide dans la nappe (kg.m ⁻² .j ⁻¹)	0,687	0,677	0,668

TAB. 9.2 – Caractéristiques des sorties des trois simulations.

Le changement de mode de transport de l'humidité s'opère plus profondément dans le matériau lorsque les conditions atmosphériques sont estivales que lorsqu'elles sont hivernales. Une étude paramétrique a été menée en faisant varier indépendamment la température atmosphérique de -10 °C à 40 °C et l'humidité relative de l'air de 10 % à 80 %. Les positions de la zone d'évaporation pour toutes les combinaisons de conditions atmosphériques sont représentées sur la figure 9.4. L'épaisseur de la zone sèche apparaît fortement dépendante de l'état hygrothermique de l'atmosphère. En effet la zone sèche est plus épaisse lorsque l'atmosphère est plus sèche d'une part et plus chaude d'autre part. La profondeur de la zone d'évaporation varie linéairement avec l'humidité relative de l'atmosphère. En revanche, sa dépendance à la température de l'air n'est pas linéaire. Par ailleurs, cette figure rappelle l'importance de ne pas dissocier les variations de température (T) de celles d'humidité relative (ϕ) en ce qui concerne les flux de vapeur. Ces flux sont en effet contrôlés par le gradient de densité de vapeur $\rho_v = \phi \rho_{vs}(T)$.

Par ailleurs, la largeur de la zone d'évaporation varie selon les conditions. L'étude paramétrique montre qu'une variation isotherme d'humidité relative de 10 à 80 % entraîne une variation de la largeur de la zone d'évaporation de moins de 10 %. En revanche, l'impact de la température est très sensible, avec une modification de la largeur de la zone d'évaporation d'un facteur dix lorsque la température passe de -10 °C à 40 °C.

Enfin, en ce qui concerne les flux, il est à noter que le flux total d'humidité est peu affecté par les conditions atmosphériques. Les différentes simulations montrent une variation de flux

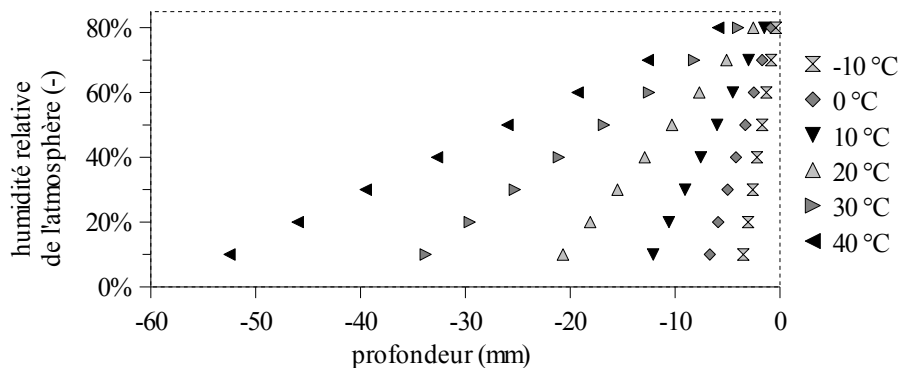


FIG. 9.4 – Position de la zone d'évaporation en fonction de l'humidité relative de l'atmosphère et de sa température.

inférieure à 5 % entre les conditions extrêmement favorables (atmosphère chaude et sèche) et les conditions opposées (atmosphère froide et humide). En revanche, le flux liquide vers l'atmosphère peut être aussi bien négligeable dans des conditions estivales (0,01 % du flux total) que significatif dans des conditions hivernales (jusqu'à 3 % du flux total dans les conditions extrêmement humides et froides).

9.1.2 Impact du battement de la nappe

Les mesures de niveau de la nappe, présentées au paragraphe 5.4.1, montrent des variations temporelles conséquentes à différentes échelles de temps.

- Les variations à haute fréquence, c'est-à-dire à l'échelle de la journée, ont des amplitudes de l'ordre de 10 cm maximum.
- Au cours du printemps, le niveau de la nappe présente des variations à moyenne fréquence de périodes de 10 à 20 jours. Les amplitudes de ces variations peuvent être très importantes, de l'ordre du mètre.
- Enfin, le niveau de la nappe présente une oscillation à l'échelle de l'année. L'amplitude de cette oscillation est aussi de l'ordre du mètre.

L'impact de ces variations sur les transferts d'humidité de la nappe vers l'atmosphère est étudié. Pour des raisons de simplicité, les variations temporelles du niveau de la nappe ($z_{nappe}(t)$) sont reproduites par une fonction sinusoïdale :

$$z_{nappe}(t) = \langle z_{nappe} \rangle + \frac{A_z}{2} \sin\left(2\pi \frac{t}{\tau}\right) \quad (9.1)$$

où A_z (m) est l'amplitude totale des variations et τ leur période. L'oscillation est considérée par rapport au niveau moyen $\langle z_{nappe} \rangle$ tenant compte du talus, soit un mètre plus profondément que le niveau mesuré dans le piézomètre.

Les simulations effectuées pour les trois cas de figure s'appuient sur la simulation *H-St-sec*. Les conditions aux limites atmosphériques ainsi que la température de la nappe sont constantes (voir tableau 9.1). Seul le niveau de la nappe évolue dans le temps. Les oscillations sinusoïdales utilisées pour reproduire le niveau de la nappe sont volontairement exagérées, de façon à maximiser l'impact des variations aux fréquences considérées. L'état initial de ces simulations en régime non-permanent est l'état du système en régime permanent avec les valeurs moyennes de conditions aux limites, en l'occurrence $\langle z_{nappe} \rangle$ pour la profondeur de nappe.

9.1.2.1 Variations journalières

Les variations journalières du niveau de la nappe peuvent être assez importantes. Par exemple, leur amplitude est de l'ordre de 10 cm en août 2007. La figure 9.5 montre le niveau de la nappe mesuré entre le 12 et le 18 août 2007.

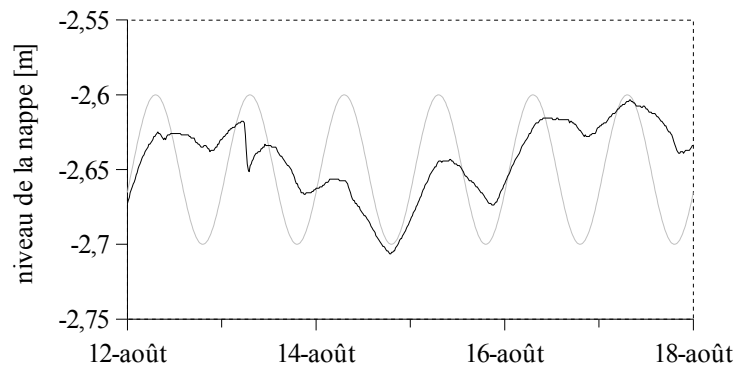


FIG. 9.5 – Niveau mesuré de la nappe (en noir) et courbe sinusoïdale utilisée pour les calculs (en gris). La période choisie est courant août 2007, au cours de laquelle les variations journalières sont fortes et le niveau moyen de la nappe est élevé.

La courbe sinusoïdale utilisée pour la simulation *H-Nappe-HF* (*transferts d'humidité, battement de nappe à haute fréquence*) a les caractéristiques suivantes : $\langle z_{nappe} \rangle = -3,65$ m ; $A_z = 0,1$ m et $\tau = 1$ jour.

Le résultat de cette simulation est que les variations journalières du niveau de la nappe n'ont aucun impact sur les flux d'humidité dans le système. Ce résultat est très intéressant car il signifie que les variations journalières du niveau de la nappe pourront être négligées.

9.1.2.2 Variations à moyenne fréquence

Le niveau de la nappe peut évoluer très brutalement et avec une grande amplitude pendant le printemps. La figure 9.6 montre par exemple le niveau de la nappe mesuré au printemps 2007.

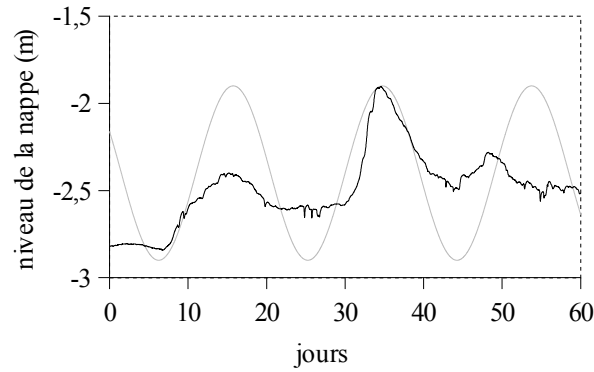


FIG. 9.6 – Niveau mesuré de la nappe (en noir) et courbe sinusoïdale utilisée pour les calculs (en gris). La période choisie est le printemps 2007, au cours duquel des variations brutales et de grandes amplitudes ont été enregistrées.

La courbe sinusoïdale utilisée pour les calculs a les caractéristiques suivantes :

$\langle z_{nappe} \rangle = -3,4$ m ; $A_z = 1$ m et $\tau = 19$ jours. La simulation *H-Nappe-MF* (*transferts d'humidité, battement de nappe à moyenne fréquence*) effectue dix périodes d'oscillation, soit 190 jours. L'état initial est un état permanent avec la profondeur de la nappe fixée à 3,4 m. La figure 9.7 montre l'évolution du flux d'humidité vers l'atmosphère lorsque le système est soumis au battement de la nappe.

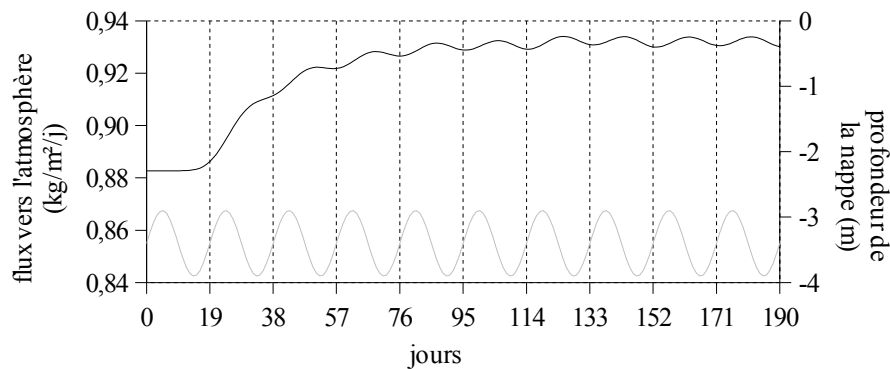


FIG. 9.7 – Résultat de la simulation *H-Nappe-MF* : évolution du flux d'humidité vers l'atmosphère (en noir) et oscillation du niveau de la nappe (en gris).

La première observation à propos de l'impact du battement de la nappe à moyenne fréquence sur les flux d'humidité concerne le flux moyen. En effet, alors que le niveau moyen de la nappe est identique, le flux moyen avec l'oscillation est environ 5 % plus important qu'en l'absence d'oscillation. Cette observation doit être nuancée par le fait que le nouvel « état d'équilibre » est atteint après quatre oscillations. Les effets d'une seule oscillation et de deux oscillations sont étudiés plus loin avec les simulations *H-Nappe-1MF* et *H-Nappe-2MF*.

La deuxième observation faite à partir de la simulation *H-Nappe-MF* est le faible impact de l'oscillation sur le flux instantané d'humidité. Une fois le nouvel « état d'équilibre » atteint, le battement de la nappe d'un mètre entraîne une variation du flux instantané de 0,4 %.

L'impact de l'oscillation du battement de la nappe sur l'état hydrique du système est présenté sur la figure 9.8. La saturation effective a une variation relative d'environ 5 % à 2 m de profondeur. On peut noter que les fluctuations observées à cette profondeur ne présente plus le caractère sinusoïdal imposé par la nappe. Ce comportement est lié à la dépendance de la perméabilité relative à la saturation du milieu. Cette variation relative est inférieure à 1 % au dessus de 1 m de profondeur. L'état hydrique de la sub-surface n'est donc pas impacté par la variation du niveau de la nappe.

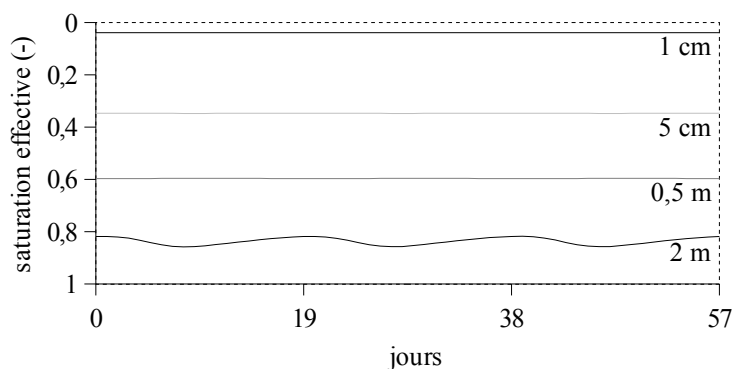


FIG. 9.8 – Résultat de la simulation *H-Nappe-MF* : évolution de la saturation effective à différentes profondeurs lorsque le niveau de la nappe subit un battement important.

Les simulations *H-Nappe-1MF* et *H-Nappe-2MF* sont identiques à la simulation *H-Nappe-MF* sauf qu'après respectivement une et deux oscillations du niveau de la nappe, celui-ci reste constant à la valeur moyenne de -3,4 m. La figure 9.9 présente les résultats de ces deux simulations.

Le flux instantané d'humidité augmente sensiblement (environ 3 % au maximum) après une oscillation de la nappe. Le déphasage est important : environ 30 jours. Lorsqu'il y a deux oscillations du niveau de la nappe, le flux instantané augmente un peu plus (jusqu'à 4 %). L'effet des

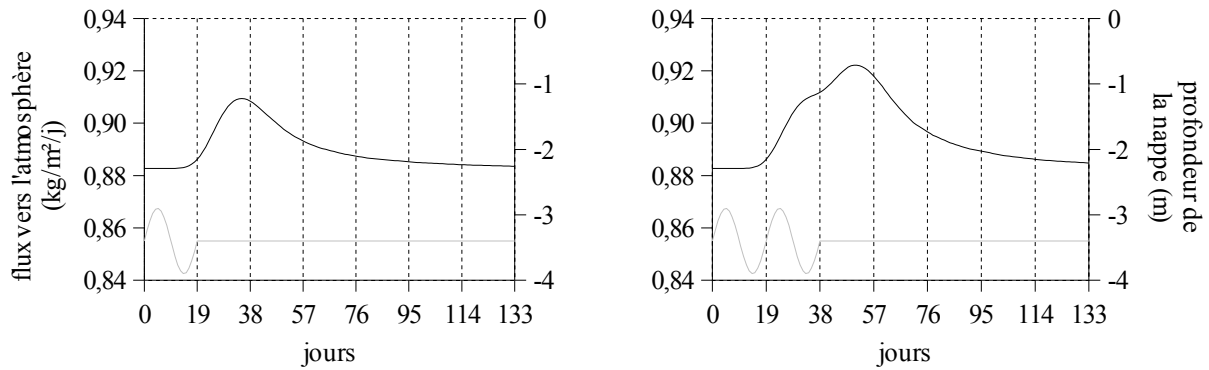
(a) Simulation *H-Nappe-1MF*.(b) Simulation *H-Nappe-2MF*.

FIG. 9.9 – Évolution du flux d’humidité vers l’atmosphère (en noir) et oscillation du niveau de la nappe (en gris) pour les simulations *H-Nappe-1MF* (a) et *H-Nappe-2MF* (b).

oscillations sur le flux d’humidité se fait sentir pendant plusieurs dizaines de jours. L’augmentation du flux d’humidité permet le transfert de $1 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ supplémentaire au cours des cent jours suivant l’évènement. L’impact des oscillations à moyenne fréquence sur le bilan d’humidité dans le système n’est donc pas significatif puisque cette masse d’eau supplémentaire représente moins de 1 % de l’eau transférée au cours de cette période.

9.1.2.3 Variations saisonnières

De même, l’évolution saisonnière du niveau de la nappe peut être approximativement reproduite par une fonction sinusoïdale (figure 9.10). Pour la simulation *H-Nappe-BF* (*transferts d’humidité, battement de nappe à basse fréquence*), les paramètres de la sinusoïde utilisée pour représenter la profondeur de la nappe sont les suivants : $\langle z_{nappe} \rangle = -3,8 \text{ m}$; $A_z = 1 \text{ m}$ et $\tau = 365$ jours. Trois années complètes sont simulées.

Le résultat de la simulation montre une influence importante de l’oscillation saisonnière sur les flux d’humidité dans le système (figure 9.11). Les flux d’humidité varient de 50 % au cours de l’année. En revanche, le flux moyen est faiblement augmenté de moins de 4 % par l’oscillation de la profondeur de la nappe. Il y a un déphasage d’environ 60 jours entre l’oscillation du niveau de la nappe et celle du transfert d’humidité.

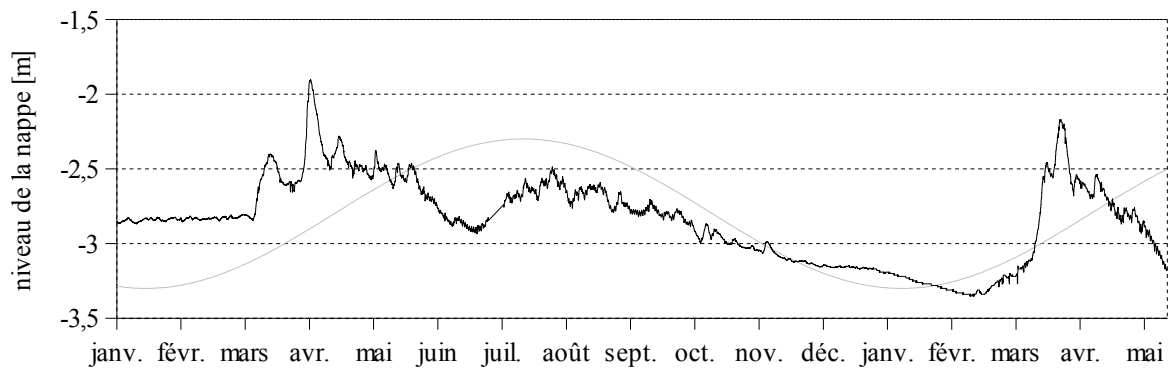


FIG. 9.10 – Niveau mesuré de la nappe (en noir) et courbe sinusoïdale utilisée pour les calculs (en gris). La période choisie va du 1er janvier 2007 au 23 mai 2008.

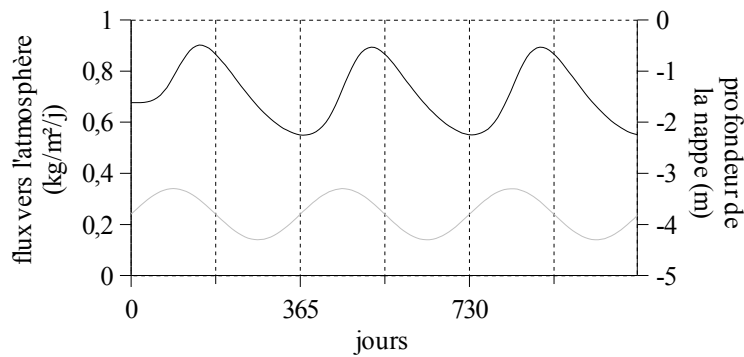


FIG. 9.11 – Évolution du flux d'humidité vers l'atmosphère (en noir) et oscillation du niveau de la nappe (en gris) pour la simulation *H-Nappe-BF*.

9.1.2.4 Conclusion

L'influence du niveau de la nappe sur les flux d'humidité vers l'atmosphère dépend fortement de la fréquence des variations considérées et des phénomènes étudiés. Les variations de niveau à haute fréquences ont un impact nul, elles peuvent être négligées en toutes circonstances. Les variations de niveau de la nappe à plus basses fréquences (de la semaine à la saison) ont un impact faible sur le bilan hydrique global. Les transferts d'humidité sont accélérés de quelques pour cents par l'existence de ces variations. En revanche, le niveau saisonnier de la nappe modifie de façon non-négligeable les flux à un instant donné.

9.1.3 Impact des variations atmosphériques

Les paramètres variables des conditions aux limites atmosphériques sont la température et l'humidité relative de l'air et le rayonnement incident. Les deux premiers paramètres ne peuvent pas être étudiés séparément puisqu'ils conditionnent conjointement la densité de vapeur dans l'air. L'impact du rayonnement incident se fait uniquement sur la température de la surface.

9.1.3.1 Variations journalières

Température et humidité relative de l'air

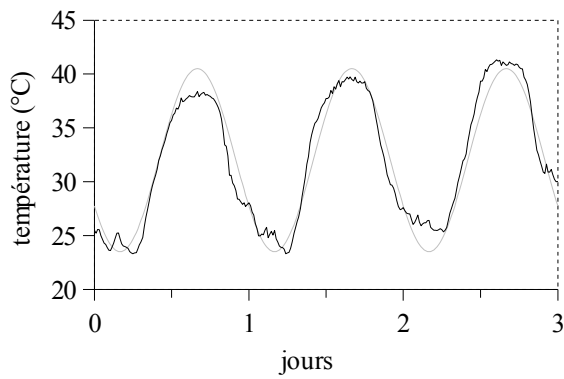
Les simulations *H-TH-HFsec* et *H-TH-HFhum* (*transferts d'humidité, variations de la température et de l'humidité relative de l'air à haute fréquence*) s'appuient sur les données de température et d'humidité relative de l'air, mesurées à Khiva entre le 18 et le 21 juin 2007 pour la première et entre le 27 et le 29 décembre 2007 pour la seconde. De la même manière que pour le battement de la nappe, les variations observées sont représentées par une fonction sinusoïdale (voir figure 9.12).

$$T_{atm}(t) = \langle T_{atm} \rangle + \frac{A_T}{2} \sin\left(2\pi \frac{t}{\tau}\right) \quad (9.2)$$

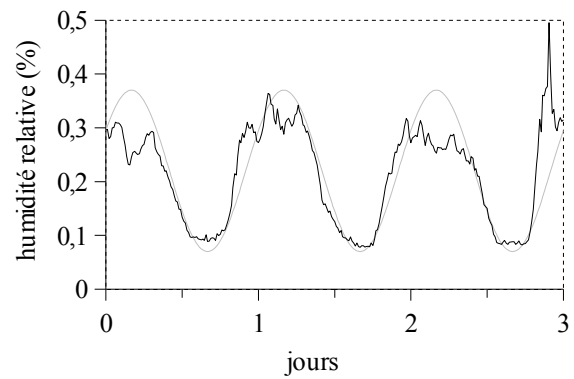
$$\phi_{atm}(t) = \langle \phi_{atm} \rangle + \frac{A_\phi}{2} \sin\left(2\pi \frac{t + Ph}{\tau}\right) \quad (9.3)$$

où A_T (K) et A_ϕ (-) sont les amplitudes totales des variations et τ leur période. L'oscillation est considérée par rapport aux valeurs moyennes des deux paramètres, $\langle T_{atm} \rangle$ et $\langle \phi_{atm} \rangle$. Ph est le déphasage entre les deux courbes.

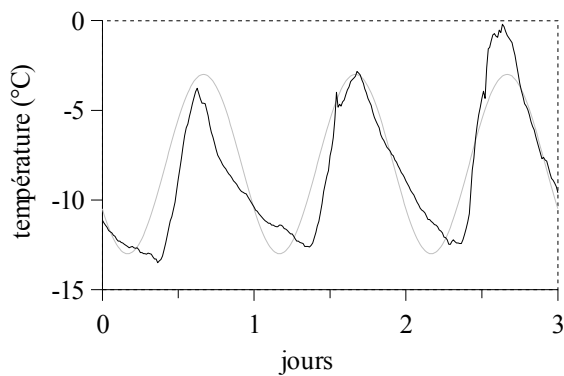
Les paramètres utilisés pour les simulations *H-TH-HFsec* et *H-TH-HFhum* sont donnés dans le tableau 9.3. L'utilisation d'une fonction sinusoïdale pour reproduire la température de l'air d'une part et son humidité relative d'autre part paraît pertinente pour les conditions estivales. En revanche, les données mesurées en hiver sont mal reproduites par de telles fonctions. Le choix de garder cette représentation est conservé de façon à pouvoir facilement comparer entre eux les résultats des deux simulations. Le déphasage par rapport à l'heure réelle est d'ailleurs identique dans les deux cas et égal à deux heures. De la même manière que pour le battement sinusoïdal de la nappe, l'état initial de ces simulations en régime non-permanent est l'état du système en



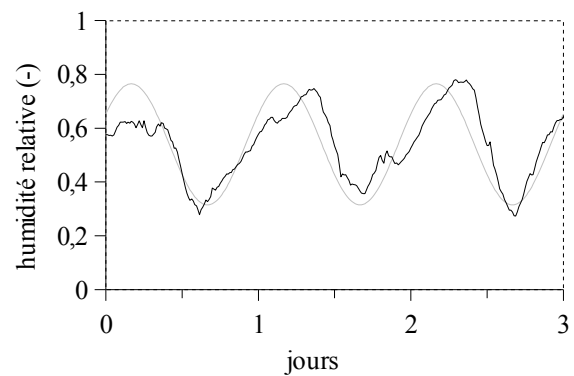
(a) Température de l'air du 18 au 21 juin 2007.



(b) Humidité relative du 18 au 21 juin 2007.



(c) Température de l'air du 27 au 29 décembre 2007.



(d) Humidité relative du 27 au 29 décembre 2007.

FIG. 9.12 – Évolutions de la température (a et c) et de l'humidité relative (b et d) de l'atmosphère, mesurées à Khiva (en noir) et reproduites pour les simulations *H-TH-HFsec* et *H-TH-HFhum* (en gris).

régime permanent avec les valeurs moyennes de conditions aux limites, en l'occurrence $\langle T_{atm} \rangle$ pour la température et $\langle \phi_{atm} \rangle$ pour l'humidité relative.

Les simulations montrent que le flux d'humidité journalier moyen est très peu affecté par les variations rapides de température et d'humidité relative de l'atmosphère. Le flux moyen augmente en effet de moins de 2 % par rapport à l'état permanent dont la température et l'humidité relative sont respectivement fixées aux valeurs moyennes $\langle T_{atm} \rangle$ et $\langle \phi_{atm} \rangle$. En revanche, les oscillations des conditions atmosphériques engendrent une variation intra-journalière du flux d'humidité vers l'atmosphère de l'ordre de 100 %. La figure 9.13 permet de comparer les flux vers l'atmosphère avec le forçage atmosphérique. Le forçage atmosphérique (température et humidité relative de l'air) est normalisé. Ceci permet d'utiliser les mêmes courbes pour les deux simulations puisque les déphasages avec l'heure réelle sont identiques.

	<i>H-TH-HFsec</i>	<i>H-TH-HFhum</i>
z_{nappe}	-3,8 m	-3,8 m
T_{nappe}	15,6 °C	15,6 °C
$\langle T_{atm} \rangle$	32 °C	-8 °C
A_T	17 °C	10 °C
$\langle \phi_{atm} \rangle$	22 %	54 %
A_ϕ	30 %	45 %
τ	1 jour	1 jour
Ph	12 heures	12 heures
\mathbf{G}_\downarrow	100 W.m ⁻²	100 W.m ⁻²

TAB. 9.3 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour les simulations *H-TH-HFsec* et *H-TH-HFhum*.

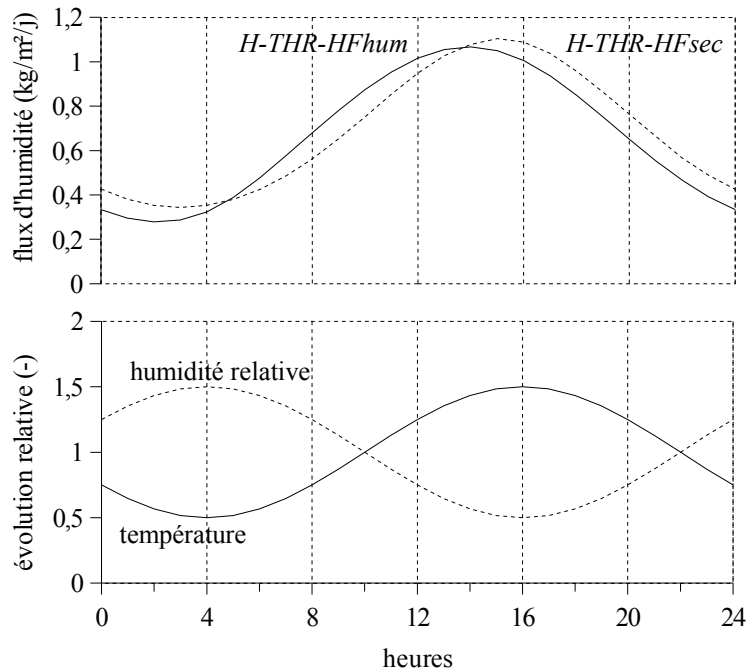
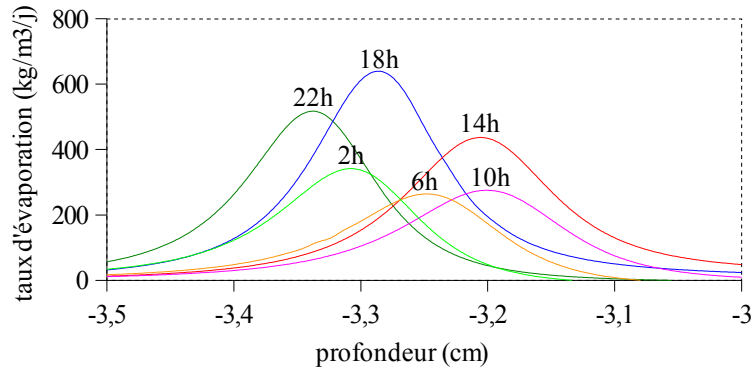


FIG. 9.13 – Évolution du flux d'humidité vers l'atmosphère pour les simulations *H-TH-HFsec* et *H-TH-HFhum* (en haut) et évolution normalisées du forçage atmosphérique (en bas) pour les deux simulations.

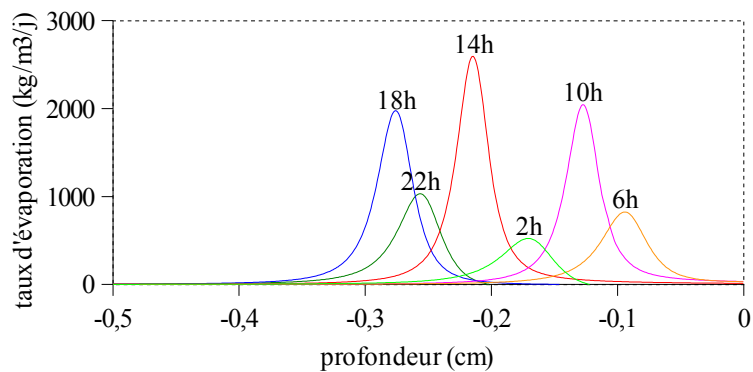
Il existe un déphasage entre le forçage atmosphérique et l'évolution des flux. Ce déphasage est plus important dans les conditions hivernales (*H-TH-HFhum*) qu'estivales (*H-TH-HFsec*). Alors qu'on pourrait s'attendre à ce que le flux soit maximal lorsque la température est maximale et l'humidité relative minimale, il s'avère qu'il est maximal une à deux heures avant les conditions extrêmes. Cela signifie que le transfert d'humidité sous forme vapeur est favorisé par l'évolution

temporelle de l'humidité atmosphérique (à la baisse) et de la température (à la hausse).

L'oscillation simultanée de la température et de l'humidité relative de l'atmosphère a aussi un impact sur la zone d'évaporation. La figure 9.14 montre l'évolution temporelle de la zone d'évaporation au cours des simulations $H\text{-}TH\text{-}HF_{sec}$ et $H\text{-}TH\text{-}HF_{hum}$.



(a) Simulation $H\text{-}TH\text{-}HF_{sec}$.



(b) Simulation $H\text{-}TH\text{-}HF_{hum}$.

FIG. 9.14 – Évolution de la zone d'évaporation au cours d'un cycle journalier pour les simulations $H\text{-}TH\text{-}HF_{sec}$ (a) et $H\text{-}TH\text{-}HF_{hum}$ (b).

Pour les deux simulations, la localisation de la zone d'évaporation se déplace d'environ 2 mm au cours du cycle journalier. De plus, la zone d'évaporation est globalement plus profonde que lorsque les conditions atmosphériques sont constantes : 2,5 cm pour la simulation $H\text{-}St\text{-}sec$ et 0,13 cm pour la simulation $H\text{-}St\text{-}hum$. Comme cela a été observé au paragraphe 9.1.1, la zone d'évaporation est plus étendue lorsque l'atmosphère est plus chaude et plus sèche. Pour la simulation $H\text{-}TH\text{-}HF_{sec}$, l'évolution cyclique de l'intensité de la zone d'évaporation n'est pas en phase avec le forçage atmosphérique (déphasage de + 2 heures) ni avec le flux d'humidité vers l'atmo-

sphère (déphasage de + 3 heures). En ce qui concerne la simulation *H-TH-HFhum*, l'évolution cyclique de l'intensité de la zone d'évaporation n'est pas en phase avec le forçage atmosphérique (déphasage de - 2 heures) mais est en phase avec le flux d'humidité vers l'atmosphère. L'origine de ces déphasages différents est probablement lié à la compétition entre les effets du forçage atmosphérique sur les flux et sur la température en profondeur. Le transfert de chaleur dans le milieu poreux non-saturé n'est pas instantané. L'effet de l'augmentation de la température sur l'évaporation est donc tardif dans le cas de la simulation *H-TH-HFsec* pour laquelle l'évaporation a lieu à plus de trois centimètre de profondeur alors qu'elle est très proche de la surface pour la simulation *H-TH-HFhum*.

Rayonnement incident

Jusqu'à présent, le rayonnement incident était considéré constant et égal à 100 W.m^{-2} . Une forte variation du rayonnement incident aura un impact fort sur la température de l'interface sol - atmosphère. La simulation *H-Ri-HF* (*transferts d'humidité, variations du rayonnement incident à haute fréquence*) étudie l'effet des variations de rayonnement incident sur les transferts d'humidité vers l'atmosphère. Les mesures de rayonnement du 7 juillet 2007 ont été retenues en raison de l'absence manifeste de nuages et l'amplitude importante du signal (voir figure 9.15). L'état initial de cette simulation est l'état du système en régime permanent avec un rayonnement incident égal à la moyenne journalière des données du 7 juillet 2007.

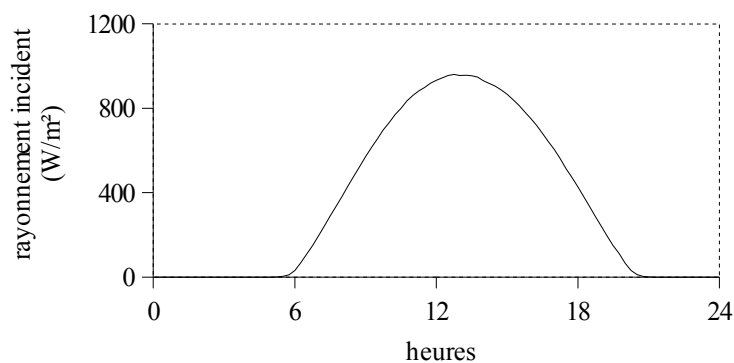


FIG. 9.15 – Évolution du rayonnement incident mesuré à Khiva le 7 juillet 2007.

La simulation *H-Ri-HF* utilise ces données répétées dix fois consécutivement. En dehors du rayonnement, toutes les conditions aux limites de cette simulation sont constantes et identiques à celles de la simulation *H-St-sec*. Le résultat de ces calculs montre que le flux instantané d'humidité vers l'atmosphère présente une variation journalière de 45 %. Lorsque le rayonnement incident

est variable, le flux moyen journalier est augmenté de 3 % par rapport à l'état stationnaire avec un rayonnement incident journalier moyen (en l'occurrence égal à 355 W.m^{-2}). Ceci est sans doute dû à la non-linéarité de la condition aux limites de rayonnement.

9.1.3.2 Variations saisonnières des conditions atmosphériques d'après les données réelles de Khiva

L'impact des variations atmosphériques saisonnières a été étudié avec les données de terrain mesurées à Khiva et non avec des courbes sinusoïdales approchant. La simulation *H-THR-Khiva* (*transferts d'humidité, variations de la température, de l'humidité relative et du rayonnement d'après les données de Khiva*) utilise les moyennes journalières des données de température et d'humidité relative de l'air et de rayonnement incident. La profondeur et la température de la nappe sont fixées à leur valeur moyenne, respectivement -3,8 m et 15,6 °C. L'état initial de cette simulation est l'état du système en régime permanent avec les valeurs des conditions atmosphériques variables fixées à celle du 7 juillet 2007, premier jour simulé.

Les premiers calculs ont montré que dans certaines conditions, une grande quantité d'eau pouvait condenser à la surface du sol. Ceci a lieu lorsque la température de surface est inférieure à la température atmosphérique et lorsque l'humidité relative de l'air est plus élevée que 88 %. Dans ces conditions, l'humidité relative de la phase gazeuse du premier élément géométrique du système devient proche de 1. La relation de Kelvin impose alors une forte diminution locale du potentiel capillaire. Le gradient de pression permet alors un flux liquide entrant très important. Au pas de temps suivant ces conditions, l'excès d'humidité est évacué tout aussi brutalement. Ce phénomène est dû au fait que l'infiltration n'est pas correctement gérée par le modèle. Cette forme d'instabilité nous a conduit à tronquer les valeurs d'humidité relative de l'air supérieures à 88 % et à les fixer à 88 %. Cette troncature des données paraît être une approximation raisonnable. Il est par ailleurs à noter qu'une humidité relative journalière moyenne supérieure à 88 % correspond à un jour pluvieux. Les hypothèses faites lors de la construction du modèle néglige l'apport d'eau météorique. Les jours de pluie (onze événements pluvieux de plus de 1 mm en une journée entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008) introduisent une erreur dans le modèle. Ces événements représentent en théorie un apport important d'eau à la surface. En effet, si la totalité de l'eau de pluie s'infiltré, 1 mm de précipitations en une journée représente un flux entrant de $1 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, soit plus que le flux d'évaporation vers l'atmosphère (entre 0,6 et 0,7 $\text{kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$

selon les conditions hydro-climatiques). Cependant, toute l'eau de pluie ne s'infiltré pas dans le sol. En effet, l'état hydrique sec du sol entraîne une très faible perméabilité. De plus, la surface du sol est souvent peu perméable. À cause de la situation en milieu urbain de Deshan Kala, la surface du sol peut en effet être compactée par les activités humaines ou recouverte d'un revêtement bitumeux ou de pavés. Ceci atténue l'importance de l'hypothèse forte faite en négligeant l'infiltration des précipitations dans le modèle, mais la prise en compte des apports d'eau météorologiques reste une perspective importante de ces travaux.

La figure 9.16 montre l'évolution des flux d'humidité aux limites du système pendant la période simulée. Le niveau de la nappe est conservé constant. Malgré les fortes variations des conditions atmosphériques, le flux d'eau liquide entrant dans le système par la nappe reste lui aussi constant (environ 1 % de variations).

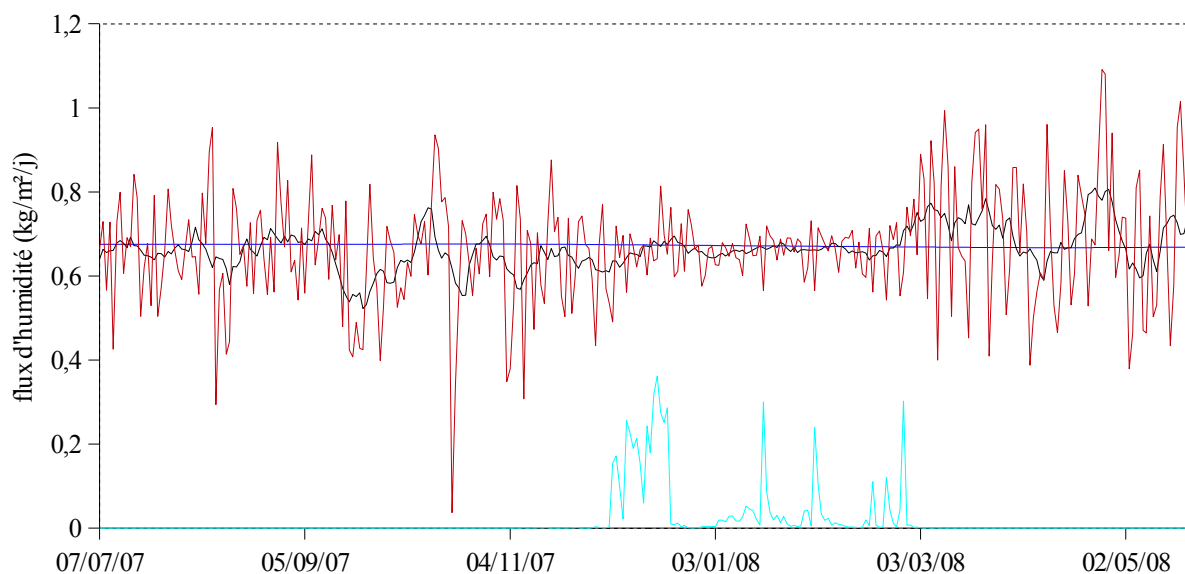


FIG. 9.16 – Résultats de la simulation *H-THR-Khiva* : évolution des flux d'humidité aux limites du système entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008. En rouge, le flux vers l'atmosphère sous forme vapeur, en noir la moyenne glissante sur 10 jours du flux de vapeur, en turquoise le flux vers l'atmosphère sous forme liquide et en bleu le flux liquide dans la nappe.

Les conditions atmosphériques sont très variables d'un jour à l'autre. Ceci provoque une variation du flux d'humidité vers l'atmosphère importante. Puisque le flux entrant par la nappe est à peu près constant, ceci signifie qu'il existe une accumulation de l'humidité à l'intérieur du milieu à l'échelle de quelques jours. Alors que les conditions atmosphériques varient en moyenne beaucoup entre l'été et l'hiver, le flux d'humidité est faiblement impacté puisqu'il oscille autour d'une valeur moyenne unique. Au cours de l'hiver, il apparaît un flux liquide à la surface du sol.

Ce flux peut être significatif puisqu'il peut représenter près du tiers du flux d'humidité total vers l'atmosphère. Ce flux liquide de « suintement » est rendu possible par un état hydrique de la subsurface très humide, entraînant une forte perméabilité du milieu.

La figure 9.17 montre l'évolution saisonnière du flux journalier moyen. Les transferts sont maximaux au printemps et minimaux en automne. La variabilité inter-mensuelle est de l'ordre de 20 %.

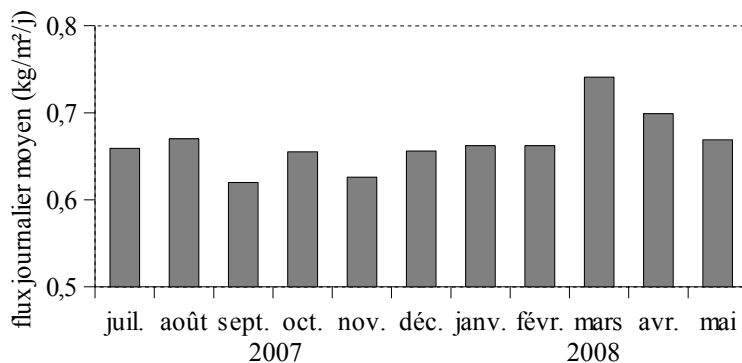


FIG. 9.17 – Évolution saisonnière du flux journalier moyenné sur un mois d'après la simulation *H-THR-Khiva*.

La pertinence d'utiliser des données journalières est évaluée grâce à la simulation *H-THR-Khiva10* (*transferts d'humidité, variations de la température, de l'humidité relative et du rayonnement d'après les données de Khiva moyennées sur 10 jours*). La figure 9.18 compare la moyenne sur 10 jours des flux journaliers obtenus avec la simulation *H-THR-Khiva* d'une part et les flux obtenus avec les données moyennées sur 10 jours (simulation *H-THR-Khiva10*) d'autre part.

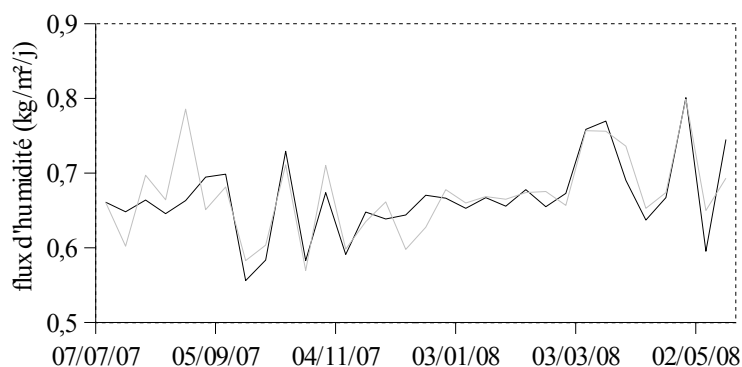


FIG. 9.18 – Comparaison des flux d'humidité vers l'atmosphère obtenus avec les simulations *H-THR-Khiva* (en noir) et *H-THR-Khiva10* (en gris).

Mis à part en août 2007, l'utilisation de données moyennées sur 10 jours ne modifie pas beaucoup les flux calculés par rapport à l'utilisation de données journalières. Les sorties des deux simulations ont un coefficient de corrélation de 0,8. Le transfert total d'humidité simulé entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008 par les deux simulations est identique à moins de 0,1 % près. En vue d'établir des bilans de transferts annuels ou saisonniers, l'utilisation des conditions atmosphériques moyennes a été retenue.

9.1.4 Évolution saisonnière des transferts avec la totalité des données de Khiva

L'étude de l'influence du battement de la nappe sur les flux a montré que les variations du niveau de la nappe ne pouvaient pas être négligées (paragraphe 9.1.2). L'impact du battement de la nappe sur la variabilité saisonnière des flux d'humidité a été étudiée avec la simulation *H-total-Khiva10* (*transferts d'humidité, variations de la totalité des paramètres hydro-climatiques d'après les données de Khiva moyennées sur 10 jours*). Cette simulation est identique à la simulation *H-THR-Khiva10* sauf qu'en plus d'utiliser les données de Khiva pour les conditions atmosphériques (température et humidité relative de l'air et rayonnement incident), la température et le niveau de la nappe sont aussi variables selon les données réelles. Ainsi, pour les conditions aux limites de cette simulation, tous les paramètres hydro-climatiques varient selon la moyenne sur 10 jours des données enregistrées à Khiva entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008. L'état initial de cette simulation est l'état du système en régime permanent avec les valeurs de toutes les conditions aux limites variables fixées à celle du 7 juillet 2007, premier jour simulé.

La figure 9.19 compare les flux d'humidité vers l'atmosphère obtenus lorsque la nappe est constante (simulation *H-THR-Khiva10*) avec ceux obtenus lorsque la température et le niveau de la nappe varient (la simulation *H-total-Khiva10*).

L'évolution relative des flux sur une échelle de temps d'un mois est très comparable entre les deux simulations. À cette échelle de temps, les variations des conditions atmosphériques semblent primer. En revanche, l'évolution saisonnière est fortement soumise aux battements de la nappe. L'abaissement de la nappe au cours de l'hiver et du début du printemps a pour conséquence un transfert d'humidité vers l'atmosphère plus petit qu'à l'automne. La figure 9.20 montre l'évolution saisonnière du flux journalier moyen simulé avec la simulation *H-total-Khiva*. L'impact des variations du niveau de la nappe sur le transfert d'humidité est important.

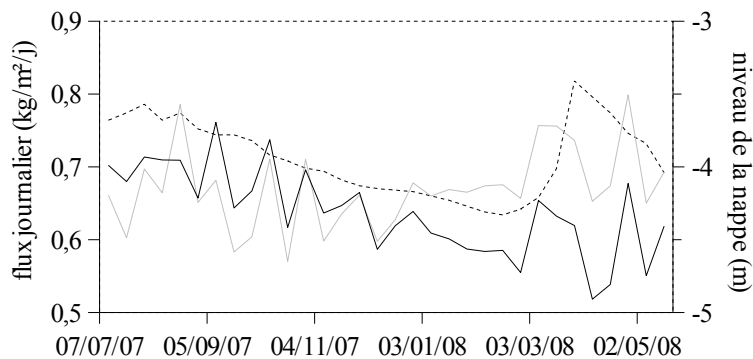


FIG. 9.19 – Comparaison des flux d’humidité vers l’atmosphère obtenus avec les simulations *H-THR-Khiva10* (en gris) et *H-total-Khiva10* (en noir). Le niveau de la nappe (moyenne sur 10 jours) est représenté en pointillé.

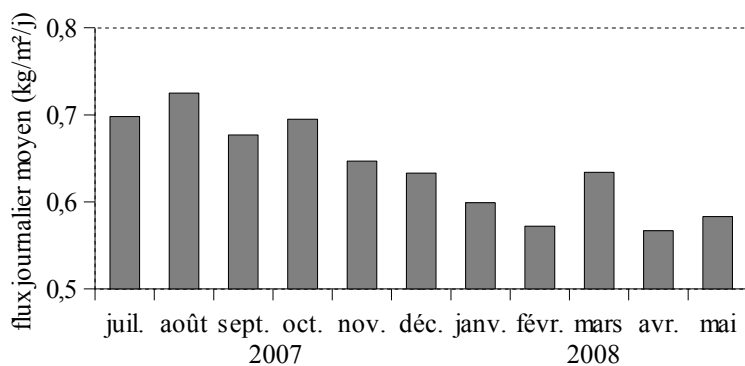


FIG. 9.20 – Évolution du flux d’eau liquide simulé à la base du système (en noir) et variation journalière du niveau de la nappe (en gris) entre le 7 juillet 2007 et le 22 mai 2008.

Le déphasage entre la profondeur de la nappe et les flux d’humidité (paragraphe 9.1.2.3) semble présent dans cette simulation. Ce déphasage explique la différence de transfert d’humidité total simulé sur la période. L’écart entre les deux simulations (avec et sans battement de nappe) est en effet de l’ordre de 4 %. Ces résultats sur la variabilité saisonnière des transferts d’humidité sont à nuancer par la très petite période pour laquelle les données sont disponibles. Il faudrait au moins trois années complètes pour faire une analyse saisonnière pertinente.

9.1.5 Conclusion

L’épaisseur de la partie superficielle sèche et les caractéristiques de la zone d’évaporation dépendent des conditions atmosphériques. Les variations atmosphériques journalières permettent de comprendre l’évolution de la zone d’évaporation au cours d’un cycle journalier. Il apparaît que cette zone se déplace légèrement au cours de la journée et que l’intensité de l’évaporation est

variable.

Les transferts d'humidité entre la nappe et le sol sont contraints par les paramètres hydro-climatiques. Les variations de ces paramètres ont un impact variable sur l'intensité des flux selon l'échelle de temps considérée. En ce qui concerne le battement de la nappe, seules les variations lentes ont un effet sensible sur l'état hydrique et les flux moyens. Pour des oscillations du niveau de la nappe mensuelles et annuelles, les variations maximum des flux est respectivement de l'ordre de 5 % et de 50 %. Il s'avère par ailleurs que les variations atmosphériques journalières ont un impact très important sur les flux instantanés vers l'atmosphère. En revanche, ces variations augmentent faiblement les flux moyens d'humidité vers l'atmosphère.

Cela dit, il faut remettre cette étude dans son contexte : les dégradations observées sur le mur sont la conséquence de phénomènes plus longs. L'objectif est de quantifier les flux d'humidité au cours d'une année. La variabilité saisonnière des conditions atmosphériques induit une variabilité du transfert d'humidité conséquente (jusqu'à 30 %). Dans ces conditions, utiliser des données moyennées semble être une approximation acceptable, sans oublier que les flux sont alors sous-évalués d'environ 5 % par le fait de négliger les variations intra-journalières.

9.2 Transfert des solutés et cristallisation du sel en milieu homogène

En ce qui concerne la simulation des transferts de solutés, il n'existe pas de régime permanent à partir du moment où la cristallisation de sel intervient. Ce terme source provoque une accumulation continue de sel solide si les conditions aux limites constantes le permettent. Tel qu'il est construit, le modèle autorise l'accumulation de sel à l'infini. Dans les conditions réelles rencontrées à Khiva, cette accumulation infinie n'est pas possible. Les efflorescences de sel à la surface du sol sont évacuées par le ruissellement des eaux de pluie, par exemple. Le sel qui pourrait s'accumuler à la surface du mur est enlevé du système par l'érosion de la zone. L'idée de ce paragraphe est donc tout d'abord de quantifier les flux de solutés vers la surface et le taux d'accumulation de sel cristallisé en limitant les périodes simulées de façon à ce que la quantité de sel accumulé localement reste réaliste. La quantité maximum de sel cristallisé dans le milieu poreux est fixée à 1 % de volume, ce qui représente une grande quantité de sel cristallisé. Pour le sol naturel et la bauge, cela correspond respectivement à environ 2 et 3 % de la porosité.

9.2.1 Initialisation du système dans des conditions hydro-climatiques constantes

La simulation *HS-ini-sec* (*transferts d'humidité et de solutés, phase initiale, sec*) calcule l'évolution du système à partir d'un état initial pour lequel la fraction massique de soluté C est uniforme dans le système et égale à la fraction massique de solutés dans la nappe $C_0(z) = C_{nappe}$. L'état initial pour l'humidité et la température est le résultat de la simulation *H-St-sec*. Les conditions aux limites pour l'humidité et la température sont également celles de la simulation *H-St-sec*. Le tableau 9.4 récapitule les conditions aux limites utilisées.

	<i>H-St-sec</i>	<i>HS-ini-sec</i>
z_{nappe}		-3,8 m
T_{nappe}		15,6 °C
T_{atm}		30 °C
ϕ_{atm}		30 %
\mathbf{G}_{\downarrow}		100 W.m ⁻²
C_{nappe}	-	0,001 kg.kg ⁻¹

TAB. 9.4 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour les simulations *H-TH-HFsec* et *HS-ini-sec*.

La simulation est interrompue au bout de 337 jours simulés, moment à partir duquel le sel solide commence à cristalliser. La figure 9.21 montre la fraction massique en soluté dans les 5 cm de la sub-surface du système ainsi que le taux d'évaporation au bout de 337 jours.

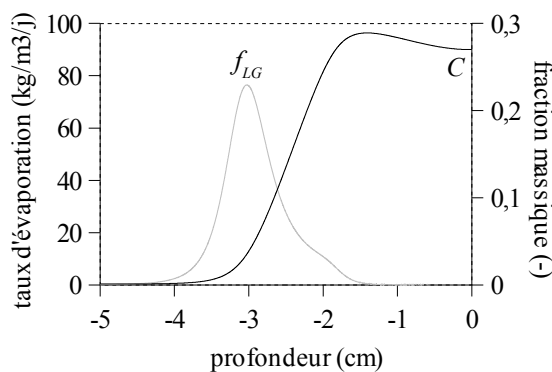


FIG. 9.21 – Taux d'évaporation (en gris) et fraction massique (en noir) des 5 premiers centimètres du système pour la simulation *HS-ini-sec* à $t = 337$ jours.

L'élévation de C est cantonnée à la zone la plus superficielle. En effet, à 5 cm de profondeur, $C \approx C_{nappe}$. L'augmentation de C se fait au niveau de la zone d'évaporation. Le pic de

concentration est atteint à 1,4 cm de profondeur, soit juste au dessus de la zone d'évaporation. Le système est dans une phase d'accumulation. Le flux de soluté entrant au niveau de la nappe $J_l(z = -5m) \times C_{nappe}$ est de $6,8 \cdot 10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ tandis que le flux de soluté sortant à la surface du sol $J_l(z = 0) \times C(z = 0)$ est de $5,3 \cdot 10^{-6} \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

La présence de soluté dans le système engendre deux couplages sur le transfert d'humidité. La densité de la phase liquide est en effet modifiée selon l'équation 4.18 et l'humidité relative de la phase gazeuse en équilibre avec le liquide est abaissée proportionnellement à C (équation 4.13). Le tableau 9.5 permet de comparer les flux d'humidité dans le système entre la simulation *HS-*ini-sec** et la simulation *H-*St-sec** de référence.

	flux de vapeur vers l'atmosphère ($\text{kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)	flux liquide vers l'atmosphère ($\text{kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)	flux liquide dans la nappe ($\text{kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)	écart de flux total avec la référence
<i>HS-<i>ini-sec</i></i>	0,678	$2 \cdot 10^{-5}$	0,679	+ 0,3 %
<i>H-<i>St-sec</i></i>	0,677	10^{-5}	0,677	

TAB. 9.5 – Modes de transport de l'humidité aux limites des simulations *HS-*ini-sec** et *H-*St-sec**.

Le flux total d'humidité est faiblement impacté par la présence de solutés. Pour la simulation *HS-*ini-sec**, la masse d'eau n'est pas parfaitement constante dans le système puisque le régime n'est pas permanent. La figure 9.22 permet d'évaluer l'impact des solutés sur l'état hydrique de la sub-surface.

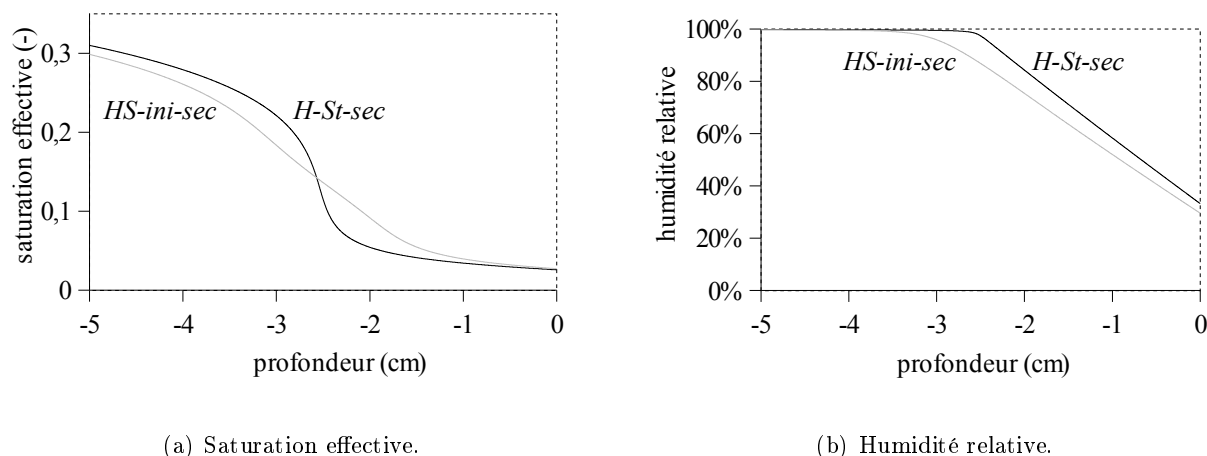


FIG. 9.22 – Saturation effective (a) et humidité relative de la phase gazeuse (b) des 5 premiers centimètres du système pour les simulations *HS-*ini-sec** (en gris) et *H-*St-sec** (en noir) à $t = 337$ jours.

Le front d'humidité marquant la limite de la zone sèche est moins important en présence de solutés. L'humidité relative ϕ de la phase gazeuse est abaissée par la présence de soluté de la surface jusqu'à environ 3,5 cm de profondeur. L'abaissement relatif est quasiment uniforme de 11 % sur les 2,5 premiers centimètres, c'est-à-dire jusqu'à la profondeur du pic d'évaporation en l'absence de soluté. Comme le montre la figure 9.23, la zone d'évaporation est sensiblement plus profonde en présence de soluté. Le transport sous forme vapeur est en effet quantitativement équivalent dans les deux cas. Par ailleurs, le coefficient de diffusion effective de la vapeur étant presque identique, le gradient d'humidité relative est à peu près identique entre les deux situations. L'abaissement de ϕ dû aux solutés se transmet donc depuis la surface, ce qui provoque une évaporation de l'eau plus en profondeur. De plus la zone d'évaporation est plus étalée en présence de solutés.

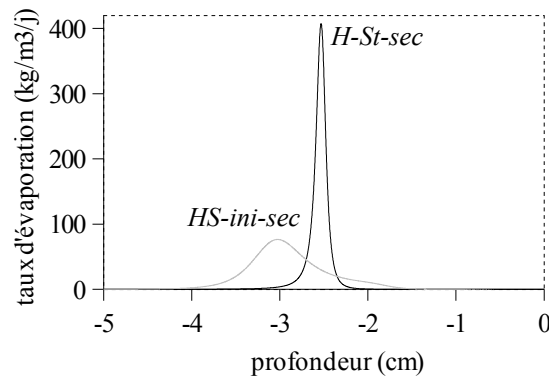


FIG. 9.23 – Taux d'évaporation dans les 5 premiers centimètres du système pour les simulations *HS-ini-sec* (en gris) et *H-St-sec* (en noir) à $t = 337$ jours.

9.2.2 Cristallisation de halite dans des conditions hydroclimatiques constantes

Après $t = 337$ jours, le sel solide commence à cristalliser. La figure 9.24 montre l'évolution temporelle de la quantité de halite cristallisée dans le système. La halite commence à cristalliser à la position du pic de concentration en soluté. Le dépôt de sel se propage ensuite vers la surface tandis que la profondeur limite en dessous de laquelle le sel ne cristallise pas n'évolue pas.

À $t = 421$ jours, soit après 84 jours de cristallisation dans des conditions atmosphériques constantes, la fraction volumique de sel solide atteint localement 1 %. Cette valeur paraît être très élevée. Continuer le calcul sur une période plus longue ne paraît pas réaliste. En effet, le modèle ne gère pas l'accumulation de sel solide du point de vue mécanique. Les cristaux de

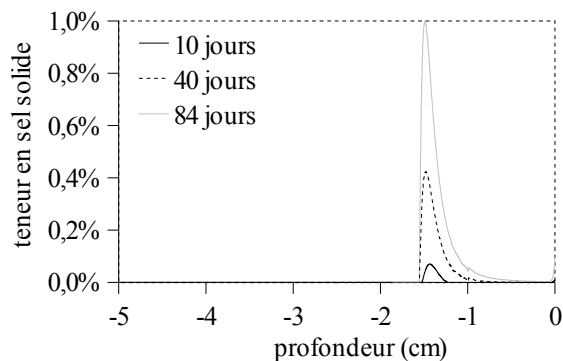


FIG. 9.24 – Cristallisation de halite dans les 5 premiers centimètres du système pour la simulation *HS-ini-sec* à $t = 10$ jours de cristallisation (en noir), $t = 40$ jours (en pointillé) et $t = 84$ jours (en gris).

halite doivent obstruer une partie des pores et modifier la courbe de rétention d'une part et la perméabilité du matériau d'autre part. De plus, le matériau peut être altéré et complètement modifié dans sa structure par les cristaux de sel. Tout ceci n'est pas pris en compte par notre modèle.

Cette période simulée permet d'estimer la vitesse d'accumulation de sel dans des conditions hydro-climatiques constantes. Cette accumulation est de $6,8 \cdot 10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, soit précisément le flux de soluté entrant dans le système par la nappe.

À l'échelle d'une année, on peut s'attendre à accumuler environ 5 % de volume de sel sur les deux premiers centimètres sous la surface. Ceci pourrait alors entraîner la fracturation du matériau et son effritement sous l'action de la gravité pour les parties verticales.

9.2.3 Impact des variations des conditions atmosphériques

Les variations des conditions atmosphériques modifient la position de la zone d'évaporation. La simulation *HS-atm-sec* (*transferts d'humidité et de solutés, variation des conditions atmosphériques, sec*) permet d'évaluer l'impact des oscillations journalières de l'atmosphère sur le sel cristallisé. L'état du système à $t = 337$ jours de la simulation *HS-ini-sec* est utilisé comme état initial pour cette simulation. Les conditions aux limites sont identiques sauf pour la température et l'humidité relative de l'atmosphère qui oscillent journalièrement selon une fonction sinusoïdale. Les conditions aux limites sont récapitulées dans le tableau 9.6

La figure 9.25 montre l'évolution temporelle de la distribution spatiale de halite au cours de la journée pour la simulation *HS-atm-sec* à $t = 30$ jours.

z_{nappe}	-3,8 m
T_{nappe}	15,6 °C
$\langle T_{atm} \rangle$	30 °C
A_T	20 °C
$\langle \phi_{atm} \rangle$	30 %
A_ϕ	40 %
τ	1 jour
Ph	12 heures
$\mathbf{G}\downarrow$	100 W.m ⁻²
C_{nappe}	0,001 kg.kg ⁻¹

TAB. 9.6 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour la simulation *HS-atm-sec*.

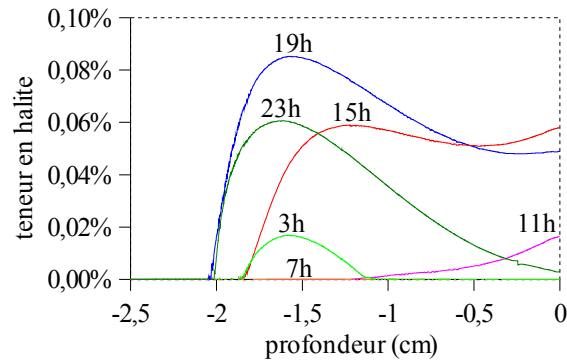


FIG. 9.25 – Évolution de la teneur volumique en halite au cours d'une journée pour la simulation *HS-atm-sec* au cours du 30^e jours.

La quantité de sel cristallisé dans le système est nulle entre 4h et 10h. À partir de 11h, le sel commence à cristalliser à la surface, puis en profondeur avec un pic en fin d'après-midi. À 19h, la teneur volumique en halite est de 0,085 % à 1,6 cm de profondeur. Il y a alors 27,7 g.m⁻² de halite accumulée dans le sol, soit autant que la halite accumulée au bout de 51 jours de cristallisation dans les conditions atmosphériques constantes. Lors du cycle journalier suivant, la halite est entièrement dissoute avant de cristalliser à nouveau. La quantité maximale de halite cristallisée le jour suivant est de 28,1 g.m⁻². L'accumulation de sel solide entre les deux est de $3,8 \cdot 10^{-4}$ kg.m⁻².j⁻¹ tandis que la quantité totale de sel dissout dans le système augmente de $3,6 \cdot 10^{-4}$ kg.m⁻².j⁻¹. Le flux entrant de solutés au niveau de la nappe est de $6,8 \cdot 10^{-4}$ kg.m⁻².j⁻¹ et le flux sortant vers l'atmosphère est quasiment nul. Le bilan de masse sur cet exemple est en excès d'environ 10 %, ce qui semble lié à un problème de conservation associé au traitement numérique du terme de cristallisation - dissolution. Le caractère conservatif de la fonction *flc2hs*

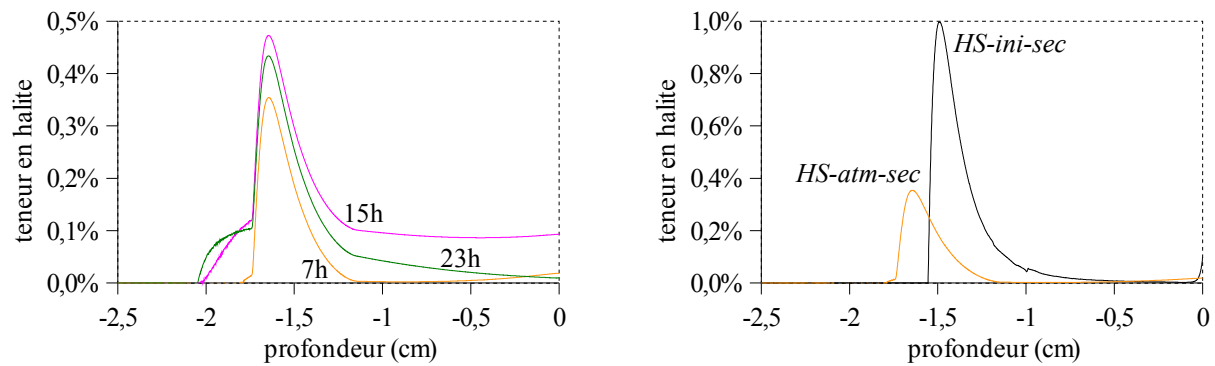
(voir paragraphe 8.1) est probablement en cause et nécessiterait une étude plus détaillée. De plus, le post-traitement des données menant à l'évaluation de l'accumulation de sel solide pendant 24 heures comporte une incertitude importante mais difficile à chiffrer.

Il apparaît pourtant que l'oscillation des conditions atmosphériques permet une accumulation de sel sous forme dissoute alors que cette accumulation se fait exclusivement sous forme solide dans les conditions aux limites constantes. Au bout de 46 jours, le sel cristallisé au cours d'une journée n'est plus entièrement dissout le jour suivant. La halite reste présente localement en permanence. La figure 9.26 (a) montre l'évolution journalière de la teneur en halite au cours de la 84^e journée de la simulation *HS-atm-sec*. La quantité totale de halite est minimale vers 7 heures mais reste localement importante. Lorsque la température de l'air augmente et l'humidité relative diminue, le sel cristallise depuis la surface jusqu'à environ 2 cm de profondeur. Le passage à des conditions atmosphériques plus froides et plus humides entraîne la dissolution totale du sel solide entre 1,7 et 2 cm de profondeur et entre la surface et 1,2 cm de profondeur. La halite subsiste dans une zone de 0,5 cm d'épaisseur où la quantité de sel évolue journalièrement en s'accumulant d'un jour sur l'autre. Cette accumulation sous forme solide est d'environ $6,54 \cdot 10^{-4} \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, soit 96 % du flux de soluté entrant dans le système par la nappe. La figure 9.26 (b) permet de comparer l'accumulation de halite dans le système lorsque les conditions atmosphériques sont constantes et lorsqu'elles sont variables. La différence de localisation du dépôt de sel est due à la différence de localisation de la zone d'évaporation engendrée par l'état constant ou non de l'atmosphère (voir paragraphe 9.1.3.1).

Au cours des cycles journaliers, la variation locale de halite cristallisée dans la subsurface du système est d'environ 0,1 % de volume. Cette variation a aussi bien lieu dans des zones où la halite est entièrement dissoute au cours du cycle que là où elle s'accumule.

9.2.4 Conclusion

Le modèle est capable de simuler les transferts de solutés dans le système et la cristallisation de sel. La description des phénomènes et la quantification des flux sont possibles malgré l'absence de régime stationnaire ou pseudo-stationnaire (évolution cyclique pour laquelle l'état moyen du système reste constant). Dans un milieu homogène constitué de sol naturel, la cristallisation de halite à l'intérieur du milieu poreux est possible. L'utilisation de conditions aux limites atmosphériques constantes entraîne un taux d'accumulation de halite plus important qu'avec des



(a) Évolution de la teneur volumique en halite au cours du 84^e jour pour la simulation *HS-atm-sec*.

(b) Comparaison des teneurs en halite dans le système au cours des simulations *HS-ini-sec* après 84 jours de cristallisation (en noir) et *HS-atm-sec* à $t = 83$ jours et 7 heures (en orange).

FIG. 9.26 – Teneur en halite dans le système au cours du 84^e jour de la simulation *HS-atm-sec* (a) et comparaison d’accumulation de halite dans les conditions atmosphériques constantes ou variables (b).

conditions oscillatoires. Dans ce cas, une partie significative du flux de solutés est accumulée sous forme dissoute à cause des oscillations de l’état hydrique du système et de la profondeur de la zone d’évaporation. L’impact de l’accumulation de sel solide dans le milieu poreux n’est pas pris en compte par le modèle, mais il apparaît qu’après quelques dizaines de jours de cristallisation la quantité de halite présente est probablement suffisante pour modifier sensiblement les propriétés de transfert du milieu d’une part voire modifier sa structure et sa résistance mécanique d’autre part. Enfin, les oscillations atmosphériques provoquent la cristallisation temporaire de halite sur une profondeur conséquente (jusqu’à 2 cm dans les conditions étudiées).

9.3 Milieu hétérogène

9.3.1 Transferts hydriques

Les études précédentes concernent les transferts d’humidité dans un milieu homogène. Le matériau a les propriétés hydro-thermiques du sol naturel. Dans ce paragraphe, la partie supérieure du système est constitué de bauge saine. L’épaisseur de bauge est de 50 centimètres, ce qui correspond approximativement à la taille de la fondation en bauge d’un mur comme celui de Deshan Kala. L’ensemble des études phénoménologiques effectuées précédemment ne va pas être reproduit. L’objectif est d’évaluer qualitativement l’impact d’un matériau plus capillaire que le

sol à la surface sur les flux d'humidité en général et sur la zone d'évaporation en particulier.

Deux simulations en état stationnaire avec des conditions atmosphériques différentes sont présentées :

- La simulation *H-SN-BS-Xsec* (*transferts d'humidité, sol naturel et bauge saine, extrêmement sec*) reprend les conditions aux limites de la simulation *H-St-Xsec*. Seule la présence de bauge saine sur les 50 premiers centimètres sous la surface différencie ces deux simulations.
- De même, la simulation *H-SN-BS-hum* (*transferts d'humidité, sol naturel et bauge saine, humide*) s'appuie sur la simulation *H-St-hum*

Le tableau 9.7 récapitule les paramètres des quatre simulations.

	<i>H-SN-BS-Xsec</i>	<i>H-St-Xsec</i>	<i>H-SN-BS-hum</i>	<i>H-St-hum</i>
matériau pour $z \geq -0,5$ m	BauS	SolN	BauS	SolN
matériau pour $z < -0,5$ m	SolN	SolN	SolN	SolN
z_{nappe}	-3,8 m		-3,8 m	
T_{nappe}	15,6 °C		15,6 °C	
ϕ_{atm}	10 %		60 %	
T_{atm}	40 °C		-10 °C	
G_{\downarrow}	100 W.m ⁻²		100 W.m ⁻²	

TAB. 9.7 – Type de matériau et valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour les simulations *H-SN-BS-Xsec* et *H-SN-BS-hum* ainsi que les simulations de référence *H-St-Xsec* et *H-St-hum*.

Le premier résultat issu de ces simulations est que le flux total d'humidité de la nappe vers l'atmosphère est nettement augmenté par la présence de bauge. Le tableau 9.8 permet de comparer les flux dans les différentes configurations.

	flux de vapeur vers l'atmosphère (kg.m ⁻² .j ⁻¹)	flux liquide vers l'atmosphère (kg.m ⁻² .j ⁻¹)	flux liquide dans la nappe (kg.m ⁻² .j ⁻¹)	écart de flux total avec la référence
<i>H-SN-BS-Xsec</i>	0,935	0,001	0,936	+ 36 %
<i>H-St-Xsec</i>	0,687	10 ⁻⁶	0,687	
<i>H-SN-BS-hum</i>	0,320	0,619	0,939	+ 41 %
<i>H-St-hum</i>	0,667	0,001	0,668	

TAB. 9.8 – Modes de transport de l'humidité aux limites des simulations *H-SN-BS-Xsec* et *H-SN-BS-hum* ainsi que des simulations de référence *H-St-Xsec* et *H-St-hum*.

En plus de l'augmentation globale des flux d'humidité, l'étude du mode de transport de l'humidité à l'intérieur du système révèle une particularité à l'interface entre les deux matériaux. En effet, le transport de l'humidité est exclusivement sous forme liquide dans l'ensemble du système, sauf dans la zone sèche de sub-surface d'une part et sauf dans une fine zone juste sous l'interface d'autre part. La figure 9.27 montre que dans une zone d'environ 2 mm d'épaisseur, l'humidité est transportée sous forme vapeur dans le sol naturel sous l'interface. Le transport redevient exclusivement sous forme liquide dans la bauge saine.

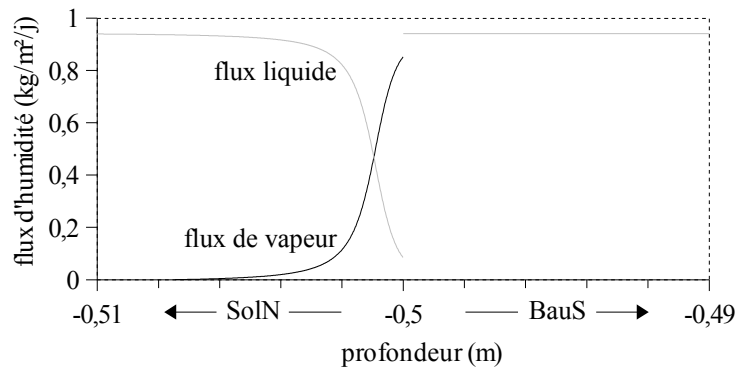
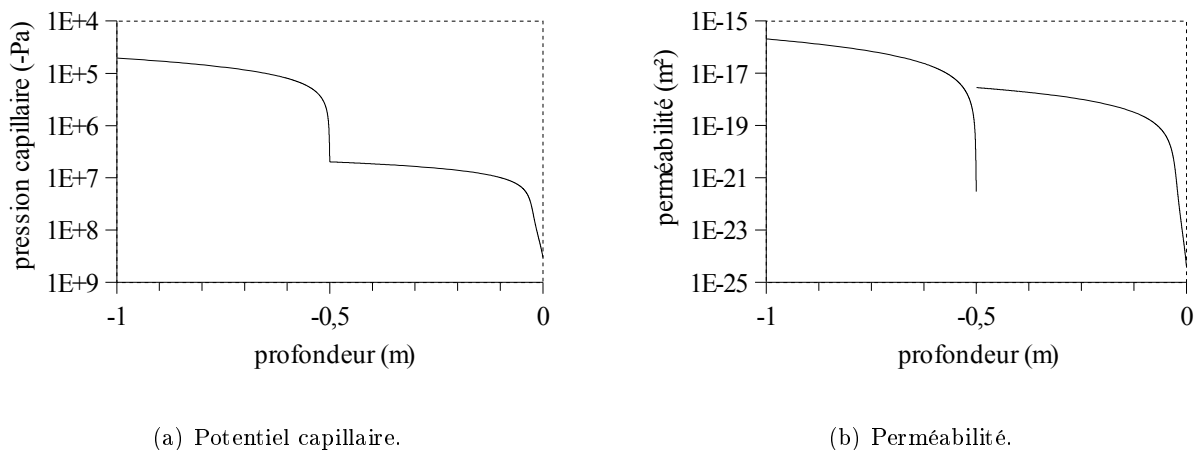


FIG. 9.27 – Évolution du mode de transport de l'humidité au niveau de l'interface entre le sol et la bauge pour la simulation *H-SN-BS-Xsec*. Flux sous forme liquide (en gris) et sous forme vapeur (en noir).

Ce phénomène, également observé avec la simulation *H-SN-BS-hum*, peut être expliqué par la différence de perméabilité (κ_l) entre les deux matériaux et les gradients de pression ($\nabla\psi$) constatés de part et d'autre de l'interface (figure 9.28).



(a) Potentiel capillaire.

(b) Perméabilité.

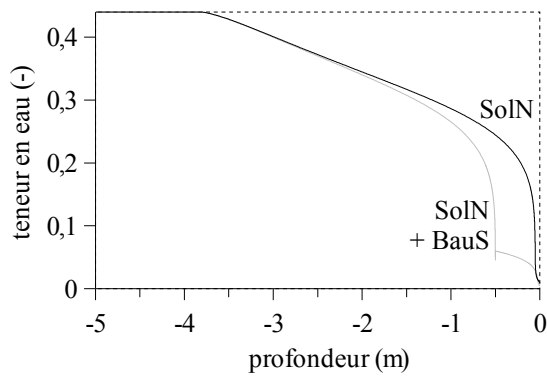
FIG. 9.28 – Évolution du potentiel capillaire (a) et de la perméabilité (b) dans le premier mètre sous la surface pour la simulation *H-SN-BS-Xsec*.

En première approximation, le flux liquide est proportionnel à $\kappa_l \nabla \psi$ (équation 4.20). En régime permanent, le flux global d'humidité est uniforme dans le système. Lorsque ce flux est exclusivement liquide, $\kappa_l \nabla \psi$ doit être uniforme dans le système. Par ailleurs, la perméabilité du milieu poreux diminue lorsque le potentiel capillaire diminue. Dans un milieu homogène, ceci se traduit par un gradient de pression plus fort pour compenser la diminution de la perméabilité liée à la désaturation du milieu vers la surface. L'évolution de la pression avec la profondeur est donc déterminée par la conservation du flux dans le système et par les valeurs de potentiel capillaire imposées aux limites par les conditions atmosphériques d'une part et le niveau de la nappe d'autre part.

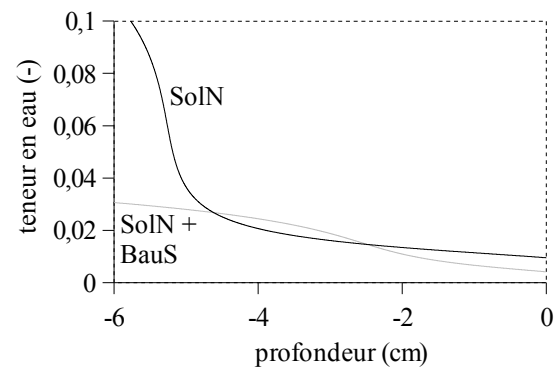
Ceci est également vérifié dans un milieu à deux couches superposées. La bauge est plus perméable que le sol (voir figure 6.13). Le gradient de potentiel capillaire dans la bauge est donc moindre que dans le sol pour un flux liquide égal. Le potentiel capillaire, continu dans tout le système, a une valeur donnée à l'interface entre les deux matériaux. La différence de perméabilité de part et d'autre de l'interface est en l'occurrence de quatre ordres de grandeur. Ceci engendre une différence de gradient de pression très importante. La chute de perméabilité dans le sol à l'approche de l'interface est telle que le transport sous forme liquide ne suffit pas à conserver uniforme le flux d'humidité global. Pour compenser cette difficulté, l'humidité est localement transportée sous forme vapeur. Ce phénomène est le même que celui qui permet l'apparition d'une zone sèche sous la surface. Du point de vue du sol peu perméable, la bauge, plus capillaire et plus perméable, se comporte comme l'atmosphère qui impose un flux à l'interface.

Par ailleurs, le fait que la bauge soit plus perméable que le sol diminue la résistance globale du système aux flux. Ceci a un impact d'autant plus grand que la bauge est localisé dans la zone à fort gradient de pression, juste sous la surface. C'est pourquoi les flux d'humidité sont beaucoup plus importants dans le système bicouche que dans le système homogène.

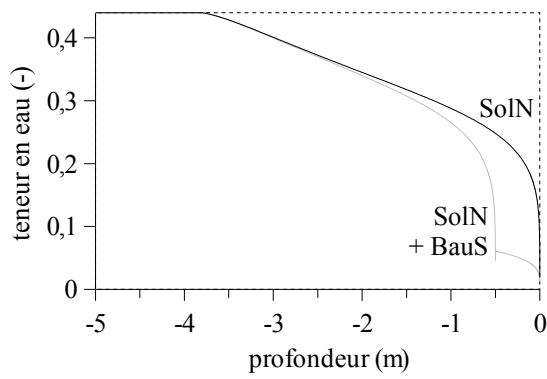
La présence de bauge sur les 50 cm supérieurs modifie fortement l'état hydrique du système (voir figures 9.29 (a et c)). Le sol moins perméable est le siège de gradients de pression très élevés. Il en résulte un assèchement important juste avant l'interface. L'ensemble de la bauge est donc relativement sèche puisque la teneur en eau à 50 cm de profondeur est inférieure à 0,1 en milieu bicouche quand elle est supérieure à 0,25 en milieu homogène. La teneur en eau subit une discontinuité au changement de matériau. La variable continue dans tout le système étant le potentiel capillaire, le changement de courbe de rétention entre les deux matériaux provoque la discontinuité de teneur en eau.



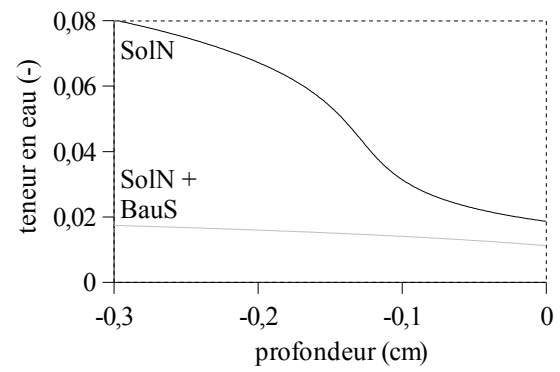
(a) Simulations *H-St-Xsec* (en noir) et *H-SN-BS-Xsec* (en gris).



(b) Zoom sur les 6 premiers centimètres.



(c) Simulations *H-St-hum* (en noir) et *H-SN-BS-hum* (en gris).



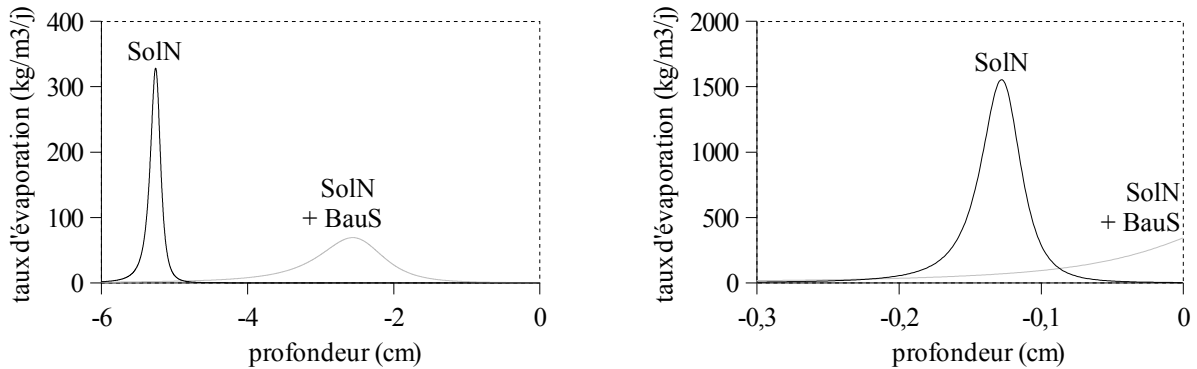
(d) Zoom sur les 3 premiers millimètres.

FIG. 9.29 – Teneur en eau simulée dans les conditions sèches (a et b) et humides (c et d) avec les simulations de référence à milieu homogène (en noir) et les simulations à milieu bicouche (en gris). Le changement de matériau à 50 cm de profondeur est très visible (a et c). La zone sèche proche de la surface est fortement modifiée dans la bauge saine (b) voire inexistante (d).

Comme le montrent les figures 9.29 (b et d), la zone sèche est fortement modifiée dans la bauge. La figure 9.30 (a) montre que l'épaisseur de la zone sèche est plus fine dans la bauge que dans le sol homogène. De plus, l'évaporation a lieu dans une zone d'une épaisseur plus large. Le changement de mode de transport est moins brutal, ce qui se traduit par un assèchement du matériau beaucoup plus progressif (figure 9.29 (b)).

Avec les conditions atmosphériques humides, la forte perméabilité de la bauge ne permet pas l'apparition d'un front d'évaporation à l'intérieur du matériau. Une partie du transport d'humidité se fait sous forme vapeur proche de la surface (figure 9.30 (b)). Une grande partie du flux reste sous forme liquide jusqu'à la surface, comme le montre le tableau 9.8. Le fait que l'humidité puisse être transportée sous forme liquide explique que le flux global soit plus

important dans les conditions humides que sèches. La perméabilité relative au liquide du milieu est en effet nettement plus importante lorsque le milieu est plus humide.



(a) Simulations *H-St-Xsec* et *H-SN-BS-Xsec*.

(b) Simulations *H-St-hum* et *H-SN-BS-hum*.

FIG. 9.30 – Taux d'évaporation en fonction de la profondeur dans les conditions atmosphériques extrêmement sèches (a) et humides (b). Comparaison pour un milieu homogène composé de sol naturel (en noir) et un milieu hétérogène composé de sol naturel et de bauge saine en sub-surface (en gris).

En conclusion de ce paragraphe sur les transferts hydriques dans le milieu hétérogène, il faut préciser le fait que l'interface entre le sol et le matériau de construction n'est probablement pas aussi nette que ce qui est simulé numériquement. Les propriétés de transfert évoluent probablement de façon moins brutale à l'intérieur d'une zone de transition. Décrire cette transition en faisant par exemple varier les paramètres du modèle de Van Genuchten pour la courbe de rétention ne serait pas une tâche aisée.

9.3.2 Transfert des solutés et cristallisation du sel

Étant donné l'impact de la couche supérieure de bauge saine sur le comportement hydrique du système, on peut s'attendre à des modifications importantes en ce qui concerne le transfert de soluté et la cristallisation de halite vis-à-vis du milieu homogène. La simulation *HS-SN-BS-Xsec* (*transferts d'humidité et de solutés, sol naturel et bauge saine, extrêmement sec*) s'appuie sur la simulation *H-SN-BS-Xsec* dont l'état hydro-thermique en régime permanent est utilisé comme état initial pour l'humidité et la température. Les équations concernant les solutés et le sel sont activées. De même que pour la simulation *HS-ini-sec*, la fraction massique en soluté de la nappe est fixée à $C_{nappe} = 0,001 \text{ kg.kg}^{-1}$ et l'état initial est fixé à C_{nappe} pour les soluté et à zéro pour le sel solide, dans tout le système.

La concentration en solutés atteint la saturation sous la surface de sol en 14 jours, ce qui est très rapide comparé aux 337 jours nécessaires au milieu homogène pour atteindre cet état (simulation *HS-ini-sec*) dans des conditions atmosphériques certes légèrement moins fortes. Dans les conditions moins sèches, ce délai d'initialisation est d'ailleurs encore plus court. En effet, la cristallisation de sel solide commence après moins de 4 jours dans les conditions dites « sèches » et en moins de 3 jours dans les conditions dites « humides ». Une fois commencée, la cristallisation est très importante puisqu'il faut environ 28 heures dans les conditions « extrêmement sèches » pour que la teneur en halite dans le système atteigne 1 % de volume. La halite cristallise uniquement dans la subsurface puisque seul le premier dixième de millimètre sous la surface est concerné quelles que soient les conditions atmosphériques. La faible extension de la zone de cristallisation ainsi que les flux entrant augmentés par l'hétérogénéité du système (voir paragraphe précédent) explique l'augmentation locale très rapide de la quantité de halite cristallisée.

9.3.3 Conclusion

La présence de bauge dans la couche superficielle du système a des conséquences significatives sur les transferts d'humidité, sur l'état hydrique de la subsurface et sur la cristallisation de halite. Le fait que la bauge saine soit un matériau plus capillaire et plus perméable que le sol naturel provoque tout d'abord une augmentation significative par rapport au milieu homogène des flux d'humidité de la nappe vers l'atmosphère. Cette forte capillarité et cette perméabilité élevée font que la bauge, plus sèche, se comporte comme une pompe d'humidité vis-à-vis du sol sous-jacent. La zone d'évaporation est par ailleurs beaucoup plus étalée et nettement déplacée vers la surface. Enfin, l'absence de zone sèche et la perméabilité élevée de la bauge ne permettent pas la cristallisation de halite profondément dans le milieu poreux. Seule la subsurface est concernée, ce qui a pour conséquence une accumulation locale de halite très rapide.

Au final, les résultats des simulations de cristallisation de sel montrent qu'il peut y avoir une accumulation importante de halite dans la subsurface du système. Cette accumulation peut être une explication à la perte de cohésion du matériau terre. Au niveau du sol, la surface devient pulvérulente car le matériau se destructure sur plusieurs millimètres voire centimètres. Cette destructuration du matériau a des conséquences autres sur le mur vertical. Le matériau fracturé peut en effet tomber par l'action de la gravité, ce qui provoque une érosion continue de la base du mur.

10

Étude des phénomènes bidimensionnels

10.1	Étude de l'impact de la géométrie avec un milieu homogène	182
10.2	Impact du mur de bauge et de ses fondations	186
10.3	Impact de la surface du sol	190
10.4	Contribution de la végétation à proximité du mur	193
10.5	Simulations avec la géométrie réelle	196
10.6	Conclusion	199

Dans ce chapitre, les phénomènes en deux dimensions sont spécifiquement étudiés. Les effets dus à la géométrie elle-même grâce à une simulation en milieu homogène seront tout d'abord décrits. L'impact du mur de bauge et de ses fondations sur l'état hydrique du système et sur les flux d'humidité dans le mur sera ensuite abordé. Les conséquences - négatives ou positives - de différents traitements de la surface du sol environnant seront évaluées en terme de flux d'humidité dans le mur. L'objectif est en effet d'être en mesure de justifier la pertinence de solutions remèdes vis-à-vis des dégradations observées à la base du mur. Enfin, les résultats de simulations utilisant la géométrie réelle de Deshan Kala seront rapidement présentés.

10.1 Étude de l'impact de la géométrie avec un milieu homogène

L'utilisation de la géométrie 2D avec un milieu homogène permet d'étudier l'impact de la seule géométrie. Le fait que le mur soit construit en bauge, matériau aux propriétés hydriques très différentes de celles du sol, sera abordé par la suite.

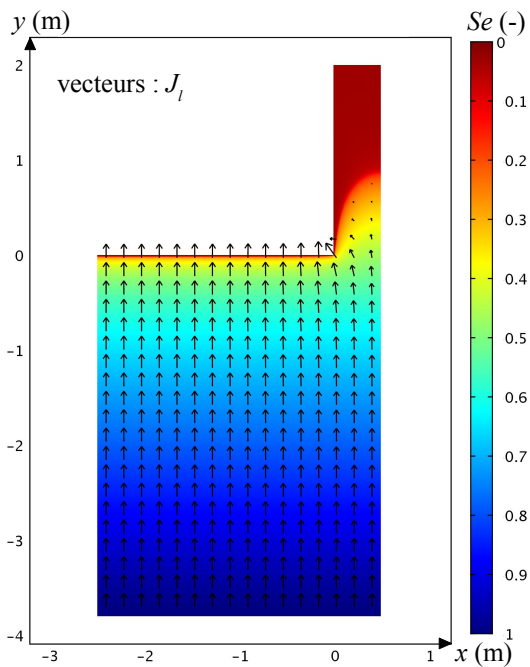
La simulation *H2D-hom* (*transferts d'humidité en deux dimensions en milieu homogène*) utilise donc la géométrie décrite au paragraphe 8.3.2. Le système est entièrement constitué de sol naturel. Les conditions aux limites sont stationnaires et identiques à celles dites « sèches » récapitulées dans le tableau 10.1. La partie verticale du mur ne reçoit aucun rayonnement solaire incident. Ceci correspond en effet à la partie du site d'étude exposée au nord.

z_{nappe}	-3,8 m
T_{nappe}	15,6 °C
ϕ_{atm}	30 %
T_{atm}	30 °C
$\mathbf{G}\downarrow$	100 W.m ⁻²

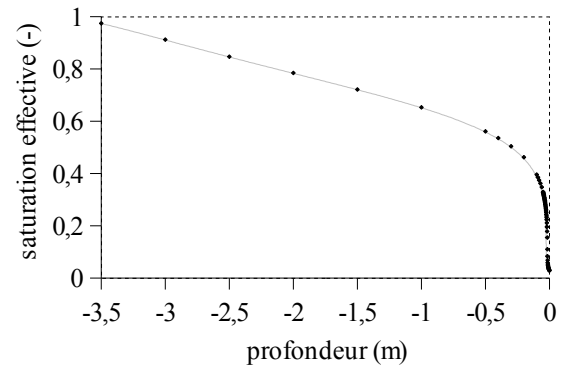
TAB. 10.1 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour la simulation *H2D-hom*.

La figure 10.1 (a) montre l'état hydrique du système Se et le flux sous forme liquide J_l pour la simulation *H2D-hom*.

Le haut du mur est très sec, avec une saturation effective inférieure à 0,03 dans la partie supérieure ($y > 1$ m). Il y a un bulbe d'humidité à l'intérieur du mur. Comme le montre la figure 10.1 (b), l'état hydrique général à 2 m du mur est proche de celui simulé en une dimension



(a) Saturation effective (en couleur) et flux liquide (vecteurs).



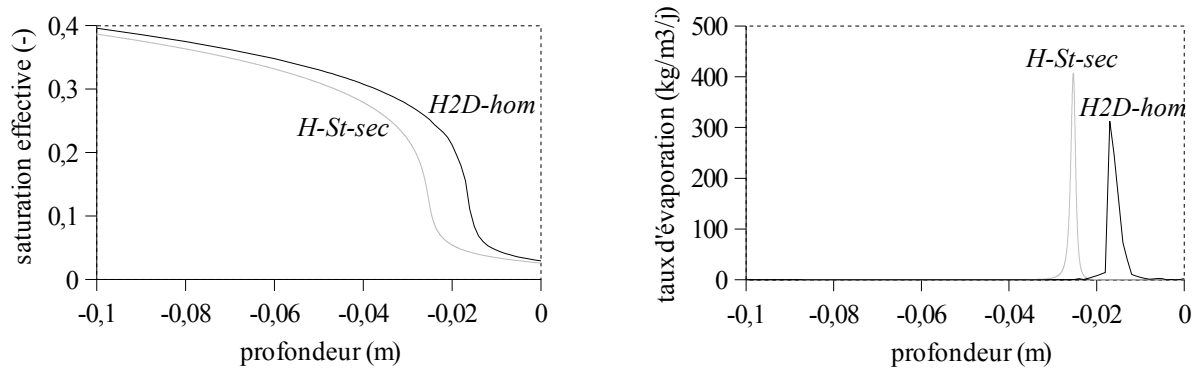
(b) Profil de saturation effective à $x = -2$ m (points noirs) et comparaison avec la simulation de référence $H-St-sec$ (en gris).

FIG. 10.1 – État hydrique du système et flux liquide pour la simulation $H2D-hom$ (a) et comparaison entre le profil à 2 m du mur et la simulation en une dimension $H-St-sec$ (b).

dans les mêmes conditions hydro-climatiques (simulation $H-St-sec$). L'éloignement du mur ne permet pas d'expliquer cette différence physiquement. La cause pourrait en revanche provenir du maillage de la subsurface différent de trois ordres de grandeurs.

Un zoom sur la subsurface (figure 10.2 (a)) permet de constater que la zone sèche est moins épaisse pour la simulation $H2D-hom$. Ceci se caractérise par une zone d'évaporation plus proche de la surface (figure 10.2 (b)). Cette différence d'état hydrique proche de la surface est peut-être un effet du maillage plus grossier pour la simulation en deux dimensions.

La figure 10.3 montre la localisation et l'intensité de l'évaporation dans le système. Au niveau du sol, l'évaporation a lieu proche de la surface. Dans le mur, la zone d'évaporation s'éloigne de la surface avec la hauteur. Au niveau du plan de symétrie interne du mur, la zone d'évaporation se situe à 0,8 m d'altitude, soit à 1,2 m du sommet du mur. Profondément à l'intérieur du mur, la zone d'évaporation a tendance à s'étaler tout en conservant un pic marqué d'intensité moindre qu'au niveau du sol.



(a) Saturation effective.

(b) Taux d'évaporation.

FIG. 10.2 – Comparaison entre les simulations *H2D-hom* à 2 m du mur (en noir) et *H-St-sec* (en gris) pour l'état hydrique de la subsurface (a) et le taux d'évaporation (b).

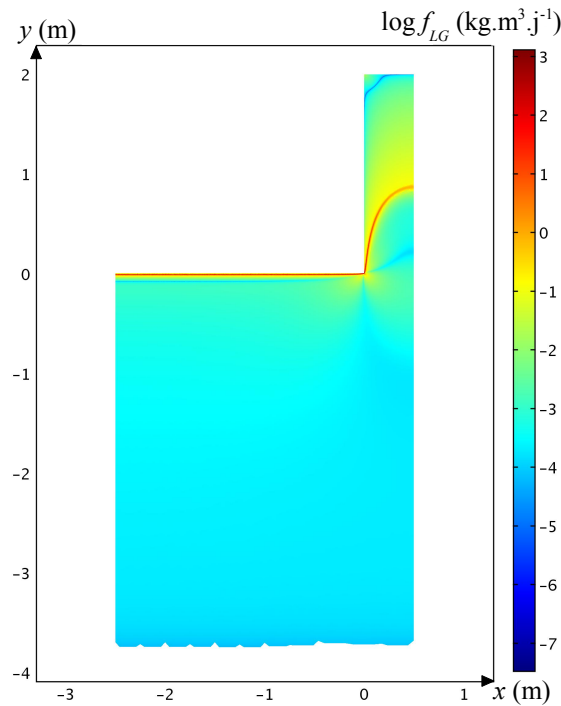


FIG. 10.3 – Taux d'évaporation dans le système pour la simulation *H2D-hom*.

Le flux d'humidité vers l'atmosphère n'est pas uniforme le long de l'interface. Loin du mur (pour $-2,5 \text{ m} < x < -1,5 \text{ m}$) ce flux à la surface du sol est de $0,683 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ soit environ autant que le flux simulé en une dimension par la simulation *H-St-sec* ($0,677 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Le mur et le sol à proximité ($-0,5 \text{ m} < x < 0,5 \text{ m}$) voient un flux d'humidité traversant la surface horizontale $y = 0$ environ 9 % inférieur ($0,623 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Le mur ($0 < x < 0,5 \text{ m}$) contribue seulement à hauteur de $0,208 \text{ kg.j}^{-1}$ tandis que le sol à proximité ($-0,5 \text{ m} < x < 0$) a un flux élevé

($0,415 \text{ kg}\cdot\text{j}^{-1}$) soit un flux surfacique supérieur de 22 % à celui à 2 m du mur. Le mur a donc un effet géométrique négatif sur les transferts. La plus forte surface exposée à l'atmosphère (3 m contre 1 m pour la zone témoin) ne suffit pas à compenser l'augmentation de la distance entre la nappe et la surface. La figure 10.4 montre l'évolution spatiale du flux surfacique d'humidité vers l'atmosphère le long de l'interface sol-mur / atmosphère pour $-1 \text{ m} < x < 0$ et $0 < y < 1 \text{ m}$. Il y a une forte augmentation du flux à l'angle entre le mur et le sol. Une rapide décroissance dans la zone verticale conduit à un flux inférieur à celui de la zone horizontale après environ 10 cm.

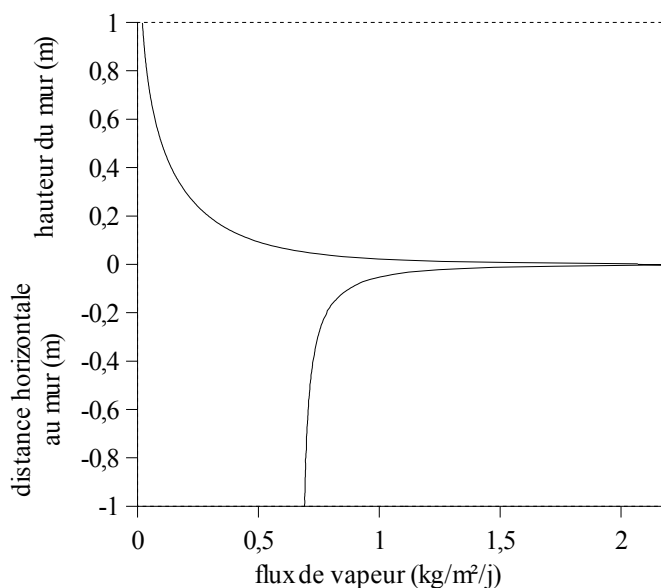


FIG. 10.4 – Évolution spatiale du flux surfacique d'humidité sous forme vapeur vers l'atmosphère pour $-1 \text{ m} < x < 0$ et $0 < y < 1 \text{ m}$.

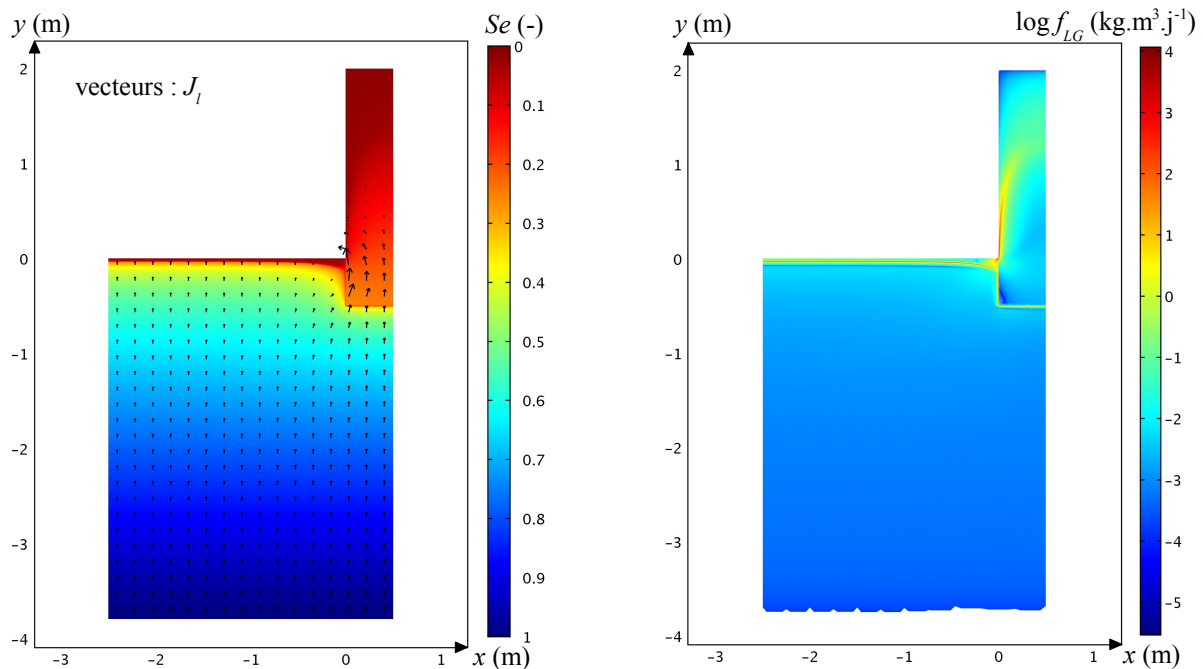
L'évolution spatiale du flux liquide vers l'atmosphère ressemble à celle du flux de vapeur mais reste négligeable le long de l'ensemble de l'interface système - atmosphère. À l'angle entre le mur et le sol, ce flux liquide est maximum (de l'ordre de $10^{-4} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$).

La principale conclusion de ces analyses est que le mur a un effet géométrique sur les flux d'humidité vers l'atmosphère. L'ensemble composé du mur et du sol à proximité a une empreinte faiblement négative sur les flux. En revanche, les flux sont localement fortement augmentés par la présence du mur. Par ailleurs, la zone sèche située dans la subsurface est de moindre épaisseur que dans le cas des transferts en une dimension.

10.2 Impact du mur de bauge et de ses fondations

Il a été montré au paragraphe 9.3.1 que la forte capillarité et la perméabilité élevée de la bauge qui constitue le mur avait un effet de « mèche » sur le sol sous-jacent. L'objet de cette section est d'étudier l'impact du mur de bauge sur les flux dans le mur et dans le sol. L'une des inconnues géométriques est la profondeur des fondations de bauge à l'intérieur du sol. D'après Thierry Joffroy (CRATERre-ENSAG), les murs des constructions du type de Deshan Kala ont des fondations d'environ 0,5 m de profondeur.

Dans la simulation *H2D-fondations-0,5m* (*transferts d'humidité en deux dimensions, fondations de bauge de 0,5 m*), le mur est constitué de bauge saine et les fondations du mur vont jusqu'à 0,5 m de profondeur. En dehors de cette différence de matériau, cette simulation s'appuie sur la simulation *H2D-hom* dont elle reprend l'ensemble des conditions aux limites (tableau 10.1). La figure 10.5 (a) représente l'état hydrique du système et les flux sous forme liquide.



(a) Saturation effective (en couleur) et flux liquide (vecteurs).

(b) Taux d'évaporation.

FIG. 10.5 – État hydrique, flux liquide (a) et taux d'évaporation (b) pour la simulation *H2D-fondations-0,5m*.

À l'état stationnaire, la bauge très capillaire a une saturation effective faible par rapport au sol avoisinant. La saturation des fondations de bauge n'excède pas 25 % tandis que le sol adjacent

a une saturation effective supérieure à 40 %. La présence du mur de bauge a pour conséquence d'assécher le sol à proximité. La saturation effective du sol à 10 cm de profondeur est en effet de 10 % à 5 cm du mur alors qu'elle est de près de 40 % à 2 m du mur. Par ailleurs, les flux d'eau liquide sont déviés vers le mur en bauge.

En ce qui concerne l'évaporation dans le système, représentée sur la figure 10.5 (b), on constate tout d'abord que sa localisation coïncide logiquement avec la zone sèche dans le sol. Par ailleurs, la subsurface de la base du mur présente une évaporation très intense. Plus profondément à l'intérieur du mur, la zone d'évaporation devient complètement étalée, sans pic d'évaporation identifiable. Ceci trahit probablement une intensité élevée des flux d'humidité vers l'atmosphère à la surface du mur.

Le tableau 10.2 permet de comparer la répartition spatiale des flux à l'interface système - atmosphère de la simulation *H2D-fondations-0,5m* avec celle de la simulation *H2D-hom*.

	<i>H2D-hom</i>	<i>H2D-fondations-0,5m</i>	impact du mur de bauge
zone témoin $-2,5 \text{ m} < x < -1,5 \text{ m}$	$0,683 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$	$0,663 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$	- 3 %
mur & proximité $-0,5 \text{ m} < x < 0,5 \text{ m}$	$0,623 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (- 9 %)	$1,004 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (+ 47 %)	+ 61 %
mur $0 < x < 0,5 \text{ m}$	$0,208 \text{ kg.j}^{-1}$	$0,802 \text{ kg.j}^{-1}$	+ 286 %
proximité $-0,5 \text{ m} < x < 0$	$0,415 \text{ kg.j}^{-1}$	$0,202 \text{ kg.j}^{-1}$	- 51 %
base du mur $0 < y < 1 \text{ m}$	$0,201 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$	$0,778 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$	+ 287 %

TAB. 10.2 – Comparaison de la répartition spatiale des flux d'humidité vers l'atmosphère pour les simulations *H2D-hom* et *H2D-fondations-0,5m*.

Il ressort du tableau 10.2 que le mur de bauge a effectivement un effet de pompe capillaire sur les transferts d'humidité. Les flux à plus de 1,5 m du mur sont faiblement diminués par la présence du mur, ce qui conforte le choix de limiter l'extension horizontale du système simulé à 2,5 m à partir du mur. En revanche, la quantité d'eau qui est transférée à l'atmosphère depuis le mur lui-même est fortement augmentée. La quasi-totalité de l'eau qui pénètre dans le mur est évacuée vers l'atmosphère dans la partie basse du mur ($y < 1 \text{ m}$). Ce flux à la base du mur est supérieur de 17 % à celui de la zone témoin. L'assèchement du sol à proximité du mur de bauge

se traduit par des flux amoindris dans cette zone. La figure 10.6 montre l'évolution spatiale du flux surfacique d'humidité vers l'atmosphère pour $-1 \text{ m} < x < 0$ et $0 < y < 1 \text{ m}$.

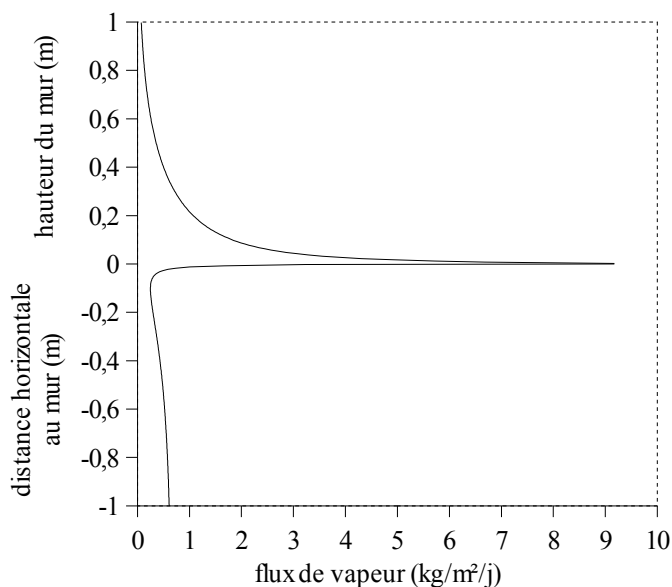


FIG. 10.6 – Évolution spatiale du flux surfacique d'humidité sous forme vapeur vers l'atmosphère pour $-1 \text{ m} < x < 0$ et $0 < y < 1 \text{ m}$.

La perméabilité élevée de la bauge permet à l'eau liquide de s'écouler plus facilement que dans le sol pour des saturations équivalente. Ceci se traduit par un flux d'eau liquide non-négligeable à la surface du mur. $0,010 \text{ kg}\cdot\text{j}^{-1}$ s'écoule au travers de la surface verticale du mur, dont $0,006 \text{ kg}\cdot\text{j}^{-1}$ dans les 10 cm de la base du mur. Localement à l'angle du mur et du sol, ce flux liquide est de $0,176 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$.

Le mur et ses fondations de bauge ont des impacts importants en terme de flux d'humidité. Deux simulations supplémentaires permettent d'évaluer le rôle des fondations. Ces simulations sont identiques à *H2D-0,5m* sauf la profondeur des fondations, fixée à 0,1 m (*H2D-fondations-0,1m*) et 1 m (*H2D-fondations-1m*). La figure 10.7 représente l'état hydrique du système et le flux d'humidité sous forme liquide pour ces deux simulations.

Le mur de bauge semble significativement plus humide lorsque les fondations sont plus profondes. La figure 10.8 permet de comparer l'état hydrique du mur de bauge pour les trois simulations. Le profil de saturation effective dans le mur semble évoluer linéairement avec la profondeur des fondations, sauf au sommet du mur pour les fondations les moins profondes. La saturation

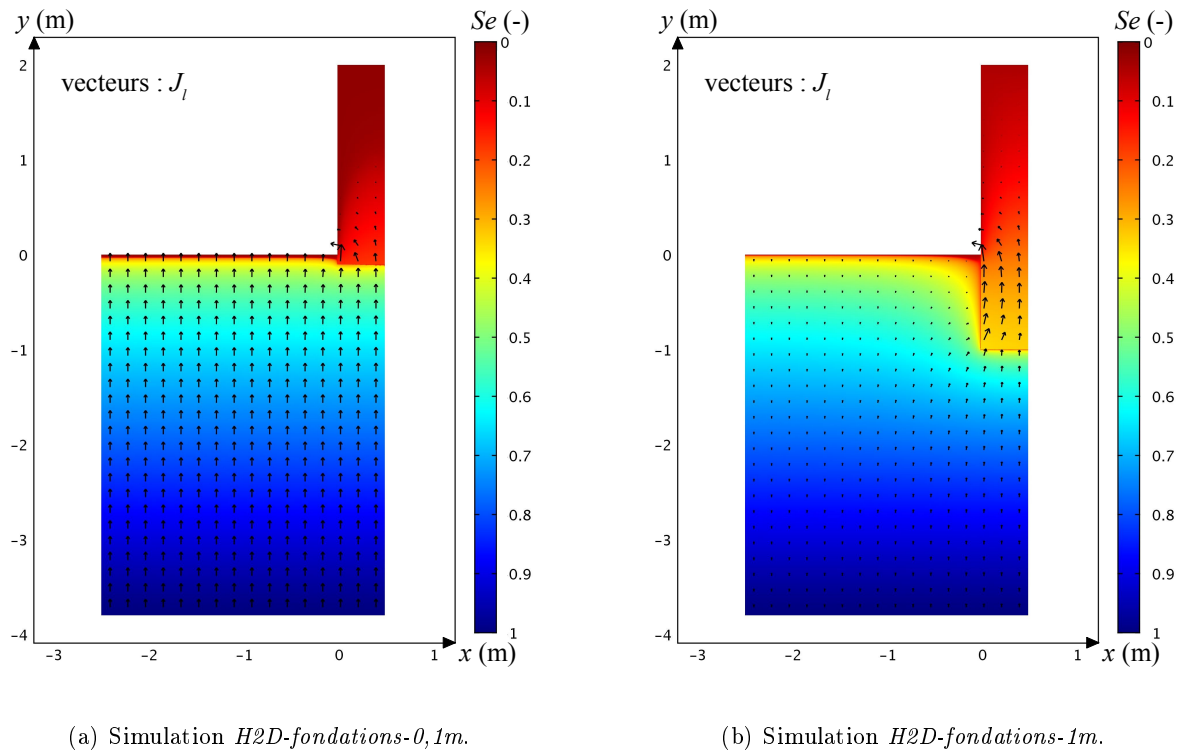


FIG. 10.7 – Saturation effective du système (en couleur) et flux liquide (vecteurs) pour les simulations *H2D-fondations-0,1m* (a) et *H2D-fondations-1m* (b). La longueur des vecteurs n'est pas comparable entre les deux simulations car le coefficient de proportionnalité au flux liquide n'est pas identique.

effective de la surface atteint alors un minimum (1,6 %) lié à l'équilibre de Kelvin d'une part et la petitesse des flux liquides à cause de la perméabilité trop faible d'autre part.

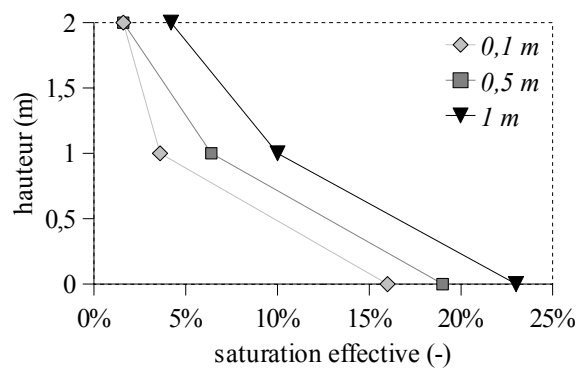


FIG. 10.8 – État hydrique à l'intérieur du mur de bauge (à $x = 0,25$ m) pour les simulation *H2D-fondations-0,1m*, *H2D-fondations-0,5m* et *H2D-fondations-1m*.

Cet état hydrique plus humide en cas de fondations profondes s'accompagne d'une variations importantes des flux d'humidité à la base du mur notamment ($0 < y < 1$ m). Pour la simulation *H2D-fondations-0,1m* où il n'y a presque pas de fondations (seulement 10 cm), ce flux est de

0,371 kg.m⁻².j⁻¹, soit environ la moitié (- 52 %) du flux lorsque les fondations ont 50 cm de profondeur. Lorsque les fondations sont importantes (en l'occurrence 1 m avec la simulation *H2D-fondations-1m*), le flux à la base du mur est de 1,582 kg.m⁻².j⁻¹ soit le double (+ 103 %) du flux lorsque la profondeur des fondations est de 50 cm.

L'effet mèche du mur de bauge est très important. Ce phénomène est fortement accentué en cas de fondations profondes.

10.3 Impact de la surface du sol

Les observations de terrain faites lors des missions à Khiva rapportent la présence de qualités de sols très diverses. En effet, il peut exister une couche de sol pulvérulent, notamment sur le talus. Par ailleurs, le sol peut être recouvert de bitume ou de pavés (route, trottoir). Ces différents types de couches de surface ont des propriétés de transferts de l'humidité variables, souvent plus faible qu'un sol de terre compacte. La couche de sol pulvérulente se comporte comme une barrière capillaire alors que le bitume ou les pavés sont *a priori* quasiment imperméables à tous les transferts. Le transport de l'humidité de la nappe vers l'atmosphère met en compétition le sol et le mur en tant qu'interface d'échange. La répartition des échanges d'humidité avec l'atmosphère doit être affectée par ces qualités de surface diverses. Ceci peut avoir des conséquences sur l'intensité ou la vitesse des processus de dégradation de la base du mur.

Ces surfaces particulières peuvent ou non s'étendre jusqu'à la base du mur. Fautes de données sur les différents types de matériaux, leur impact a été modélisé approximativement par une diminution du coefficient d'échange convectif de vapeur h_m . Dans un premier temps, l'efficacité des échanges est diminuée d'un facteur 100 pour représenter de façon arbitraire un sol pulvérulent. Par la suite, cette efficacité est diminuée d'un facteur 10 000 pour simuler un sol quasi-imperméable de type bitume.

Les simulations *H2D-SShm/100-1m* et *H2D-SShm/100-tot* (*transferts d'humidité en deux dimensions, surface du sol avec $h_m/100$ jusqu'à 1 m du mur et sur la totalité du sol*) s'appuient sur la simulation *H2D-fondations-0,5m*. Seule la valeur de h_m pour tout ou partie du sol est modifiée. La figure 10.9 représente l'état hydrique du système et les flux sous forme liquide pour ces deux simulations.

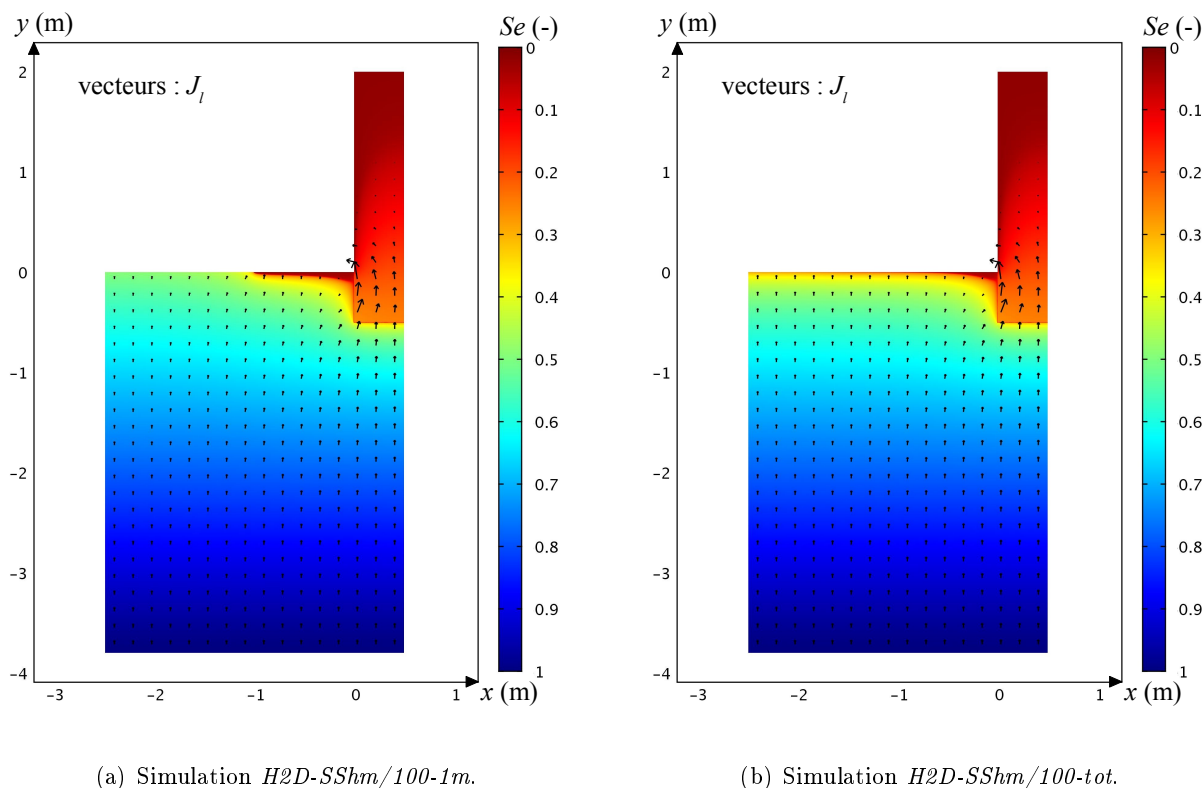
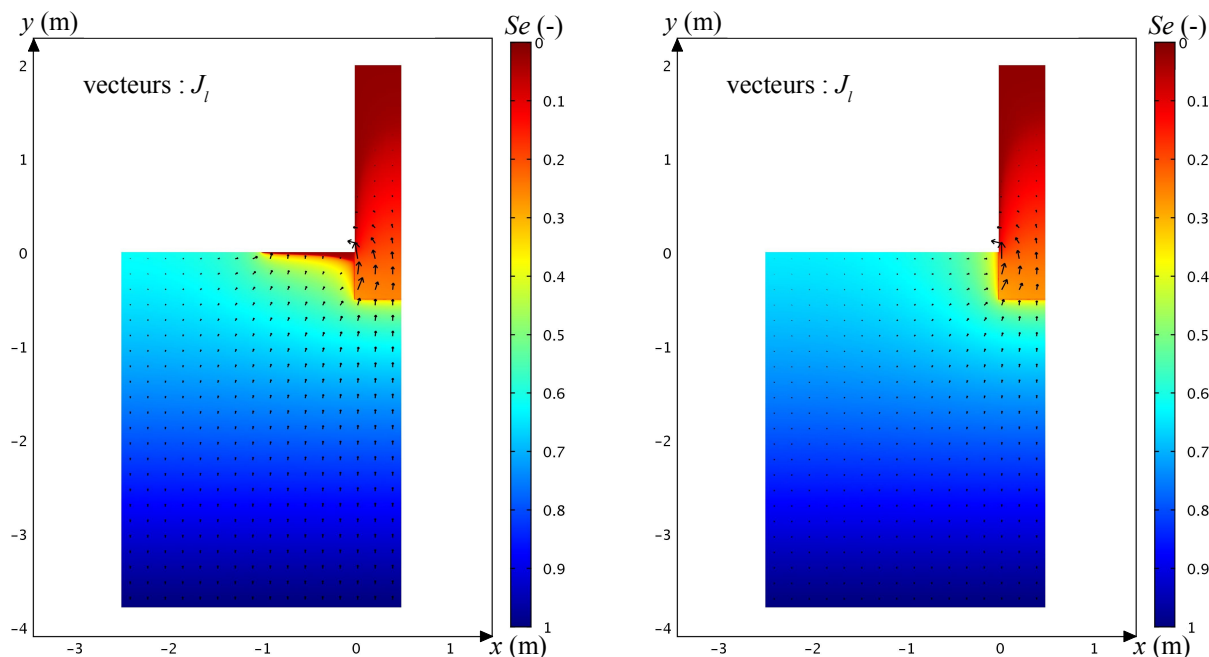


FIG. 10.9 – Saturation effective du système (en couleur) et flux liquide (vecteurs) pour les simulations *H2D-SShm/100-1m* (a) et *H2D-SShm/100-tot* (b).

Lorsqu'une partie du sol permet des échanges de vapeur efficaces (simulation *H2D-SShm/100-1m*), la zone « efficace » compense la faible efficacité de la zone adjacente. Un contraste important concernant le profil de saturation se met en place, avec une zone sèche épaisse ($Se < 5\%$ sur près de 3 cm en $x = -0,5$ m) là où les flux d'humidité sont possibles, et au contraire une humidité du sol élevée là où la surface est peu favorable aux échanges ($Se = 49\%$ à la surface du sol en $x = -2$ m). La conséquence de cette compensation est que les flux dans le mur sont faiblement augmentés. En effet, le flux d'humidité à la base du mur ($0 < y < 1$ m) pour la simulation *H2D-SShm/100-1m* est de $0,809 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$ soit seulement 4% de plus qu'avec un sol « normal » (simulation *H2D-fondations-0,5m*, dont le sol est nu et compact). *A contrario*, la saturation du sol diminue sensiblement proche de la surface lorsque celle-ci est uniformément peu favorable aux échanges de vapeur ($Se = 26\%$ à la surface du sol en $x = -2$ m). L'effet « mèche » de la bauge fortement capillaire constituant le mur se fait sentir jusqu'à plus de 0,5 m du mur sur l'état hydrique ($Se = 5\%$ à la surface du sol en $x = -0,5$ m) et sur les flux liquides déviés vers le mur. L'impact du sol peu favorable aux échanges de vapeur sur les flux d'humidité à la base du mur est légèrement plus sensible lorsque ces propriétés de transfert sont appliquées

sur la totalité du sol. En effet, le flux d'humidité pour $0 < y < 1$ m est alors de $0,847 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ soit une augmentation de 9 % par rapport à un sol « normal ».

Les simulations *H2D-SSI-1m* et *H2D-SSI-tot* (*transferts d'humidité en deux dimensions, surface du sol quasi-imperméable jusqu'à 1 m du mur et sur la totalité du sol*) sont identiques aux deux simulations précédentes sauf que le coefficient d'échange convectif de la vapeur est diminué d'un facteur 10 000 par rapport aux conditions « normales ». La figure 10.10 montre l'état hydrique du système et les flux liquides pour ces deux simulations.



(a) Simulation *H2D-SSI-1m*.

(b) Simulation *H2D-SSI-tot*.

FIG. 10.10 – Saturation effective du système (en couleur) et flux liquide (vecteurs) pour les simulations *H2D-SSI-1m* (a) et *H2D-SSI-tot* (b).

La limitation forte des échanges d'humidité avec l'atmosphère de tout ou partie de la surface du sol entraîne un état hydrique du sol très humide jusqu'à la surface. Les flux d'humidité transférée à l'atmosphère par la base du mur sont significativement plus élevés que dans le cas d'une surface de sol « normale ». En effet, ces flux sont de $0,864 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ pour la simulation *H2D-SSI-1m* et $1,361 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ pour la simulation *H2D-SSI-tot*. Ceci correspond respectivement à une augmentation de 11 % et de 75 % par rapport à la simulation de référence *H2D-fondations-0,5m*.

L'impact négatif du type de surface du sol environnant le mur peut être significatif. Les revêtements quasiment imperméables comme les bitumes ou les pavés ont pour conséquence de rendre le sol plus humide et ainsi d'augmenter les flux d'humidité à la base du mur.

10.4 Contribution de la végétation à proximité du mur

En vue de tester l'efficacité d'un remède partiel "simple et naturel" au problème de dégradation de la base des murs des constructions en terre liée à l'afflux d'humidité par capillarité, la contribution de la végétation à proximité du mur est simulée. L'idée est que les racines de la végétation prélèvent une certaine quantité d'eau dans le sol. Cet assèchement relatif du sol pourrait entraîner une déviation des flux d'humidité dans la direction opposée au mur et ainsi réduire les flux d'humidité dans le mur lui-même et par conséquent atténuer les dégradations qui en découlent.

La quantité d'eau extraite par les racines à une profondeur donnée dépend de la densité de racines, de la pression capillaire du sol et de la transpiration potentielle. L'expression du taux de prélèvement capillaire est donné par l'équation 4.26. La dépendance au stress hydrique est exprimée par l'équation 4.24. La distribution de densité de racines dans le sol $R(z)$ est exprimée selon l'équation 4.25.

Les paramètres choisis pour les simulations de prélèvement racinaire sont donnés dans le tableau 10.3.

z_{nappe}	-3,8 m	T_p	$5 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$
T_{nappe}	15,6 °C	a	2
ϕ_{atm}	30 %	ψ_1	-10^3 Pa
T_{atm}	30 °C	ψ_2	$-2,5 \cdot 10^3 \text{ Pa}$
\mathbf{G}_{\downarrow}	100 W.m^{-2}	ψ_3	$-5 \cdot 10^4 \text{ Pa}$
		ψ_4	$-1,4 \cdot 10^6 \text{ Pa}$

TAB. 10.3 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour les simulations de prélèvement racinaire *H2D-racines-1m* et *H2D-racines-tot*.

La valeur de transpiration potentielle utilisée ($5 \text{ kg.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) est une valeur élevée mais réaliste si l'on considère le climat semi-aride régnant à Khiva et le niveau très haut de la nappe permettant une bonne disponibilité en eau pour les plantes. Le paramètre a est choisi égal à 2, ce qui permet

de localiser le taux de prélèvement racinaire essentiellement dans les deux premiers mètres sous la surface. La figure 10.11 représente la densité de racines en fonction de la profondeur.

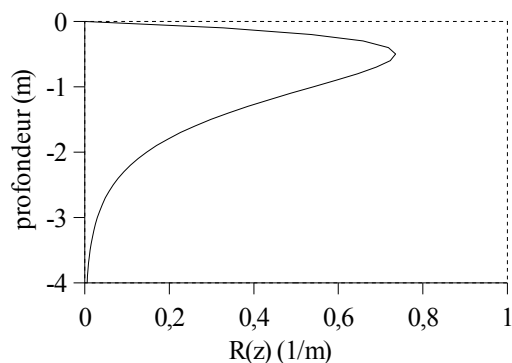


FIG. 10.11 – Densité de racines en fonction de la profondeur.

L'extension latérale du prélèvement racinaire doit être déterminée en prenant en compte la position de la végétation. Les simulations *H2D-racines-1m* et *H2D-racines-tot* (*transferts d'humidité en deux dimensions, présence de racines jusqu'à 1 m du mur et dans la totalité du sous-sol*) s'appuient sur la simulation de référence *H2D-fondations-0,5m*. Pour la simulation *H2D-racines-1m*, les racines sont absentes du sous-sol à moins d'un mètre du mur. Pour la simulation *H2D-racines-tot*, les racines sont présentes dans la totalité du sous-sol sauf dans le mur lui-même. La figure 10.12 montre l'organisation géométrique du prélèvement racinaire pour les deux cas de figure étudiés.

Le terme de prélèvement racinaire est activé dans une sélection de sous-domaines. Pour éviter une limite trop franche entre un sous-domaine avec racines (type "1") et un autre sans (types "3" et "4"), une zone intermédiaire (type "2") est introduite. La transition latérale dans cette zone est linéaire. La répartition spatiale du taux de prélèvement racinaire f_{LP} obtenue pour les deux simulations est montrée sur la figure 10.13.

Les impacts de la densité de racines (figure 10.11) d'une part et de l'état hydrique d'autre part apparaissent clairement. À 2 m du mur, le prélèvement est sensible entre 0,5 et 2,5 m de profondeur avec un maximum à environ -0,7 m. Les sorties des simulations *H2D-racines-1m* et *H2D-racines-tot* présentées sont les états stationnaires de chaque simulation. Par conséquent, le taux de prélèvement racinaire présenté sur la figure 10.13 tient compte de l'état hydrique du système (figure 10.14). L'assèchement de la subsurface empêche le prélèvement racinaire dans cette zone.

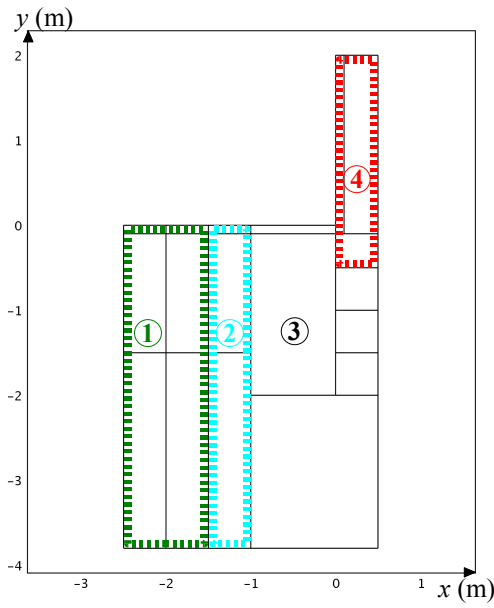
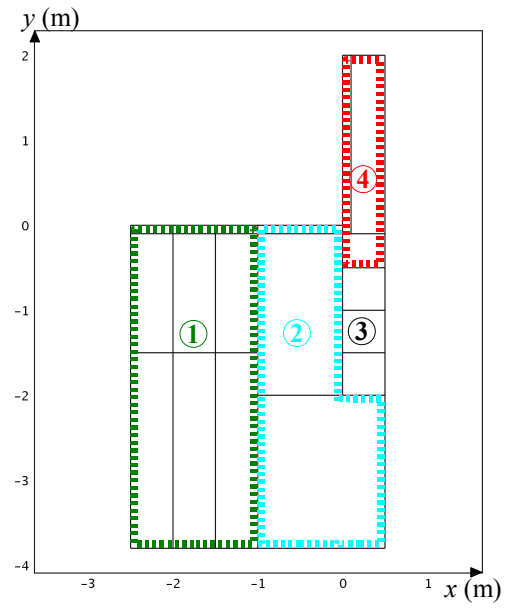
(a) Simulation *H2D-racines-1m*.(b) Simulation *H2D-racines-tot*.

FIG. 10.12 – Organisation géométrique du prélèvement racinaire pour les simulations *H2D-racines-1m* (a) et *H2D-racines-tot* (b). Sous-domaines de type "1" : sol avec le prélèvement racinaire complètement activé. Sous-domaines de type "2" : zone de sol de transition linéaire. Sous-domaines de type "3" : sol sans prélèvement racinaire. Sous-domaines de type "4" : bauge sans prélèvement racinaire.

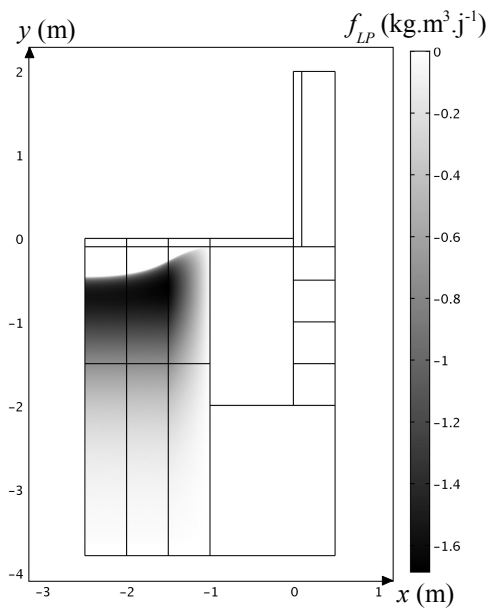
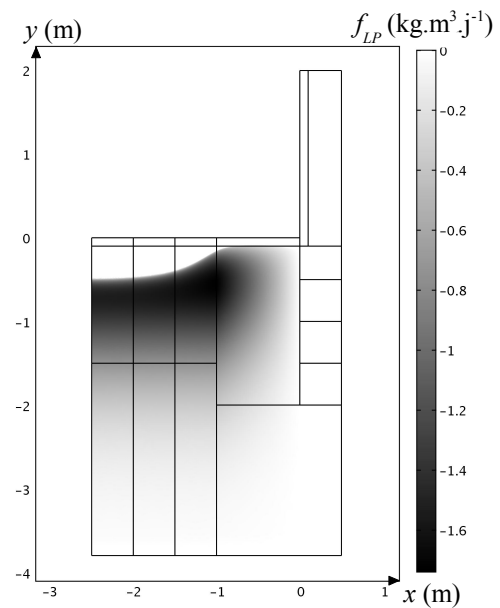
(a) Simulation *H2D-racines-1m*.(b) Simulation *H2D-racines-tot*.

FIG. 10.13 – Taux de prélèvement racinaire pour les simulations *H2D-racines-1m* (a) et *H2D-racines-tot* (b).

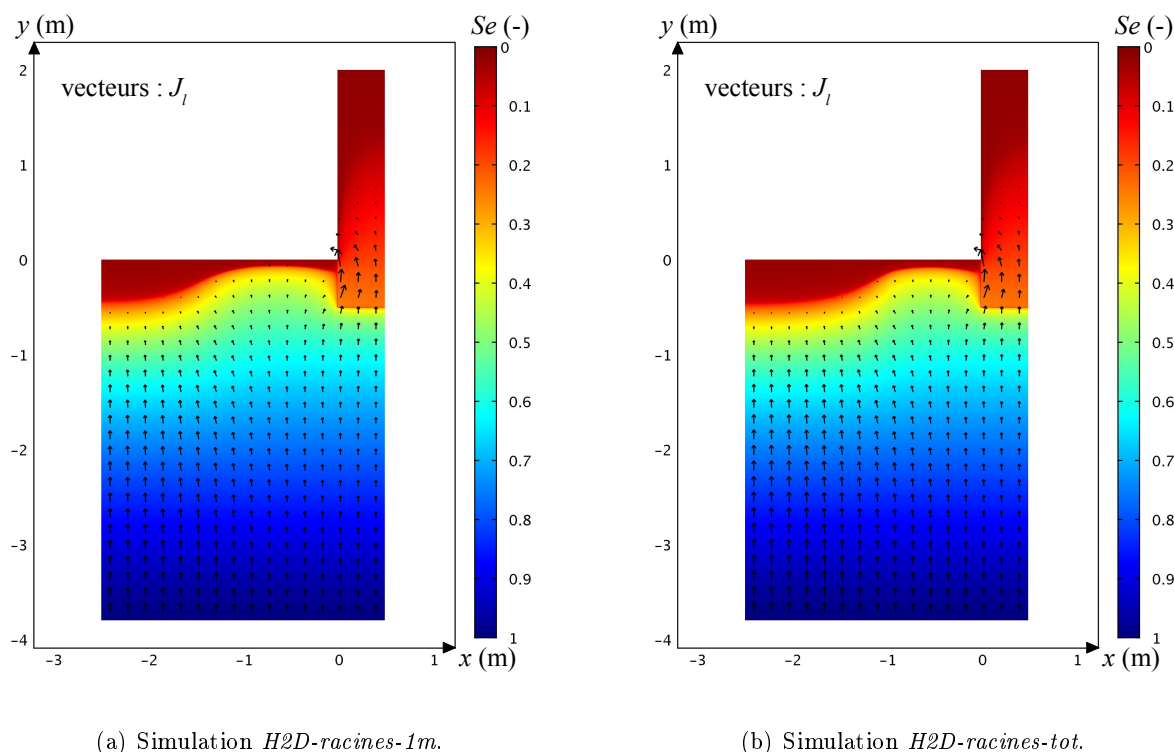


FIG. 10.14 – État hydrique du système (en couleur) et flux liquide (vecteurs) pour les simulations *H2D-racines-1m* (a) et *H2D-racines-tot* (b).

Le prélèvement d’humidité par les racines provoque l’apparition d’une zone sèche très épaisse ($Se < 5\%$ plus de 30 cm en $x = -2$ m). Les flux d’humidité en provenance de la nappe sont partiellement déviés vers cette zone. La diminution du flux d’humidité à la base du mur est significative dans les deux cas. Pour la simulation *H2D-racines-1m* le flux pour $0 < y < 1$ m est de $0,659 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$ soit 15 % de moins qu’en l’absence de végétation. Ce flux est de $0,620 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$ pour la simulation *H2D-racines-tot*, ce qui représente une baisse de 20 % par rapport au cas « normal ».

Les résultats de ces simulations montrent que l’ajout de végétation semble efficace pour diminuer les flux dans le mur. Cependant, cette démonstration doit être vérifiée par l’utilisation de paramètres caractéristiques de la végétation locale.

10.5 Simulations avec la géométrie réelle

Les temps de calcul extrêmement longs nécessaires à ces simulations nous ont conduits à n’en faire que deux. Les résultats sont rapidement présentés ici malgré l’utilisation de paramètres du

modèle différents de ceux qui sont utilisés pour les simulations 1D ou 2D précédentes. En effet, ces deux simulations avec la géométrie réelle ont été réalisées alors que les choix des paramètres du modèle n'étaient pas totalement arrêtés.

L'ensemble du système de la simulation *H2D-DK* (*transfert d'humidité en deux dimension avec la géométrie de Deshan Kala*) est constitué d'un matériau homogène. La courbe de rétention de celui-ci est déduite d'un échantillon de sol (nommé "DK") prélevé à proximité de la muraille mais à quelques kilomètres du site d'étude en novembre 2005. La figure 10.15 présente la courbe de rétention de l'échantillon DK ainsi que celles du sol naturel ("SolN") et de la bauge saine ("BauS") utilisées précédemment. DK est un matériau dont les propriétés de rétention sont intermédiaires entre SolN et BauS. Ce sol est notamment plus capillaire que SolN sans avoir une frange capillaire marquée comme BauS. Les paramètres de la relation de Van Genuchten reproduisant au mieux la courbe de rétention de DK sont : $\theta_r = 1 \%$, $\theta_s = 40 \%$, $\alpha = 0,2 \text{ m}^{-1}$ et $n = 1,5$.

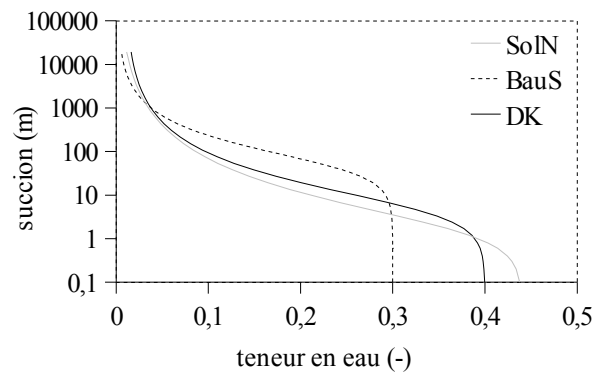


FIG. 10.15 – Courbes de rétention de l'échantillon DK (en noir) utilisé pour la simulation *H2D-DK* et des échantillons SolN (en gris) et BauS (en pointillé) modélisées avec la relation de Van Genuchten.

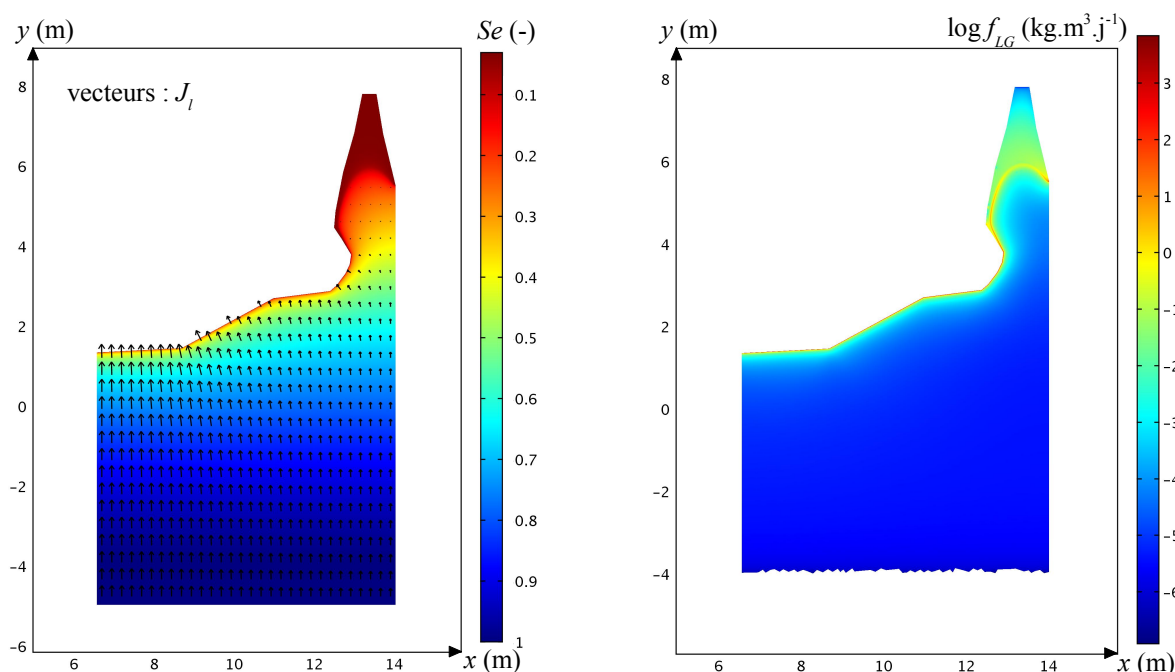
Par ailleurs, la condition à la limite atmosphérique pour le transfert de chaleur est tronquée des termes de rayonnement d'une part et de refroidissement par l'évaporation à la surface d'autre part. Les valeurs des autres grandeurs aux limites variables sont données dans le tableau 10.4.

La figure 10.16 (a) représente l'état hydrique du système et les flux sous forme liquide pour la simulation *H2D-DK*. Les mêmes observations que celles de la simulation *H2D-hom* peuvent être faites. En effet, on constate que le haut du mur est très sec et qu'il existe un bulbe d'humidité à l'intérieur du mur. De plus, il existe une zone sèche sous la surface du sol, du talus et du mur au niveau du sillon de dégradation. De la même manière que dans le cas de la simulation *H2D-hom*,

z_{nappe}	-4 m
T_{nappe}	36,85 °C
ϕ_{atm}	70 %
T_{atm}	36,85 °C

TAB. 10.4 – Valeurs des grandeurs physiques utilisées aux limites pour la simulation *H2D-DK*.

l'évaporation (figure 10.16 (b))est très localisée, que ce soit proche de l'interface sol ou talus - atmosphère ou à l'intérieur du mur.



(a) Saturation effective (en couleur) et flux liquide (vecteurs).

(b) Taux d'évaporation.

FIG. 10.16 – État hydrique, flux liquide (a) et taux d'évaporation (b) pour la simulation *H2D-DK*.

Une simulation supplémentaire a été faite en limitant les échanges de vapeur avec l'atmosphère au niveau du sol et du talus. Dans la simulation *H2D-DK-hm/100* (*transferts d'humidité en deux dimension avec la géométrie de Deshan Kala et $h_m/100$ pour le sol et le talus*), le coefficient d'échange convectif de vapeur appliqué à la surface du sol et du talus est diminué d'un facteur 100. La figure 10.17 permet de constater que les flux sont déviés vers le mur.

Les simulations avec la géométrie réelle de Deshan Kala ne sont pas exploitables de façon chiffrée puisque les propriétés du matériau (homogène) utilisé sont différentes de celles utilisées

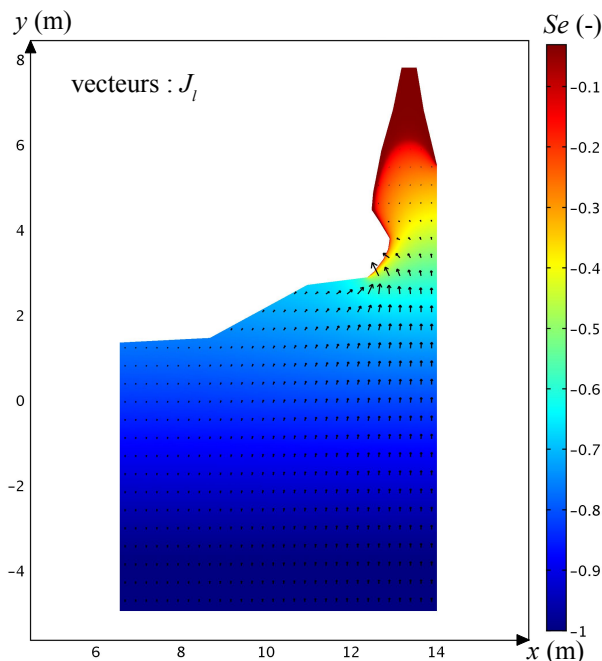


FIG. 10.17 – Saturation effective (en couleur) et flux liquide (vecteurs) pour la simulation *H2D-DK-hm/100*.

pour les autres études. Cependant, les phénomènes mis en évidence avec les simulations 2D sur une géométrie simplifiée sont bien observés avec la géométrie réelle. La complexité géométrique de cette configuration ne semble pas introduire de phénomène supplémentaire.

10.6 Conclusion

Ce chapitre a permis d'étudier les impacts associés à une configuration bidimensionnelle sur les flux d'humidité vers l'atmosphère. Il s'avère que le mur a un effet géométrique sur ces flux. L'ensemble composé du mur et du sol proche a une empreinte faiblement négative sur les flux. En revanche, les flux sont localement fortement augmentés par la géométrie en deux dimensions, notamment la base du mur. L'effet « mèche » du mur de bauge est très important. La forte capillarité de ce matériau et sa perméabilité plus élevée que celle du sol provoquent des flux dans le mur nettement plus grands que dans le sol homogène. Les effets des différentes configurations en présence d'un mur de bauge sont synthétisés dans le tableau 10.5.

Le phénomène de « pompage » par le mur de bauge est fortement accentué en cas de fondations profondes. L'impact négatif des surfaces de sol peu favorables aux transferts d'humidité vers l'atmosphère peut être significatif sur les flux dans le mur. L'utilisation, à proximité du

nom de la simulation	profondeur des fondations	description synthétique de la surface du sol	impact sur les flux à la base du mur
<i>H2D-fondations-0,5m</i>	0,5 m	sol « normal » nu et compact	référence
<i>H2D-fondations-0,1m</i>	0,1 m	sol « normal » nu et compact	- 52 %
<i>H2D-fondations-1m</i>	1 m	sol « normal » nu et compact	+ 103 %
<i>H2D-SShm/100-1m</i>	0,5 m	sol « pulvérulent » $h_m/100$ jusqu'à 1 m du mur	+ 4 %
<i>H2D-SShm/100-tot</i>	0,5 m	sol « pulvérulent » $h_m/100$ jusqu'au mur	+ 9 %
<i>H2D-SSI-1m</i>	0,5 m	sol « bitumé » $h_m/10\,000$ jusqu'à 1 m du mur	+ 11 %
<i>H2D-SSI-tot</i>	0,5 m	sol « bitumé » $h_m/10\,000$ jusqu'au mur	+ 75 %
<i>H2D-racines-1m</i>	0,5 m	prélèvement racinaire végétation jusqu'à 1 m du mur	- 15 %
<i>H2D-racines-tot</i>	0,5 m	prélèvement racinaire végétation jusqu'au mur	- 20 %

TAB. 10.5 – Comparaison de l'influence des différentes configurations étudiées sur les flux d'humidité vers l'atmosphère à la base du mur.

mur, de revêtements quasi-imperméables comme les bitumes ou les pavés semble entraîner une augmentation significative des flux d'humidité dans le mur depuis le sous-sol. L'augmentation des volumes de sels cristallisés qui devrait en résulter est *a priori* néfaste pour la cohésion du matériau. L'ajout de végétation aux abords du mur est une des solutions remèdes à explorer. Le prélèvement racinaire peut en effet diminuer significativement les flux d'humidité à la base du mur.

Conclusion générale

Contexte de l'étude

Deshan Kala est une muraille en terre crue ceinturant la ville de Khiva (Ouzbékistan) classée au patrimoine mondial de l'UNESCO. La muraille présente un sillon de d'érosion important sur toute sa longueur. Les dégradations observées sont caractéristiques de celles que l'on retrouve sur un grand nombre de monuments en terre crue de part le monde. En vue d'effectuer des travaux de restauration et de préservation de ces monuments, les architectes et conservateurs ont besoin de mieux comprendre les mécanismes physiques à l'origine de ces dégradations. Il est apparu primordial de mieux comprendre les transferts d'humidité et de solutés de la nappe vers l'atmosphère. Les mécanismes intimes de la perte de cohésion du matériau au niveau du sillon de dégradation pourraient en effet être liés à la cristallisation de sel dans la subsurface ou le gel-dégel. Dans les deux cas, l'eau joue un rôle prépondérant. Cette étude s'est concentrée sur la muraille de Deshan Kala qui est un cas particulier, mais l'objectif sous-jacent est la compréhension des phénomènes dans le cas plus général. Deshan Kala a été choisie pour sa géométrie simple d'une part et sa localisation en zone urbaine facilitant les aspects logistiques d'autre part.

Organisation de l'étude

En premier lieu, un certain nombre de données expérimentales ont été collectées. Le transport de l'humidité dépend des sollicitations hydro-climatiques du système sol-mur et des propriétés de transfert des matériaux. Les conditions hydro-climatiques ont donc été mesurées en continu pendant dix-huit mois de façon notamment à servir de conditions aux limites des futures simulations numériques. Par ailleurs des échantillons de matériaux solides (sol, bauge du mur) et de l'eau de la nappe ont été prélevés et analysés. Les résultats de ces analyses ont surtout permis d'évaluer les propriétés de transfert des matériaux considérés.

Ensuite, après une revue bibliographique sur les transferts couplés d'humidité, de chaleur et de solutés dans les sols, les modèles utilisés pour les simulations numériques des phénomènes ont été choisis.

Enfin, des études numériques de complexité croissante ont été menées. Les phénomènes ont tout d'abord été simulés en régime stationnaire sur une géométrie 1D. L'impact de chaque paramètre hydro-climatique a été étudié séparément avant de coupler leurs différents effets. Par la suite, les effets propres à la géométrie en deux dimensions ont été étudiés en régime stationnaire. L'impact des caractéristiques de la surface du sol à proximité du mur a été évalué dans l'optique de comparer différentes méthodes pouvant être mises en place pour limiter la dégradation du monument.

Synthèse des résultats expérimentaux

Une portion de la muraille de Deshan Kala a été instrumentée de façon à mesurer les conditions hydro-climatiques de Khiva. La campagne de mesure s'est déroulée du 15 novembre 2006 au 22 mai 2008.

Les variables climatiques mesurées sont la température, l'humidité relative et la pression de l'atmosphère ainsi que les précipitations, le vent (vitesse et direction) et le rayonnement solaire incident. Les variations saisonnières et journalières de ces paramètres peuvent être importantes. Notamment, la température de l'air présente des minima autour de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ en hiver et des maxima allant jusqu'à $40\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'été. Lorsque la météo est ensoleillée, l'amplitude thermique journalière est de 10 à $20\text{ }^{\circ}\text{C}$. L'humidité relative présente des variations importantes à l'échelle de la saison et de la journée. Ainsi, l'humidité relative moyenne en été est de l'ordre de 20% avec des variations journalières d'environ 20% alors qu'en hiver, la valeur moyenne est de 60% pour une amplitude journalière d'environ 60% au maximum. Les précipitations enregistrées pendant la campagne de mesure sont faibles. Ceci a conduit à une hypothèse forte du modèle qui est de négliger l'apport d'eau météorique. Les données concernant le vent et la pression atmosphérique ne sont pas exploitées par le modèle. L'ensemble des données climatiques mesurées à Khiva confirment le caractère semi-aride du climat régional. La température, l'humidité relative de l'air et le rayonnement solaire sont utilisées pour contraindre les conditions aux limites du système dans les simulations numériques.

L'instrumentation de la nappe permet de suivre son niveau, sa température et sa conductivité électrique. Le niveau de la nappe est très haut, à environ $2,8\text{ m}$ de profondeur. Il présente essentiellement une oscillation annuelle d'environ 1 m d'amplitude, à laquelle se superpose au printemps des variations très rapides de grande amplitude ($0,5$ à 1 m en quelques jours). La température de la nappe évolue très peu autour de $15,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ces deux paramètres sont utilisés directement comme conditions aux limites. La composition chimique de l'eau de la nappe a été analysée en laboratoire. Son comportement en cas d'évaporation a été simulé avec le logiciel Phreeqc. Cette étude a mis en évidence que seuls le gypse et la halite peuvent cristalliser en quantité significative. Par ailleurs, la conductivité électrique mesurée le jour du prélèvement d'eau de la nappe est cohérente avec les analyses. Les variations de conductivité sont faibles, ce qui permet de négliger d'éventuelles variations de la composition chimique de la nappe.

Les propriétés des matériaux ont été déterminées grâce à plusieurs types d'analyses en laboratoire. Les observations et analyses effectuées au microscope électronique à balayage et par

diffraction des rayons X montrent que les constitutions globales des différents échantillons de sol et de bauge saine ou dégradée sont similaires. La présence de cristaux de gypse et de halite a été mise en évidence. La halite est présente aussi bien dans la matrice solide que sur les surfaces des fractures dans la subsurface du sillon de dégradation. Le gypse ne se trouve que sur les surfaces de ces fractures. Les analyses par pycnométrie, granulométrie et porosimétrie permettent de déduire la densité des matériaux et leur perméabilité intrinsèque d'une part et d'établir les relations décrivant la courbe de rétention et la perméabilité relative à l'eau d'autre part. Les échantillons de sol naturel et de bauge saine présentent des différences significatives puisque le premier est nettement moins capillaire et moins perméable que la seconde.

Les mesures *in situ* de la température et de la teneur en eau sont réalisées en continu. Les champs de température obtenus sont utilisés pour évaluer la conductivité thermique de la matrice solide. En revanche, la mauvaise qualité des données d'humidité du sol et du mur rend leur exploitation très difficile. La forte salinité du milieu augmente sa conductivité électrique ce qui entraîne des problèmes d'interprétation des données, faute de calibration spécifique.

L'ensemble des données fournies par le dispositif expérimental et par les analyses en laboratoire nous permettent d'avoir une très bonne connaissance du site, des conditions aux limites et des propriétés de transfert des matériaux. Ceci constitue un jeu de données tout à fait cohérent pour simuler les phénomènes. En revanche, les mesures internes sont malheureusement insuffisantes pour pouvoir valider le modèle.

Modèle couplé retenu

Le modèle de transferts couplés d'eau et de chaleur retenu est un modèle de type « Philip et De Vries » à densité variable. La densité de l'eau dépend en effet de la fraction massique de solutés. Les moteurs du transfert de l'eau liquide sont la capillarité et la gravité. La vapeur est transportée par diffusion sous l'effet des gradients de température et d'humidité relative. Le transfert de la chaleur se fait par conduction thermique pure dans les différentes phases et par le transport de chaleur latente par diffusion de la vapeur. Les solutés sont transportés par convection et par diffusion. Le phénomène de cristallisation / dissolution est modélisé par un terme source de réaction d'ordre un.

Les hypothèses de ce modèle sont les suivantes. L'écoulement du gaz et le transport osmotique ne sont pas pris en compte. Un seul soluté (en l'occurrence le chlorure de sodium) et son sel cristallisé (la halite) sont considérés. La phase gazeuse se comporte comme un gaz parfait. Trois

hypothèses d'équilibre sont appliquées : l'équilibre mécanique de l'eau dans les pores (Young-Laplace), l'équilibre thermodynamique de l'eau et sa vapeur (Kelvin) et l'équilibre thermique local (modèle à une température).

Le modèle est implémenté dans le logiciel COMSOL Multiphysics permettant la résolution d'un système d'équations différentielles par la méthode des éléments finis. Les phénomènes sont étudiés en une dimension en régimes stationnaire et non-stationnaire et en deux dimensions en régime stationnaire.

Résultats en une dimension

L'intérêt des simulations monodimensionnelles est l'étude de l'état hydrique du système soumis à différentes sollicitations hydro-climatiques d'une part et l'évaluation des flux transférés d'autre part.

Lorsque l'atmosphère est suffisamment sèche et chaude, une couche de sol sec se développe sous la surface. Le transport de l'humidité dans la couche superficielle se fait sous forme vapeur tandis que le transport sous forme liquide domine dans la partie sous-jacente. Ce changement de mode de transport coïncide avec une zone d'évaporation bien localisée. La position de la zone d'évaporation située à la base de cette couche sèche est sensible aux variations saisonnières et journalières des conditions atmosphériques. Les variations à basses fréquences du niveau de la nappe ont un impact sur l'état hydrique du système pour des profondeurs supérieures à 1 m.

En ce qui concerne les flux d'humidité vers l'atmosphère, l'impact des conditions atmosphériques est très faible à l'échelle de la journée mais significatif (30 %) à l'échelle mensuelle. L'évolution des flux est fortement dominée par les variations du niveau de la nappe à basses fréquences. Le battement annuel de la nappe induit une variation d'environ 50 % des flux à l'interface sol / atmosphère. Une analyse saisonnière plus complète nécessiterait d'avoir des mesures sur une période plus longue que les dix-huit mois actuellement disponibles.

La localisation de la cristallisation de sel dans la subsurface dépend de la position de la zone d'évaporation et donc des conditions atmosphériques. La halite s'accumule à la base de la couche sèche, juste au-dessus de la zone d'évaporation. Les fluctuations atmosphériques ralentissent le taux d'accumulation de sel solide, car les cycles de déplacement de la zone d'évaporation induits par ces fluctuations provoquent une dissolution cyclique partielle du sel accumulé. Les dépôts de sel dans la subsurface pourraient être responsables de la perte de cohésion du matériau du sol et de la base du mur constatée. La déstructuration des matériaux de surface du sol et du mur à cause du sel cristallisé pourrait être l'origine des dégradations observées.

Les études précédentes ont été faites avec un milieu homogène (le sol). L'ajout d'une couche superficielle constituée de bauge très capillaire et plus perméable entraîne une augmentation sensible des flux d'humidité de la nappe vers l'atmosphère. La bauge capillaire se comporte comme une pompe d'humidité vis-à-vis du sol sous-jacent. Les propriétés hydriques de la bauge provoquent aussi un étalement de la zone d'évaporation et la disparition d'une couche extrêmement sèche. La conséquence de ce comportement différent de celui du sol est la cristallisation de sel à la surface uniquement.

Résultats en deux dimensions

L'étude des phénomènes bidimensionnels montre tout d'abord une faible influence de la géométrie. Par contre, le mur de bauge et ses fondations ont un impact significatif sur la répartition spatiale des flux d'humidité vers l'atmosphère. Le mur de bauge a un effet « mèche » très important et fortement lié à la profondeur des fondations. La forte capillarité du mur de bauge et sa perméabilité élevée induisent des flux d'humidité importants au travers de la base du mur.

La qualité de la surface du sol à proximité du mur peut avoir un impact significativement négatif sur les transferts dans le mur. Lorsque le sol est recouvert d'un revêtement quasi imperméable, les flux dans le mur sont augmentés jusqu'à 75 % dans les conditions simulées. L'augmentation des volumes de sels cristallisés dans la subsurface qui devrait en résulter est *a priori* néfaste pour la cohésion du matériau de construction. La présence de végétation prélevant une partie de l'eau du sous-sol par ses racines a au contraire l'effet inverse puisque les flux d'humidité dans le mur sont amoindris.

Ces résultats fournissent des pistes quant aux solutions qui peuvent être envisagées pour limiter la dégradation de la base du mur. La première idée, sans doute la solution la plus efficace, consiste à réduire fortement les flux d'humidité dans le mur en plaçant une barrière capillaire sous le mur. Cette solution n'est évidemment pas simple à mettre en œuvre. Le nettoyage de la surface du sol pour favoriser les transferts d'humidité vers l'atmosphère est en revanche une solution partielle techniquement accessible. La mise en place de « pompes capillaires » à quelque distance du mur favoriserait les flux au travers du sol et permettrait une compétition accrue entre le sol et le mur. Ce pourrait par exemple être un revêtement capillaire déposé à la surface du sol nettoyé. Le bon contact avec le sol est primordial. L'ajout de végétation à proximité est une solution naturelle équivalente aux « pompes capillaires ». L'espèce végétale doit être choisie en fonction de sa demande hydrique qui doit être la plus forte possible. Un bémol peut être émis sur cette solution puisque les racines des plantes sont répertoriées comme cause directe de dé-

gradations mécaniques des constructions. Le choix d'une espèce dont les racines ne se propagent pas dans la subsurface jusqu'au mur s'impose donc.

Perspectives

La première perspective de ces travaux concerne naturellement la validation du modèle. Ceci nécessite un ensemble d'expériences de laboratoire reproduisant les transferts d'humidité et de solutés dans une colonne de sol. Les propriétés de transferts hydriques et thermiques du matériau utilisé doivent être parfaitement connues. Les conditions aux limites doivent être si possible maîtrisées et au moins mesurées. Le travail en conditions atmosphériques contrôlées est en effet délicat, donc coûteux techniquement et financièrement. L'état hydrique du système peut être suivi en continu par l'installation de mini-sondes d'humidité, de mini-tensiomètres ou par l'utilisation d'une sonde à neutrons. Le champ de température peut être renseigné grâce à des thermistances. La concentration en solutés et la quantité de sel cristallisé le cas échéant ne peuvent être connues que par des analyses destructrices. Les données recueillies le plus précisément possible seront alors comparées avec le résultat des simulations faites avec les mêmes paramètres et conditions aux limites.

Plusieurs aspects du modèle ne sont pas tout à fait satisfaisants. L'interface entre le sol et l'atmosphère doit être mieux décrite. Ceci concerne tout d'abord le coefficient d'échange convectif dont la dépendance à la couche limite atmosphérique doit être prise en compte. De même, l'impact de la nature du sol doit être mieux modélisé. La réduction du coefficient d'échange convectif pour simuler un sol pulvérulent ou bitumé est une approximation forte. L'utilisation du comportement plus précis de ces revêtements en terme de courbe de rétention et de perméabilité serait probablement un progrès significatif dans l'évaluation de leur impact. De même, la description du phénomène de prélèvement racinaire peut faire l'objet d'améliorations importantes en terme de distribution de la densité de racines et de transpiration potentielle. Ce dernier paramètre pourrait être mieux contraint par l'utilisation de la formule de Penman.

Une dernière amélioration du modèle consiste à prendre en compte l'infiltration et le ruissellement. Malgré le climat semi-aride de Khiva, cette limitation a été une contrainte pour ces travaux. De plus, la prise en compte de ces phénomènes permettrait l'utilisation du modèle dans des conditions hydro-climatiques tempérées, comme celles de nos régions.

Enfin, une dernière perspective de ces travaux est l'étude de l'impact des facteurs de dégradation sur la cohésion du matériau. Outre les effets de la teneur en eau déjà abordé dans la thèse

de David Gélard, il serait intéressant d'étudier le comportement du matériau terre soumis à des variations rapides de teneur en eau telles que celles induites dans la subsurface par les variations atmosphériques journalières. L'impact de la cristallisation de sel est aussi une piste forte de cause des dégradations. Les effets de la pression de cristallisation sont potentiellement très importants. Enfin, les alternances gel - dégel ont peut-être un rôle significatif dans la perte de cohésion. Ces études, très complémentaires de ces travaux, représentent une tâche conséquente.

Références bibliographiques

- Ackerer P., A. Younes et R. Mose** (1999). Modelling variable density flow and solute transport in porous medium : 1. numerical model and verification. *Transport in Porous Media* **35**, pp. 345–373.
- Al-Jibbouri S. et J. Ulrich** (2002). The growth and dissolution of sodium chloride in a fluidized bed crystallizer. *Journal of Crystal Growth* **234**, pp. 237–246.
- Atteia O.** (2005). *Chimie et pollutions des eaux souterraines*. Paris : Lavoisier.
- Auriault J.L.** (1991). Heterogeneous medium : is an equivalent macroscopic description possible ? *International Journal of Engineering Science* **29**(7), pp. 785–795.
- Auriault J.L.** (2002). Upscaling heterogeneous media by asymptotic expansions. *Journal of Engineering Mechanics-Asce* **128**(8), pp. 817–822.
- Auriault J.L. et J. Lewandowska** (1997). Non-linear diffusion in porous media. *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Série II Fascicule B-Mécanique Physique Chimie Astronomie* **324**(5), pp. 293–298.
- Bear J.** (1972). *Dynamics of Fluids in Porous Media*. New York : American Elsevier.
- Bendakir M. et D. Gandreau** (2003). *Ancient Merv (Turkmenistan)*. Report of mission for UNESCO.
- Bendakir M. et D. Gandreau** (2006). *Ayaz Kala (Uzbekistan) 1- Practical training workshop on conservation of earthen structures in Central Asia and Afghanistan 2- Preventive conservation work*. Report of mission for UNESCO.
- Bensoussan A., J.L. Lions et G. Papanicolaou** (1978). *Asymptotic methods in periodic media*. North Holland.
- Blake R.G. et K.H. Hartge** (1986). Bulk density. In Klute A. (Ed.), *Methods of soil analysis. Part 1 : Physical and mineralogical methods*, pp. 363–376. Soil Science Society of America.

- Blanc P., A. Lassin, P. Piantone et C. Nowak** (2007). *Thermoddem : a database devoted to waste minerals*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France.
- Boulet G., I. Braud et M. Vauclin** (1997). Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology* **193**, pp. 114–141.
- Boussahl M., M. Jlok, H. Guillaud et S. Moriset** (2005). *Conservation manual for earth heritage in the pre-saharan valleys of Morocco*. CERKAS et CRATerre-EAG.
- Braud I., A.C. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J.L. Thony et P. Ruelle** (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of Hydrology* **166**, pp. 213–250.
- Braud I., N. Varadoa et A. Olioso** (2005). Comparison of root water uptake modules using either the surface energy balance or potential transpiration. *Journal of Hydrology* **301**, pp. 267–286.
- Bresler E.** (1973). Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. *Water Resources Research* **9**(4), pp. 975–986.
- Brookfield M.E. et A. Hashmat** (2001). The geology and petroleum potential of the north afghan platform and adjacent areas (northern afghanistan, with parts of southern turkmenistan, uzbekistan and tajikistan). *Earth-Science Reviews* **55**(1-2), pp. 41–71. ,
- Brooks R.H. et A.T. Corey** (1964). *Hydraulic properties of porous media*. Hydrology Paper No 3, Colorado State University
- Bryan R.B.** (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* **32**(3-4), pp. 385–415.
- Buckingham E.** (1907). Studies on movement of soil moisture. *USDA Bureau of Soils Bulletin* **38**, pp. 1–61.
- Cahill A.T. et M.B. Parlange** (1998). On water vapor transport in field soils. *Water Resources Research* **34**(4), pp. 731–739.
- Camassel B., N. Sghaier, M. Prat et S. Ben Nasrallah** (2005). Evaporation in a capillary tube of square cross-section : application to ion transport. *Chemical Engineering Science* **60**, pp. 815–826.
- Campbell Scientific** (2007). *Manuel d'utilisation - CS616 et CS625 : Réflectomètres de teneur en eau*.

- COMSOL AB.** (2007). *COMSOL Multiphysics user's guide - V3.4*.
- Condom N.** (2000). *Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali)*. Thèse de Doctorat.
- Daïan J.F.** (1989). Condensation and isothermal water transfer in cement mortar : 2- transient condensation of water vapor. *Transport in Porous Media* **4**(1), pp. 1–16.
- Daïan J.F. et N. Madjoudj** (2001). Diffusion de sels dans les matériaux humides - Analyse des processus couplés et étude expérimentale. *Revue Française de Génie Civil* **5**, pp. 331–355.
- Darcy H.** (1856). *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Paris : Victor Dalmont.
- De Boer J.H.** (1953). *The dynamical character of adsorption*. Clarendon Press.
- De Marsily G.** (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Masson.
- De Vries D.A.** (1958). Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media. *Transactions American Geophysical Union* **39**(5), pp. 909–916.
- De Vries D.A.** (1987). The theory of heat and moisture transfer in porous media revisited. *International Journal of Heat and Mass Transfer* **30**(7), pp. 1343–1350.
- Debye P. et E. Hückel** (1923). Zur theorie der electrolyte. *Physikalische Zeitung* **24**.
- Dhiman S.D. et A.K. Keshari** (2006). Gis assisted inverse geochemical modeling for plausible phase transfers in aquifers. *Environmental Geology* **50**(8), pp. 1211–1219.
- Diersch H.J.G. et O. Kolditz** (2002). Variable-density flow and transport in porous media : approaches and challenges. *Advances in Water Resources* **25**, pp. 899–944.
- Drew, L.J., B.R. Berger et N.K. Kurbanov** (1996). Geology and structural evolution of the Muruntau gold deposit, Kyzylkum desert, Uzbekistan. *Ore Geology Reviews* **11**(4), pp. 175–196.
- Eberhart J.P.** (1976). *Méthodes physiques d'étude des minéraux et des matériaux solides*. Doin.
- El Naqa A. et M. Al Kuisi** (2004). Hydrogeochemical modeling of the water seepages through tannur dam, southern jordan. *Environmental Geology* **45**(8), pp. 1087–1100.
- Elrick D.E., A. Mermoud et T. Monnier** (1994). An analysis of solute accumulation during steady-state evaporation in an initially contaminated soil. *Journal of Hydrology* **155**(1-2), pp. 27–38.
- Ferrick M.G. et L.W. Gatto** (2005). Quantifying the effect of a freeze-thaw cycle on soil erosion : laboratory experiments. *Earth Surface Processes and Landforms* **30**(10), pp. 1305–1326.

- Forkutsa I., R. Sommer, Yu. Shirokova et B. Tischbein** (2005). Modeling multilayer water flow and solute transport in the rooting zone of irrigated cotton in khorezm region of uzbekistan. In *ICID 21st European Regional Conference*, Frankfurt (Oder) and Slubice - Germany and Poland.
- Francy O. et R. François** (2001). Modélisation du transfert couplé ions chlore humidité dans les matériaux cimentaires. *Revue Française de Génie Civil* **5**(2-3), pp. 377–396.
- Fritz B.** (1981). *Étude thermodynamique et modélisation des réactions hydrothermales et diagénétiques*. Thèse de Doctorat.
- Gandreau D.** (2008). *Sarazm (Tadjikistan) : Suivi du plan de gestion 2006-2010 et monitoring technique*. Report of mission for UNESCO.
- Gélard D.** (2005a). *Identification et caractérisation de la cohésion interne du matériau terre dans ses conditions naturelles de conservation*. Thèse de Doctorat.
- Gélard D.** (2005b). Quand la physique revisite la construction en terre : avancées dans la compréhension des mécanismes de cohésion du matériau. In *Living in Earthen Cities : kerpic'05*, Istanbul.
- Ghuman B.S. et R. Lal** (1985). Thermal conductivity, thermal diffusivity, and thermal capacity of some nigerian soils. *Soil Science* **139**, pp. 74–80.
- Gray W.G.** (1975). A derivation of the equations for multiphase transport. *Chemical Engineering Science* **30**, pp. 229–233.
- Grifoll J., J.M. Gasto et Y. Cohen** (2005). Non-isothermal soil water transport and evaporation. *Advances in Water Resources* **28**, pp. 1254–1266.
- Grossein O., J.P. Laurent et H. Houben** (2005). *Survey of Deshan Kala (Uzbekistan) in preparation for future research work*. Report of mission for UNESCO.
- Grossein O. et J.P. Laurent** (2006). *Monitoring of Deshan Kala (Uzbekistan) wall*. Report of mission for UNESCO.
- Guillaud H., Y. Okada et A. Vatandoust** (2003). *Chogha Zanbil (Iran)*. Les Impressions Dumas.
- Guyon E., J.-P. Hulin et L. Petit** (2001). *Hydrodynamique physique* (2nde éd.). CNRS Éditions.
- Hassanizadeh S.M. et T. Leijnse** (1988). On the modeling of brine transport in porous media. *Water Resources Research* **24**(3), pp. 321–330.

- Hoekstra P. et A. Delaney** (1974). Dielectric properties of soils at uhf and microwave frequencies. *Journal of Geophysical Research* **79**, pp. 1699–1708.
- Houben H. et H. Guillaud** (1995). *Traité de Construction en Terre* (Parenthèses éd.). CRATerre-EAG.
- Ibrakhimov M., A. Khamzina, I. Forkutsa, G. Paluasheva, J.P.A. Lamers, B. Tischbein, P.L.G. Vlek et C. Martius** (2007). Groundwater table and salinity : Spatial and temporal distribution and influence on soil salinization in khorezm region (uzbekistan, aral sea basin). *Irrigation and Drainage Systems* **21**, pp. 219–236.
- International Energy Agency** (1991). *Catalogue of Material Properties*.
- Jackson R.D.** (1973). Diurnal changes in soil water content during drying. A Bruce *et al.* (Ed.) Field soil water regime. Special publication 5. *Soil Science Society of America Proceeding*, pp. 37–55.
- Joffroy T. et S. Moriset** (1996a). *Palais royaux d'Abomey (Bénin) 1- Circonstances et processus de dégradation*. CRATerre-EAG.
- Joffroy T. et S. Moriset** (1996b). *Palais royaux d'Abomey (Bénin) 2- Guide d'entretien*. CRATerre-EAG.
- Joffroy T., V. Valtchanova et S. Moriset** (2004). *Deshan Kala (Uzbekistan) Condition survey and proposals for the conservation of the city wall*. Report of mission for UNESCO.
- Kay B.D. et P.H. Groenevelt** (1974). On the interaction of water and heat in frozen and unfrozen soils, 1, Basic theory : the vapor phase. *Soil Science Society of America Proceeding* **38**(3), pp. 395–400.
- Klug H.P. et L.E. Alexander** (1974). *X-ray diffraction procedures for polycrystalline and amorphous materials*. Wiley.
- Kohfahl C. et A. Pekdeger** (2006). Rising groundwater tables in partly oxidized pyrite bearing dump-sediments : Column study and modelling approach. *Journal of Hydrology* **331**(3-4), pp. 703–718.
- Lambrakis N.** (2006). Multicomponent heterovalent chromatography in aquifers. modelling salinization and freshening phenomena in field conditions. *Journal of Hydrology* **323**(1-4), pp. 230–243.
- Li K.Y., R. De Jong et J.B. Boisvert** (2001). An exponential root-water-uptake model with water stress compensation. *Journal of Hydrology* **252**, pp.189–204.

- Lide D.R.** (1991). *Handbook of chemistry and physics* (72nd ed.). CRC Press.
- Liu B.C., W. Liu et S.W. Peng** (2005). Study of heat and moisture transfer in soil with a dry surface layer. *International Journal of Heat and Mass Transfer* **48**(21-22), pp.4579–4589.
- Machado C.J.F., M.M.F. Santiago, L.A.R. Mendonca, H. Frischkorn et J. Mendes** (2007). Hydrogeochemical and flow modeling of aquitard percolation in the cariri valley-northeast brazil. *Aquatic Geochemistry* **13**(2), pp. 187–196.
- Marle C.M.** (1967). Écoulements monophasiques en milieu poreux. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* **22**(10), pp. 1471–1509.
- Millington R.J. et J.P. Quirk** (1961). Permeability of porous solids. *Transactions of the Faraday Society* **57**, pp. 1200–1207.
- Milly P.C.D.** (1982). Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media : A matric head-based formulation and numerical model. *Water Resources Research* **18**(3), pp. 489–498.
- Milly P.C.D.** (1984). A simulation analysis of thermal effects on evaporation from soil. *Water Resources Research* **20**(8), pp. 1087–1098.
- Monji N., K. Hamotami et Y. Omoto** (1990). Dynamic behavior of the moisture near the soil-atmosphere boundary. *Bulletin of University of Osaka* **42**, pp. 61–69.
- Montoroi J.P.** (1997). Conductivité électrique de la solution de sol et d'extraits aqueux de sol. *Étude et Gestion des Sols* **4**(4), pp. 279–298.
- Moriset S.** (1999). *Conservation of Chogha Zanbil (Iran)*. Report of mission for UNESCO.
- Moriset S. et J. Taniguchi** (2001). *Planning of systematic monitoring for a selection of monuments at Ancient Merv (Turkmenistan)*. Report of mission for UNESCO.
- Moriset S. et D. Gandreau** (2005). *Ancient Merv (Turkmenistan)*. Report of mission for UNESCO.
- Mualem Y.** (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research* **12**(3), pp. 513–522.
- Mullins C.** (2000). Hardsetting soils. In M. Sumner (Ed.), *Handbook of Soil Science*, pp. G–65 – G–87. CRC Press.
- Musy A. et M. Soutter** (1991). *Physique du sol*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes.

- Nadal-Romero E., D. Regues, C. Marti-Bono et P. Serrano-Muela (2007). Badland dynamics in the central pyrenees : temporal and spatial patterns of weathering processes. *Earth Surface Processes and Landforms* **32**(6), pp. 888–904.
- Nassar I.N. et R. Horton (1989). Water transport in unsaturated nonisothermal salty soil. 2. theoretical development. *Soil Science Society of America Journal* **53**, pp. 1330–1337.
- Nassar I.N. et R. Horton (1992). Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media. 1. theoretical development. *Soil Science Society of America Journal* **56**, pp. 1350–1356.
- Nassar I.N., R. Horton et A.M. Globus (1992). Simultaneous transfer of heat, water, and solute in porous media. 2. experiment and analysis. *Soil Science Society of America Journal* **56**, pp. 1357–1365.
- Nassar I.N. et R. Horton (1997). Heat, water, and solute transfer in unsaturated porous media. 1. theory development and transport coefficient evaluation. *Transport in Porous Media* **27**(1), pp. 17–38.
- Nitao J.J. et J. Bear (1996). Potentials and their role in transport in porous media. *Water Resources Research* **32**(2), pp. 225–250.
- Noggle J.H. (1989). *Physical chemistry*. Foresman and Co (2nd Ed.).
- Pansu M. et J. Gautheyrou (2003). *L'analyse du sol : minéralogique, organique, minérale*. Springer.
- Parkhurst D.L. et C.A.J. Appelo (1999). *User's guide to PHREEQC (version 2) - a computer program for speciation, reaction-path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations*. US Geological Survey.
- Philip J.R. et D.A. De Vries (1957). Moisture movement in porous media under temperature gradients. *Transactions American Geophysical Union* **38**(2), pp. 222–231.
- Pitzer K.S. (1987). A thermodynamic model for aqueous solutions of liquid-like density. *Reviews in Mineralogy* **17**, pp. 97–142.
- Pitzer K.S. (1991). Ion interaction approach : theory and data correlation. In Pitzer K.S (Ed.), *Activity coefficients in electrolyte solutions*, pp. 75–153. CRC Press.
- Prat M. (2002). Recent advances in pore-scale models for drying of porous media. *Chemical Engineering Journal* **36**, pp. 153–164.
- Prommer H., D.A. Barry et C. Zheng (2003). Modflow/mt3dms-based reactive multicomponent transport modeling. *Ground Water* **41**(2), pp. 247–257.

- Quintard M. et S. Whitaker** (1993). One- and two-equation models for transient diffusion processes in two-phase systems. *Advances in Heat Transfer* **23**, pp. 369–464.
- Regues D., R. Guardia et F. Gallart** (2000). Geomorphic agents versus vegetation spreading as causes of badland occurrence in a mediterranean subhumid mountainous area. *Catena* **40**(2), pp. 173–187.
- Richards L.A.** (1931). Capillary conduction of fluids through porous mediums. *Physics* **1**, pp. 318–333.
- Robinson R.A. et R.H. Stokes** (1959). *Electrolyte solutions : The measurement and interpretation of conductance, chemical potential and diffusion in solutions of simple electrolytes* (2nd éd.). Butterworths.
- Rose C.W.** (1968a). Water transport in soil with a daily temperature wave. 1. theory and experiment. *Australian Journal of Soil Research* **6**, pp. 31–44.
- Rose C.W.** (1968b). Water transport in soil with a daily temperature wave. 2. analysis. *Australian Journal of Soil Research* **6**, pp. 45–57.
- Rosenthal E., B.F. Jones et G. Weinberger** (1998). The chemical evolution of kurnub group paleowater in the sinai-negev province - a mass balance approach. *Applied Geochemistry* **13**(5), pp. 553–569.
- Rousseau J.J.** (2000). *Cristallographie géométrique et radiocristallographie*. Dunod.
- Rowe R.K. et K. Badv** (1996a). Chloride migration through clayey silt underlain by fine sand or silt. *Journal of Geotechnical Engineering-Asce* **122**(1), pp. 60–68.
- Rowe R.K. et K. Badv** (1996b). Advective-diffusive contaminant migration in unsaturated sand and gravel. *Journal of Geotechnical Engineering-Asce* **122**(12), pp. 965–975.
- Sahin O., N. Genli et M. Ozdemir** (2003). The role of transport processes in crystallization kinetics of ammonium pentaborate. *Journal of Crystal Growth* **253**(1-4), pp. 488–495.
- Salles J., J.F. Thovert, R. Delannay, L. Prevors, J.L. Auriault et P. Adler** (1993). Taylor dispersion in porous media. Determination of the dispersion tensor. *Physics of Fluids A : Fluid Dynamics* **5**(10), pp. 2348–2376.
- Sanchez-Palencia E.** (1980). *Non-homogeneous media and vibration theory*. Springer.
- Saravanapavan T., G.D. Salvucci** (2000). Analysis of rate-limiting processes in soil evaporation with implications for soil resistance models. *Advances in Water Resources* **23**, pp. 493–502.

- Sghaier N., M. Prat et S. Ben Nasrallah** (2006). On the influence of sodium chloride concentration on equilibrium contact angle. *Chemical Engineering Journal* **122**, 47–53.
- Shalev E., V. Lyakhovsky et Y. Yechieli** (2006). Salt dissolution and sinkhole formation along the dead sea shore. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth* **111**(B3).
- Scherer G.W.** (1999). Crystallization in pores. *Cement and Concrete Research* **29**, pp. 1347–1358.
- Shukla M.K., T.R. Ellsworth, R.J. Hudson et D.R. Nielsen** (2003). Effect of water flux on solute velocity and dispersion. *Soil Science Society of America Journal* **67**(2), pp. 449–457.
- Simunek J., M. Sejna et M.T. Van Genuchten** (1998). The hydrus-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. version 2.0. *International GroundWater Modeling Center, Colorado*, 202 pp.
- Simunek J., D. Jacques, M.T. Van Genuchten et D. Mallants** (2006). Multicomponent geochemical transport modeling using hydrus-1D and hp1. *Journal of the American Water Resources Association* **42**(6), pp. 1537–1547.
- Smith B., M.G. Hutchins, B.G. Rawlins, T.R. Lister et P. Shand** (1998). Methods for the integration, modelling and presentation of high-resolution regional hydrochemical baseline survey data. *Journal of Geochemical Exploration* **64**(1-3), pp. 67–82.
- Sreenivas K., L. Venkataratnam et P.V.N. Rao** (1995). Dielectric-properties of salt-affect soils. *International Journal of Remote Sensing* **16**(4), pp. 641–649.
- Tancrez M.** (2002). *Modélisation du rayonnement et transferts couplés dans des milieux poreux réactifs - Application aux brûleurs radiants à gaz*. Thèse de Doctorat.
- Taylor G.I.** (1953). Dispersion of soluble matter in solvent flowing slowly through a tube. *Proceedings of the Royal Society of London - Serie A* **1137**(219), pp. 186–203.
- Topp G.C., J.L. Davis et A.P. Annan** (1980). Electromagnetic determination of soil-water content - measurements in coaxial transmission-lines. *Water Resources Research* **16**(3), pp. 574–582.
- Toride N., M. Inoue et F.J. Leij** (2003). Hydrodynamic dispersion in an unsaturated dune sand. *Soil Science Society of America Journal* **67**(3), pp. 703–712.
- Uliana M.M. et J.M. Sharp** (2001). Tracing regional flow paths to major springs in trans-pecos texas using geochemical data and geochemical models. *Chemical Geology* **179**(1-4), pp. 53–72.
- Unger C.** (1996). *Étude expérimentale et théorique des remontées de solutés dans un sol*. Travail Pratique de Diplôme (EPFL).

- Van Damme H.** (2002). L'eau et sa représentation. *Mécanique des sols non saturés*, Hermès, pp.23-68.
- Van Genuchten M.T.** (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**, pp. 892–898.
- Voss C.I. et W.R. Souza** (1987). Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone. *Water Resources Research* **23**(10), pp. 1851–1866.
- Weast R.C.** (1987). *Handbook of chemistry and physics* (68th ed.). CRC Press.
- Whitaker S.** (1967). Diffusion and dispersion in porous media. *AIChE Journal* **13**, pp. 420–427.
- Whitaker S.** (1986). Flow in porous media : a theoretical derivation of Darcy's law. *Transport in Porous Media* **1**(1), pp. 3–25.
- Whitaker S.** (1999). *The method of volume averaging*. Kluwer, Dordrecht.
- Wissmeier L. et D.A. Barry** (2008). Reactive transport in unsaturated soil : Comprehensive modelling of the dynamic spatial and temporal mass balance of water and chemical components. *Advances in Water Resources* **31**(5), pp. 858–875.
- Xu K.** (1995). *Structures multi-échelles : modèles pour la description des matériaux poreux et l'estimation de leurs propriétés de transport*. Thèse de Doctorat.
- Yadav M.R. et G.S. Saxena** (1973). Effect of compaction and moisture content on specific heat and thermal capacity of soils. *Journal Indian Society of Soil Science* **21**, pp. 129–132.
- Yamanaka T., A. Takeda et J. Shimada** (1998). Evaporation beneath the soil surface : some observational evidence and numerical experiments. *Hydrological Processes* **12**, pp. 2193–2203.
- Yang I.C., Z.E. Peterman et K.M. Scofield** (2003). Chemical analyses of pore water from boreholes uswsd-6 and uswwt-24, Yucca mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology* **62**(3), pp. 361–380.