



HAL
open science

Problèmes géotechniques couplés en hydromécanique : application à l'érosion interne par suffusion

Hashem Abdou

► **To cite this version:**

Hashem Abdou. Problèmes géotechniques couplés en hydromécanique : application à l'érosion interne par suffusion. Mécanique des fluides [physics.class-ph]. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. NNT : 2016GREAI025 . tel-01444361

HAL Id: tel-01444361

<https://theses.hal.science/tel-01444361>

Submitted on 24 Jan 2017

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.

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Matériaux, Mécanique, Génie Civil, Electrochimie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

HASHEM ABDOU

Thèse dirigée par **Olivier PLE** et

Codirigée par **Fabrice EMERIAULT**

Préparée au sein du **Laboratoire Sols, Solides, Structures - Risques**

Dans l'École Doctorale **I-MEP2**

Problèmes Géotechniques Couplés En Hydromécanique : Application A l'Erosion Interne Par Suffusion

Thèse soutenue publiquement le **09-11-2016**

Devant le jury composé de :

Mme. Irini DJERAN-MAIGRE

Professeur des Universités- INSA de Lyon, Présidente du jury
examinatrice

Mme. Anne PANTET

Professeur des Universités- Le Havre, rapporteur

Mr. Eric VINCENS

Maitre de conférences HdR à l'école centrale Lyon- Lyon, rapporteur

Mr. Michel PINHAS

Directeur à l'AD Isère Drac Romanche, invité

Mr. Olivier PLE

Professeur des Universités- Savoie Mont Blanc, Directeur de thèse

Mr. Fabrice EMERIAULT

Professeur des Universités- Grenoble- Alpes, Co-Directeur de thèse



Je dédie ce travail

A ma chère mère et à l'âme de mon cher père

A ma très chère femme bien aimée

A mon bébé qui arrive bientôt dans notre vie

A mes frères et sœurs et leurs familles que Dieu les protège

A toute ma famille en Syrie

A tous mes amis

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de thèse M. Olivier PLE et mon co-directeur de thèse M. Fabrice EMERIAULT, pour la confiance qu'ils m'ont accordée en acceptant d'encadrer ce travail doctoral, pour leurs multiples conseils et pour toutes les heures qu'ils ont consacrées à diriger cette recherche.

Je remercie Mme. Irini DJERAN-MAIGRE pour avoir accepté le rôle présidente du jury. Je remercie également Mme. Anne PANTET et M. Eric VINCENS pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail de thèse et pour le temps qu'ils y ont consacré. Je les remercie chaleureusement pour les remarques constructives qu'ils ont adressées. Je tiens aussi à remercier M. Michel PINHAS pour avoir accepté l'invitation à la soutenance.

Je remercie M. Gioacchino VIGGIANI, le directeur du laboratoire 3SR, pour son aide et son support pendant la durée de cette thèse.

Je voudrais remercier tous mes collègues de l'équipe Géo-mécanique pour m'avoir soutenu, Gaël Combe, Pascal Villard, Luc Sibille.

Tous mes remerciements de tout mon cœur s'adressent à mes collègues et mes amis qui m'ont aidé et encouragé tout au long de cette thèse au sein du 3SR et d'ailleurs.

Mes remerciements se portent tout naturellement vers ma chère femme SARAH qui m'a toujours apporté son soutien, son réconfort et son sourire malgré tout le temps passé à réaliser ces travaux.

Et enfin, un merci général aux personnes qui m'ont soutenu de près ou de loin durant ces quatre années!

Le phénomène de suffusion correspond à la migration des particules fines érodées dans un milieu poreux sous l'action d'un flux hydraulique. Ce mécanisme pourrait être la cause principale des ruptures des remblais et des barrages en terre. De nombreuses études expérimentales ont été menées pour comprendre la suffusion et mettre en évidence les phénomènes couplés associés. Au niveau numérique, on trouve beaucoup de modèles analytiques et numériques mais rares sont ceux qui prennent en compte l'arrachement des particules, leur transport et leur dépôt éventuel (par un processus de colmatage ou pour des vitesses d'écoulement suffisamment faibles).

En se basant sur une loi d'écoulement de type Darcy, sur la loi d'érosion de Papamichos et al. (2001) modifiée par Bendahmane (2005) et sur une loi d'évolution de la viscosité de fluide (relation d'Einstein), nous développons une nouvelle approche hydromécanique de la suffusion. La résolution numérique du problème est réalisée par la méthode des éléments finis. Deux aspects sont présentés: le cadre général du modèle proposé (réalisé en 2D) avec une étude paramétrique et la validation du modèle avec une modélisation 3D réalisée avec le modèle géométrique de l'essai (Cross Erosion Test) (CET), ce qui permet de décrire à la fois les phénomènes d'érosion, de transport et de dépôt des particules érodées dans un milieu poreux saturé.

Pour cela, nous avons choisi un outil de modélisation approprié à la représentation de phénomènes couplés tels que ceux mobilisés par l'érosion interne. Le logiciel Comsol-Multiphysics 3.4b, basé sur la méthode des éléments finis, a été retenu car il permet d'implanter relativement facilement de nouvelles équations constitutives des phénomènes. Dans un deuxième temps, le modèle a été validé sur des expériences de référence reflétant les phénomènes étudiés. Nous avons utilisé les résultats expérimentaux de Nguyen (2013) qui a mis au point un nouveau dispositif expérimental au laboratoire 3SR appelé " l'Essai d'Erosion Transverse " ou Cross Erosion Test. Deux types de sol ont été considérés : un sol gravelo-sableux (noté S3) et un sol limoneux de l'Isère (noté S4 et S4-a). Afin de discuter des aspects transitoire et dynamique du phénomène de suffusion, les vitesses d'écoulement, les gradients hydrauliques, la distribution de la porosité et de la perméabilité, la distribution de la concentration des particules érodées en suspension, et enfin la masse érodée sortante sont mesurés au cours du temps et comparés aux résultats du modèle physique.

Mots clés: *Erosion Interne, Suffusion, Essai D'érosion Transverse, Modélisation en 2d, Modélisation en 3d, Eléments Finis, Dépôt, Equation du Transport, Colmatage, Perméabilité*

The phenomenon of Suffusion corresponds to the migration of fine eroded particles in a porous medium under the action of an internal water flow. This mechanism could be the main origin of damage in embankments and earth dams. Many experimental studies have been done to analyse the suffusion but actually understanding this phenomenon appears as a major scientific challenge. On the other hand, numerically, only a few studies were found which associate the mechanisms of detachment, transport and deposition of eroded particles.

Based on the Darcy's law model, the erosion model of Papamichos et al. (2001) modified by Bendahmane (2005) and the fluid viscosity evolution law (Einstein relation), we developed a new hydro-mechanical approach of suffusion. The numerical solution of the problem is carried out by using a finite element method. Two aspects are presented: first, the general framework of the proposed model (implemented in 2D) with a parametric study and then the validation of the numerical model realized with a 3D study of the geometric model of the experimental study of Cross Erosion Test (CET). This model describes the three phenomena of suffusion: erosion, transport and deposition of eroded particles in a saturated soil.

Furthermore, the numerical modeling of coupled phenomena of internal erosion is performed using the commercial software "Comsol Multiphysics-3.4b". However, to validate the model, experimental results on two types of soil: sandy gravel soil (S3) and the silt of Isère (S4 and S4-a) are used. These results are found in the PhD thesis of Nguyen (2013) who has developed a new apparatus called Cross Erosion Test (CET). Moreover, to discuss the transient and dynamic aspects of the phenomenon, the evaluation of the mass conservation with different figures of flow velocity, hydraulic gradient, hydraulic head, porosity and permeability distribution, concentration distribution, and of outgoing eroded particles, are measured over time and compared with experimental results.

Keywords: *Internal Erosion, Suffusion, Cross Erosion Test, 2D Modeling, 3D Modeling, Deposition, Transport Equation, Clogging, Permeability*

TABLE DES MATIERES

DEDICACES	2
REMERCIEMENTS	3
RESUME	4
ABSTRACT	5
TABLE DES MATIERES	6
INTRODUCTION GENERALE	10
CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE	10
OBJET DE CETTE THÈSE.....	11
PLAN DU MEMOIRE.....	12
<i>CHAPITRE I- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE- concept physique de l'érosion interne et analyse empirique et expérimentale de la suffusion</i>	14
Contenu du chapitre (I).....	15
1.1 INTRODUCTION	16
1.2 LE CADRE CONCEPTUEL DU PROCESSUS DE L'EROSION INTERNE ...17	
1.2.1 TYPOLOGIE DE L'EROSION INTERNE	17
1.2.2 PROCESSUS GENERAL DE L'EROSION INTERNE	19
1.2.3 L'EFFET DES PROPRIETES DES MATERIAUX SUR L'INITIATION....20	
1.2.4 L'EFFET DES CONDITIONS HYDRAULIQUES SUR L'INITIATION ...21	
1.3 PRINCIPAUX CRITERES D'INITIATION DE LA SUFFUSION	21
1.3.1 CONCEPTS GENERAUX.....	21
1.3.2 LA RUPTURE PAR SUFFUSION	22
1.3.3 DES CRITERES GRANULOMETRIQUE DE LA SUFFUSION	23
1.3.4 DES CRITERES HYDRAULIQUES DE LA SUFFUSION.....	27
1.3.5 CRITERES DE L'EXISTENCE D'UN FILTRE ET DU PHENOMENE DE COLMATAGE.....	32
1.4 CRITERE D'INITIATION PAR APPROCHE GEO-HYDRO-MECANIQUE 35	
1.4.1 CRITERE GEOMETRIQUE.....	35
1.4.2 CRITERE HYDRO-MECANIQUE	35
1.5 ESSAI D'EROSION TRANSVERSE	36
1.6 CONCLUSION	42
<i>CHAPITRE II- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE- modélisation numérique et approches théoriques</i>	44
Contenu du chapitre (II).....	45

2.1 INTRODUCTION	46
2.2 LE MODELE DE L'EROSION (PRODUCTION DE SABLE)	47
2.2.1 LES EQUATIONS D'UN MILIEU TRIPHASIQUE	47
2.2.2 EQUILIBRE DE MASSE.....	49
2.2.3 LA LOI CONSTITUTIVE DE L'EROSION	51
2.3 MODELISATION DU TRANSPORT ET DU DEPOT DES PARTICULES	51
2.3.1 MECANISMES DE TRANSPORT ET DE DEPOT	52
2.3.2 APPROCHES DE MODELISATION	53
2.3.3 MODELE DE TRANSPORT (CONVECTION-DISPERSION).....	53
2.3.4.1 CONVECTION/ADVECTION :	53
2.3.4.2 DIFFUSION	54
2.3.4.3 DISPERSION MECANIQUE.....	54
2.3.4.4 DISPERSION HYDRODYNAMIQUE.....	55
2.3.4 MODELISATION DU PHENOMENE DE DEPOT	56
2.4.2.1 APPROCHES MACROSCOPIQUES	56
2.4.2.2 APPROCHE MICROSCOPIQUE	58
2.4 CONCLUSION	60
<i>CHAPITRE III– LE CADRE GENERAL DU MODELE- approche de calcul, outil numérique et modélisation en 2D</i>	61
Contenu du chapitre (III)	62
3.1 INTRODUCTION	63
3.2 FORMULATION GENERALE DU MODELE	64
3.2.1 LA LOI DE COMPORTEMENT DE L'ECOULEMENT	64
3.2.2 LA LOI DE COMPORTEMENT RHEOLOGIQUE : LOI D' <i>EINSTEIN</i>	64
3.2.3 PREMIERE APPROCHE DU MODELE DE L'EROSION/DEPOT.....	65
3.2.4 DEVELOPPEMENT DU MODELE DE L'EROSION : amélioration de l'aspect dépôt	67
3.2.5 LA LOI DE TRANSPORT	70
3.3 RESOLUTION PAR UNE METHODE AUX ELEMENTS FINIS - MODELISATION EN 2D	75
3.4.1 IMPLANTATION DES EQUATIONS DU MODELE DANS COMSOL-MULTIPHYSICS.....	75
3.3.2.1 LE TYPE D'ETUDE.....	76
3.3.2.2 LES MODULES UTILISEES.....	76
3.3.2 APPLICATION SUR UNE GEOMETRIE SIMPLE (MODELE 2D)	78

3.3.2.1	DEFINITION DE LA GEOMETRIE EN 2D :	78
3.3.2.2	PARAMETRES D'ENTRESE ET VARIABLES DU MODELE	79
3.3.2.3	CONDITIONS AUX LIMITES	83
3.3.2.4	CONDITIONS INITIALES	85
3.3.2.5	MAILLAGE DU DOMAINE	85
3.3.3	RESULTATS ET DISCUSSION	85
3.3.3.1	ATTEINDRE UN EQUILIBRE DE MASSE -PREMIERE APPROCHE- ETAT EROSION	86
3.3.3.2	LE COMPORTEMENT DE L'EROSION-PREMIERE APPROCHE- ETAT EROSION	91
3.3.3.3	LE COMPORTEMENT DE L'EROSION-DEUXIEME APPROCHE- ETAT EROSION	108
3.3.3.4	LE COMPORTEMENT D'ÉROSION - ETAT STABLE	115
3.3.3.5	LE COMPORTEMENT DU DEPOT- DEUXIEME APPROCHE- ETAT STABLE AVEC UNE CONCENTRATION INJECTEE	120
3.4	CONCLUSIONS	126
	CHAPITRE IV–ETUDE PARAMETRIQUE DU MODELE	128
	Contenu du chapitre (IV)	129
4.1	INTRODUCTION	130
4.2	EFFET DES PARAMETRES PHYSIQUES	131
4.2.1	EFFET DE LA VARIATION DU COEFFICIENT D'EROSION (λ)	131
4.2.2	EFFET DU COEFFICIENT DE DEPOT (λ_{de})	133
4.2.1	EFFET DU PARAMETRE (α)	136
4.2.2	EFFET DU PARAMETRE (β)	140
4.2.3	EFFET DU COEFFICIENT (m)	144
4.2.4	EFFET DE LA PRISE EN COMPTE DE LA LOI D'EINSTEIN POUR LA VISCOSITÉ DYNAMIQUE) (μ)	148
4.3	EFFET DES PARAMETRES NUMERIQUES	150
4.3.1	EFFET DU PAS DE TEMPS DE CALCUL	150
4.3.2	EFFET DU PARAMETRE DU MODELE (ξ)	151
4.4	CONCLUSIONS	154
	CHAPITRE V–Modélisation 3D de l'essai (CET)- résultats numériques et validation du modèle	156
	Contenu du chapitre (V)	157
5.1	INTRODUCTION	158
5.2	MODELISATION 3D DE L'ESSAI (CET)	158

5.2.1	GEOMETRIE UTILISEE ET MAILLAGE.....	159
5.2.2	CONDITIONS AUX LIMITES	160
5.2.3	PARAMETRES D'ENTREE	161
5.2.3.1	PARAMETRES PHYSIQUES	161
5.2.3.2	PARAMETRES D'EROSION/DEPOT	162
5.3	DISCUSSION DES RESULTATS NUMERIQUES.....	163
5.3.1	SOL D'UN ETAT D'EROSION.....	163
5.3.2	SOL D'UN ETAT DE DEPOT	166
5.4	ETUDE PARAMETRIQUE	169
5.4.1	EFFET DU COEFFICIENT D'EROSION (λ).....	169
5.4.2	EFFET DE PARAMETRE DU MODELE (α).....	170
5.4.3	EFFET DE PARAMETRE DU MODELE (β).....	172
5.5	COMPARISON ET CALIBRATION AVEC LES RESULTATS EXPERIMENTAUX DE L'ESSAI (CET).....	173
5.5.1	COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DU SOL S3.....	173
5.5.2	COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES SOLS (S4 et S4-a).....	178
5.6	CONCLUSIONS	181
	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	183
	CONCLUSIONS GENERALES	183
	PERSPECTIVES.....	184
	LISTE DE NOTATIONS.....	187
	LISTE DES ABREVIATIONS	193
	LISTE DES FIGURES.....	193
	LISTE DES TABLEAUX	199
	REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	200

INTRODUCTION GENERALE

CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE

On compte en France de 7500 à 9 000 km de digues fluviales ou côtières qui protègent les territoires des inondations. La majorité de ces digues protège des habitants, des entreprises agricoles, industrielles ou commerciales, des établissements accueillant du public, des réseaux de transports publics. Ces digues, le long des fleuves ou face à la mer, sont de fait des infrastructures d'une grande importance pour l'économie, similaire à d'autres comme les voies de communication ou les réseaux d'énergie : de nombreux quartiers, souvent de centre-ville, sont protégés, jusqu'à un certain niveau de crue seulement, par une digue ou un simple muret parfois oublié et mal entretenu. Dans la plupart des cas, les ruptures de digue sont reliées aux phénomènes d'érosion interne qui fragilisent peu à peu les ouvrages.

En effet, en France, 70 cas de rupture par érosion interne ont été détectés par le Comité Français des Barrages et des Réservoirs (CFBR) de 1970 à 1995 (Fry 2013). L'érosion interne peut être définie comme étant l'entraînement progressif de particules du matériau constituant un ouvrage sous l'action de l'écoulement qui le traverse. Ces ruptures ont entraîné dans le passé des pertes de vies humaines et des catastrophes économiques très lourdes. A titre d'exemple, les inondations dans le sud-est de la France liées à la rupture de la digue d'Aramon en septembre 2002 ou des digues de Fourques et du Nord d'Arles en décembre 2003 (figure 1) cumulent un coût de plusieurs milliards d'euros (Projet levées (2014)).



Figure 1 Vue aérienne oblique d'Arles en décembre 2003

Par ailleurs, d'après l'association AD Isère Drac Romanche (2006), pendant les périodes de crue récentes, plusieurs sites des digues de l'Isère et du Drac ont été le lieu d'apparition de traces de particules érodées sortantes à l'aval. Un phénomène de suffusion y a été potentiellement provoqué. En 2009, une partie du Drac du niveau du Pont des Martyrs jusqu'à Fontaine a été diagnostiqué comme un cas critique où il y a possibilité de rupture par suffusion des digues (traces de particules fines rencontrées lors de la réparation de la digue) (Figure 2).

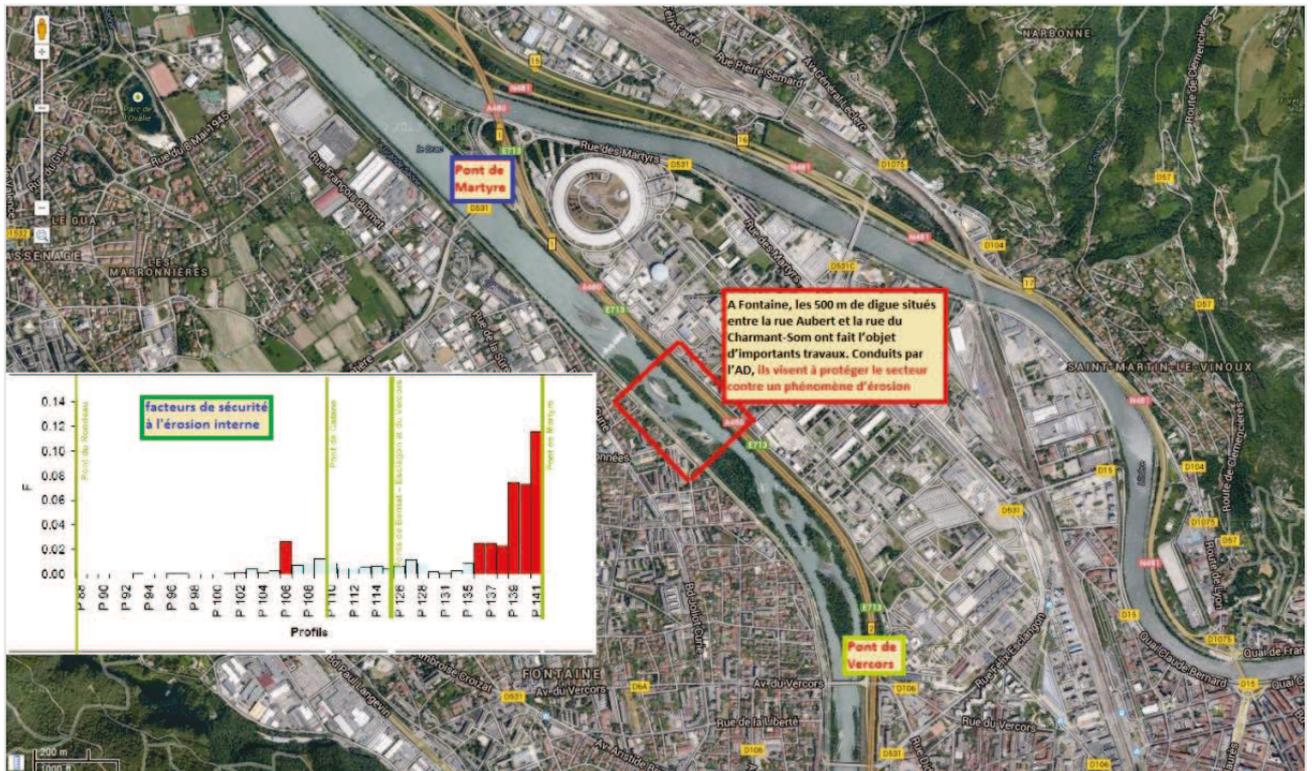


Figure 2 Une partie de la digue du Drac à Fontaine (2009)

L'érosion interne englobe différents types d'actions qui peuvent avoir lieu au même endroit et en même temps. C'est ce caractère simultané qui rend la distinction précise des phénomènes physiques difficiles. Le phénomène de l'érosion interne par suffusion n'est à ce jour pas réellement maîtrisé et peu modélisé. C'est pourquoi il paraît essentiel d'effectuer un travail dans ce sens afin d'être capable de prédire la cinétique d'une éventuelle rupture pour mettre en sécurité les biens et les personnes.

OBJET DE CETTE THÈSE

La recherche exposée dans cette thèse a pour but d'étudier la susceptibilité des sols à la suffusion. Pour cela, nous avons développé un nouveau modèle hydromécanique associé à trois phénomènes rencontrés successivement lors de la suffusion : l'érosion des

particules fines, leur transport et leur dépôt. L'implémentation des équations constitutives (nécessairement couplées) dans une modélisation numérique est réalisée à l'aide de l'outil de modélisation Comsol-Multiphysics 4.3b qui est utilisé afin de reproduire les conditions hydrauliques au sein du sol lors de l'essai expérimental Cross Erosion Test CET (développé par Nguyen 2013).

L'objectif de la thèse est donc triple :

1. en premier lieu, présenter le cadre général du modèle numérique.
2. en deuxième lieu, réaliser une étude paramétrique du modèle en montrant qu'il permet de prédire avec une fiabilité acceptable la susceptibilité des sols à la suffusion.
3. enfin, valider ce modèle en confrontant les prédictions d'une étude numérique en 3D réalisée avec les mêmes conditions de la géométrie de l'essai (CET) avec des résultats du même essai de laboratoire.

Cette méthodologie conduit naturellement au plan de notre recherche dont un résumé est donné ci-après.

PLAN DU MEMOIRE

Le premier chapitre sera consacré à l'exposé des principales recherches menées sur l'érosion interne et notamment sur le type « suffusion ». En particulier on s'intéressera aux critères granulaires, hydrauliques et hydromécaniques proposés par différents auteurs. Par la suite, nous présentons une exposition d'une méthode expérimentale récente proposée dans ce domaine d'étude. Quelques résultats expérimentaux obtenus par cet essai seront utilisés pour la validation du modèle numérique proposé.

Le deuxième chapitre est consacré à une étude bibliographique sur les différentes approches de modélisation numérique des mécanismes de l'érosion, de transport et de dépôt des particules solides dans un milieu poreux et leurs conséquences sur la variation de la porosité et de la perméabilité du milieu.

Le troisième chapitre est consacré au développement des différentes équations constitutives de la modélisation des phénomènes de suffusion : l'érosion, le transport et le dépôt des particules dans un milieu poreux. Dans ce chapitre, à l'aide de l'outil de modélisation Comsol-Multiphysics version 3.4b, nous présenterons un modèle hydromécanique avec une nouvelle approche de la loi d'érosion classique (Papamichos et al 2001, Bendahmane 2005) et des nouvelles cinétiques d'érosion et de dépôt dans la loi de transport des espèces. Une modélisation numérique en 2D à l'aide de la méthode des éléments finis est utilisée afin d'évaluer les possibilités du modèle et son aptitude à reproduire qualitativement les différents phénomènes.

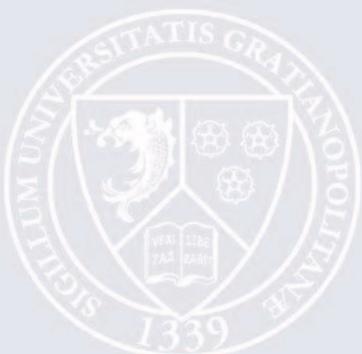
Le quatrième chapitre de ce travail est essentiellement constitué d'une étude paramétrique détaillée du modèle numérique. Au sens plus large, nous étudions l'influence de paramètres qui contrôlent le phénomène de suffusion. Les influences respectives des conditions hydrauliques (débit de pompage, gradient hydraulique), des propriétés des sols et des autres paramètres de modélisation seront identifiées.

Le cinquième et dernier chapitre présente les résultats d'une modélisation 3D et la validation du modèle par confrontation avec des résultats d'expériences de référence mobilisant les différents phénomènes étudiés. Pour cela, nous avons choisi les résultats expérimentaux de Nguyen (2013) réalisés sur une nouvelle expérience qui a été développée au sein du laboratoire 3SR appelé " l'Essai d'Erosion Transverse " (CET). Deux types de sol suffusifs ont été sélectionnés : un sol gravelo-sableux (noté S3) et un sol limoneux de l'Isère (noté S4 et S4-a).

Ce manuscrit se termine par une conclusion générale qui récapitule les enseignements de ce travail accompagnés de quelques perspectives pour les études futures.



**CHAPITRE I- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE-
concept physique de l'érosion interne et
analyse empirique et expérimentale de la
suffusion**



1.1 INTRODUCTION	16
1.2 LE CADRE CONCEPTUEL DU PROCESSUS DE L'EROSION INTERNE...17	
1.2.1 TYPOLOGIE DE L'EROSION INTERNE	17
1.2.2 PROCESSUS GENERAL DE L'EROSION INTERNE	19
1.2.3 L'EFFET DES PROPRIETES DES MATERIAUX SUR L'INITIATION....	20
1.2.4 L'EFFET DES CONDITIONS HYDRAULIQUES SUR L'INITIATION....	21
1.3 PRINCIPAUX CRITERES D'INITIATION DE LA SUFFUSION	21
1.3.1 CONCEPTS GENERAUX.....	21
1.3.2 LA RUPTURE PAR SUFFUSION	22
1.3.3 DES CRITERES GRANULOMETRIQUE DE LA SUFFUSION	23
1.3.4 DES CRITERES HYDRAULIQUES DE LA SUFFUSION	27
1.3.5 CRITERES DE L'EXISTENCE D'UN FILTRE ET DU PHENOMENE DE COLMATAGE.....	32
1.4 CRITERE D'INITIATION PAR APPROCHE GEO-HYDRO-MECANIQUE	35
1.4.1 CRITERE GEOMETRIQUE.....	35
1.4.2 CRITERE HYDRO-MECANIQUE	35
1.5 ESSAI D'EROSION TRANSVERSE	36
1.6 CONCLUSION	42

1.1 INTRODUCTION

En présence d'eau, les ouvrages en terre peuvent subir des dommages irréversibles suivant trois mécanismes principaux : le glissement, la surverse et l'érosion interne. En effet, Foster et al. (2000) précisent que statistiquement 6% des accidents sont dus à des glissements, 46% à l'érosion interne et 48% à la surverse. Le risque de rupture par érosion interne augmente avec l'âge du barrage. L'érosion interne est donc un mécanisme majeur responsable des instabilités constatées sur site et est devenue l'une des préoccupations des spécialistes des ouvrages hydrauliques dans des pays où le parc des installations est vieillissant (Etats-Unis, Europe, Afrique...etc.)

Au début de l'année 2005, au niveau européen, une enquête lancée par un groupe de travail animé par le Dr. Andrews Charles (G.B.) a recensé plus d'une soixantaine d'incidents sérieux constatés dans les dernières années en Europe. Les événements de fortes crues qui se sont produits en Europe au cours de ces dernières années ont de nouveau montré la fragilité des digues vis à vis de l'érosion interne, avec des conséquences parfois tragiques (digue d'Aramon, septembre 2002- brèche totale dans la digue à Briennon sur le canal de Roanne à Digoin en 2007) et des dégâts matériels considérables.

L'érosion interne est un mécanisme majeur des instabilités constatées sur les ouvrages en terre de retenue d'eau. Ce mécanisme comporte deux processus principaux : l'arrachement des particules et leur déplacement. Son développement progressif dans le temps et dans l'espace, sa non-homogénéité due à l'hétérogénéité des sols naturels rend ce phénomène complexe et difficile à mettre en évidence (Monnet, 1998 et Skempton et Brogan, 1994). Par ailleurs, selon la terminologie établie dans le cadre du projet ERINOH (2014), l'érosion interne peut être distinguée en deux types: l'érosion de volume ou suffusion, qui ne mobilise que la fraction fine du sol et l'érosion d'interface qui peut mobiliser tous les grains.

Pour la suffusion, la susceptibilité correspondant à l'instabilité interne devrait être examinée au moyen de critères géométriques (Kezdi, 1979; Kenney et Lau, 1985; Burenkova, 1993), et aussi au moyen de critères hydrauliques (Skempton et Brogan, 1994; Wan, 2006; Wan et Fell, 2008).

L'action de suffusion commence par le déplacement de particules fines à l'intérieur de la matrice granulaire. Dans cette situation, certaines particules en mouvement peuvent être piégées après une certaine distance dans les vides formés par un squelette de particules plus grossières ; ce qui conduit à une diminution de la porosité et implicitement de la perméabilité du milieu dans la zone de blocage et à une augmentation de ces mêmes paramètres dans la zone d'entraînement (Barakat, 1991). Des études ont montré que la suffusion peut être un mécanisme d'effondrement des sols à condition qu'ils possèdent une structure apte à cet effet.

1.2 LE CADRE CONCEPTUEL DU PROCESSUS DE L'EROSION INTERNE

1.2.1 TYPOLOGIE DE L'EROSION INTERNE

L'érosion interne ne se développe que si deux conditions nécessaires sont réunies : l'arrachement des particules et leur transport.

1.2.1.1 DES PHENOMENES PHYSIQUES D'ARRACHEMENT

La figure (1-1) recense les différents phénomènes physiques de l'arrachement.

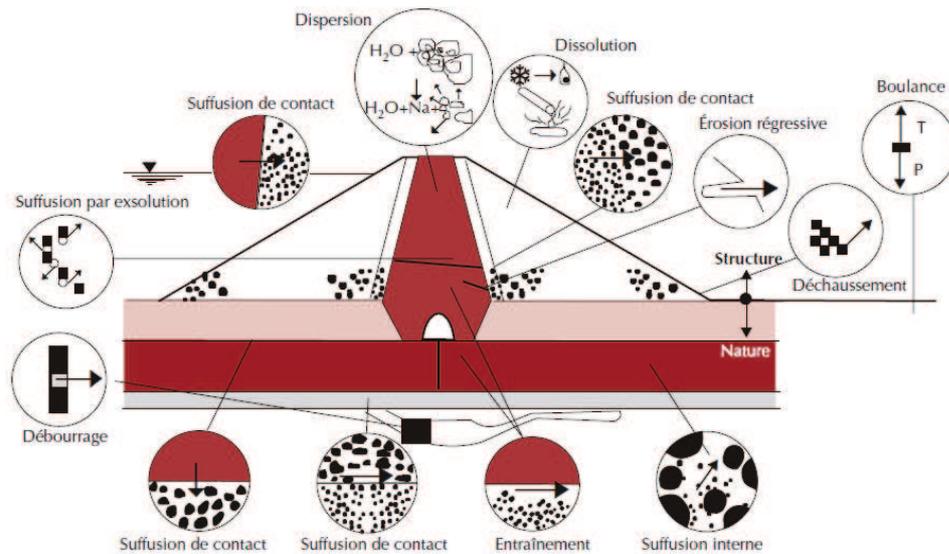


Figure 1- 1 Schéma représentatif des divers phénomènes initiateurs de l'érosion interne dans un barrage (adapté de Brauns et Schuler, 1993).

LA BOULANCE

En anglais: « piping by heave, fluidization, blow out, bulk erosion».

La boullance ou l'annulation de la contrainte par gradient hydraulique, est l'état d'un volume de sol dans lequel les grains flottent, entourés d'une phase liquide continue, sous l'action d'une pression d'eau qui annule la contrainte effective.

LA SUFFUSION

En anglais : « suffosion, segregation».

L'érosion peut être « à caractère suffusif » c'est-à-dire ne provoquer que le mouvement de grains de petite taille non structuraux lorsque la vitesse locale (ou le gradient local) dépasse une certaine limite.

1. La suffusion interne, ou suffusion volumique, se développe au sein d'une masse de sol, dont la granulométrie n'assure pas l'auto-filtration.

2. La suffusion surfacique, ou suffusion de contact, se développe à l'interface d'un matériau grossier et d'un matériau fin, sous l'action d'un écoulement parallèle ou perpendiculaire à l'interface. Cette situation est très fréquente dans les fondations alluviales, soit à l'interface de la digue et de la fondation, soit au contact entre un limon et un gravier superposés dans le sous-sol.

L'ÉROSION REGRESSIVE

En anglais : « regressive erosion, backward erosion- piping ».

L'érosion régressive concerne tout phénomène d'érosion qui se produit en un point aval et se poursuit en progressant vers l'amont. Le « piping » est une érosion régressive par conduits. En effet, un ou plusieurs conduits se développent depuis l'aval et progressent par érosion des matériaux qui forment l'extrémité amont du chenal.

L'ENTRAÎNEMENT

En anglais : « entrainment, progressive erosion, seepage erosion, piping ».

L'entraînement est un phénomène qui commande la vitesse de développement des renards (le débit solide évacué étant fonction du rapport entre la contrainte de cisaillement réelle et la contrainte de cisaillement critique). Le considérer comme un critère d'initiation de l'érosion interne revient à admettre l'existence avant érosion d'un chemin de fuite préférentiel dans le sol.

1.2.1.2 LES PHENOMENES DE TRANSPORT

La nature du transport conduit à distinguer deux types fondamentaux de transports pour l'érosion interne : le transport dans un conduit (renard) et le transport dans l'espace poreux interparticulaire (la suffusion). Ils diffèrent par leurs conditions aux limites géométriques et hydrauliques. Le transport des particules est soit concentré dans un conduit, soit diffus dans l'espace poreux interparticulaire.

Le risque de rupture est en conséquence différent. Le premier mode de transport est le plus dangereux et le plus rapide. S'il n'est pas immédiatement stoppé, il conduit très rapidement à la rupture. Dans le second, la perméabilité du milieu est lentement modifiée et après une phase de développement ininterrompue, il peut y avoir une rupture.

1.2.2 PROCESSUS GENERAL DE L'EROSION INTERNE

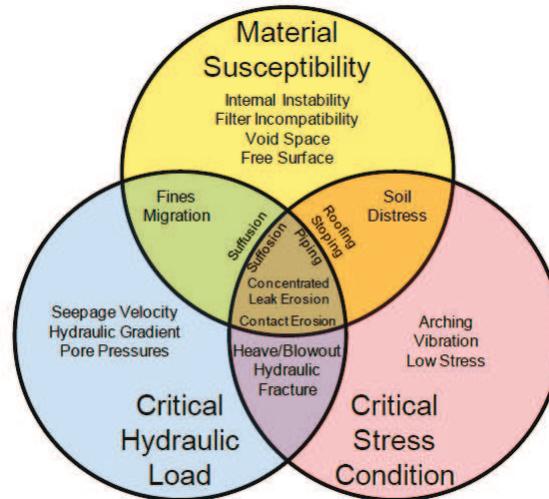


Figure 1- 2 Les facteurs principaux de l'initiation de l'érosion interne (adapté de Garner et Fannin, 2010)

Le processus de l'érosion interne est généralement divisé en quatre phases: 1) l'initiation de l'érosion; 2) la poursuite de l'érosion; 3) la progression de l'érosion; et 4) l'initiation d'une brèche.

Garner et Fannin (2010) ont développé un diagramme de Venn, comme représenté sur la figure (1-2), pour illustrer le fait que l'érosion se déclenche à cause de 1) la sensibilité interne des matériaux; 2) des conditions de contrainte critique; et 3) des conditions hydrauliques (une crue).

Les différents travaux publiés dans le cadre des recherches menées sur l'érosion interne (France, Australie, Etats-Unis, Pays-Bas, Royaume-Uni, ...) apparaissent tout à fait utiles pour un examen des mécanismes et une identification des phénomènes en jeu, ainsi qu'une première quantification (Fry et al. 2005). Ces travaux proposent une approche analytique, en identifiant les chemins d'érosion interne, et pour chacun d'eux en évaluant les différentes étapes d'un mécanisme d'érosion (défaut initial, initiation, continuation, progression, rupture). Pour chacune des étapes, on peut alors tenter une expertise sur les phénomènes possibles et leur degré de probabilité. L'expertise s'appuie, autant que possible, sur des éléments de quantification. (Tableau 1-1)

Tableau 1- 1 Exemple d'une application simple de l'examen par étapes des mécanismes d'érosion interne (Deroo et al (2010))

Processus d'érosion	Description des éléments du processus Probabilité choisie et commentaires	Probabilité choisie et commentaires
Initiation	P1 : Probabilité qu'un chemin de percolation « 3 » existe	100% (venue d'eau visible)
	P2 : Probabilité que ce chemin génère des gradients et vitesses suffisants pour éroder l'arène du corps du barrage	10% (peu probable : pas de symptôme d'érosion interne avant 1986, date de mise en service du géotextile; cependant, pas de certitude, car incident sur perré amont peut changer les gradients)
Continuation	P3 : Géotextile déchiré	10% (déchirure à la mise en service peu probable – mais pas de certitude)
	P4 : Le matériau de remblai est entraîné à travers la déchirure du géotextile	100% si P2 est vraie
Progression	P5 : une érosion régressive se forme	1% très peu probable le gradient moyen est de l'ordre de 0,25; matériau : sables très silteux et à granulométrie étalée ($C_u = d_{60}/d_{10} > 50$: selon Schmertmann, il faut des gradients moyens nettement supérieurs à 1 pour éroder ce type de matériau) l'auscultation ne décèle pas d'augmentation du débit ni d'arrivée de particules. donc 0,1 si P2
	P6 : le conduit d'érosion régressive progresse vers l'amont	
Rupture	P7 : pas d'intervention humaine avant rupture	0,1 (le phénomène génère, dans ses phases initiales, des augmentations de débit, puis des désordres, visibles ; une intervention est possible, par ouverture des vannes.

1.2.3 L'EFFET DES PROPRIETES DES MATERIAUX SUR L'INITIATION

La gradation et la granulométrie jouent un rôle très important sur l'initiation de la suffusion. En effet, lorsque la taille des particules est importante comme dans des gros sables et graviers, la vitesse d'infiltration qui implique enlèvement de matière solide de sol doit être plus élevée. Un autre facteur de gradation est le potentiel d'instabilité interne, qui est la cause principale du développement de suffusion.

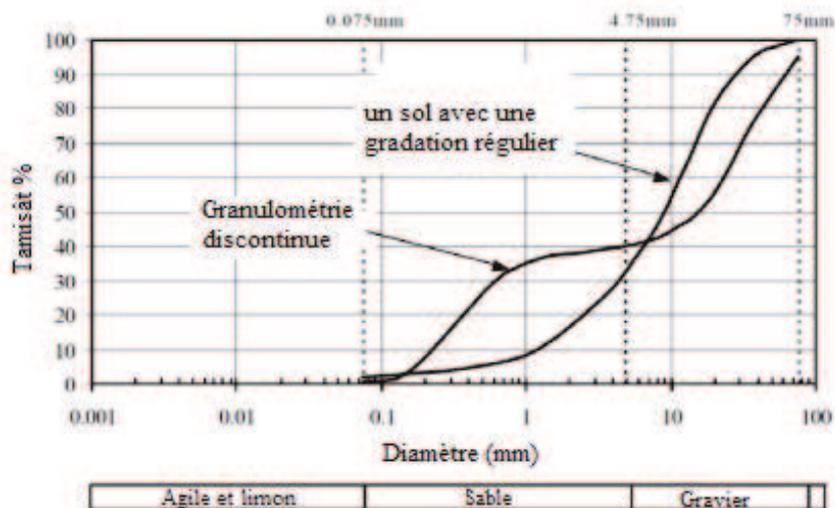


Figure 1- 3 Types de gradation des sols qui sont intérieurement instable et sensibles à la suffusion (Foster and Fell 2000)

La figure (1-3) présente deux exemples d'un sol gravelo-sableux qui sont considérés comme susceptibles à la suffusion. L'instabilité interne des sols est un phénomène qui se forme souvent dans les sols avec granulométrie concave vers le haut (les sols avec une large gamme de tailles de particules ; de graviers avec des sables, argiles et de limons) et en particulier quand le sol a une granulométrie discontinue (manque de particules de taille moyenne).

1.2.4 L'EFFET DES CONDITIONS HYDRAULIQUES SUR L'INITIATION

Pour les sols granulaires, il est important de savoir qu'il y a deux orientations du gradient hydraulique associé à l'infiltration qui peuvent provoquer l'érosion interne. Des gradients verticaux (dirigés vers le haut) sont des considérations potentielles des phénomènes de boulangerie et de renard. Ces gradients peuvent conduire à des conditions potentielles de l'initiation d'un mécanisme d'érosion interne. Des gradients horizontaux (internes) à travers un remblai ou sa fondation jouent un rôle important dans la probabilité que la suffusion interne s'initie et progresse. (Figure 1-4)

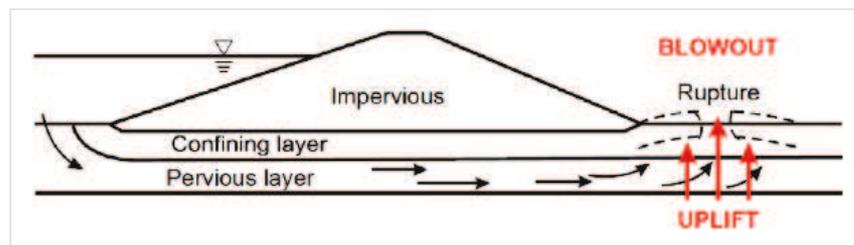


Figure 1- 4 Phénomène de la boulangerie ou du renard au pied d'un talus

L'équation traditionnelle qui peut être utilisée pour résoudre le gradient hydraulique ascendant (ou gradient critique de boulangerie) est le gradient hydraulique de Terzaghi (le rapport du poids volumique déjaugé du sol (γ') et du poids volumique de l'eau (γ_w)):

$$i_{ct} = \gamma' / \gamma_w \quad 1- 1$$

1.3 PRINCIPAUX CRITERES D'INITIATION DE LA SUFFUSION

1.3.1 CONCEPTS GENERAUX

En général, pour que l'érosion interne s'initie par suffusion, on peut identifier trois critères qui doivent être satisfaits:

- ✓ Critère 1 : la taille des particules fines de sol doit être inférieure à la taille des constriction entre les particules les plus grossières qui forment le squelette de base du sol;

✓ Critère 2 : dans un état initial du sol granulaire, la quantité de particules fines doit être inférieure à celle nécessaire pour remplir les vides du squelette du sol (Figure 1-5-a). Toutefois, le sol mal gradués avec des vides surchargés et le sol bien gradué (Figures 1-5-c) ne sont pas susceptibles à la suffusion (Figure 1-5-b).

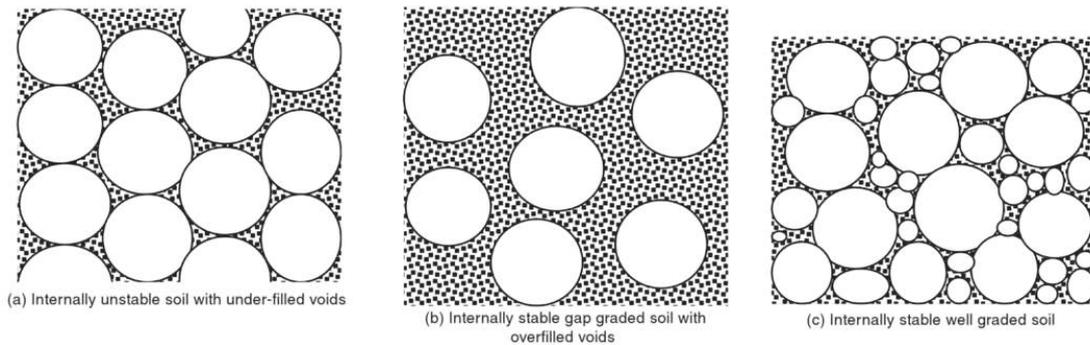


Figure 1- 5 Schéma de l'état interne stable et instable du sol

✓ Critère 3 : la vitesse d'écoulement de l'infiltration à travers la matrice du sol doit être suffisamment élevée pour déplacer les particules fines à travers les constriction entre les particules grossières.

Les deux premiers critères (dit critères géométriques) sont liés à la granulométrie d'un sol, tandis que le troisième critère (dit critère hydraulique) est lié à la force hydraulique provoquant le mouvement des particules fines de sol. Les sols qui satisfont au critère 1, mais qui ont trop de particules fines ne seront pas soumis à la suffusion, mais pourront être le lieu d'apparition du phénomène de « piping », avec la possibilité que les fines soient érodées (seulement les particules fines et pas les particules grossières) au moins au début du processus. Par ailleurs, plus tard dans le processus, la raréfaction des particules fines peut faire apparaître les conditions de la suffusion.

1.3.2 LA RUPTURE PAR SUFFUSION

La rupture par suffusion peut se produire par :

- La formation à l'aval de l'ouvrage d'une zone où la vitesse d'écoulement est suffisamment importante pour qu'elle soit à l'origine de glissements successifs, voire d'un déchaussement.
- L'entraînement des matériaux qui provoque un affaissement local de l'ouvrage et qui, dans certains cas de crues extrêmes, peut engendrer une surverse et provoquer la rupture de l'ouvrage.
- La formation d'une zone instable à l'aval de l'ouvrage, par augmentation des pressions interstitielles et création d'une zone de dépression. Cette zone

provoque alors un affaissement des couches supérieures. Le fontis qui en résulte peut alors atteindre la crête du barrage et on assiste à la formation d'une brèche.

1.3.3 DES CRITERES GRANULOMETRIQUE DE LA SUFFUSION

Dans la conception classique des ouvrages, les critères géométriques sont très importants. C'est pourquoi une évaluation de la probabilité de suffusion commence par une analyse granulométrique du sol testé. Les sols sensibles à la suffusion présentent une granulométrie discontinue et contiennent un pourcentage plus élevé de particules grossières comme il est indiqué dans la figure 1-3.

Selon Burenkova (1993), la stabilité interne d'un sol dépend des facteurs d'uniformité conditionnels (h' et h''), définis comme suit:

$$h' = d_{90} / d_{60} \quad 1- 2$$

$$h'' = d_{90} / d_{15} \quad 1- 3$$

Où les d_{15} , d_{60} , d_{90} sont les tailles de particules correspondant sur la courbe granulométrique respectivement aux 15, 60, et 90 % du poids total représentés par des particules de taille inférieure.

La figure (1-6) qui représente h' en fonction de $\log(h'')$ pour une large gamme de sols, nous montre qu'il est possible de définir des frontières séparant les sols instables et des sols stables. Selon Burenkova (1993), les zones I et III représentent les zones des compositions suffusives, la zone II représente une zone de compositions non suffusive et la Zone IV représente une zone de sols artificiels. Le champ pour les sols non-suffusifs (zone II) est décrite d'une façon approximative par l'inégalité suivante :

$$0.76 \log(h'') + 1 < h' < 1.86 \log(h'') + 1 \quad 1- 4$$

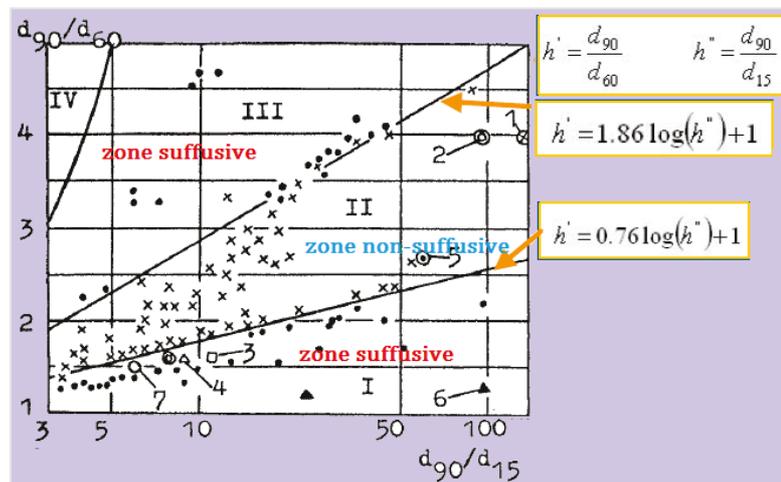


Figure 1- 6 La méthode de Burenkova (1993)

Kenney et Lau (1985) ont proposé une méthode pour transformer la courbe granulométrique en un diagramme F-H. Où ($F=F_{(D)}$) est le pourcentage en masse des grains de diamètre inférieur à un diamètre de grain particulier D (qui correspondent au point de la discontinuité de la courbe granulométrique du sol) et ($H=F_{(4D)}-F_{(D)}$) est le pourcentage en masse des grains avec des diamètres entre D et 4D.

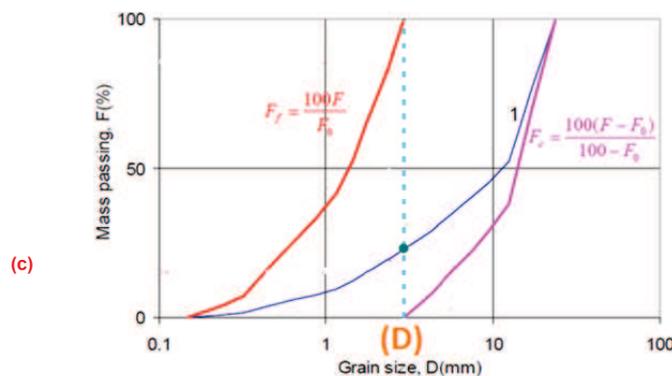
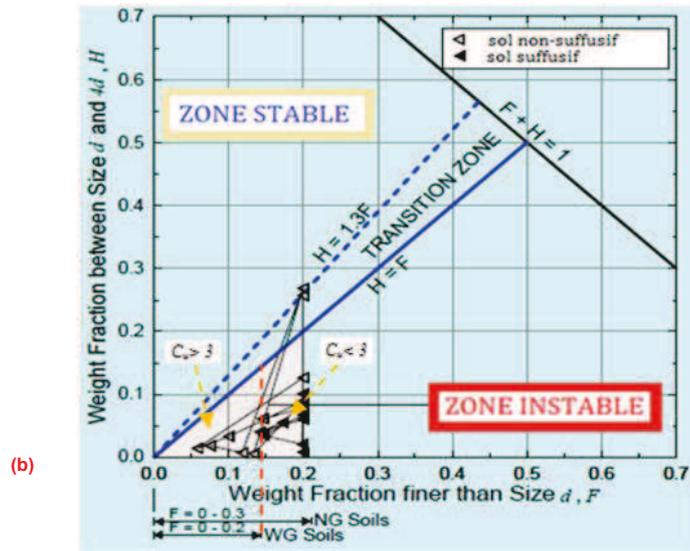
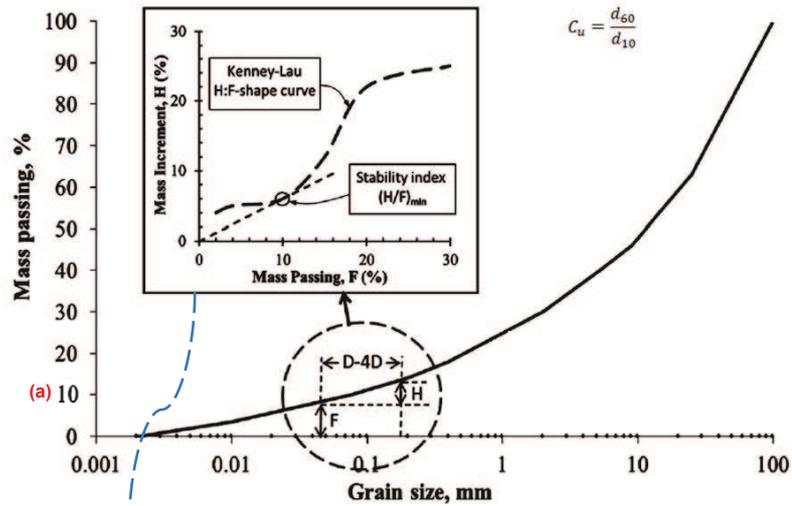


Figure 1- 7 La méthode de Kenney et Lau (1985)

Kezdi (1979) a divisé la courbe granulométrique d'un sol en deux parties : une partie fine et une partie grossière (figure 1-8), puis a évalué la stabilité interne par le critère de filtrage bien connu de Terzaghi appliquée aux deux distributions proposées:

$$d_{15,g} \leq 4 d_{85,f}$$

1- 5

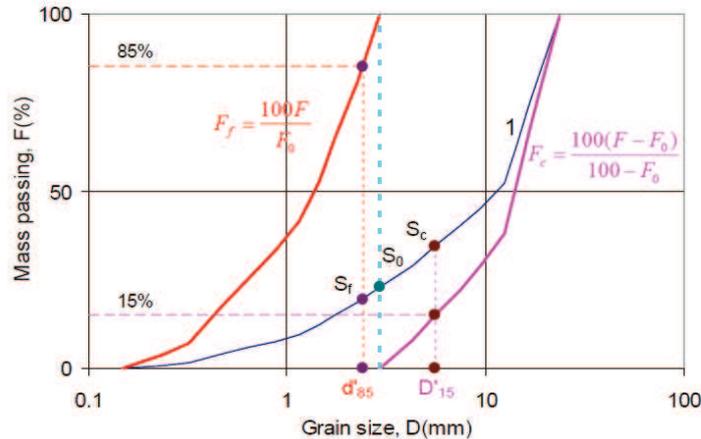


Figure 1- 8 Critère de Kezdi (1979)

avec $d_{15,g}$ = diamètre à 15% du tamisât de la partie grossière et $d_{85,f}$ = diamètre à 85% du tamisât de la partie fine.

Selon (Li 2008), le point de division (S_0) de la courbe granulométrique (illustré dans la figure (1-8)) est distingué suivi les trois cas :

- pour une granulométrie discontinue, ce point doit être le point à la valeur minimale de la plage discontinue ;
- pour une granulométrie étalée et continue, il doit être le point où le rapport H/F est minimal, c'est-à-dire le point où la quantité des particules filtrantes est le plus faible ;
- pour tous les autres sols, la division est faite en plusieurs endroits et on retient la valeur maximale du rapport $d_{15,g} / d_{85,f}$ pour la comparaison.

Kezdi émet alors l'hypothèse que le sol sera stable à la suffusion si le rapport $d_{15,g} / d_{85,f}$ est bien inférieur à 4 pour tout point arbitraire de la distribution granulométrique.

Li et Fannin (2008) comparent les critères de Kezdi et Kenney et Lau à partir d'essais présentés dans la littérature sur des sols sableux-graveleux. Ils montrent également que le coefficient de filtration de Kezdi peut être représenté par la valeur constante $H(d) = 15\%$ à n'importe quel point de la courbe granulométrique (Figure 1-9a). La synthèse de deux méthodes est présentée dans le plan de l'incrément massique en fonction du tamisât massique F (Figure 1-9b).

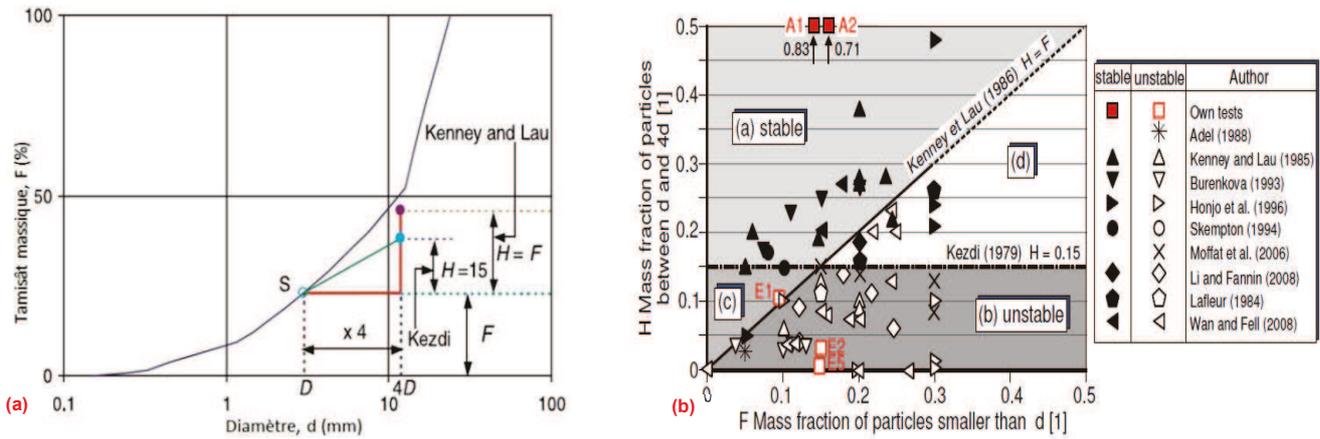


Figure 1- 9 Comparaison des critères de Kezdi (1979) et Lau et de Kenney (1985-1986)

Pour (Wan et Fell (2004), la figure (1-10) est proposée pour les sols limoneux, sableux, graveleux et pour un mélange argilo-limoneux-sable-gravier. La figure (1-11) est proposée pour les mélanges de sable et de gravier avec un contenu des fines $FC < 10\%$. Les contours de la figure (1-11) prédisent des probabilités plus élevées de l'instabilité interne que celles dans la figure (1-10). Les probabilités de l'instabilité interne dans la figure (1-10) sont estimées pour les sols ayant un $FC \geq 10\%$ et celles dans la figure (1-11) sont proposées pour les sols avec un $FC < 10\%$. Les équations sont les suivantes :

$$P = e^Z / (1 + e^Z) \quad 1- 6$$

Pour le limon, le sable et le gravier et le mélanges argilo-limoneux-sable-gravier avec un $FC \geq 10\%$,

$$Z = 2,378 \cdot \log(h'') - 3,648(h') + 3,701 \quad 1- 7$$

Pour les mélanges de sable et de gravier avec un $FC < 10\%$,

$$Z = 3,875 \cdot \log(h'') - 3,591(h') + 2,436 \quad 1- 8$$

En revanche, il faut noter que les probabilités (les contours en rouge, figures (1-10) et (1-11)) ne devraient pas être utilisées directement dans une évaluation des risques, mais plutôt utilisées pour aider à développer une liste provisoire de facteurs d'instabilité interne potentielle selon le contenu des fines dans le sol.

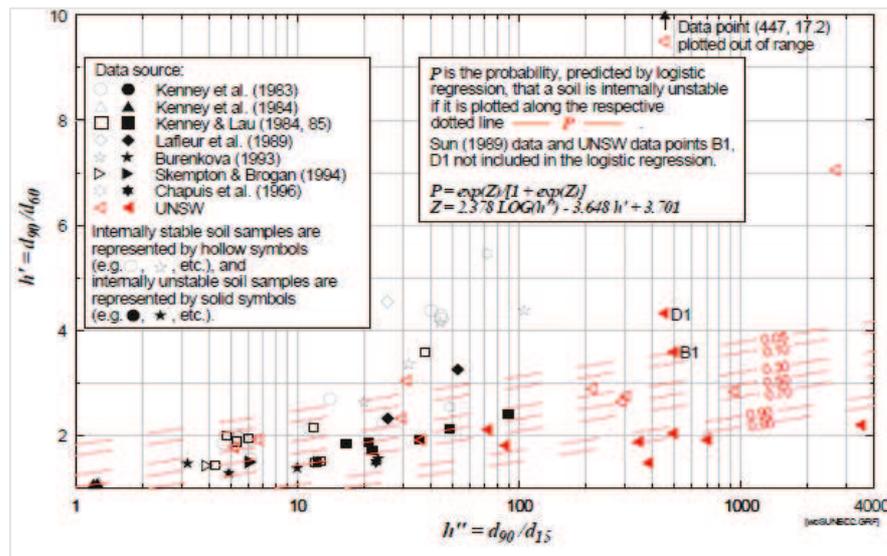


Figure 1- 10 Probabilité d'instabilité interne (FC ≥ 10 %) (Wan et Fell 2004)

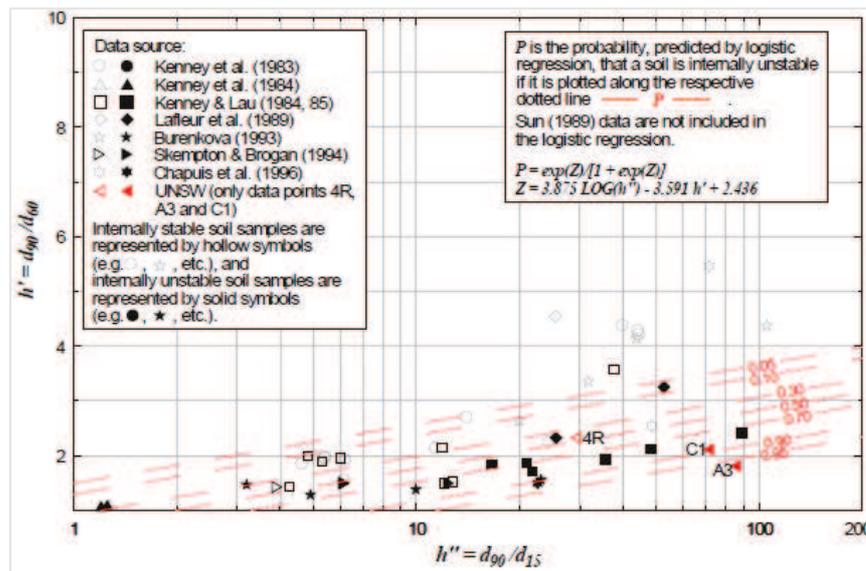


Figure 1- 11 Probabilité d'instabilité interne (FC < 10 %) (Wan et Fell 2004)

1.3.4 DES CRITERES HYDRAULIQUES DE LA SUFFUSION

L'action de l'écoulement hydraulique sur les grains est souvent décrite suivant trois approches distinctes : le gradient hydraulique, la vitesse de l'écoulement et la contrainte de cisaillement critique. Les valeurs critiques de ces trois grandeurs peuvent alors être utilisées pour caractériser l'initiation de la suffusion (Bonelli 2012).

➤ GRADIENT HYDRAULIQUE CRITIQUE :

Sous l'action d'un écoulement d'eau ascendant, la contrainte effective dans un volume de sol peut s'annuler lorsque le gradient hydraulique atteint la valeur critique (i_{ct}) définie par Terzaghi (1939) (gradient critique de boulangerie). Ce gradient s'exprime comme le

rapport du poids volumique déjaugé (γ') et du poids volumique de l'eau (γ_w) déjà rappelé dans l'équation (1-1)

Lors de leurs essais réalisés sur des mélanges de sable et gravier avec un écoulement ascendant, Skempton et Brogan (1994) ont constaté que la valeur du gradient critique d'initiation de la suffusion (i_{ch}) peut être de l'ordre du tiers ou du cinquième de la valeur du gradient critique par le fait que la majeure partie de la contrainte effective est supportée par le squelette granulaire constitué des graviers. Ils proposent d'exprimer le gradient critique de suffusion du sable (i_c) sous la forme :

$$i_c - i_{ch} = \alpha i_{ct} \quad 1-9$$

α est un facteur de réduction de la contrainte effective, inférieur à 1.

Monnet (1998) a utilisé les résultats de ces mêmes essais pour déterminer une méthode d'évaluation du gradient hydraulique de suffusion. Illustrée par la figure (1-12), cette méthode consiste à comparer la conductivité hydraulique (K) du matériau avec la valeur $0,01.(d_{15})^2$. Si $K < 0,01.(d_{15})^2$, alors l'instabilité se fera par boulangage et si $K > 0,01.(d_{15})^2$ l'instabilité se produira par suffusion avec un gradient critique estimé par :

$$i_{ch} = 0,01. (d_{15})^2 / k. i_c \quad 1-10$$

Avec d_{15} est le diamètre à 15% du tamisât et k est la perméabilité du sol (m^2) et le gradient critique de suffusion du sable (i_c).

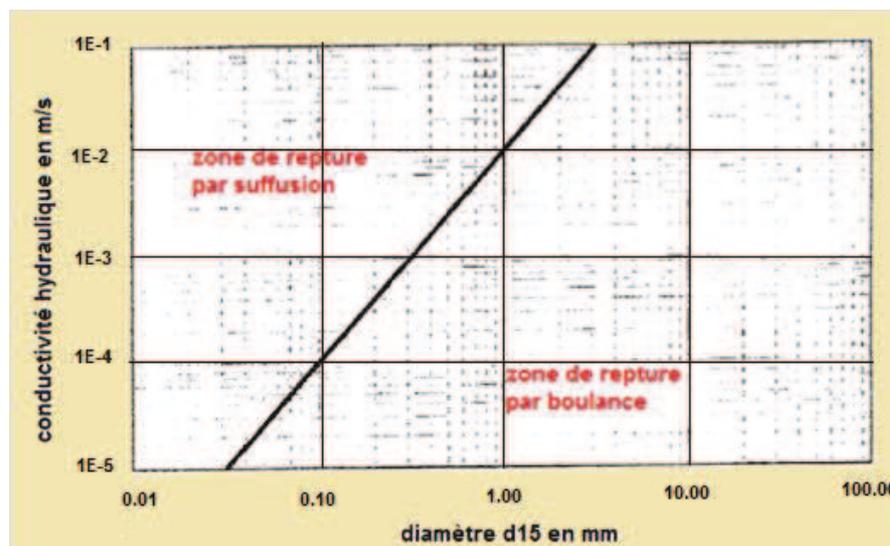


Figure 1- 12 La méthode de Monnet (1998)

Nguyen (2013), dans le cadre de sa thèse, a également proposé un critère d'évaluation de l'érosion interne par suffusion. La formule suivante permet de déterminer le gradient critique en fonction du rapport $(H/F)_{min}$:

$$i_{cr} = \frac{e^{10x-13} + 0,25}{e^{10x-13} + 1} \quad 1- 11$$

Où (x) représente le rapport $(H/F)_{\min}$. H et F étant définis comme dans la méthode Kenney et Lau (1985).

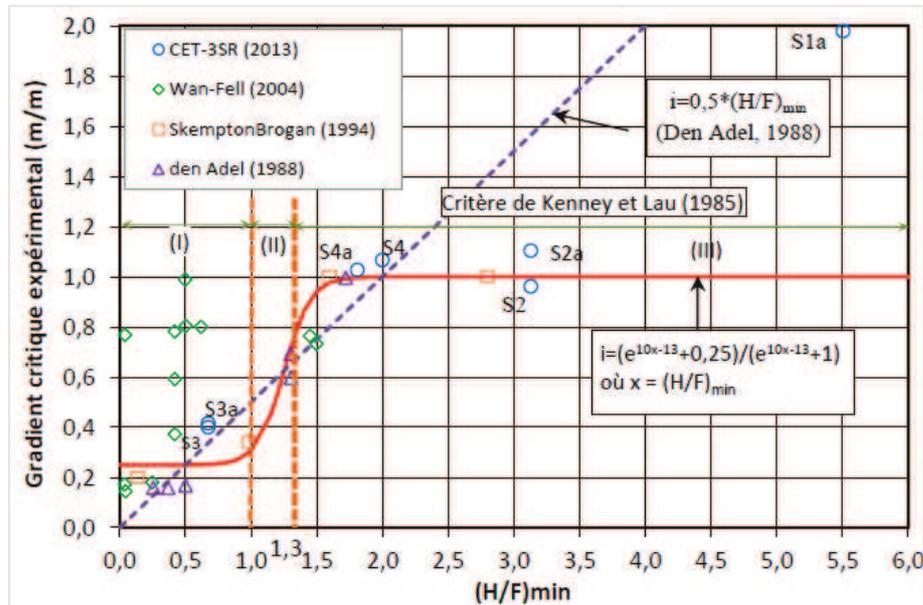


Figure 1- 13 Gradient critique en fonction du rapport $(H/F)_{\min}$ (Nguyen 2013)

Dans la figure (1-13), la relation entre le gradient critique d'érosion et le rapport $(H/F)_{\min}$ est présentée. Cette relation est établie sur les résultats des essais de l'essai d'érosion transverse (CET) et ceux des essais de la littérature. En effet, cette courbe permet de distinguer trois zones différentes selon Kenney et Lau (1985) : (I) zone instable avec $(H/F)_{\min} < 1$; (II) zone transition $1 \leq (H/F)_{\min} \leq 1,3$; (III) zone instable $(H/F)_{\min} > 1,3$. En utilisant l'essai (CET), Nguyen (2013) a constaté que, pour la zone (I), l'influence granulométrique est aussi importante (le sol est érodé sous un gradient faible, de l'ordre de 0,25m/m). Pour la zone (III), il a trouvé que le sol est stable sous l'influence granulométrique, cependant avec un gradient plus important, de l'ordre du gradient critique de Terzaghi (i_{ct}), le sol devient instable. Pour la zone (II), les influences granulométriques et hydrauliques sont prises en compte pour la susceptibilité à l'érosion du sol.

➤ LA VITESSE DE L'ÉCOULEMENT :

Afin de prendre en compte la variabilité spatiale et l'anisotropie de la conductivité hydraulique, Perzlsmaier (2007) préconise l'utilisation de la vitesse moyenne de pore pour caractériser précisément la sollicitation hydraulique. La vitesse moyenne de pore

s'exprime par le rapport de la vitesse de Darcy et de la porosité multipliée par la tortuosité.

La loi de Darcy est très utilisée : c'est une loi linéaire à un seul paramètre. Cependant, elle présente des limites comme il est indiqué dans la figure (1-14). D'une part, à grande vitesse, on observe une perte de la linéarité car l'écoulement devient turbulent (nombre de Reynolds $Re \leq 10$), et d'autre part, dans le domaine des faibles vitesses on observe qu'il faut un gradient d'initiation pour atteindre le domaine de Darcy (Holeyman, 2012).

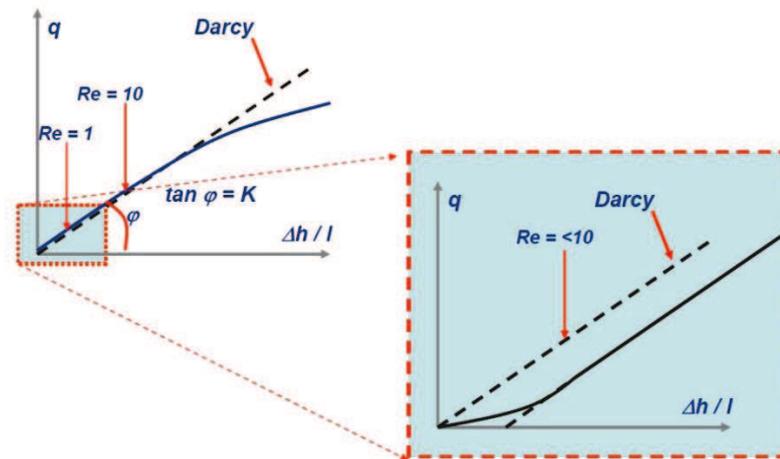


Figure 1- 14 Les limites de la loi de Darcy (Holeyman, 2012)

A partir de plusieurs approches théoriques développées dans la littérature, Perzlsmaier (2007) a calculé la valeur critique de la vitesse moyenne des pores en fonction de la taille des particules de sol pulvérulent. Il conclut que pour les particules de taille supérieure à 0,1 mm la vitesse critique de pore augmente avec la taille des particules, et que pour les particules de diamètre inférieur à 0,1 mm la vitesse critique est de l'ordre de 10^{-3} m/s.

Pour certains essais utilisés dans la détermination de la vitesse critique, il convient de noter que l'initiation de la suffusion a été détectée visuellement. Dans le cas de détachement de matériaux limoneux ou argileux, il n'est pas exclu que cette observation ne soit pas suffisamment précise et qu'en conséquence la valeur 10^{-3} m/s soit surestimée.

➤ CONTRAINTE DE CISAILLEMENT CRITIQUE

Reddi et al. (2000) exprime la contrainte de cisaillement générée par un écoulement hydraulique dans un tube de longueur L' et de rayon r par l'équation :

$$\tau = \frac{\Delta P r}{L' 2} \quad 1- 12$$

Où ΔP est la différence de pression le long du tube. Pour généraliser cette approche à l'étude des sols, Khilar et al. (1985) modélisent les sols par un réseau de tubes capillaires de rayon constant. La perméabilité intrinsèque k du système de tubes peut s'exprimer par la relation empirique suivante:

$$k = n \frac{r^2}{8} \quad 1-13$$

Où n est la porosité du sol. En substituant r par k dans l'expression de la contrainte de cisaillement, Reddi et al. (2000) aboutissent à l'expression :

$$\tau = 1.414 \frac{\Delta P}{L} \sqrt{\frac{k}{n}} \quad 1-14$$

L'hypothèse que la sollicitation hydraulique responsable de la suffusion soit essentiellement un cisaillement, nous amène à comparer le taux de la masse érodée par suffusion avec la contrainte de cisaillement hydraulique. A l'aide de l'équation (1-13) et par extrapolation de la courbe du taux d'érosion en fonction de la contrainte de cisaillement, la valeur critique de contrainte de cisaillement hydraulique a été évaluée pour des mélanges de sable et de kaolinite consolidés sous une pression de confinement isotrope de 100kPa (Bendahmane et al. 2008). En fonction du pourcentage d'argile, la valeur de la contrainte critique est respectivement : 0,13 Pa, 0,23 Pa et 0,32 Pa pour 10%, 20% et 30% de kaolinite (Figure 1-15).

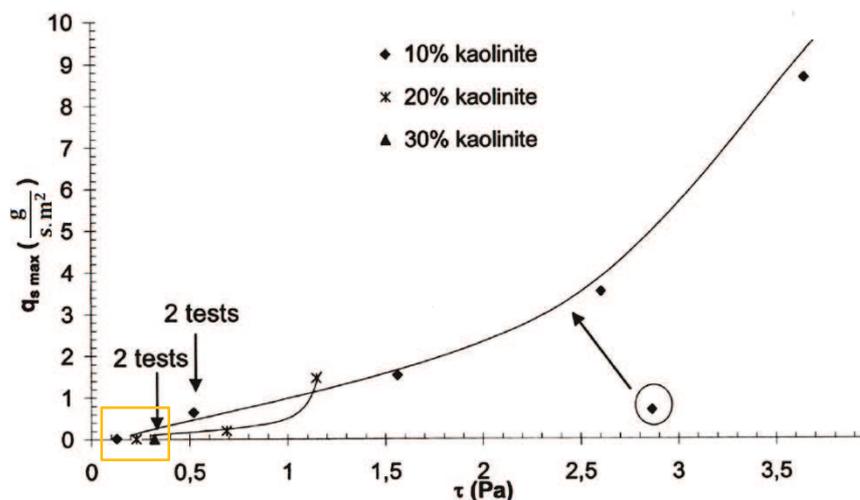


Figure 1- 15 Taux maximal d'érosion en fonction de la contrainte de cisaillement hydraulique et la teneur en argile ($\sigma = 100$ kPa) (Bendahmane et al. 2008)

1.3.5 CRITERES DE L'EXISTENCE D'UN FILTRE ET DU PHENOMENE DE COLMATAGE

L'objectif du filtre est d'empêcher la migration des particules, mais il ne doit pas freiner l'écoulement. Deux critères sont suffisants pour un filtre granulaire : le critère de perméabilité et le critère de rétention.

Plusieurs méthodes empiriques permettent de déterminer l'ouverture du filtre. La méthode de Giroud (2010) et celle de Lafleur (1999) seront citées.

➤ **GIROUD (2010)**

Selon Giroud (2010), soit pour un filtre en géotextile soit pour un filtre granulaire, le critère de rétention dépend de la densité du sol, de la courbe granulométrique du sol et notamment du coefficient modifié d'uniformité C'_u (coefficient de l'uniformité linéaire). La densité du sol sera exprimée en utilisant l'indice de densité, I_D , appelé "densité relative", défini comme suit:

$$I_D = \frac{e_{max} - e}{e_{max} - e_{min}} \quad 1- 15$$

Où e_{max} est l'indice des vides maximal, e est l'indice de vide du sol et e_{min} est l'indice des vides minimal. Les deux e_{min} et e_{max} sont mesurées en utilisant une procédure conventionnelle. La définition du coefficient d'uniformité est bien connue:

$$C_u = \frac{d_{60}}{d_{10}} \quad 1- 16$$

D'après les analyses effectuées pour le développement du critère de rétention, Giroud (2010) a proposé un coefficient de l'uniformité linéaire C'_u afin d'être utilisé dans les équations de rétention au lieu du coefficient d'uniformité (C_u). Le coefficient de l'uniformité linéaire est basé sur une ligne droite qui suit la partie centrale de la courbe granulométrique (Figures 1-16).

Le coefficient de l'uniformité linéaire C'_u est défini par:

$$C'_u = \frac{d'_{60}}{d'_{10}} \quad 1- 17$$

Par ailleurs, les équations pour le critère de rétention sont les suivantes :

1- Pour $C'_u \leq 3$:

$$O_F \leq (C'_u)^{0,3} d'_{85} \text{ pour une densité faible} \quad 1- 18$$

$$O_F \leq 1.5(C'_u)^{0,3} d'_{85} \text{ pour une densité moyenne} \quad 1-19$$

$$O_F \leq 2(C'_u)^{0,3} d'_{85} \text{ pour une densité forte} \quad 1-20$$

2- Pour $C'_u \geq 3$:

$$O_F \leq \frac{9d'_{85}}{(C'_u)^{1,7}} \text{ pour une densité faible} \quad 1-21$$

$$O_F \leq \frac{13,5d'_{85}}{(C'_u)^{1,7}} \text{ pour une densité moyenne} \quad 1-22$$

$$O_F \leq \frac{18d'_{85}}{(C'_u)^{1,7}} \text{ pour une densité forte} \quad 1-23$$

Les équations pour le critère de rétention proposé sont représentées dans les figures (1-16) et (1-17) avec le critère de rétention de Terzaghi, exprimé en fonction de l'ouverture de filtre O_F (diamètre d'ouverture de filtration du géotextile). d'_{85} est le diamètre du tamisât à 85% de la méthode du coefficient d'uniformité linéaire.

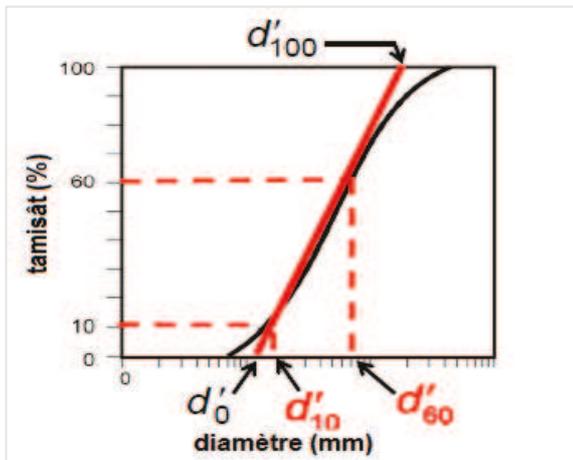


Figure 1- 16 La méthode du coefficient de l'uniformité linéaire Giroud (2010)

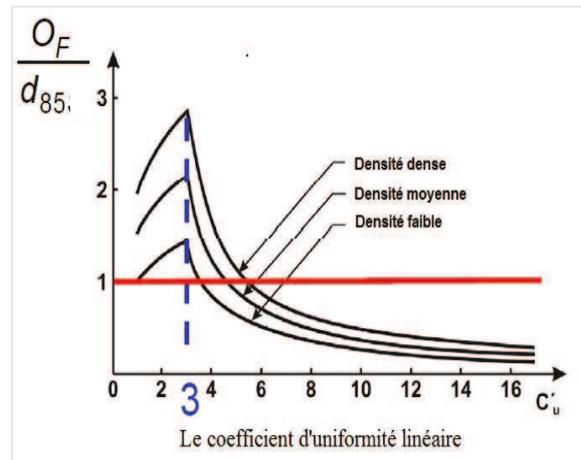


Figure 1- 17 Le critère de rétention d'un filtre en géotextile (Giroud 2010)

Les trois courbes représentent le critère de rétention proposé. La ligne horizontale représente le critère de rétention de Terzaghi adapté aux filtres géotextiles.

➤ **LAFLEUR (1999)**

D'après Lafleur, le critère de rétention est déterminé en se basant sur le coefficient de rétention R_R , défini comme le rapport entre le diamètre des pores du filtre O_F (mm) et un diamètre indicatif des particules du sol d_I (mm) :

$$R_R = O_F/d_I$$

1- 24

Pour un filtre granulaire, d'après Terzaghi (1939), O_F est une fonction de la distribution granulométrique, de la densité relative et de la forme des particules du sol, l'ouverture équivalente du filtre est alors liée au diamètre $d_{15,g}$ du sol (diamètre à 15% du tamisât de la partie grossière) dans le cas d'un filtre de sol granulaire :

$$O_F = d_{15,g}/5$$

1- 25

La stabilité interne est assurée si le rapport entre le diamètre du tamisât à 85% (d_{85}) (le diamètre indicatif dans ce cas) et le diamètre de l'ouverture du filtre granulaire (O_F) est bien inférieur à 4.

Dans le cas d'un filtre en géotextile, Lafleur (1999) donne plusieurs valeurs du diamètre d_I en fonction du coefficient d'uniformité C_u , avec un sol d'une granulométrie et d'une stabilité interne selon les critères de Kenney et Lau (1985). En fonction de la valeur du coefficient de rétention (R_R), trois mécanismes de filtration sont décrits pour les sols continus (Figure 1-18) :

- 1.1.1 La suffusion si $R_R \gg 1$;
- 1.2.1 L'auto-filtration si $R_R \approx 1$;
- 1.3.1 Le colmatage si $R_R \ll 1$.

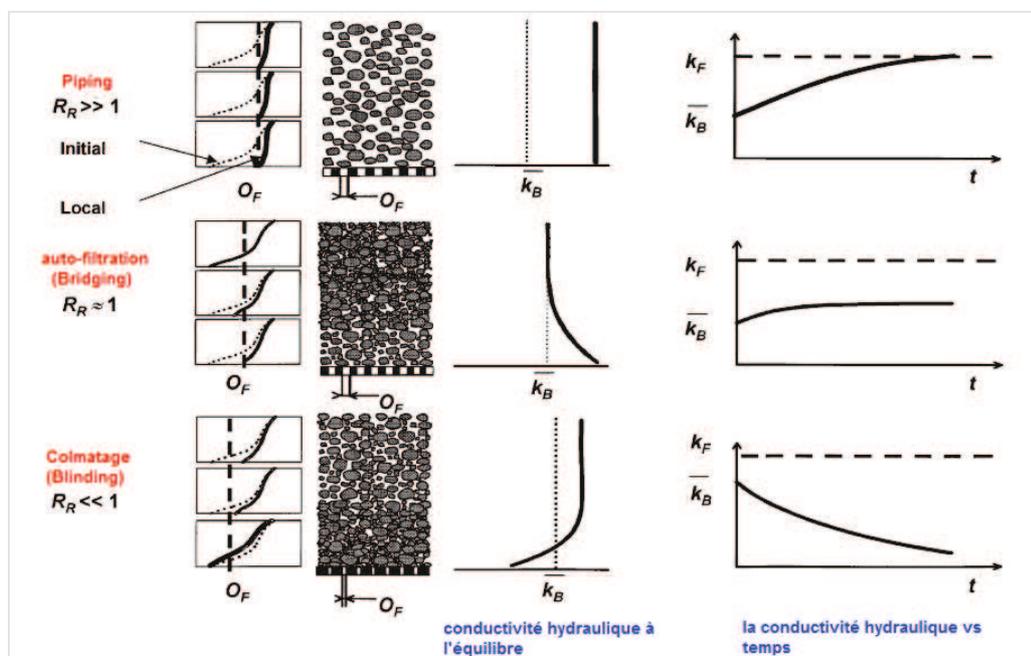


Figure 1- 18 Le changement de structure de pores durant le processus de filtration (Lafleur 1999)

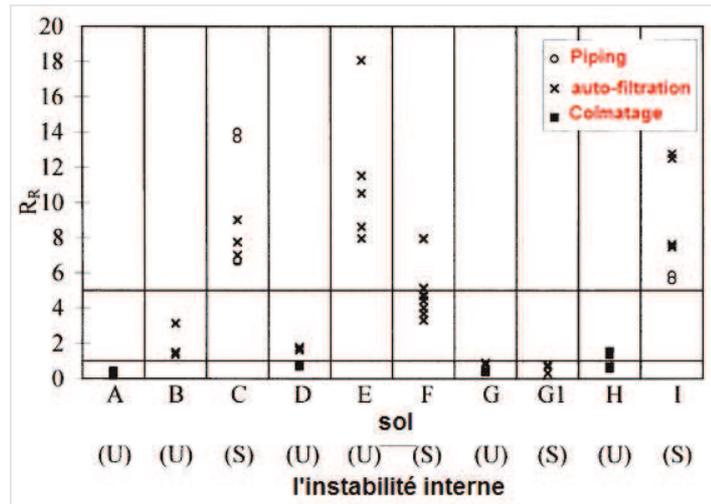


Figure 1- 19 Taux de rétention en fonction de l'instabilité interne du sol (Lafleur 1999)

La figure (1-19) suggère que pour obtenir un filtre acceptable, il faut :

- Pour un sol stable (selon Kenney et Lau 1985) : $O_F/d_1 < 1$
- Pour un sol instable (selon Kenney et Lau 1985) : $1 < O_F/d_1 < 5$

1.4 CRITERE D'INITIATION PAR APPROCHE GEO-HYDRO-MECANIQUE

L'approche proposée par Li (2008) peut se décomposer en deux étapes : la première consiste à évaluer la potentialité de l'initiation de la suffusion à l'aide d'un critère géométrique. La deuxième étape a pour objectif d'évaluer la capacité de la sollicitation hydraulique à déclencher la suffusion en prenant en compte la contrainte effective.

1.4.1 CRITERE GEOMETRIQUE

Li (2008) préconise de choisir le point de division au niveau de la discontinuité dans le cas d'une courbe granulométrique discontinue et au niveau de la valeur minimale du rapport (H/F) (à partir du critère de Kenney et Lau 1985) (figure- 1-7-a). Dans le cas d'un sol à granulométrie continue, la fraction fine est identifiée (la valeur de F ne peut d'ailleurs pas dépasser 35% sinon la fraction grossière flotte au sein de la fraction fine (figure 1-5).

1.4.2 CRITERE HYDRO-MECANIQUE

Skempton et Brogan (1994) ont rapporté les résultats d'essais sur des sols gravelo-sableux avec une granulométrie discontinue. Ils ont constaté que, pour un sol gravelo-sableux instable, l'instabilité interne des grains de sable a eu lieu pour des gradients

hydrauliques entre un tiers et un cinquième du gradient théorique d'un matériau granulaire uniforme de la même porosité, où :

$$i_{cr} = \alpha \cdot i_c \quad 1- 26$$

Où i_{cr} est le gradient critique d'un sol instable et i_c est le gradient d'un sol stable contre la suffusion et α un paramètre constant de la réduction de la contrainte effective.

En se basant sur le concept de réduction de la contrainte effective (équation 1-26), Li (2008) propose un concept d'enveloppe hydromécanique qui dépend de la contrainte effective, ce concept s'exprime par :

$$i = \frac{\alpha}{1-0,5\alpha} \left(\bar{\sigma}'_{vm} + 0,5 \frac{\gamma'}{\gamma_w} \right), \quad \bar{\sigma}'_{vm} = \frac{\sigma'_{vm}}{\gamma_w \Delta z}, \quad \sigma'_{vm} = \frac{1}{2} (\sigma'_{t0} + \sigma'_{b0}) \quad 1- 27$$

Où $\bar{\sigma}'_{vm}$ est la contrainte effective dans la partie grossière, Δz est la hauteur de la couche de sol, σ'_{t0} est la contrainte effective à la tête de la couche de sol, σ'_{b0} est la contrainte effective à la base de la couche de sol.

La recherche de corrélation effectuée par Li (2008) entre α et trois indices géométriques ($(H/F)_{min}$, d'_{15}/d'_{85} , d'_{85}/d_0) aboutit à la proposition d'une corrélation linéaire de α en fonction du rapport d'_{85}/d_0 où d_0 est le diamètre du tube capillaire moyen de la fraction grossière. Ainsi les équations (1-27) permettent de déterminer le gradient hydraulique critique et, par comparaison avec le gradient hydraulique appliqué dans l'expérimentation, de prédire l'initiation de la suffusion.

1.5 ESSAI D'EROSION TRANSVERSE

Cette partie présente des résultats d'études expérimentales dont les objectifs étaient d'améliorer les connaissances et de mieux cerner la dynamique de l'érosion interne par suffusion qui affecte les ouvrages hydrauliques en terre.

Au sein de sa thèse, Nguyen (2013) a réalisé plusieurs essais sur différents types de sols granulaires avec des fines en utilisant un essai développé au laboratoire 3SR de l'Université de Grenoble nommé Essai d'Erosion Transverse ou en anglais Cross Erosion Test (CET). L'objectif principal de cet essai est de caractériser la susceptibilité d'un sol à l'érosion interne (Monnet et al. 2011) (Monnet et al. 2012) (Monnet et al. 2013) (Nguyen et al. 2013).

➤ MATERIAUX

La figure (1-20) montre les courbes granulométriques des sols utilisés pour le test.

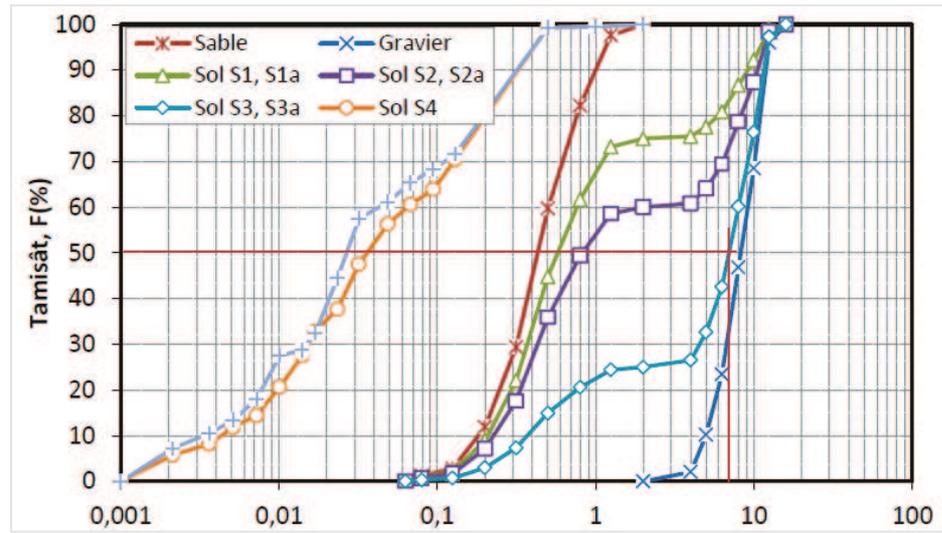


Figure 1- 20 Courbes granulométriques des sols testés

Les caractéristiques granulométriques des sols testés, sont présentés dans le tableau (1-2) ci-dessous.

Tableau 1- 2 Les sols testés- Nguyen (2013)

Nom du sol	Type du sol	Rapport (H/F) _{min} (Kezdi (1979))	Rapport de filtre (d _{15,g} /d _{85,f}) (Kenney et Lau (1985))	Coefficient d'uniformité C _u
S1 et S1-a	sablo-gravier (75% sable et 25% gravier)	5,5	2,5	3,69
S2 et S2-a	sablo-gravier (60% sable et 40% gravier)	3,13	1,6	15,5
S3 et S3-a	gravelo-sableux (25% sable et 75% gravier)	0,67	6,21	21
S4 et S4-a	limon de l'Isère	2	4,79	14,85

Où $d_{15,g}$ = diamètre à 15% du tamisât de la partie grossière et $d_{85,f}$ = diamètre à 85% du tamisât de la partie fine. De manière plus précise, le sol S3 constitué de 25% sable et 75% gravier présente une porosité n pour le sol initial saturé de 0,356 et le sol S4 est un sol naturel et correspond à du limon de l'Isère avec une granulométrie continue, la porosité n après la saturation du matériau est de 0,37.

➤ DISPOSITIF CROSS EROSION TEST (NGUYEN 2013)

Pour que le modèle réduit soit plus proche physiquement de ce qui a lieu lors de l'écoulement dans une digue, a été développé au laboratoire 3SR un dispositif qui comporte deux forages (un forage d'injection d'eau d'un côté et un deuxième qui permet d'aspirer de l'eau à l'aide d'une pompe de l'autre côté) pour réaliser un essai d'érosion interne de type « suffusion » dans un sol saturé. Les figures (1-21) et (1-22) montrent le

dispositif expérimental de l'essai d'érosion Transverse (Plé et al. 2012), (Nguyen et al. 2013), (Monnet et al. 2011), (Monnet et al. 2012).

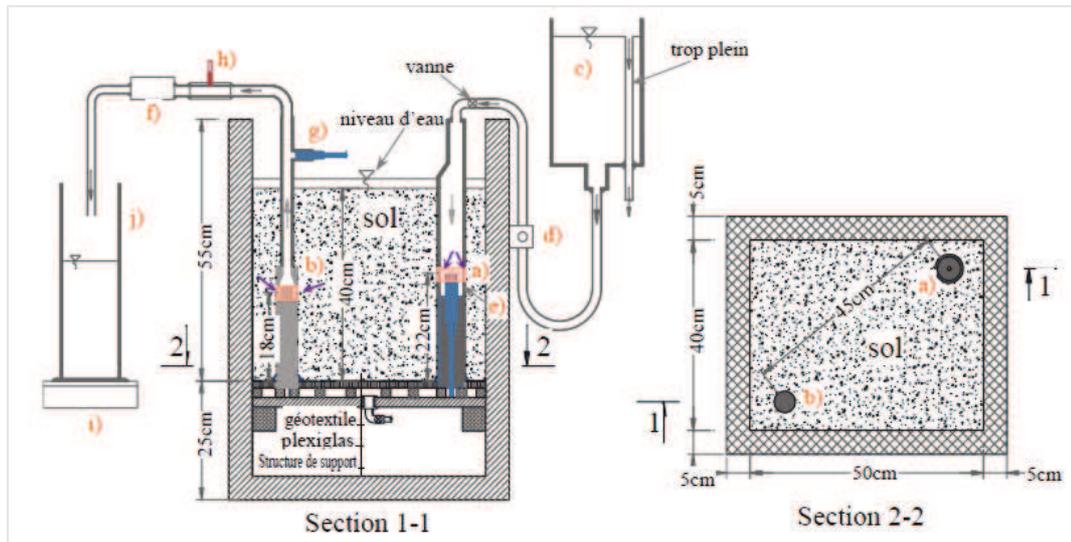


Figure 1- 21 Schéma de L'essai d'érosion transverse

L'expérience (CET) permet de régler la valeur du gradient hydraulique entre l'injection et le pompage.

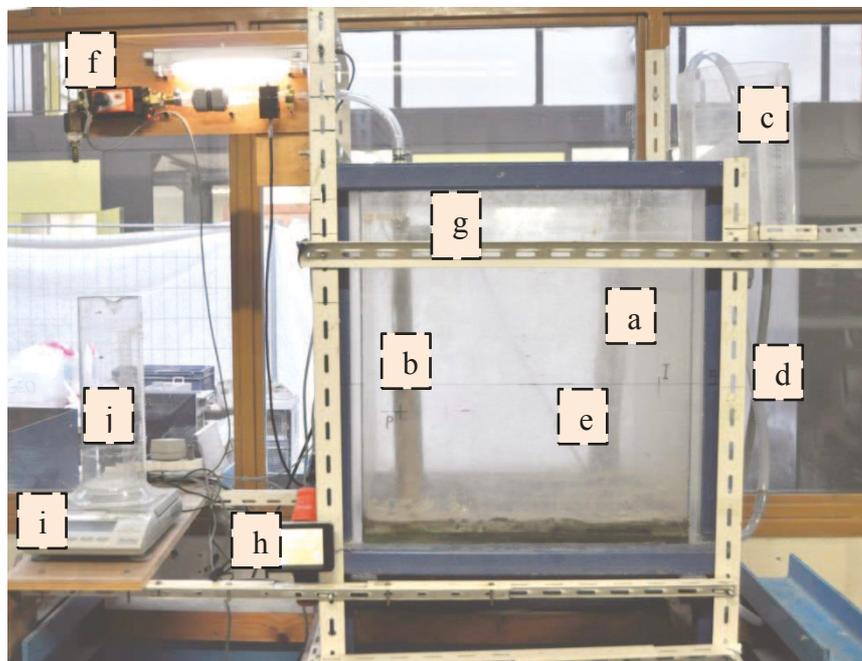


Figure 1- 22 L'essai d'érosion transverse. a) tube d'injection ; b) la pompe ; c) réservoir à niveau constant ; d) débit entrant ; e) capteur de pression d'injection ; f) débit sortant ; g) capteur pression de sortie ; h) micro-caméra ; i) balance de précision ; j) éprouvette

Ce dispositif permet de reproduire les phénomènes de suffusion suspectés dans les milieux naturels sous écoulement permanent. Pour cela, le gradient hydraulique doit être inférieur au gradient critique (Skempton et Brogan 1994). Le gradient critique peut-être estimé à partir du gradient critique Terzaghi. La valeur du gradient critique est comprise entre 0,9 à 1,2. La différence de charge hydraulique minimale (uniquement avec de l'eau dans la cuve) est de 0,4m (correspondant à la valeur minimale de la fréquence d'alimentation de la pompe à 25 Hz). Comme il est indiqué dans la figure (1-21), on a choisi une distance entre les deux forages de 0,45m car cette valeur permet d'imposer un gradient hydraulique de 0,89 qui est inférieur au gradient critique de Terzaghi 1,09 m/m.

➤ RESULTATS OBTENUS

Deux types de sol seront considérés pour l'évaluation de capacité du modèle proposé et la calibration des paramètres de chaque sol: le sol gravelo-sableux (noté S3) et le sol limoneux de l'Isère (noté S4 et S4-a).

Pour l'essai sur le sol S3, la charge d'injection est gardée à un niveau constant égal à 0,42m. La fréquence de la pompe varie entre 25Hz et 51Hz. La suffusion est détectée avec la caméra dès que le gradient hydraulique atteint une valeur de 0,41m/m pour la fréquence de 27Hz. Cette valeur est inférieure au gradient critique de Terzaghi (1,09 m/m) (figure 1-23 et 1-24). Pourtant, les sols stables qui ne sont pas susceptibles à suffusion peuvent être érodables à un gradient hydraulique supérieur au gradient hydraulique de Terzaghi (Skempton et Brogan 1994), (Plé et al. 2012).

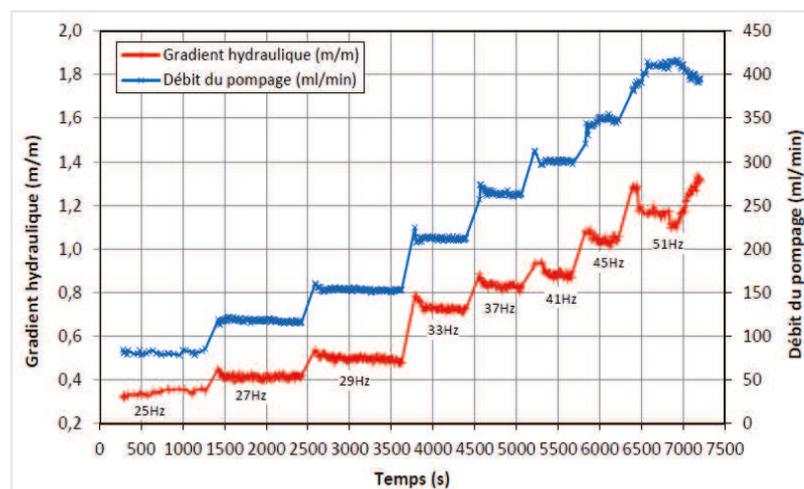


Figure 1- 23 Gradient hydraulique et débit de pompage en fonction du temps – S3- (Nguyen 2013)

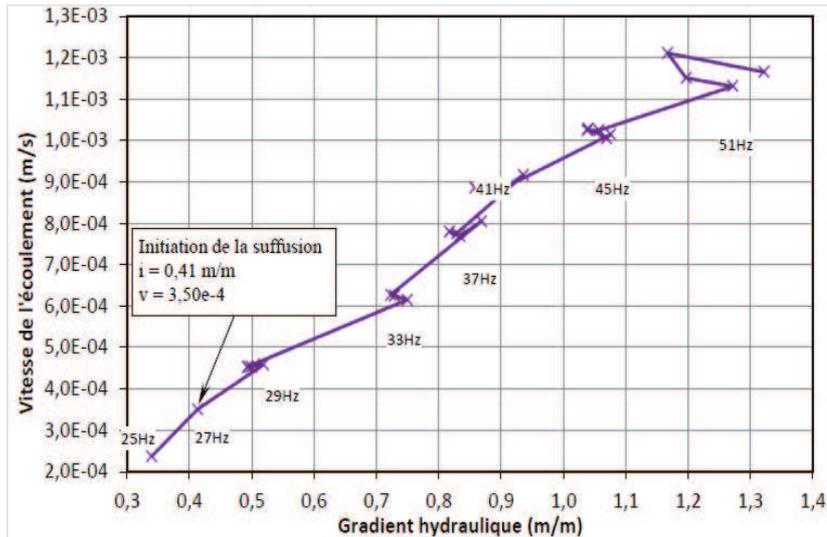


Figure 1- 24 Vitesse de l'écoulement en fonction du gradient hydraulique – S3- (Nguyen 2013)

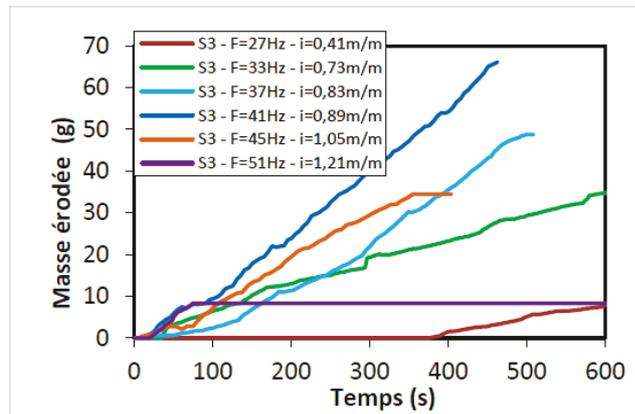


Figure 1- 25 Evolution de la masse érodée en fonction du temps (S3)- (Nguyen 2013)

Sur la figure (1-25), la masse cumulée des particules érodées en sortie était estimée par un calcul à partir de la mesure de masse par la balance.

En effet, la formule de calcul pour la masse cumulée est la suivante :

$$M_{cumulée} = (M_i - M_0) - \rho \cdot V \quad 1- 28$$

Avec M_i la masse mesurée sur la balance pour $t=i(s)$, M_0 la masse pour $t=0 s$, V le volume et ρ la masse volumique qui peut être prise à 1000 kg/m^3 ou 1000 g/l .

L'incertitude sur la $M_{cumulée}$ est en effet proportionnelle au temps conduit à :

$$\Delta M_{cumulée} = \Delta M_0 + \Delta M_i + (\Delta V) \cdot \rho \quad 1- 29$$

D'ailleurs, la masse (eau + particules) est déterminée par la balance à 0.01 g d'incertitude et le volume est déterminé à partir de la mesure sur le débitmètre de l'eau aspirée. Son incertitude est de 2% de la plage de mesure.

Pour l'essai effectué sur les sols S4 et S4-a, la charge d'injection est conservée à un niveau constant égal à 0.52m. La fréquence de la pompe varie entre 25Hz et 41Hz. Pour ces sols, la suffusion est détectée pour un gradient hydraulique de 1.06m/m et de 1.04m/m correspondant aux fréquences de 33Hz et 35Hz, respectivement. Ces valeurs sont supérieures au gradient critique de Terzaghi ($i_{cr}=1.001\text{m/m}$) (figures 1-26, 1-27).

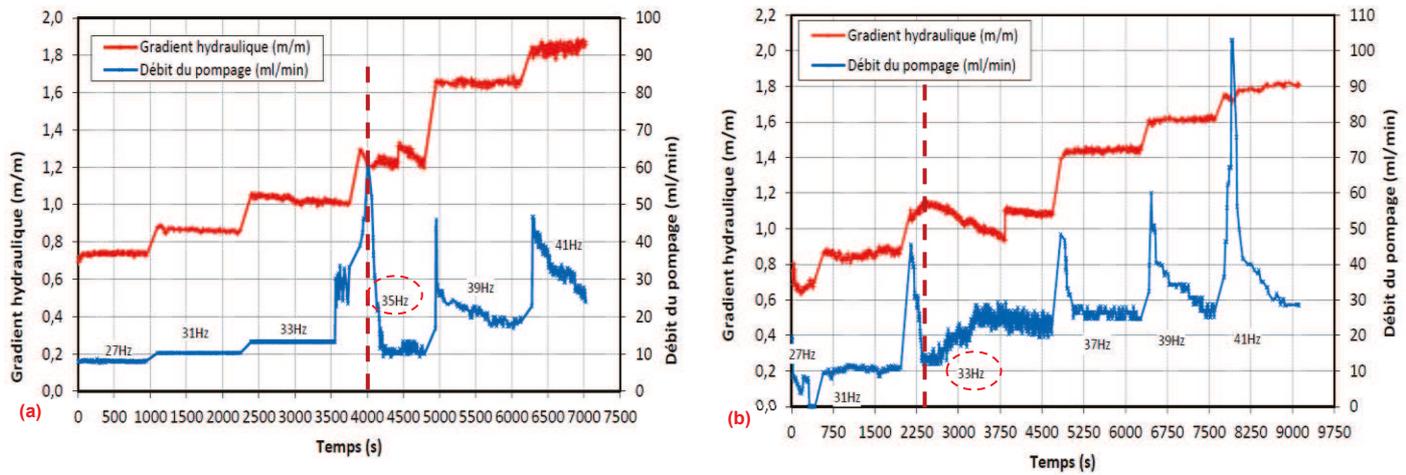


Figure 1- 26 Gradient hydraulique et débit de pompage en fonction du temps – a) pour le sol S4, b) pour le sol S4-a - (Nguyen 2013)

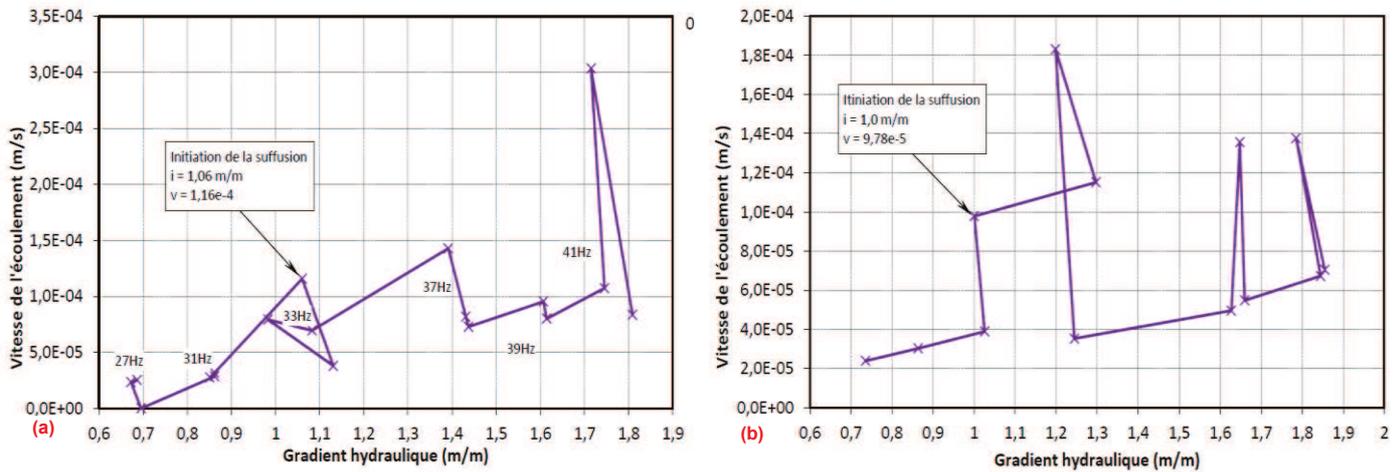


Figure 1- 27 Vitesse de l'écoulement en fonction du gradient hydraulique, a) pour le sol S4, b) pour le sol S4-a - (Nguyen 2013)

La masse totale des particules érodées estimée à 73,8g et 69g pour les sols S4 et S4-a, respectivement (figure 1-28).

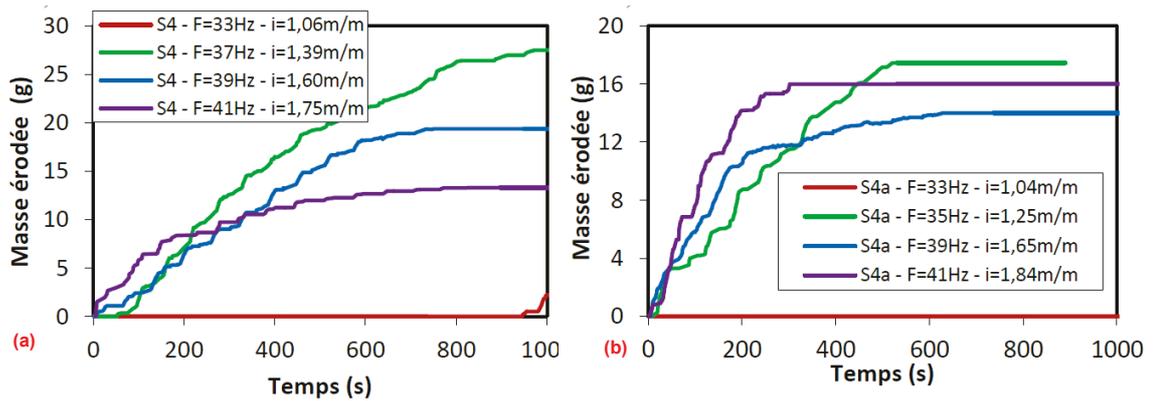


Figure 1- 28 Evolution de masse érodée en fonction du temps, a) pour le sol S4, b) pour le sol S4-a - (Nguyen 2013)

Les résultats de la masse cumulée des particules érodées en sortie, présentés dans les figures (1-25) et (1-28), seront utilisés au chapitre 5 afin d'évaluer la capacité du modèle numérique et calibrer les paramètres de chaque sol.

1.6 CONCLUSION

Cette partie contient les éléments bibliographiques essentiels pour comprendre l'érosion interne et notamment le phénomène de suffusion. Alors qu'on peut constater que ce phénomène naturel est très complexe et combine plusieurs mécanismes, il peut se produire dans tous les ouvrages hydrauliques en terre. Une fois que ce phénomène est déclenché, il va modifier plus ou moins rapidement les caractéristiques hydromécaniques des ouvrages. Avec le temps, si le problème n'est pas traité, il peut finalement entraîner des ruptures catastrophiques, provoquant des pertes matérielles et humaines très importantes.

En considérant la capacité des gros grains à s'opposer à l'érosion des grains plus petits, Kenney et Lau (1985) ont élaboré une méthode basée sur l'allure de la courbe granulométrique de matériaux granulaires ou à faible proportion de fines. Cette méthode a également été validée pour les écoulements ascendants par Skempton et Brogan (1994), puis complétée par Monnet (1998). Le sol est considéré suffusif selon Kezdi (1979), si le rapport de filtre-sol ~~soit est~~ supérieur à 4 comme il est trouvé dans le sol S3 et S4 (Nguyen 2013).

Par rapport à l'existence d'un filtre, Lafleur (1999) constate que si l'ouverture du filtre (O_F) est suffisamment petite, le phénomène de suffusion se produira avec colmatage du filtre. Une ouverture intermédiaire pourra s'accompagner d'une stabilisation de l'érosion sous forme de voûte dite zone d'auto-filtration. Selon Giroud (2010), l'utilisation d'un filtre peut notablement influencer l'initiation et le développement de l'érosion interne.

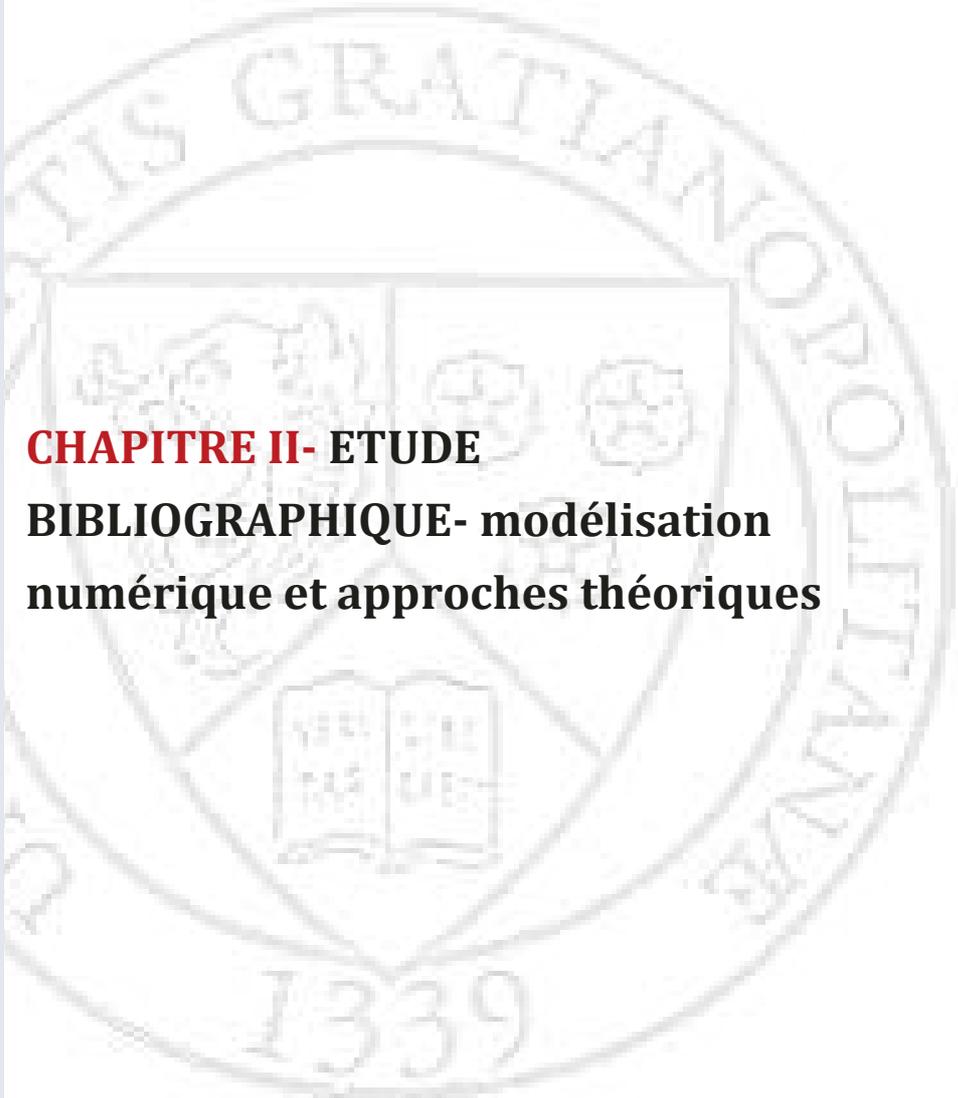
L'ouverture du filtre doit être petite pour retenir des particules érodées. Par contre, elle doit être suffisamment grande pour ne pas freiner l'écoulement.

Pour un sol potentiellement instable à la suffusion, Li (2008) propose un critère hydro-mécanique pour évaluer la sollicitation hydraulique nécessaire à l'initiation de la suffusion. En effet, l'initiation de suffusion peut être estimée en se basant sur l'existence du seuil d'érosion avec un paramètre de réduction appelé (α), comme il est montré dans l'équation (1-9). Ce paramètre sera utilisé ultérieurement lors des ~~les~~ modélisations numériques (Chapitres 3- 4- 5).

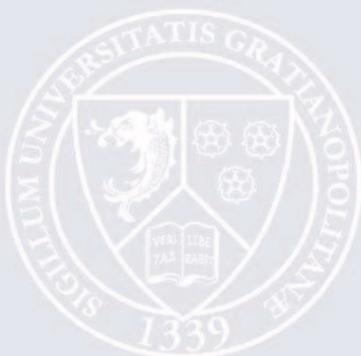
Selon Skempton et Brogan (1994), la valeur du gradient critique d'initiation de la suffusion (i_{ch}) peut être de l'ordre du tiers ou du cinquième de la valeur du gradient critique de Terzaghi (i_{ct}) ce qui donne une gamme potentielle de (α). De façon générale, Nguyen (2013) et Plé et al. (2012) ont trouvé que ce paramètre peut être inférieur à 1. Dans notre modèle proposé, en prenant en compte cette plage de valeur de (α) trouvée expérimentalement, ce paramètre sera considéré dans les équations de base de ce modèle pour calculer le seuil d'érosion par suffusion.

Les critères actuels d'érosion interne ne prennent pas en considération le couplage des effets hydrauliques et mécaniques ainsi que les interactions des paramètres prépondérants. Le nombre important de paramètres qui influent sur les différents phénomènes et leur caractère évolutif soulignent la nécessité de prendre des précautions expérimentales adaptées.

Des résultats d'essais obtenus suivant une démarche expérimentale nouvelle (CET) pour étudier le phénomène d'érosion interne par suffusion dans un milieu poreux saturé ont également été présentés. Les résultats des sols (S3, S4 et S4-a), qui étaient considérés suffusifs selon les critères granulométriques de Kenney et Lau (1985) et Kezdi (1979), serviront de base au travail de validation au chapitre 5 du modèle numérique proposé au chapitre 3.



**CHAPITRE II- ETUDE
BIBLIOGRAPHIQUE- modélisation
numérique et approches théoriques**



2.1 INTRODUCTION	46
2.2 LE MODELE DE L'EROSION (PRODUCTION DE SABLE)	47
2.2.1 LES EQUATIONS D'UN MILIEU TRIPHASIQUE	47
2.2.2 EQUILIBRE DE MASSE.....	49
2.2.3 LA LOI CONSTITUTIVE DE L'EROSION	51
2.3 MODELISATION DU TRANSPORT ET DU DEPOT DES PARTICULES ...	51
2.3.1 MECANISMES DE TRANSPORT ET DE DEPOT	52
2.3.2 APPROCHES DE MODELISATION	53
2.3.3 MODELE DE TRANSPORT (CONVECTION-DISPERSION).....	53
2.3.4.1 CONVECTION/ADVECTION :	53
2.3.4.2 DIFFUSION	54
2.3.4.3 DISPERSION MECANIQUE.....	54
2.3.4.4 DISPERSION HYDRODYNAMIQUE.....	55
2.3.4 MODELISATION DU PHENOMENE DE DEPOT	56
2.4.2.1 APPROCHES MACROSCOPIQUES	56
2.4.2.2 APPROCHE MICROSCOPIQUE	58
2.4 CONCLUSION	60

2.1 INTRODUCTION

De façon générale, les études numériques sur la suffusion se sont concentrées principalement sur deux aspects: l'aspect hydraulique et l'aspect hydromécanique. Concernant le premier, Sterpi (2003), à partir de tests d'infiltration, a établi une loi empirique qui régit le phénomène d'érosion par suffusion. Cividini et Gioda (2004) ont proposé une loi non linéaire supplémentaire sur la base des résultats de Sterpi (2003) et ont présenté une approche numérique de la suffusion en utilisant la méthode des éléments finis pour l'analyse de l'érosion et le transport des particules fines dans un sol granulaire. Cividini et al. (2009) ont établi une nouvelle loi de l'érosion en mesurant la quantité de particules érodées en fonction du gradient hydraulique au cours du temps. Bonelli et Marot (2011) et (2008) ont quant à eux proposé une théorie (à l'échelle microscopique) et une interprétation numérique du phénomène de suffusion pour un sol sablo-argileux (les grains de sable n'étant alors pas sensibles à l'érosion). Les études ont souligné l'influence de la charge hydraulique, du gradient hydraulique critique de suffusion et du taux de l'érosion.

En ce qui concerne l'approche hydro-mécanique, Vardoulakis et al. (1996), Papamichos et al. (1998), Papamichos et al (1999) Papamichos et al. (2001), Vardoulakis (2004) Papamichos et Vardoulakis (2005) ont présenté une théorie de l'érosion liée au problème de la production de sable dans les réservoirs en grès (réservoirs pétroliers). Ils ont montré que l'initiation de l'érosion de sable était expliquée par le flux des particules érodées en suspension.

Par ailleurs, Zhang et al. (2012) ont proposé une approche énergétique basée sur les principes de la thermodynamique afin d'étudier le phénomène de l'érosion interne. Une solution numérique de l'érosion interne des sols granulaires saturés a été développée dans le cadre des lois de conservation de la masse.

A l'échelle microscopique, Scholtès et al. (2010) et Sibille et al. (2009) ont proposé des approches multi-échelles pour décrire les réponses mécaniques induites par l'arrachement des particules dans les matériaux granulaires, en utilisant la méthode des éléments discrets ou Discrete Element Method (DEM). Ces études ont mis en évidence le comportement micromécanique des sols avec une granulométrie discontinue et ont proposé un aperçu de la réponse micromécanique de tels types de sol pendant la suffusion. D'ailleurs, tant que la suffusion implique un mouvement des particules à travers le squelette du sol sous l'action de l'écoulement d'infiltration, un modèle DEM-fluide est nécessaire. De plus, pour une analyse détaillée du réseau de pores avec des formes de particules non-sphériques, un couplage complexe doit être mis en œuvre impliquant un temps de calcul plus long.

Dans ce chapitre, nous allons présenter le résultat d'une recherche bibliographique qui montre les approches numériques et théoriques des phénomènes d'érosion interne :

l'érosion, le transport et le dépôt. Les approches numériques sont réalisées à l'échelle macroscopique en prenant en compte l'érosion, le transport et le dépôt des particules fines dans un milieu poreux. Le milieu poreux sera considéré comme un milieu triphasique. Les équations de conservation de la masse seront utilisées, en les couplant à une loi d'érosion.

2.2 LE MODELE DE L'EROSION (PRODUCTION DE SABLE)

Vardoulakis et al. (1996) et Papamichos et Vardoulakis (2001) ont considéré le milieu rocheux comme un milieu poreux granulaire isotrope à trois phases: phase des grains solides, phase des liquides et phase des particules fluidisés. Les équations constitutives sont tirées de considérations d'équilibre de masse. Les modèles numériques ont été développées dans le cadre des éléments finis pour résoudre les équations.

2.2.1 LES EQUATIONS D'UN MILIEU TRIPHASIQUE

Comme il est indiqué dans la figure (figure 2-1), la roche poreuse est considérée comme un milieu triphasique :

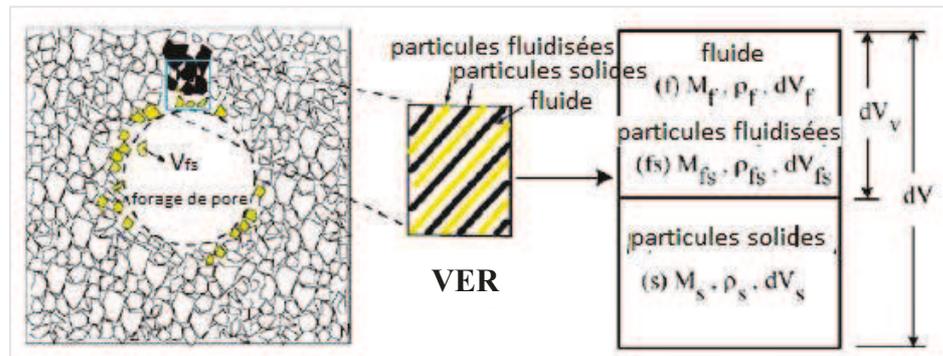


Figure 2- 1 Le volume élémentaire représentatif (VER)

Avec l'érosion, le volume élémentaire représentatif du sol saturé (VER) se transforme en trois phases : (1) solide, (2) fluide, (3) solide-fluidisée. n est la porosité du VER. (m_f, m_s, m_{fs}) la masse de liquide, la masse des solides, la masse des particules solides fluidisées respectivement (kg). (V_f, V_s, V_{fs}) le volume de fluide, le volume solide, le volume des particules solides fluidisées (m^3). Le volume des vides V_v contient le fluide et les particules fluidisées et donc $V_v = V_f + V_{fs}$. ρ_s, ρ_{fs} sont la masse volumique solide et la masse volumique des particules solides fluidisées respectivement (kg/m^3). c la concentration des particules solides fluidisées (érodées) dans les pores (kg/m^3). La porosité n , la concentration volumique c_v et la densité des particules fluidisées dans le fluide sont définies comme :

$$n = \frac{V_v}{V} = \frac{V_f + V_{fs}}{V} \quad 2-1$$

$$c_v = \frac{V_{fs}}{V_v} = \frac{V_{fs}}{V_f + V_{fs}} \quad 2-2$$

$$\rho_{fs} = \frac{m_{fs}}{V_v} \quad 2-3$$

Les densités partielles pour les trois phases sont :

$$\rho^1 = \frac{m_s}{V} = \rho_s \frac{V_s}{V} = \rho_s \frac{V - V_v}{V} = (1 - n)\rho_s \quad 2-4$$

$$\rho^2 = \frac{m_f}{V} = \rho_f \frac{V_f}{V} = \rho_f \frac{nV - V_{fs}}{V} = (1 - c_v)n\rho_f \quad 2-5$$

$$\rho^3 = \frac{m_{fs}}{V} = \rho_s \frac{V_{fs}}{V} = \rho_s \frac{c_v V_v}{V} = \rho_s \frac{c_v n V}{V} = c_v n \rho_s \quad 2-6$$

Pourtant, la masse volumique totale du mélange ρ_{mix} est définie comme :

$$\rho_{mix} = \rho^1 + \rho^2 + \rho^3 = (1 - n)\rho_s + n((1 - c_v)\rho_f + c_v \rho_s) \quad 2-7$$

Les vitesses au niveau des pores des 3 phases (solide, fluide, solides-fluidisées) sont respectivement : $v_i^{(1)}$, $v_i^{(2)}$, $v_i^{(3)}$, il est supposé que le squelette solide est pratiquement rigide et que la vitesse des particules fluidisées est égale à la vitesse du fluide :

$$v_i^{(1)} = 0 \quad 2-8$$

$$v_i^{(3)} = v_i^{(2)} \quad 2-9$$

D'une manière générale, la vitesse des particules fluidisées est une fraction de la vitesse du fluide.

$$v_i^{(3)} = \chi v_i^{(2)} \text{ où } 0 < \chi \leq 1.$$

Selon Adel et al. (1994) $\chi=0,5$.

On peut supposer que la vitesse des particules fluidisées est égale à la valeur moyenne de la vitesse du fluide. La vitesse de chaque phase (u_i) est liée à la vitesse (v_i) de la manière suivante :

$$u_i^{(1)} = (1 - n)v_i^{(1)} = 0 \quad 2-10$$

$$u_i^{(2)} = (1 - c_v)n v_i^{(2)} \quad 2-11$$

$$u_i^{(3)} = c_v n v_i^{(2)} = \frac{c_v u_i^{(2)}}{(1 - c_v)} \quad 2- 12$$

Avec l'équation (2-9), la vitesse du mélange fluide-particules (u_i) est :

$$u_i = u_i^{(2)} + u_i^{(3)} = n \left((1 - c_v) v_i^{(2)} + c_v v_i^{(3)} \right) = n v_i^{(2)} \quad 2- 13$$

La vitesse d'écoulement du fluide u_i (kg/m².s) peut être exprimée par la pression des pores p_i (Pa) en utilisant la loi de Darcy :

$$u_i = -\frac{K}{\mu} \text{div} p_i \quad 2- 14$$

Où K est la conductivité hydraulique (m/s) et μ est la viscosité dynamique du mélange (fluide-particules érodées) (Pa.s). Cependant, la perméabilité intrinsèque k (m²) est proportionnelle à la porosité alors on peut utiliser le modèle de Kozeny-Carman :

$$k = -k_c \frac{n^3}{(1 - n)^2} \quad 2- 15$$

Où k_c est un paramètre de perméabilité indépendant de la porosité. Ainsi, dans un processus où la porosité change localement au cours du temps à cause de l'érosion, l'écoulement de fluide devient un phénomène non linéaire contrôlé par l'érosion de particules.

2.2.2 EQUILIBRE DE MASSE

L'équilibre de la masse des solides est exprimé par :

$$\frac{\partial \rho^1}{\partial t} + \text{div}(\rho^1 \cdot v_i^{(1)}) = m^{(1)} \quad 2- 16$$

Où $m^{(1)}$ est le taux de masse solide produite par unité de volume (kg/m³.s). En tenant compte des équations (2-4) et (2-8), la première équation de l'équilibre de masse est:

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -\frac{m^{(1)}}{\rho_s} \quad 2- 17$$

En ce qui concerne la phase des particules érodées, l'équation de balance de masse est :

$$\frac{\partial \rho^3}{\partial t} + \text{div}(\rho^3 \cdot v_i^{(3)}) = m^{(3)} \quad 2-18$$

Où $m^{(3)} = (\dot{m})$ est le terme de génération de la masse ($\text{kg/m}^3 \cdot \text{s}$). En utilisant les équations (2-6), (2-8), (2-9) et (2-13), on obtient :

$$\frac{m^{(3)}}{\rho_s} = \frac{\partial(c_v n)}{\partial t} + \text{div}(c_v n \cdot v_i^{(3)}) = \frac{\partial(c_v n)}{\partial t} + \text{div} u_i^{(3)} \quad 2-19$$

En tenant compte du fait que toute la masse érodée provient du squelette solide: $m^{(3)} = -m^{(1)}$ avec l'équation (2-17), on obtient la deuxième équation de l'équilibre de masse :

$$\frac{\partial(1 - c_v)n}{\partial t} = \text{div} u_i^{(3)} \quad 2-20$$

De même, l'équation d'équilibre de masse de fluide est :

$$\frac{\partial \rho^2}{\partial t} + \text{div}(\rho^2 \cdot v_i^{(2)}) = 0 \quad 2-21$$

Avec les équations (2-5) et (2-13) on obtient :

$$\frac{\partial(1 - c)n}{\partial t} + \text{div}((1 - c)u_i) = 0 \quad 2-22$$

En utilisant l'équation (2-18), on obtient la troisième équation de l'équilibre de masse :

$$\text{div} u_i = 0 \quad 2-23$$

Les équations (2-17), (2-18) et (2-23) constituent l'ensemble des équations de l'équilibre de masse pour le problème considéré, ces équations ne suffisent pas afin de à résoudre l'érosion tant qu'une relation constitutive pour le terme de la génération de masse n'est pas fournie.

Dans l'équation (2-18), le terme de génération de masse (\dot{m}) correspond au taux de masse érodée nette et fluidisée à tout moment et en tout point. En général, il sera composé de deux termes:

$$\dot{m} = \dot{m}_{er} + \dot{m}_{de} \quad 2-24$$

Où \dot{m}_{er} est le taux de la masse érodée et \dot{m}_{de} est le taux de la masse déposée. En effet, les particules érodées qui ne sont pas transportées en suspension ne seront pas considérées comme des particules érodées mais déposées.

2.2.3 LA LOI CONSTITUTIVE DE L'ÉROSION

Vardoulakis et al. (1996) ont proposé une loi constitutive simplifiée du taux de masse érodée :

$$\dot{m}_{er} = \lambda (1 - n)\rho_s c_v \|u_i\| \quad 2- 25$$

Où

$$\frac{\dot{m}_{er}}{\rho_s} = \lambda (1 - n)c_v \|u_i\| \quad 2- 26$$

En utilisant les équations (2-13), (2-17) et (2-25), on peut obtenir la loi constitutive de l'érosion :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \lambda (1 - n)c_v \|u_i\| \quad 2- 27$$

Où λ est un paramètre empirique appelé le coefficient de l'érosion ayant pour unité (1/m) et c est la concentration des particules érodées. Ce modèle signifie que l'érosion est contrôlée par le flux des particules érodées fluidisées ($c_v u_i$).

Nous pouvons constater dans l'équation (2-25) que \dot{m}_{er} est proportionnelle à la concentration c . Tant que cette concentration est non nulle, le processus d'érosion, modélisé par une telle loi, se déroulera jusqu'à ce que toute la masse soit érodée.

Pour Papamichos et al. (2001), le comportement de l'érosion de la matrice solide, est décrite par :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \lambda (1 - n)\|u\| \quad 2- 28$$

Où λ est un paramètre empirique appelé le coefficient de l'érosion (1/m), u est la vitesse de Darcy et n la porosité du milieu. Ce modèle signifie que l'érosion est contrôlée par la vitesse des particules érodées fluidisées qui égale à la vitesse de l'écoulement (u).

Par ailleurs, Bendahmane (2005) a supposé que la vitesse qui entraîne l'érosion c'est la vitesse de l'infiltration ($v=u/n$), alors l'équation (2-28) devient l'équation suivante :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \lambda \frac{(1 - n)}{n} \|u\| \quad 2- 29$$

2.3 MODELISATION DU TRANSPORT ET DU DEPOT DES PARTICULES

Dans cette partie, nous présentons les résultats d'une recherche bibliographique réalisée dans le cadre de la compréhension des mécanismes de transport et de rétention de particules en suspension dans un milieu poreux saturé.

2.3.1 MECANISMES DE TRANSPORT ET DE DEPOT

Bonelli (2012) a distingué 4 mécanismes de transport et de dépôt d'une particule en suspension. Les mécanismes illustrés par la figure (2-2) sont les suivants :

- le blocage mécanique: ce mécanisme dépend directement du rapport entre le diamètre caractéristique des grains d_g et le diamètre des particules en suspension d_p (figure 2-2-b); le blocage est le mécanisme prédominant pour un rapport $d_g/d_p < 10$ (Mc_Dowell-Boyer. et al. 1986) et mène, dans ces conditions, au colmatage ;
- l'interception : en raison de sa taille, une particule peut entrer en collision avec le collecteur et se loge à l'intérieur des parois convergentes de la surface des pores ; cette capture est liée au rapport des dimensions du grain et de la particule, dit paramètre d'interception ;
- la sédimentation : la vitesse de sédimentation de ces particules peut être calculée par la loi de Stokes ; la sédimentation peut contribuer au dépôt des particules dans les écoulements de faible vitesse ;
- la diffusion : en l'absence de forces électrostatiques, la diffusion provoque la rétention des particules sur les collecteurs ; ce mécanisme de transport et de dépôt peut être quantifié par le coefficient de diffusion brownienne $D = K_B T / (3\pi\mu d_p)$ où K_B est la constante de Boltzman, et T est la température.

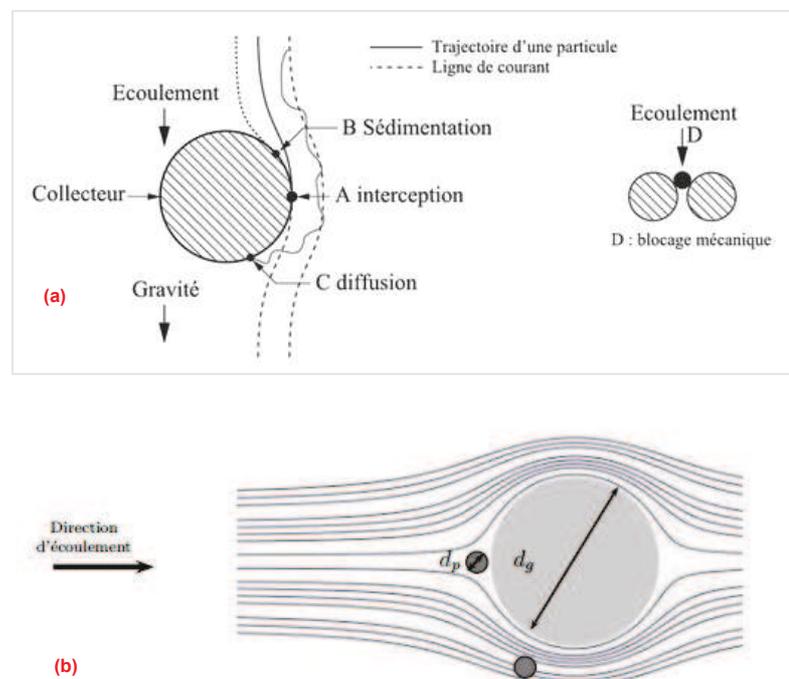


Figure 2- 2 a) Mécanismes du transport et du dépôt d'une particule en suspension- Bonelli (2012), b) Blocage d'une particule dans un volume mort (Tien 1979)

2.3.2 APPROCHES DE MODELISATION

Afin d'étudier le transport et le dépôt des particules érodées dans les milieux poreux les principales études suivent deux approches: l'approche microscopique et l'approche macroscopique. En fonction de la nature du modèle étudié et du niveau d'approximation, des résultats analytiques simples peuvent être obtenus dans quelques cas, ce qui permet une étude relativement simple de l'influence des paramètres. Cependant, dans la plupart des cas, une approche numérique est nécessaire.

En ce qui concerne l'approche microscopique, les processus de simulation prennent en compte les interactions hydrodynamiques des particules. Pour ce qui est de l'approche macroscopique, on moyenne le phénomène étudié sur un VER plus grand que les pores. Ce procédé est à l'origine d'une perte d'information, qui implique que des informations supplémentaires doivent être introduites (e.g la loi de Darcy). Parmi ces deux approches, l'approche macroscopique est la plus fréquemment utilisée. On présentera par la suite différents types de modélisations du transport et du dépôt des particules solides dans les milieux poreux en se basant sur cette dernière approche.

2.3.3 MODELE DE TRANSPORT (CONVECTION-DISPERSION)

Dans un milieu poreux, une particule solide peut être transportée par un fluide par différents mécanismes physiques tels que la convection/advection, la diffusion et la dispersion. En fonction des caractéristiques de la particule et de celles du milieu poreux, l'un ou l'autre des mécanismes mentionnés ci-dessus gouvernent le transport (Corapcioglu, 1996).

Cependant, les équations de transport comprennent des termes qui tiennent compte de la dispersion qui est un phénomène très important dans la modélisation. En effet, dans ce phénomène, le facteur physique important à prendre en compte est le coefficient de la dispersion.

On distingue les trois principaux mécanismes de migration des éléments en solution dans un milieu poreux : la convection (advection), la diffusion moléculaire et la dispersion cinématique (mécanique).

2.3.4.1 CONVECTION/ADVECTION :

La convection est le transport d'une particule solide par le mouvement du fluide incompressible, dans un milieu poreux. A l'échelle microscopique, le déplacement par convection se fait le long des lignes de courant du fluide. Il est donc dû à l'écoulement sous l'effet d'un gradient hydraulique qui est à l'origine de la vitesse d'écoulement suivant la loi de Darcy (u). L'équation de transport par convection pure dans un milieu unidimensionnel s'écrit :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \frac{\partial c}{\partial x} \quad 2-30$$

Où v est la vitesse du fluide dans les pores (u/n), c la concentration des particules en suspension.

2.3.4.2 DIFFUSION

La diffusion est un phénomène physique lié à l'agitation moléculaire. La diffusion est le processus par lequel les particules des zones à concentration élevée se transfèrent vers les zones à concentration faible selon la première loi de Fick :

$$J = -D_d \frac{\partial c}{\partial x} \quad 2-31$$

Où D_d (m^2/s) est le coefficient de diffusion qui traduit la proportionnalité du flux massique au gradient de concentration. Le coefficient de diffusion s'exprime par :

$$D_d = \frac{K_B T}{6\pi\mu r} \quad 2-32$$

Où K_B est la constante de Boltzmann ($1,38e10^{-23}$ J/K), T est la température absolue, μ la viscosité de fluide et r le rayon moyen des particules sphériques. Pour un milieu poreux, comme la tortuosité conduit au contournement des grains, un coefficient de diffusion effectif peut être défini comme $D_e = \omega \times D_d$ où ω est la tortuosité du milieu. La valeur de ω est toujours inférieure à 1, et ce paramètre varie typiquement de 0,5 à 0,01 pour les études de Bear, (1972) et Bear et al. (1991). L'équation de transport par diffusion pure dans un milieu unidimensionnel est exprimée par la deuxième loi de Fick :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \quad 2-33$$

2.3.4.3 DISPERSION MECANIQUE

La dispersion mécanique est un mécanisme qui est associé, à l'échelle microscopique, à la fois au mouvement du fluide et à la structure porale complexe du milieu poreux, ce qui génère l'hétérogénéité des vitesses de l'écoulement. Il existe trois causes de ce phénomène (Fetter, 1993) (Figure 2-3):

- l'écoulement traverse les grands pores plus vite qu'à travers les petits
- l'écoulement peut parcourir des chemins significativement différents correspondant à différents chenaux à cause de la tortuosité du milieu ;

- lorsque l'écoulement traverse les pores, il va se déplacer plus rapidement au centre du pore que le long des parois à cause de l'effet des forces de frottement.

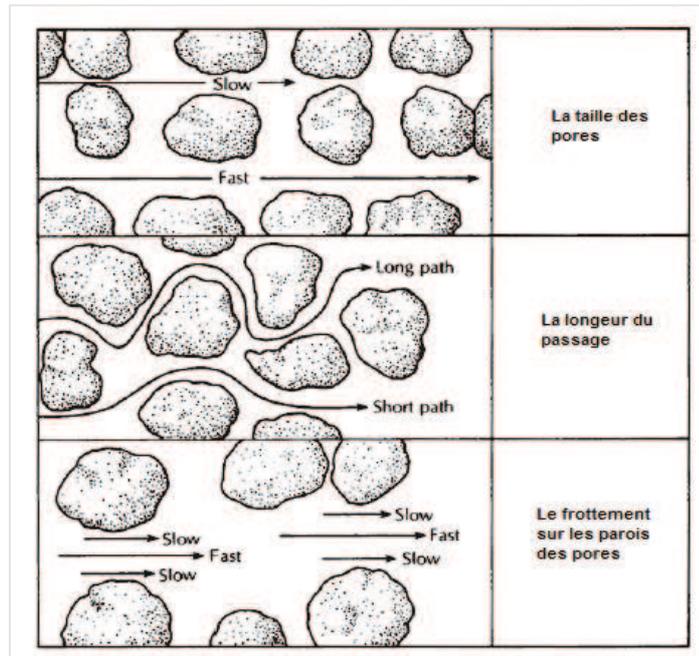


Figure 2- 3 Les facteurs de dispersion longitudinale à l'échèle des pores (Fetter 1993)

Dans un système monodimensionnel, le coefficient de dispersion mécanique (D_D) est égal à:

$$D_D = v. \alpha_L \quad 2- 34$$

Où v est la vitesse linéaire moyenne de l'écoulement ($v=u/n$) (m/s) et α_L le coefficient de dispersivité longitudinale en (m). Selon Benamar et al. (2006) et Aggelopoulos et al. (2007), la valeur de ce paramètre varie entre 0,0047 m et 0,0129 m.

L'équation de transport par diffusion pure dans un milieu unidimensionnel est exprimée par la deuxième loi de Fick :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_D \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \quad 2- 35$$

2.3.4.4 DISPERSION HYDRODYNAMIQUE

Dans la modélisation du transport des espèces, la diffusion et la dispersion mécanique sont généralement combinés dans un paramètre appelé la dispersion hydrodynamique (D_h) :

$$D_h = D_D + D_e \quad 2-36$$

Du fait de la dispersion hydrodynamique, la concentration des espèces diminue avec la distance (Figure 2-4).

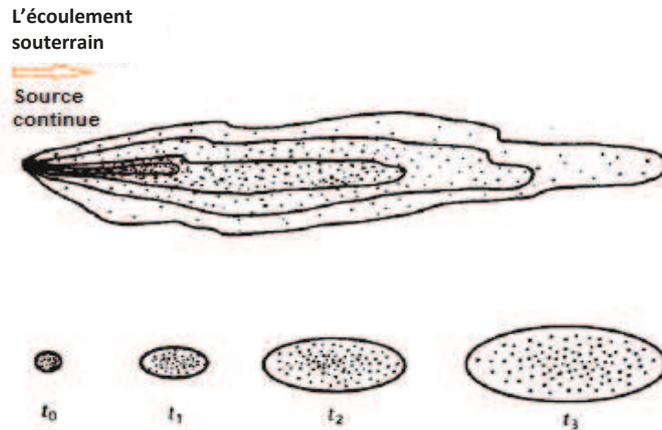


Figure 2- 4 La dispersion des espèces avec la distance (la densité de points indique la concentration) (Fetter 1993)

En conséquence, le phénomène de transport des espèces dans un système monodimensionnel peut être décrit par l'équation d'advection- dispersion (en se basant sur l'équation gouvernante de la conservation de masse) :

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \frac{\partial c}{\partial x} + D_h \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} \quad 2-37$$

2.3.4 MODELISATION DU PHENOMENE DE DEPOT

2.4.2.1 APPROCHES MACROSCOPIQUES

Comme il est indiqué dans l'équation (2-25), Vardoulakis et al. (1996) ont proposé que la masse érodée soit constituée de la masse en suspension et de la masse déposée. On a supposé que la concentration des particules érodées augmente en suspension, et que la probabilité de l'apparition du phénomène de colmatage dans les canaux de pores du système augmente également. Une loi simple peut représenter le colmatage en reliant masse et concentration. On peut supposer que le taux de masse déposée est proportionnel au carré de la concentration c :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \lambda (1 - n) \frac{c^2}{c_{cr}} \|u_i\| \quad 2-38$$

Où c_{cr} est la valeur critique de la concentration pour laquelle les deux phénomènes (érosion-dépôt) se compensent.

Herzig et al (1970) ont proposé un modèle phénoménologique qui prend en considération le principe de conservation de masse. Les mécanismes de rétention ne sont pas considérés à l'échelle du pore mais plutôt de manière globale à l'échelle du VER.

Dans ce type de modèle, l'équation de conservation de masse s'écrit en général (en négligeant la diffusion des particules (Tien 1979)) :

$$\frac{\partial c}{\partial t} + v \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial t} = 0 \quad 2-39$$

c étant la concentration des particules en suspension, v est la vitesse moyenne des particules et ψ la rétention des particules.

Afin de résoudre l'équation (2-39), une loi de la rétention des particules doit être introduite. Herzig et al (1970) utilisent la loi suivant :

$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = u \cdot \lambda_d \cdot c \quad 2-40$$

λ_d est le coefficient de filtration. Il évolue avec le colmatage. Plusieurs études montrent que λ_d n'est pas constant et évolue avec le dépôt. u est la vitesse de l'écoulement. Selon Tien (1979) le coefficient de filtration peut s'exprimer par :

$$\lambda_d = \lambda_0 \cdot F(\psi) \quad 2-41$$

Tableau 2- 1 Liste des expressions proposées dans la littérature pour la fonction de rétention $F(\psi)$ (Tien 1979 cité par Zamani et al 2009)

expression	paramètres
$F = 1 + b \cdot \sigma ; b > 0$	b
$F = 1 - b \cdot \sigma ; b > 0$	b
$F = 1 - \frac{\sigma}{\phi_0}$	
$F = 1 - \frac{\sigma}{\sigma_{max}}$	
$F = \left(\frac{1}{1+b\sigma}\right)^n ; b > 0, n > 0$	b, n
$F = \left(\frac{\phi(\sigma)/\phi_0}{(\phi_0 - \sigma)/(1 - \phi)}\right)^n$	n
$F = \left(1 + \frac{b \cdot \sigma}{\phi_0}\right)^{n1} \cdot \left(1 - \frac{\sigma}{\phi_0}\right)^{n2} ; b > 0$	b, n_1, n_2
$F = 1 + b \cdot \sigma - \frac{a \cdot \sigma^2}{\phi_0 - \sigma} ; b > 0, a > 0$	a, b
$F = \left(1 + \frac{b \cdot \sigma}{\phi_0}\right)^{n1} \cdot \left(1 - \frac{\sigma}{\phi_0}\right)^{n2} \cdot \left(1 - \frac{\sigma}{\sigma_{max}}\right)^{n3} ; b > 0$	b, n_1, n_2, n_3

Tien (1979) a réalisé une synthèse des différentes formes proposées pour la fonction $F(\psi)$ (Tableau 2-1). λ_0 est la valeur initiale du coefficient de filtration qui est utilisé pour décrire les premiers temps de la filtration dans un milieu de longueur L . λ_0 est un coefficient empirique qui peut être décrit par:

$$\lambda_0 = -\frac{1}{L} \ln\left(\frac{C_L}{C_0}\right) \quad 2- 42$$

Pour une injection d'un créneau de suspension de concentration C_0 dans une colonne de longueur L et pour laquelle on mesure en sortie de la concentration C_L .

Bonelli (2012) a pris en compte la variation de stock de matière (dépôt) dans l'équation du transport particulaire à travers les milieux poreux granulaires (équation 2-37) et sous les conditions d'écoulement saturé et uniforme. L'équation (2-37) peut donc être réécrite dans le cas unidimensionnel en: ((Benamar et al. 2005), (Benamar et al. 2007))

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -v \frac{\partial c}{\partial x} + D_h \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} - K_{dep} c \quad 2- 43$$

Le terme source s'écrit :

$$K_{dep} c = \frac{\rho}{n_0} \frac{\partial S}{\partial t} \quad 2- 44$$

Où D_h est le coefficient de dispersion hydrodynamique longitudinal des particules (m^2/s), v la vitesse moyenne de pore des particules (m/s), ρ la densité apparente de la matrice solide (kg/m^3), n la porosité, K_{dep} est le coefficient de dépôt (s^{-1}) (discuté ci-après).

Ces équations décrivent l'évolution de la concentration des particules dans la suspension et la masse de particules déposées par unité de masse du milieu poreux S en fonction de la distance de transport et du temps.

2.4.2.2 APPROCHE MICROSCOPIQUE

Dans les travaux de Bonelli (2012), une approche microscopique est proposée basée sur l'étude individuelle de différents processus d'interactions qui peuvent se développer dans le milieu. Dans cette approche, le modèle empirique décrivant la proportion de particules déposées comme fonction du premier ordre de la concentration est traduit par le modèle de filtration :

$$\frac{\partial c}{\partial x} = -\lambda_0 c \quad 2- 45$$

Où c est la concentration des particules en suspension, et λ_0 est le coefficient empirique présenté dans l'équation (2-42) (L^{-1}).

Par ailleurs, selon Bonelli (2012), le dépôt des particules érodées peut être exprimé par le modèle d'efficacité de capture d'un collecteur (η) présenté dans la figure (2-2), s'exprime par:

$$\eta = \frac{I_d}{uc\pi r_c^2} \quad 2- 46$$

Où I_d est le flux global massique de rétention, obtenu en sommant les flux locaux de particules sur la surface entière du collecteur, u la vitesse d'une particule d'approche d'un collecteur et r_c est le rayon du collecteur.

En présence des forces de répulsion de la double couche électrique, l'efficacité de capture (équation 2-46) peut être multipliée par un facteur d'efficacité de collision α_{ec} , elle s'exprime par:

$$\eta = \alpha_{ec}\eta_0 \quad 2- 47$$

Selon Tufenkji et *al.* (2004), la cinétique de dépôt des particules calculée comme la somme des contributions individuelles des différents mécanismes de transport (diffusion, interception, sédimentation) est en bon accord avec celle calculée à l'aide de la solution de l'équation de convection-diffusion. L'efficacité de capture peut s'écrire alors :

$$\eta_0 = \eta_D + \eta_I + \eta_G \quad 2- 48$$

Où η_D est l'efficacité de capture par diffusion brownienne, η_G est la contribution de la gravité et η_I décrit la rétention par interception. Ces facteurs sont définis comme suit :

$$\eta_D = 0,9 \left(\frac{K_B.T}{\mu .d_p d_g u} \right)^{2/3} \quad 2- 49$$

$$\eta_I = \frac{2}{3} \left(\frac{d_p}{d_g} \right)^2 \quad 2- 50$$

$$\eta_G = \frac{(\rho_p - \rho_p).g.d_p}{18.u.\mu} \quad 2- 51$$

Avec un K_B est la constante de Boltzman, T est la température absolue (°K), d_g est le diamètre caractéristique des grains, d_p est le diamètre des particules en suspension, u est la vitesse de d'écoulement et μ est la viscosité de fluide.

L'efficacité de collision traduite par (α_{ec}) représente la fraction des particules fines déposées qui se détachent de la surface du grain (collecteur). Étant donné que les théories classiques sont incapables de prédire l'efficacité de la collision, le facteur d'efficacité de collision (α_{ec}) peut être exprimé par le modèle empirique suivant:

$$\alpha_{ec} = -\frac{2}{3} \frac{d_g}{(1-n)L\eta_0} \ln \left(\frac{c}{c_0} \right) \quad 2- 52$$

Où L_m est la longueur du milieu poreux, n sa porosité, et c la concentration des particules à la sortie du milieu.

La relation entre le coefficient cinétique de dépôt K_{dep} donné dans l'équation (2-44) et l'efficacité de capture d'un collecteur η_0 est (Ryan 1996) :

$$K_{dep} = -\frac{3(1-n)}{2d_g n} u \alpha_{ec} \eta_0 \quad 2- 53$$

Où u est la vitesse de Darcy, n est la porosité du milieu, d_g est le diamètre caractéristique des grains et α_{ec} est le facteur d'efficacité de collision.

2.4 CONCLUSION

Dans cette partie, nous avons présenté (sans objectif d'exhaustivité), à échelle macroscopique (échelle du VER), des approches de modélisation du processus de l'érosion interne, du transport des espèces et de dépôt.

Pour la loi constitutive de l'érosion, nous avons présenté la loi proposée par Vardoulakis et al (1996) et Papamichos et al (2001) et sa modification par Bendahmane (2005). La loi constitutive de l'érosion, liée au taux de particules érodées, est proposée selon les mécanismes physiques de production de sable. Le couplage a été introduit par un terme source dans les équations de bilan de masse pour décrire le processus d'arrachement des particules de sable.

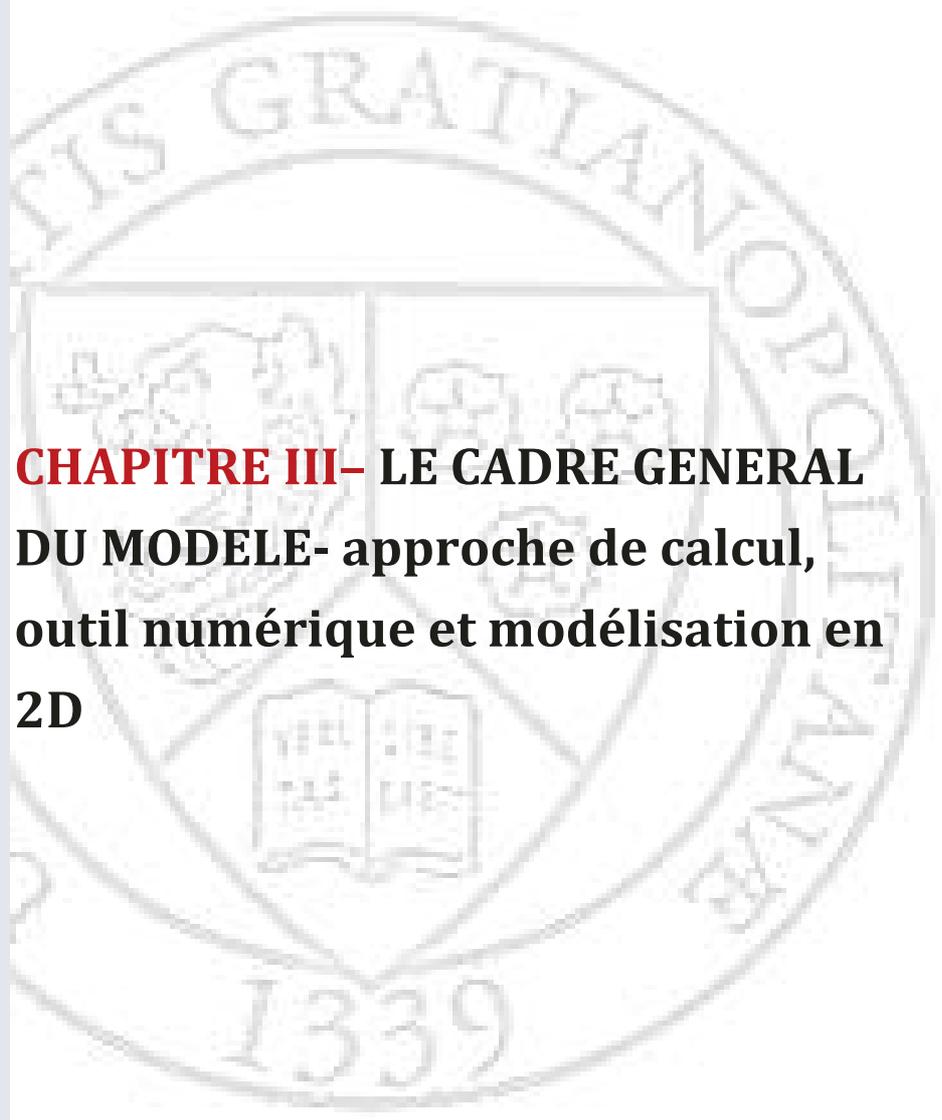
En ce qui concerne le phénomène de transport, la loi advection/dispersion a été présentée. En effet, le transport par convection est a priori le plus important dans les matériaux très perméables. De ce fait, une bonne estimation de la vitesse d'écoulement est importante pour l'étude du transport des particules. La dispersion est un phénomène associé, à l'échelle microscopique, à la fois au mouvement du fluide et à la structure porale complexe du milieu.

Jusqu'à présent, très peu d'études représentent numériquement le mécanisme de dépôt. Selon le modèle de Vardoulakis et al (1996), la probabilité d'apparition du phénomène de colmatage dans les canaux de pores du système augmente également lorsque la concentration de particules érodées en suspension augmente.

Bonelli (2012) a discuté deux approches de modélisation de dépôt; une approche macroscopique qui a conduit à définir les équations de convection-dispersion; et une approche microscopique en proposant un coefficient relié à la variation de la concentration en particules (particules en sortie du système) et à la concentration du milieu.

Par ailleurs, la loi constitutive de l'érosion (équation 2-29) sera développé dans le chapitre (3) alors que la loi constitutive de transport d'advection- dispersion (équation 2-37) et la gamme du coefficient de dispersivité longitudinale α_L trouvée par Benamar et al.

(2006) et Aggelopoulos et al. (2007) qui varie entre 0,0047 m et 0,0129 m, seront utilisées pour les modélisations 2D et 3D présentées aux chapitres 3, 4 et 5.



**CHAPITRE III- LE CADRE GENERAL
DU MODELE- approche de calcul,
outil numérique et modélisation en
2D**



3.1 INTRODUCTION	63
3.2 FORMULATION GENERALE DU MODELE	64
3.2.1 LA LOI DE COMPORTEMENT DE L'ECOULEMENT	64
3.2.2 LA LOI DE COMPORTEMENT RHEOLOGIQUE : LOI D' <i>EINSTEIN</i>	64
3.2.3 PREMIERE APPROCHE DU MODELE DE L'EROSION/DEPOT	65
3.2.4 DEVELOPPEMENT DU MODELE DE L'EROSION : amélioration de l'aspect dépôt	67
3.2.5 LA LOI DE TRANSPORT	70
3.3 RESOLUTION PAR UNE METHODE AUX ELEMENTS FINIS - MODELISATION EN 2D	75
3.3.1 IMPLANTATION DES EQUATIONS DU MODELE DANS COMSOL- MULTIPHYSICS	75
3.3.2.1 LE TYPE D'ETUDE	76
3.3.2.2 LES MODULES UTILISEES	76
3.3.2 APPLICATION SUR UNE GEOMETRIE SIMPLE (MODELE 2D)	78
3.3.2.1 DEFINITION DE LA GEOMETRIE EN 2D :	78
3.3.2.2 PARAMETRES D'ENTRESEET VARIABLES DU MODELE	79
3.3.2.3 CONDITIONS AUX LIMITES	83
3.3.2.4 CONDITIONS INITIALES	85
3.3.2.5 MAILLAGE DU DOMAINE	85
3.3.3 RESULTATS ET DISCUSSION	85
3.3.3.1 ATTEINDRE UN EQUILIBRE DE MASSE -PREMIERE APPROCHE- ETAT EROSION	86
3.3.3.2 LE COMPORTEMENT DE L'EROSION-PREMIERE APPROCHE- ETAT EROSION	91
3.3.3.3 LE COMPORTEMENT DE L'EROSION-DEUXIEME APPROCHE- ETAT EROSION	108
3.3.3.4 LE COMPORTEMENT D'ÉROSION - ETAT STABLE	115
3.3.3.5 LE COMPORTEMENT DU DEPOT- DEUXIEME APPROCHE- ETAT STABLE AVEC UNE CONCENTRATION INJECTEE	120
3.5 CONCLUSIONS	126

3.1 INTRODUCTION

Dans la littérature, au niveau numérique, on ne trouve que très peu d'études publiées qui associent les trois phénomènes de la suffusion : l'arrachement (érosion), le transport et le dépôt des particules érodées. Pour ces études, les difficultés rencontrées proviennent de la grande variété des paramètres influençant le phénomène comme : les caractéristiques du milieu poreux (taille et forme des grains, taille des pores), les caractéristiques de la suspension (taille et forme des particules, concentration) et les conditions hydrauliques (débit ou vitesse d'injection). C'est pour cela que le phénomène de suffusion dans un milieu poreux reste encore à investiguer.

En ce qui concerne la loi d'érosion, dans les modèles de Vardoulakis et al. (1996) et Papamichos et al. (2001), on considère que la porosité (n) des milieux est variable au cours du temps et en fonction de la vitesse dans le milieu (u) et qu'elle évolue dès les premiers pas du calcul. On a constaté également que le paramètre le plus important dans le modèle d'érosion proposé est le coefficient d'érosion (λ) (autrement dit, le coefficient de production de particules) qui influence la vitesse d'initiation d'érosion (équation 2-28). Dans le modèle proposé ce coefficient est constant ($\lambda = 0,05 \text{ m}^{-1}$). Par ailleurs, Bendahmane (2005) a amélioré cette formule en prenant en compte la vitesse de l'écoulement dans les pores (v) (équation 2-29). Par contre, il a trouvé que ce coefficient n'a pas une influence importante sur la masse cumulée des particules érodées.

Dans cette partie, nous proposons un nouveau modèle basé sur les mêmes idées que le modèle de Bendahmane (2005), mais en apportant des améliorations sur plusieurs points : la porosité évolue localement en fonction de la valeur moyenne d'une vitesse d'érosion (u_{er}) et de la valeur moyenne d'une vitesse de dépôt (u_{de}) (avec un coefficient d'érosion (λ) et un coefficient de dépôt (λ_{de}). Il est à noter que le coefficient λ , utilisé dans la loi d'érosion est fixé à $0,05 \text{ m}^{-1}$, conformément à la valeur présentée dans la thèse de Nguyen (2013). Cette valeur sera utilisée pour l'illustration des résultats dans ce chapitre et dans le chapitre (IV). Les équations du modèle sont implémentées comme expression faible dans une formulation en éléments finis qui utilise le code COMSOL-Multiphysics.

En effet, l'outil de modélisation numérique doit permettre de travailler avec les équations du modèle proposé, en milieu saturé, en régime transitoire et en conditions axisymétriques. De plus, on suppose que le milieu est isotrope, le fluide est incompressible, les charges imposées à l'aval et à l'amont sont constantes (par contre, grâce à l'outil de modélisation mentionné au-dessus, il est possible d'imposer une charge hydraulique variable afin de représenter les conditions hydrauliques réelles dans un barrage (selon les saisons des crues)), la vitesse des particules érodées en suspension est égale à la vitesse du fluide et la porosité finale après l'érosion est inférieure à 1.

3.2 FORMULATION GENERALE DU MODELE

Cette approche est réalisée à l'échelle macroscopique en prenant en compte l'érosion, le transport et le dépôt des particules fines dans un milieu poreux.

3.2.1 LA LOI DE COMPORTEMENT DE L'ECOULEMENT

Comme il est indiqué dans l'équation (2-14), la vitesse d'écoulement u_i peut être exprimée par la pression des pores (p_i) en utilisant la loi de Darcy.

Papamichos et al. (2001) a utilisé la formule de Kozeny-Carman afin de déterminer la perméabilité intrinsèque (équation (2-15)). Dans notre cas, la perméabilité est calculée à partir du modèle de Kozeny-Carman définit la formule suivante:

$$k = -k_0 \frac{(1 - n_0)^2}{n_0^3} \cdot \frac{n^3}{(1 - n)^2} \quad 3- 1$$

Où n_0 est la porosité initiale, k_0 la perméabilité intrinsèque initiale (m^2) qui s'exprime par :

$$k_0 = - \frac{K_0 \cdot \mu_0}{\rho_f \cdot g} \quad 3- 2$$

Où K_0 est la conductivité hydraulique initiale du sol (mesurée avec la méthode à charge hydraulique variable), μ_0 la viscosité initiale du fluide (Pa.s), ρ_f la densité de l'eau (kg/m^3) et g l'accélération de la pesanteur (m/s^2).

Cette loi est couplée à la loi d'érosion (équation 3-5) et à la loi de comportement rhéologique (relation d'Einstein) (équation 3-4).

3.2.2 LA LOI DE COMPORTEMENT RHEOLOGIQUE : LOI D'EINSTEIN

Selon Einstein (1906), la viscosité dynamique est liée à la concentration volumique des particules en suspension (c) et en supposant que cette concentration est relativement faible (de l'ordre de 10^{-3} ou 10^{-2}), il peut être reproduite en utilisant la relation d'Einstein:

$$\mu_{mix} = \mu_0(1 + F \cdot c) \quad 3- 3$$

Où μ_{mix} est la viscosité du mélange fluide-particules érodées, μ_0 est la viscosité dynamique initiale de fluide (Pa.s). Avec $F = 2,5$: pour les sphères dures, $F > 2,5$ pour les ellipsoïdes allongés ou aplatis, $F < 2,5$ pour les gouttelettes liquides. Dans notre cas on choisit $F = 2,5$:

$$\mu_{mix} = \mu_0(1 + 2,5. c) \quad 3-4$$

3.2.3 PREMIERE APPROCHE DU MODELE DE L'EROSION/DEPOT

Dans un premier temps, ce modèle est développé en se basant sur le modèle classique d'érosion (équation 2-29). Il s'agit d'une loi constitutive bien adaptée au phénomène de suffusion du moment qu'elle est applicable pour un régime laminaire d'écoulement (vitesse de filtration). La loi proposée s'exprime par :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \lambda \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{er} + \|u_{er}\|}{2} \right) + \lambda \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{de} - \|u_{de}\|}{2} \right) \quad 3-5$$

Où n est la porosité du milieu, λ est le coefficient d'érosion (1/m), u_{er} la vitesse d'érosion (m/s), u_{de} la vitesse de dépôt (m/s).

Les équations de u_{er} et u_{de} sont les suivantes:

$$u_{ct} = K_0 \cdot i_{ct} \quad 3-6$$

$$u_{ster} = \alpha \cdot u_{ct} \quad 3-7$$

$$u_{slde} = \beta \cdot u_{ct} \quad 3-8$$

$$u_{er} = u - u_{ster} : \beta < \alpha \leq 1 \quad 3-9$$

$$u_{de} = u - u_{slde} : 0 < \beta < \alpha \quad 3-10$$

Où u_{ct} est la valeur critique de la vitesse de Darcy (m/s) calculée à partir du gradient hydraulique critique de Terzaghi (i_{ct}), K_0 est la conductivité hydraulique initiale (m/s), α est un paramètre du modèle pour déterminer le seuil d'érosion, β est un paramètre du modèle pour déterminer le seuil de dépôt. (u_{ster}) est la vitesse de seuil de d'érosion, (u_{slde}) est la vitesse de seuil de dépôt et $\| \|$ est la valeur absolue.

La vitesse critique de Darcy (u_{ct}) est calculée en fonction de (i_{ct}) qui se trouve dans la littérature sous la forme :

$$i_{ct} = -\frac{\gamma'}{\gamma_f} = -(1 - n_0) \left(\frac{\gamma_s}{\gamma_f} - 1 \right) \quad 3-11$$

Où n_0 la porosité initiale du milieu, γ_f la masse volumique de fluide (kg/m^3), γ_s la masse volumique des grains solides (kg/m^3). On suppose que la valeur du gradient hydraulique critique est constante.

D'une manière générale, l'équation (3-6) se compose de deux termes : un terme d'érosion qui permet d'augmenter la porosité (n) et le terme de dépôt qui cause une

diminution de la porosité (n). Il faut cependant bien noter que pour un point donné dans l'espace et pour un moment donné il y a soit d'érosion soit de dépôt.

Dans cette première approche, il faut noter qu'un même coefficient λ est utilisé pour les deux termes du modèle (érosion et dépôt).

Dans la figure (3-1), on remarque que ce modèle nous permet de diviser la vitesse d'écoulement en trois catégories (zones) :

1. Zone (II) : une vitesse entre les deux valeurs de seuil (il n'y a ni érosion ni dépôt).
2. Zone (I) : une vitesse d'écoulement qui est inférieure à la vitesse (u_{slde}) (faible vitesse) (équation 3-8).
3. Zone (III) : une vitesse d'écoulement qui a une valeur supérieure à la valeur de (u_{sler}) (équation 3-7).

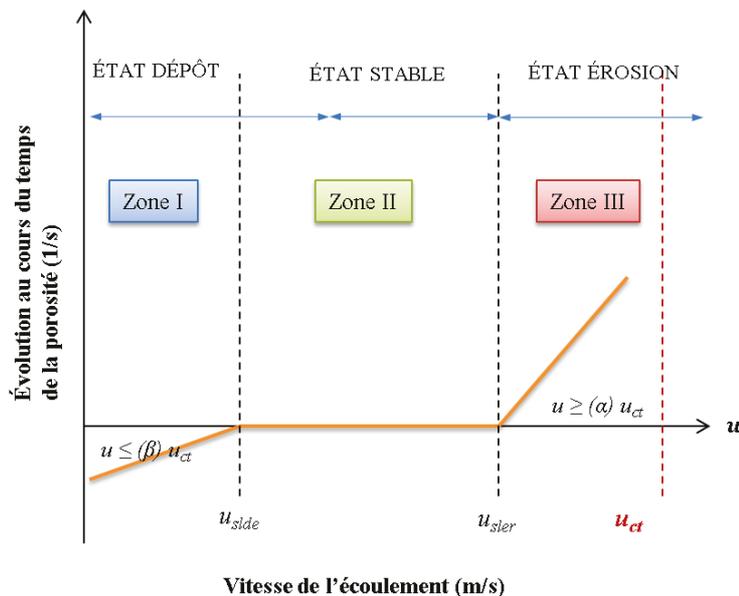


Figure 3- 1 Les zones de la vitesse de l'écoulement

En regardant les deux équations (3-9) (3-10), on constate que lorsque la vitesse de l'écoulement est dans la zone (III), la valeur de la vitesse d'érosion est positive et la valeur de vitesse de dépôt est négative, alors la porosité augmente localement au cours du temps par la moyenne de la valeur de la vitesse d'érosion (u_{er}) et de sa valeur absolue $\|u_{er}\|$ et le terme de dépôt est nul car la valeur de vitesse de dépôt (u_{de}) est négative. De même, pour une vitesse d'écoulement de la zone (I), la valeur de la vitesse de dépôt (u_{de}) est négative, alors la porosité diminue localement au cours du temps par la moyenne de la valeur de la vitesse de dépôt (u_{de}) et de sa valeur absolue $\|u_{de}\|$. Le terme d'érosion est nul car la valeur de vitesse d'érosion (u_{er}) est négative. La figure (3-1) résume ce phénomène.

Dans l'hypothèse de ce modèle, il faut que la porosité finale après l'érosion soit inférieure à 1 ($n_{final} < 1$). De même, la porosité n'évolue pas avec le terme de dépôt s'il n'y a pas de particules érodées en suspension, autrement dit, la concentration (c) doit être supérieure à 0 ($c > 0$).

3.2.4 DEVELOPPEMENT DU MODELE DE L'EROSION : amélioration de l'aspect dépôt

Dans la loi classique d'érosion (équation 2-28), la concentration des particules érodées en suspension (c) n'a aucune influence sur l'évaluation de la porosité (n) au cours du temps. Dans la première approche du modèle proposé (équation 3-5), nous pouvons noter que la diminution de la porosité locale (n) est causée par la moyenne de la vitesse locale de dépôt (u_{de}) et de sa valeur absolue à condition que la concentration locale des particules érodées en suspension (c) soit supérieure à 0 (quelle que soit la quantité de cette concentration). De plus, le coefficient d'érosion (λ) est utilisé pour les deux termes du modèle (terme d'érosion et terme de dépôt) alors que ces deux phénomènes n'ont pas le même mécanisme. C'est la raison pour laquelle nous avons pensé à développer la première approche du modèle.

En effet, la probabilité d'apparition du phénomène de dépôt (colmatage) dans les canaux de pores du système augmente, lorsque la concentration des particules érodées en suspension augmente au-dessus d'une certaine valeur. Par contre, une loi constitutive du dépôt peut représenter le colmatage mais comme un effet d'un ordre supérieur à celui d'érosion (Vardoulakis et al. (1996)). Partant de ces hypothèses, nous avons donc réalisé deux modifications au modèle proposé afin d'augmenter la probabilité d'occurrence du colmatage:

1. En premier lieu, dans le terme de dépôt de l'équation (3-5), on a ajouté la concentration volumique avec un coefficient de dépôt (λ_{de}) et une concentration volumique (c_v).
2. En deuxième lieu, dans l'équation de la vitesse (u_{slde}) (équation 3-8), on a ajouté un terme qui permet d'augmenter la valeur de (u_{slde}) en fonction de la concentration volumique de l'ordre (m).

➤ Les modifications de l'équation (3-9) sont définies par :

$$\frac{\partial n}{\partial t} = \lambda \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{er} + \|u_{er}\|}{2} \right) + \lambda_{de} \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{de} - \|u_{de}\|}{2} \right) \cdot c_v \quad 3-12$$

Dans ce modèle, on suppose également que la valeur critique de la vitesse de Darcy (u_{ct}) n'est pas constante et peut être décrite par :

$$u_{ct} = K \cdot i_{ct} \quad 3-13$$

Où K est la conductivité hydraulique du sol qui peut être déterminée par :

$$K = \frac{k}{\mu_{mix}} \cdot \rho_f \cdot g \quad 3-14$$

Avec k la perméabilité intrinsèque du sol (m^2) (équation 3-1) et μ_{mix} la viscosité du mélange (eau-particules) (équation 3-4).

Nous avons considéré également que le gradient hydraulique critique (i_{ct}) est fonction de la porosité du milieu (n) et s'exprime par :

$$i_{ct} = (1 - n) \left(\frac{\gamma_s}{\gamma_f} - 1 \right) \quad 3-15$$

Donc, prenant en compte les deux hypothèses précédentes, la vitesse (u_{sler}) et la vitesse (u_{slide}) ne sont pas constantes.

Avec la définition de la concentration (équation 2-2), la concentration volumique (c_v) est déterminée par :

$$c_v = \frac{\text{volume des particules en suspension}}{\text{volume des vides}} = \frac{m_{pe}}{\rho_s \cdot n \cdot v} = \frac{c_m}{\rho_s \cdot n} \quad 3-16$$

Où (c_m) une concentration massique (kg/m^3) qui est définie par :

$$c_m = \frac{\text{masse des particules en suspension (kg)}}{\text{volume totale}(m^3)} = \frac{m_{pe}}{v} \quad 3-17$$

Avec ρ_s la densité des particules érodées, m_{pe} la masse des particules érodées (kg), n la porosité, c la concentration en suspension (kg/m^3). Le coefficient de dépôt (λ_{de}) est décrit par:

$$\lambda_{de} = \frac{\lambda}{c_{vcr}} \quad 3-18$$

$$c_{vcr} = \frac{c_{cr}}{\rho_s \cdot n_0} \quad 3-19$$

Où λ est le coefficient d'érosion, c_{vcr} la concentration critique du colmatage et la valeur critique de la concentration c_{cr} est supposé constante (kg/m^3). Il faut noter que la valeur de c_{cr} doit être validée par des résultats expérimentaux.

➤ La modification de (u_{slide}) est déterminée par:

$$u_{slide_{(c,m)}} = \beta \cdot u_{ct} + (\alpha - \beta) \cdot u_{ct} \cdot (c_v)^m \quad 3-20$$

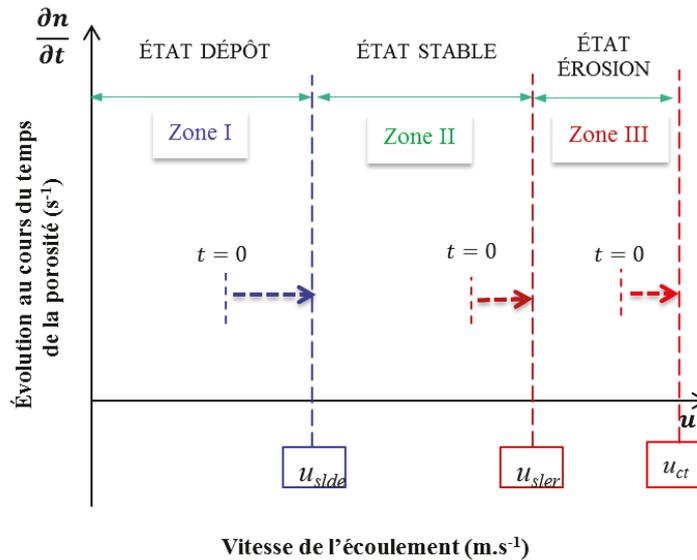


Figure 3- 2 L'évolution au cours du temps des zones de la vitesse de Darcy face aux modifications de la deuxième approche

Où $u_{slde(c,m)}$ est la vitesse modifiée de seuil de dépôt (m/s), m un paramètre empirique sans dimensions et c_v est la concentration volumique (%).

Comme il est indiqué dans l'équation (3-12) et tout en regardant la figure (3-2), nous pouvons remarquer que la vitesse de seuil de dépôt (u_{slde}) est augmentée par un deuxième terme qui permet d'élargir la zone de dépôt (zone I) dans la figure (3-6) au détriment de la zone stable (zone II). Ce terme est une fonction de la concentration (c_v) à l'ordre (m). De ce fait, on augmente la possibilité de déposer les particules en suspension dans les zones dans lesquelles la vitesse d'écoulement est inférieure à la vitesse (u_{slde}).

De plus, dans cette approche, la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) indiquée dans l'équation (3-7) n'est pas constante car la vitesse critique (u_{ct}) évolue en fonction du gradient hydraulique critique (i_{ct}) qui évolue en fonction de la porosité (n) selon l'équation (3-13) et l'équation (3-15) respectivement, comme résumé dans la figure (3-2). Dans les zones érodées, lorsque (u_{ct}) augmente au cours du temps, la vitesse (u_{sler}) augmente. De ce fait, selon l'équation (3-9), la vitesse d'érosion (u_{er}) diminue pour que la porosité et la probabilité d'érosion diminue au cours du temps.

L'influence du coefficient (m) sur l'évolution de ($u_{slde(c,m)}$) est illustrée dans la figure (3-3). En effet, lorsque le coefficient (m) se rapproche à 0, la pente de la courbe de la vitesse ($u_{slde(c,m)}$) tend à augmenter, cela signifie que la vitesse de dépôt augmente rapidement pour une petite valeur de la concentration (c_v). Dans notre cas, de manière générale, la concentration est relativement petite, alors il faudra que la valeur de (m) soit bien inférieure à 1 pour représenter un possible colmatage.

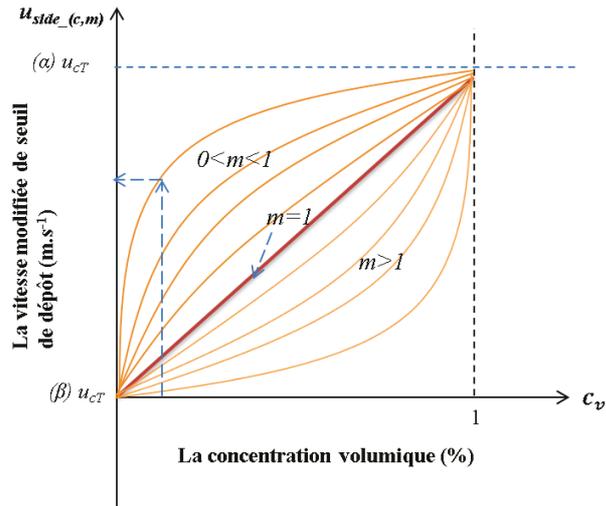


Figure 3- 3 Le coefficient (m) en fonction de la concentration volumique

3.2.5 LA LOI DE TRANSPORT

En prenant en compte la variation de taux de la masse érodée en suspension et la variation de cette masse de matière en dépôt, et en se basant sur la loi de transport des espèces par convection/dispersion en milieux poreux saturés (équation 2-36), la loi de transport avec cinétique d'érosion et de dépôt, peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{\partial(nc)}{\partial t} + u\nabla c = \nabla \cdot (D_h \nabla c) + S + R \quad 3- 21$$

Dans le cas d'un système sol-filtre, l'équation (3-21) peut être adaptée en :

$$n \frac{\partial c}{\partial t} + c \frac{\partial n}{\partial t} + u\nabla c - (u_{er} \cdot \frac{c_s}{L_f}) = \nabla \cdot (D_h \nabla c) + S + R \quad 3- 22$$

Où n est la porosité du système, c la concentration des particules en suspension (kg/m^3), u la vitesse d'écoulement (la vitesse de Darcy) (m/s), D_h le tenseur du coefficient de dispersion hydrodynamique (m^2/s) (isotrope et constant) et S un terme de source de concentration ($\text{kg/m}^3 \cdot \text{s}$). R est introduit comme un terme de dépôt des particules ($\text{kg/m}^3 \cdot \text{s}$). c_s est la concentration de la masse sortante du système. u_{er} est la vitesse d'érosion (m/s) et L_f la longueur du filtre (m).

Dans l'équation (3-22), sur le côté gauche, les deux premiers termes correspondent à l'accumulation des particules érodées dans la phase liquide et la phase solide fluidisée tandis que le troisième terme représente le transport convectif provoqué par la vitesse de Darcy (u). Le quatrième ($u_{er} \cdot c_s / L_f$) représente le flux de la concentration de la masse érodée sortante. Pour les éléments du maillage dans le domaine, ce dernier terme est nul. Du côté droit, le premier terme est le terme de dispersion des particules érodées en suspension et le deuxième terme décrit une production des particules en suspension tandis que le troisième représente un terme de consommation des particules (dépôt).

Pour tenir compte du fait que toute la masse érodée en suspension provient de la phase solide (avec l'équation (2-15)), on peut donc définir le terme de source dans l'équation (3-22) par l'équation suivante :

$$S = \dot{m}_{er} = \lambda \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{er} + \|u_{er}\|}{2} \right) \cdot \rho_s \quad \text{Si } n_{final} < 1 \quad 3-23$$

$$\text{Sinon} \quad S = 0$$

Où ρ_s est la masse volumique des grains (kg/m^3).

Dans le cas d'érosion, la concentration (c) augmente par le terme de source de génération de masse (S). En revanche, si on est dans le cas stable ou dépôt, le terme source est nul.

Par rapport au terme de consommation des particules (R), considérons que le terme de dépôt dans l'équation (3-5) représente la masse déposée, le terme R est déterminé pour la première approche par :

$$R = \dot{m}_{de} = \lambda \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{de} - \|u_{de}\|}{2} \right) \cdot \rho_s \quad \text{Si } n_{final} < 1 \text{ et } c > 0 \quad 3-24$$

$$R = 0 \quad \text{sinon}$$

Et pour la deuxième approche du modèle, ce terme peut être défini par :

$$R = \dot{m}_{de} = \lambda_{de} \left(\frac{1-n}{n} \right) \left(\frac{u_{de} - \|u_{de}\|}{2} \right) \cdot c_v \cdot \rho_s \quad \text{Si } n_{final} > 0 \text{ et } c > 0 \quad 3-25$$

$$R = 0 \quad \text{sinon}$$

En revanche, si on est dans le cas stable, ce terme est nul.

Cette approche est basée sur un bilan de matière au niveau de chaque élément volumique du milieu poreux et consiste à suivre la concentration moyenne en chaque point. Le dépôt de particules est décrit par un coefficient de dépôt (λ_{de}) et une concentration volumique (c_v).

En terme de conservation de masse, on peut résumer les mécanismes d'érosion et du dépôt des particules érodées transportées en présentant trois cas ; le cas initial ou stable, le cas érosion et le cas de dépôt, en utilisant des volumes élémentaires représentatifs à l'aide de la porosité et de la masse.

1- L'ETAT STABLE :

Dans ce cas le sol reste dans l'état initial avec une porosité initiale (n_0) et une conductivité hydraulique initiale (K_0) et une masse solide des grains (M_{s0}). En revanche, la concentration en suspension (c) est égale à zéro (figure (3-4)).

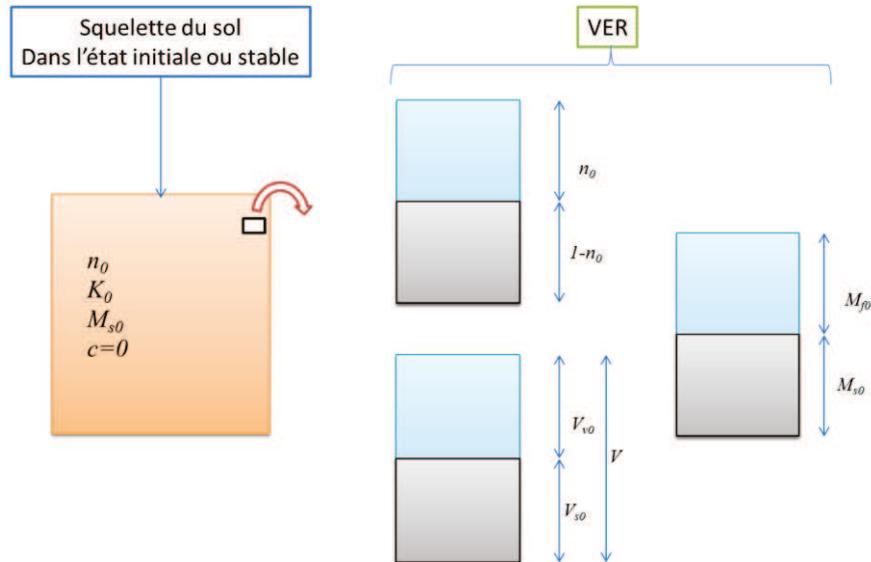


Figure 3- 4 Le volume élémentaire représentatif de sol dans le cas stable

2- L'ETAT EROSION :

En ce qui concerne le cas d'érosion, en regardant la figure (3-5), la porosité du milieu (n) et la concentration des particules érodées en suspension (c) ou (c_{er}) ou (c_m) sont évalués par le terme d'érosion de l'équation (3-12) avec un coefficient d'érosion (λ). En tenant compte que la totalité de la masse érodée fluidisée (m_{er}) provient de la phase solide dans l'état initiale (M_{s0}) alors ($m_{er} = \Delta m_s$). De ce fait, l'érosion commence à partir de l'état initial indiqué dans la figure (3-4).

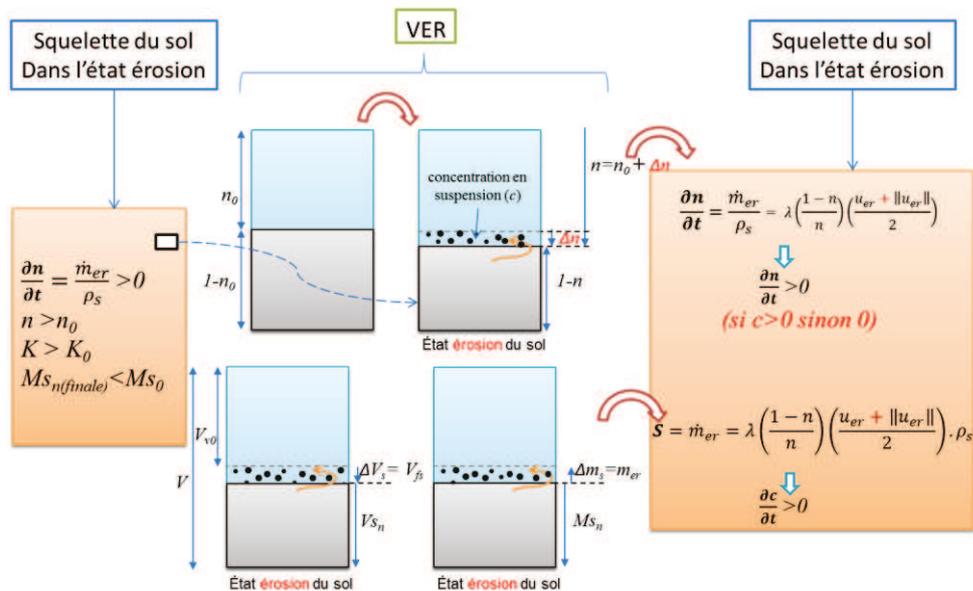


Figure 3- 5 Le volume élémentaire représentatif de sol dans le cas d'érosion

3- L'ETAT DEPOT :

Enfin, à partir des équations (3-12) et (3-24) et (3-25), et afin de déposer des particules érodées, il faut tenir compte dans le modèle du fait que le terme dépôt est nul sans une concentration (c) qui proviendrait soit des zones érodées (grâce au terme dispersion de l'équation de transport (équation 3-22)), soit d'une concentration injectée depuis l'extérieur du système (c_0) (figure 3-6).

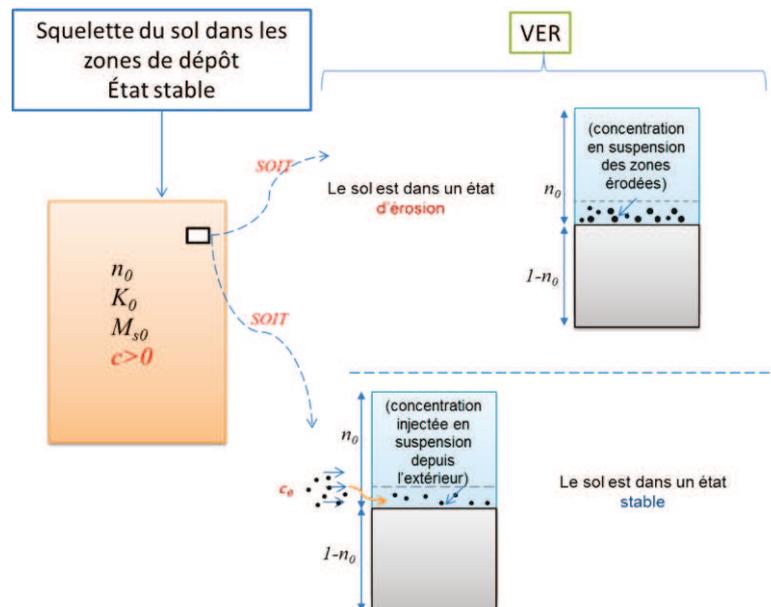


Figure 3- 6 Le volume élémentaire représentatif de sol en cas de dépôt- l'origine de la concentration en suspension

Ces deux cas sont considérés comme des états initiaux pour le dépôt. Dans les figures (3-7) et (3-8), on peut constater que la porosité du milieu (n) et la concentration des

particules érodées en suspension (c) sont évalués par le terme de dépôt de l'équation (3-12) avec un coefficient d'érosion (λ_{de}) et une concentration volumique (c_v). Dans le cas de dépôt, le modèle dépose la masse en suspension (c) dans les zones à faible vitesse (inférieure à la vitesse (u_{sde})).

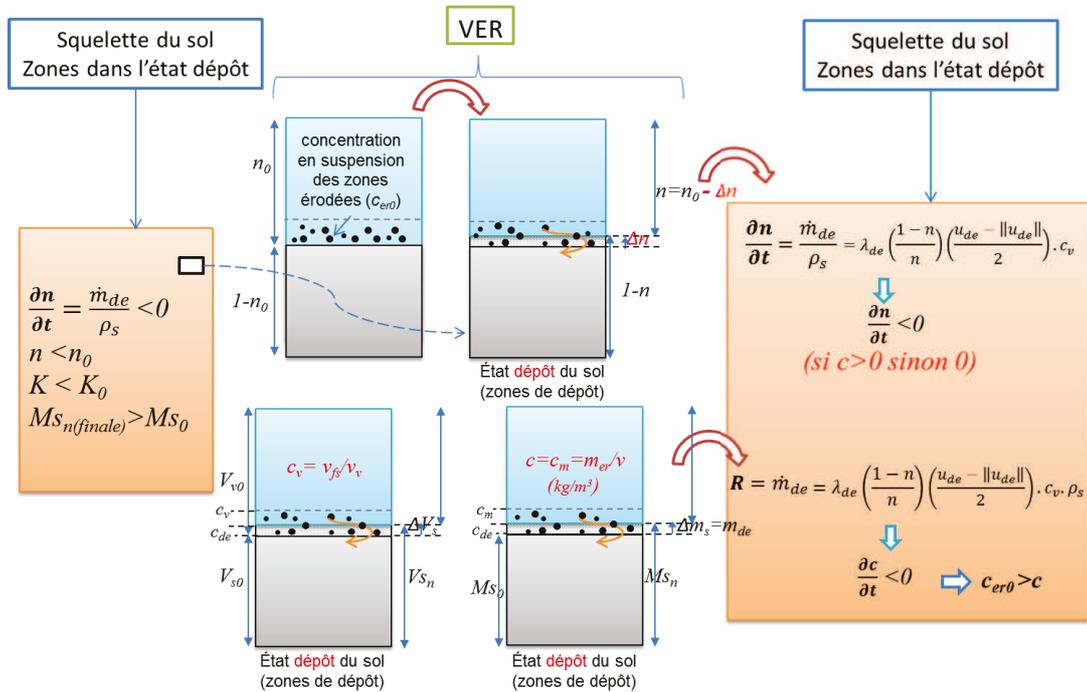


Figure 3- 7 Le volume élémentaire représentatif du premier état initial proposé du cas de dépôt - cas d'érosion du sol

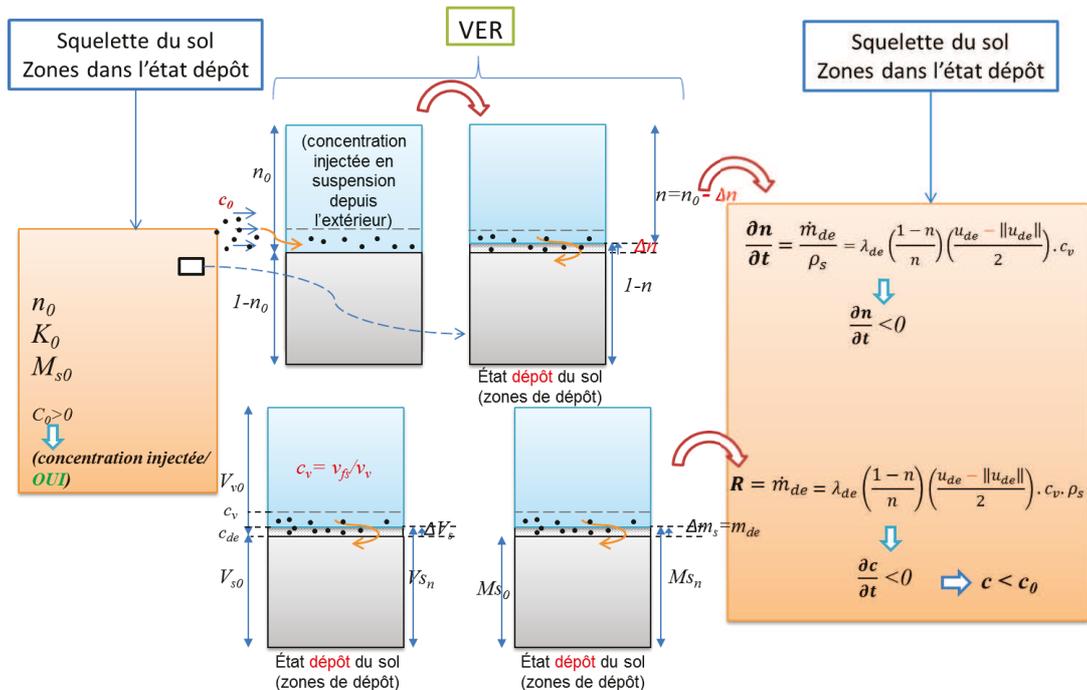


Figure 3- 8 Le volume élémentaire représentatif du deuxième état initial proposé du cas de dépôt- cas stable du sol avec une concentration injectée

La figure (3-7) nous indique un cas de dépôt avec une concentration des particules érodée en suspension (c) qui viennent des zones érodées. La figure (3-8) nous montre la deuxième supposition de l'état de dépôt qui prend en compte l'état initial du sol (figure 3-4) mais avec une concentration injectée depuis l'extérieur (c_0). Cette concentration injectée peut être déposée dans les zones à faibles vitesses ou se colmater dans les zones à forte concentration des particules injectées en suspension.

3.3 RESOLUTION PAR UNE METHODE AUX ELEMENTS FINIS - MODELISATION EN 2D

Le principe de la simulation aux éléments finis a été présenté dans le précédent chapitre. Nous avons utilisé l'outil COMSOL-multiphysics version 3.4b qui va nous permettre de résoudre le modèle multiphysique en respectant les étapes suivantes :

3.3.1 IMPLANTATION DES EQUATIONS DU MODELE DANS COMSOL- MULTIPHYSICS

Le modèle est intégré sous l'environnement COMSOL-multiphysics version 3.4b. En effet, Comsol est un outil de simulation multiphasique permettant de résoudre, de façon couplée, des équations aux dérivées partielles par la méthode des éléments finis. Il dispose d'une base de données d'équations permettant de modéliser différents phénomènes physiques comme le transport des espèces chimiques en milieu poreux, l'écoulement des fluides, le transport de chaleur en milieu poreux...etc.

De manière générale, les étapes de la modélisation sont les suivantes :

- choix des dimensions de l'espace (2D),
- détermination des interfaces utilisées,
- définition des propriétés physiques des différents paramètres,
- définition des équations des différentes variables,
- définition de la géométrie,
- définition des conditions aux limites et de l'état initial,
- maillage du domaine,
- résolution du problème par le solveur et post-traitements.

3.3.1.1 LE TYPE D'ETUDE

L'étude COMSOL permet d'accéder à l'évolution des différentes variables du modèle tels que la porosité, la concentration des particules érodée en suspension, la masse érodée sortante, la perméabilité, la vitesse de l'écoulement en fonction des différents éléments tels que le temps et l'espace. Ceci nous a conduits aux trois types de simulations suivantes : stationnaire, transitoire ou temporelle et une dernière paramétrique. Dans notre cas, on a choisi une simulation transitoire (en anglais : Time Depend Study).

3.3.1.2 LES MODULES UTILISEES

Les modules utilisés dans Comsol pour notre étude sont ceux des sciences de la terre dans lesquelles nous avons choisi:

- l'interface de la loi de Darcy (*dl*) avec une variable dépendante de la pression des pores (*p*), pour l'écoulement en milieu poreux qui est décrit par l'équation (2-22) et la conservation de fluide (équation 2-19),
- l'équation différentielle partielle (PDE), avec une variable dépendante de la porosité (*n*) pour l'équation de la loi d'érosion/dépôt (équation 3-12),
- l'équation de la convection-dispersion dans l'interface transport des espèces (*esst*) avec une variable indépendante de la concentration des espèces en suspension (*c*) pour le transport dans le milieu poreux (équation 3-22).

➤ L'INTERFACE DE DARCY (dl) DANS UNE ETUDE TRANSITOIRE (Darcy's Law (dl))

Le mode de Darcy (*dl*) utilise la pression *p* comme une variable dépendante. Ce mode se compose d'une équation de la loi de Darcy (équation 2-22) et d'une équation de conservation de fluide (équation 2-19).

Pour une étude temporelle, la perméabilité et la porosité du système sont évaluées en fonction du temps. Dans ce module, on peut choisir entre la perméabilité intrinsèque (*k*) (m^2) ou la conductivité hydraulique (*K*) (m/s) afin de déterminer la perméabilité du milieu. Dans notre cas, nous avons choisi la perméabilité intrinsèque qui est exprimé par la formule de Kozeny-Carman (équation 3-1). La densité du fluide est considérée comme la densité de l'eau tandis que la viscosité est considérée comme une viscosité du mélange fluide-particules fluidisées (μ_{mix}) issue de la relation d'Einstein (équation 3-4). A noter que l'effet de la gravité est négligé dans l'équation de Darcy (équation 2-22).

Toutefois, afin que ce mode fonctionne, une valeur initiale de la pression (p_0) ou de la charge de pression (H_{p0}) ou de la charge hydraulique (H_0) sera nécessaire (les valeurs

initiales par défaut sont indiquées 0). Dans notre cas, nous avons choisi une valeur initiale de la charge hydraulique qui est définie par :

$$H = y + dl.H_p \quad 3-26$$

Où y est l'altitude du point considéré et $dl.H_p$ est la charge de pression de l'interface de Darcy (dl).

Donc, la résolution de ce mode permet de déterminer la vitesse selon la loi de Darcy (u) et la pression de l'écoulement (p) comme des fonctions dépendantes du temps et des coordonnées spatiales.

➤ L'INTERFACE (PDE) DE LA FORME « COEFFICIENTS » (Coefficient Form PDE(c))

Dans un domaine 2D et pour une variable dépendante (u_2), l'équation différentielle partielle d'une forme, qui contient différents coefficients, est présentée comme suit:

$$e_a \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2} + d_a \frac{\partial u_2}{\partial t} + \nabla \cdot (-c_a \nabla u_2 - \alpha_a u_2 + \gamma_a) + \beta_a \cdot \nabla u_2 + \alpha_a u_2 = f \quad 3-27$$

Nous avons utilisé la forme de l'équation (3-27) afin de présenter l'équation de la loi d'érosion/dépôt (équation 3-12) en déterminant la variable dépendante (u_2) et les coefficients $e_a, d_a, \alpha_a, \gamma_a$, et β_a . Pour cela, nous avons considéré que la variable (u_2) soit (n) la porosité du milieu avec les coefficients : $e_a = \alpha_a = \gamma_a = \beta_a = c_a = 0$, $d_a = 1$ et avec un terme source (f) qui représente l'équation (3-12). D'ailleurs, en termes d'unité, Comsol donne au terme source (f) une unité par défaut qui est ($1/m^2$), dans notre cas, cette unité doit être adaptée pour correspondre à celle du terme de la dérivée temporelle de la porosité ($\frac{\partial n}{\partial t}$), c'est-à-dire ($1/s$).

➤ L'INTERFACE DE TRANSPORT DES ESPECES (Solute transport (esst))

Dans Comsol, pour le cas de transport des espèces dans les milieux poreux saturés, l'équation gouvernante est:

$$(\theta_s + \rho_b k_p) \frac{\partial c}{\partial t} + (c - \rho_b c_p) \frac{\partial \theta_s}{\partial t} + \nabla \cdot (cu) - \nabla \cdot [(D_D + D_e) \nabla c] = S + R \quad 3-28$$

Avec θ_s la porosité du milieu, u la vitesse moyenne (m/s), c la concentration des espèces (kg/m^3), ($c_p = k_p \cdot c$) la quantité des espèces adsorbées à la phase solide (mg/kg) avec un coefficient de distribution k_p (m^3/kg), D_D le coefficient de dispersion mécanique (m^2/s) (équation 2-34), D_e le coefficient de diffusion effective (m^2/s), ρ_b la masse volumique globale du milieu (kg/m^3), ρ_p la masse volumique des espèces injectées dans le

système (kg/m^3), S le terme de source des espèces ($\text{kg}/(\text{m}^3.\text{s})$) et R le terme de réaction des espèces avec la phase solide ($\text{kg}/(\text{m}^3.\text{s})$).

Dans notre cas, la porosité $\Theta_s = n$ et la masse volumique de la phase solide après l'érosion $\rho_b = \rho^l$ (équation 2-4). Le coefficient de dispersion hydrodynamique est $D_h = (D_D + D_e)$ (équation 2-35). Dans la modélisation lors de cette étude, la diffusion moléculaire effective (D_e) est égale à $10 \cdot 10^{-9}$ (m^2/s). Le terme S représente le terme source des particules fluidisées et le terme R peut être considéré comme un terme de dépôt.

En ce qui concerne la modélisation des particules érodées, nous avons considéré les particules comme une concentration (c) (variable continue), avec des probabilités de création (source) ou de rétention (puits) dans l'équation de transport (3-28). Ces termes sources peuvent modifier les propriétés des milieux poreux homogènes (porosité,...). D'un autre côté, le terme d'adsorption a été négligé ($k_p = 0$ ou $c_p = 0$). Prenant en compte les modifications précédentes, l'équation (3-28) peut représenter l'équation de transport des particules érodée en suspension (équation 3-21).

Dans Comsol et lors de la modélisation, le terme du flux de la concentration des particules érodée en sortant ($u_{er} \cdot c_s / L_f$) (en anglais ; Convective Flux Boundary (esst.cbf_c)) qui permet aux particules en suspension d'être transportées au travers de cette frontière vers l'extérieur, est appliqué seulement à la frontière (6) (figure 3-10). Notons que ce terme n'est pas pris en compte dans tous les points du milieu.

3.3.2 APPLICATION SUR UNE GEOMETRIE SIMPLE (MODELE 2D)

Pour résoudre le phénomène de l'instabilité interne par suffusion, une modélisation Comsol 2D a été réalisée.

3.3.2.1 DEFINITION DE LA GEOMETRIE EN 2D :

Nous avons mis des points de mesures afin de suivre la variation locale des différentes variables du modèle pendant l'écoulement. Les coordonnées des points indiqués dans la figure (3-9) ont été choisies en prenant en compte le champ de vitesse ; deux points (10 et 4) dans les zones de faible vitesse, deux points dans les zone stables (6, 9), un point près de l'amont (5), un point près de l'aval (11) et deux points dans la zone entre l'aval et l'amont où la vitesse est relativement importante (7, 8).

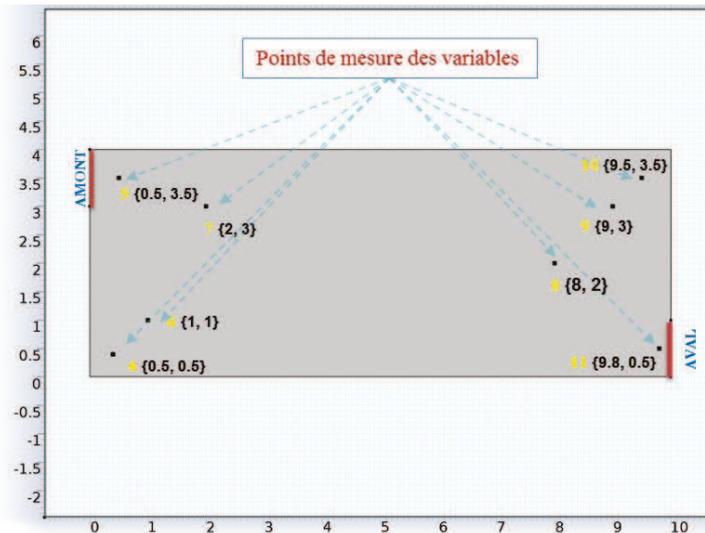


Figure 3- 9 Géométrie du système en 2D

3.3.2.2 PARAMETRES D'ENTREE ET VARIABLES DU MODELE

➤ PARAMETRES D'ENTREE

Comme nous avons deux approches pour la loi d'érosion/dépôt nous avons utilisé des paramètres d'entrés et des variables pour chacune des approches. Pour la première approche, comme il est indiqué dans la définition du modèle géométrique, la zone d'étude est considérée comme un milieu poreux, c'est pour cela que nous avons choisi les caractéristiques physiques du sol et les paramètres du modèle qui sont données dans le tableau suivant :

Tableau 3- 1 Paramètres d'entrée utilisés pour la première approche de la loi d'érosion/dépôt

Nom	Expression	Unité	Description
n_0	0.4		Porosité initiale
K_0	$1 \cdot 10^{-4}$	[m/s]	Conductivité hydraulique du sol
ρ_{grains}	2700	[kg/m ³]	Masse volumique des grains
ρ_{eau}	998.6033	[kg/m ³]	Masse volumique de l'eau
μ_0	0.001002	[Pa.s]	Viscosité initiale
k_0	$1.0228 \cdot 10^{-11}$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque initiale
g_{cte}	9.81	[m/s ²]	Accélération de la gravité
λ	0.05	[1/m]	Coefficient d'érosion
i_{ct}	1.02	[m/m]	Gradient hydraulique critique de Terzaghi
u_{ct}	$1.02 \cdot 10^{-4}$	[m/s]	Vitesse critique de Darcy
α	0.5		Paramètre du modèle
u_{sler}	$5.11 \cdot 10^{-5}$	[m/s]	Vitesse de seuil d'érosion
β	0.2		Paramètre du modèle
u_{slde}	$2.04 \cdot 10^{-5}$	[m/s]	Vitesse de seuil de dépôt

Nom	Expression	Unité	Description
D_D	$2.3704 \cdot 10^{-6}$	[m ² /s]	Coefficient de dispersion
$zeta$	0.44095		Paramètre de modèle

De même, pour le modèle développé (deuxième approche), les paramètres utilisés sont présentés dans le tableau (3-2):

Tableau 3- 2 Paramètres d'entrée utilisé pour le modèle développé de la loi d'érosion/dépôt

Paramètres	Expression	Unité	Description
n_0	0.4		Porosité initiale
K_0	$1 \cdot 10^{-4}$	[m/s]	Conductivité hydraulique du sol
ρ_{grains}	2700	[kg/m ³]	Masse volumique des grains
ρ_{eau}	998.6033	[kg/m ³]	Masse volumique d'eau
μ_0	0.001002	[Pa.s]	Viscosité initiale
k_0	$1.0228 \cdot 10^{-11}$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque initiale
g_{cte}	9.81	[m/s ²]	Accélération de la gravité
λ	0.05	[1/m]	Coefficient d'érosion
α	0.5		Paramètre du modèle
β	0.2		Paramètre du modèle
m	0.125		Paramètre du modèle
C_{cr}	10	[kg/m ³]	Concentration massique critique
$C_{v_{cr}}$	0.0092		Concentration volumique critique
λ_{de}	5.4	[1/m]	Coefficient de dépôt
$zeta$	0.44095		Paramètre de modèle
D_D	$2.3704 \cdot 10^{-6}$	[m ² /s]	Coefficient de dispersion

A noter que la valeur du coefficient de dispersion ($D_D=2,3704 \cdot 10^{-6}$ m²/s), utilisé dans l'équation de transport des particules érodées en suspension (équation 3-22), a été choisie en prenant en compte l'équation (2-34). En effet, dans cette équation, le coefficient de dispersion (D_D) est lié au coefficient de dispersivité longitudinale (α_L) et à la vitesse linéaire moyenne de l'écoulement (v).

D'après l'étude expérimentale de Benamar et al. (2006) et l'étude numérique de Aggelopoulos et al. (2007), la gamme du coefficient (α_L) varie entre ($1,87 \cdot 10^{-3}$ et $1,29 \cdot 10^{-2}$) m. Selon Benamar et al. (2006), la dispersion augmente de façon linéaire avec la vitesse d'écoulement. En effet, ils ont réalisé des essais en utilisant un dispositif expérimental constitué essentiellement d'une colonne contenant un milieu poreux (gravier ou billes de verre). Trois colonnes de longueurs différentes (33, 66, 100) cm et de diamètre intérieur égal à 6,4cm sont utilisées. Ils ont constaté que la dispersion augmente avec la longueur de la colonne. Dans notre cas, prenant en compte des

dimensions du modèle géométrique (4*10) m, nous avons choisi une valeur maximale du coefficient de dispersivité de la gamme indiquée au-dessus, soit 0,0129m. La vitesse moyenne de l'écoulement (v) s'exprime par $v = u_{moyenne}/n$, où $u_{moyenne}$ est la vitesse moyenne de la vitesse de Darcy calculée par Comsol ($u_{moyenne} = 7,35 \cdot 10^{-05}$ m/s) et n la porosité du milieu qui doit être constante, d'après Bear (1979). Nous avons choisi la valeur initiale de la porosité du milieu ($n = n_0$) égale à 0,4, soit $v = 7,35 \cdot 10^{-5} / 0,4 = 1,84 \cdot 10^{-4}$ m/s.

En ce qui concerne le coefficient d'érosion (λ), la valeur de ce coefficient est retenue dans cette étude selon la valeur proposée par Nguyen (2013) qui permet d'obtenir des résultats numériques comparables aux résultats expérimentaux. Les deux valeurs des paramètres du modèle (α et β) sont considérées constantes (à valider par l'expérimental) alors que la valeur de (ξ) a été calculée en prenant en compte le concept de l'équilibre de masse du système (ce paramètre sera expliqué ultérieurement dans le mémoire).

VARIABLES DU MODELE

Comsol nous permet de créer une liste de variables en utilisant la section de définitions. Les variables créées sont valables dans l'ensemble du modèle géométrique ou pour des domaines spécifiques, des frontières, ou des points.

En ce qui concerne les variables de la première approche, le tableau (3-3) nous montre les différentes variables considérées :

Tableau 3- 3 Les variables du modèle pour la première approche

Variables	Expression	Unité	Description
f	$if(n_{sol} < 1, \lambda * (1 - n_{sol}) * (u_{er} + abs(u_{er}))/2/n_{sol}, 0) + if(c > 0, \lambda_{de} * (1 - n_{sol}) * (u_{de} - abs(u_{de}))/2/n_{sol}, 0) * c_{sol}$	[1/s]	Loi d'érosion/dépôt
u_{dy}	$sqrt(dl.u^2 + dl.v^2)$	[m/s]	Vitesse de Darcy
u_{er}	$u_{dy} - u_{sler}$	[m/s]	Vitesse d'érosion
u_{de}	$u_{dy} - u_{slide}$	[m/s]	Vitesse de dépôt
c_v	$c / (\rho_{grains} * n_{sol})$		Concentration volumique
ρ_{sol}	$(1 - n_{sol}) * \rho_{grain}$	[kg/m ³]	Masse volumique des grains après l'érosion
k_{sol}	$k0_{sol} * (n_{sol})^3 / (1 - n_{sol})^2 * (1 - n_0)^2 / (n_0)^3$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque
i	$(u_{dy}) * \mu_{mix} / (\rho_{eau} * g_{cte} * k_{sol})$	[m/m]	Gradient hydraulique
S_c	$if(c > 0, if(n_{sol} < 1, \lambda * (1 - n_{sol}) * (u_{er} + abs(u_{er}))/2/n_{sol} * \rho_{grain} * \zeta, 0), 0)$	[kg/(m ³ .s)]	Taux d'érosion

Variables	Expression	Unité	Description
R_c	$if(c>0, \lambda_{de}*(1-n_{sol})*(u_{de}-abs(u_{de}))/2/n_{sol}*c_{sol}*\rho_{grain}, 0)$	[kg/(m ³ .s)]	Taux de dépôt

Et le tableau (3-4) présente les variables du modèle développé (deuxième modèle) :

Tableau 3- 4 Les variables du modèle développé

Variables	Expression	Unité	Description
f	$if(n_{sol}<1, \lambda*(1-n_{sol})*(u_{er}+abs(u_{er}))/2/n_{sol}, 0) + if(c>0, \lambda_{de}*(1-n_{sol})*(u_{de}-abs(u_{de}))/2/n_{sol}, 0)*c_{sol}$	[1/s]	Loi d'érosion/dépôt
u_{dy}	$sqrt(dl.u^2 + dl.v^2)$	[m/s]	Vitesse de Darcy
u_{er}	$u_{dy} - u_{sler}$	[m/s]	Vitesse d'érosion
u_{de}	$u_{dy} - u_{slde}$	[m/s]	Vitesse de dépôt
i	$(u_{dy})*\mu_{mix}/(\rho_{eau}*g_{cte}*k_{sol})$ OU $(sqrt(px^2+py^2+pz^2)/\rho_{eau}/g_{cte})$	[m/m]	Gradient hydraulique
i_{ct}	$(n_{sol}*\rho_{eau} + (1-n_{sol})*\rho_{grain})/\rho_{eau} - 1$	[m/m]	Gradient hydraulique critique
u_{ct}	$k_{sol}/\mu_{mix}*\rho_{eau}*g_{cte}*i_{ct}$	[m/s]	Vitesse critique de Darcy
u_{sler}	$\alpha*u_{ct}$	[m/s]	Vitesse de seuil d'érosion
u_{slde}	$\beta*u_{ct} + (\alpha - \beta)*u_{ct}*c_v^m$	[m/s]	Vitesse de seuil de dépôt
c_v	$c/(\rho_{grains}*n_{sol})$		Concentration volumique
μ_{mix}	$\mu_0*(1 + 2.5*c_v)$	[Pa.s]	Viscosité dynamique
ρ_{sol}	$(1-n_{sol})*\rho_{grain}$	[kg/m ³]	Masse volumique des grains après l'érosion
k_{sol}	$k0_{sol}*(n_{sol})^3/(1-n_{sol})^2*(1-n_0)^2/(n_0)^3$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque
S_c	$if(c>=0, if(n_{sol}<1, \lambda*(1-n_{sol})*(u_{er}+abs(u_{er}))/2/n_{sol}*\rho_{grain}*zeta, 0), 0)$	[kg/(m ³ .s)]	Taux d'érosion
R_c	$if(c>0, \lambda_{de}*(1-n_{sol})*(u_{de}-abs(u_{de}))/2/n_{sol}*c_{sol}*\rho_{grain}, 0)$	[kg/(m ³ .s)]	Taux de dépôt

(f) représente le terme source de l'équation (3-26), $dl.u$ et $dl.v$ sont les composantes du vecteur vitesse de Darcy qui est défini par l'équation (2-22) (le modèle de Darcy), n_{sol} est la porosité du milieu qui est considérée comme une variable dépendante dans l'interface (PDE).

3.3.2.3 CONDITIONS AUX LIMITES

Dans le logiciel, les conditions aux limites peuvent être définies pour chaque interface. Le modèle géométrique se compose de six frontières.

Par rapport à l'interface de Darcy, les conditions aux limites sont appliquées sur les frontières comme le montre la figure (3-11) avec :

- une charge hydraulique constante (H_1) à l'amont (frontière 1),
- une charge hydraulique constante (H_2) à l'aval (frontière 6),
- pas d'écoulement au travers des frontières (2, 3, 4, 5).

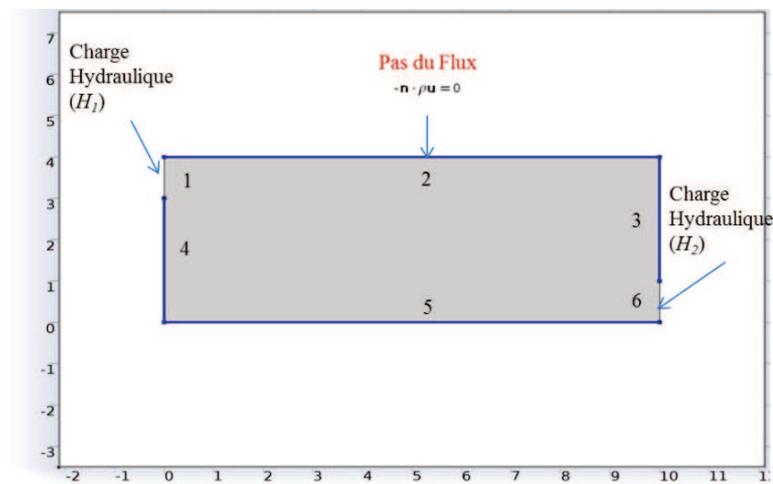


Figure 3- 10 Les conditions aux limites pour l'interface de Darcy

D'ailleurs, les charges hydrauliques imposées sur les deux frontières (1, 6) ont des valeurs différentes selon le cas étudié (stable, érosion, dépôt). Elles induisent des situations différentes en matière de vitesse d'écoulement à l'entrée. Pour cela, nous avons choisi les valeurs identifiées dans le tableau (3-5).

Tableau 3- 5 les charges de pression imposées sur les frontières 1 et 6 selon l'état du sol

Cas étudié	Charge Hydraulique (H_1) (m)	Charge Hydraulique (H_2) (m)
Etat stable et état dépôt	2	0,5
Etat érosion	7	0,5

Pour l'interface de transport des espèces, comme il est indiqué dans la figure 3-11, les conditions aux limites appliquées sur les frontières sont définies par :

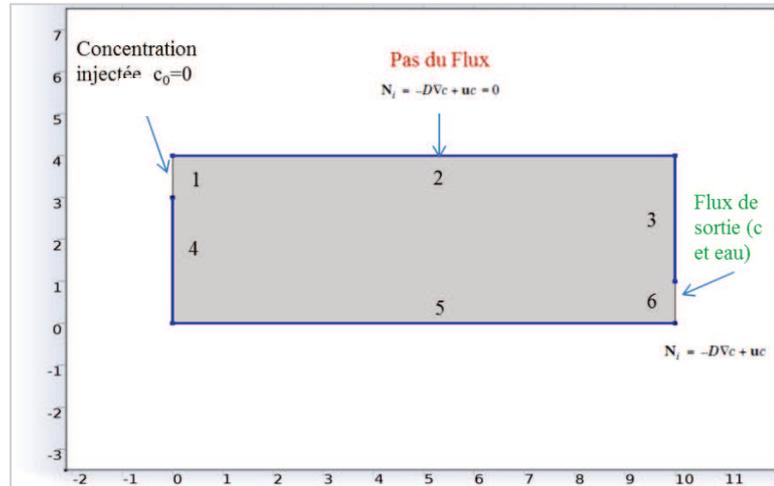


Figure 3- 11 Les conditions aux limites pour l'interface de transport des espèces

- une concentration des espèces ($c=c_0$) injectée au travers de la frontière 1,
- un flux de frontière convectif de la concentration sortante des particules érodées (équation 3-19) sur la frontière 6,
- pas de flux des espèces appliqué au travers des frontières (2, 3, 4, 5).

En ce qui concerne les conditions aux limites nécessaires pour l'interface (PDE), nous avons appliqué les conditions suivantes : (figure 3-12)

- Condition aux limites de Dirichlet ($n(x,t)=n_0$) sur les frontières 1 et 6,
- pas d'écoulement appliqué au travers des frontières (2, 3, 4, 5).

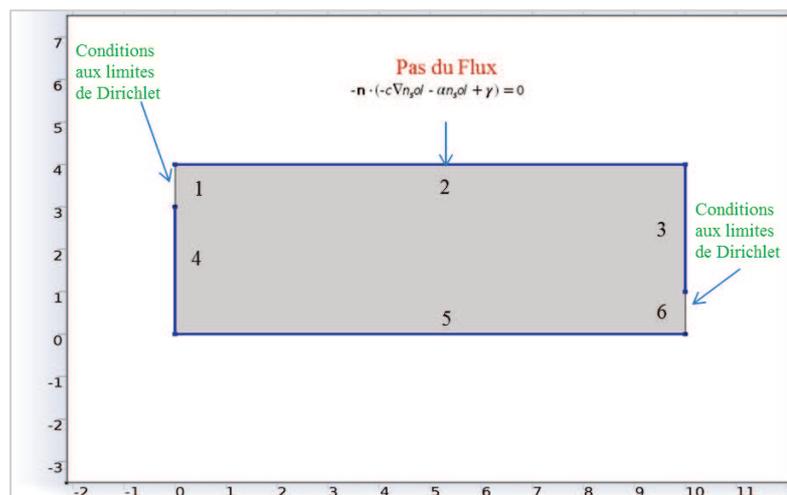


Figure 3- 12 Les conditions aux limites pour l'interface (PDE)

3.3.2.4 CONDITIONS INITIALES

Comme conditions initiales, le logiciel nous permet d'identifier des valeurs initiales pour chaque mode de calcul selon le schéma suivant :

- 1- Pour le mode de la loi de Darcy, afin de mesurer la vitesse de Darcy (u), Comsol nous demande une valeur initiale soit de la pression (P) ou de la charge hydraulique (H) ou de charge de pression (hauteur piézométrique) (H_p). Nous avons choisi la valeur de la charge hydraulique indiquée dans l'équation (3-26) comme valeur initiale.
- 2- Pour le mode de (PDE), afin de mesurer la porosité du milieu au cours du temps, une valeur initiale de la porosité est nécessaire. Nous avons mis la valeur initiale de la porosité indiquée dans le tableau (3-1) avec la valeur de la dérivée temporelle initiale de la porosité égale à 0.
- 3- Pour le mode de transport des espèces, la concentration initiale des espèces est égale à 0 ($c_0=0$). Il n'y a pas de concentration injectée (sauf mention contrainte explicite).

3.3.2.5 MAILLAGE DU DOMAINE

Le maillage est de type tétraédrique extrarfin avec une méthode de triangulation de Delaunay. Ce type de maillage a été appliqué après des tests numériques préliminaires de précision du calcul. Le maillage final est constitué de 4552 éléments triangulaires. La figure (3-13) nous montre le maillage choisi pour le domaine entier.

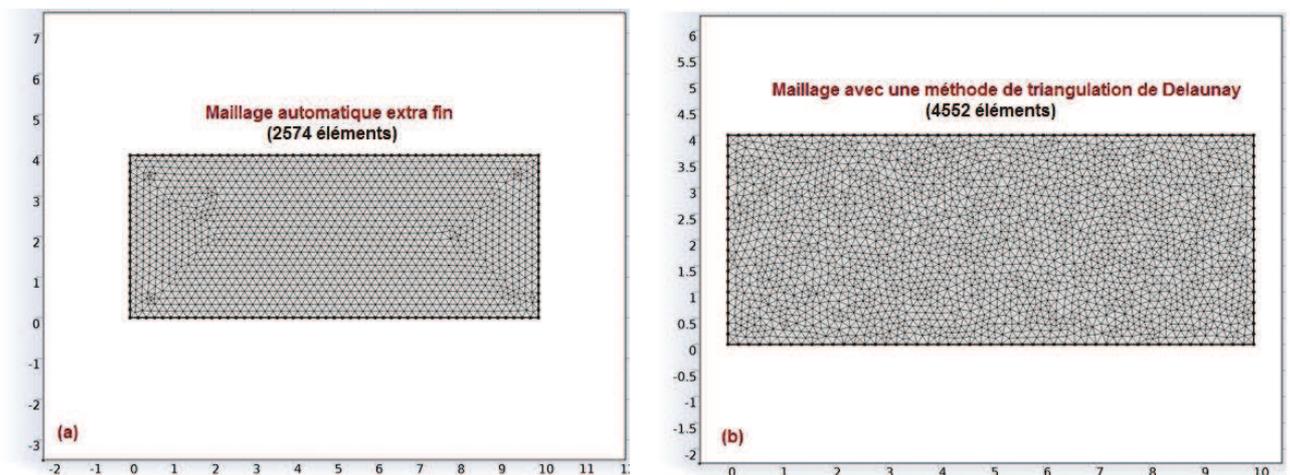


Figure 3- 13 Le maillage du modèle géométrique (2D), a) avec une méthode automatique extra fin, b) avec une méthode de Delaunay

3.3.3 RESULTATS ET DISCUSSION

Afin de vérifier l'efficacité du modèle proposé à reproduire les aspects transitoires et dynamiques du phénomène de suffusion, 5 cas différents sont réalisés pour les deux

approches du modèle de suffusion. En effet, en considérant la première approche, nous avons étudié deux cas d'érosion et un cas stable. Pour la deuxième approche, nous avons étudié deux cas différents (un cas d'érosion et un cas de dépôt). En résumé, tous les 5 cas étudiés peuvent être présentés dans l'ordre suivant:

Tableau 3- 6 Les cas étudiés- chapitre 3

Cas étudié du sol	Approche du modèle	Temps du calcul (s)	Coefficient de dispersion (D) (m^2/s)	α et β	Coefficient d'érosion (λ) (m^{-1})	m	ξ	Concentration injectée depuis l'extérieur c_0 (g/l)
Cas Erosion	1 ^{ère} approche	3000	$2,3704 \cdot 10^{-6}$	0,5 et 0,2	0,05	-	-	0
Cas Erosion	1 ^{ère} approche	20000	$2,3704 \cdot 10^{-6}$	0,5 et 0,2	0,05	-	0,44095	0
Cas Erosion	2 ^{ème} approche	25000	$2,3704 \cdot 10^{-6}$	0,5 et 0,2	0,05	0,1	0,44095	0
Cas Stable	1 ^{ère} approche	24000	$2,3704 \cdot 10^{-6}$	0,5 et 0,2	0,05	-	0,44095	0
Cas Dépôt	2 ^{ème} approche	150000	$2,3704 \cdot 10^{-6}$	0,5 et 0,1	0,05	0,15	0,44095	1

Nous rappelons que, dans la première approche du modèle proposé, le gradient hydraulique critique (i_{ct}), la vitesse critique de Darcy (u_{cr}) la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) et la vitesse de seuil de dépôt (u_{slide}), sont constants alors qu'ils sont variables lors de la modélisation avec la deuxième approche.

Afin de discuter les aspects dynamiques et transitoires de la suffusion, l'évolution locale en fonction du temps de la vitesse de l'écoulement, du gradient hydraulique, de la porosité et de la perméabilité, de la concentration des particules érodées en suspension, et l'évolution au cours du temps de la masse érodée cumulée en sortie seront présentées.

3.4.3.1 ATTEINDRE UN EQUILIBRE DE MASSE -PREMIERE APPROCHE- ETAT EROSION

Dans un premier temps, nous avons étudié un cas d'érosion avec une charge hydraulique imposée à l'amont ($H1= 10m$) et une charge hydraulique à l'aval ($H2= 0,5m$) pendant un temps de calcul de ($t=3000 s$) avec un pas de temps qui est égal à ($\Delta t=1s$). En effet, ces charges imposées sont choisies afin d'obtenir une vitesse à l'entrée correspondante à une vitesse de la zone (3) (cf. figure (3-1), vitesse supérieure à la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler})).

Dans un deuxième temps, en prenant en compte des paramètres et variables de la première approche, nous avons réalisé plusieurs essais de calcul afin d'examiner la

fiabilité du modèle à accomplir un équilibre de masse. Le tableau (3-7) nous montre la méthodologie utilisée.

Tableau 3- 7 La méthode pour obtenir un équilibre de masse- état érosion- approche 1

		PREMIERE APPROCHE				
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$				
volume totale (Vt) (m ³) (profondeur 1m)	40	$\lambda= 0,05$ (m-1)				
porosité initiale (n0)	0,4	Temps 3000s				
		<i>Etat érosion</i>				
Charges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)		10m / 0,5m				
Coefficient de Dispersion (D)-Comsol (m ² /s)		2,3704E-08	2,3704E-07	2,3704E-06	2,3704E-05	2,3704E-04
la porosité après l'érosion- Comsol ($n_{finale}= Vv_{er}= \int \text{intégralité de la porosité après l'érosion}$) (m ³)		16,2034	16,2044	16,2045	16,2047	16,2066
Porosité finale (n_{finale})		0,405085	0,40511	0,4051125	0,4051175	0,405165
Masse initiale solide (M1= (1-n0)* Vt * ρ_s) (kg)		64800	64800	64800	64800	64800
Masse solide avec la porosité finale (M _{2finale}) (M ₂ = $\rho_s*(Vt-Vv_{er}$) (kg)		64250,82	64248,12	64247,85	64247,31	64242,18
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M3=M1-M2)		549,18	551,88	552,15	552,69	557,82
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Comsol (M4) (kg)		1201,05	1199,60	1190,17	1177,99	1154,82
Masse sortante- (M5 _{comsol}) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul (kg)		27,90	27,96	27,98	27,80	23,60
M4+ M2 (kg)		65451,87	65447,72	65438,02	65425,30	65397,00
M1-M5(kg)		64772,1000	64772,0400	64772,0200	64772,2000	64776,4000

En effet, nous pouvons observer, dans ce tableau, que la somme (M4+M2) n'est pas toujours égale à la différence (M1-M5) (les deux dernières lignes) où (M4) est la masse érodée en suspension mesurée à partir de l'intégrale du flux de concentration massique (c) (par Comsol), (M2) est la masse solide totale après l'érosion mesurée à partir de (n_{finale}), (M1) est la masse solide totale initiale qui est égal à 64800kg et (M5) est la masse totale des particules érodées sortantes du système. Un déséquilibre de masse est observé.

Par ailleurs, afin d'obtenir cet équilibre de masse, la masse (M3) qui représente la masse en suspension mesurée à partir de n_{finale} , doit être égale à la masse (M4). Dans notre cas, en regardant les lignes signifiées par les deux flèches en rouge dans le tableau ci-dessus, nous remarquons clairement que la masse (M4) est supérieure à la masse (M3). Cette différence peut être identifiée entre 40% et 50%. Il faut donc diminuer le taux de génération de la masse solide en suspension (M4). Pour cela, nous proposons de modifier

l'équation (3-23) qui exprime le terme qui génère la masse (M4) en multipliant ce terme par un paramètre (ξ), soit :

$$S = \dot{m}_{er} = \lambda \left(\frac{1-n}{n} \right) \left\| \frac{u_{er} + \|u_{er}\|}{2} \right\| \cdot \rho_s \cdot \xi \quad \text{Si } n_{final} < 1 \quad | \quad 3-29$$

Sinon $S = 0$

Où (ξ) est le paramètre du modèle (sans unité). La gamme de ce paramètre varie entre (0,4 et 0,5) selon la différence observée ci-dessus. D'ailleurs, la valeur maximale de ce paramètre doit être inférieure ou égale à 1. En revanche, le terme de dépôt de l'équation (3-21) n'a pas été modifié.

Afin d'atteindre un équilibre de masse, nous avons réalisé 4 calculs avec 4 valeurs du paramètre du modèle (ξ) qui varient entre (0,4 et 0,5), comme il est montré dans le tableau (3-8). Dans ce tableau, on peut constater que la réduction de (M4) est directement en correspondance avec la valeur de (ξ).

Tableau 3- 8 Méthode pour choisir la valeur la valeur de (ξ)- correspondante à l'équilibre de masse - état érosion- approche 1

			PREMIERE APPROCHE	PREMIERE APPROCHE	PREMIERE APPROCHE	PREMIERE APPROCHE
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ	0,40	0,42	0,45	0,50
volume totale (Vt) (m ³) (profondeur 1m)	40		$\alpha=0,5/ \beta=0,2$	$\alpha=0,5/ \beta=0,2$	$\alpha=0,5/ \beta=0,2$	$\alpha=0,5/ \beta=0,2$
porosité initiale (n_0)	0,4		$\lambda=0,05 (m-1)$	$\lambda=0,05 (m-1)$	$\lambda=0,05 (m-1)$	$\lambda=0,05 (m-1)$
			Temps 3000s	Temps 3000s	Temps 3000s	Temps 3000s
			<i>Etat érosion</i>	<i>Etat érosion</i>	<i>Etat érosion</i>	<i>Etat érosion</i>
Cahrges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)			10m / 0,5m			
Coefficient de Dispersion (D)- Cmsol (m ² /s)			2,3704E-06	2,3704E-06	2,3704E-06	2,3704E-06
la porosité après l'érosion- Cmsol ($n_{finale} = Vv_{er} =$ l'intégralité de la porosité après l'érosion) (m ³)			16,2183	16,217	16,2163	16,2143
Porosité finale (n_{finale})			0,4054575	0,405425	0,4054075	0,4053575
Masse initiale solide (M1= (1- n_0)* Vt * ρ_s) (kg)			64800	64800	64800	64800
Masse solide avec la porosité finale (M2= ρ_s *(Vt- Vv_{er}) (kg)			64210,59	64214,1	64215,99	64221,39
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M3=M1-M2) (kg)			589,41	585,9	584,01	578,61
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Cmsol (M4) (kg)			517,67	541,48	576,85	634,90
Masse sortante- (M5_cmsol) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul) (kg)			16,20	17,00	18,20	20,10
M4+ M2 (kg)			64728,2600	64755,5800	64792,8400	64856,2900
M1-M5(kg)			64783,8000	64783,0000	64781,8000	64779,9000

Dans la figure (3-14), en utilisant les données du tableau (3-8), la relation entre la masse solide du sol après l'érosion qui est exprimée par $(M4+M2)$ et $(M1-M5)$ et le paramètre du modèle (ξ) est illustrée. En analysant cette figure, nous pouvons clairement identifier que la valeur de ce paramètre correspondante à un équilibre de masse ($(M4+M2) = (M1-M5)$) est égale à 0,44095.

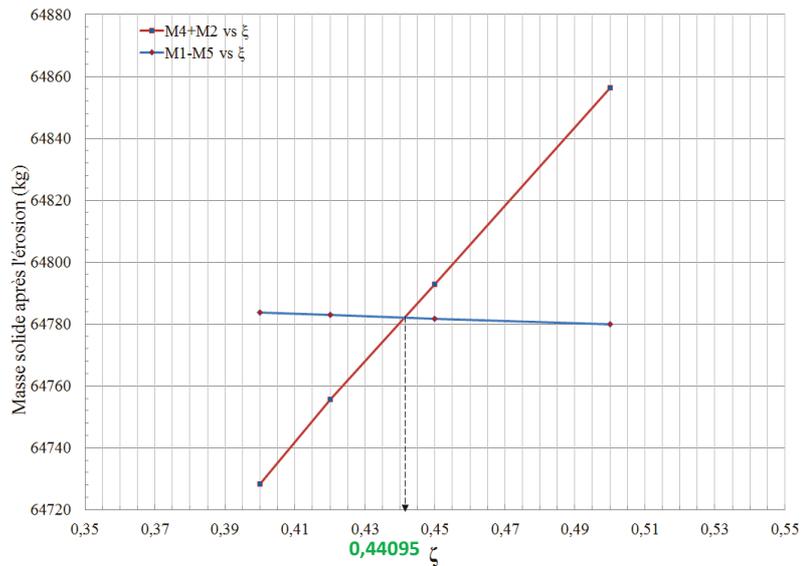


Figure 3- 14 La valeur de (ξ)- correspondante à l'équilibre de masse - approche 1

En étudiant l'évolution de (ξ) en fonction du coefficient de la dispersion (D), nous pouvons d'ailleurs montrer la robustesse de ce paramètre. Dans le tableau (3-9), nous présentons les résultats de 5 calculs avec les valeurs de (ξ) qui correspondent à un équilibre de masse pour différentes valeurs du coefficient de la dispersion (D) et pour un temps du calcul (3000 s).

Tableau 3- 9 L'équilibre de masse avec plusieurs valeurs de (ζ) et (D)- état érosion- approche 1

			PREMIERE APPROCHE				
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ	1	0,51212	0,44095	0,44600	0,44750
volume totale (Vt) (m ³) (profondeur 1m)	40		$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$				
porosité initiale (n_0)	0,4		$\lambda= 0,05$ (m-1)				
			Temps 3000s				
			Etat érosion				
Cahrges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)			10m / 0,5m				
Coefficient de Dispersion (D) Comsol (m ² /s)			1,517E-02	2,3704E-04	2,3704E-06	2,3704E-07	2,3704E-08
la porosité après l'érosion- Comsol ($n_{finale} = Vv_{er} = \int \text{la porosité après érosion}$) (m ³)			16,218	16,2165	16,2167	16,2165	16,615
Porosité finale (n_{finale})			0,40545	0,4054125	0,4054175	0,4054125	0,415375
Masse initiale solide (M1= (1 n_0)* Vt * ρ_s) (kg)			64800	64800	64800	64800	64800
Masse solide avec la porosité finale (M_nfinale) ($M_2 = \rho_s * (Vt - Vv_{er})$) (kg)			64211,4	64215,45	64214,91	64215,45	63139,5
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M) = M1-M2 (kg)			588,6	584,55	585,09	584,55	1660,5
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Comsol (M4) (kg)			584,00	572,30	566,28	568,12	1553,93
Masse sortante- (M5_comsol) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul (kg)			2,45	13,50	17,80	17,95	106,00
M4+ M2 (kg)			64795,40	64787,75	64781,19	64783,57	64693,43
M1-M5(kg)			64797,55	64786,50	64782,20	64782,05	64694,00

Nous pouvons ainsi illustrer la relation entre le paramètre de calage du modèle (ξ) le coefficient de dispersion (D) comme il est montré dans le graphique semi logarithmique (3-15). Par ailleurs, comme le coefficient de dispersion (D) est lié au coefficient de dispersivité (α_L), la valeur de (D) qui peut être considérée acceptable doit donc être correspondante à la gamme de (α_L) trouvée dans la littérature qui varie entre 0,0047m et 0,0129m. De ce fait, nous avons identifié deux zones (zone I et zone II), comme montré dans la figure (3-15).

En effet, nous pouvons remarquer que la courbe de (ξ) dans la zone (I) pour un (D) qui varie entre $2,3704 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}$ et $2,3704 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ est quasiment stable (ξ varie entre 0,4475 et 0,46) alors que, dans la zone (II), la pente de cette courbe tend à augmenter pour atteindre une valeur maximale ($\xi=1$) pour un coefficient de dispersion ($D=1,517 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$). Cela signifie que nous avons atteint un équilibre de masse avec un (ξ) qui tend à rester quasi constant pour une augmentation de (D) d'environ 100 fois. Néanmoins, il faut noter que les valeurs du coefficient de dispersion (D) de la zone (II) ne sont pas acceptables physiquement selon la gamme de (α_L) mentionnée ci-dessus.

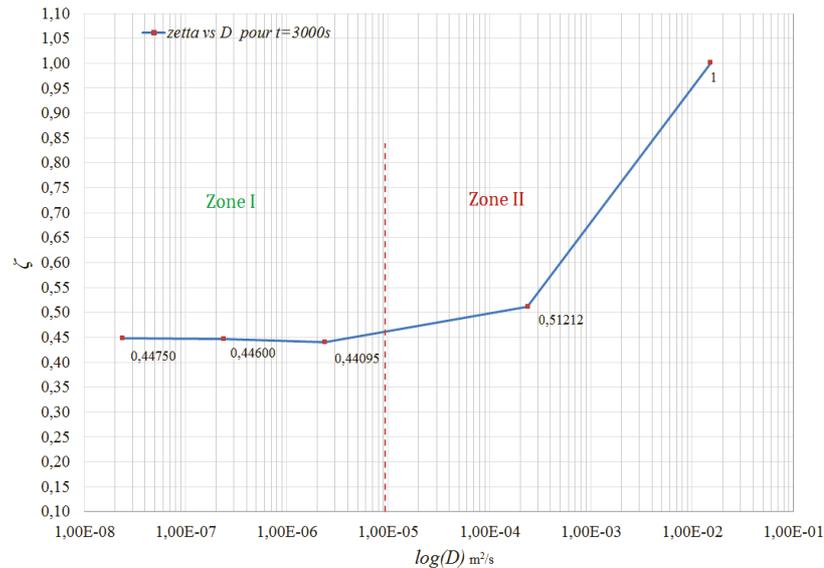


Figure 3- 15 Le paramètre (ζ) en fonction du coefficient de dispersion (D) (correspondant à l'équilibre de masse)- état érosion- approche 1

➤ Conclusion sur le 1^{er} cas étudié- état d'érosion- 1^{ère} approche

Dans cette partie, en étudiant la capacité du modèle d'érosion/dépôt à atteindre un équilibre de masse, nous avons constaté qu'un déséquilibre de masse se présentait. Nous avons en effet observé que la somme ($M4+M2$) n'est pas égale à la différence ($M1-M5$) (tableau 3-6). Afin d'obtenir un équilibre de masse dans le système, nous avons proposé un paramètre du calage appelé (ξ). Ce paramètre nous a permis de diminuer la masse calculée à partir de l'intégrale du flux de la concentration de la masse érodée en suspension mesurée par Comsol. De ce fait, une conservation de masse a été obtenue pour une valeur de 0,44095 (tableau 3-8). Cette valeur sera utilisée dans le reste de modélisations de ce mémoire.

3.4.3.2 LE COMPORTEMENT DE L'EROSION-PREMIERE APPROCHE- ETAT EROSION

Etudier un état d'érosion du sol avec la première approche et en prenant en compte toutes les modifications expliquées précédemment, nous permet :

- de comprendre la fiabilité du modèle proposé à prédire l'état du sol avec des conditions hydrauliques qui provoquent une vitesse d'écoulement (u) qui correspond à l'érosion (u est supérieure à (u_{sler}) qui est proportionnelle à la vitesse (u_{ct})) ;
- d'expliquer d'ailleurs la raison pour laquelle nous avons besoin de développer cette approche.

Dans ce cas d'érosion, les charges hydrauliques à l'amont et à l'aval sont respectivement égales à 7m et 0,5m, pour un temps de calcul de ($t=20000 \text{ s}$) avec un pas de temps qui est égal à ($\Delta t=1s$), comme il est montré dans la figure (3-16). Ces charges

imposées doivent provoquer une vitesse à l'entrée qui est supérieure à (u_{sler}) (une vitesse qui fait partie de la zone (3) de la figure (3-1)).

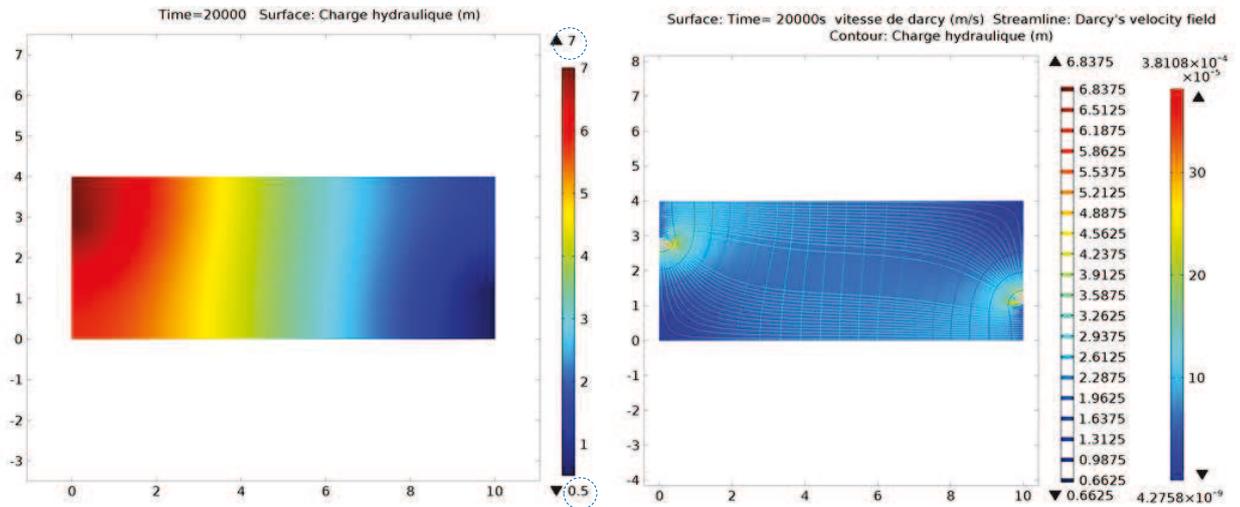


Figure 3- 16 Cartographie de réseaux de l'écoulement avec la charge hydraulique

Dans la figure (3-17), en utilisant le mode loi de Darcy dans Comsol, nous présentons la cartographie de la vitesse de l'écoulement (u) avec les champs de vitesse à travers le milieu pour ($t=20000$ s). La gamme de la vitesse de l'écoulement indiquée dans la figure (3-17-b)) est largement variable entre $4,7855 \cdot 10^{-9}$ m/s et $40,975 \cdot 10^{-5}$ m/s à la fin de calcul.

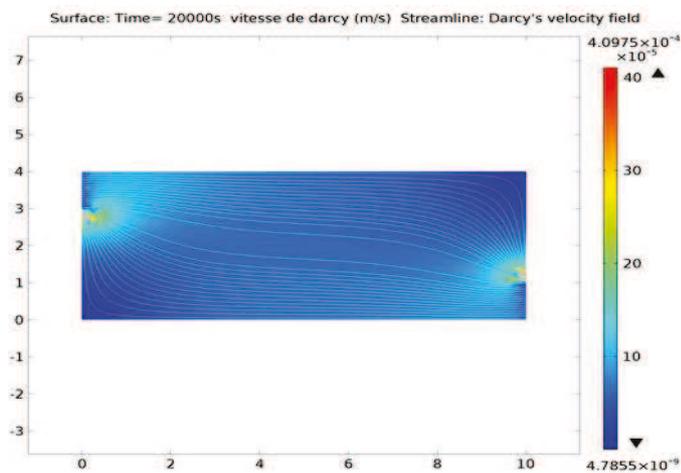


Figure 3- 17 L'évolution locale de la vitesse de Darcy (u) au cours du temps- état érosion-approche 1

Par ailleurs, l'évolution de la vitesse de l'écoulement (u) aux différents points de mesure ainsi que la vitesse (u_{sler}) et la vitesse (u_{sldc}) qui sont respectivement égales à $5,111 \cdot 10^{-5}$ m/s et $2,0445 \cdot 10^{-05}$ m/s, sont illustrées dans la figure (3-18-a). Sur la figure (3-18-b), nous présentons la cartographie de la vitesse (u) au temps $t= 8000$ s avec une gamme qui est égale et supérieure à (u_{sler}) afin de montrer le front d'érosion. L'évolution de la porosité (n) ainsi que l'évolution de la perméabilité du milieu (k), sont respectivement montrées dans la figure (3-18-c) et la figure (3-18-d).

Sur la figure (3-18-a), le point (5) près de l'amont, le point (11) près de l'aval et le point (7), se trouvent dans les zones où la vitesse de l'écoulement (u) est supérieure à (u_{sler}). L'érosion qui peut être traduite par l'augmentation de la porosité et de la perméabilité montrées respectivement dans le graphique (3-8-c) et le graphique (3-8-d), a été donc provoquée dans ces zones par le terme d'érosion de l'équation (3-5).

Au point (8), la vitesse (u) augmente au cours du temps à tel point qu'elle dépasse la vitesse (u_{sler}) au bout de 8000 s et le front d'érosion indiqué dans la figure (3-18-c) atteint ce point. Ce qui peut se traduire par l'augmentation locale de la porosité (n) (causée par le terme d'érosion de la loi d'érosion/dépôt (équation 3-5)) et par l'augmentation de la perméabilité (k), comme il est montré dans la figure (3-8-c) et la figure (3-8-d) (flèches rouges), respectivement.

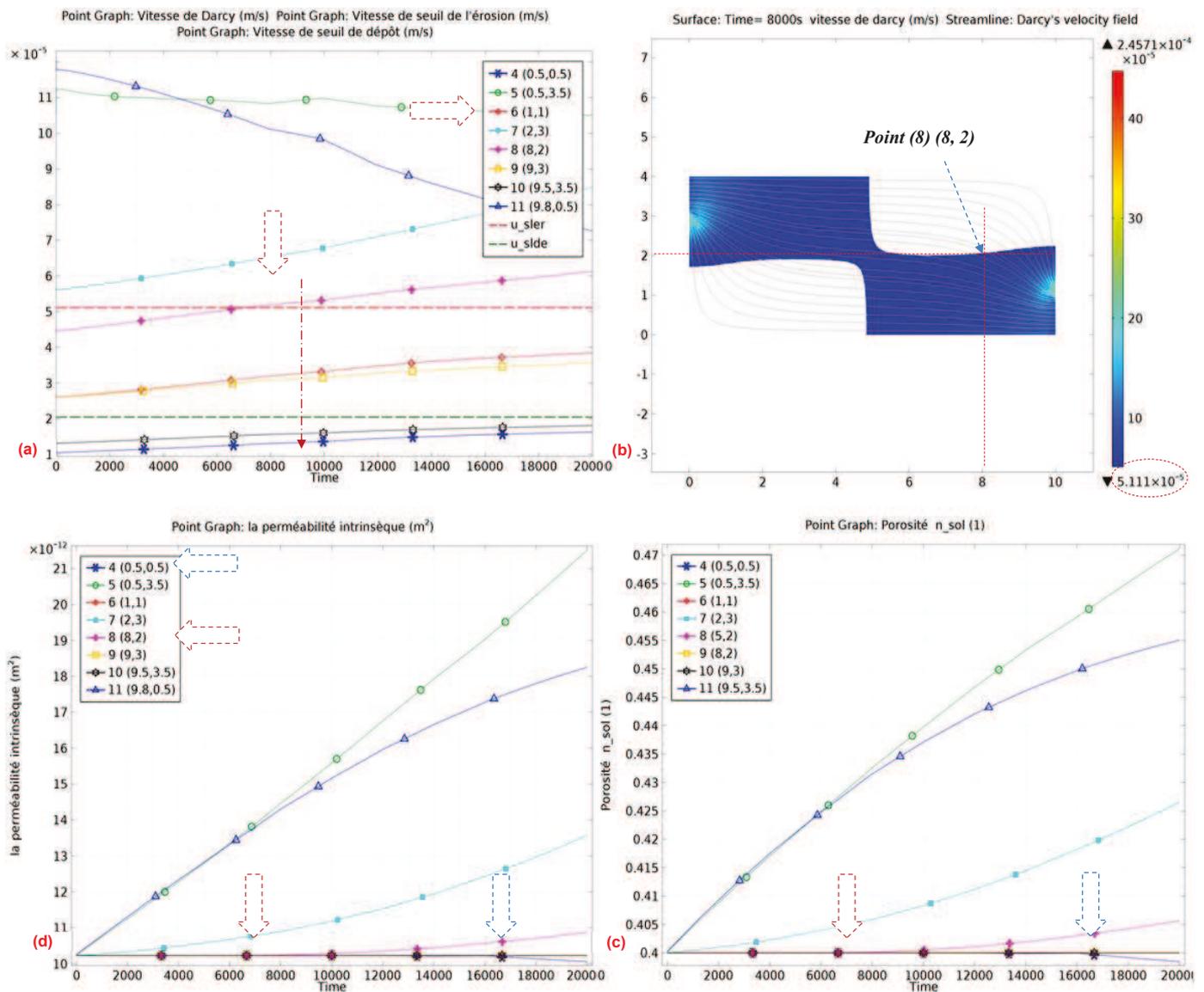


Figure 3- 18 a) L'évolution locale de la vitesse de Darcy au cours du temps, b) Cartographie de la vitesse de Darcy pour $t= 8000$ s (zones érodées), c) l'évolution locale de la porosité, d) l'évolution locale de la perméabilité intrinsèque, état érosion-approche 1

Pour les deux points (9 et 6), pendant tout le temps de calcul, la vitesse de Darcy est inférieure à (u_{sler}) et supérieure à (u_{slde}). Le sol donc reste dans l'état stable.

Au point (5), bien que la vitesse (u) soit inférieure à la vitesse (u_{slde}) pendant tout le temps du calcul, le dépôt traduit par la diminution de la porosité (n) n'apparaît qu'au bout de 17000 s, comme il est montré dans la figure (3-18-c). En effet, tout en regardant la figure (3-19) qui montre l'évolution de la concentration en suspension (c) au cours du temps, nous pouvons remarquer qu'au bout de 7000 s, une petite concentration des particules érodées (c) arrive en ce point (flèche bleue), cela permet d'augmenter le terme de dépôt de l'équation (3-5) ce que cause la diminution de la porosité (n) dans la zone du point.

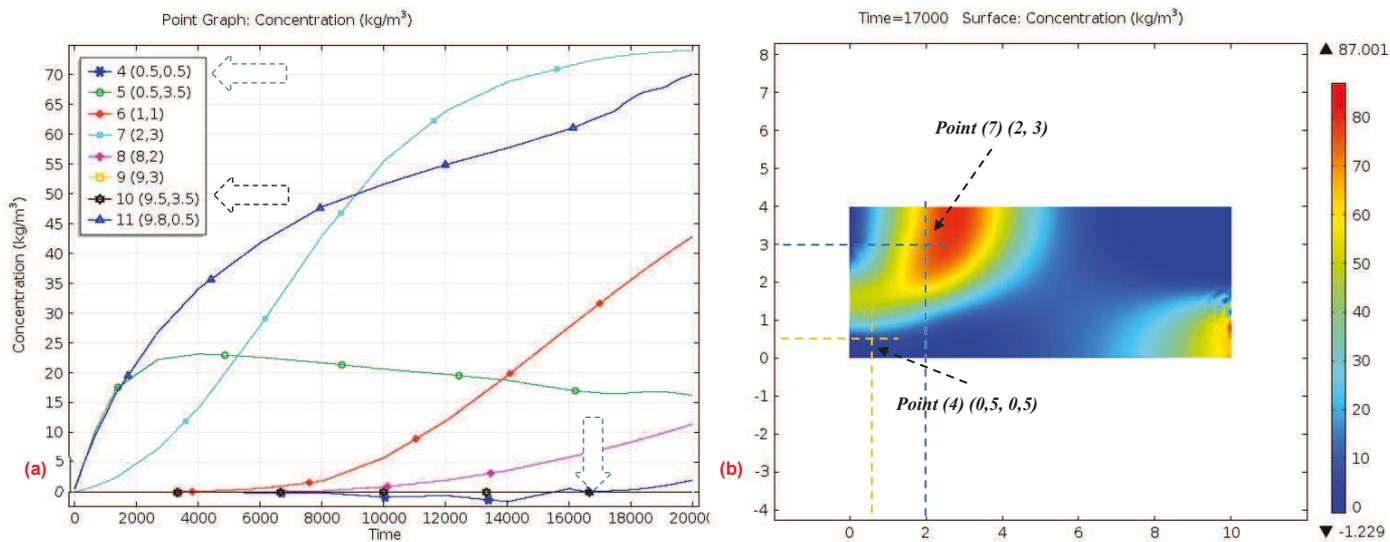


Figure 3- 19 Evolution de la concentration au cours du temps- état érosion- approche 1

Nous pouvons donc trouver que, comme prévu, le modèle d'érosion/dépôt proposé dans l'équation (3-5) est capable de :

- provoquer l'érosion dans les zones à forte vitesse,
- conserver le sol dans l'état stable pour une vitesse (u) qui est inférieure à (u_{sler}) et supérieure à (u_{slde}),
- montrer la possibilité de déposer des particules en suspension (grâce au terme de dépôt) dans les zones à faible vitesse.

En ce qui concerne l'évolution de la vitesse de Darcy (u) (selon la loi de Darcy- équation (2-22)), l'évolution de cette vitesse est liée, d'un côté, au rapport entre la perméabilité intrinsèque (k) (qui s'exprime par le modèle modifié de Kozeny-Carman- équation (3-1)) et la viscosité dynamique du mélange (eau-particules érodées) (μ_{mix}) (qui s'exprime par la relation d'Einstein- équation (3-4)) et au gradient hydraulique (i) d'un autre côté.

Les courbes des variables (u , μ , k et i) sont illustrées sur la figure (3-20). A noter que (μ) et la perméabilité intrinsèque (k) ont des valeurs initiales qui sont égales à 0,001002Pa.s et $10,228 \cdot 10^{-12} \text{m}^2$, respectivement, comme il est montré dans les figure (3-20-b) et (3-20-d).

De manière générale, en analysant ces courbes et tout en prenant en compte l'équation de la loi de Darcy (2-22), nous pouvons expliquer l'évolution de la vitesse de l'écoulement (u) aux points situés dans les zones érodées (points 5, 11, 7 et 8).

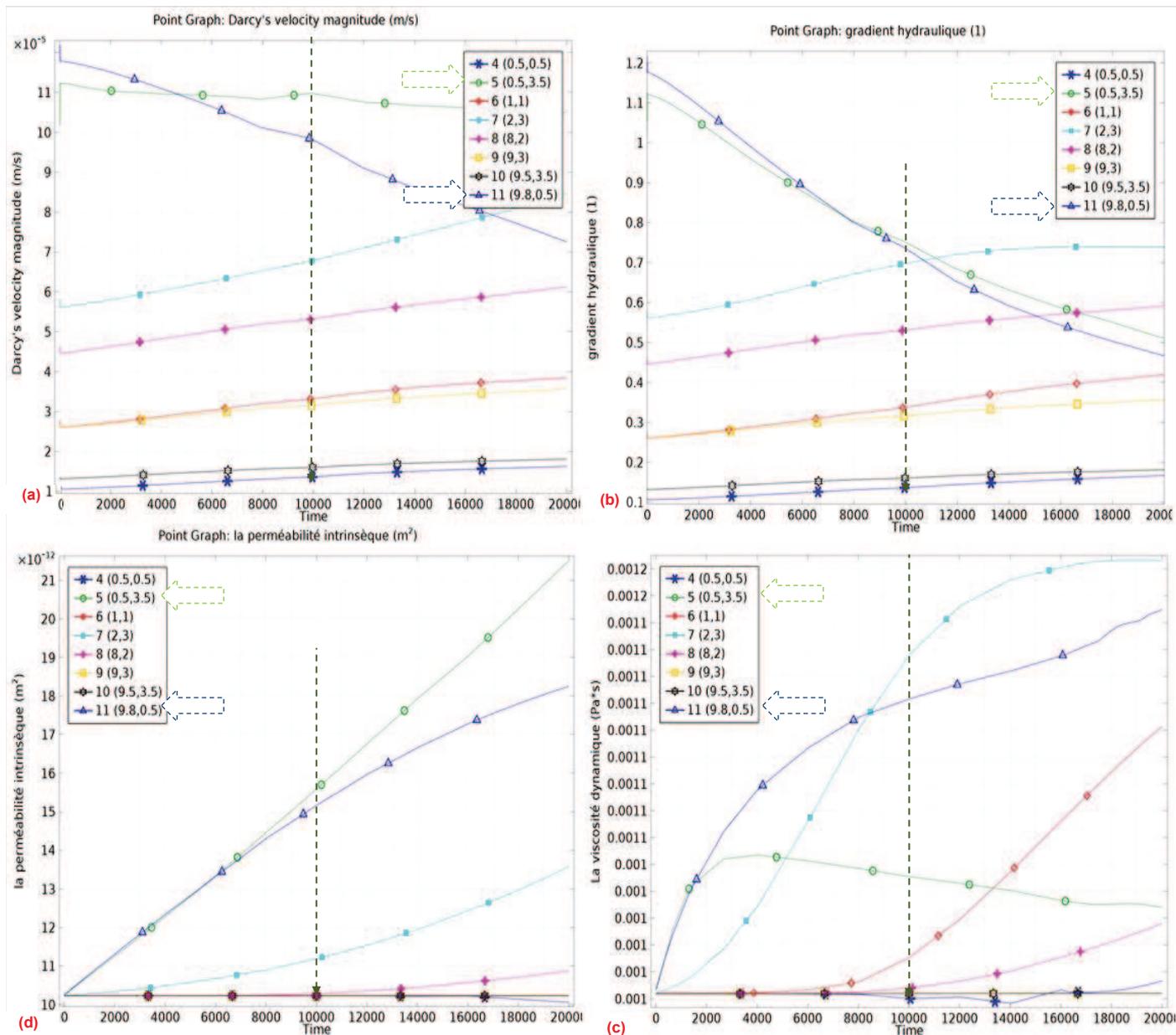


Figure 3- 20 a) L'évolution locale de la vitesse de Darcy au cours du temps, b) L'évolution locale de (i) au cours du temps, c) L'évolution locale de (μ) au cours du temps, d) L'évolution locale de la perméabilité au cours du temps- état érosion-approche 1

Pour le point (5) près de l'amont qui est indiquée par une flèche verte, en analysant l'ensemble de la figure (3-20), nous pouvons remarquer que :

- avec une valeur initiale qui égale à $11,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, la vitesse (u) tend à être constante au cours du temps jusqu'au $t=10000 \text{ s}$. En effet, avec un gradient hydraulique qui tend à diminuer au cours du temps et avec un rapport (k/μ) qui augmente lorsque la viscosité (μ) tend à diminuer et la perméabilité augmente, la vitesse tend à être quasiment stable.
- au bout de $t=10000 \text{ s}$ et jusqu'à la fin du calcul ($t=20000 \text{ s}$), la vitesse tend légèrement à diminuer jusqu'à $10,5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ à la fin de calcul. En effet, bien que le rapport (k/μ) augmente par l'augmentation de la perméabilité et la diminution de la viscosité (i), la vitesse (u) est diminuée par le gradient (i) qui continue à diminuer au cours du temps. dans ce cas, le gradient (i) est prédominant par rapport au rapport (k/μ).

Au point (11), nous pouvons noter que le gradient (i) tend à diminuer et la perméabilité augmente alors que la viscosité augmente. Le gradient hydraulique (i) est prédominant par rapport au rapport (k/μ) et c'est la raison pour laquelle la vitesse de l'écoulement tend à diminuer au cours du temps.

De façon générale, la vitesse de l'écoulement dans tout le reste des points tend à augmenter car le gradient et la perméabilité dans ces points tendent à augmenter au cours du temps. Dans ce cas, la viscosité dynamique (μ) n'a pas une influence sensible sur l'évolution de la vitesse de l'écoulement (u).

En ce qui concerne le gradient hydraulique (i), tout en utilisant l'expression indiquée dans le tableau (3-3), la figure (3-21) nous montre l'évolution locale de (i) en fonction du temps et la cartographie de (i) au bout de $t=20000 \text{ s}$. Comme il est illustré dans la figure (3-21-b), la gamme du gradient hydraulique (i) varie entre $4,7862 \cdot 10^{-5} \text{ m/m}$ et $0,7524 \text{ m/m}$.

Pour les deux points à l'amont et à l'aval (points (5, 11), sur la figure (3-21-a), nous pouvons clairement remarquer que :

- le gradient (i), avec les valeurs initiales de $1,18 \text{ m/m}$ et de $1,1 \text{ m/m}$ respectivement, tendent immédiatement à diminuer au cours du temps jusqu'à la fin du calcul car la perméabilité dans ces points tend à augmenter au cours du temps.
- bien que l'évolution de la viscosité (μ) diminue, le gradient (i) tend à diminuer, ce qui signifie que la perméabilité est prédominante par rapport à la viscosité dynamique.

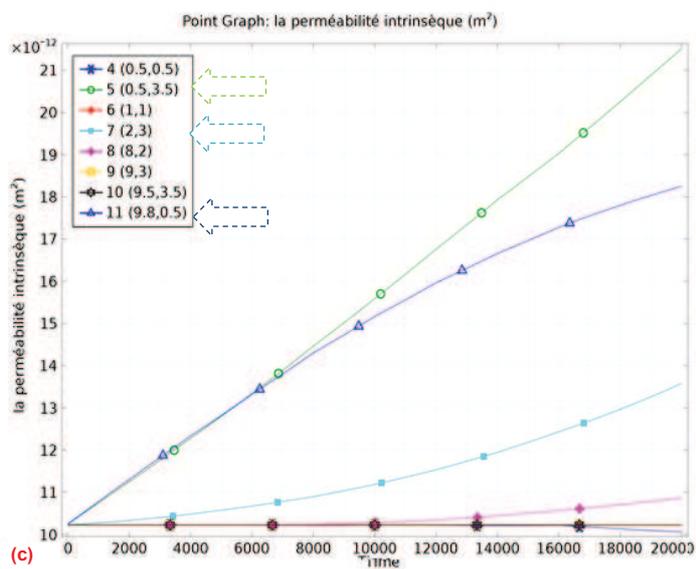
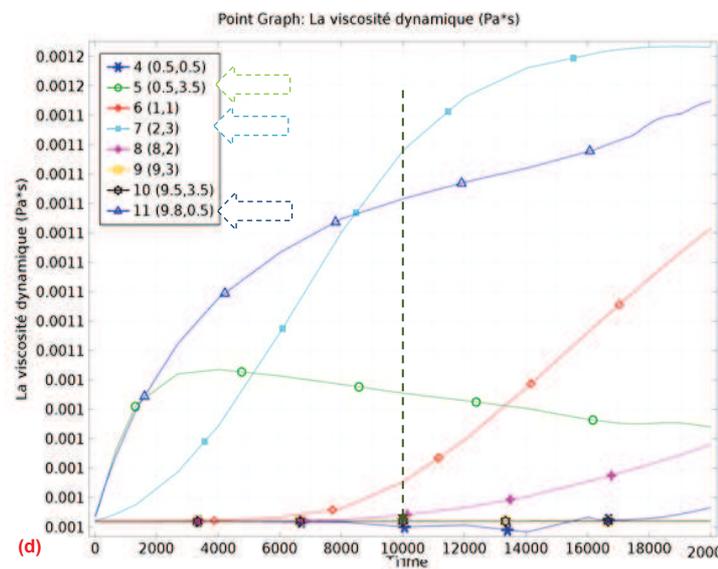
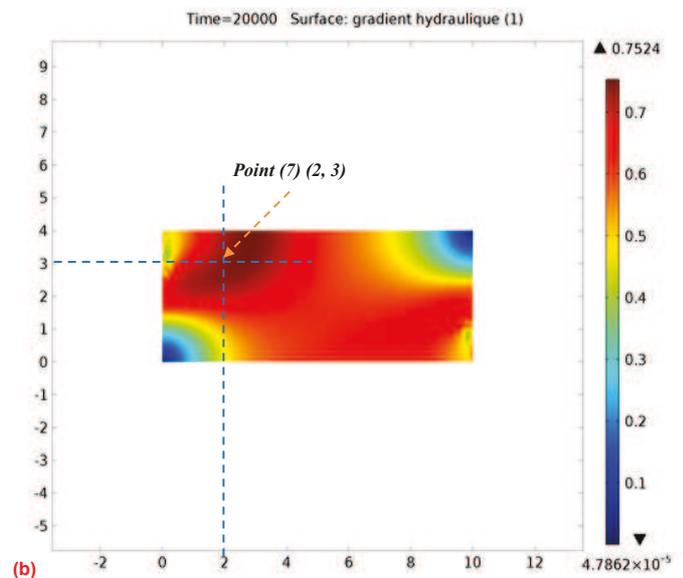
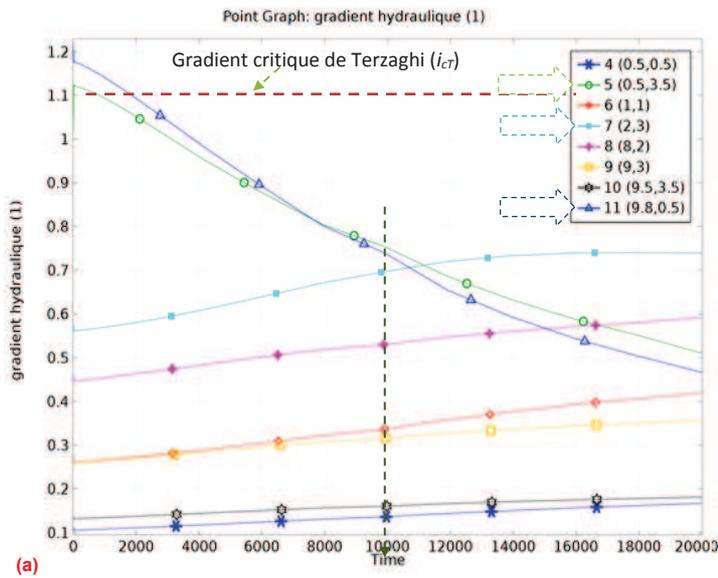


Figure 3- 21 a) L'évolution locale de i au cours du temps, et b) Cartographie du gradient hydraulique pour $t=20000$ s, c) L'évolution locale de la perméabilité au cours du temps, d) L'évolution locale de μ au cours du temps- état érosion-approche 1

Au point (7), sur le graphique (3-21-a), nous pouvons noter que :

- la pente de la courbe du gradient (i) augmente au cours de façon quasi constante car la perméabilité locale et la viscosité en ce point augmentent en fonction du temps, comme indiqué dans les figures (3-2-c) et (3-21-d), respectivement.
- Ensuite, au bout de 10000 s, la pente de cette courbe tend à diminuer. Nous pouvons expliquer une telle évolution en regardant les deux figures (3-2-c) et (3-21-d) où nous pouvons indiquer que la viscosité augmente au cours du temps jusqu'à $t=10000$ s et se stabilise que la perméabilité augmente

Bien qu'il y ait d'érosion dans la zone où se positionne le point 7 la viscosité est prédominante par rapport à la perméabilité ce que cause une augmentation du gradient hydraulique.

Par ailleurs, prenant en compte l'évolution de la vitesse (u) montrée dans la figure (3-20), nous constatons que l'érosion a été provoquée même si les valeurs de (i) dans ces zones sont inférieures au gradient critique de Terzaghi (i_{ct}) (1,02m/m) et cela grâce au paramètre du modèle (α) qui permet de régler le seuil d'érosion. De plus, l'évolution de (i) dans ces points signifie qu'il y a d'érosion dans ces zones ce que confirment les résultats de la vitesse de l'écoulement discuté ci-dessus).

Afin de mieux comprendre le mécanisme d'érosion, nous allons discuter de l'évolution de la porosité (n) au cours du temps ainsi que des cartographies de (n) et de deux termes d'érosion et de dépôt de l'équation de la loi d'érosion/dépôt proposée (équation 3-5) pour le temps (20000 s), comme montré dans les figures (3-22-a), (3-22-b), (3-22-c) et (3-22-d), respectivement.

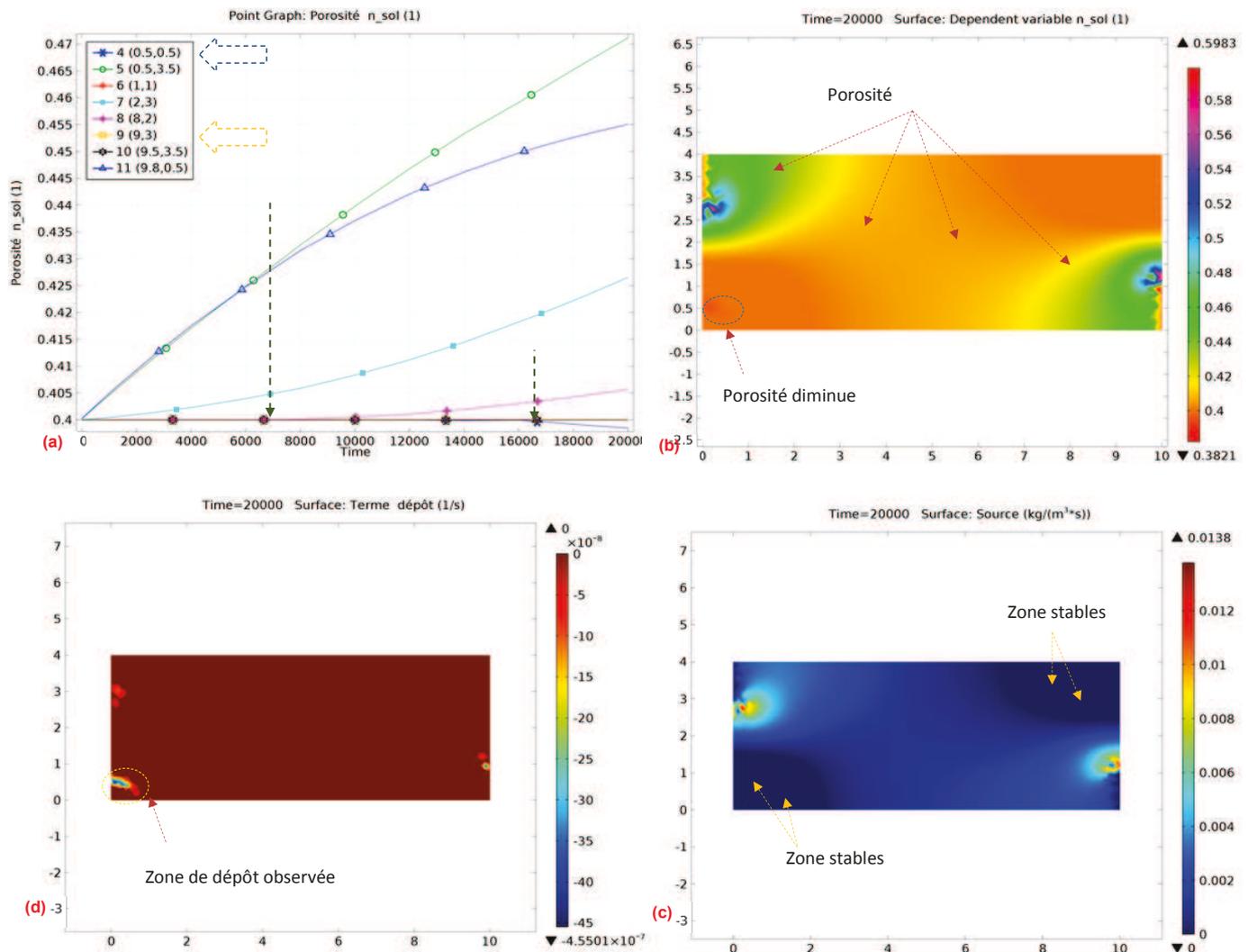


Figure 3- 22 a) L'évolution locale de la porosité du milieu (n) au cours du temps b) Cartographie de la porosité pour $t=20000$ s, temps c) Cartographie du terme d'érosion de la loi d'érosion/dépôt proposée pour $t=20000$ s, d) Cartographie du terme de dépôt de la loi d'érosion/dépôt proposée pour $t=20000$ s - état érosion-approche 1

En effet, le modèle de la première approche (équation 3-5) nous permet d'évaluer la porosité du milieu dans le temps et dans l'espace grâce aux deux termes d'érosion et de dépôt qui sont en fonction de la vitesse d'érosion (équation 3-9) et de la vitesse de dépôt (équation 3-10), respectivement.

Sur la figure (3-22-a), nous constatons que :

- la porosité (n) au point (5) près de l'amont, évolue de régime quasiment permanent ce qui signifie que l'érosion a lieu lorsque la vitesse (u) est supérieure à (u_{sler}). Au point (11) près de l'aval, la pente de la courbe de (n) tend cependant à diminuer en fonction du temps car la vitesse d'érosion (u_{er}) diminue au cours du temps. En effet, cette dernière vitesse évolue en fonction de (u) (la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) est constante), comme il est figuré dans le graphique (3-18-a).
- Les points situés au milieu du domaine (7, 8), se trouvent dans les zones à forte vitesse, la porosité augmente localement par le terme d'érosion alors que le terme de dépôt soit nul.
- Par ailleurs, pour les deux points (6 et 10), la porosité ne change pas car ces points se trouvent dans les zones où la vitesse de l'écoulement se situe entre les deux vitesses de seuils d'érosion et de dépôt.
- Cependant, pour le point (4), comme montré dans la figure (3-22-a), la porosité diminue légèrement au bout de 17000 s par l'effet du terme de dépôt indiqué dans la figure (3-22-d).

En termes de cartographie, sur les figures (3-22-b) et (3-22-d), tout en s'appuyant sur la figure (3-20-a), avec une porosité initiale égale à ($n_0=0,4$) et avec une gamme de porosité qui varie entre 0,3821 et 0,5983 (figure 3-22-b), nous pouvons remarquer que :

- la porosité augmente dans les zones à forte vitesse.
- le modèle a conservé le sol en état stable dans les zones où la vitesse de l'écoulement est inférieure à (u_{sler}) et supérieure à (u_{slide}). Dans ce cas, les termes d'érosion et de dépôt de l'équation (3-5) sont nuls comme il est montré dans la figure (3-22-c) et la figure (3-22-d), respectivement.
- un front de dépôt s'est formé dans la zone proche du point (4) grâce au terme de dépôt du modèle qui évolue au bout de $t=17000$ s, le front de la concentration arrivant dans cette zone comme il est indiqué dans la figure (3-19)
- pour le point (9), que l'on considère comme une zone potentielle de dépôt, la porosité (n) ne change pas car puisque la concentration est nulle dans cette zone, le terme de dépôt qui fait varier (n) n'est pas activé.

Enfin, on peut bien remarquer que l'augmentation de la porosité du milieu se concentre dans les zones vers l'amont et l'aval et dans la zone du milieu (figure 3-22-b) où la vitesse est supérieure à (u_{sler}) (zones suffusives) alors que le modèle a conservé le sol en état stable avec une porosité initiale (0,4) dans les zones où la vitesse de l'écoulement est inférieure à (u_{sler}) et supérieure à (u_{slide}). Cependant, le modèle nous a montré une petite zone potentielle de dépôt traduite par une petite diminution de (n) là où la vitesse est inférieure à (u_{slide}).

En ce qui concerne la perméabilité du milieu, la figure (3-23) nous indique la distribution de la perméabilité intrinsèque k (m^2) au cours de temps. Tant que la perméabilité évolue en fonction de la porosité (n) par l'équation (3-1), la perméabilité augmente dans les zones où la porosité augmente.

En regardant la figure (3-23), on peut trouver que la perméabilité (k) varie de l'état initial ($k_0=1,0228 \times 10^{-11}$) jusqu'à $1,18 \times 10^{-11} m^2$ et la gamme obtenue de la perméabilité du sol à la fin du temps de calcul ($t=20000$ s) varie entre $8,4036 \times 10^{-12} m^2$ et $7,6385 \times 10^{-11} m^2$. La chute observée de la perméabilité au point (4) est relativement faible car la vitesse de l'écoulement est aussi faible pour que le terme de dépôt fasse baisser la porosité du milieu d'une façon importante. En revanche, le modèle de la loi d'érosion/dépôt proposé a réussi à faire évoluer la porosité notamment dans les zones suffusives.

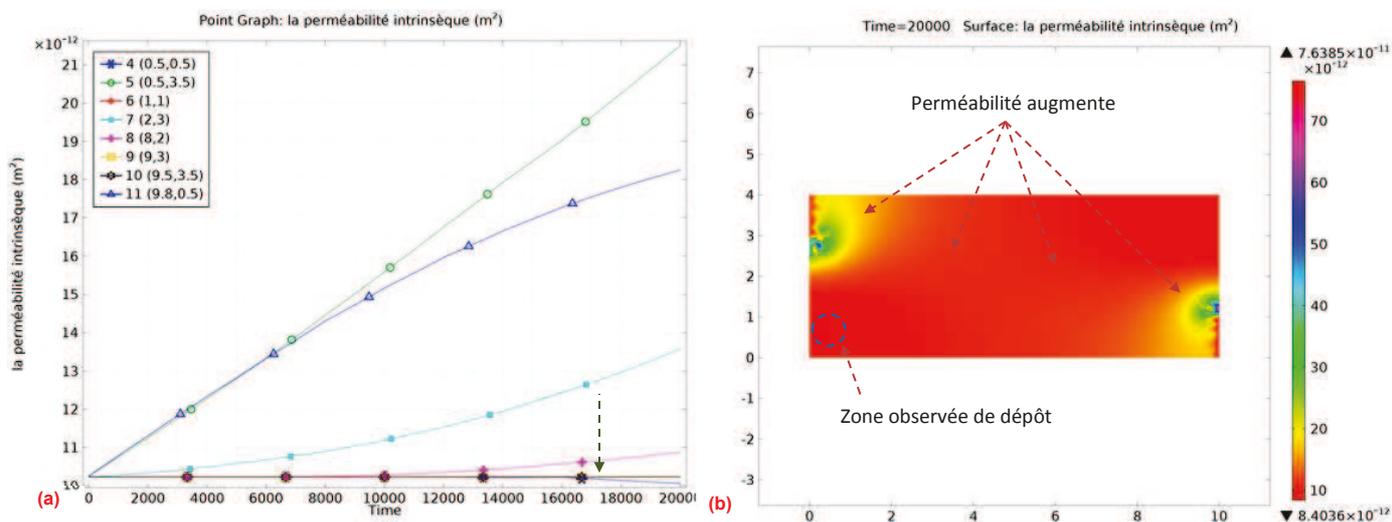


Figure 3- 23 Distribution de la perméabilité intrinsèque au cours du temps (k) (m^2)- état érosion-approche 1

Par ailleurs, concernant la concentration des particules érodées en suspension (c), l'évolution de la porosité et la perméabilité peut se traduire par l'évolution de la concentration des particules érodées (c).

En effet, lorsque la vitesse de l'écoulement (vitesse de Darcy) (u) est supérieure à la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}), cette concentration est générée par le terme d'érosion (le

terme source (S) (équation 3-23) de l'équation de transport (équation 3-21). A l'inverse lorsque cette vitesse est inférieure à la vitesse de seuil de dépôt (u_{side}), la concentration se dépose dans ces zones par le terme de dépôt (le terme dépôt (R) (équation 3-24) de l'équation de transport (équation 3-21).

Pour discuter ce phénomène, nous présentons dans la figure (3-24-a) l'évolution locale de la concentration massique (c) et volumique des particules érodées en suspension (c_v) au cours du temps de calcul et présentons sur la figure (3-24-b) une cartographie de cette concentration au bord de ($t=20000$ s).

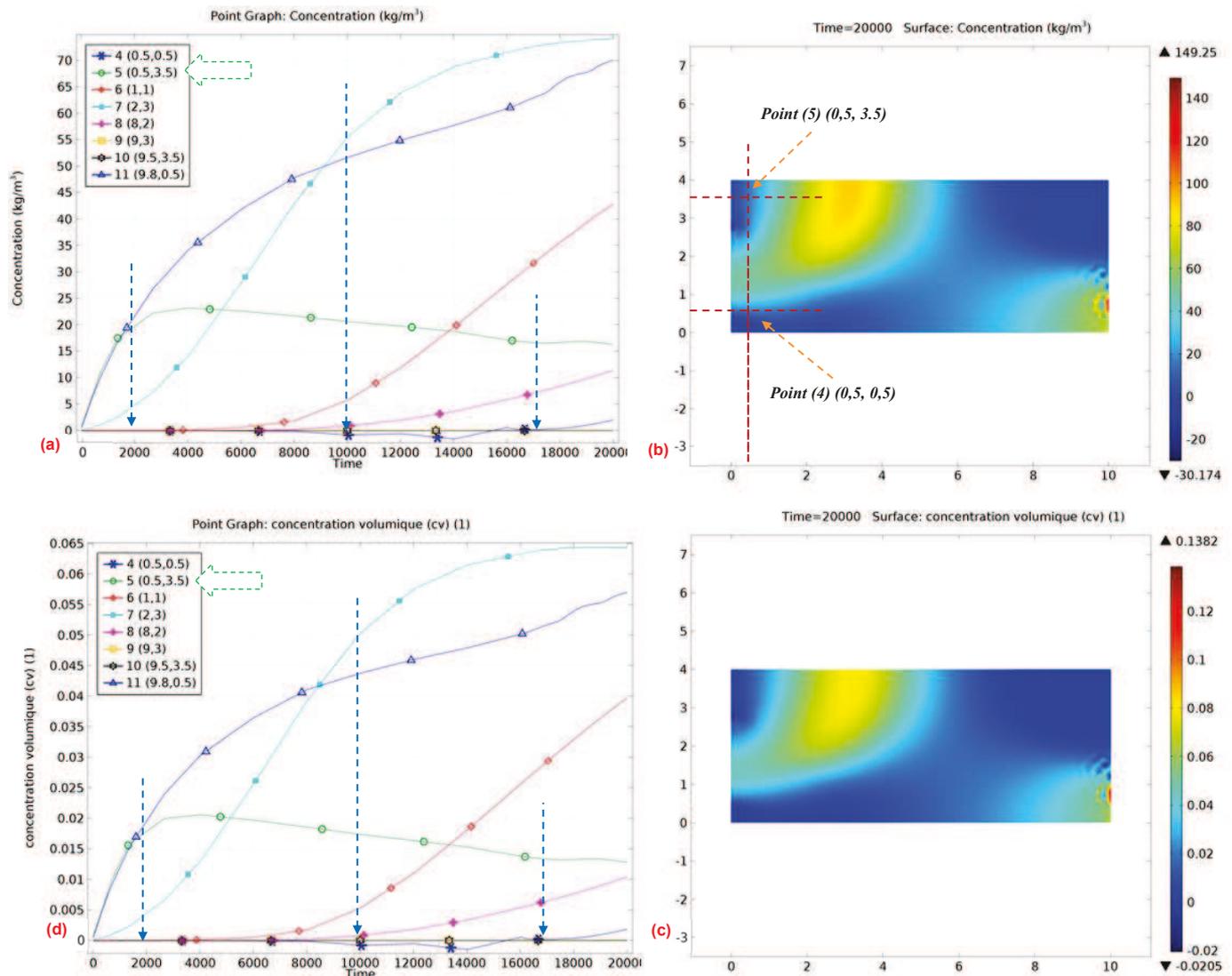


Figure 3- 24 a) L'évaluation locale de la concentration massique des particules érodées en suspension (c) (kg/m^3), b) Cartographie de la concentration massique à $t=20000$ s, c) L'évaluation locale de la concentration volumique (c_v), d) Cartographie de la concentration volumique à $t=20000$ s- état érosion-approche 1

La figure (3-24-a) montre que la concentration se disperse avec le champ de l'écoulement. Pour les deux point (5, 11), cette figure nous indique que :

- les deux courbes de concentration augmentent d'une manière quasi superposée jusqu'au temps de 2000 s.
- Ensuite, au bout de 2000 s, une chute de la courbe au point (5) près de l'amont s'apparaisse car le front de la concentration tend à dépasser cette zone (figure 3-24-b).
- la concentration (c) en point (11) proche de l'aval tend à augmenter du fait que les particules en suspension se transportent avec l'écoulement vers l'aval (figure 3-18-a). De manière générale, au bout de 2000 s, la pente de la courbe de (c) tend à diminuer à cause de l'évolution descendante de la vitesse de l'écoulement au point (11) (figure 3-20-a) causant la diminution la vitesse d'érosion (u_{er}) (sachons que la vitesse de (u_{sler}) est constante au cours du temps), ce qui diminue le taux de génération de (c).

Pour le point (7), la courbe de la concentration augmente au cours du temps, puis le front de la concentration en suspension (c) tend à dépasser cette zone au bout de 10000 s c'est pour cela que la pente de cette courbe tend à diminuer et à se stabiliser à la fin du calcul.

Au bout de 8000 s, comme il est montré dans la figure (3-19-b), le front de la vitesse d'érosion atteint la zone où se trouve le point (8) et c'est pour cela qu'une certaine concentration commence à être présente en suspension grâce au terme d'érosion de l'équation de transport (équation 3-21). On peut remarquer que la courbe de (c) tend à augmenter au cours de temps.

Au point (6), l'érosion est provoquée au bout de 4000 s et c'est pourquoi la concentration tend à augmenter à partir de ce moment.

Par ailleurs, tenant en compte de la concentration trouvée en suspension au bout 14000 s (figure 3-24-a) et comme le point (4) se situe dans la zone à faible vitesse, nous pouvons remarquer qu'au bout de 14000 s les particules érodées en suspension sont déposées par l'effet du terme de dépôt (R) (terme érosion S est égale à 0 dans cette zone) (figure (3-25)).

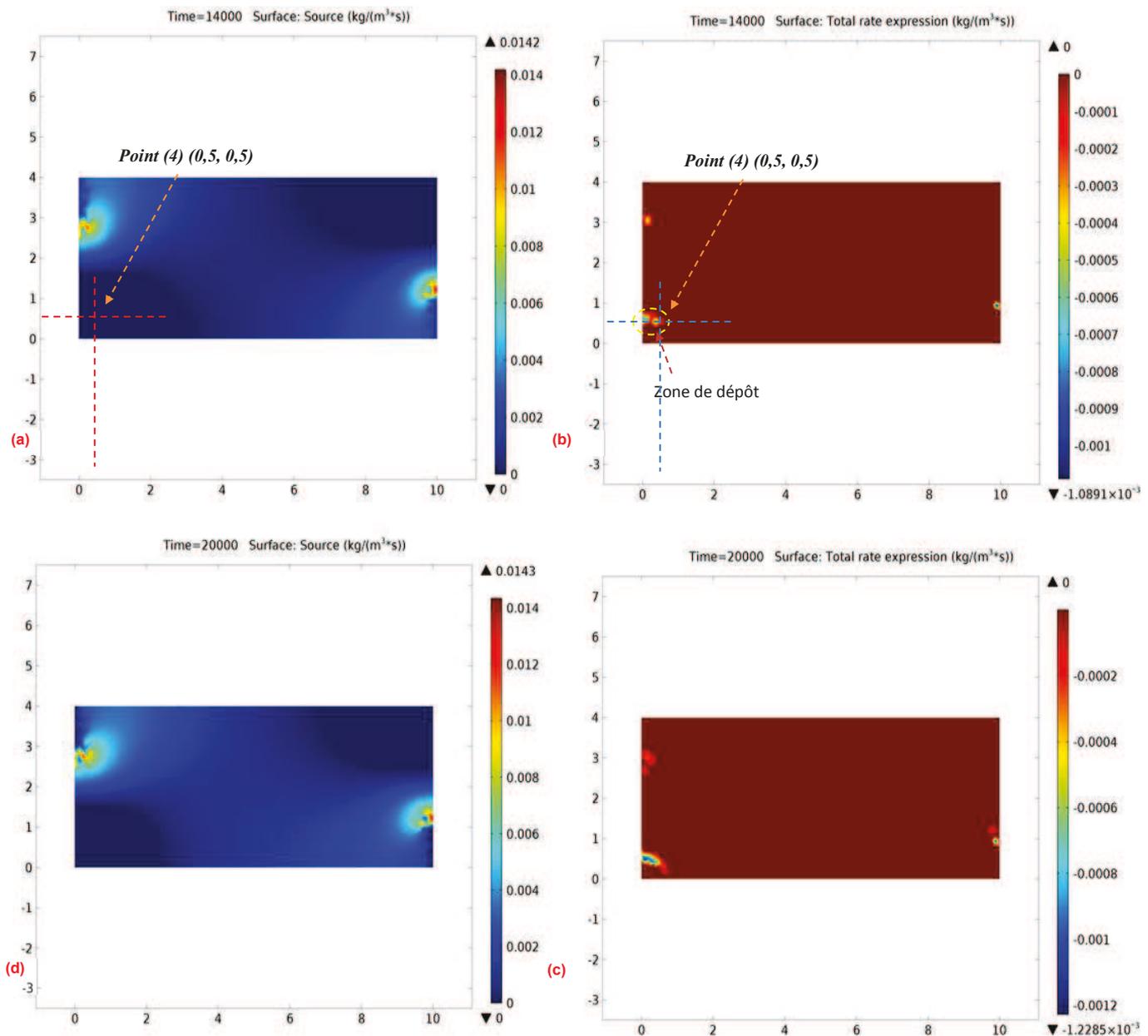


Figure 3- 25 a) Cartographie du terme d'érosion (S) pour $t=14000$ s, b) Cartographie du terme de dépôt (R) pour $t=14000$ s, c) Cartographie du terme d'érosion (S) pour $t=20000$ s, d) Cartographie du terme de dépôt (R) pour $t=20000$ s- état érosion- approche 1

Par ailleurs, avec les équations du modèle proposé, et grâce à la condition à la limite appliquée au niveau de l'aval, nous sommes capables de mesurer le flux de la masse des particules érodées sortantes du système (appelé d'ailleurs le taux de la masse érodée). Ce flux est illustré au cours du temps dans la figure (3-26). En effet, en utilisant les quantités dérivées dans Comsol, nous pouvons évaluer le flux convectif de la concentration sortante du système au cours du temps. Nous pouvons remarquer que l'érosion atteint un pic au bout de 6000 s et la courbe tend à descendre car la concentration et la vitesse dans cette zone diminue comme il est expliqué précédemment dans les figures (3-20) et (3-24).

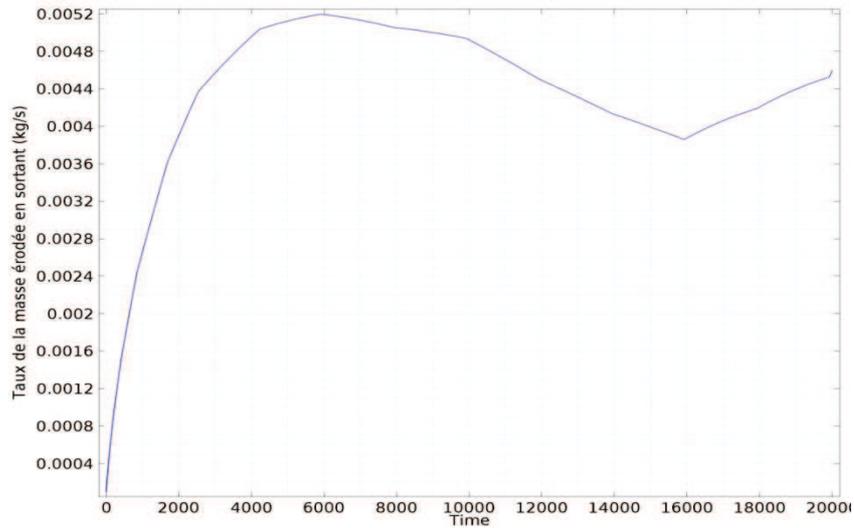


Figure 3- 26 L'évaluation du taux de la masse érodée sortante du système au cours du temps- état érosion-approche 1

La masse cumulée érodée est présentée dans la figure (3-27). Sur cette figure, la masse totale érodée sortant du système est égale 87,4 kg.

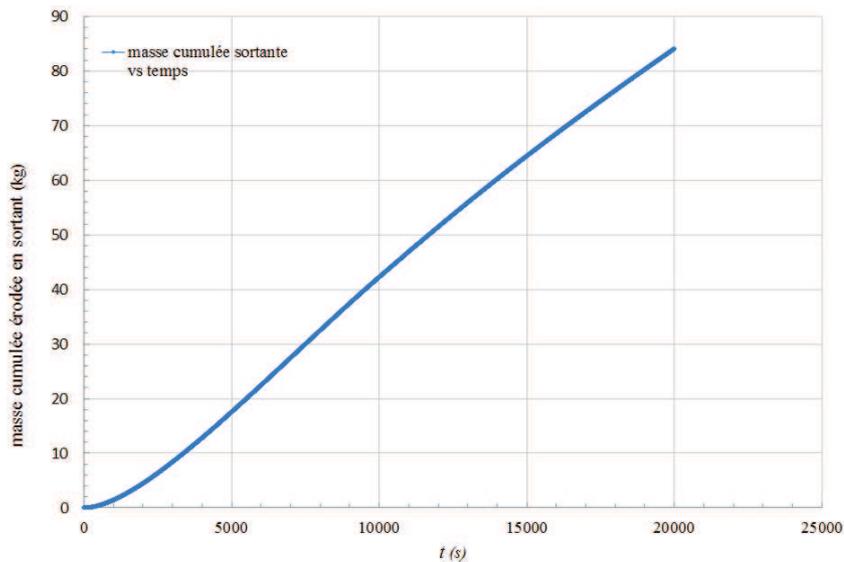


Figure 3- 27 La masse érodée cumulée en sortie du système au cours du temps- état érosion-approche 1

En termes de conservation de la masse, sur le tableau (3-10), nous présentons un bilan de masse avec une valeur de 0,44095 pour le paramètre de modèle (ξ), un coefficient d'érosion ($\lambda=0,05$ 1/m), un coefficient de dispersion ($D=2,3704*10^{-6}m^2/s$) et une masse solide initiale de sol de (64800kg) et enfin pour un temps de calcul de 20000 s. En regardant ce tableau et notamment les deux dernières lignes, on peut trouver que la somme de la masse érodée en suspension mesurée par Comsol (M4) et de la masse solide après l'érosion (M2) (M4+M2) est égale à 64392,89kg alors que la différence entre la masse solide initiale (M1) et la masse cumulée des particules érodées sortantes du

système (M5) (M1-M5) est égale à 64712,6kg. Malgré la modification du paramètre de modèle (ξ) expliquée précédemment dans le tableau (3-8) et l'équilibre de masse correspondant à la valeur choisie ($\xi=0,44095$), nous constatons un déséquilibre de masse de 318,672kg.

Tableau 3- 10 La conservation de masse de l'état érosion- approche 1

		PREMIERE APPROCHE	
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ	0,44095
volume totale (V_t) (m ³) (profondeur 1m)	40		$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$
porosité initiale (n_0)	0,4		$\lambda= 0,05$ (m-1)
			Temps 20000s
			<i>Etat érosion</i>
Charges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)			7m / 0,5m
Coefficient de Dispersion (D)- Cmsol (m ² /s)			2.3704E-6
la porosité après l'érosion- Cmsol ($n_{finale} = V_{v_er} = \text{Intégralité de la porosité après l'érosion}$) (m ³)			16,60636
Masse initiale solide ($M1 = (1-n_0) * V_t * \rho_s$) (kg)			64800
Masse solide avec la porosité finale ($M2 = \rho_s * (V_t - V_{v_er})$) (kg)			63162,828
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) ($M3 = M1 - M2$) (kg)			1637,172
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Cmsol ($M4$) (kg)			1231,90
Masse sortante- ($M5_{cmsol}$) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul (kg)			86,60
$M4 + M2$ (kg)			64394,73
$M1 - M5$ (kg)			64713,4000
			318,6720

Après plusieurs calculs avec différents temps de calcul et après analyse des résultats obtenus, nous avons constaté que lorsqu'on augmente le temps de calcul, le paramètre (ξ) doit être évalué en fonction du temps afin d'obtenir un équilibre de masse. Pour cela, nous présentons dans le tableau (3-10) une méthode pour obtenir une relation du paramètre du modèle (ξ) en fonction de temps.

En suivant la méthodologie qui explique la valeur de (ξ) correspond à l'équilibre de masse présentée dans le tableau (3-8) et la figure (3-14), nous présentons dans le tableau (3-11) trois cas d'équilibre de masse correspondant aux différentes valeurs de (ξ) pour trois temps de calcul (3000 s, 6000 s et 9000 s). Les valeurs données au paramètre (ξ) pour les trois temps de calcul sont égales à (0,44095), (0,4675) et (0,4890), respectivement.

Tableau 3- 11 Méthode qui explique l'évolution du paramètre de modèle (ξ) en fonction de temps

			PREMIERE APPROCHE	PREMIERE APPROCHE	PREMIERE APPROCHE
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ	0,44095	0,46750	0,48900
volume totale (Vt) (m ³) (profondeur 1m)	40		$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$	$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$	$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$
porosité initiale (n0)	0,4		$\lambda= 0,05 (m-1)$	$\lambda= 0,05 (m-1)$	$\lambda= 0,05 (m-1)$
			3000	6000	9000
			Etat érosion	Etat érosion	Etat érosion
Charges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)			10m / 0,5m		
Coefficient de Dispersion (D) Comsol (m ² /s)			2.3704E-6	2.3704E-6	2.3704E-6
la porosité après l'érosion- Comsol ($n_{finale}= Vv_{er}= \int \text{integralité de la porosité après l'érosion}$) (m ³)			16,2167	16,4955	16,589
Porosité finale (n_finale)			0,4054175	0,4123875	0,414725
Masse initiale solide (M1= (1 n0)* Vt * ρ_s) (kg)			64800	64800	64800
Masse solide avec la porosité finale (M_nfinale) ($M2= \rho_s*(Vt-Vv_{er})$) (kg)			64214,91	63462,15	63209,7
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M3=M1-M2) (kg)			585,09	1337,85	1590,3
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Comsol (M4) (kg)			566,28	1283,38	1525,32
Masse sortante- (M5_comsol) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul) (kg)			17,80	47,80	66,00
M4+ M2 (kg)			64781,19	64745,53	64735,02
M1-M5(kg)			64782,20	64752,20	64734,00

En utilisant les données du tableau (3-11), la figure (3-28) nous montre la relation entre le paramètre du modèle (ξ) et le temps de calcul utilisé pour chaque cas étudié avec un coefficient de corrélation ($R^2=0,9964$). En effet, ce graphe nous montre que ce paramètre augmente linéairement lorsque le temps de calcul augmente. La relation peut être exprimée par :

$$\xi = 8e^{-06} . t + 0,4178 \quad 3- 30$$

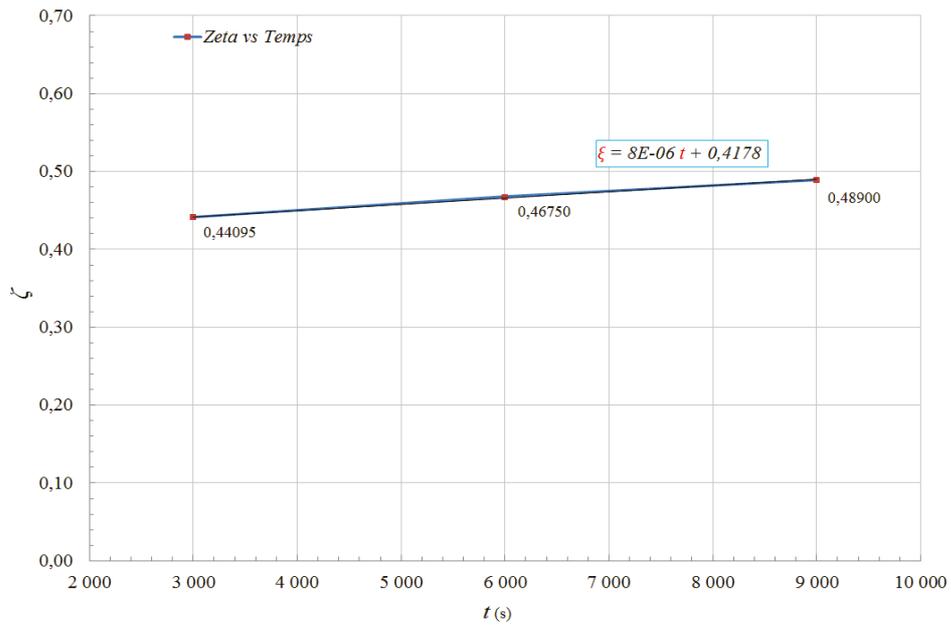


Figure 3- 28 Relation entre le paramètre du modèle (ξ) et le temps de calcul utilisé pour chaque cas étudié- état érosion- approche 1

En utilisant cette relation pour l'évolution du paramètre (ξ) au cours du temps et tout en prenant en compte ce cas d'érosion pour le même temps de calcul de ($t=20000$ s), nous présentons le tableau (3-12) qui montre la méthode suivie pour avoir un équilibre de masse.

Tableau 3- 12 L'équilibre de masse avec la modification du paramètre (ξ)- état érosion- approche 1

		PREMIERE APPROCHE	PREMIERE APPROCHE
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ 0,44095	$0,000008 * T + 0,4178$
volume totale (V_t) (m ³) (profondeur 1m)	40	$\alpha = 0,5 / \beta = 0,2$	$\alpha = 0,5 / \beta = 0,2$
porosité initiale (n_0)	0,4	$\lambda = 0,05$ (m-1)	$\lambda = 0,05$ (m-1)
		Temps 20000s	Temps 20000s
		<i>Etat érosion</i>	<i>Etat érosion</i>
Cahrges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)		7m / 0,5m	
Coefficient de Dispersion (D)- Cmsol (m ² /s)		2.3704E-6	2.3704E-6
la porosité après l'érosion- Cmsol ($n_{finale} = V_v_{er} =$ l'intégralité de la porosité après l'érosion) (m ³)		16,60636	16,59339
Porosité finale (n_{finale})		0,415159	0,41483475
Masse initiale solide ($M_1 = (1 - n_0) * V_t * \rho_s$) (kg)		64800	64800
Masse solide avec la porsité finale ($M_2 = \rho_s * (V_t - V_v_{er})$) (kg)		63162,828	63197,847
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) ($M_3 = M_1 - M_2$) (kg)		1637,172	1602,153
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Cmsol (M4) (kg)		1231,90	1419,36
Masse sortante- (M_5_{cmsol}) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul) (kg)		86,60	93,20
$M_4 + M_2$ (kg)		64394,73	64617,21
$M_1 - M_5$ (kg)		64713,4000	64706,8000
		318,6720	89,5930

En effet, comme il est indiqué dans ce tableau, regardons les dernières lignes, nous constatons que la différence entre la ligne (M4+M2) et la ligne (M1-M5) est égale à 89,593kg alors que dans le tableau (3-10) cette différence est égale à 318,672kg. La modification au paramètre (ξ) nous permet donc d'avoir un équilibre de masse acceptable avec une différence qui peut être liée au coefficient de corrélation de l'équation (3-30).

➤ Conclusion sur le 2^{me} cas étudié- état d'érosion- 1^{ere} approche

Avec cette première approche, nous avons montré que le modèle a réussi à reproduire le mécanisme d'érosion en présentant l'évolution locale de la porosité et de la perméabilité au cours de temps. Nous pouvons d'ailleurs remarquer que les zones suffusives se concentrent dans les zones à forte vitesse (entre l'amont et l'aval). Concernant le mécanisme de dépôt, les particules érodées en suspension dispersées dans les zones où la vitesse de l'écoulement est inférieure à la vitesse de seuil de dépôt, sont déposées grâce au terme de dépôt du modèle érosion/dépôt proposé.

Dans cette approche, le modèle nous a permis de classer les vitesses de l'écoulement en trois catégories selon les vitesses prévues dans la figure (3-1) (zone érosion, zone stable, zone dépôt). De plus, grâce aux termes d'érosion (S) et de dépôt (R) de l'équation de transport, le modèle nous a permis de présenter le mécanisme de transport des particules érodées et sa distribution en temps et en espace.

Néanmoins, avec cette approche, nous avons trouvé que la porosité (n) au point près de l'amont (figure 3-23-a), évolue avec un régime quasi permanent ce qui signifie que l'érosion ne s'arrête pas lorsque la vitesse (u) est supérieure à (u_{ster}). Pour cela et pour améliorer les aspects de dépôt et colmatage, nous avons besoin de discuter un cas d'érosion en prenant en compte les équations du modèle modifié de la suffusion proposé dans l'équation (3-12) (deuxième approche).

3.4.3.3 LE COMPORTEMENT DE L'EROSION-DEUXIEME APPROCHE- ETAT EROSION

Dans cette partie, nous allons présenter la fiabilité du modèle de suffusion proposé à reproduire les mécanismes de la suffusion notamment les aspects de dépôt et colmatage tout en prenant en compte des modifications qui ont été présentées dans les deux premiers cas d'érosion étudiés au-dessus. Pour cela, en prenant en compte les paramètres et les variables de la deuxième approche qui sont présentés dans les deux tableaux (3-2) et (3-4), nous allons étudier un état d'érosion avec les mêmes conditions hydrauliques indiquées dans le tableau (3-5) et les mêmes conditions aux limites qu'avec la première approche.

Dans cette deuxième approche, puisque le gradient hydraulique critique de Terzaghi (i_{ct}) n'est pas constant, la vitesse critique de Darcy (u_{ct}) évolue en fonction du temps

selon l'équation (3-13), ce qui permet de faire évoluer la vitesse (u_{sler}) et la vitesse (u_{slide}) au cours du temps.

Lors de la modélisation, la valeur initiale du gradient critique (i_{ct_0}), de la vitesse critique de Darcy (u_{ct_0}), de la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler_0}) et de la vitesse de seuil de dépôt (u_{slide_0}) sont égales à 1,022m/m, $10,2 \cdot 10^{-5}$ m/s, $5,111 \cdot 10^{-5}$ m/s et $2,0445 \cdot 10^{-5}$ m/s, respectivement.

De plus, dans cette approche, la vitesse (u_{slide}) est augmentée par un deuxième terme dans l'équation (3-20) qui permet d'augmenter la zone de dépôt au détriment de la zone stable. Ce terme est une fonction de la concentration volumique (c_v) à l'ordre (m). De ce fait, on augmente la possibilité de déposer les particules en suspension dans les zones pour lesquelles la vitesse d'écoulement est inférieure à (u_{slide}).

Nous illustrons dans la figure (3-29) l'évolution au cours du temps de la vitesse de l'écoulement (u) ainsi que l'évolution de la vitesse (u_{sler}) et de (u_{slide}) au cours du temps.

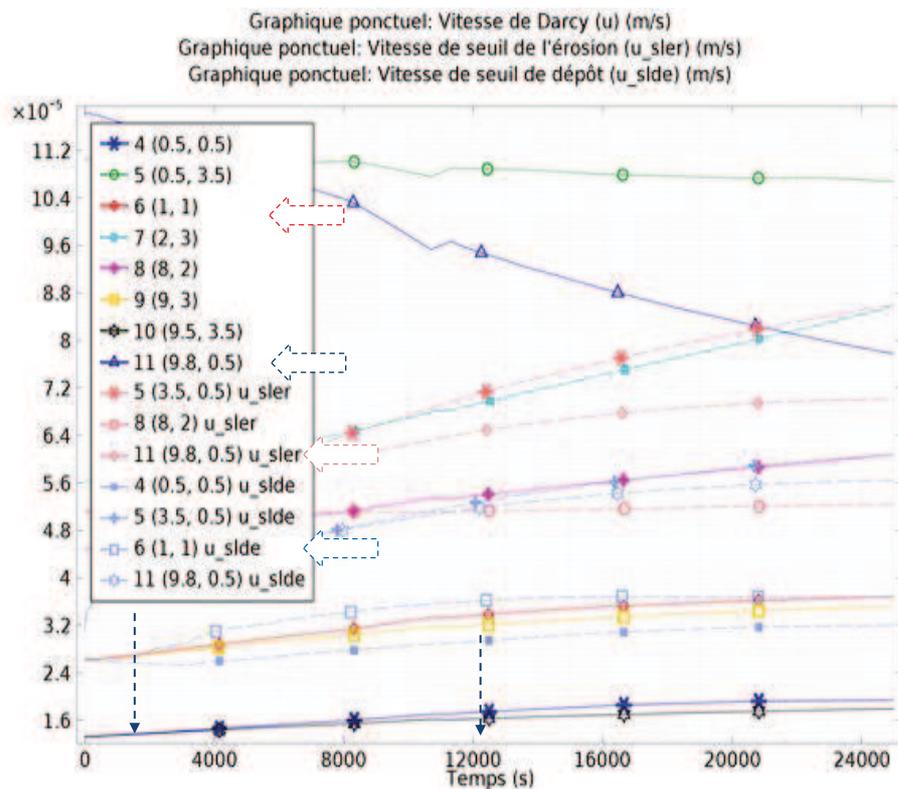


Figure 3- 29 L'évolution de la vitesse de Darcy (u) et l'évolution de (u_{sler}) et l'évolution locale de (u_{slide}) en fonction du temps- état érosion- approche 2

En ce qui concerne le comportement d'érosion, sur les figures (3-29-a) et (3-30-a), nous pouvons noter que :

- Au point (5) près de l'amont, la porosité augmente en fonction du temps car la vitesse de l'écoulement est supérieure à (u_{sler}).

- avec cette approche, la porosité, en ce point, n'évolue pas avec un régime permanent (à l'inverse de ce qu'on a remarqué avec la première approche (figure 3-22-a)). En effet, le seuil d'érosion exprimé par la vitesse (u_{sler}) augmente pour que la vitesse d'érosion (u_{er}) diminue selon l'équation (3-9) et par conséquent le terme d'érosion de la loi d'érosion/dépôt diminue au cours du temps.

On peut également s'intéresser au point (6), afin de discuter du mécanisme de dépôt avec cette approche. En effet, dans l'étude précédente réalisée avec la première approche, nous avons montré que ce point se trouvait dans la zone stable. Les figures (3-29) et (3-30) permettent ici d'observer que :

- au bout de 2000 s, la courbe de (u_{slide}) dépasse celle de la vitesse de l'écoulement, ce que signifie que le front de dépôt atteint cette zone grâce au deuxième terme de (u_{slide}). Une nouvelle zone de dépôt a été trouvée grâce au deuxième terme de la vitesse de seuil de dépôt (équation 3-20).
- bien que la vitesse de Darcy soit inférieure à la vitesse de seuil de dépôt, nous ne pouvons remarquer une variation de la porosité qu'à partir de $t=12000$ s (figure 3-30-a). En effet, la figure (3-29) montre que la vitesse de dépôt (u_{de}) qui s'exprime par la différence entre la vitesse de l'écoulement et la vitesse de seuil de dépôt (équation 3-10) est très faible, c'est pour cela que la porosité au point (6) est très faiblement variable.

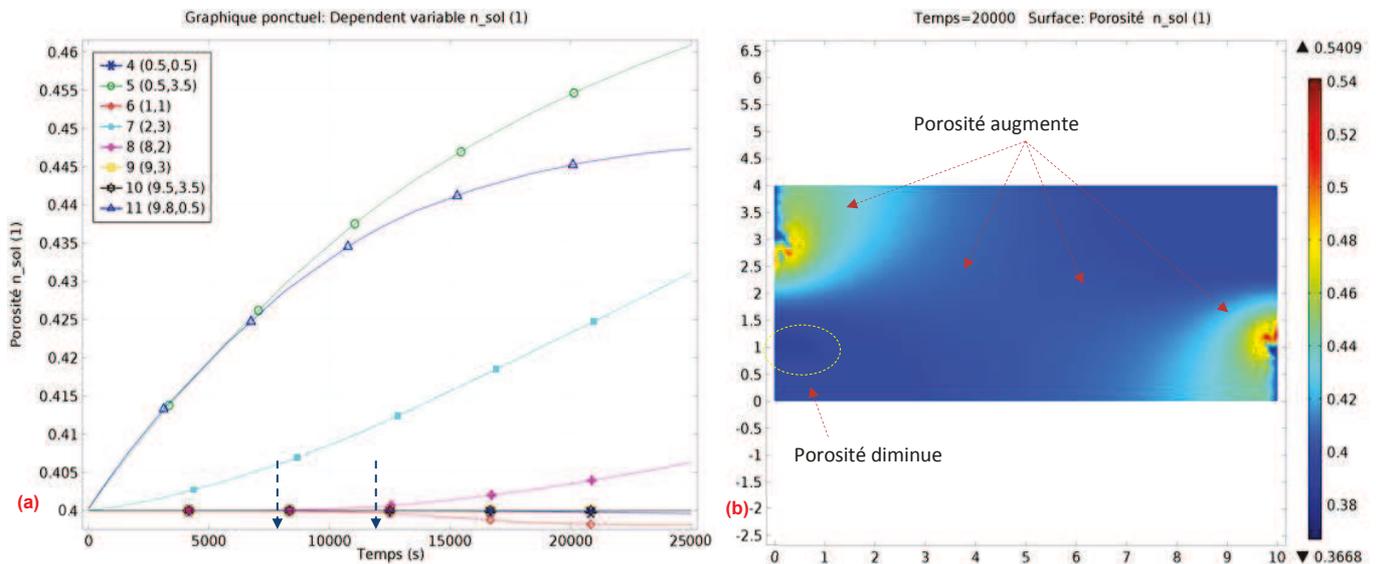


Figure 3- 30 a) L'évolution locale de la porosité au cours du temps, b) cartographie de la porosité pour $t=20000$ s- état érosion-approche 2

Dans la figure (3-31), nous présentons l'évolution de la concentration volumique (c_v) ainsi que des cartographies du terme de dépôt de la loi constitutive modifiée (équation 3-12).

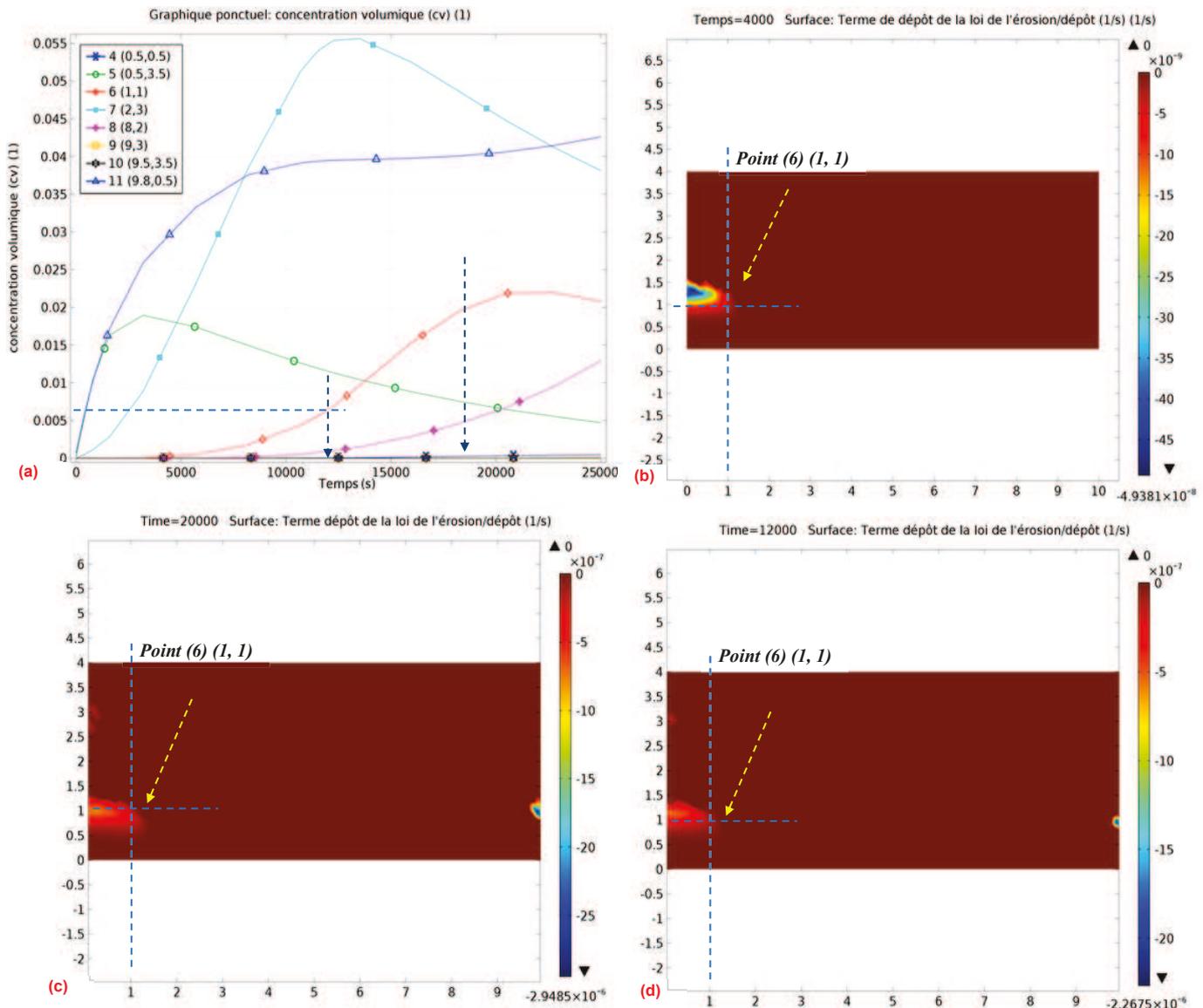


Figure 3- 31 a) L'évolution locale de la concentration volumique en suspension (c_v), b) Cartographie du terme dépôt de la loi d'érosion/dépôt pour $t=4000$ s, c) Cartographie du terme dépôt de la loi d'érosion/dépôt pour $t=12000$ s, c) Cartographie du terme dépôt de la loi d'érosion/dépôt pour $t=20000$ s- état érosion- approche 2

Sur les figures (3-31-a), (3-31-d) et (3-30), avec ($m= 0,1$) et un coefficient de dépôt ($\lambda_{de}= 5,4 \text{ m}^{-1}$) (tableau 3-2), en point (6), nous remarquons qu'au point (6):

- au bout de 12000 s, la concentration (c_v) est égale à (0,52%), avec cette petite valeur, le terme de dépôt de l'équation (3-12) est trop faible (à l'ordre de 10^{-7} 1/s) pour qu'on note une variation importante de la porosité.

- Avec le temps, la concentration augmente dans la suspension. La porosité diminue donc encore car la quantité des particules déposées par le terme dépôt (R) augmente dans la phase solide.
- Ensuite, au bout de 18000 s, la courbe de (c_v) tend à diminuer car le front de la concentration a quasiment dépassé cette zone (figure 3-32-b). La porosité tend donc à se stabiliser (figure 3-30-a).

En ce qui concerne de la concentration massique (c), nous présentons dans la figure (3-32) son évolution en fonction du temps ainsi que des cartographies de cette même concentration pour différents instants de temps.

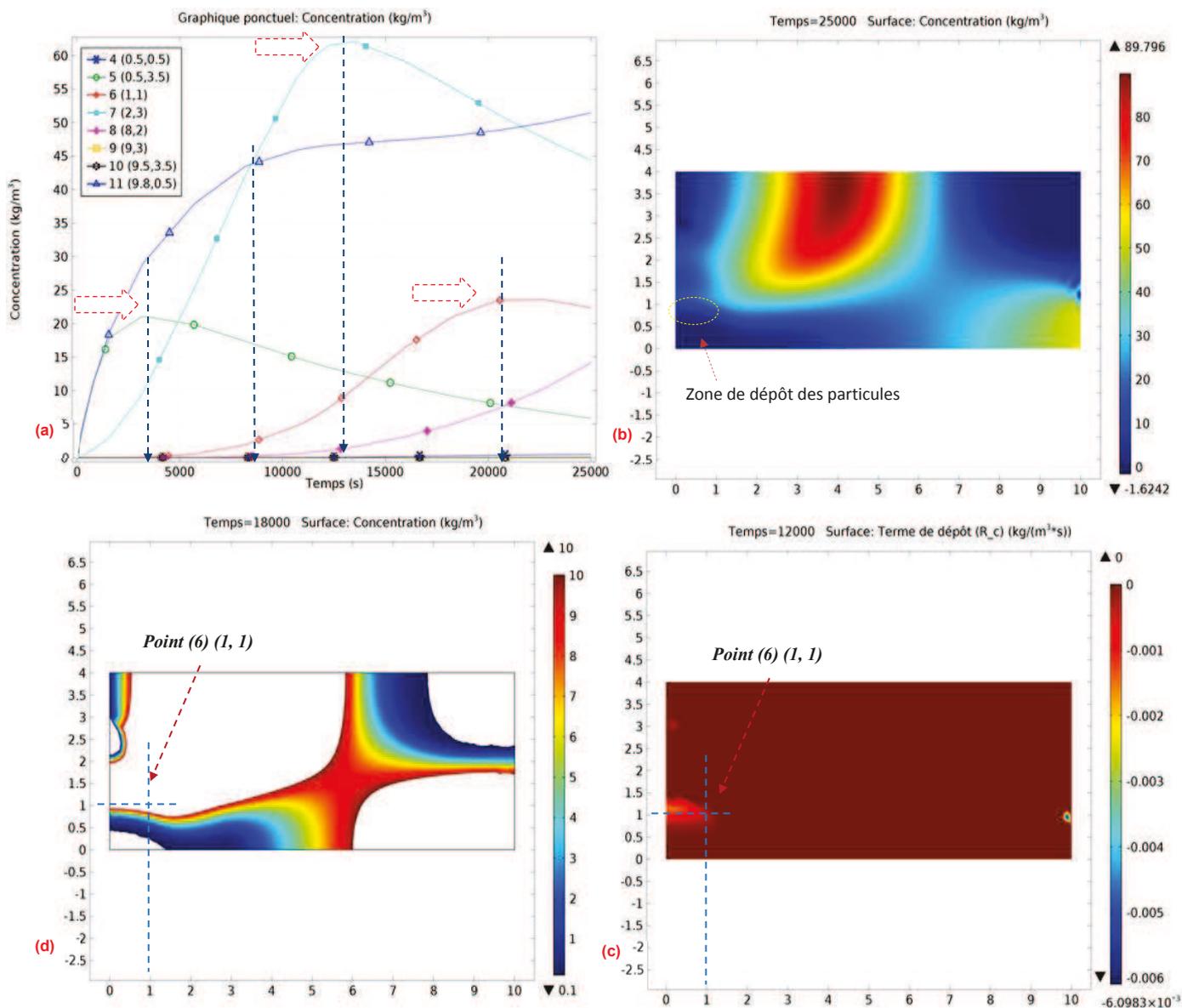


Figure 3- 32 a) L'évolution locale de la concentration (c), b) Cartographie de (c) au temps $t=25000$ s, c) Cartographie du terme de dépôt de l'équation de transport (R) pour $t=12000$ s, d) Cartographie de la concentration pour $t=18000$ s - état érosion- approche 2

Par ailleurs, puisque (u_{ct}) évolue en fonction du gradient hydraulique critique de Terzaghi (i_{ct}) qui évolue lui-même avec (n) selon l'équation (3-6), la vitesse (u_{sler}) évolue au cours du temps selon l'équation (3-7).

De manière générale, sur le graphique (3-32-a), nous pouvons remarquer que la concentration des particules érodées en suspension augmente au cours du temps. On observe ensuite une chute notamment pour le point (5) à l'amont et pour les points (6) et (7). En effet, comme il est montré sur la figure (3-32-b), lorsque le front de la concentration dépasse ces points, les particules qui se trouvent dans ces zones diminuent au cours du temps. Toutefois, la concentration aux points près de l'aval (point 8 et point 11) tend à augmenter au cours du temps car le front de (c) s'approche progressivement de ces zones.

Par ailleurs, sur cette même figure, nous remarquons que la pente de la courbe de la concentration, au point (11) près de l'aval, tend à diminuer au bout de 8000 s. En effet, selon la figure (3-29), la vitesse (u_{sler}) en ce point augmente au cours du temps ce qui permet de diminuer la vitesse d'érosion (u_{er}). De ce fait, le taux d'érosion (terme S) diminue pour que la concentration des particules érodées dans la phase liquide tende à diminuer.

La figure (3-33) présente l'évolution du taux de la masse érodée sortante du système au cours du temps. Nous pouvons remarquer que le taux d'érosion atteint un pic au bout de 6000 s, que la courbe tend à se stabiliser et qu'enfin au bout de 8000 s le taux d'érosion tend à diminuer au cours du temps car la concentration et la vitesse dans cette zone diminuent comme l'on montré précédemment les figures (3-29) et (3-32-a), respectivement. La masse totale érodée sortant du système est égale 94.8 kg.

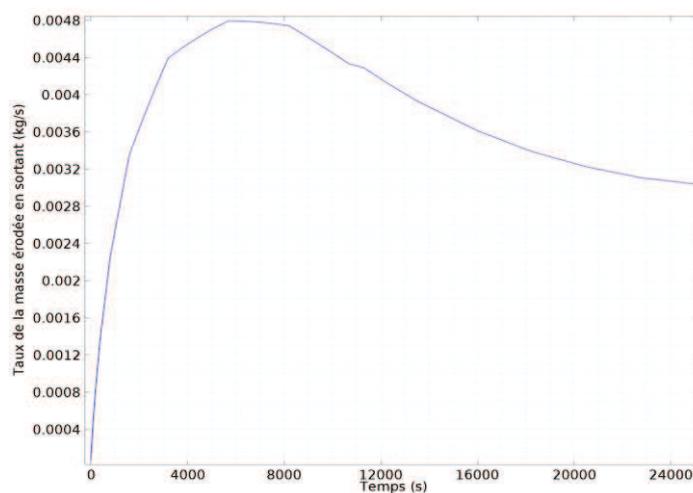


Figure 3- 33 Evolution du taux de la masse érodée sortante du système au cours du temps- cas érosion- approche 2

Le tableau (3-13) présente un bilan de masse qui correspond à une valeur constante de ξ égale à 0,44095 et à une autre valeur de ce paramètre qui évolue au cours de temps

selon l'équation (3-30), pour un état d'érosion avec une charge hydraulique à l'amont de (7m) et à l'aval de (0,5m) et pour un temps de calcul de 25000 s. D'après ce tableau et notamment les deux dernières lignes, on peut trouver que la somme de la masse érodée en suspension mesurée (M4) et de la masse solide après l'érosion (M2) (M4+M2) est égale à 64350,73kg alors que la différence entre la masse solide initiale (M1) et la masse cumulée des particules érodées sortantes du système (M5) (M1-M5) est égale à 64705,2kg. Malgré la modification du paramètre de modèle (ξ) expliquée précédemment dans le tableau (3-8), nous constatons un déséquilibre de masse de 354.472kg. Nous pouvons faire un bilan de masse en utilisant l'équation (3-30) proposée pour l'évolution de ce paramètre au cours de temps (tableau (3- 13)). Avec cette méthode, le déséquilibre de masse est diminué jusqu'à 86,026kg.

Tableau 3- 13 La conservation de masse de l'état érosion- approche 2

			DEUXIEME APPROCHE	DEUXIEME APPROCHE
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ	0,44095	0,000008*T+0,4178
volume totale (Vt) (m ³) (profondeur 1m)	40		$\alpha=0,5/ \beta=0,2$	$\alpha=0,5/ \beta=0,2$
porosité initiale (n0)	0,4		$\lambda=0,05 (m-1)$	$\lambda=0,05 (m-1)$
			Temps 25000s	Temps 20000s
			<i>Etat érosion</i>	<i>Etat érosion</i>
Charges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)			7m / 0,5m	
Coefficient de Dispersion (D)- Cmsol (m ² /s)			2.3704E-6	2.3704E-6
la porosité après l'érosion- Cmsol ($n_{finale}= Vv_{er} =$ <i>Integralité de la porosité après l'érosion</i>) (m ³)			16,62876	16,45448
Porosité finale (n_finale)			0,415719	0,411362
Masse initiale solide (M1= (1-n0)* Vt *ps) (kg)			64800	64800
Masse solide avec la porosité finale (M_nfinale) (M2=ps*(Vt-Vv_er) (kg)			63102,348	63572,904
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M3=M1-M2) (kg)			1697,652	1227,096
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Cmsol (M4) (kg)			1248,38	1056,67
Masse sortante- (M5_cmsol) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul) (kg)			94,80	84,40
M4+ M2 (kg)			64350,73	64629,57
M1-M5(kg)			64705,2000	64715,6000
			354,4720	86,0260

➤ Conclusion sur le 3^{me} cas étudié- état d'érosion- 2^{ere} approche

Avec cette approche de modèle, nous constatons que :

- en cas d'érosion, le régime d'évolution de la porosité (n) n'est pas permanent au cours du temps car le seuil d'érosion évolue en fonction du temps
- l'évolution de (n) au cours du temps est influencée par l'existence d'une concentration et le coefficient de dépôt (λ_{de}) (qui sont tous deux pris en compte dans le terme de dépôt de l'équation (3-12)).

- au niveau de l'aval (point (11)), le seuil de dépôt augmente au cours du temps du fait de l'augmentation de la concentration. Dans ce cas, le colmatage peut avoir lieu en augmentant le temps de calcul car, au bout d'un moment, la courbe de la vitesse de seuil de dépôt (u_{sde}) peut dépasser la courbe de la vitesse de l'écoulement et un front de dépôt peut apparaître dans cette zone.

3.4.3.4 LE COMPORTEMENT D'ÉROSION - ETAT STABLE

Pour avoir un état stable du sol, les conditions hydrauliques imposées ne doivent pas provoquer l'érosion et le modèle ne doit donc pas modifier l'état initial du sol. En effet, comme il est indiqué précédemment, le terme érosion de loi d'érosion/dépôt (équation 3-5) ne fonctionne pas sans une vitesse d'entrée supérieure à la vitesse de seuil d'érosion et le terme dépôt ne fonctionne par ailleurs pas sans une certaine concentration des particules solides fluidisées dans la phase liquide. En conclusion, la porosité (n) et la concentration des particules en suspension (c) ne doivent pas évoluer au cours de temps avec ce cas stable.

Compte tenu des équations de la première approche et afin d'obtenir un écoulement d'infiltration à travers un milieu poreux qui ne provoque pas d'érosion, nous devons imposer une vitesse d'entrée qui fait partie de la catégorie (2) de la figure (3-1). Les charges hydrauliques imposées à l'amont et l'aval, pendant un temps de calcul de ($t=24000$ s) avec un pas de calcul égal à ($\Delta t=1$ s), sont respectivement égales à 2m et à 0,5m comme il est indiqué dans le tableau (3-5).

Les vitesses mesurées à partir de ces charges hydrauliques sont illustrées dans la figure (3-34). La vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) est égale $5,111 \cdot 10^{-5}$ m/s et la vitesse de seuil de dépôt (u_{sde}) est fixée à $2,0445 \cdot 10^{-5}$ m/s. En effet, la vitesse de l'écoulement (vitesse de Darcy) du point vers l'amont (point 5) est quasiment constante au cours de temps et est égale à $2,75 \cdot 10^{-5}$ m/s et de même celle du point (11) est égale à $2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Comme il est montré dans cette figure, nous pouvons remarquer que le sol dans ces zones est stable car la vitesse est inférieure à (u_{sler}) et supérieure à (u_{sde}). Pour le reste des points de mesure, les vitesses mesurées sont inférieures à (u_{sde}). De manière générale, les vitesses obtenues sont constantes au cours du temps.

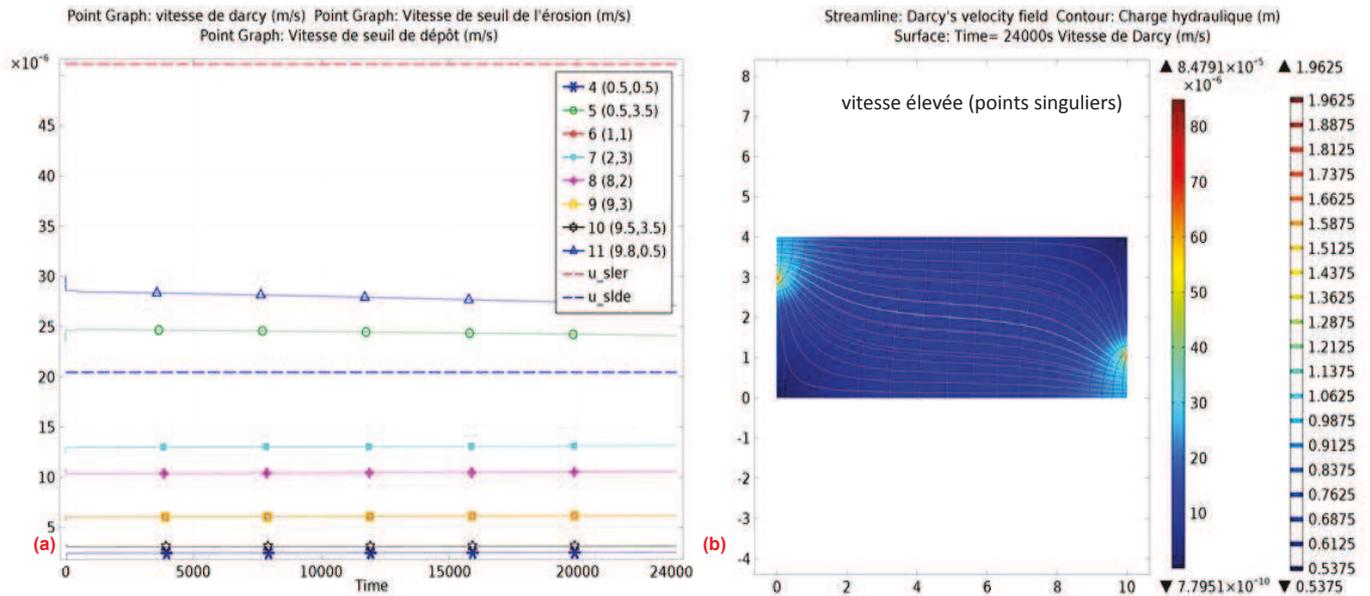


Figure 3- 34 La vitesse de l'écoulement au cours du temps, b) Cartographie de (u) pour t= 24000 s- état stable- approche 1

En revanche, une augmentation de la vitesse de Darcy (u) est observée au niveau des deux points singuliers mentionnés ci-dessus comme il est montré sur la figure (3-34-b), nous considérons que cette évolution est limitée à ces points singuliers. Un raffinement de maillage autour de ces points peut limiter cette évolution.

La porosité du milieu (n) dans l'état stable est illustrée dans la figure (3-35). En considérant de plus les vitesses de la figure (3-34), nous remarquons que :

- pour les deux points à l'amont et à l'aval (5 et 11), la porosité du milieu (n) est constante au cours du temps et égale à la porosité initiale du sol ($n_0=0,4$),
- pour le reste des points de mesure, bien que les vitesses soit dans la zone de dépôt ($u < u_{slide}$) la porosité locale ne change pas car il y n'a pas de particules érodées en suspension qui se trouvent dans ces zones (confirmant la condition donnée au terme de dépôt de l'équation (3-5)).
- la figure (3-35-b) montre pour le temps ($t=24000$ s) une petite variation de (n) qui augmente jusqu'à la valeur (0,4004) au niveau de l'amont et de l'aval de manière identique et qui diminue ailleurs jusqu'à (0,3827). Cette petite évolution est cependant liée à la variation de la vitesse de l'écoulement (u) observée aux deux points singuliers mentionnés ci-dessus.

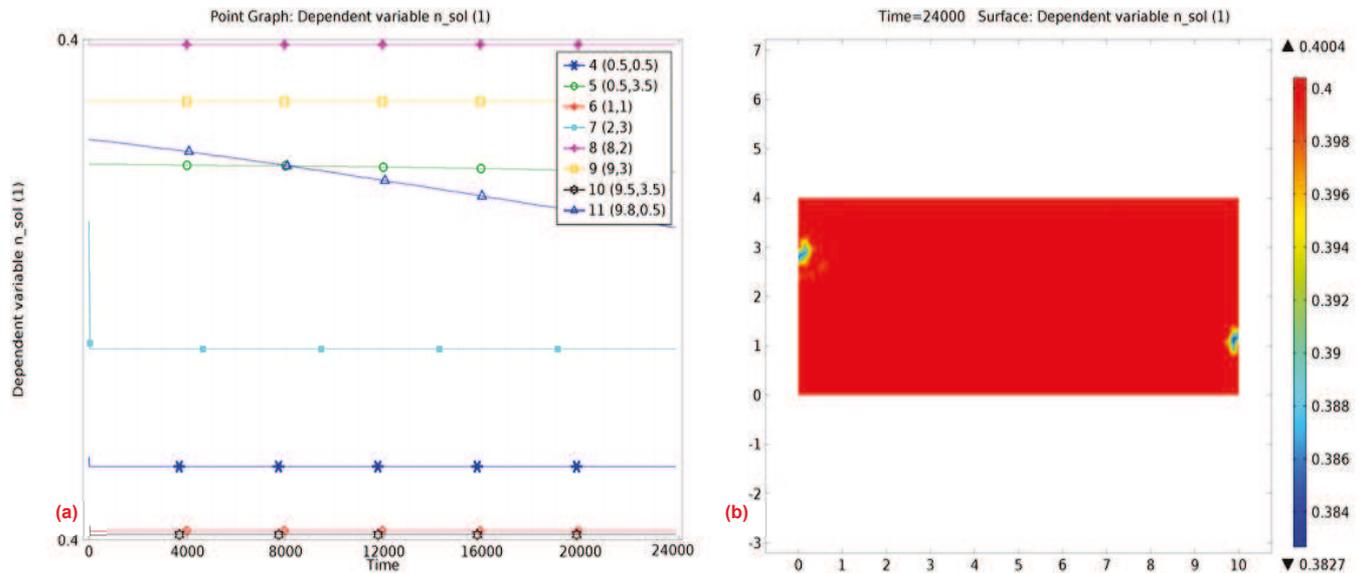


Figure 3- 35 a) L'évolution de la porosité (n) au cours du temps, b) Cartographie de (n) pour le temps24000 s- état stable- approche 1

La figure (3-36) permet d'observer que la perméabilité du milieu (k) est quasiment constante et égale à la valeur de la perméabilité initiale du milieu (k_0) soit $1,0228 \times 10^{-11} \text{ m}^2$.

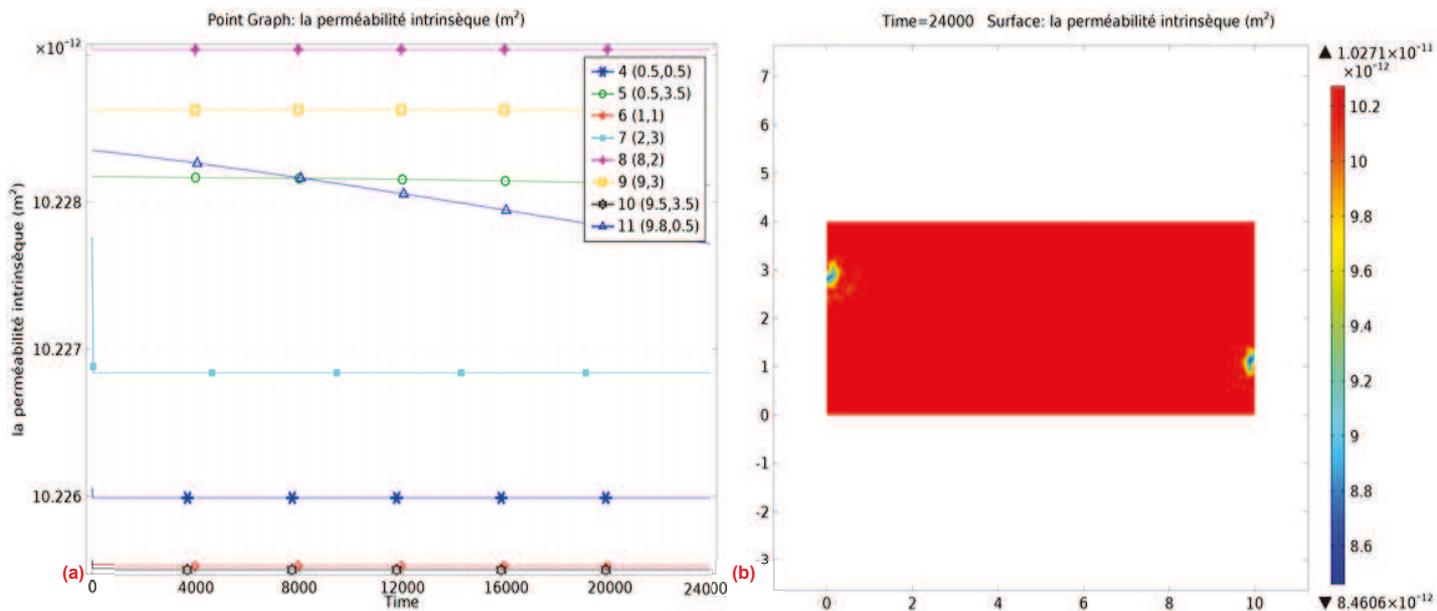


Figure 3- 36 a) L'évolution de la perméabilité intrinsèque (k) au cours du temps, b) Cartographie de (k) pour le temps24000 s - état stable- approche 1

Par rapport à la concentration des particules en suspension (c), comme il est indiqué dans la figure (3-37-b), nous pouvons constater qu'une petite concentration des particules en suspension au voisinage des deux points singuliers à l'amont et à l'aval a été générée à cause de la croissance singulière de la vitesse de Darcy (u) indiquée dans la figure (3-34) qui provoque d'érosion à ce niveau. Cette concentration est dispersée dans la suspension au cours du temps. De ce fait, sur la figure (3-37-a), au point (5) près de l'amont et au

point (11) près de l'aval, nous pouvons remarquer que la concentration tend légèrement à augmenter au bout de $t=5000$ s et ensuite la courbe de cette concentration tend à diminuer au bout de 15000 s. De façon générale, puisque cette petite croissance de la concentration est limitée dans ces deux points singuliers, nous pouvons négliger cette évolution et considérer que le sol n'est pas suffisif.

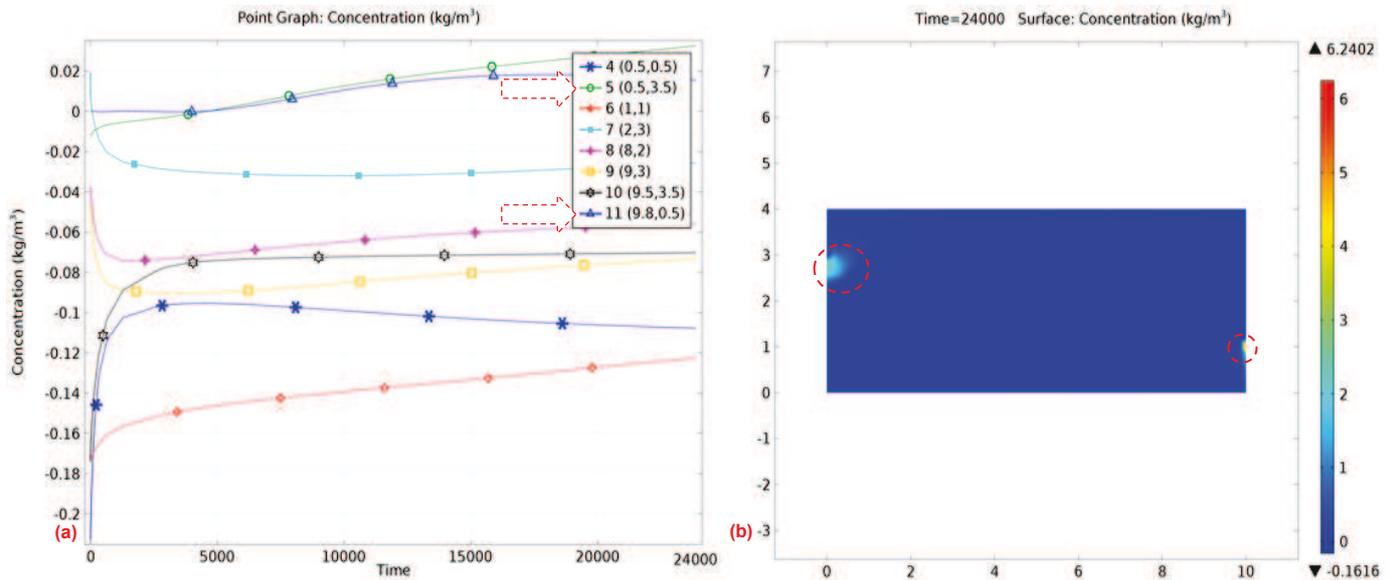


Figure 3- 37 a) L'évolution de la concentration des particules solide en suspension (c) au cours du temps, b) Cartographie de (c) pour le temps 24000 s- état stable- approche 1

La figure (3-38) donne la masse des particules érodées en sortie du système mesurée dans Comsol en utilisant les quantités dérivées. Puisque la concentration n'est pas nulle dans la zone près de l'aval (concentration générée au niveau de points singuliers où la vitesse élevée), alors la masse en sortie du système n'est pas nulle. La masse totale observée au cours du temps est (1,17kg) à la fin du temps de calcul ($t=24000$ s).

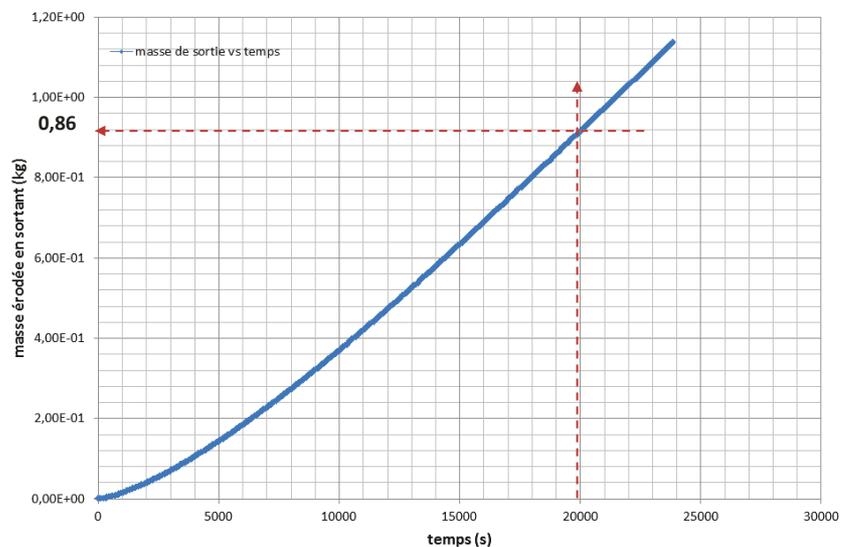


Figure 3- 38 L'évaluation de la masse érodée sortante du système au cours du temps- état stable- approche 1

La masse érodée en sortie pour $t=20000$ s est égale à 0,86kg alors que la masse érodée pour l'état érosion de la même approche (approche 1) est égale à 87,4kg (cf. figure (3-27)). En comparant les deux quantités, nous pouvons donc trouver que la masse érodée dans le cas stable est égale à moins de (1%) de la masse érodée en sortie mesurée dans l'état érosion pour le même temps.

En ce qui concerne l'équilibre de masse du cas stable, le tableau (3-13) illustre les différents éléments de la méthode pour obtenir la conservation de masse. Dans cet état stable, regardons ce tableau notamment les deux dernières lignes, nous pouvons trouver que la somme de la masse érodée en suspension mesurée par Comsol (M4) et de la masse solide après l'érosion (M2) (M4+M2) est égale à 64799,42kg alors que la différence entre la masse solide initiale (M1) et la masse cumulée des particules érodées sortante du système (M5) (M1-M5) est égale à 64798,68kg.

En comparant ce tableau avec le tableau (3-9) de l'état érosion, nous remarquons à la fin du calcul une toute petite variation de la porosité globale du milieu (n_{finale}), une petite concentration en suspension et d'ailleurs un équilibre de masse (flèches bleues). Le sol est resté dans l'état initial après 24000 s de calcul et nous pouvons donc considérer que le système est stable et le modèle a réussi à conserver l'état initial du système.

Tableau 3- 14 La conservation de masse de l'état stable- approche 1

		PREMIERE APPROCHE	
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ	0,44095
volume totale (Vt) (m ³) (profondeur 1m)	40		$\alpha= 0,5/ \beta=0,2$
porosité initiale (n_0)	0,4		$\lambda= 0,05$ (m-1)
			Temps 24000s
			<i>Etat Stable</i>
Cahrges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)			2m / 0,5m
Coefficient de Dispersion (D)- Comsol (m ² /s)			2.3704E-6
la porosité après l'érosion- Comsol ($n_{finale}= Vv_{er}= \int \text{integralité de la porosité après l'érosion}$) (m ³)			16,00135
Porosité finale (n_{finale})			0,40003375
Masse initiale solide (M1 = (1- n_0) * Vt * ρ_s) (kg)			64800
Masse solide avec la porosité finale (M _{finale}) (M2= ρ_s *(Vt- Vv_{er}) (kg)			64796,355
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M3=M1-M2) (kg)			3,645
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Comsol (M4) (kg)			3,06
Masse sortante- (M5_comsol) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul (kg)			1,14
M4+ M2 (kg)			64799,42
M1-M5(kg)			64798,8600

➤ Conclusion sur le 4^{me} cas étudié- état stable- 1^{ere} approche

Avec ce cas stable, nous avons noté que :

- en appliquant des conditions hydrauliques à l'amont et à l'avant qui donnent une vitesse (u) à l'amont inférieure à la vitesse (u_{sler}) et supérieure à la vitesse (u_{sle}), le modèle proposé ne fait pas évoluer ni la porosité du milieu (n) ni la perméabilité (k) qui restent dans l'état initial. Le sol reste dans l'état initial.
- une petite concentration est observée au niveau des deux points singuliers à l'amont et à l'aval. Ce qui cause une petite évolution de la masse en sortie.

3.4.3.5 LECOMPORTEMENT DU DEPOT- DEUXIEME APPROCHE- ETAT STABLE AVEC UNE CONCENTRATION INJECTEE

Dans ce cas, nous allons étudier l'aspect de dépôt et colmatage en présentant les résultats d'un état stable de sol (charge à l'amont $H1=2m$, charge à l'aval $H2=0,5m$) avec une concentration injectée depuis l'extérieur du système tout en prenant en compte les paramètres et variables de la deuxième approche du modèle. Les paramètres du modèle (β , m) seront modifiés en tenant compte de la petite quantité de la concentration injectée (c_0) qui égale à 1 (g/l). Les valeurs utilisées pour ces paramètres sont égales à $\beta = 0,1$ et $m = 0,15$ au lieu de 0,2 et 0,125, respectivement. En effet, Comsol nous permet d'injecter une concentration avec un régime constant au cours du temps. Dans l'interface de transport des espèces et au niveau de l'amont (frontière (1) du modèle géométrique), nous avons appliqué la concentration injectée (c_0).

La figure (3-39) montre l'évolution de la concentration des particules injectées en suspension au cours du temps ainsi que des cartographies de la concentration en suspension pour deux temps différents (20000 s et 150000 s).

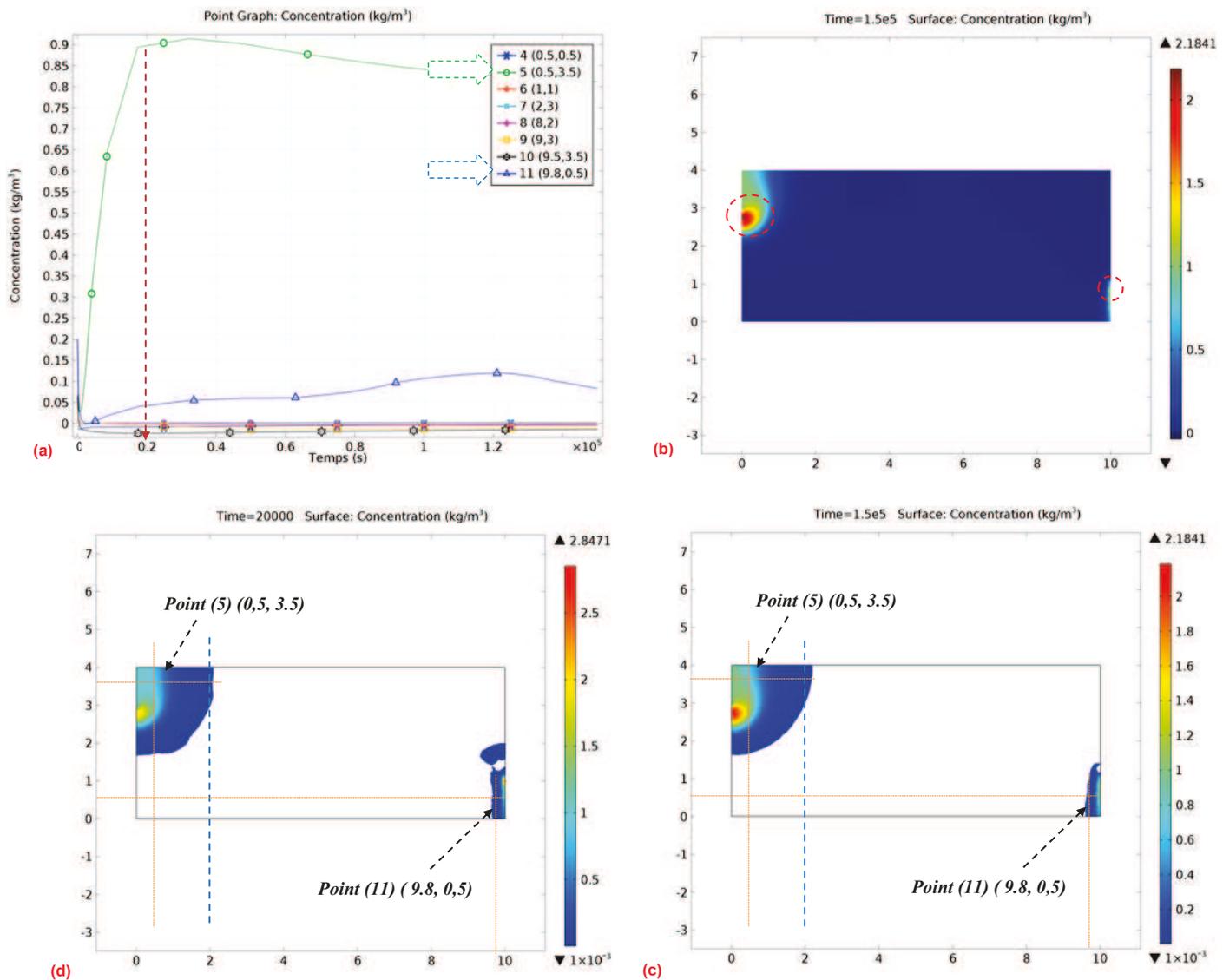


Figure 3- 39 a) L'évolution de la concentration injectée au cours du temps, b) Cartographie de la concentration en suspension pour t=150000 s, c) Cartographie de la concentration en suspension avec une gamme de 0,001 à 2,8471 kg/m³, pour t=20000 s, d) Cartographie de la concentration en suspension avec une gamme de 0,001 à 2,1841) kg/m³, pour t=150000 s - état dépôt-
approche 2

Sur les figures (3-39-a) et (3-42-a), nous pouvons constater que :

- la courbe de la concentration en suspension (c) au point (5) augmente au cours du temps jusqu'à t=20000 s. Par la suite la pente de cette courbe tend à diminuer pour arriver à une valeur maximale de 0,9kg/m³ au bout de 30000 s. Après cette valeur maximale, une chute de concentration est observée. En effet, sur la figure (3-42-a), au bout de 20000 s, la courbe de la vitesse de seuil de dépôt (u_{slide}) dépasse la vitesse de l'écoulement, ce qui signifie que le front de dépôt atteint la zone. La concentration diminue par le terme de dépôt qui permet de transférer les particules à la phase solide. Avec le temps, le dépôt continue comme il est montré dans la figure (3-41). Dans ces cartographies, les zones blanches indiquent que le terme de dépôt est égal à 0,

- en regardant l'évolution de (c) au point (11), une concentration se présente dans la suspension au niveau de l'aval (figure (3-39-c)). En effet, cette concentration est transportée de la zone au niveau du point singulier vers l'aval où il y a d'érosion qui a été provoquée par la vitesse autour de ce point qui est supérieure à (u_{sler}) (figure 3-40-b).

Toutefois, dans la figure (3-39-b) et pour $t=150000$ s, la gamme de concentration (c) varie entre 0 et $2,1841 \text{ kg/m}^3$ alors que la concentration en suspension ne doit pas dépasser la valeur de la concentration injectée ($c_0=1 \text{ g/l}$). En effet, la concentration est élevée vers les deux points singuliers à l'amont et à l'aval à cause d'érosion qui a été provoquée par la vitesse autour de ces deux points (figure 3-40).

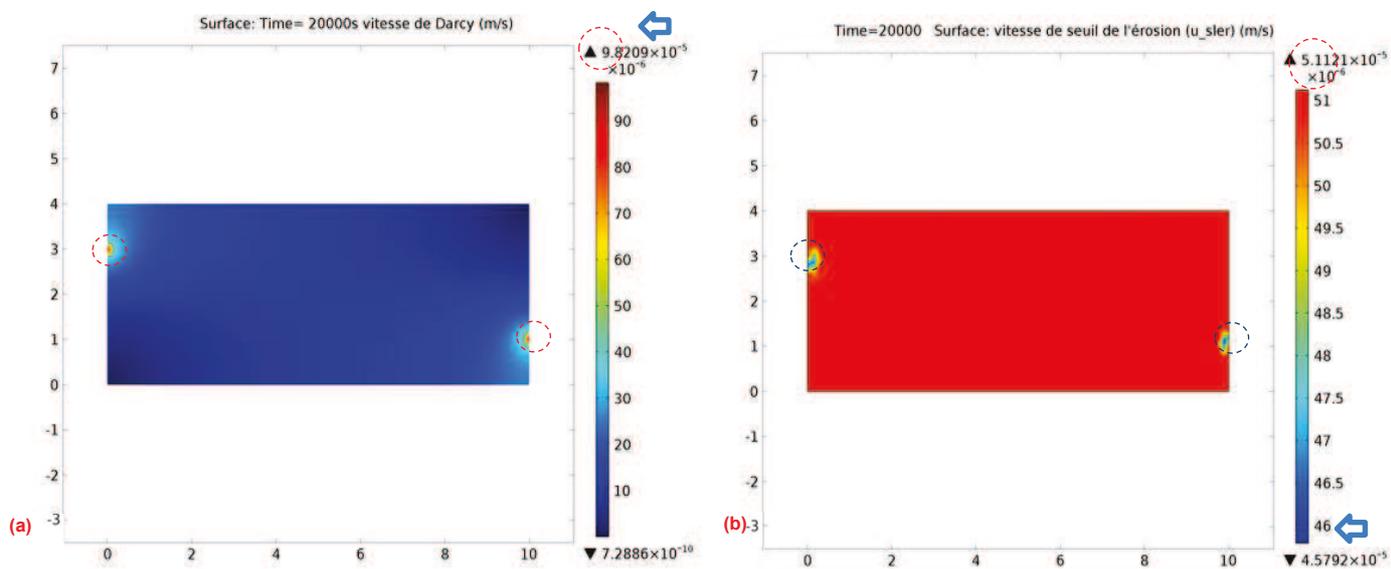


Figure 3- 40 a) La vitesse de l'écoulement (u) pour $t=20000$ s, b) la vitesse (u_{sler}) pour $t=20000$ s- état dépôt- approche 2

D'ailleurs, dans les cartographies des figures (3-39-c) et (3-39-d), nous avons diminué un peu la gamme de (c) afin d'afficher la distance maximale que les particules en suspension parcourent dans l'espace au cours du temps. Nous pouvons remarquer que les particules injectées se dispersent près de l'amont jusqu'à 2m environ pour le temps $t=20000$. Ensuite les particules ne se dispersent pas plus loin comme il est montré dans la figure (3-40-d). Cela signifie qu'un front de dépôt se présente à partir d'un moment.

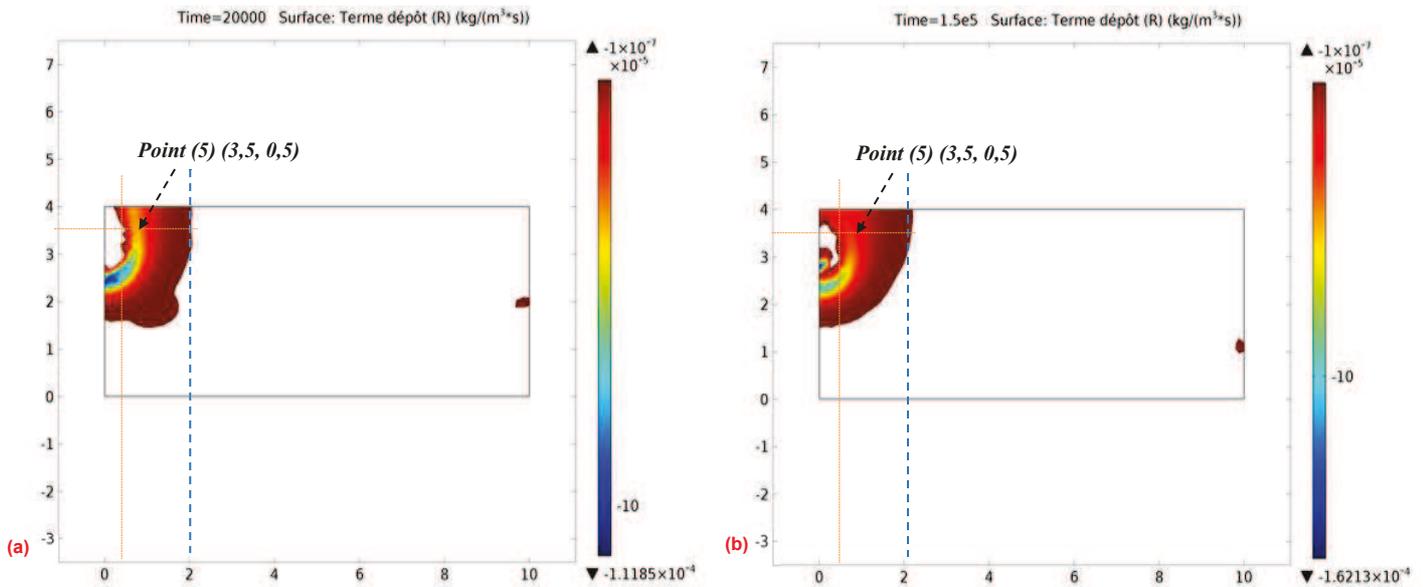


Figure 3- 41, a) Terme dépôt de l'équation de transport (R) pour $t= 20000$ s, b) Terme dépôt de l'équation de transport (R) pour $t= 150000$ s- état dépôt- approche 2

Sur la figure (3-42), nous présentons l'évolution au cours du temps de la vitesse de l'écoulement pour les différents points de mesure et l'évolution de la vitesse (u_{slide}) pour le point (5) près de l'amont ainsi qu'une cartographie de la vitesse de l'écoulement pour $t=150000$ s.

Dans le graphique (3-42-a), au point (5) près de l'amont, nous pouvons constater qu'au bout de $t=20000$ s, la courbe de la vitesse (u_{slide}) dépasse la courbe de la vitesse de l'écoulement (u) et ensuite cette courbe tend à se stabiliser au cours du temps alors que la vitesse de l'écoulement (u) évolue au-dessous de la courbe de (u_{slide}). En effet, la vitesse (u_{slide}) a été augmentée par le deuxième terme de l'équation (3-20) qui prend en compte la présence des particules en suspension. Ce terme permet d'élargir la zone de dépôt au détriment de la zone stable. De manière générale, si on augmente le temps de calcul, un phénomène de colmatage peut se présenter.

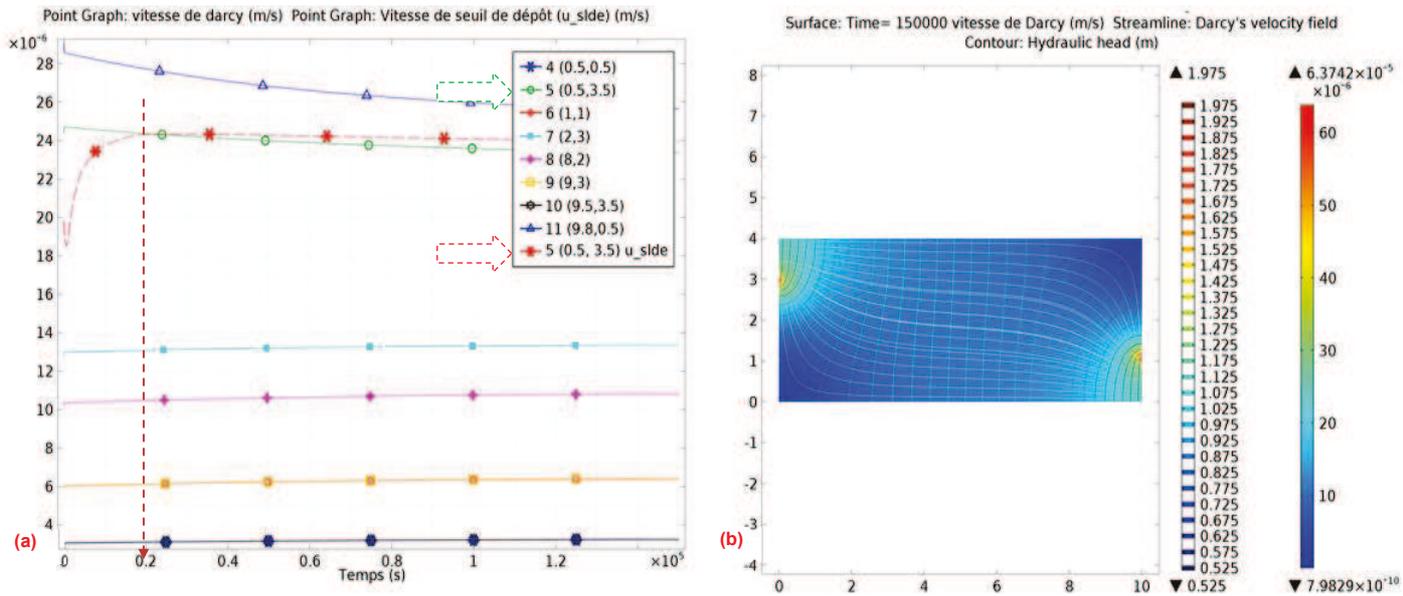


Figure 3- 42 a) L'évolution de la vitesse de l'écoulement au cours du temps avec l'évolution de (u_{slide}) au cours du temps, b) Cartographie de la vitesse de l'écoulement avec la charge hydraulique (H) pour $t= 150000$ s- état dépôt- approche 2

La figure (3-43) nous montre la cartographie de la vitesse de dépôt (u_{slide}) pour $t=20000$ s et $t=150000$ s. En effet, les gammes illustrées dans cette figure ont été choisies afin de montrer les valeurs de (u_{slide}) correspondantes aux zones où il y a une concentration de particules en suspension comme il est expliqué précédemment dans la figure (3-39). Dans cette figure, la gamme pour $t=20000$ s varie entre $1,5 \times 10^{-5}$ m/s et $2,6825 \times 10^{-5}$ m/s et celle pour $t=150000$ s varie entre $1,5 \times 10^{-5}$ m/s et $2,5985 \times 10^{-5}$ m/s.

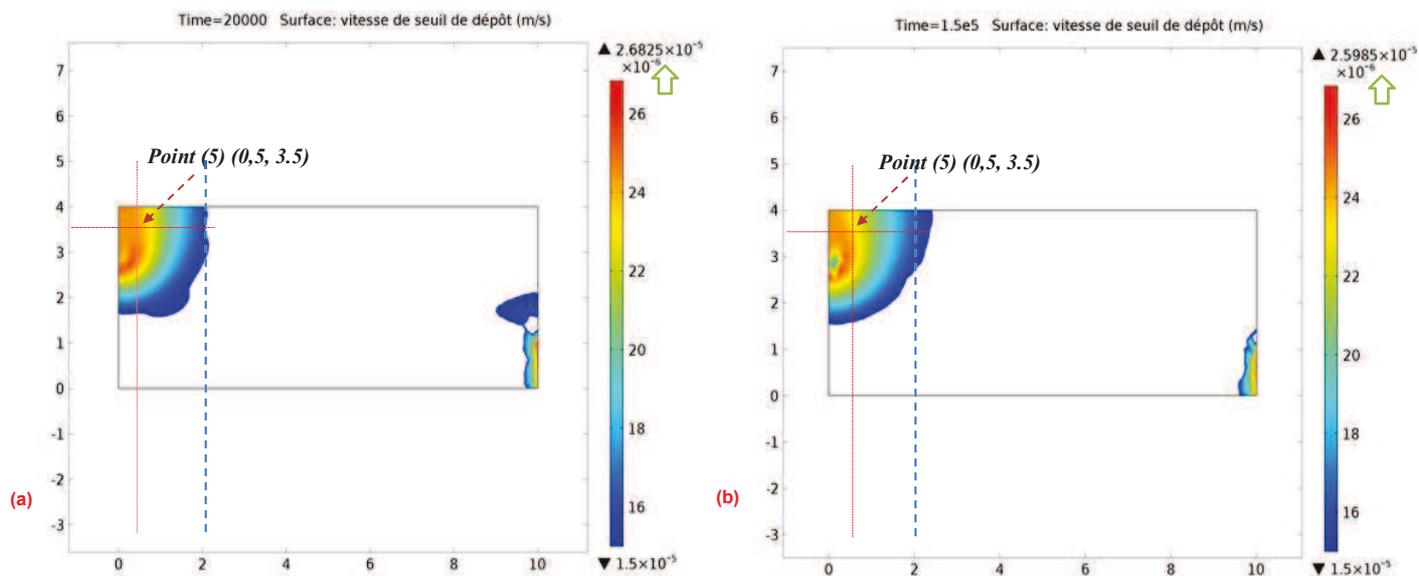


Figure 3- 43 La vitesse de seuil de dépôt (u_{slide}) pour $t=20000$ s et $t=150000$ s- état dépôt- approche 2

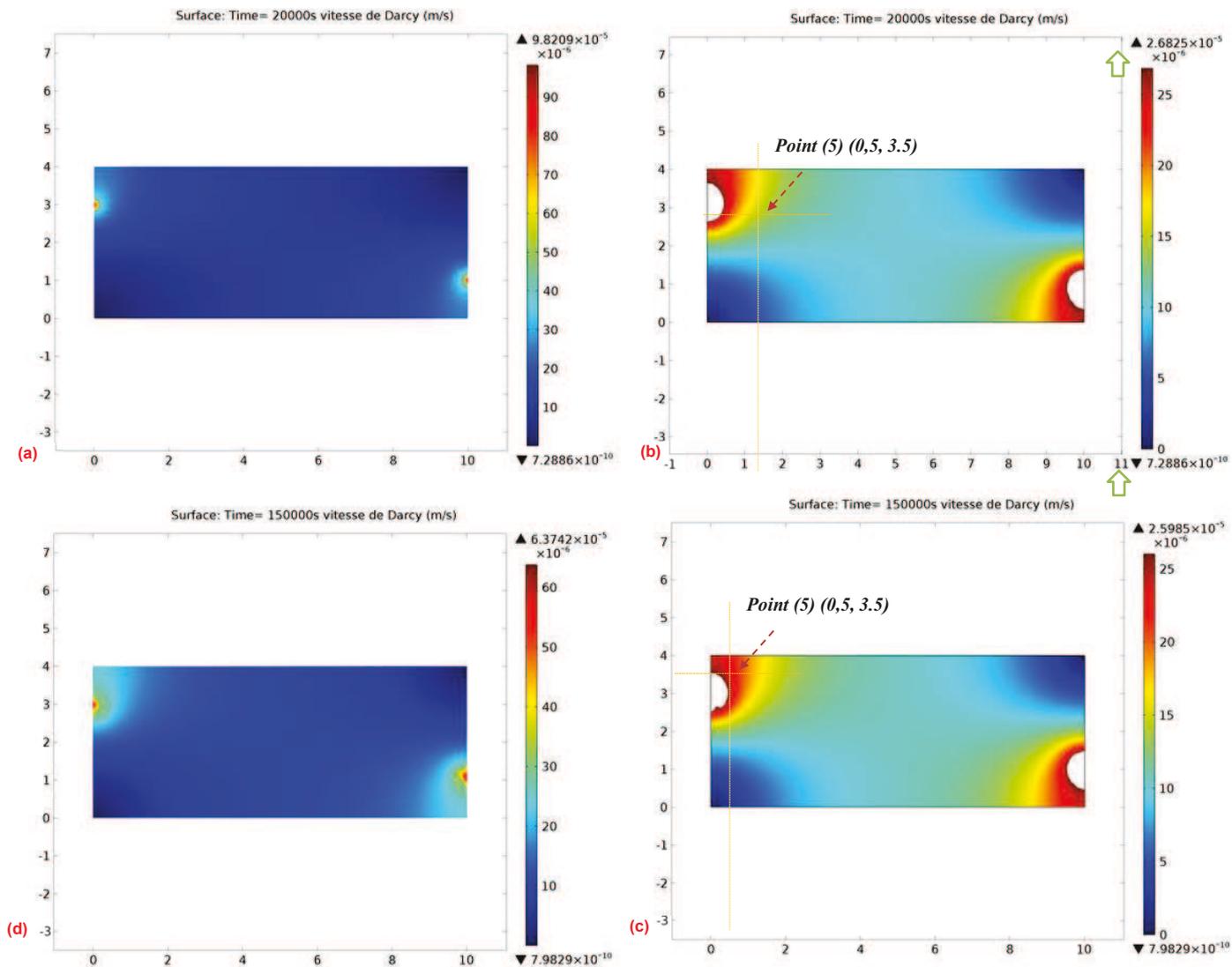


Figure 3- 44 Cartographies de la vitesse de Darcy qui est inférieure à (u_{sldc}) pour $t=20000$ s et $t=150000$ s

Pour tenir compte des valeurs maximales de ces gammes, nous pouvons montrer les vitesses de l'écoulement qui sont inférieures à la vitesse de seuil de dépôt. Dans la figure (3-44), nous présentons les zones potentielles de dépôt pour deux temps de calcul $t=20000$ s et à la fin du calcul $t=150000$ s. Si nous regardons ces graphiques, nous pouvons constater que le point (5) se trouve dans cette zone et c'est pour cela que la porosité du sol en ce point diminue à partir de $t=20000$ s comme il est montré dans la figure (3-45).

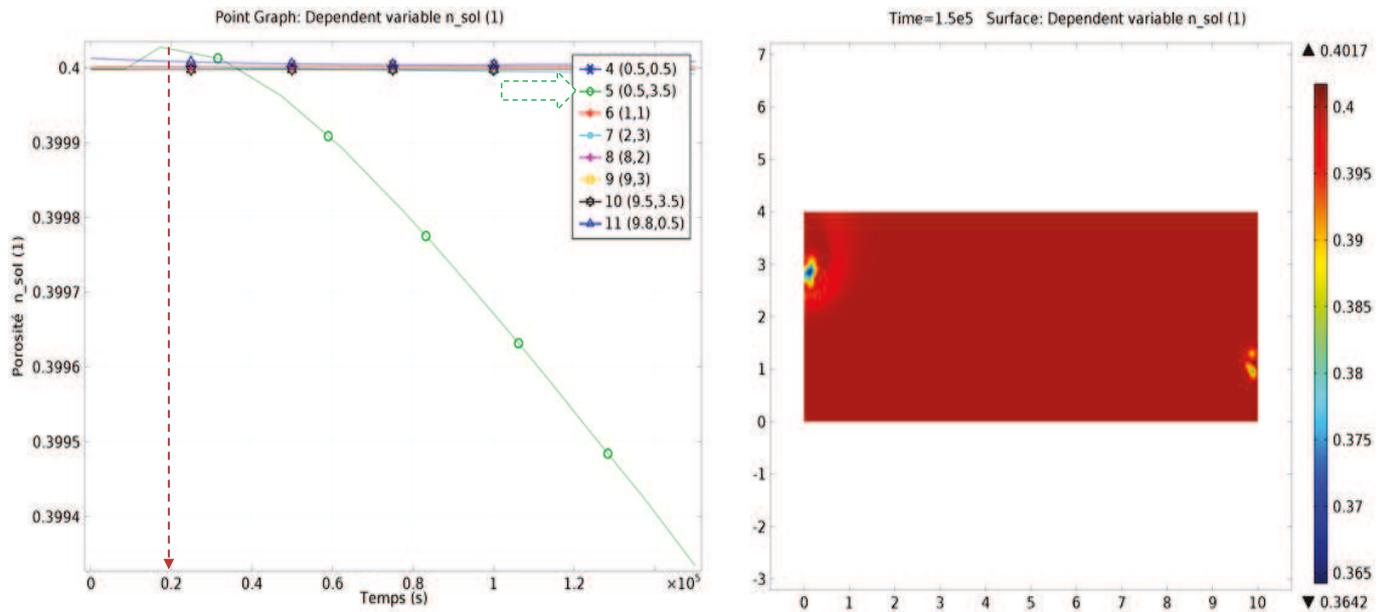


Figure 3- 45 L'évolution de la porosité (n) au cours du temps- état dépôt- approche 2

➤ Conclusion sur le 5^{me} cas étudié- état de dépôt- 2^{ere} approche

Dans cette partie, en gardant l'état initial du sol avec une concentration injectée depuis l'extérieur, nous avons montré que :

- le modèle a réussi à déposer les particules en suspension grâce au terme de dépôt (équation 3-24) proposé dans l'équation de transport.
- Le mécanisme de dépôt peut être traduit par l'évolution décroissante de la porosité du milieu (n) obtenue de l'effet du terme de dépôt proposé dans l'équation de l'érosion/dépôt (équation 3-22).

3.4 CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, nous avons présenté un modèle hydromécanique de suffusion en se basant sur le modèle classique d'érosion. Nous avons montré qu'il s'agit d'une loi constitutive bien adaptée au phénomène de suffusion du moment qu'elle est applicable pour un régime laminaire d'écoulement (vitesse de filtration). Nous avons proposé deux approches pour ce modèle en présentant, dans un premier temps, les équations de base du modèle d'érosion/dépôt et en présentant, dans une deuxième approche, les modifications du modèle qui permettent d'améliorer les aspects de dépôt et de colmatage.

Deux approches de ce modèle sont discutées en étudiant quatre cas différents (cas érosion-première approche, cas érosion- deuxième approche, cas stable et cas dépôt-deuxième approche).

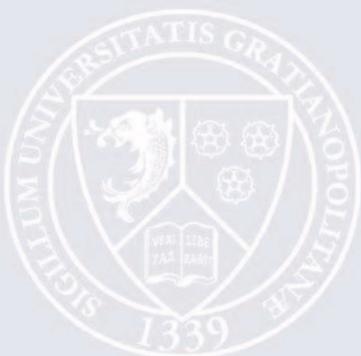
En étudiant ces quatre cas, nous avons montré que le modèle a réussi à reproduire le mécanisme d'érosion en présentant l'évolution spatiale et temporelle de la porosité (n) et de la perméabilité (k) qui évoluent au cours du temps avec un régime non linéaire. Ces évolutions ont été observées grâce au fait que le seuil d'érosion introduit par la vitesse (u_{sler}) n'est pas constant en fonction du temps. Nous pouvons d'ailleurs remarquer que les zones suffusives se concentrent dans les zones à forte vitesse (entre l'amont et l'aval).

Par rapport au mécanisme de dépôt cette approche est capable de faire déposer les particules érodées dans les zones de vitesse inférieure à la vitesse de seuil de dépôt (u_{slide}). De plus, dans le 5^{me} cas (injection d'une certaine concentration depuis l'extérieur), nous avons montré que la concentration augmente dans la suspension pour que le seuil de dépôt augmente au cours du temps. Dans ce cas, les particules sont déposées dans la phase solide par le terme de dépôt (R) de l'équation de transport, ce qui peut être traduit par la diminution de la porosité du milieu qui a été observée dans ces zones.

Dans le cas stable, nous avons montré que le modèle de suffusion proposé conserve l'état initial du milieu étudié. Dans ce cas, lorsque la vitesse de l'écoulement est située entre la vitesse (u_{sler}) et la vitesse (u_{slide}), la porosité et la perméabilité du milieu ne changent par rapport aux valeurs initiales.

Par ailleurs, dans le chapitre suivant, nous allons réaliser une étude paramétrique avec les paramètres et les variables de la deuxième approche du modèle proposé. Cette étude va nous permettre de montrer l'influence des différents paramètres physiques et numériques du modèle sur les principales variables du modèle.

CHAPITRE IV-ETUDE PARAMETRIQUE DU MODELE



4.1 INTRODUCTION	130
4.2 EFFET DES PARAMETRES PHYSIQUES	131
4.2.1 EFFET DE LA VARIATION DU COEFFICIENT D'EROSION (λ).....	131
4.2.2 EFFET DU COEFFICIENT DE DEPOT (λ_{de}).....	133
4.2.1 EFFET DU PARAMETRE (α).....	136
4.2.2 EFFET DU PARAMETRE (β).....	140
4.2.3 EFFET DU COEFFICIENT (m)	144
4.2.4 EFFET DE LA PRISE EN COMPTE DE LA LOI D'EINSTEIN POUR LA VISCOSITÉ DYNAMIQUE) (μ)	148
4.3 EFFET DES PARAMETRES NUMERIQUES	150
4.3.1 EFFET DU PAS DE TEMPS DE CALCUL.....	150
4.3.2 EFFET DU PARAMETRE DU MODELE (ξ)	151
4.4 CONCLUSIONS	154

4.1 INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous allons présenter l'influence des différents paramètres physiques et numériques du modèle sur les principales variables du modèle pour, suivant le cas, un état érosion ou de dépôt dans le massif de sol (obtenu à partir de la différence de charge hydraulique appliquée entre l'amont et l'aval du modèle).

En effet, l'influence des paramètres physiques comme : le coefficient d'érosion (λ), le coefficient de dépôt (λ_{de}), les paramètres du modèle (α) et (β), le paramètre du modèle (m), la prise en compte de la loi d'Einstein « viscosité dynamique (μ) », seront étudiées ainsi que l'influence des paramètres numériques comme : le paramètre du modèle (ξ) et le pas de temps de calcul. Lors de chaque modélisation, différentes valeurs de chaque paramètre seront considérées (a priori dans la plage maximale de variation théorique ou pratique).

De manière générale, tous les cas étudiés dans ce chapitre, prennent en compte les variables et paramètres d'entrée de la deuxième approche du modèle qui sont présentées dans les tableaux (3-2), (3-4) et celles qui sont présentées dans le tableau (3-5) pour les charges hydrauliques à l'amont et à l'aval.

Par ailleurs, lors de cette étude, le modèle géométrique utilisé est le modèle indiqué dans la figure (4-1) celle-ci rappelle les coordonnées des points de mesure (deux points (10 et 4) dans les zones de faible vitesse, deux points dans les zone stables (6, 9), un point près de l'amont (5), un point près de l'aval (11) et deux points dans la zone entre l'aval et l'amont où la vitesse est relativement importante (7, 8)).

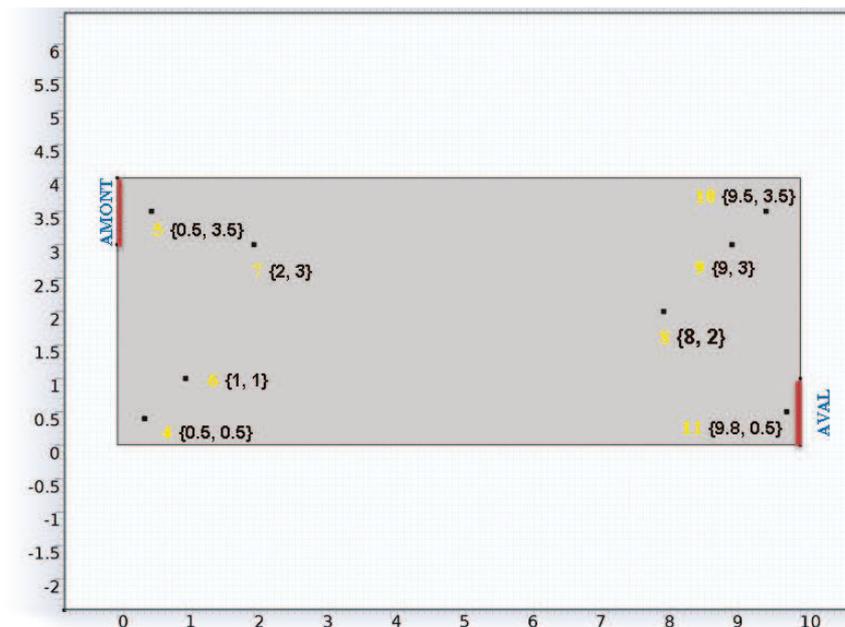


Figure 4- 1 Le modèle géométrique 2D et coordonnées des points de mesure

4.2 EFFET DES PARAMETRES PHYSIQUES

4.2.1 EFFET DE LA VARIATION DU COEFFICIENT D'EROSION (λ)

Le coefficient d'érosion (λ) est probablement lié à l'érodibilité interne du sol qui dépend essentiellement des éléments structuraux du milieu poreux (granulométrie du sol, densité du sol,.. etc.) Ce paramètre est utilisé largement dans les modèles d'érosion proposé par plusieurs auteurs. D'après (Nguyen, 2013), (Bendahmane, 2005), (Papamichos, 1996), ce coefficient peut plutôt avoir une influence sur l'évolution de la porosité du milieu (n) au cours du temps, l'évolution de la masse des particules érodées en suspension (c) et l'évolution en fonction du temps de la masse érodée cumulée en sortie du système.

D'ailleurs, afin de montrer l'influence de ce paramètre, un état d'érosion du sol est étudié avec une charge hydraulique à l'amont ($H1$) et à l'aval ($H2$) qui sont égales à 7m et 0,5m, respectivement. Afin de montrer l'évolution locale des variables pour différentes valeurs de (λ), on utilise le point (11) près de l'aval de coordonnées (9,8, 0,5) m comme il est indiqué dans la figure (4-1). Les valeurs de (λ) utilisées sont comprises entre 0,001 à 0,05 m^{-1} ce qui correspond à la plage de résultats expérimentaux obtenus par Nguyen (2013). Les autres paramètres d'entrée sont donnés dans le tableau 3-2.

La figure (4-2) nous montre l'évolution locale de la porosité au cours du temps au point (11) pour trois valeurs de (λ) (0,001, 0,01 et 0,05) (m^{-1}). Nous pouvons remarquer que la porosité (n) augmente lorsque la valeur de (λ) augmente. Cependant, l'évolution locale de (n) augmente seulement très légèrement pour ($\lambda= 0,001 m^{-1}$) et après (3000 s).

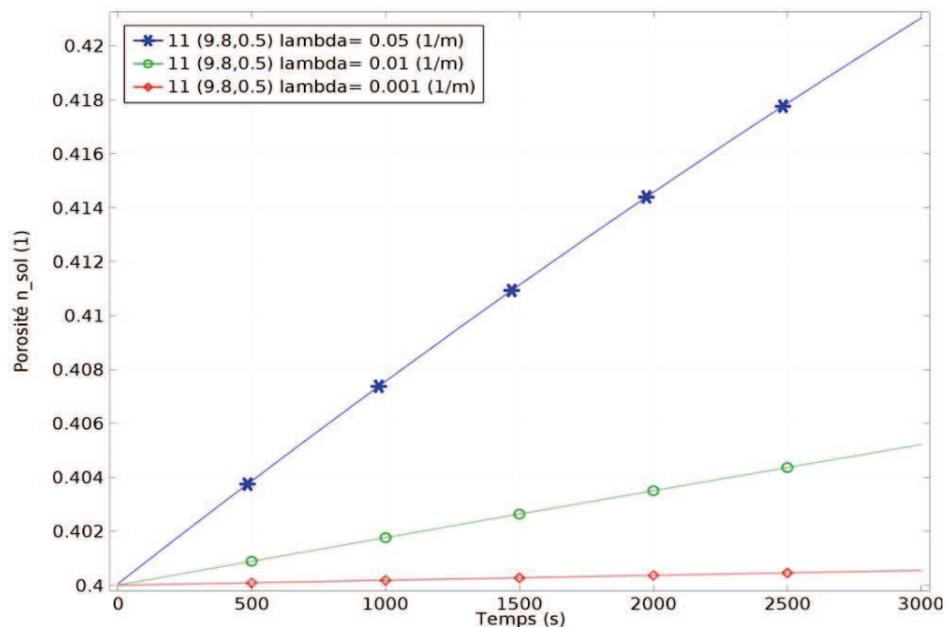


Figure 4- 2 Evolution locale de la porosité du milieu (n) au cours du temps- point (11) près de l'aval

La figure (4-3) montre des cartographies de la porosité (n) pour deux valeurs de λ ($0,05$ et $0,001 \text{ m}^{-1}$) pour le temps $t=3000 \text{ s}$. L'analyse de cette figure permet de constater que la gamme de (n), correspondant à la valeur de (λ) la plus forte ($0,05 \text{ m}^{-1}$), varie entre $0,4$ (porosité initiale homogène du modèle) et $0,4341$ alors que pour une valeur plus faible ($\lambda=0,001 \text{ m}^{-1}$), la porosité finale ne varie qu'entre $0,4$ et $0,4008$. En analysant ces cartographies notamment la zone près de l'amont, nous pouvons remarquer une augmentation de l'érodibilité du sol traduite par l'augmentation de la porosité (n), lorsque la valeur de (λ) augmente. Ceci est bien conforme à l'évolution de la porosité donnée théoriquement par l'équation (3-5).

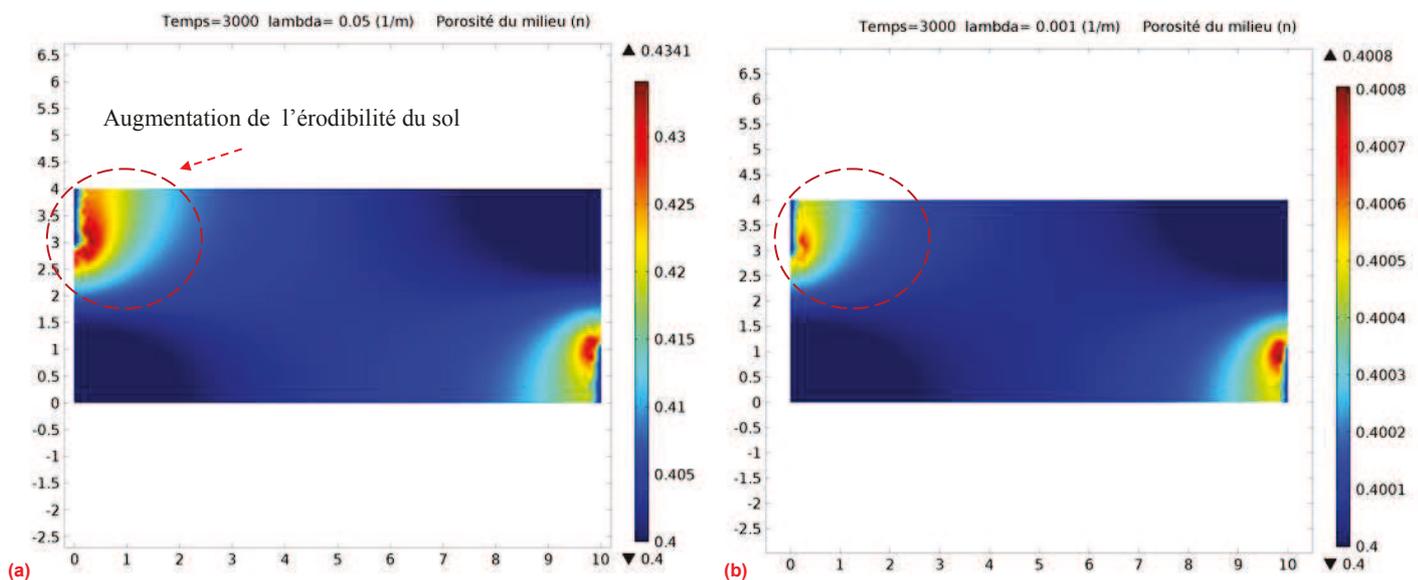


Figure 4- 3 a) Cartographie de la porosité du milieu (n) pour $\lambda=0,05 \text{ (1/m)}$ pour $t=3000 \text{ s}$, b) Cartographie de la porosité du milieu (n) pour $\lambda=0,001 \text{ (1/m)}$ pour $t=3000 \text{ s}$

Par ailleurs, pour les différentes valeurs de (λ) mentionnées ci-dessus, l'évolution de la masse des particules érodées en sortie du système en fonction du temps est présentée dans la figure (4-3). Lorsque la valeur de (λ) diminue, nous remarquons que la masse cumulée des particules érodées diminue. Pour un (λ) de $0,001 \text{ m}^{-1}$, la masse cumulée reste faible comme il est indiqué dans la figure (4-4). Pour un (λ) de $0,05 \text{ m}^{-1}$, la masse érodée cumulée en sortie augmente jusqu'à la valeur $17,5 \text{ kg}$ à la fin du calcul ($t=3000 \text{ s}$).

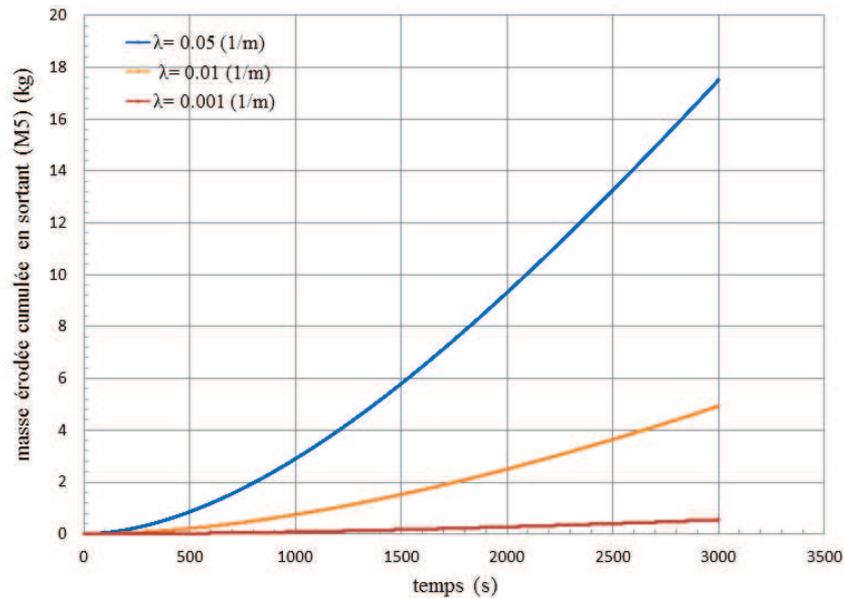


Figure 4- 4 Evolution de la masse cumulée des particules érodées sortantes en fonction du temps pour différentes valeurs de (λ)

Ce coefficient montre donc l'influence importante sur l'évolution locale et globale de la porosité du milieu qui se traduit par l'évolution de la concentration en suspension (c) et par conséquent l'évolution du flux de la concentration de masse érodée sortante du système. Cette dernière est en effet estimée en fonction de (c) selon le terme du flux convectif de la concentration de la masse érodée en sortie indiqué dans l'équation de transport (équation 3-22).

4.2.2 EFFET DU COEFFICIENT DE DEPOT (λ_{de})

Le coefficient de dépôt (λ_{de}) est mesuré en fonction de la valeur critique de la concentration c_{cr} selon les équations (3-17) et (3-18). En tenant compte de la valeur initiale de la porosité $n_0 = 0,4$ et de la masse volumique des grains $\rho_s = 2700 \text{ kg/m}^3$, on peut proposer pour cette étude paramétrique des valeurs de (c_{cr}) (qui constituent des constantes dans le calcul d'érosion) égales à 1080 (correspondant à la valeur ($n_0 * \rho_s$)), 20, 10, 5, 3, 1 (kg/m^3). De manière alternative, nous pouvons obtenir les valeurs du paramètre de dépôt (λ_{de}) égales à 0,05 (identique au coefficient d'érosion (λ)), 2,7, 5,4, 10,8, 18 et 54 (m^{-1}), respectivement.

Afin de présenter l'influence de ce paramètre, un état de dépôt a été étudié, avec une charge à l'amont ($H_1 = 2\text{m}$) et une charge à l'aval ($H_2 = 0,5\text{m}$), avec une concentration injectée depuis l'extérieur (c_0) égale à 4 g/l et pour différentes valeurs de (λ_{de}) et un temps de calcul de 50000 s. L'évolution de (M_4) et l'évolution de (n_{finale}) en fonction de (λ_{de}) est indiqué dans les figures (4-5) et (4-6), respectivement.

Sur ces figures, on peut noter qu'en augmentant la valeur de (λ_{de}), la courbe de la masse (M_4) et la courbe de la porosité (n_{finale}) tendent à diminuer. En effet, lorsque (λ_{de})

augmente, le terme de dépôt (R_c), qui fait déposer des particules érodées en suspension dans la phase solide, augmente pour que la masse ($M4$) diminue ce qui se traduit par la diminution de la porosité (n_{finale}).

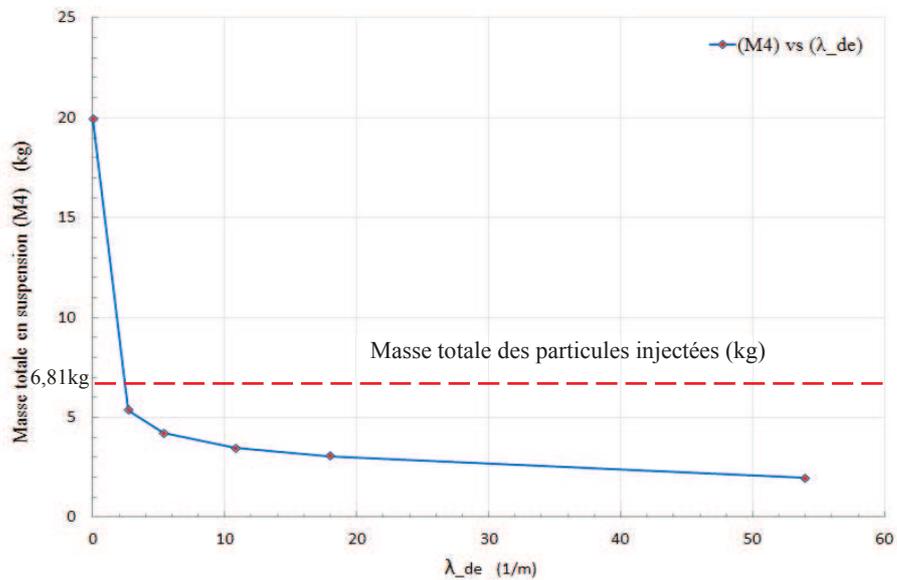


Figure 4- 5 L'évolution de la masse totale en suspension ($M4$) en fonction du coefficient (λ_{de}) pour un temps de calcul de 50000 s - état dépôt

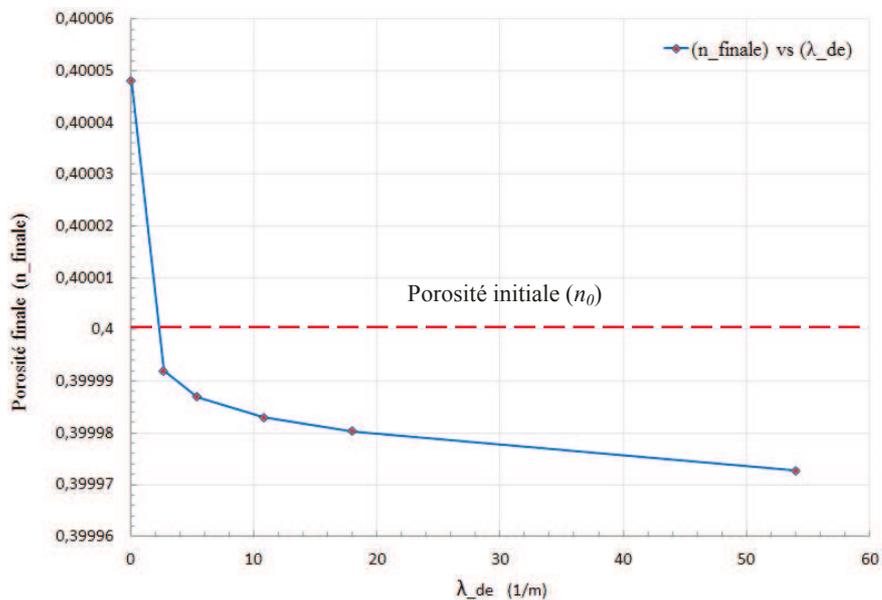


Figure 4- 6 L'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction du coefficient (λ_{de}) pour un temps de calcul de 50000 s - état dépôt

Toutefois, sur les figures (4-5) et (4-6), nous pouvons noter que, bien que la configuration étudiée corresponde à un état stable vis-à-vis de l'érosion, quelques valeurs de la masse totale en suspension ($M4$) sont supérieures à la valeur de la masse totale injectée qui est égale à 6,81 kg et que quelques valeurs de (n_{finale}) sont supérieures également à la valeur initiale ($n_0=0,4$), notamment pour un ($\lambda_{de}=0,05 \text{ m}^{-1}$).

Par ailleurs, en termes de cartographie, la figure (4-7) présente l'évolution de la concentration (c) pour ($\lambda_{de}=0,05 \text{ m}^{-1}$) et ($\lambda_{de}=54 \text{ m}^{-1}$) et pour un temps de calcul de 50000 s. Ces figures nous montrent les zones de dépôt qui se traduisent par l'évolution de (c). En analysant ces cartographies, nous pouvons remarquer que la valeur croissante de (λ_{de}) a pour l'influence d'augmenter les zones de dépôt dans lesquelles la concentration en suspension (c) diminue car les particules en suspension sont déposées par le terme dépôt (R) de l'équation de transport.

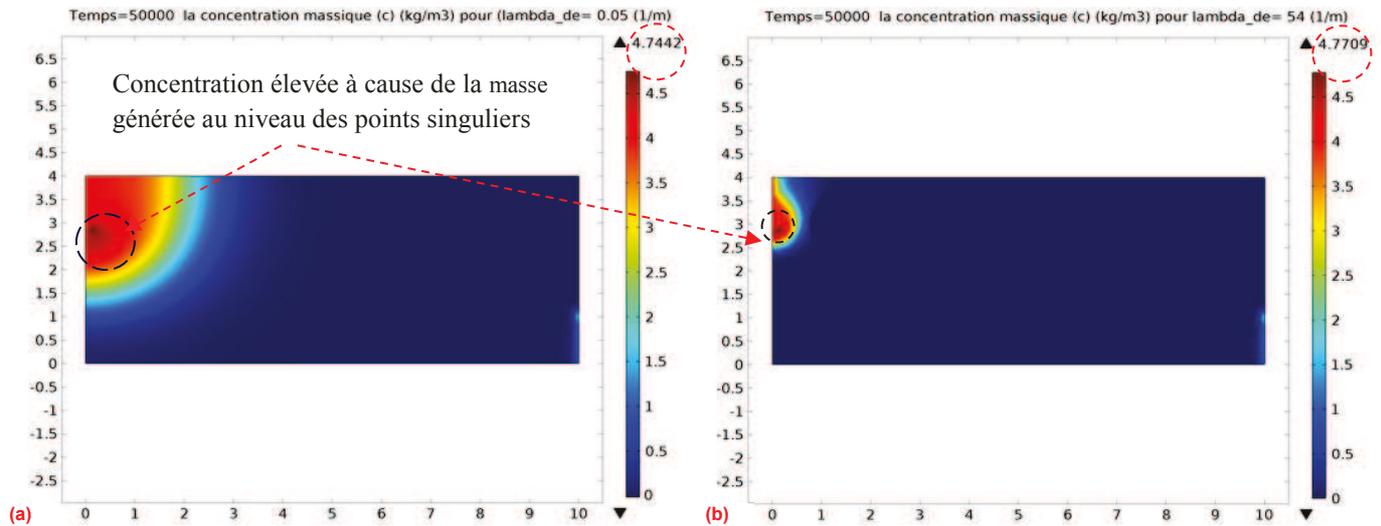


Figure 4- 7 a) Cartographie de la concentration en suspension (c) avec $\lambda_{de}= 0,05 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ pour $t= 50000 \text{ s}$, b) Cartographie de la concentration en suspension (c) avec $\lambda_{de}= 45 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ pour $t= 50000 \text{ s}$ - état dépôt

La figure (4-8) nous montre les zones de dépôt qui se traduisent également par l'évolution de (n) pour ($\lambda_{de}=0,05 \text{ m}^{-1}$) et ($\lambda_{de}=54 \text{ m}^{-1}$) et pour un temps de calcul de 50000 s. Une valeur croissante de (λ_{de}) augmente l'étendue des zones de dépôt dans lesquelles la porosité (n) diminue.

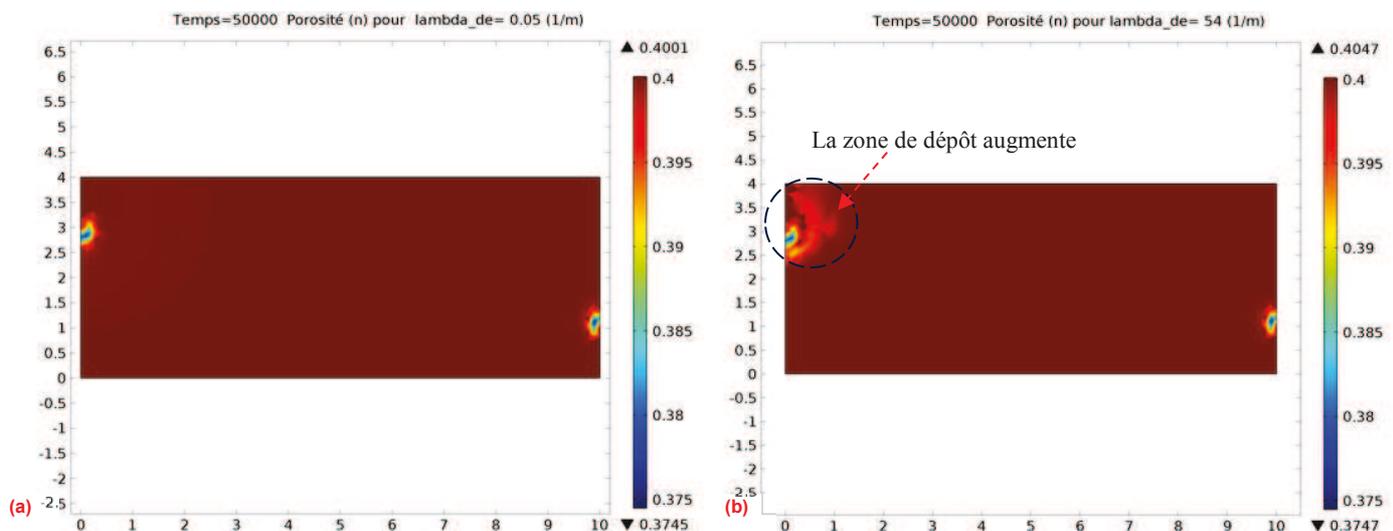


Figure 4- 8 a) Cartographie de la porosité avec $\lambda_{de}= 0,05 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ pour $t= 3000 \text{ s}$, b) Cartographie de la porosité avec $\lambda_{de}= 54 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ pour $t= 3000 \text{ s}$ - état dépôt

Cependant, sur cette figure, nous pouvons constater une diminution de la porosité (n) localisée au niveau des deux points singuliers mentionnés plus haut. En effet, dans ces zones, la concentration injectée en suspension (c_0) est augmentée par la concentration des particules érodées expliquée précédemment, ce qui fait augmenter la vitesse (u_{slide}) par l'effet du deuxième terme de son équation (équation 3-20). Avec le temps, les particules en suspension augmente à tel point que la vitesse (u_{slide}) dépasse la vitesse de l'écoulement et la porosité diminue.

4.2.1 EFFET DU PARAMETRE (α)

Le paramètre (α) est le moyen proposé pour fixer le seuil d'érosion, traduit par la vitesse (u_{sler}) selon l'équation (3-7), pour qu'il puisse être inférieur à la vitesse critique de Darcy et donc calibré sur des résultats expérimentaux. Nous voulons montrer dans ce paragraphe l'effet de ce paramètre, en considérant un cas d'érosion correspondant à une perte de charge ($\Delta H= 6,5m$) pour plusieurs valeurs de (α) et pour un temps de calcul de 6000 s. Les valeurs de (α) sont comprises entre 0,25 et 1. Cette gamme fait partie de la gamme de ce paramètre trouvée expérimentalement (cf. Des critères hydrauliques de la suffusion- chapitre 1) (Nguyen (2013), Plé et al. (2012) et Skempton et Brogan (1994)).

Sur le graphique (4-9), nous présentons l'évolution de la vitesse de l'écoulement (u) au point (11) de coordonnées à (9,8m, 0,5) (vers l'aval) en fonction du temps ainsi que celle du seuil (u_{sler}) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (α). Nous remarquons qu'en augmentant la valeur de (α), la vitesse (u_{sler}) augmente parallèlement à tel point qu'elle dépasse la vitesse (u) pour ($\alpha=1$). Ceci permet de diminuer la vitesse d'érosion (u_{er}), donc le taux d'érosion. La conséquence majeure est que la masse érodée en sortie diminue fortement, comme il est illustré dans le graphique (4-10).

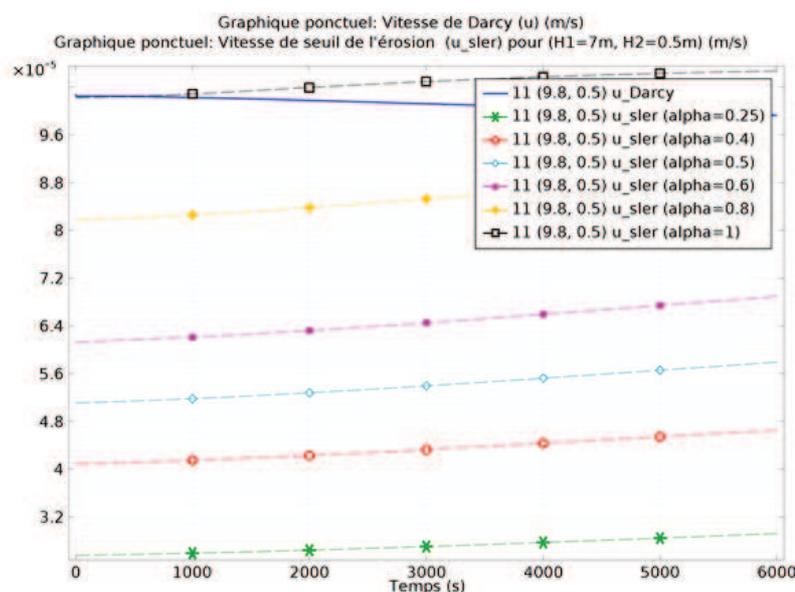


Figure 4- 9 L'évolution de la vitesse de Darcy et de la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) au point (11) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (α)- état érosion

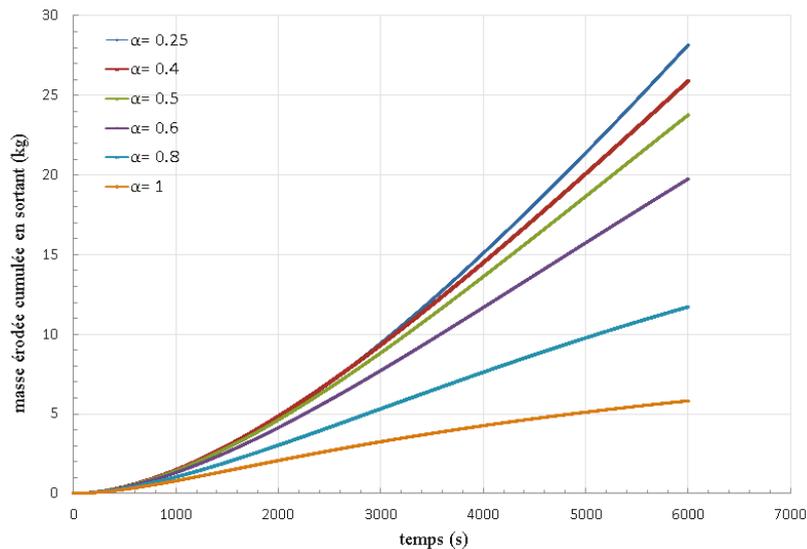


Figure 4- 10 Evolution de la masse cumulée des particules érodées sortant du système en fonction du temps pour différentes valeurs de (α) - état érosion

Nous pouvons d'ailleurs trouver qu'avec ($\alpha=1$), ce qui correspond à une vitesse (u_{sler}) égale à la vitesse critique (u_{ct}), la courbe de (u_{sler}), dépasse la courbe de (u) au bout de 800 s. De ce fait, le sol dans cette zone devient stable, il n'y a alors plus de particules mises en suspension, ce que fait diminuer la quantité de particules en sortie. Cela se traduit par un infléchissement de la pente de la courbe de la masse cumulée sortante montrée dans la figure (4-10).

Afin de discuter l'influence de ce paramètre, dans les figures (4-11) et (4-12), respectivement, nous illustrons l'évolution de (n_{finale}) et de (M4) en fonction de (α) pour trois valeurs de la perte de charge entre l'amont et l'aval (ΔH) (4,5, 6,5 et 8,5 m). Nous pouvons clairement noter les évolutions décroissantes de (n_{finale}) et de (M4) en fonction de (α) pour les différentes valeurs de (ΔH).

Cependant, on observe clairement une chute dans ces courbes, ce qui signifie qu'à partir d'une certaine valeur de (α) (appelée α_0) l'évolution de (n_{finale}) et de (M4) tend à se stabiliser et l'effet de (α) tend largement à diminuer. Ce seuil (α_0) peut être considéré comme une valeur moyenne de (α) pourrait prédire, à l'échelle du massif de sol considéré, le seuil moyen de l'initiation de la suffusion.

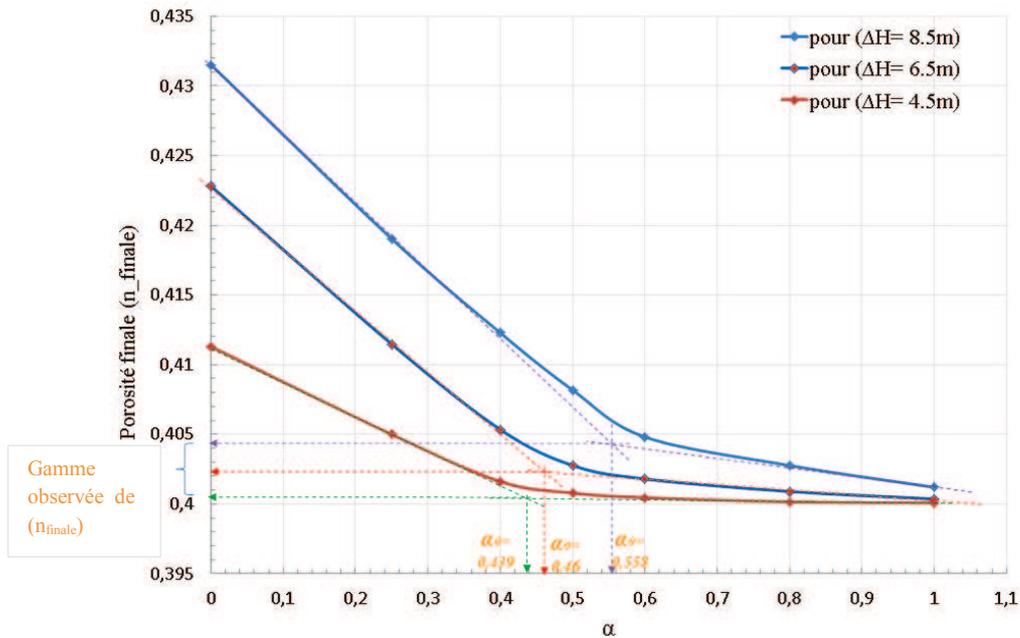


Figure 4- 11 L'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction du paramètre (α) pour différentes valeurs de (ΔH)- état érosion

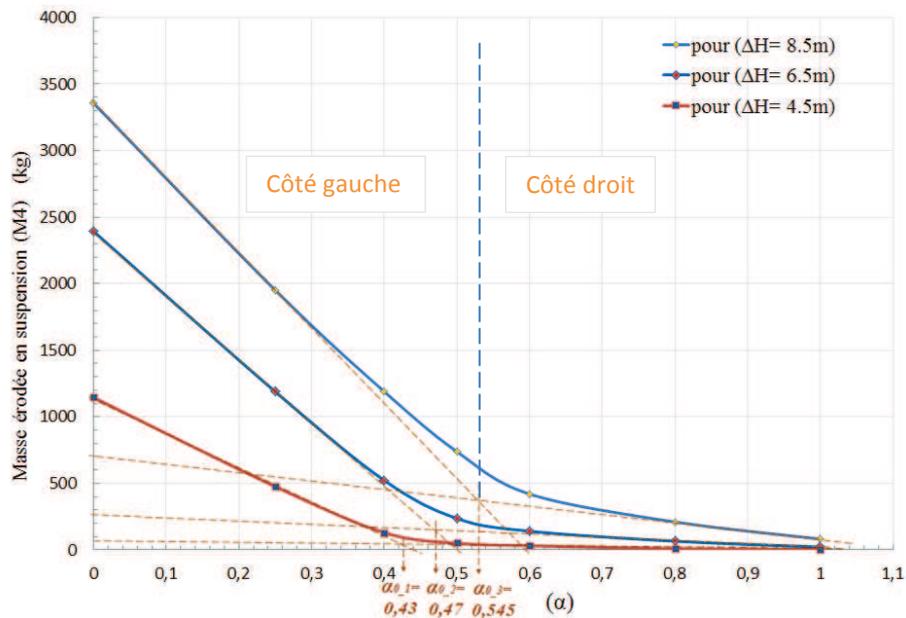


Figure 4- 12 L'évolution de la masse érodée en suspension ($M4$) en fonction du paramètre (α) pour différentes valeurs de (ΔH)- état érosion

Les valeurs de (α_0) sont identifiées par le croisement des tangentes aux deux parties de chaque courbe. Les valeurs de (α_0) mesurées à partir de l'évolution de la porosité (n_{finale}) et à partir de l'évolution de la masse ($M4$) sont quasiment les mêmes, comme il est indiqué dans les figures ci-dessous. La gamme observée de (α_0) varie entre 0,43 et 0,545. En effet, ces valeurs font partie de la gamme proposée de (α) dans l'étude expérimentale de (Skempton et Brogan 1994) qui varie entre (0,3 et 0,5) (cf. chapitre 1), ce qui est confirmé par les résultats expérimentaux de (Nguyen 2013).

Les valeurs des pentes des côtés gauche et droit des courbes de l'évolution de (M4) ainsi que les valeurs de (α_0), sont présentées dans le tableau (4-1).

Tableau 4- 1 Valeurs de (α_0) et des pentes des courbe de (M4) pour plusieurs (ΔH)

Perte de charge (ΔH) (m)	4,50	6,50	8,50
α_0	0,43	0,47	0,55
pentés gauches (g)	2,60	4,79	5,59
pentés droites (g)	0,10	0,30	0,68

A partir de ce tableau, nous présentons dans les figures (4-13) et (4-14), l'évolution de (α_0) et de la pente des droites en fonction de (ΔH), respectivement.

Sur la figure (4-13) et en parallèle sur la figure (4-11), nous remarquons que (α_0) augmente en fonction de (ΔH) alors que (n_{finale}) varie très légèrement entre (0,4004) pour un $\alpha_0= 0,43$ et (0,404) pour un $\alpha_0= 0,545$. Cela signifie que α_0 n'a pas une influence majeure sur l'évolution de la porosité finale.

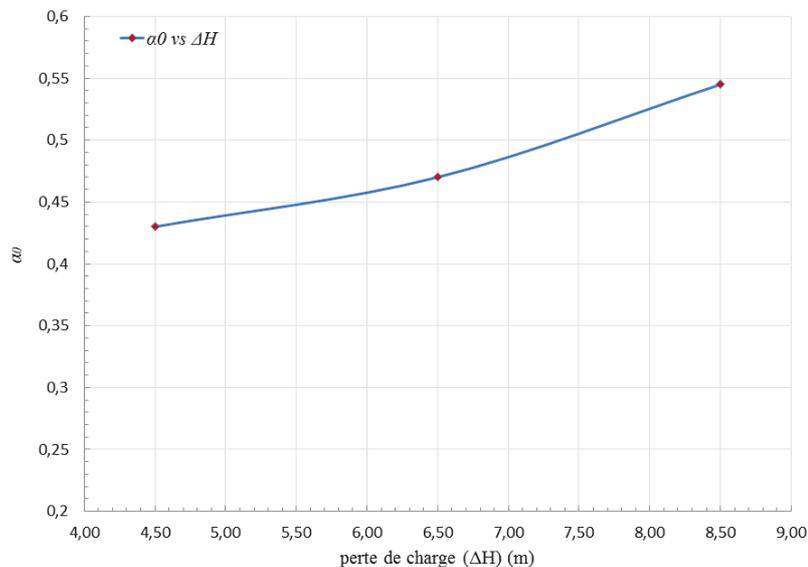


Figure 4- 13 L'évolution du paramètre (α_0) en fonction de la perte de charge (ΔH)- cas érosion

Par ailleurs, sur la figure (4-14), nous pouvons noter que l'évolution croissante de la pente côté gauche en fonction de (ΔH) tend à se stabiliser à partir de ($\Delta H= 6,5m$) alors qu'on peut noter une évolution légère de la pente côté droit avec une gamme de valeur comprises entre (0,1g) et (0,68g).

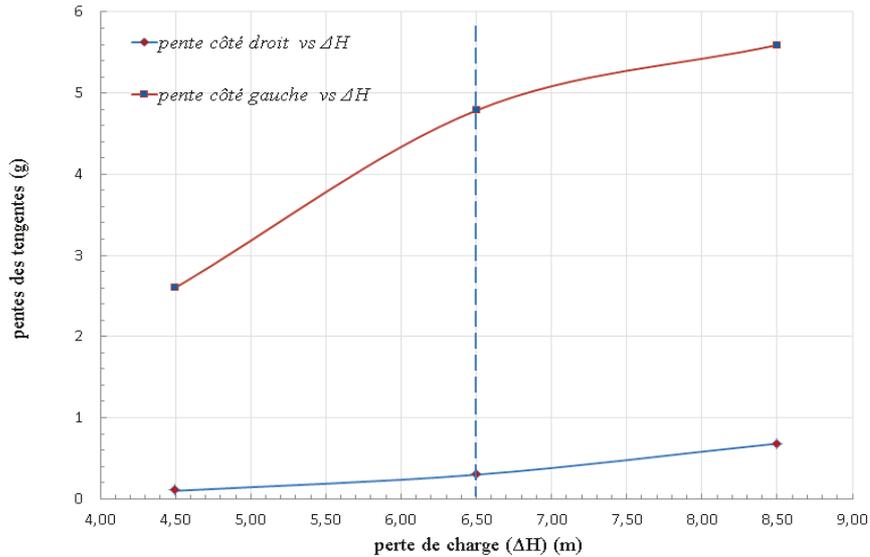


Figure 4- 14 L'évolution de la pente des parties droit et gauche des courbes de l'évolution de (M4) en fonction de la perte de charge (ΔH)- cas érosion

En termes de vitesse de l'écoulement, nous présentons dans la figure (4-15) l'évolution de la vitesse moyenne de l'écoulement ($u_{moyenne}$) en fonction de (α). On peut constater que la courbe de ($u_{moyenne}$) tend à diminuer avec l'augmentation de (α). Cependant, la gamme observée de ($u_{moyenne}$) varie légèrement entre ($5,08 \cdot 10^{-5}$ m/s) et ($4,93 \cdot 10^{-5}$ m/s) qui correspond à une variation d'environ (1,5%). Cela signifie que le paramètre (α) n'a pas une influence importante sur la valeur moyenne de la vitesse de l'écoulement (u) à travers le milieu.

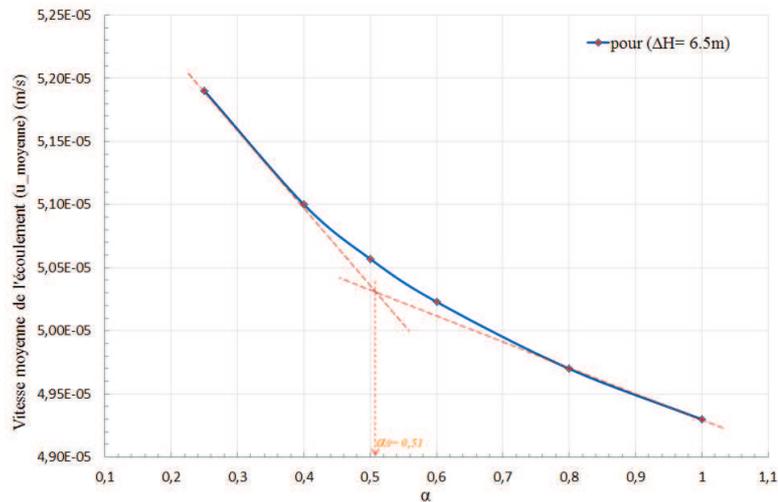


Figure 4- 15 L'évolution de la vitesse moyenne ($u_{moyenne}$) en fonction du paramètre (α)

4.2.2 EFFET DU PARAMETRE (β)

Ce paramètre est proposé afin de piloter le seuil de dépôt suivant l'équation (3-20) qui représente la vitesse (u_{slide}). Afin de montrer l'influence de (β), un état de dépôt du sol est

étudié avec des charges hydrauliques de 2m et de 0,5m à l'amont et à l'aval, respectivement.

Pour cela, nous avons étudié un cas de dépôt du sol (état stable avec une concentration injectée depuis l'extérieur égale à ($c_0= 4g/l$)) avec un ($\alpha= 0,5$) et pour un temps de calcul de 50000 s. Les différentes valeurs de (β) considérées couvrent la gamme 0,1 et 0,5 (borne supérieure de (β) égale à la valeur (α)).

Sur la figure (4-16), on a reporté pour le point (5) situé proche de la zone amont l'évolution de la vitesse de Darcy (u) et du seuil de dépôt (u_{slide}) pour les différentes valeurs de (β). Pour ($\beta= 0,1$), la vitesse (u_{slide}) dépasse la vitesse (u) au bout de 3500 s et les particules en suspension commencent à se déposer, de sorte que la concentration en suspension tend à diminuer comme il est observé sur la figure (4-17-a). En augmentant la valeur de (β), (u_{slide}) augmente au-dessus de la vitesse (u). En revanche, la vitesse (u) n'est pas influencée par la variation de (β).

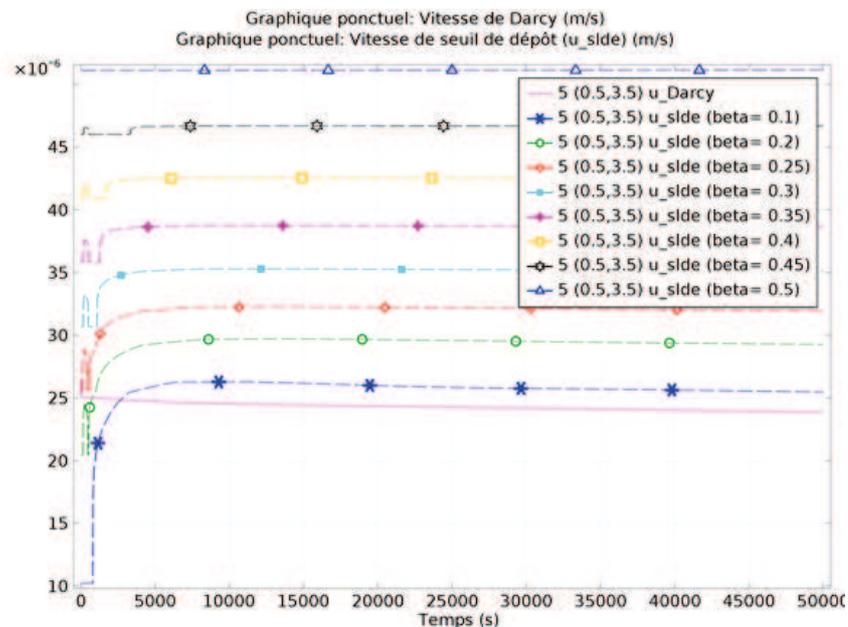


Figure 4- 16 L'évolution locale de la vitesse de Darcy et l'évolution locale de (u_{slide}) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (β)- point (5)- état dépôt

Les figures (4-17) et (4-18) montrent respectivement l'évolution locale de la concentration massique des particules en suspension (c) et les cartographies de (c) pour deux valeurs de (β). La valeur de (β) a une influence majeure sur la quantité de particules en suspension qui se déplacent dans les pores. Il en résulte une évolution importante de la concentration maximale en suspension (c_{max}). Pour le point (5), pour ($\beta= 0,1$), c_{max} atteint la valeur de $2,9 \text{ kg/m}^3$ alors qu'elle tend à diminuer très fortement pour un (β) supérieur ou égal à 0,2 (cf. figure (4-17-b)). Cette évolution de c_{max} signifie que, à partir d'une certaine valeur de (β), l'effet de ce paramètre tend à être limité (les particules en

suspension sont déposées ou « piégées » avant d'arriver au point 5, (figure 4-18-b)). La valeur correspondante est égale à $\beta = 0,22$, comme il est montré dans la figure (4-17-b).

Par ailleurs, quelle que soit la valeur de (β), la concentration (c_{max}) ne doit pas dépasser la valeur de la concentration injectée c_0 qui est égale à 4 g/l. En extrapolant les résultats pour de faibles valeurs de β (figure (4-17-b), nous pouvons noter que, pour ($\beta=0$), qui correspond à un état du sol où il n'y a aucune possibilité de dépôt, la valeur de (c_{max}) atteint précisément la valeur de c_0 .

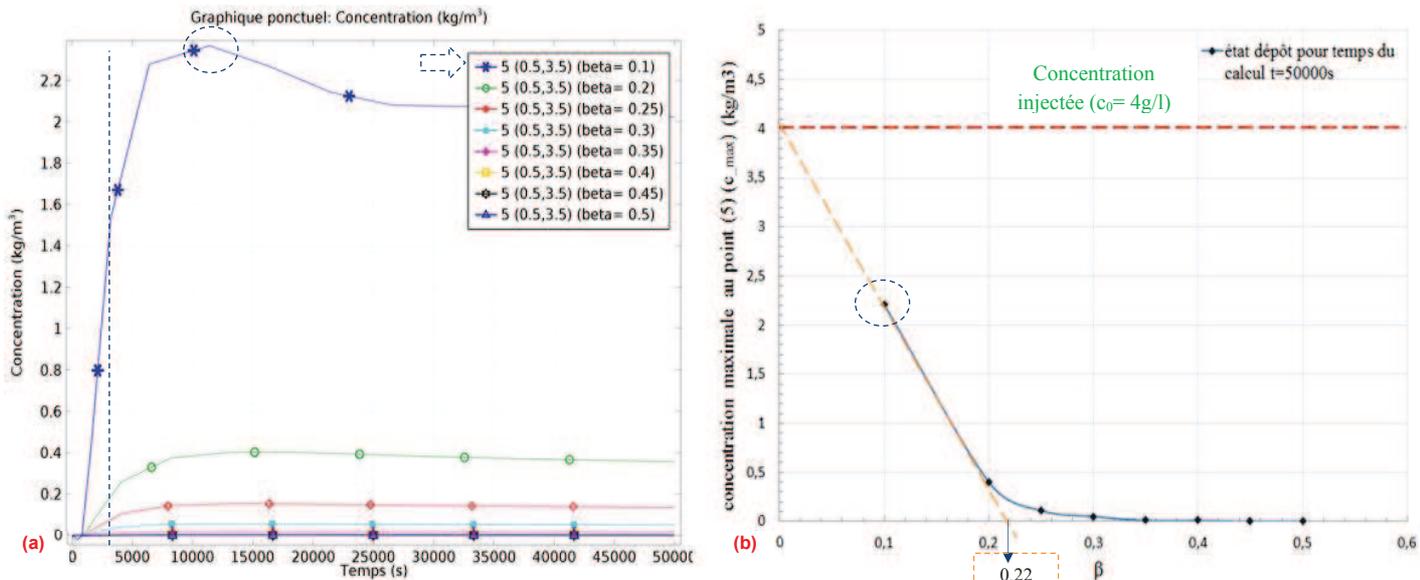


Figure 4- 17 a) L'évolution locale de la concentration (c) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (β), b) Evolution de la concentration maximale (c_{max}) en fonction de (β)- point (5)- état dépôt

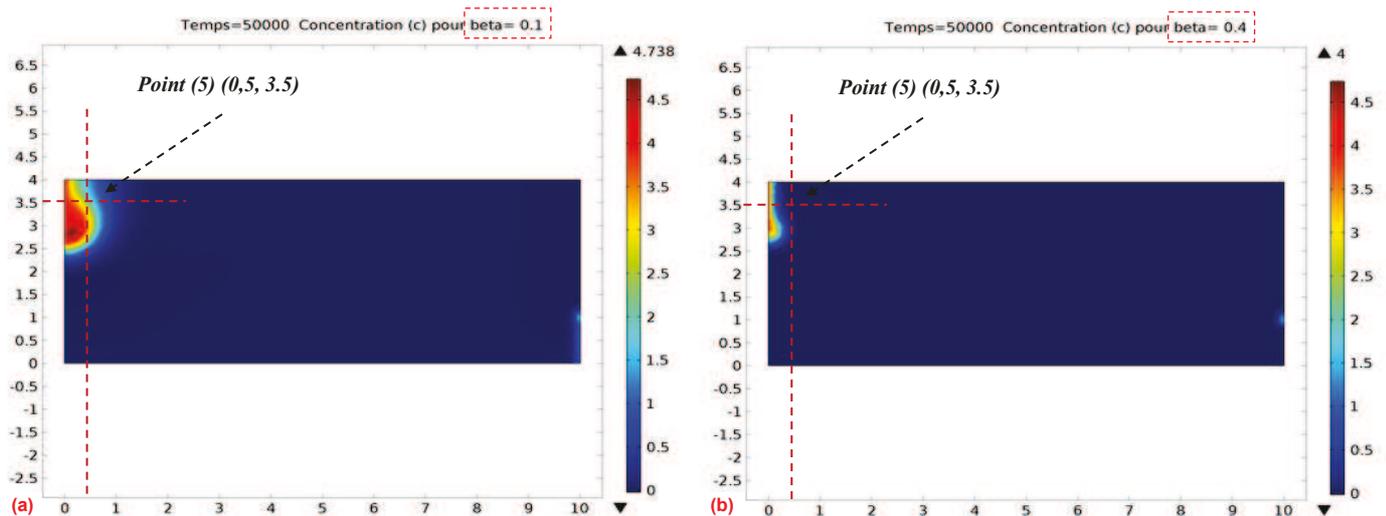


Figure 4- 18 a) Cartographie de la concentration (c) pour $\beta = 0,1$ pour $t = 50000$ s, b) Cartographie de la concentration pour $\beta = 0,4$ pour $t = 50000$ s - état dépôt

Dans le graphique (4-18), en termes de cartographie, nous constatons clairement que, pour un ($\beta= 0,1$), le front des particules en suspension atteint le point (5) alors qu'en augmentant (β) jusqu'à une valeur proche de la valeur de (α) ($\beta= 0,4$), toutes les particules en suspension sont déposées ou « piégées » avant d'arriver à ce point.

Nous présentons d'ailleurs l'évolution de la masse globale en suspension (M4), l'évolution de la masse déposée (M3) et l'évolution de la masse injectée (M) en fonction de (β) sur la figure (4-19) ainsi que l'évolution de (n_{finale}) en fonction de (β) sur la figure (4-20).

On constate que (β) a une influence sur l'évolution de (M4) et (M3), ce qui se traduit également par une évolution de (n_{finale}). En effet, sur la figure (4-19), si la valeur de (β) augmente, la masse (M3) déposée dans la phase solide augmente alors que la masse (M4) dans la suspension tend à diminuer. Cette influence de (β) sur l'évolution de la masse (M3) peut être traduite par l'évolution descendante de la porosité (n_{finale}) qui représente une valeur moyenne de la porosité de l'ensemble du système, comme il est présenté sur la figure (4-20).

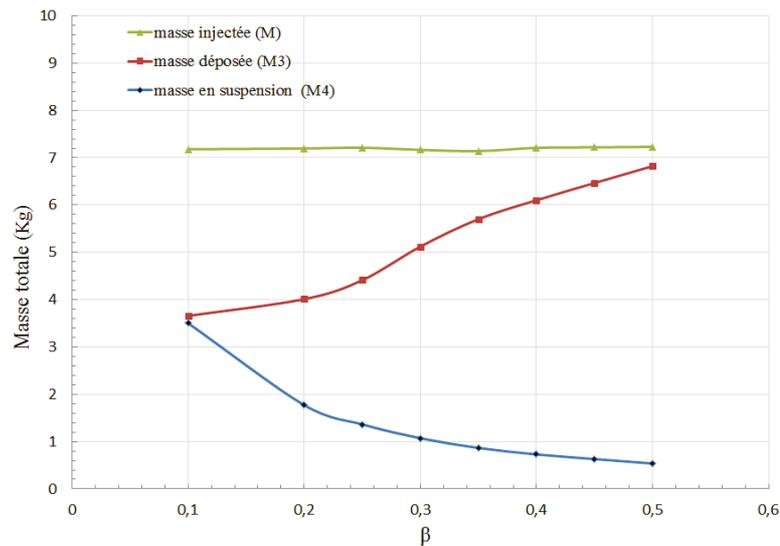


Figure 4- 19 L'évolution de la concentration de la masse érodée en suspension (c) en fonction de (β)- état dépôt

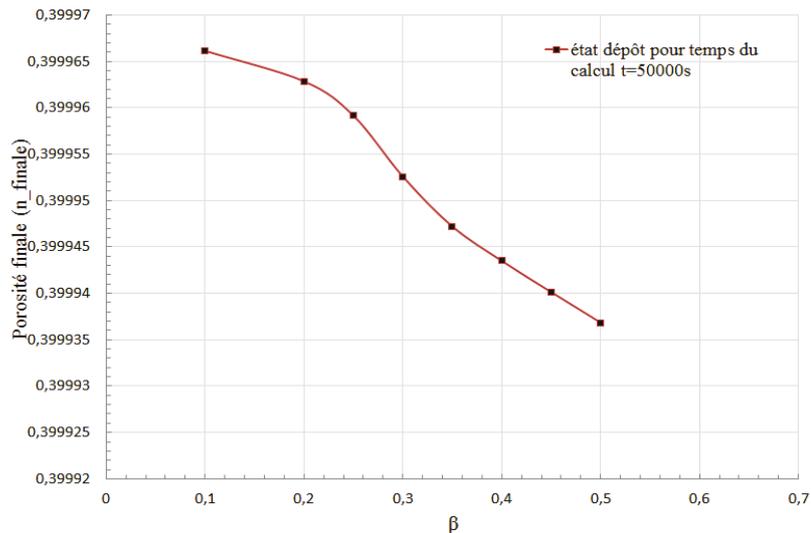


Figure 4- 20 L'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction de (β) - état dépôt

Cependant, comme l'illustre le graphique (4-20), puisque la concentration de la masse injectée (c_0) est de l'ordre de (4 g/l – ce qui est relativement petit), (n_{finale}) évolue très faiblement en fonction de (β) (au maximum diminution de 0,01%).

4.2.3 EFFET DU COEFFICIENT (m)

Ce paramètre est utilisé dans l'équation de la vitesse (u_{slide}) (équation 3-20) modifiée afin d'augmenter la probabilité de dépôt des particules érodées en suspension. De manière générale, l'évolution de (u_{slide}) en fonction de ce paramètre doit être analogue à celle montrée sur la figure (4-21). Afin de représenter l'effet de ce paramètre, nous étudions un cas d'érosion avec une charge à l'amont de 7 m et une charge à l'aval de 2 m.

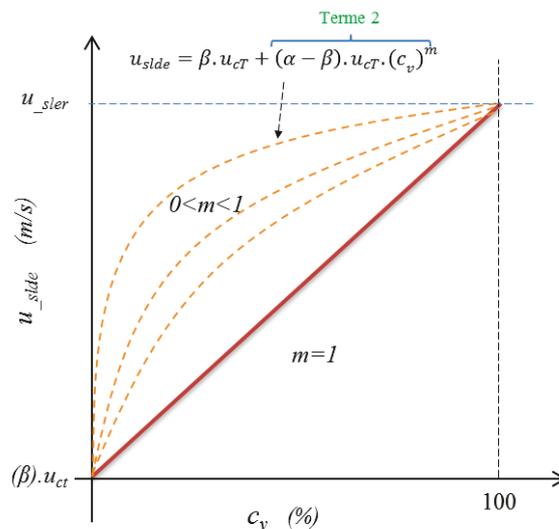


Figure 4- 21 Les courbes du seuil de dépôt en fonction de c_v , correspondant aux différentes valeurs de m

La figure (4-22-a) présente l'évolution de la vitesse de Darcy (u) au cours du temps ainsi que celle de (u_{slide}) pour différentes valeurs du paramètre (m) et ceci pour le point

(6). Pour mémoire, ce point se trouve dans la zone de dépôt observée précédemment (cas d'érosion de la deuxième approche (figure 3-31)). La gamme de valeur de (m) utilisée lors de la modélisation varie de 0 à 0,2. Le temps de calcul considéré est de (9000 s).

Sur cette figure, nous pouvons constater que (u_{slide}) augmente par l'intermédiaire du deuxième terme de l'équation (3-20) lorsque la valeur de (m) diminue. La valeur initiale de la vitesse de seuil de dépôt (u_{slide_0}) est égale à 2,0445m/s. Notons que pour un ($m=0,2$) l'évolution de cette vitesse n'est pas remarquable et la vitesse (u_{slide}) reste égale à sa valeur initiale ($u_{slide_0}= 2,0445m/s$) (figure (4-22-a), flèches vertes).

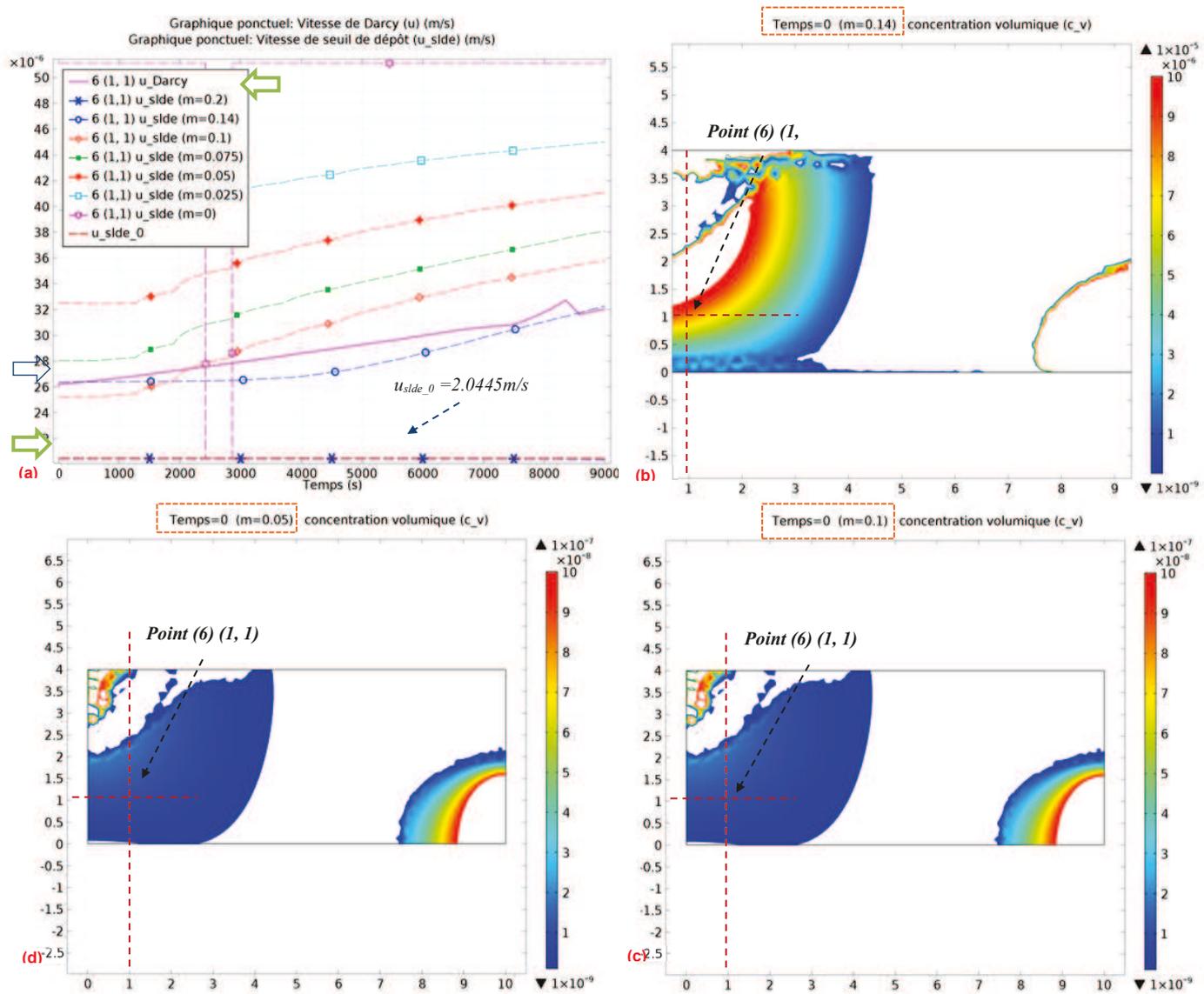


Figure 4- 22 a) Evolution de la vitesse de Darcy et de (u_{slide}) au cours du temps pour différentes valeurs du paramètre (m) b) Cartographie de la concentration volumique pour $t=0$ s pour $m=0,14$, c) Cartographie de la concentration volumique pour $t=0$ s pour $m=0,1$, d) Cartographie de la concentration volumique pour $t=0$ s pour $m=0,05$ - point (6)- état érosion

Cependant, nous constatons que, pour $t=0$ s, les valeurs de (u_{slide}) pour les différentes valeurs de (m), sont supérieures à (0 m/s) alors qu'on doit obtenir une valeur nulle de

cette vitesse pour $t=0$, Afin d'expliquer ces évolutions, les cartographies de (c_v) illustrées par les figures (4-22-b), (4-22-c) et (4-22-d) pour les différentes valeurs de (m) et pour le temps ($t=0$ s) mettent en évidence le fait qu'il y a une toute petite concentration volumique des particules érodées en suspension (de l'ordre entre $10 \cdot 10^{-7}\%$ et $10 \cdot 10^{-5}\%$). Ceci explique que le deuxième terme de l'équation modifiée de (u_{slide}) augmente selon l'équation (3-20) (cf. figure 4-21), ce qui fait augmenter la vitesse (u_{slide}). Cette évolution de (c_v) peut être considérée comme un défaut de calcul.

Nous constatons d'ailleurs que (m) a une influence sur l'évolution de (n_{finale}) et sur l'évolution de (M4) (cf. figures (4-23) et (4-24), respectivement).

Dans la figure (4-23), lorsque la valeur de (m) augmente, celle de (n_{finale}) n'augmente que légèrement car la zone de dépôt observée est relativement petite par rapport au volume total du milieu.

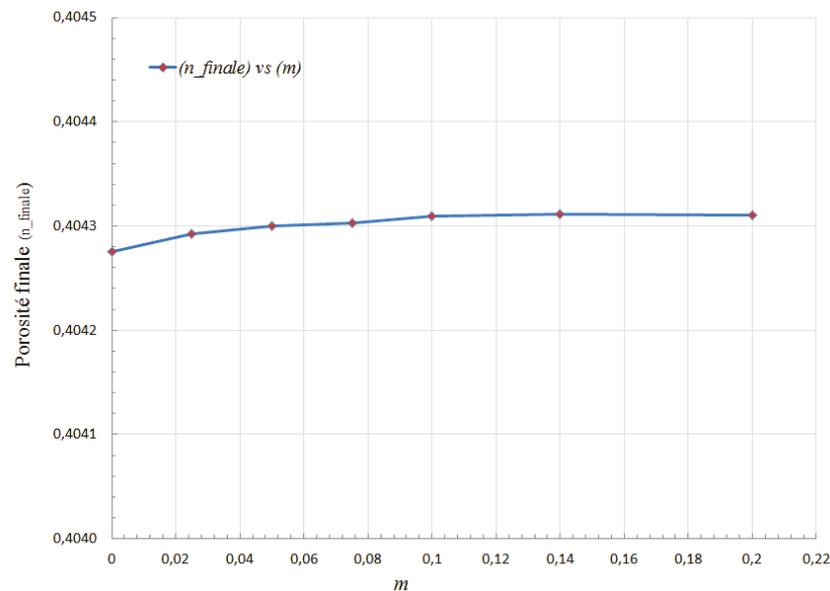


Figure 4- 23 La porosité finale en fonction de (m)- état érosion

En ce qui concerne la masse érodée en suspension (M4), puisque la diminution de (m) permet d'augmenter la pente de la courbe de (u_{sler}) (figure 4-21), la probabilité de déposer des particules en suspension augmente dans les zones où la vitesse de l'écoulement est inférieure à (u_{slide}). De ce fait, la masse totale en suspension (M4) diminue, comme il est montré dans la figure (4-24).

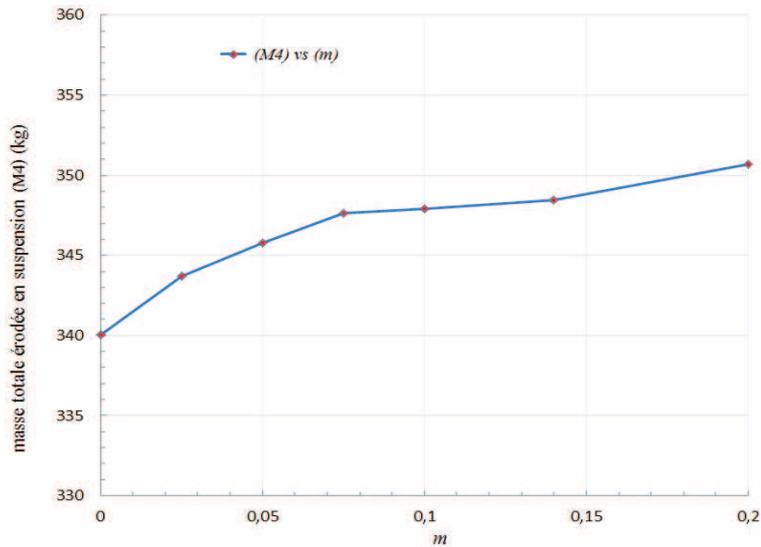


Figure 4- 24 La masse totale érodée en suspension (M4) en fonction de (m)- état érosion

Par ailleurs, dans la figure (4-25), nous présentons les cartographies du terme de dépôt de l'équation de transport (R_c) pour différentes valeurs de (m) et à $t = 9000$ s. Si la valeur de (m) diminue, la zone de dépôt près du point (6) augmente. Par conséquent, la concentration des particules en suspension diminue par le terme de dépôt (R_c) ce qui permet de déposer des particules en suspension.

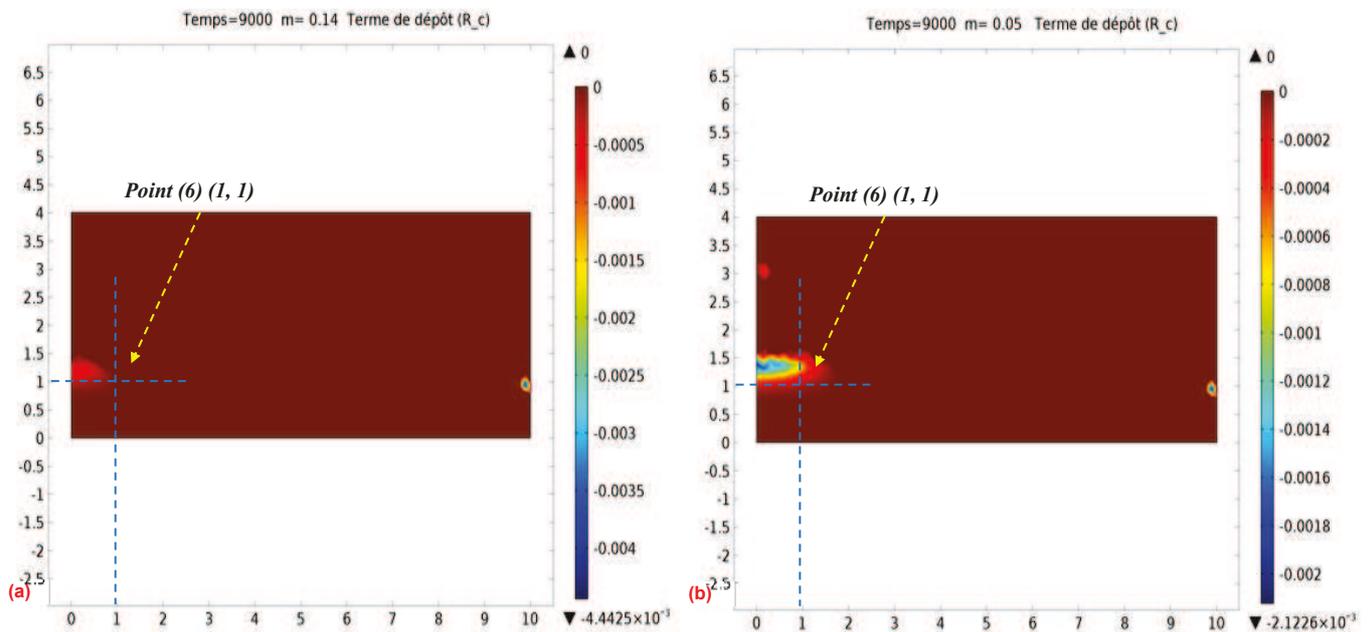


Figure 4- 25 Cartographies du terme de dépôt (R) pour différentes valeurs de (m) pour un temps de calcul de 9000 s- état érosion

4.2.4 EFFET DE LA PRISE EN COMPTE DE LA LOI D'EINSTEIN POUR LA VISCOSITÉ DYNAMIQUE) (μ)

La viscosité dynamique du fluide (μ) peut être influencée par la concentration des particules érodées dans la suspension selon la relation d'Einstein (équation 3-4). Dans ce cas, l'évolution locale de vitesse de Darcy (u) et du gradient hydraulique (i) (qui évolue selon l'équation indiquée dans le tableau (3-4)) seront essentiellement influencées.

Afin de quantifier l'effet de la loi d'Einstein, nous avons étudié un cas d'érosion considérant une valeur constante de (μ) égale à ($\mu_0 = 1,002 \cdot 10^{-3}$ Pa.s) et une viscosité variable en fonction de (c_v) avec la loi d'Einstein.

Les résultats obtenus montrent que (μ) est augmentée par l'existence des particules érodées en suspension. La gamme de variation de (μ) observée est faible et comprise entre $1,002 \cdot 10^{-3}$ Pa.s et $1,1141 \cdot 10^{-3}$ Pa.s, comme illustré sur la figure (4-26).

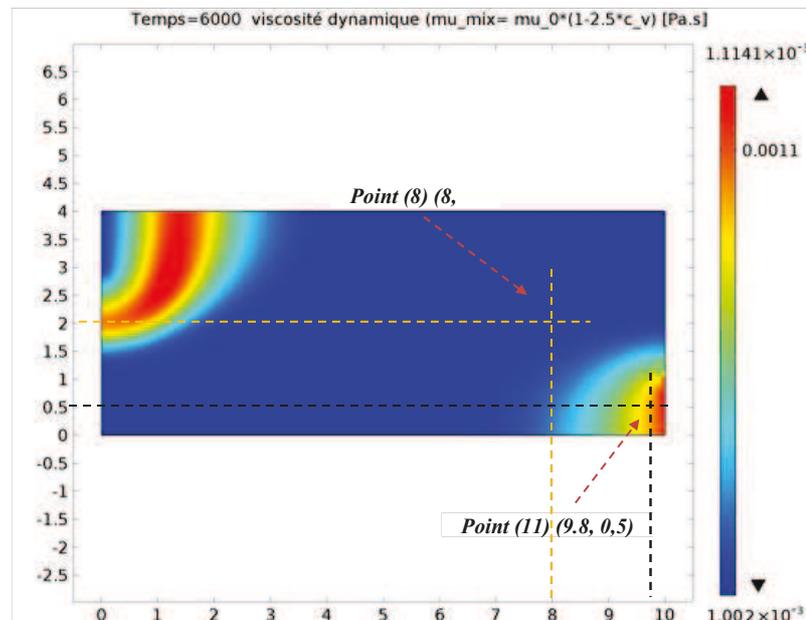


Figure 4- 26 Cartographie de la viscosité dynamique avec prendre en compte de la loi d'Einstein- état d'érosion

La figure (4-27) présente les évolutions de (u) et de (i) en fonction du temps pour deux points différents (points 8 et 11).

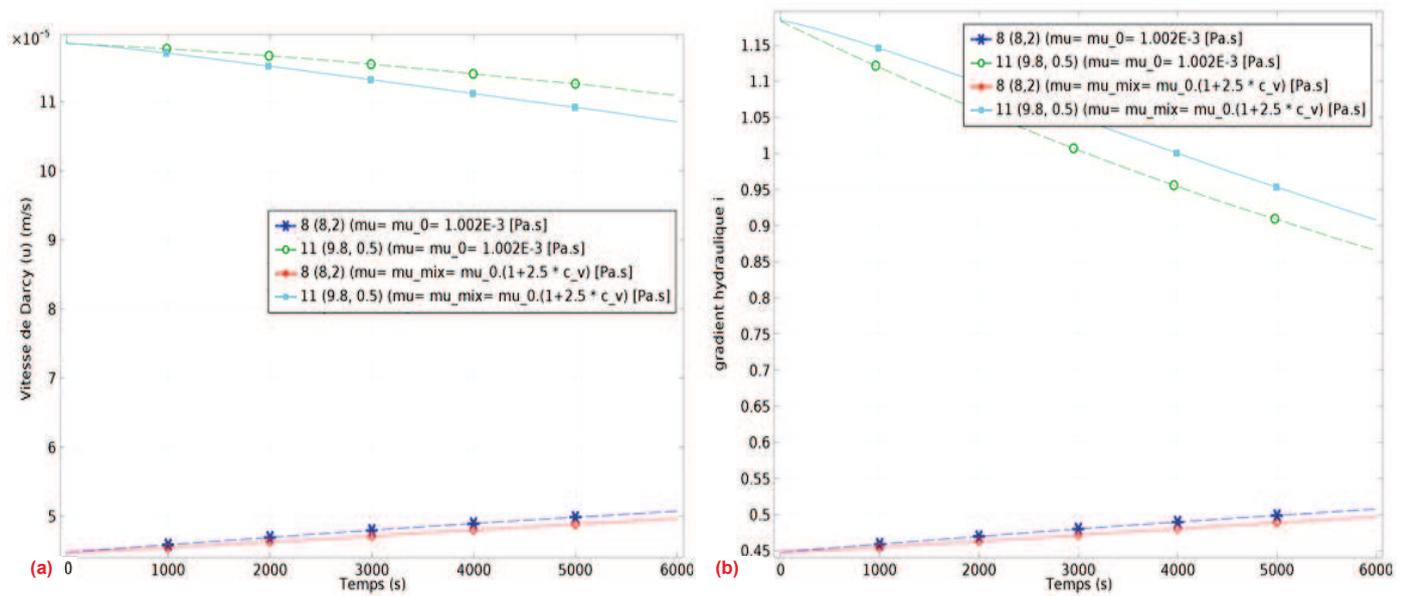


Figure 4- 27 a) L'évolution locale de vitesse de Darcy (u) en fonction du temps avec et sans prise en compte de la loi d'Einstein pour la viscosité dynamique, b) L'évolution locale du gradient hydraulique (i) en fonction du temps sans et avec prendre en compte de la loi d'Einstein pour la viscosité dynamique- état d'érosion

La figure montre qu'en augmentant la viscosité (μ) selon la loi d'Einstein, la vitesse (u), au point (11), diminue au cours du temps et le gradient (i) tend à diminuer en fonction du temps.

Afin de montrer l'effet global de la prise en compte de la loi d'Einstein, nous présentons sur le tableau (4-2) les résultats des équilibres de masse pour les deux cas étudiés. Nous ne pouvons pas noter d'influence majeure ni sur l'évolution de (n_{finale}) ni sur celles des masses (M4) ou (M5) (flèches en bleu).

Tableau 4- 2 L'évolution de n_{finale} et de M4 et de M5 avec et sans prise en compte de la loi d'Einstein de la viscosité dynamique- état d'érosion

		DEUXIEME APPROCHE	DEUXIEME APPROCHE
		$\mu = \mu_0 = 1,002E-3$ (Pa.s)	$\mu = \mu_{mix} = \mu_0 * (1 + 2,5 * c_v)$ 
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	$\xi = 0,44095$	0,44095
volume totale (V_t) (m ³) (profondeur 1m)	40	$\alpha = 0,5 / \beta = 0,2$	$\alpha = 0,5 / \beta = 0,2$
porosité initiale (n_0)	0,4	$\lambda = 0,05$ (m-1)	$\lambda = 0,05$ (m-1)
		T= 6000s	T= 6000s
		<i>Etat érosion</i>	<i>Etat érosion</i>
Charges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)		7m / 0,5m	
Coefficient de Dispersion (D)- Cmsol (m ² /s)		2,3704E-06	2,3704E-06
Porosité finale ($n_{finale} = V_{v_er} =$ l'intégralité de la porosité après l'érosion) (m ³)		16,11241	16,11078
Porosité finale (n_{finale})		0,40281	0,40277 
Masse initiale solide (M1= (1-n0)* Vt *ps) (kg)		64800	64800
Masse solide avec la porosité finale (M_nfinale) (M2=ps*(Vt-Vv_er) (kg)		64496,49	64500,89
Masse érodée (ou déposée) dans la suspension (pas de masse sortie) (M3=M1-M2) (kg)		303,51	299,11
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Cmsol (M4) (kg)		240,03	236,43 
Masse sortante- (M5_cmsol) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul) (kg)		24,30	23,80 

4.3 EFFET DES PARAMETRES NUMERIQUES

Dans cette partie, nous étudions l'influence de deux paramètres numériques, le pas de temps de calcul (Δt) et le paramètre du modèle (ξ).

4.3.1 EFFET DU PAS DE TEMPS DE CALCUL

Nous étudions un état d'érosion du sol avec une charge hydraulique imposée à l'amont ($H_1 = 7m$) et à l'aval ($H_2 = 0,5 m$) pour différentes valeurs du pas de temps (Δt) pour un temps de calcul de 6000 s. Les valeurs données de (Δt) sont comprises entre (0,5s) et (5s).

La figure (4-28) nous montre l'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction du pas du temps. Sur cette figure, nous pouvons constater que le pas de temps n'a pas influence sensible sur le calcul de la (n_{finale}).

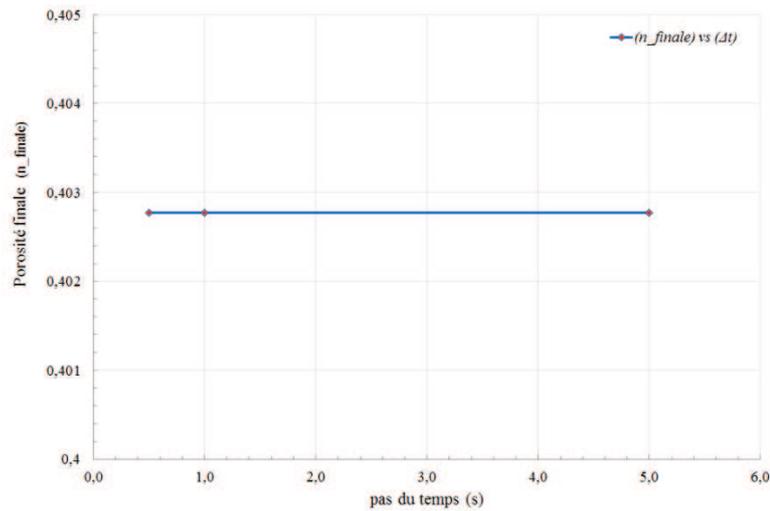


Figure 4- 28 L'évolution de (n_{finale}) en fonction du pas du calcul- état érosion

En ce qui concerne la masse en suspension (M4), nous remarquons une diminution légère de (M4) pour un pas du calcul entre (0,5s et 1s) alors que pour un pas de temps supérieure à (1s), l'évolution de la masse en suspension en fonction du pas de temps devient constante, ce qui signifie que (Δt) n'a plus d'influence sur l'évolution de (M4) (figure 4-29).

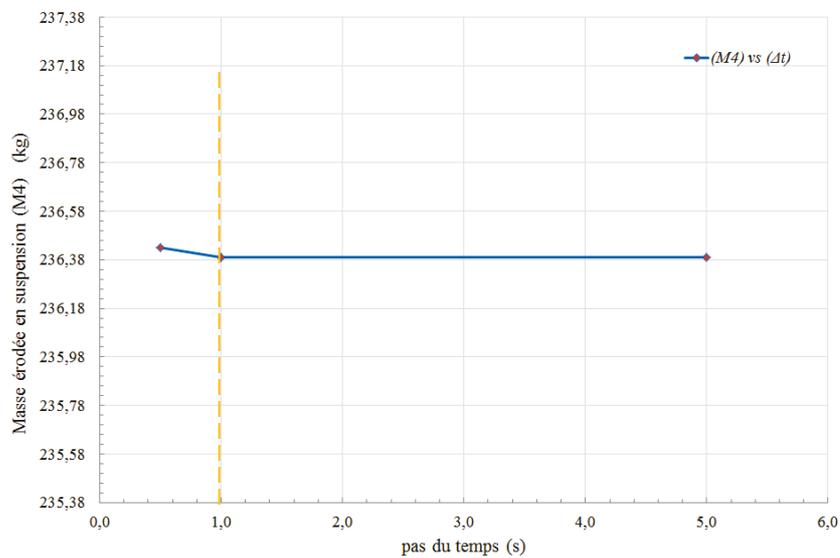


Figure 4- 29 L'évolution de (M4) en fonction du pas du temps- état érosion

4.3.2 EFFET DU PARAMETRE DU MODELE (ξ)

Ce paramètre a été proposé dans l'équation (3-29) afin de résoudre le problème d'équilibre de masse mis en évidence dans le tableau (3-8). Afin de montrer l'effet de ce paramètre, nous étudions un cas d'érosion avec une charge à l'amont (H1=10m) et une

charge à l'aval ($H_2 = 0,5m$) pour différentes valeurs de (ξ) comprises entre (0,4 et 1) et pour un temps de calcul de 3000 s (tableau 4-3).

En effet, pour montrer l'effet de (ξ) plus précisément, nous calculons en premier temps une porosité finale appelée (n'_{finale}) (flèches bleues), en supposant que la masse en suspension (M_4) et la masse en sortie (M_5) calculées par Comsol (avec une valeur donnée de ξ), soient correctes. En deuxième temps, nous calculons la masse des particules érodées en suspension appelée ($M'4$), en supposant que la porosité (n_{finale}) et la masse (M_5) calculées par Comsol (avec une valeur donnée de ξ), soient correctes (flèches oranges) (tableau, 4-3).

Tableau 4- 3 La méthode de calculer n'_{finale} et $M'4$ pour différentes valeurs de (ξ)- état érosion

		PREMIERE APPROCHE				
Masse volumique des grains (ρ_s) (kg/m ³)	2700	ξ 0,40	0,42	0,45	0,50	1,00
volume totale (V_t) (m ³) (profondeur 1m)	40	$\alpha = 0,5 / \beta = 0,2$				
porosité initiale (n_0)	0,4	$\lambda = 0,05$ (m-1)				
		Temps 3000s				
		Etat érosion				
Charges hydrauliques (amont/aval) (H) (m)		10m / 0,5m				
Coefficient de Dispersion (D)- Comsol (m ² /s)		2,3704E-06	2,3704E-06	2,3704E-06	2,3704E-06	2,3704E-06
Porosité après l'érosion- Comsol ($n_{finale} = V_{v_er} =$ l'intégralité de la porosité après l'érosion) (m ³)		16,2183	16,217	16,2163	16,2143	16,2045
Porosité finale (n_{finale})= (V_{v_er} / V_t)		0,4054575	0,405425	0,4054075	0,4053575	0,4051125
Masse initiale solide ($M_1 = (1 - n_0) * V_t * \rho_s$) (kg)		64800	64800	64800	64800	64800
Masse dans la suspension (l'intégralité de la concentration c)- Comsol (M_4) (kg)		517,67	541,48	576,85	634,90	1190,17
Masse sortante- (M_5) l'intégralité du flux de (c) pendant le temps de calcul) (kg)		16,20	17,00	18,20	20,10	27,98
Porosité (n'_{finale}) = $n_0 + (1 - n_0) * (M_4 + M_5) / M_1$		0,40494	0,40517	0,40551	0,40606	0,41128
Masse en suspension- ($M'4$) = $M_1 * (n_{finale} - n_0) / (1 - n_0) - M_5$ (kg)		573,21	568,90	565,81	558,51	524,17

Les figures (4-30) et (4-31), montrent respectivement l'évolution de (n_{finale}) et de (n'_{finale}) et l'évolution de (M_4) et de ($M'4$) en fonction de (ξ). Ces graphiques permettent de constater que ce paramètre a une influence sur l'évolution de (M_4) sans pour autant affecter de manière significative la valeur (n_{finale}). Alors que la masse ($M'4$) diminue légèrement avec une évolution légère croissante de la porosité (n_{finale}) et l'augmentation

de la masse (M5) en fonction de (ξ) (tableau 4-3), et que la porosité (n'_{finale}) augmente légèrement en fonction de (ξ).

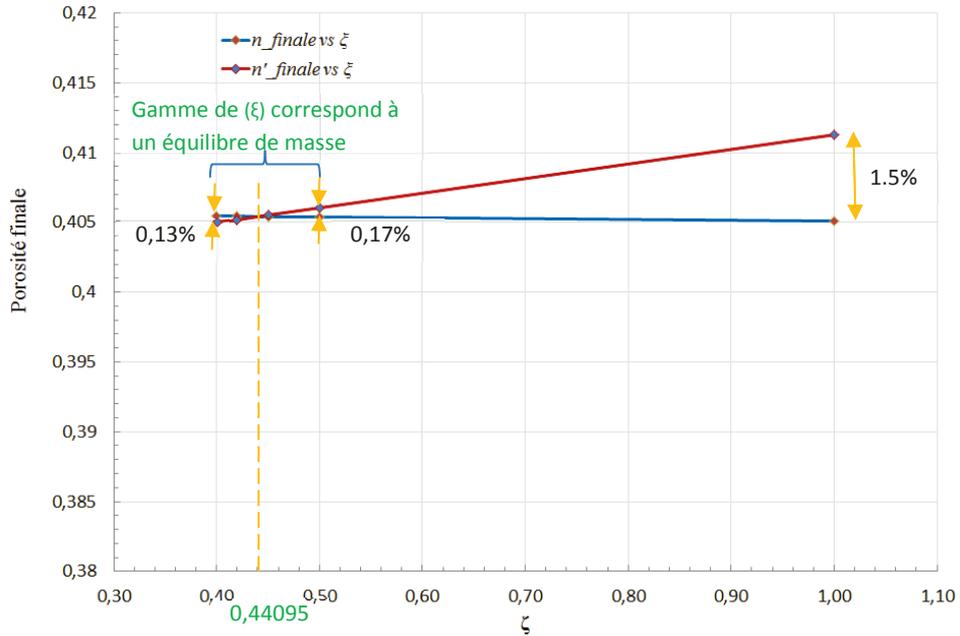


Figure 4- 30 L'évolution de (n_{finale}) et (n'_{finale}) en fonction de (ξ)

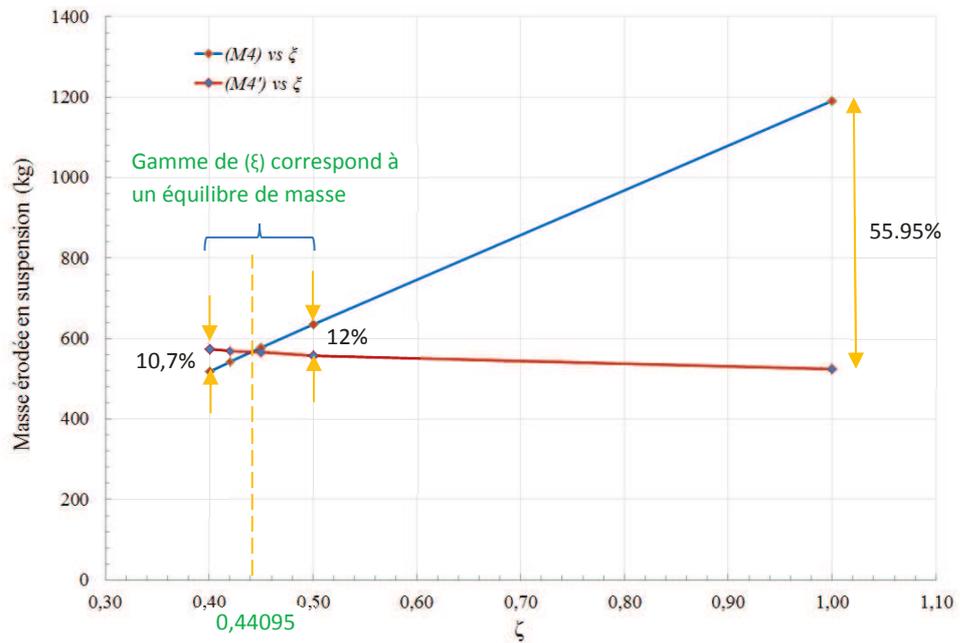


Figure 4- 31 L'évolution de la masse érodée en suspension ($M4$) et ($M'4$) en fonction de (ξ)- état érosion

Par ailleurs, sur la figure (4-30), pour un (ξ) qui varie entre 0,4 et 0,5 et qui correspondent à un équilibre de masse (tableau 3-9), la variation entre (n_{finale}) calculée par Comsol et (n'_{finale}) augmente très légèrement de 0,13% pour un ($\xi=0,4$) à 0,17% pour un ($\xi=0,5$) alors que cette variation augmente jusqu'à 1,5% pour un ($\xi=1$) qui donne un état de déséquilibre de masse (tableau 3-7).

Dans les deux cas montrés dans les figure (4-30) et (4-31), pour une valeur de (ξ) égale à 0,44095 (utilisée dans le chapitre 3), nous pouvons noter que la valeur de (n_{finale}) est égale à la valeur de (n'_{finale}) ainsi que la valeur de (M4) est égale à la valeur de (M'4), ce qui signifie qu'un équilibre de masse est éteint.

En termes de la masse en suspension, comme il est montré sur la figure (4-31), pour un (ξ) qui fait partie de la gamme correspond à un équilibre de masse, la variation entre la masse (M4) calculée par Comsol et la masse (M'4) augmente de 10,7% pour un ($\xi= 0,4$) à 12% pour un ($\xi= 0,5$) alors que cette variation augmente jusqu'à 55,95% pour un ($\xi=1$) qui donne un état de déséquilibre de masse (tableau 3-7).

Nous pouvons donc dire que la valeur de (ξ) qui correspond à un équilibre de masse, a une influence mineure sur l'évolution de (M4) alors que cette influence tend à être plus importante pour un (ξ) qui ne correspond pas à un équilibre de masse.

4.4 CONCLUSIONS

Lors de cette étude paramétrique, nous avons trouvé qu'il y a des paramètres qui ont une influence sur l'évolution des variables du modèle alors que certains paramètres n'ont aucune influence significative sur l'évolution de ces mêmes variables.

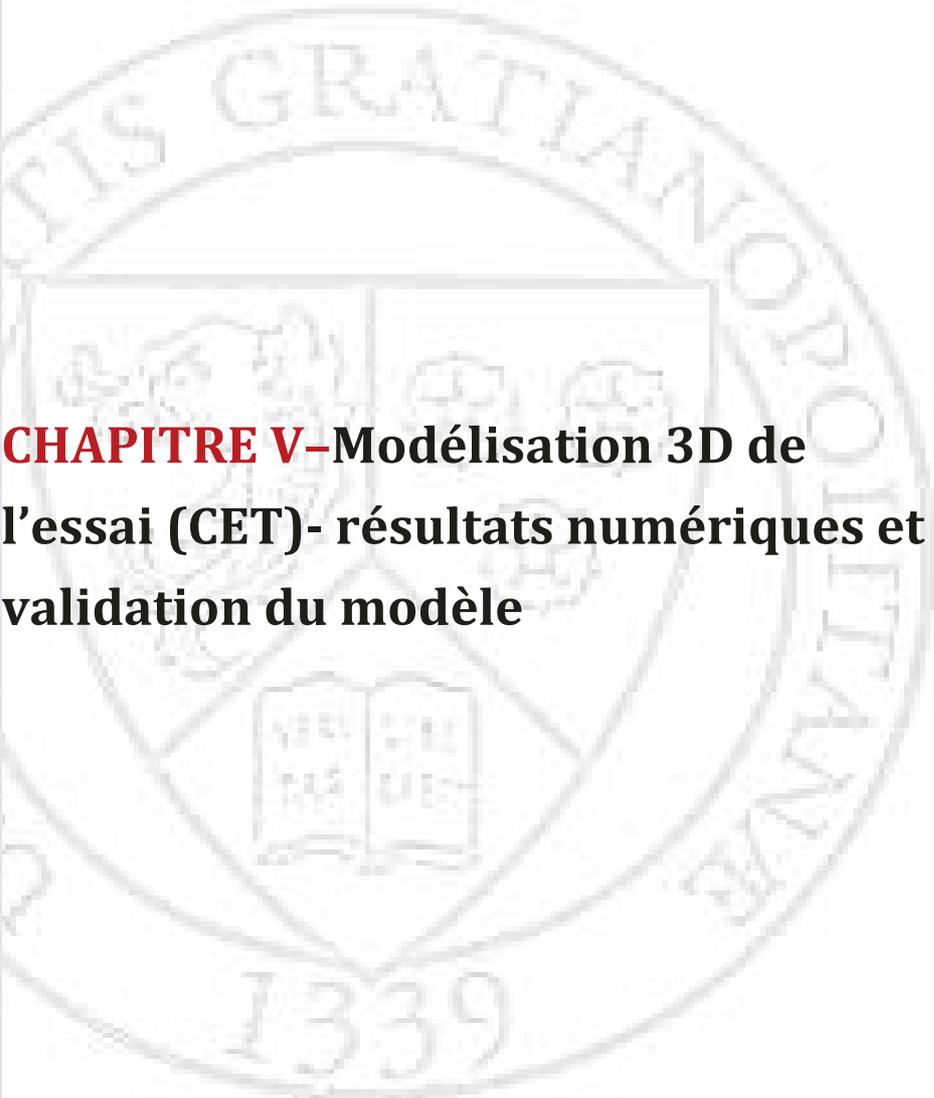
Afin de montrer l'influence de chaque paramètre du modèle, un cas d'érosion ou un cas de dépôt a été étudié. Les résultats obtenus montrent que l'évolution globale de la porosité (n_{finale}), de la masse (M4), de la masse déposée (M3) dans le cas de dépôt et de la masse en sortie (M5) sont influencées par les différentes valeurs données à chaque paramètre.

Nous avons constaté une augmentation de l'évolution de la porosité locale (n) et de l'évolution de la masse (M5) en fonction de (λ). L'influence de ce paramètre est très faible à partir d'une valeur de ($\lambda=0,01 \text{ m}^{-1}$). Nous avons trouvé d'ailleurs des évolutions descendantes de ces éléments en fonction de (α). De plus, à partir d'une valeur moyenne de ce dernier ($\alpha_0= 0,5$), une stabilisation de l'évolution de (n_{finale}) et de (M4) a été observée. L'influence de ce paramètre est donc négligeable. Par ailleurs, (α) n'a pas une influence sensible sur le calcul de la vitesse moyenne de l'écoulement ($u_{moyenne}$).

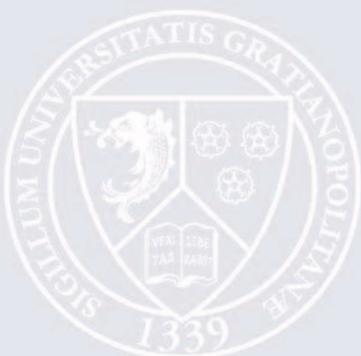
Nous avons montré ensuite qu'il n'y a pas une influence majeure de la loi d'Einstein sur l'évolution de la porosité finale ou sur celle de la masse en suspension alors que la prise en compte de cette loi a une influence sur l'évolution locale de la vitesse de l'écoulement (u) et du gradient hydraulique (i). La concentration en suspension (c) n'a pas d'influence majeure sur la viscosité dynamique du fluide (μ). Dans ce cas, la prise en compte de cette concentration peut être négligeable lorsque la valeur de cette concentration est relativement faible (de l'ordre de 10^{-3} kg/m^3).

Une diminution de l'évolution de (n_{finale}) et de la masse (M4) en fonction de (λ_{de}) a été trouvée. La porosité finale et la masse (M4) tend à diminuer en fonction de (β) alors qu'elles ont augmenté en fonction de (m). Nous avons trouvé d'ailleurs une augmentation de la masse déposée (M3) en fonction de (λ_{de}) et en fonction de (β), alors qu'elle diminue en fonction de (m). A partir d'une valeur moyenne de ce paramètre ($\beta= 0,22$), nous avons trouvé que ce paramètre a d'influence mineure sur ces résultats. L'influence de (m) sur les résultats obtenus est nulle à partir de la valeur ($m=0,2$), alors qu'elle est plus importante pour une valeur qui s'approche à 0.

Nous avons trouvé que le pas de temps a une très petite influence sur l'évolution de (M4) pour une valeur inférieure à (1s) alors qu'aucune influence sur l'évolution de (n_{finale}) n'a été détectée. En augmentant la valeur de (ξ), la masse (M4) augmente alors que la porosité (n_{finale}) n'a pas été influencée. Nous fixons la valeur de (Δt) à (1s) et la valeur de (ξ) à (0,44095) (qui correspond à un équilibre de masse), pour la suite des modélisations.



**CHAPITRE V-Modélisation 3D de
l'essai (CET)- résultats numériques et
validation du modèle**



5.1 INTRODUCTION	158
5.2 MODELISATION 3D DE L'ESSAI (CET)	158
5.2.1 GEOMETRIE UTILISEE ET MAILLAGE.....	159
5.2.2 CONDITIONS AUX LIMITES	160
5.2.3 PARAMETRES D'ENTREE	161
5.2.3.1 PARAMETRES PHYSIQUES.....	161
5.2.3.2 PARAMETRES D'EROSION/DEPOT	162
5.3 DISCUSSION DES RESULTATS NUMERIQUES	163
5.3.1 SOL D'UN ETAT D'EROSION.....	163
5.3.2 SOL D'UN ETAT DE DEPOT	166
5.4 ETUDE PARAMETRIQUE	169
5.4.1 EFFET DU COEFFICIENT D'EROSION (λ).....	169
5.4.2 EFFET DE PARAMETRE DU MODELE (α).....	170
5.4.3 EFFET DE PARAMETRE DU MODELE (β).....	172
5.5 COMPARISON ET CALIBRATION AVEC LES RESULTATS EXPERIMENTAUX DE L'ESSAI (CET)	173
5.5.1 COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DU SOL S3.....	173
5.5.2 COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES SOLS (S4 et S4-a).....	178
5.6 CONCLUSIONS	181

5.1 INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous allons présenter des simulations numériques 3D à l'aide du code Comsol 4.3b permettant de reproduire dans un sol un état d'érosion et un état de dépôt (état stable avec une concentration injectée depuis l'extérieur) avec le modèle géométrique de l'essai « Cross Erosion Test » (CET) (Plé et al. 2012).

Dans un premier temps, en considérant les paramètres et les variables (2^{ème} approche) utilisés dans l'étude en 2D du chapitre 3 et chapitre 4, une modélisation numérique 3D sera utilisée pour vérifier et préciser les conditions hydrauliques dans la cuve de l'essai CET et pour comprendre et prévoir ce qui se passe dans le sol pendant un essai d'écoulement de l'expérience.

Dans un deuxième temps, une simulation numérique 3D, prenant en compte l'érosion et le transport des particules, est confrontée avec les résultats observés dans l'étude expérimentale menée par Nguyen (2013) rappelée dans le chapitre 1- Essai d'Erosion Transverse (figure 5-1). Cette analyse permet de tester la représentativité du modèle proposé pour l'érosion, le transport et le dépôt. L'exploitation de cette modélisation comporte une validation préalable puis une confrontation avec les mesures expérimentales.

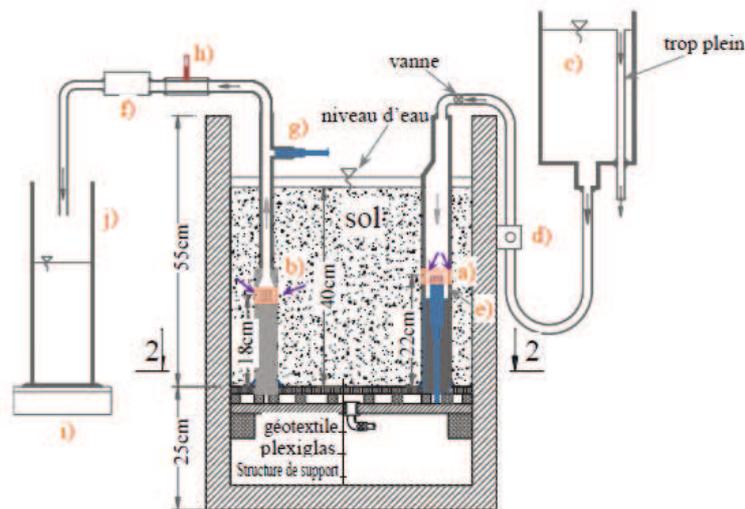


Figure 5- 1 L'essai d'érosion transverse a) tube d'injection ; b) la pompe ; c) réservoir à niveau constant ; d) débit entrant D1 ; e) capteur de pression d'injection CP1 ; f) débit sortant D2 ; g) capteur pression de sortie ; h) micro-caméra ; i) balance de précision ; j) éprouvette- (Plé et al 2012)

5.2 MODELISATION 3D DE L'ESSAI (CET)

Cette simulation permet d'anticiper sur les phénomènes hydrauliques à prendre en compte et de prévoir les conditions nécessaire pour provoquer de l'érosion interne ou l'apparition de dépôt.

Afin de monter l'aptitude du modèle proposé à prédire de la suffusion en 3D, tout en tenant en compte de la géométrie spécifique de l'essai (CET), nous allons discuter les premiers résultats obtenus lors d'une modélisation 3D ainsi que ceux d'une étude paramétrique qui s'attache à identifier l'effet du coefficient d'érosion (λ) et l'effet des paramètres du modèle (α , β).

5.2.1 GEOMETRIE UTILISEE ET MAILLAGE

Lors de la modélisation, la géométrie de l'essai (CET) est utilisée. Elle est construite avec les dimensions du sol testé dans la cuve : 0,40m de hauteur ; 0,50m de longueur ; 0,40m de profondeur. Les deux forages de pompage et d'injection sont construits également comme dans la cuve d'essai, comme il est montré dans la figure (5-2). A noter que, pour étudier un cas de dépôt du sol, nous ajoutons un point de mesure au niveau de l'injection (point (1) (0,39, 0,31, 0,22) m).

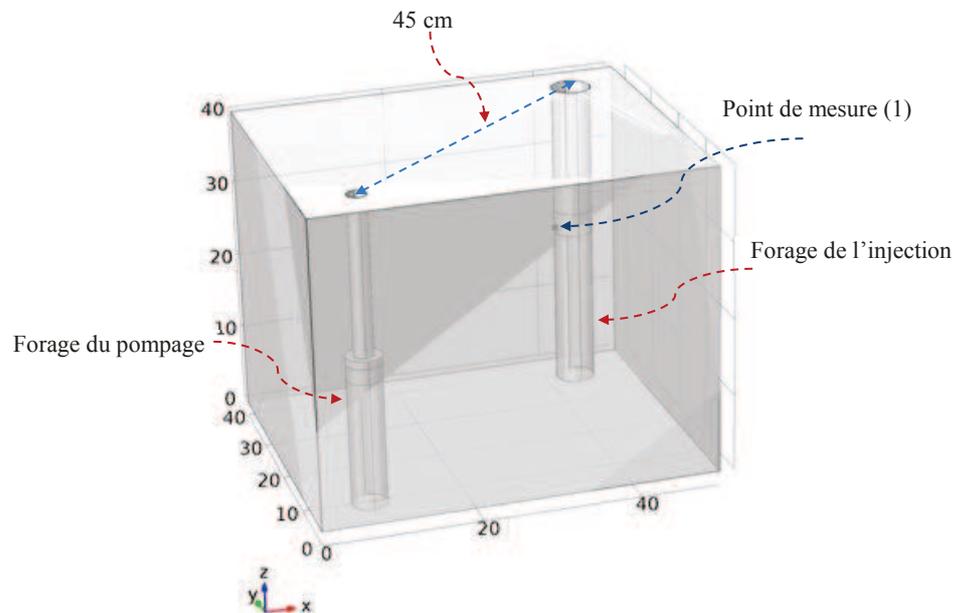


Figure 5- 2 Géométrie de l'essai CET- modélisation 3D

Nous avons utilisé un maillage fin avec des éléments de type « tétraèdre » (Figure 5-3). Le maillage entier comporte en 46236 éléments de domaine. Le maillage est automatiquement raffiné par le logiciel au niveau de la crépine d'injection et de celle de pompage.

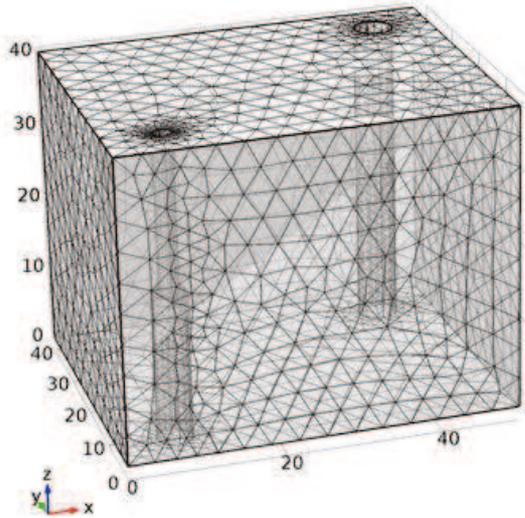


Figure 5- 3 Maillage du modèle (46236 éléments)

5.2.2 CONDITIONS AUX LIMITES

De manière générale, la loi de Darcy est utilisée pour décrire l'écoulement dans le milieu poreux du sol. Les interfaces utilisées pour mesurer la variation de la porosité du milieu au cours du temps et pour la modélisation du transport des particules en suspension sont les mêmes que celles de la modélisation 2D présentées dans le chapitre (3) (Conditions aux limites).

Par ailleurs, la figure (5-4) nous montre les frontières du modèle géométrique utilisé lors de la modélisation. Les conditions aux limites sont appliquées sur les frontières comme suit:

- 4- Sur la crépine d'injection (1) et sur celle de pompage (2) seront imposées une charge hydraulique constante d'injection et de pompage, respectivement.
- 5- La condition de non-écoulement est appliquée pour le reste des frontières de la cuve : le fond de la cuve (frontière 4), les quatre frontières autour de la cuve (frontière 3), et la surface du sol dans la cuve (frontière 5), ainsi que pour les deux parties du forage d'injection (frontière 6), et les deux parties du forage de pompage (frontière 7 et 8).

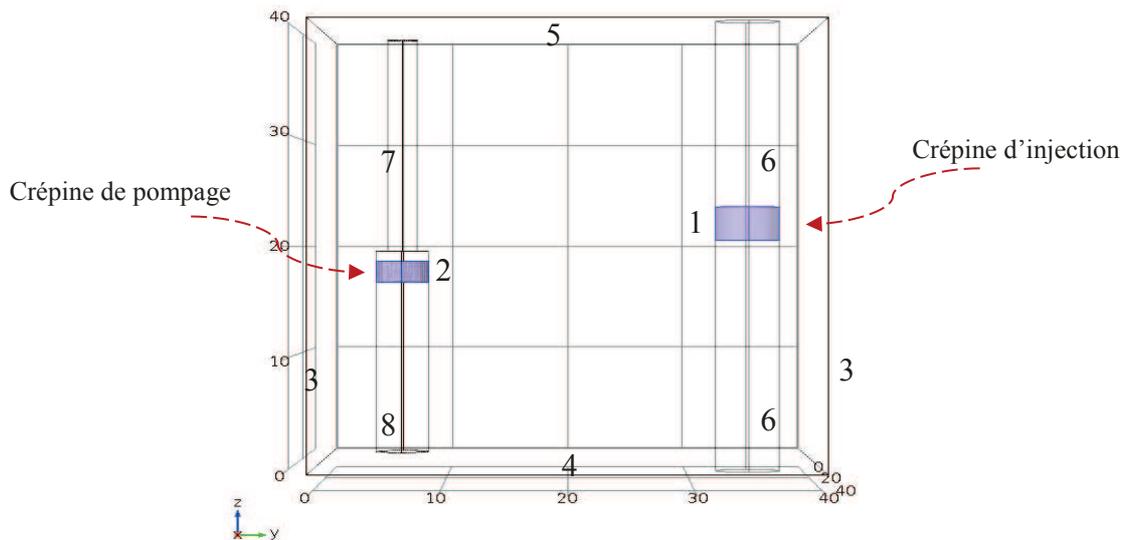


Figure 5- 4 Les frontières du modèle géométrique 3D- Essai (CET)

5.2.3 PARAMETRES D'ENTREE

5.2.3.1 PARAMETRES PHYSIQUES

Afin d'obtenir des résultats proches des résultats expérimentaux de l'essai en cuve, les paramètres physiques d'entrée doivent être proches de ceux que l'on peut trouver dans la littérature (Nguyen 2013). En effet, les tableaux (5-1), (5-2) et (5-3) montrent les paramètres de (S3) ; sol gravelo-sableux, et de (S4) et (S4-a) ; sol limon de l'Isère, utilisés pour l'essai (CET).

Tableau 5- 1 Paramètres physiques d'entrée- Sol S3- essai (CET) (Nguyen 2013)

Paramètres	Expression	Unité	Description
n_0	0.365		Porosité initiale
K_0	$1.04 \cdot 10^{-3}$	[m/s]	Conductivité hydraulique du sol
ρ_{grains}	2620	[kg/m ³]	Masse volumique des grains
ρ_{eau}	998.6033	[kg/m ³]	Masse volumique d'eau
μ_0	0.001002	[Pa.s]	Viscosité initiale
k_0	$10.637 \cdot 10^{-11}$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque initiale
g_{cte}	9.81	[m/s ²]	Accélération de la gravité

Tableau 5- 2 Paramètres physiques d'entrée- Sol S4- essai (CET) (Nguyen 2013)

Paramètres	Expression	Unité	Description
n_0	0.37		Porosité initiale
K_0	$1.04 \cdot 10^{-5}$	[m/s]	Conductivité hydraulique du sol
ρ_{grains}	2590	[kg/m ³]	Masse volumique des grains
ρ_{eau}	998.6033	[kg/m ³]	Masse volumique d'eau
μ_0	0.001002	[Pa.s]	Viscosité initiale
k_0	$10.637 \cdot 10^{-13}$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque initiale
g_{cte}	9.81	[m/s ²]	Accélération de la gravité

Tableau 5- 3 Paramètres physiques d'entrée- Sol S4-a - essai (CET) (Nguyen 2013)

Paramètres	Expression	Unité	Description
n_0	0.36		Porosité initiale
K_0	$9.01 \cdot 10^{-6}$	[m/s]	Conductivité hydraulique du sol
ρ_{grains}	2590	[kg/m ³]	Masse volumique des grains
ρ_{eau}	998.6033	[kg/m ³]	Masse volumique d'eau
μ_0	0.001002	[Pa.s]	Viscosité initiale
k_0	$9.2157 \cdot 10^{-13}$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque initiale
g_{cte}	9.81	[m/s ²]	Accélération de la gravité

Dans le tableau (5-4), nous présentons les paramètres physiques d'entrée du modèle. En effet, lors de cette modélisation 3D, nous utilisons les mêmes paramètres d'entrée que dans la modélisation en 2D (chapitre 3).

Tableau 5- 4 Paramètres physiques d'entrée- modélisation 3D

Paramètres	Expression	Unité	Description
n_0	0.4		Porosité initiale
K_0	$1 \cdot 10^{-4}$	[m/s]	Conductivité hydraulique du sol
ρ_{grains}	2700	[kg/m ³]	Masse volumique des grains
ρ_{eau}	998.6033	[kg/m ³]	Masse volumique d'eau
μ_0	0.001002	[Pa.s]	Viscosité initiale
k_0	$1.0228 \cdot 10^{-11}$	[m ²]	Perméabilité intrinsèque initiale
g_{cte}	9.81	[m/s ²]	Accélération de la gravité
V_{total}	0.078804	[m ³]	Volume total du domaine d'étude

5.2.3.2 PARAMETRES D'EROSION/DEPOT

En ce qui concerne les paramètres nécessaires pour le modèle d'érosion/dépôt, les valeurs utilisées sont récapitulées dans le tableau (5-5) :

Tableau 5- 5 Paramètres érosion/dépôt- modélisation 3D

Paramètres	Expression	Unité	Description
λ	0.05	[1/m]	Coefficient d'érosion
α	0.5		Paramètre du modèle
β	0.2		Paramètre du modèle
m	0.125		Paramètre du modèle
C_{cr}	3	[kg/m ³]	Concentration massique critique
$C_{v_{cr}}$	0.0027778		Concentration volumique critique
λ_{de}	18	[1/m]	Coefficient de dépôt
ζ	0.44095		Paramètre de modèle
α_D	0.0129	[m]	Coefficient de dispersivité
$u_{moyenne}$	$\rho_{eau} \cdot g_{cte} \cdot k_{0_{sol}} / \mu_0 \cdot (h_{injec} - h_{pom}) / 0.45$	[m/s]	Vitesse moyenne
D_D	$\alpha_D \cdot u_{moyenne} (1.0033 \cdot 10^{-6})$	[m ² /s]	Coefficient de dispersion

Notons que, lors de cette étude, la vitesse moyenne ($u_{moyenne}$) de l'écoulement a été mesurée à partir des charges hydrauliques imposées à l'amont (h_{injec}) et à l'aval (h_{pom}). Les valeurs de ces charges sont illustrées dans le tableau (5-6) selon le cas étudié (érosion ou stable) :

Tableau 5- 6 Les charges de pression imposées sur les frontières 1 et 2 selon l'état du sol

Cas étudié	Charge Hydraulique (h_{injec}) (m) (amont)	Charge Hydraulique (h_{pom}) (m) (aval)
Etat stable et état de dépôt	0,5	0,45
Etat érosion	0,5	0,15

5.3 DISCUSSION DES RESULTATS NUMERIQUES

Dans cette étude, nous allons discuter les résultats obtenus avec un état d'érosion et un état de dépôt afin de montrer la capacité du modèle 3D à reproduire les mêmes mécanismes d'érosion et de dépôt que ceux obtenus lors de la modélisation 2D (chapitres 3 et 4).

5.3.1 SOL D'UN ETAT D'EROSION

Pour le cas érosion, en tenant compte des conditions hydrauliques de l'expérience en cuve (CET) (Nguyen 2013), nous avons imposé une charge hydraulique à l'amont qui est égale à ($H_f= 0,5$ m) et une charge hydraulique à l'aval égale à ($H_p= 0,15$ m) (figure 5-5).

Avec ces charges imposées et tout en considérant les valeurs des paramètres indiquées dans les tableaux (5-4) et (5-5) ainsi que les variables de la deuxième approche indiquées dans le tableau (3-4), nous avons réalisé une modélisation 3D d'un état érosion du sol avec une porosité initiale ($n_0= 0,4$) et une perméabilité initiale ($k_0= 1,0228*10^{-11}m^2$) et ceci pour un temps de calcul $t=1400$ s.

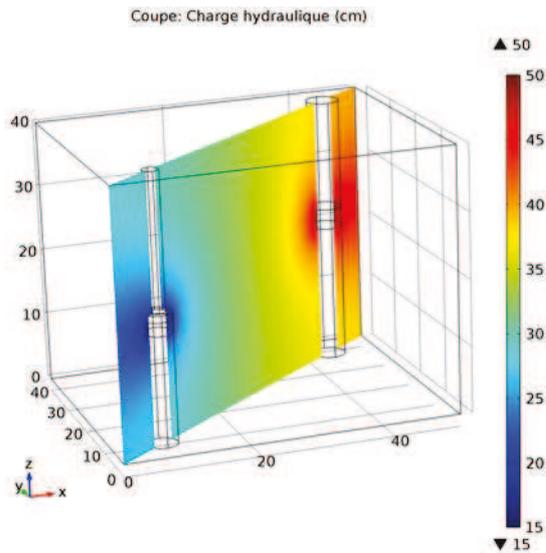


Figure 5- 5 Cartographie de la charge hydraulique- modélisation 3D

La figure (5-6) nous montre des cartographies de la vitesse de l'écoulement (u) sur une coupe horizontale (x, y) au niveau d'injection à 0,2 m sur l'axe (Z) et sur une coupe verticale (y, z) entre le forage d'injection et le forage de pompage, ainsi que les lignes de courant de l'écoulement entre l'amont et l'aval pour le temps $t=1400$ s.

On attire l'attention sur le fait que les cartographies (x, y) et diagonale (entre les deux forages d'injection de de pompage) utilisent des échelles de couleurs différentes (figure (5-6-a)). Au plan horizontal, la vitesse (u) varie entre $1,5222 \times 10^{-6}$ m/s et $1,5482 \times 10^{-3}$ m/s alors qu'au plan vertical, cette vitesse évolue entre $1,0532 \times 10^{-7}$ m/s et $1,1506 \times 10^{-3}$ m/s. La vitesse du seuil d'érosion (u_{sler}) est présentée par ailleurs dans la figure (5-7). La valeur maximale de (u_{sler}) sur les plans (x,y) et (y,z) est respectivement égale à $1,0941 \times 10^{-4}$ m/s et $7,3014 \times 10^{-5}$ m/s.

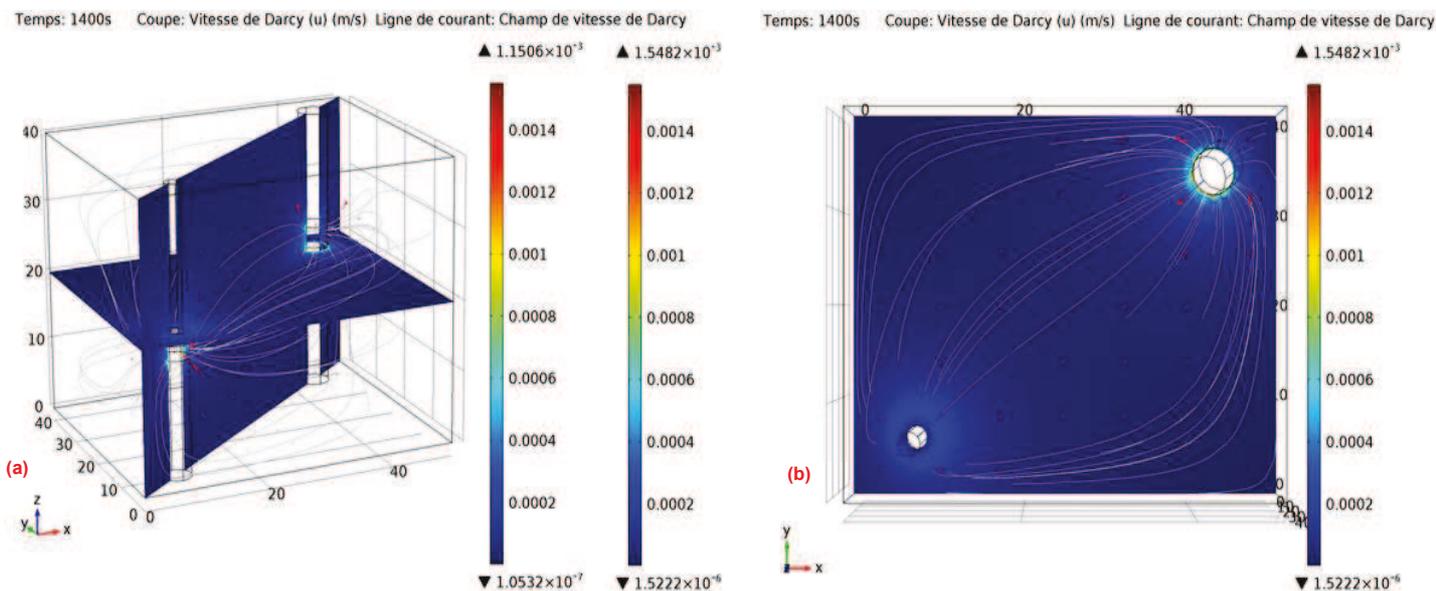


Figure 5- 6 a) Cartographie de la vitesse de l'écoulement pour un temps de calcul $t=1400$ s, b) Section (x,y) la vitesse (u) au niveau de deux crépines d'injection et de pompage pour $t=1400$ s- modélisation 3D

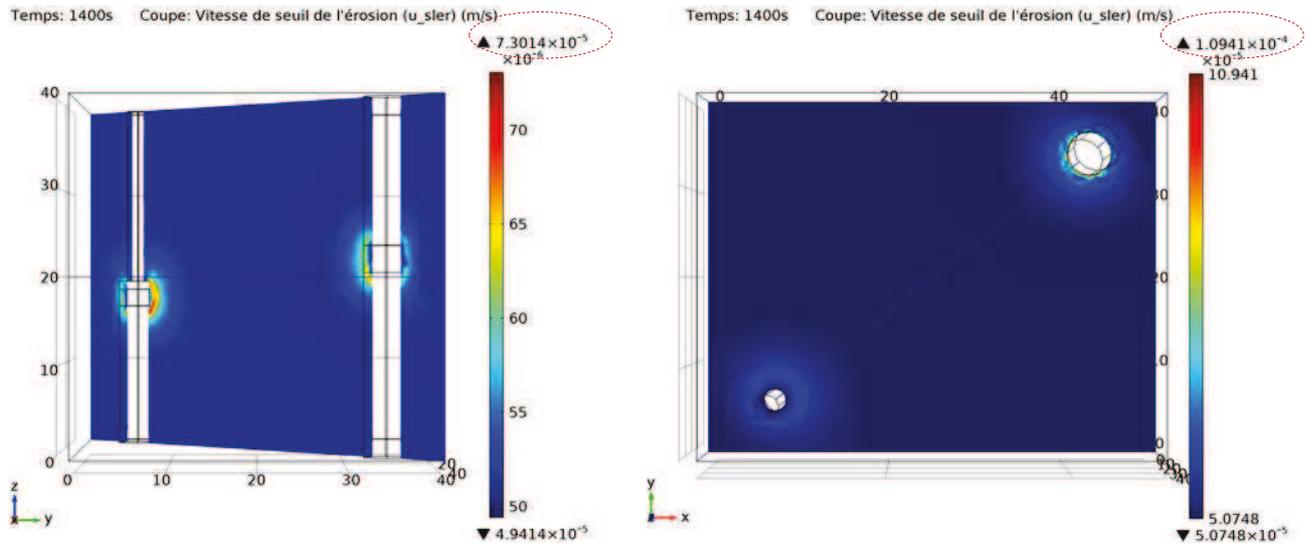


Figure 5- 7 a) Cartographie de la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) au plan vertical pour $t=1400$ s, a) Cartographie de la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) sur le plan horizontal pour $t=1400$ s- modélisation 3D

En analysant ces deux figures, nous pouvons constater que la vitesse (u) dans les deux sens est supérieure à la vitesse (u_{sler}), ce qui signifie que l'érosion est présentée dans les zones à forte vitesse, notamment dans les zones au niveau de l'amont et de l'aval.

Cette érosion peut se traduire par l'évolution croissante de la porosité (n) dans ces zones. En effet, sur la figure (5-8), on constate que la porosité du milieu augmente dans les zones près de la crépine d'injection et de la crépine de la pompe. A la fin de calcul, la porosité (n) a augmenté autour de la crépine d'injection jusqu'à 0,4789 (figure 5-8-b), alors qu'elle augmente jusqu'à 0,441 au niveau de la crépine de pompage comme montré sur le plan vertical (figure 5-8-a).

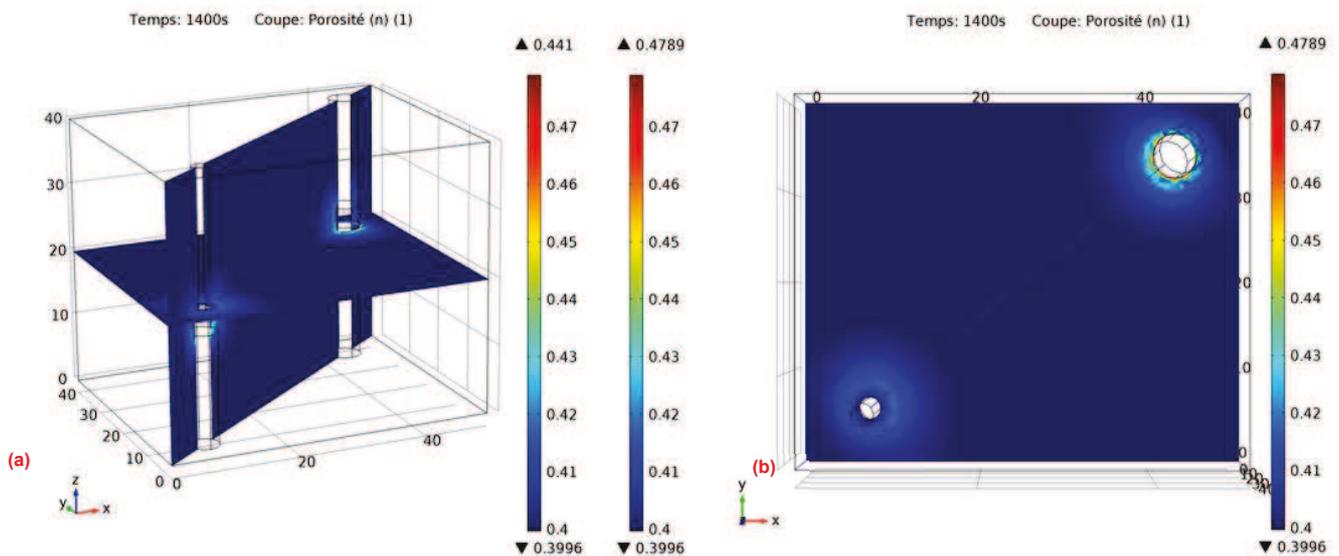


Figure 5- 8 a) Cartographie de la porosité (n) pour $t=1400$ s, b) Cartographie de la porosité (n) pour $t=1400$ s (plan horizontal) - modélisation 3D

En ce qui concerne la concentration des particules érodées en suspension (c), sur la figure (5-9), nous pouvons noter une augmentation de la concentration (c) dans les zones érodées. Cette concentration augmente jusqu'à 3.2881 kg/m^3 et 2.5 kg/m^3 dans la zone autour de la crépine d'injection et dans la zone autour de la crépine de la pompe, respectivement (figure 5-9-b). Par ailleurs, nous constatons qu'un front de concentration (c) se développe dans le milieu. Ce front se déplace de l'amont vers l'aval (figure 5-9-b), conformément les résultats obtenus avec le modèle 2D (chapitre 3).

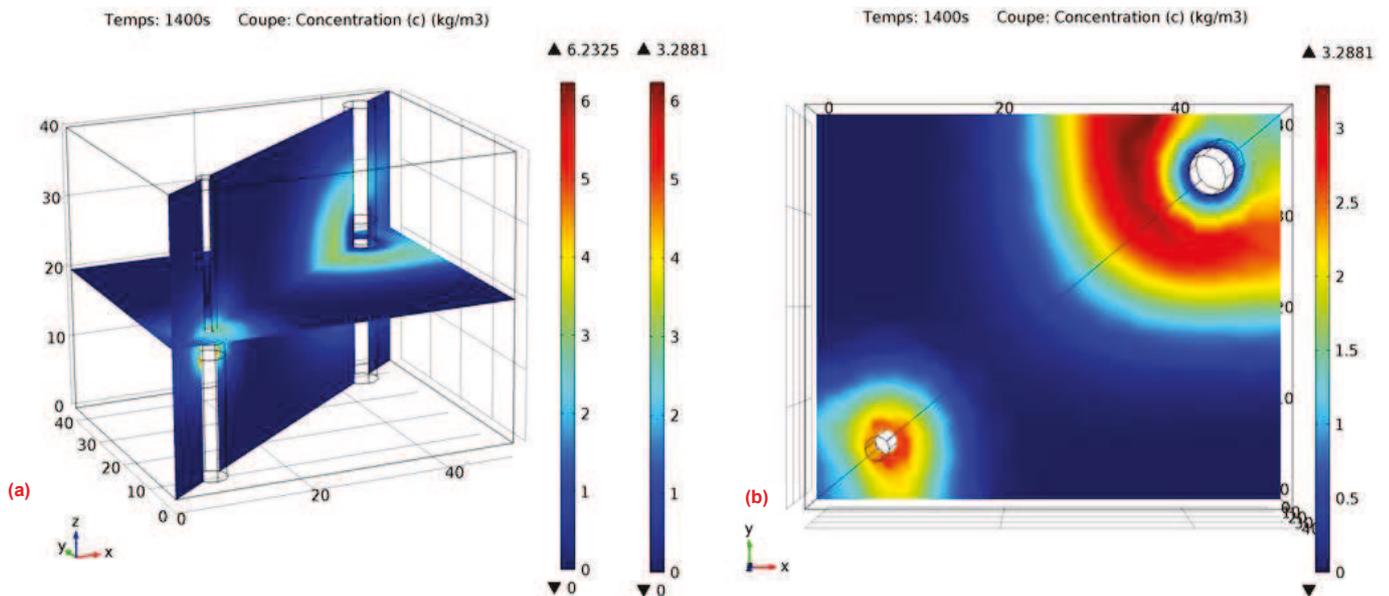


Figure 5- 9 Cartographie de la concentration (c) pour $t=1400 \text{ s}$ - modélisation 3D

Le modèle 3D de l'érosion/dépôt proposé dans l'équation (3-12) est donc capable de reproduire une érosion dans les zones à forte vitesse. La porosité du milieu est augmentée dans les zones où la vitesse de l'écoulement est supérieure à la vitesse de seuil d'érosion (à l'amont et à l'aval), confirmant ainsi les résultats numériques de la modélisation 2D.

5.3.2 SOL D'UN ETAT DE DEPOT

Afin de montrer la capacité du modèle 3D à reproduire le phénomène de dépôt des particules en suspension, nous étudions un cas de dépôt du sol (équivalent à un état stable du sol avec une concentration injectée depuis l'extérieur égale à (4 g/l)), avec une charge hydraulique à l'amont $H_1= 0,5\text{m}$ et à l'aval $H_2= 0,445\text{m}$ comme il est indiqué dans le tableau (5-6). Pour le reste, on retient une valeur de $(m=0,25)$ et un $(\beta=0,2)$, ceci avec une porosité initiale du sol de $(0,4)$ et pour un temps de calcul de 4000 s .

La figure (5-10) nous montre au point (1) près de l'amont (figure 5-1) l'évolution au cours du temps de la vitesse de l'écoulement (u) ainsi que l'évolution au cours du temps de la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) et de celle de seuil de dépôt (u_{slide}).

(5-12). En analysant les cartographies de (n) proposées dans la figure (5-13), nous remarquons que la porosité évolue légèrement entre 0,4002 et 0,396 sur le plan (x, y) tandis qu'elle évolue entre 0,4005 et 0,3965 sur le plan (z, x) .

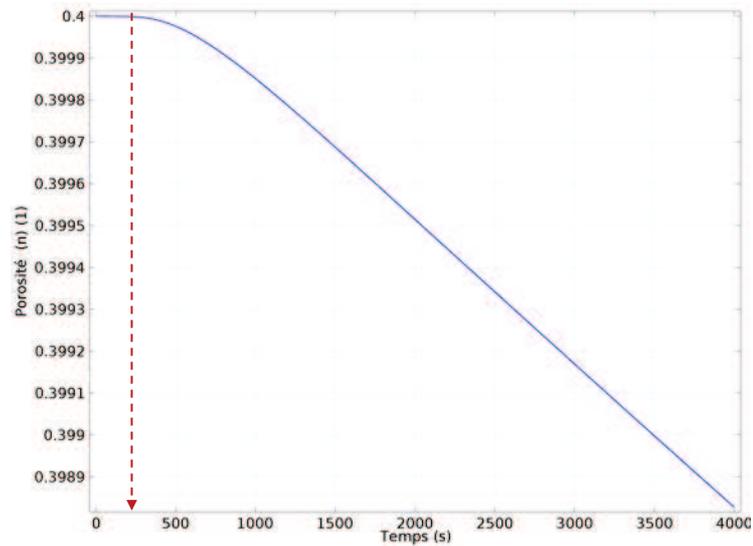


Figure 5- 12 Evolution au cours du temps de la porosité (n) au point (1)- état dépôt

La petite évolution croissante de la porosité (n) au niveau de la crépine de pompage indiquée dans la figure (5-13-b) signifie que l'érosion est provoquée dans ces zones où la vitesse de l'écoulement est supérieure à la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) .

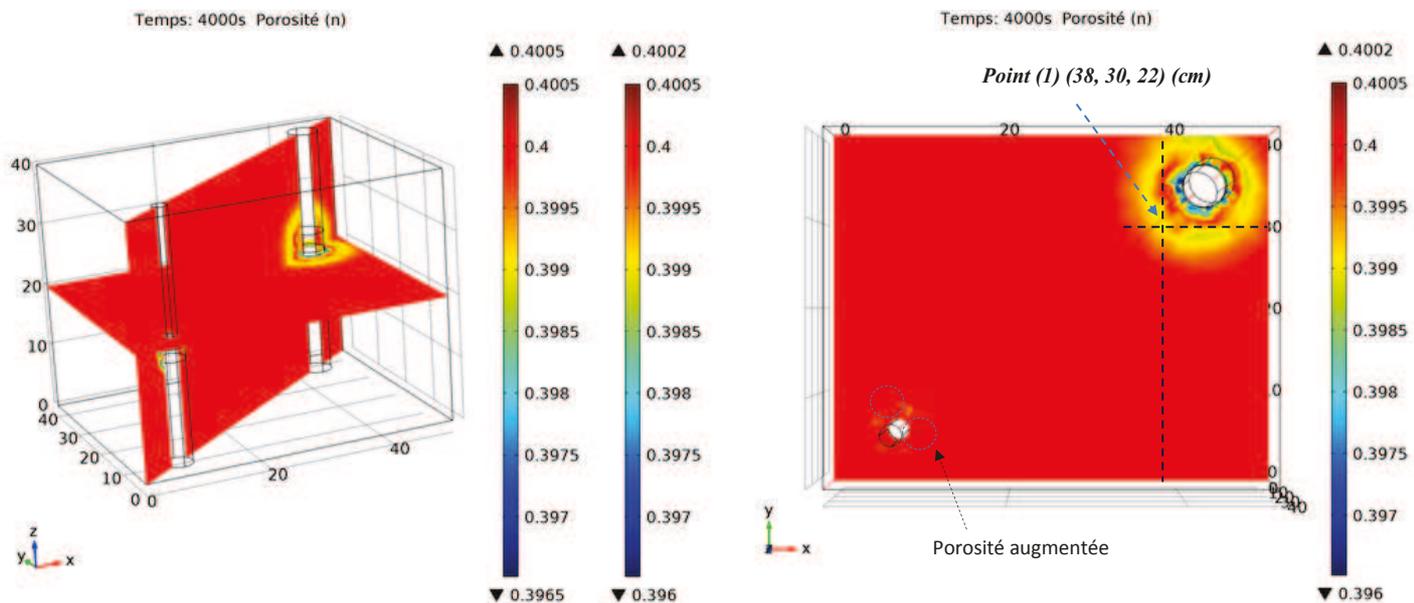


Figure 5- 13 a) Cartographie de la porosité (n) pour $t=4000$ s, b) Cartographie de la porosité (n) pour $t=4000$ s (plan horizontal) - modélisation 3D

Dans ce cas de dépôt, nous avons montré que la vitesse (u_{slide}) a été augmenté grâce au deuxième terme de l'équation (3-20) qui commence à évoluer lorsque la concentration des particules n'est pas nulle dans la suspension.

Le modèle 3D a ainsi réussi à montrer le même mécanisme de dépôt trouvé lors de la modélisation 2D (chapitre 3 et 4) lorsque la vitesse de l'écoulement est inférieure à la vitesse de seuil de dépôt.

5.4 ETUDE PARAMETRIQUE

Dans cette étude paramétrique, nous allons montrer l'influence des paramètres (λ , α , β) sur les principales variables du modèle pour, selon le cas, un état érosion ou de dépôt dans le massif de sol (obtenu à partir de la différence de charge hydraulique appliquée entre l'amont et l'aval du modèle). Identifier l'influence de ces paramètres peut nous aider à comprendre l'évolution des variables du modèle.

Cette étape est également préliminaire aux opérations de calibration du modèle numérique sur les résultats expérimentaux obtenus par Ngyuen (2013).

5.4.1 EFFET DU COEFFICIENT D'EROSION (λ)

Afin de montrer l'influence de ce paramètre, un état d'érosion du sol est étudié avec une charge hydraulique à l'amont ($H_1=0,5m$) et à l'aval ($H_2=0,15m$) pour un temps de calcul $t=1400$ s. Nous allons d'ailleurs montrer l'évolution de la masse érodée cumulée sortante du système pour différentes valeurs de (λ) en utilisant le point (1) près de l'amont avec les coordonnées (0,38, 0,3, 0,22) m comme il est indiqué dans la figure (5-1). Les valeurs de (λ) utilisées sont comprises entre 0,001 à 0,05 m^{-1} ce qui correspond à la plage de résultats expérimentaux obtenus par Nguyen (2013). Les autres paramètres d'entrée sont donnés dans les tableaux 5-4 et 5-5.

Sur la figure (5-14), nous pouvons remarquer que la masse cumulée des particules en sortie de cuve augmente lorsque la valeur de (λ) augmente. Cependant, l'évolution globale de cette masse augmente très légèrement pour ($\lambda= 0,001 m^{-1}$) après (1400 s).

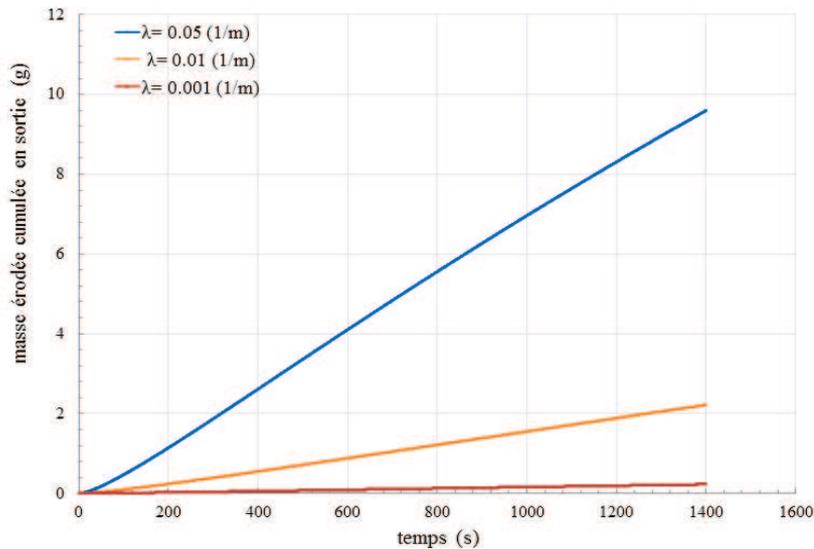


Figure 5- 14 Masse érodée cumulée en sortie- état érosion- Modélisation 3D

Ce coefficient donc a une influence importante sur l'évolution de la concentration en suspension (c) et par conséquent l'évolution du flux de la masse érodée sortante du système.

5.4.2 EFFET DE PARAMETRE DU MODELE (α)

Dans ce paragraphe, nous allons analyser l'effet du paramètre (α), en considérant un cas d'érosion correspondant à plusieurs pertes de charge ($\Delta H = 0,5m$, $\Delta H = 0,35m$, $\Delta H = 0,2m$) pour plusieurs valeurs de (α) et pour un temps de calcul de 1400 s. Les valeurs de (α) sont comprises entre 0 (pas de seuil d'érosion) et 1 (le seuil d'érosion est égale à la valeur critique de Terzaghi).

Pour discuter l'influence de ce paramètre, dans les figures (5-15) et (5-16), respectivement, nous illustrons l'évolution de (n_{finale}) et l'évolution de la masse érodée en suspension (M4) en fonction de (α). Nous pouvons clairement noter les évolutions décroissantes de (n_{finale}) et de (M4) en fonction de (α) pour les différentes valeurs de (ΔH). Par ailleurs, la modélisation 3D montre une évolution de ces deux variables qui peut être analogue à ce qui a été observé lors la modélisation 2D (cf. chapitre (4), figures 4-10 et 4-11, respectivement).

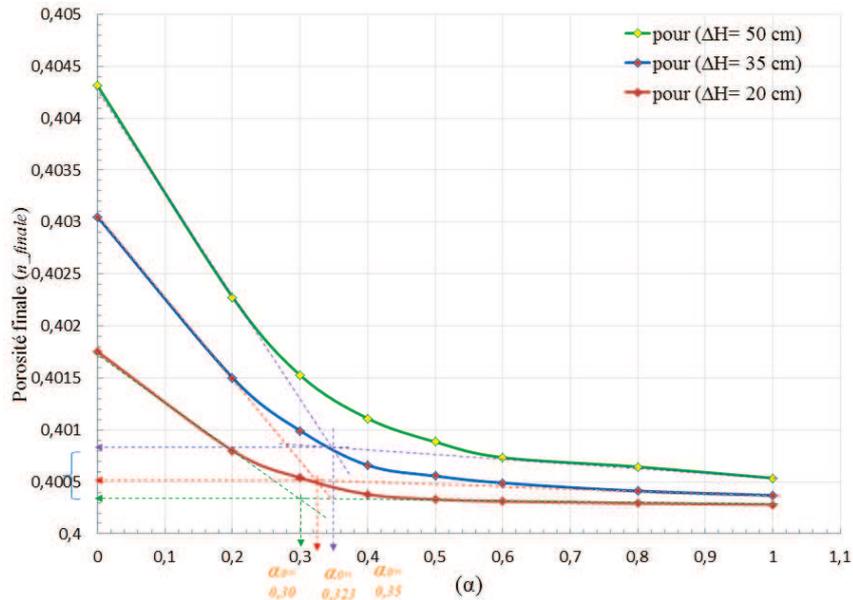


Figure 5- 15 Evolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction du paramètre (α) pour différente valeur de (ΔH)- état érosion- modélisation 3D

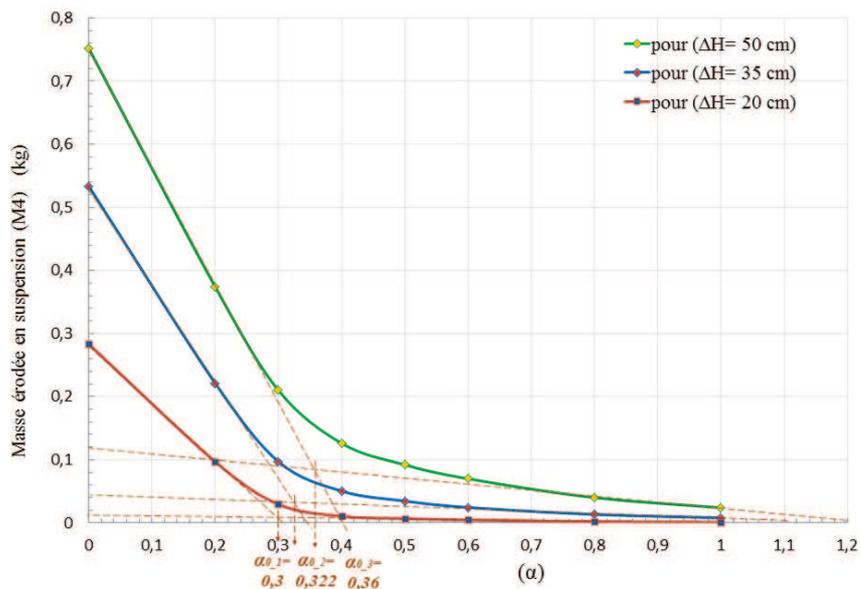


Figure 5- 16 Evolution de la masse érodée en suspension ($M4$) en fonction du paramètre (α) pour différente valeur de (ΔH)- état érosion- modélisation 3D

Dans ces figures, nous observons clairement une chute dans ces courbes, ce qui signifie qu'à partir d'une certaine valeur de (α) (appelée α_0) l'évolution de (n_{finale}) et de ($M4$) tend à se stabiliser et l'effet de (α) tend largement à diminuer. Ce (α_0) peut être considéré comme une valeur moyenne de (α) afin de prédire le seuil moyen de l'initiation de la suffusion. Sans oublier les spécificités de la géométrie et des conditions hydrauliques à l'amont et à l'aval de l'essai en cuve, la modélisation 3D montre une gamme de (α_0) qui varie entre (0,3 et 0,36) (figure 5-16) tandis que la gamme de ce paramètre observée lors de la modélisation 2D se situait plutôt entre 0,43 et 0,545 (figure 4-11). Nous considérons par ailleurs cette différence comme un effet 3D de la géométrie et du réseau de l'écoulement.

5.4.3 EFFET DE PARAMETRE DU MODELE (β)

Afin de montrer l'influence de (β), un état de dépôt du sol est étudié avec une charge hydraulique d'injection de 0,5m à l'amont et une charge hydraulique de pompage de 0,445m à l'aval. Plus précisément, nous avons étudié un cas de dépôt du sol (état stable avec une concentration injectée depuis l'extérieur égale à ($c_0= 40\text{g/l}$)) avec une valeur de ($\alpha= 0,5$) et pour un temps de calcul de 4000 s. Les différentes valeurs de (β) considérées varient entre 0,1 et 0,5.

Nous présentons sur la figure (5-17) les évolutions de la masse globale en suspension (M4), l'évolution de la masse déposée (M3) et l'évolution de la masse injectée (M) en fonction de (β) ainsi que l'évolution de (n_{finale}) en fonction de (β) sur la figure (5-18).

On constate que (β) a une influence sur l'évolution de (M4) et (M3), ce qui se traduit également par une évolution de (n_{finale}). En effet, sur la figure (5-17), si la valeur de (β) augmente, la masse (M3) déposée dans la phase solide augmente alors que la masse (M4) dans la suspension tend à diminuer.

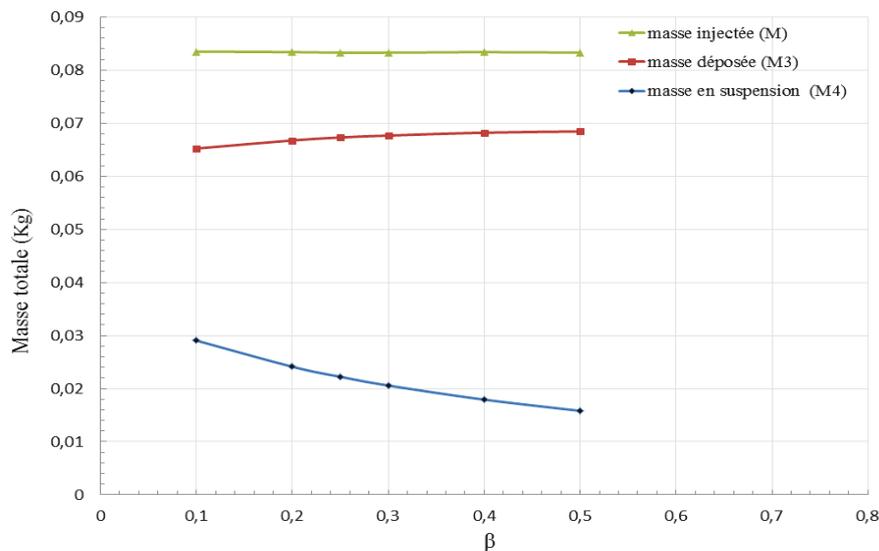


Figure 5- 17 Evolution de la concentration de la masse érodée en suspension (c) en fonction de (β)- état dépôt- modélisation 3D

Cette influence de (β) sur l'évolution de la masse (M3) peut être traduite par l'évolution descendante de la porosité (n_{finale}) qui représente une valeur moyenne de la porosité de l'ensemble du système (cf. figure (5-18)).

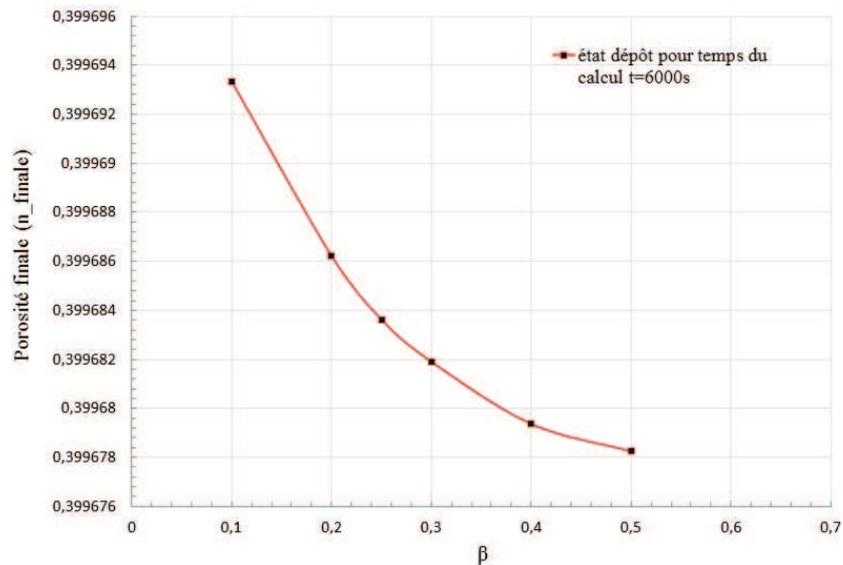


Figure 5- 18 Evolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction de (β)- état dépôt- modélisation 3D

5.5 COMPARISON ET CALIBRATION AVEC LES RESULTATS EXPERIMENTAUX DE L'ESSAI (CET)

Le modèle érosion/dépôt proposé sera dans cette partie validé sur des expériences de référence reflétant les phénomènes étudiés. Pour cela, nous allons utiliser les résultats expérimentaux de l'essai d'érosion transverse (CET) de Nguyen (2013). La figure (5-1) montre le dispositif de cet essai expérimental.

Les résultats obtenus pour deux types de sol suffusif seront considérés : un sol gravelo-sableux (noté S3) et un sol limoneux de l'Isère (noté S4 et S4-a). Nous allons plus exactement calibrer le modèle numérique en utilisant les résultats expérimentaux de la masse érodée sortante (la masse des particules érodées avec l'eau aspirée par la pompe).

5.5.1 COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DU SOL S3

La granulométrie du sol (S3) est constituée de 25% de sable et 75% de gravier avec une porosité initiale de 0,356 (après la saturation), un rapport $(H/F)_{min}$ de 0,67, un rapport de filtre d_{15g}/d_{85f} de 6,21 et un coefficient d'uniformité C_u de 21 (figure 1-20).

Selon Nguyen (2013), cette granulométrie correspond à un sol instable. Les paramètres physiques de ce sol ont été déjà présentés dans le tableau (5-1) avec une perméabilité initiale de $1,0637 \cdot 10^{-10} m^2$.

Lors de l'essai, la charge d'injection (H_I) est à un niveau constant de 0,42m alors que la charge de pompage (H_p) est variable selon la fréquence de la pompe qui passe par paliers successifs de 25Hz à 51Hz. Les pertes de charge entre l'amont et l'aval ($\Delta H = H_I - H_p$) choisis pour la calibration du modèle sont (0,15, 0,19, 0,24, 0,35, 0,39, 0,44) (m),

elles correspondent aux fréquences (25Hz, 27Hz, 29Hz, 33Hz, 37Hz et 41Hz), respectivement. L'évolution en fonction du temps de cette masse a été illustrée dans la figure (1-25). La suffusion est détectée avec la caméra à la fréquence de 27Hz soit pour un $\Delta H = 0,19\text{m}$.

Numériquement, selon l'étude paramétrique expliquée précédemment dans ce chapitre et celle du chapitre (4), la masse en sortie est essentiellement influencée par le coefficient d'érosion (λ) et par le paramètre du modèle (α). A partir de cette conclusion, seules ces valeurs seront calibrées sur les résultats expérimentaux. Pour cela, tout en prenant en compte les paramètres du sol (S3) présentées dans le tableau (5-1), nous réalisons un calcul type pour différentes valeurs de (λ et α). D'ailleurs, les plages de variation considérées pour ces paramètres sont respectivement comprises entre $0,01\text{m}^{-1}$ et $0,06\text{m}^{-1}$ et entre 0,36 à 0,9. Nous fixons les valeurs des autres paramètres de simulation ($\beta = 0,22$, $\xi = 0,4495$, $m = 0,125$), comme il est indiqué dans le tableau (5-5).

Pour un λ de $0,03\text{m}^{-1}$ et un α de 0,36, nous avons trouvé que les résultats numériques sont comparables aux résultats expérimentaux. Les figures (5-19) et (5-20) permettent de confronter les mesures obtenues lors de la modélisation 3D avec les résultats expérimentaux.

La figure (5-19) montre l'évolution au cours du temps de la masse érodée cumulée sortante du système ($M_{\text{cumulée}}$) (numériquement et expérimentalement) pour différentes pertes de charge (ΔH) pour un temps de calcul total ($t = 500\text{ s}$). Sur cette figure, pour un $\Delta H = 0,15\text{m}$, les résultats numériques montre une évolution légère de la masse en sortie qui s'élève jusqu'à 6,03g à la fin du calcul, alors qu'expérimentalement aucune masse n'est mesurée en sortie. En augmentant ΔH , l'évolution de ($M_{\text{cumulée}}$) tend à se conformer à la masse mesurée expérimentalement. Cependant, à partir de $\Delta H = 0,39\text{m}$, cette dernière tend à être supérieure à la masse calculée numériquement.

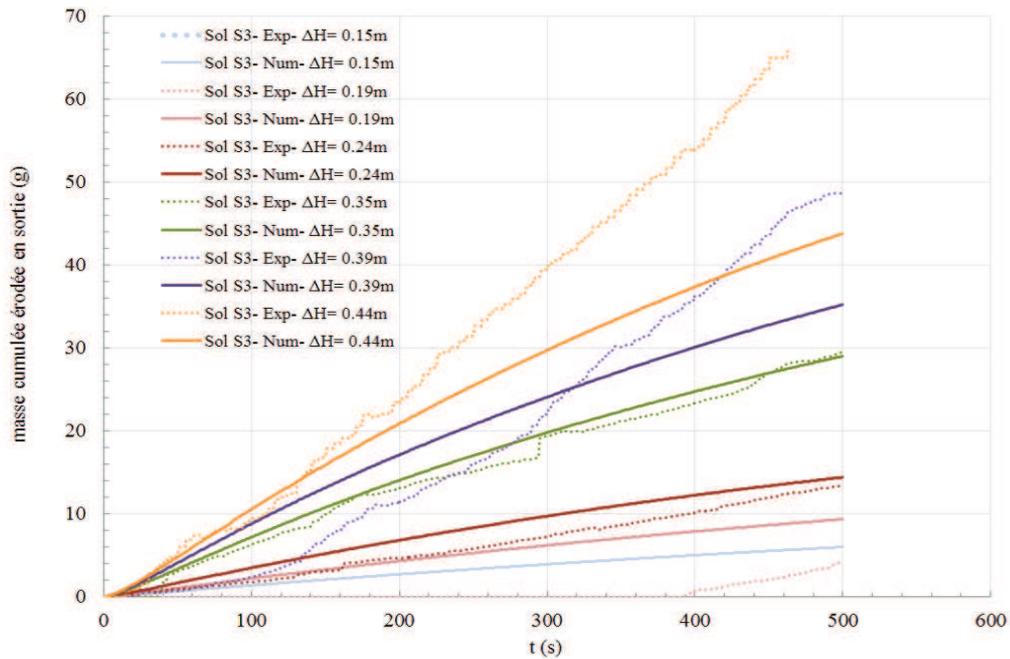


Figure 5- 19 Evolution de la masse des particules érodées en fonction du temps pour différentes perte de charge (ΔH)- Sol (S3)

Afin d'obtenir une image précise, nous présentons dans la figure (5-20) l'évolution de la masse totale érodée en sortie (M_5) en fonction de la perte de charge (ΔH). Sur cette illustration, nous remarquons qu'un petit écart entre les résultats numériques et expérimentaux qui s'élève jusqu'à la valeur de 6,03g pour un $\Delta H = 0,15m$. Il tend ensuite à diminuer à partir de $\Delta H = 0,19m$. Pour un ΔH compris entre 0,24m et 0,35m, cet écart peut être considéré petit (les résultats numériques sont semblables aux résultats expérimentaux). Cependant, à partir de $\Delta H = 0,35m$, l'écart tend à augmenter pour atteindre la valeur 22,2g pour $\Delta H = 0,44m$. L'écart mesure/calcul augmente de 1,02% pour $\Delta H = 0,35m$ à 33.6% pour $\Delta H = 0,44m$, comme il est montré sur la figure (5-20).

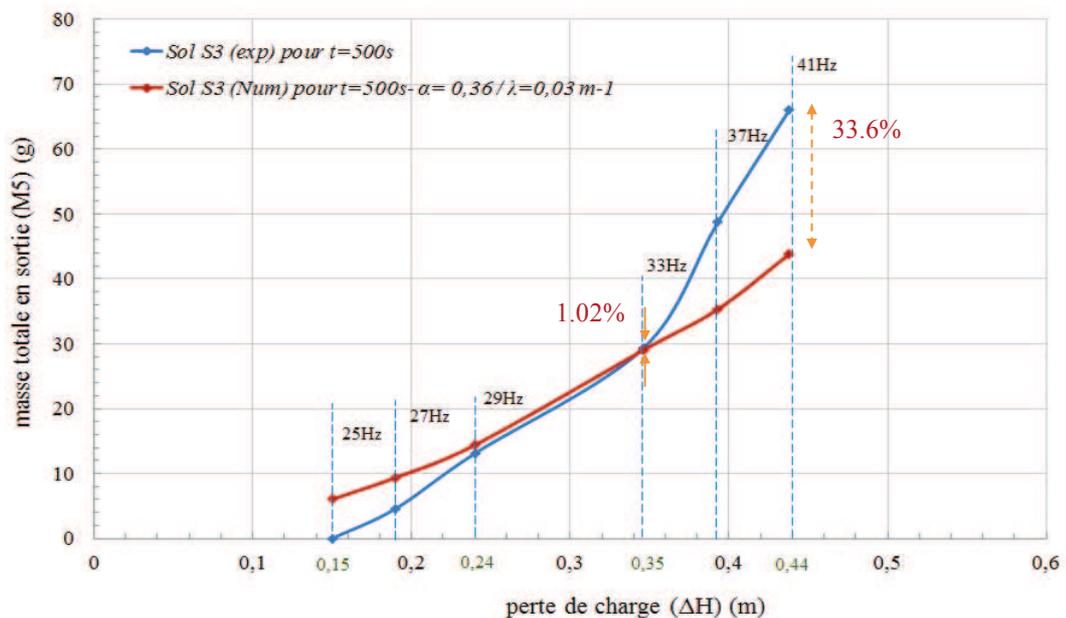


Figure 5- 20 Evolution de la masse totale des particules érodées en fonction de la perte de charge (ΔH)- Sol (S3)

Afin d'expliquer la différence observée entre les deux résultats, il est tout d'abord important de connaître les incertitudes de mesure expérimentale sur les masses des particules récupérées, sachant que Nguyen (2013) ne mesurait pas directement la masse en sortie mais qu'elle était estimée par un calcul montré dans le chapitre 1 (cf. Crosse Erosion Test) et qui reste à développer.

Pour ce faire, dans le tableau (5-7), nous présentons la méthodologie de calcul des incertitudes de mesure sur les masses des particules érodées sortantes suivant la formule de calcul expliquée précédemment dans le chapitre 1 (cf. Essai d'Erosion Transverse) (équations 1-28 et 1-29).

Tableau 5- 7 Les incertitudes de mesure expérimentale sur les masses des particules récupérées

Perte de charge (ΔH) (m)	Débit moyen de pompage (Q_p) (l/min)	Incertitude sur la mesure de (Q_p) (l/s)	Incertitude sur la mesure de la masse des particules érodée sortante (Δm) (g/s)	Incertitude sur la mesure de (Δm) pour 500s (g)
0,15	0,08	2,7E-05	0,047	(+/-) 23,5
0,19	0,117	3,9E-05	0,059	(+/-) 29,5
0,24	0,153	5,1E-05	0,071	(+/-) 35,5
0,35	0,211	7,0E-05	0,09	(+/-) 45
0,39	0,264	8,8E-05	0,108	(+/-) 54
0,44	0,3	1,0E-04	0,12	(+/-) 60

L'analyse de la figure (5-20) montre que, pour les pertes de charge $\Delta H= 0,35m$ et $\Delta H= 0,44m$, l'écart observé de la masse en sortie entre les deux résultats numériques et expérimentaux est 13,4g et 22,2g, respectivement. Sur le tableau (5-7), pour les mêmes pertes de charge (flèches rouges), nous pouvons noter que sur une expérience qui dure 500 s, l'incertitude passe de 0,108g/s et 54g à 0,12g/s et 60g, respectivement. Cela peut expliquer la différence observée entre les résultats expérimentaux des particules érodées en sortie et les résultats obtenus lors de la modélisation 3D de l'essai en cuve.

De plus, lors de l'essai expérimental, pour une fréquence supérieure à (33Hz) qui est équivalente à $\Delta H= 0,35m$, il est possible que le régime de l'écoulement soit passé d'un régime laminaire à turbulent, ce qui peut être introduit par l'augmentation de la conductivité hydraulique ($\tan(\theta)=K$ (m/s)), comme il est montré sur la figure (5-21). Dans ce but, il nous faut calculer le nombre de Reynolds (Re) pour le sol S3, qui s'exprime par ($Re=u.d.\rho_f/\mu$) avec u la vitesse de l'écoulement dans le milieu poreux, d le diamètre des grains du sol (considéré égal au diamètre moyen de la gamme des grains de la courbe granulométrique du sol S3, illustrée dans la figure (5-21)) et ρ_f la masse volumique d'eau et μ la viscosité dynamique d'eau.

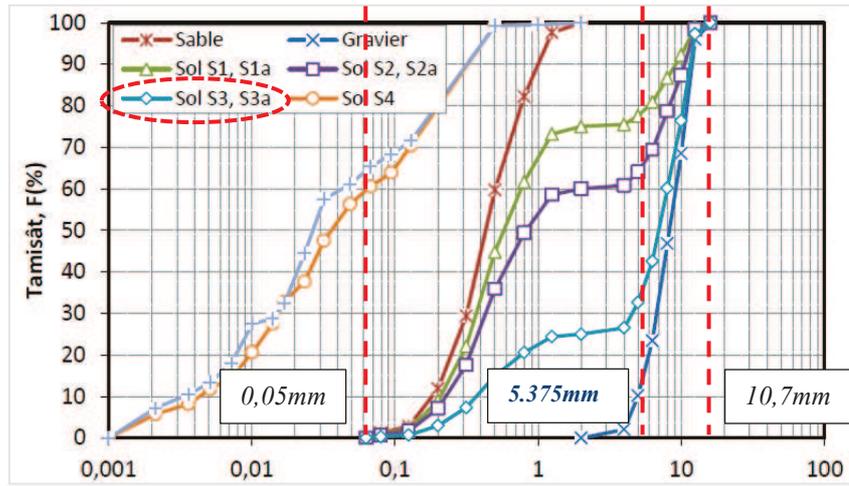


Figure 5- 21 Granulométries des sols testés (CET)- Nguyen (2013)

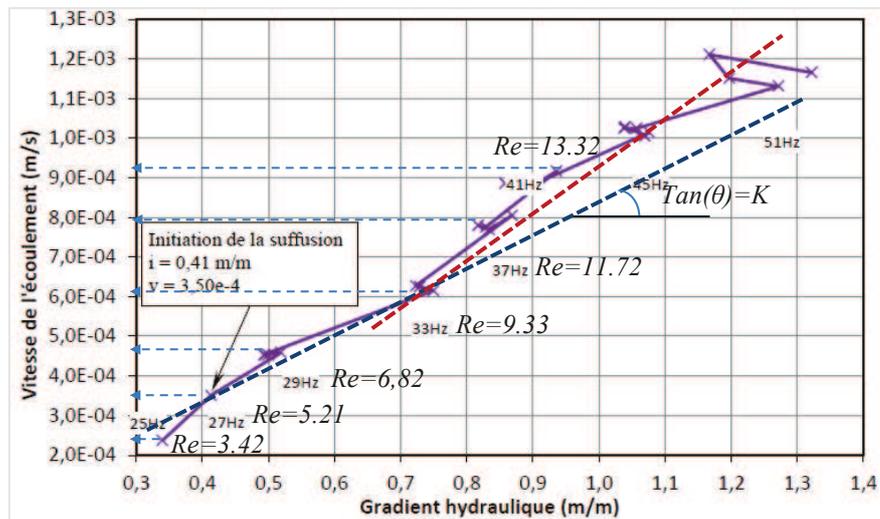


Figure 5- 22 Vitesse de l'écoulement en fonction du gradient hydraulique – S3- (Nguyen 2013)

En effet, dans un milieu poreux, pour une valeur de (Re) inférieure ou égale à 10, le régime de l'écoulement est laminaire et la loi de Darcy est valable. Sinon, le régime de l'écoulement est turbulent et la loi de Darcy n'est plus valable (cf. les limites de la loi de Darcy sur la figure (1-14)).

Avec un ($d= 5,375\text{mm}$) et ($\rho_f= 998,6\text{kg/m}^3$), ($\mu=0,001002 \text{ Pa.s}$) et les valeurs de la vitesse de l'écoulement mentionnées dans la figure (5-22) (flèches bleues pointées), les valeurs du nombre de Reynolds (Re) sont comprises entre 3,42 et 13,32 (tableau 5-8).

Tableau 5- 8 Nombre de Reynolds pour les différentes valeurs de ΔH - Sol S3

ΔH (m)	0,15	0,19	0,24	0,35	0,39	0,44
Re	3,42	5,21	6,82	9,33	11,72	13,32

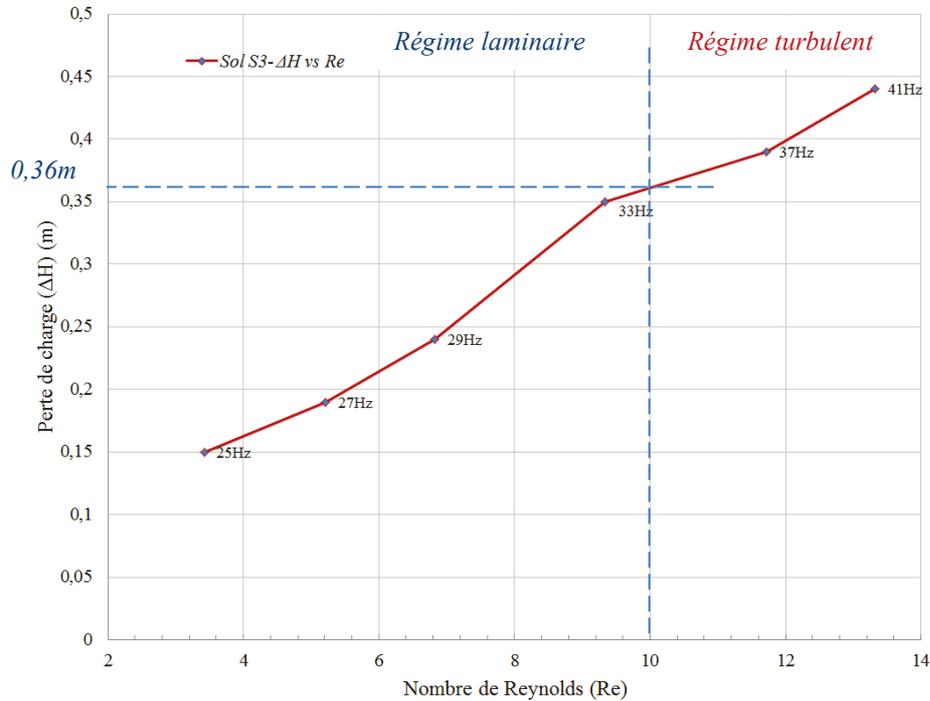


Figure 5- 23 Perte de charge en fonction de nombre de Reynolds (Re)- Sol S3

La figure (5-23) nous montre les zones d'un régime laminaire ou turbulent de l'écoulement pour le sol S3. Sur cette figure, nous remarquons que, à partir de $\Delta H = 0,36m$, (Re) est bien supérieur à 10 soit un régime d'écoulement turbulent. Ce qui peut expliquer l'écart croissant à partir de cette valeur de charge entre les résultats numériques et expérimentaux montrés sur la figure (5-20).

Pour un sol gravelo-sableux tel que le sol (S3), le modèle proposé montre une bonne concordance avec les résultats expérimentaux.

5.5.2 COMPARAISON AVEC LES RESULTATS DES SOLS (S4 et S4-a)

Les sols (S4) et (S4-a) sont des sols naturels et correspondent à un limon de l'Isère avec une granulométrie continue. Respectivement, la porosité n après la saturation du matériau est de 0,37 et 0,36, le coefficient C_u est de 14,85 et 14,74, le rapport $(H/F)_{min}$ est de 2 et 1,81, le rapport de filtre est de 4,79 et 3,1. Selon Nguyen (2013), cette granulométrie correspond à un sol suffusif. Les paramètres physiques des sols (S4) et (S4-a) ont été précédemment présentés dans les tableaux (5-2) et (5-3), respectivement.

Pour l'essai effectué sur le sol S4, la charge d'injection est conservée à un niveau constant égal à 0,52m. La charge de pompage varie selon la fréquence de la pompe. Les

pertes de charge entre l'amont et l'aval ($\Delta H = H_I - H_p$) choisies pour la calibration du modèle sont (0,38, 0,48, 0,64, 0,72) (m), ce qui correspond aux fréquences de la pompe (27Hz, 29Hz, 33Hz et 37Hz), respectivement.

Numériquement, dans les plages de (λ et α) analysées qui sont respectivement comprises entre $0,05\text{m}^{-1}$ et 1m^{-1} et entre 0,2 et 0,5 et tout en prenant en compte les paramètres du sol (S4) présentés dans le tableau (5-2) et les variables du modèle présentées dans le tableau (5-4), nous réalisons un calcul type pour différentes valeurs de (λ et α) tout en fixant les valeurs des autres paramètres de simulation ($\beta = 0,22$, $\xi = 0,4495$, $m = 0,125$).

En effet, lorsque la perméabilité du sol (S4) (sol très fin) est très faible (de l'ordre de $10,535 \cdot 10^{-13}\text{m}^2$), la vitesse de l'écoulement mesurée par la loi de Darcy est faible. De ce fait, la vitesse d'érosion (u_{er}) au niveau de la crépine de pompage est faible aussi de l'ordre de 10^{-7}m/s pour un $\Delta H = 0,72\text{m}$ avec un régime laminaire de l'écoulement (figure 5-25). Pourtant, nous avons trouvé que les meilleurs résultats numériques qui peuvent être comparables aux résultats expérimentaux correspondent à la valeur maximale de λ qui est égale à 1m^{-1} et une valeur de α qui est égale à 0,2 (figure 5-24) qui donnent le maximum de particules sortantes du système.

Dans la figure (5-24), nous montrons l'évolution au cours du temps de la masse érodée cumulée sortante du système ($M_{\text{cumulée}}$) pour le sol S4 pour différentes pertes de charge (ΔH) et pour un temps de calcul ($t = 1000\text{s}$). Pour un $\Delta H = 0,38\text{m}$, nous trouvons que les résultats numériques montre une augmentation de la masse sortante alors qu'aucune masse de sortie est n'observée expérimentalement. Pour $\Delta H = 0,48\text{m}$, la masse totale des particules en sortie tend à être comparable à la masse mesurée lors de l'expérience.

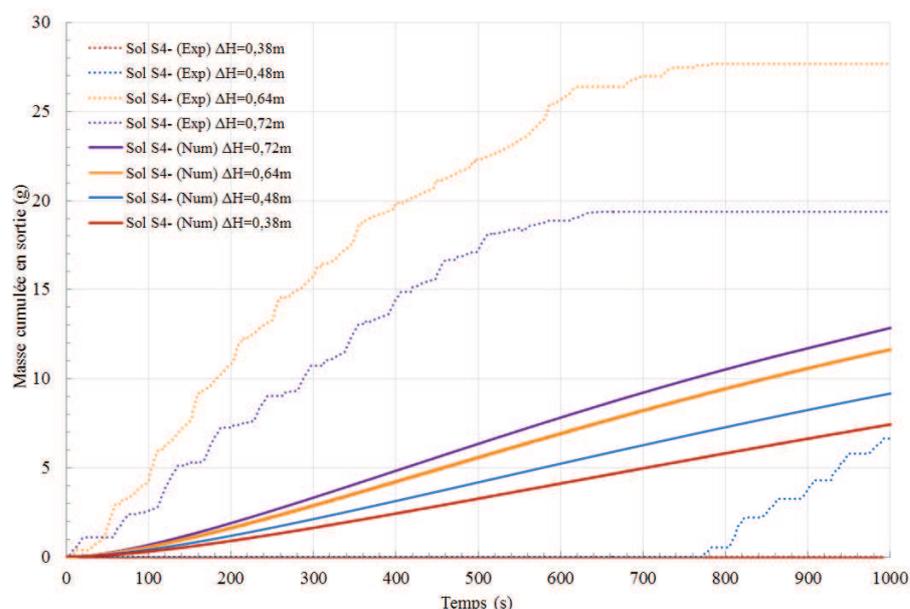


Figure 5- 24 Evolution de la masse des particules érodées en fonction du temps pour différente perte de charge (ΔH)- Sol (S4)

Par ailleurs, la figure (5-26) nous montre l'évolution de la masse totale des particules sortantes (M5) en fonction de la perte de charge (ΔH) pour les deux sols (S4 et S4-a) et pour un temps de 1000 s. Pour ce type de sol, nous remarquons clairement que les résultats expérimentaux ne montrent pas la même évolution si ce n'est pour une perte de charge égale à 0,56m où cette évolution est identique. La différence entre les deux résultats expérimentaux peut être liée à l'incertitude de mesure du débit de pompage utilisé lors de l'essai, pour des vitesses d'écoulement faibles avec un régime d'écoulement laminaire, comme illustré dans la figure (5-25). Cette différence n'est donc pas liée à la nature du régime d'écoulement.

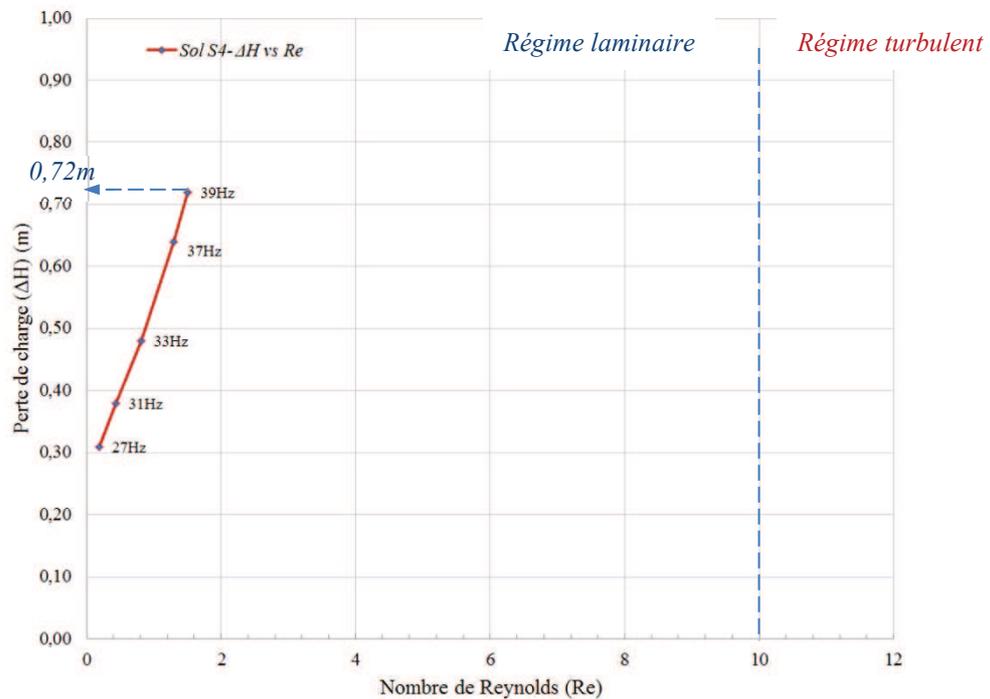


Figure 5- 25 Perte de charge en fonction de nombre de Reynolds (Re)- Sol S4

En effet, pour un ($\Delta H= 0,38m$), la masse totale en sortie mesurée numériquement s'élève jusqu'à 7,44g à la fin du calcul alors que, expérimentalement, cette masse est nulle pour les deux sols testés. Ensuite, pour un $\Delta H= 0,48m$, l'écart diminue jusqu'à 2,58g (28,1%) pour le sol S4 alors qu'il augmente jusqu'à 9,18g pour le sol (S4-a). Pour un $\Delta H= 0,56m$, l'écart observé entre les résultats numériques et expérimentaux des deux sols atteint une valeur d'environ 6,95g (39,8%).

Cependant, à partir de cette perte de charge, l'écart tend à diminuer jusqu'à 1,13g (1,02%) pour le sol (S4-a) pour un $\Delta H= 0,72m$. Alors que cet écart atteint une valeur maximale de 16g (57,7%) pour le sol S4 pour un $\Delta H= 0,64m$ et puis il tend à diminuer jusqu'à 6,51g (33,4%) pour un $\Delta H= 0,72m$. Les résultats numériques tendent à être comparables aux résultats expérimentaux du sol S4-a à partir de $\Delta H= 0,56m$. De manière

générale, nous notons que l'évolution numérique de la masse M5 tend à être linéaire en fonction de ΔH .

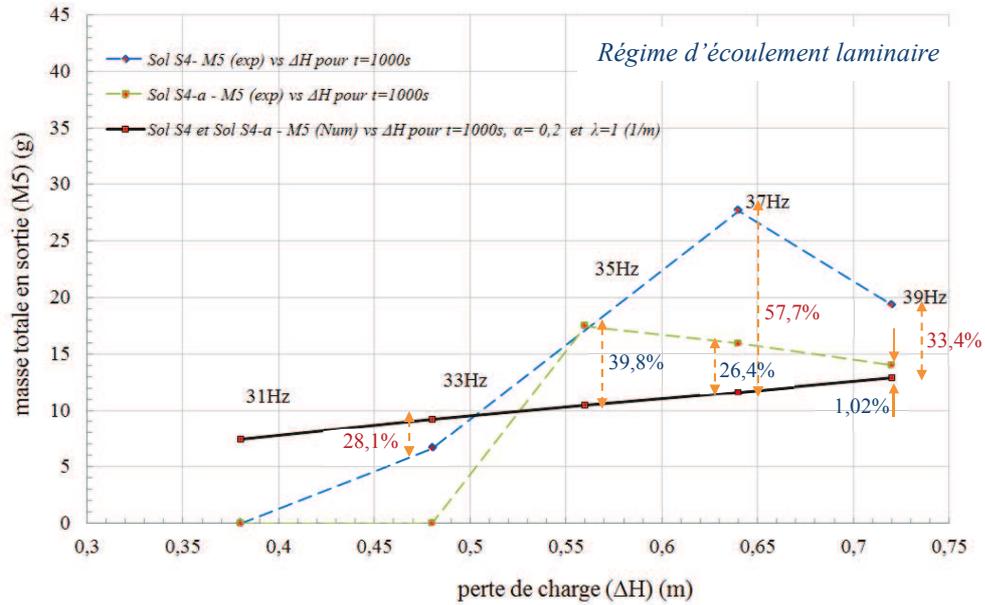


Figure 5- 26 Evolution de la masse totale des particules érodées en fonction de la perte de charge (ΔH) - Sol (S4)

Pour un sol limoneux (sol très fin) tels que les sols (S4) et (S4-a) avec une faible perméabilité, le modèle proposé montre globalement des concordances avec les résultats expérimentaux en termes de la masse totale sortante du système. D'ailleurs, à partir de perte de charge ($\Delta H=0,56\text{m}$), les résultats numériques tendent à être comparables aux résultats expérimentaux du sol (S4-a).

5.6 CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, une modélisation 3D couplée constituée des 3 mécanismes érosion/transport/dépôt est réalisée afin de donner une résolution plus précise de la suffusion. Les résultats de la simulation montrent qu'une zone de forte vitesse se développe autour des deux crépines d'injection et de pompage en relation avec la charge imposée.

Lors de l'étude paramétrique réalisée dans ce chapitre, nous avons montré que l'évolution de (n_{finale}) et l'évolution de la masse érodée en suspension (M4) en fonction de (α) peut être analogue à ce qui a été observé lors la modélisation 2D (chapitre 4). Dans la modélisation 3D, nous avons montré la capacité du modèle 3D à reproduire les mêmes mécanismes d'érosion et de dépôt que ceux obtenus lors de la modélisation 2D (chapitres 3 et 4).

Le modèle proposé de l'érosion/dépôt est validé avec les résultats expérimentaux de deux types de sol : un sol gravelo-sableux (S3) et un sol limoneux (S4 et S4-a) obtenus par Nguyen (2013). Le coefficient d'érosion (λ) de $0,03 \text{ (m}^{-1}\text{)}$ et le paramètre du modèle (α) de $0,36$ permettent de simuler correctement l'évolution de la masse érodée en fonction du temps pour l'expérience (CET), pour le sol S3. Les meilleurs résultats numériques des masses érodées étant alors comparables à celles calculées à rebours à partir des résultats expérimentaux, sont trouvés avec un ($\lambda= 1\text{m}^{-1}$) et un ($\alpha= 0,2$), pour le sol limoneux.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS GENERALES

L'érosion interne est l'une des principales causes de rupture d'ouvrages en terre. La compréhension de ce phénomène nécessite une étude approfondie des interactions eau - sol. Un écoulement hydraulique peut en effet induire une migration de particules, ce qui provoque une modification des propriétés mécaniques et hydrauliques. La perméabilité de l'ouvrage en terre peut ainsi être localement considérablement modifiée. La modification progressive de la structure du matériau menée par la suffusion peut être à l'origine de la rupture de l'ouvrage. Les causes de ces désordres sont complexes car ils mettent en jeu de nombreux phénomènes.

La recherche exposée dans cette thèse a donc eu pour but d'étudier la susceptibilité des sols à la suffusion. Dans ce cadre, la démarche scientifique adoptée a été la suivante :

- Etude bibliographique expérimentale et théorique couvrant les domaines hydraulique et géotechnique dont les critères et les différentes approches de modélisation numérique des mécanismes de la suffusion ;
- Présentation du modèle érosion/dépôt proposé (bien adapté au phénomène de la suffusion) ;
- Discussion des résultats obtenus (modélisation en 2D) ;
- Réalisation d'une étude paramétrique ;
- Simulations numériques 3D permettant de reproduire dans un sol un état d'érosion et un état de dépôt avec le modèle géométrique de l'essai « Cross Erosion Test » ;
- Confrontation du modèle proposé avec les résultats expérimentaux de Nguyen (2013).

L'étude bibliographique a mis en évidence les différentes approches entre hydrauliciens et géotechniciens ainsi que leur complémentarité. Au niveau numérique, on trouve beaucoup de modèles analytiques et numériques mais rares sont ceux qui prennent en compte l'arrachement des particules, leur transport et leur dépôt éventuel (par un processus de colmatage ou pour des vitesses d'écoulement suffisamment faibles).

Nous avons donc cherché à concevoir un prototype permettant d'atteindre cet objectif. Pour cela, en se basant sur une loi d'écoulement de type Darcy, sur la loi d'érosion de Papamichos et al. (2001) modifiée par Bendahmane (2005) et sur une loi d'évolution de la viscosité de fluide (relation d'Einstein), nous avons développé une nouvelle approche hydromécanique de la suffusion. Deux approches ont été discutées. La résolution

numérique du problème est réalisée par la méthode des éléments finis à l'aide de l'outil de modélisation Comsol-Multiphysics version 3.4b qui nous a permis de résoudre le modèle multiphysique.

Afin de vérifier l'efficacité du modèle proposé à reproduire les aspects transitoires et dynamiques du phénomène de suffusion, 5 cas différents ont été réalisés pour les deux approches du modèle de suffusion. Les résultats obtenus montrent que le modèle a réussi à :

- reproduire le mécanisme d'érosion en présentant l'évolution spatiale et temporelle de la porosité (n) et de la perméabilité (k). Nous pouvons d'ailleurs remarquer que les zones suffusives se concentrent dans les zones à forte vitesse (entre l'amont et l'aval).
- montrer le mécanisme de dépôt en indiquant les zones potentielles de dépôt où la vitesse de l'écoulement est devenue faible. Ce phénomène peut se traduire par la diminution partielle et temporelle de la concentration des particules érodées en suspension et de la porosité du milieu.

Par ailleurs, l'étude paramétrique, réalisée sur une géométrie en 2D, nous a permis de montrer l'influence des différents paramètres physiques et numériques du modèle sur les principales variables du modèle. Les résultats montrent qu'il y a des paramètres qui ont une influence importante sur l'évolution des variables du modèle tels que (α et λ), alors que certains paramètres n'ont aucune influence significative sur l'évolution de ces mêmes variables tel que le pas de calcul (Δt).

En utilisant les équations du modèle proposé et afin de reproduire un cas d'expérience, une modélisation 3D sur la géométrie d'un dispositif récent appelé (Essai d'Erosion Transverse), a été réalisée et présentée dans la dernière partie de cette thèse. Les résultats de cette modélisation 3D et la validation du modèle par confrontation avec des résultats d'expériences de référence mobilisant les différents phénomènes étudiés d'érosion interne par suffusion. De plus, lors de la modélisation, l'influence du comportement du système filtre-sol est prise en compte. Nous avons donc été capables de mesurer l'évolution au cours du temps de la masse érodée cumulée sortante grâce au terme du flux convectif de la concentration des particules érodées en sortie de l'équation de transport.

PERSPECTIVES

Les perspectives pour ce travail sont encore larges car le problème de l'érosion dans l'ouvrage hydraulique est un phénomène délicat en géotechnique. Il est lié avec deux comportements différents l'un sur la partie fluide l'autre sur la partie solide (sol) qui sont

traités numériquement par les méthodes particulières. Nous pouvons proposer des perspectives concernant l'aspect expérimental et numérique.

En ce qui concerne les perspectives au niveau expérimental notamment l'essai (CET) (les résultats obtenus ayant été utilisés pour la validation du modèle numérique) :

- Dans cet essai, la charge hydraulique d'injection est constante alors que la charge de pompage est variable suivant la fréquence de la pompe. En effet, la surface du sol étant libre dans la cuve de l'essai (CET) (et soumis à la pression atmosphérique ($p = p_{atm}$)), le niveau d'eau au-dessus du sol fixé au départ à 2cm et utilisé pour mener la saturation du sol, diminue en augmentant le débit de pompage au-dessus du débit constant d'injection. Pour éviter ce phénomène, nous proposons la mise en place d'un couvercle avec joint silicone sur la partie supérieure de la cuve d'essai ce qui permet de conserver l'équilibre de masse de l'eau injectée et pompé lors de l'essai.
- Pour valider à la fois le dispositif expérimental de CET que l'approche numérique proposée, la réalisation d'essais in situ avec le CET est nécessaire.

Concernant les aspects numériques, nous pouvons proposer les perspectives suivantes :

- Afin de montrer plus précisément l'aspect de dépôt et notamment de colmatage, une approche complémentaire, mais discrète et sans doute plus locale (*couplage éléments discrets/ éléments finis*), serait de considérer le transport de particules dans un milieu poreux dont la géométrie est décrite à l'échelle des pores. Des modifications de cette géométrie (maillage mobile) en fonction des zones d'arrachement ou de rétention des particules sont alors requises. Dans Comsol multiphysics, cette approche locale peut aussi s'effectuer avec une concentration continue.
- Dans notre étude, nous avons utilisé une charge hydraulique constante imposée à l'amont et à l'aval. Pouvoir imposer une chronique de charge hydraulique au sein du calcul est nécessaire afin de représenter le cas réel pendant une crue.
- Une réévaluation du domaine de calcul (modèle géométrique) et des paramètres du modèle tels que le coefficient d'érosion (λ) et le paramètre de réduction (α), seront nécessaires pour obtenir des résultats acceptables avec un temps de calcul plus important, puisque c'est un phénomène qui se forme progressivement et sur de longues périodes de temps.
- Nous avons utilisé le code d'un logiciel commercial appelé (Comsol multiphysics), le développement d'un code spécifique qui contient les équations du modèle proposé, permettrait-il d'obtenir des résultats plus comparables aux résultats expérimentaux?

Dans la future étude, il serait également intéressant d'étudier un cas réel (géométrie d'un barrage ou une digue pendant une période de crue) avec les équations du modèle proposé afin d'obtenir des résultats qui assure un bon compromis entre la précision des résultats numériques et expérimentaux.

LISTE DE NOTATIONS

Notation	Définition
γ'	Poids volumique déjaugé du sol
γ_w	Poids volumique de l'eau
i_{ct}	Gradient hydraulique de Terzaghi
h' et h''	Facteurs d'uniformité conditionnels
C_u	Coefficient d'uniformité
d_{10}	Taille des particules correspondant sur la courbe granulométrique à 10% du tamisât
d_{15}	Taille des particules correspondant sur la courbe granulométrique à 15% du tamisât
d_{60}	Taille des particules correspondant sur la courbe granulométrique à 60% du tamisât
d_{90}	Taille des particules correspondant sur la courbe granulométrique à 90% du tamisât
D	Diamètre de grain particulier qui correspond au point de la discontinuité de la courbe granulométrique du sol
$F=F(D)$	Pourcentage en masse des grains de diamètre inférieur à un diamètre de grain particulier D .
$H=F_{(4D)}-F_{(D)}$	Pourcentage en masse des grains avec des diamètres entre D et $4D$
S_0	Point de division de la courbe granulométrique
$d_{15,g}$	Diamètre à 15% du tamisât de la partie grossière
$d_{85,f}$	Diamètre à 85% du tamisât de la partie fine
FC	Contenu des fines
i_{ch}	Gradient critique d'initiation de la suffusion
i_c	Gradient critique de suffusion du sable
K	conductivité hydraulique du sol
k	Perméabilité intrinsèque du milieu
Re	Nombre de Reynolds
τ	Contrainte de cisaillement
ΔP	Gradient de pression
C'_u	Coefficient d'uniformité linéaire
e	Indice de vide du sol
e_{max}	Indice des vides maximal
e_{min}	Indice des vides minimal
O_F	Diamètre des pores du filtre
d_I	Diamètre indicatif des particules du sol
R_R	coefficient de rétention
$\bar{\sigma}'_{vm}$	Contrainte effective dans la partie grossière
Δz	Hauteur de la couche de sol

σ'_{t0}	Contrainte effective à la tête de la couche de sol
σ'_{b0}	Contrainte effective à la base de la couche de sol
d_0	Diamètre du tube capillaire moyen de la fraction grossière
S1 et S1-a	Sol sablo-gravier (75% sable et 25% gravier)
S2 et S2-a	Sol sablo-gravier (60% sable et 40% gravier)
S3 et S3-a	Sol gravelo-sableux (25% sable et 75% gravier)
S4 et S4-a	Limon de l'Isère
$M_{cumulée}$	Masse cumulée des particules érodées en sortie
M_i	Masse mesurée sur la balance pour $t=i$ (sec)
M_0	Masse mesurée sur la balance pour $t=0$ (sec)
V	Volume totale du sol
n	Porosité
m_f	Masse de liquide
m_s	Masse des solides
m_{fs}	Masse des particules solides fluidisées
V_f	Volume de fluide
V_s	Volume solide
V_{fs}	Volume des particules solides fluidisées
V_v	Volume des vides
ρ_s	Masse volumique solide
ρ_{fs}	Masse volumique des particules solides fluidisées
c	Concentration des particules solides fluidisées (érodées) dans les pores
$v_i^{(1)}$	Vitesse de la phase solide au niveau des pores
$v_i^{(2)}$	Vitesse de la phase liquide au niveau des pores
$v_i^{(3)}$	Vitesse de la phase solides-fluidisées au niveau des pores
$u_i^{(1)}$	Vitesse des solides
$u_i^{(2)}$	Vitesse du fluide
$u_i^{(3)}$	Vitesse des particules fluidisées
u_i	Vitesse du mélange fluide-particules (vitesse de Darcy)
ρ^1	Masse volumique de la phase solide
ρ^2	Masse volumique de la phase fluide
ρ^3	Masse volumique de la phase solides-fluidisées
ρ_{mix}	Masse volumique totale du mélange (fluide-particules)
$m^{(1)}$	Taux de masse solide produite par unité de volume
$m^{(3)}$ ou (\dot{m})	Terme de génération de la masse solide

k_c	Paramètre de perméabilité indépendant de la porosité
\dot{m}_{er}	Taux de la masse érodée
\dot{m}_{de}	Taux de la masse déposée
u	Vitesse de Darcy ou vitesse de l'écoulement
v	Vitesse moyenne de l'écoulement dans les pores
d_g	Diamètre caractéristique des grains
d_p	Diamètre des particules en suspension
K_B	Constante de Boltzman
T	Température
D_d	Coefficient de diffusion
D_e	Coefficient de diffusion effectif
ω	Tortuosité du milieu
α_L	Coefficient de dispersivité longitudinale
D_D	Coefficient de dispersion mécanique
D_h	Dispersion hydrodynamique
c_{cr}	Valeur critique de la concentration
ψ	Rétention des particules
λ_d	Coefficient de filtration
λ_0	Valeur initiale du coefficient de filtration (coefficient empirique)
C_o	Créneau de suspension de concentration
C_L	Concentration en sortie
K_{dep}	Coefficient de dépôt
η	Efficacité de capture d'un collecteur
I_d	Flux global massique de rétention
r_c	Rayon du collecteur
α_{ec}	Efficacité de collision
η_D	Efficacité de capture par diffusion brownienne
η_G	Contribution de la gravité
η_I	Rétention par interception
μ	Viscosité de fluide
L_m	Longueur du milieu poreux
p	Pression des pores
p_{atm}	Pression atmosphérique
H_p	Charge de pression
H	Charge hydraulique

n_0	Porosité initiale
k_0	Perméabilité intrinsèque initiale
K_0	Conductivité hydraulique initiale du sol
μ_0	Viscosité initiale du fluide
g	Accélération de la pesanteur
μ_{mix}	Viscosité du mélange fluide-particules érodées
μ_0	Viscosité initiale
λ	Coefficient d'érosion
u_{er}	Vitesse d'érosion
u_{de}	Vitesse de dépôt
u_{ct}	Valeur critique de la vitesse de Darcy
β	Paramètre du modèle pour déterminer le seuil de dépôt
α	Paramètre du modèle pour déterminer le seuil d'érosion ou Facteur de réduction
u_{sler}	Vitesse de seuil de d'érosion
u_{sldc}	Vitesse de seuil de dépôt
n_{final}	Porosité finale
m_{pe}	Masse des particules érodées
λ_{de}	Coefficient de dépôt
c_{vcr}	Concentration critique du colmatage
c_m	Concentration massique des particules érodées
$u_{sldc(c,m)}$	Vitesse modifiée de seuil de dépôt
m	Paramètre empirique sans dimensions
S	Terme de source de concentration
R	Terme de dépôt des particules en suspension
L_f	Longueur du filtre
c_s	Concentration en sortie
M_{s0}	Masse solide des grains
M_{sn}	Masse solide des grains pendant l'érosion ou dépôt
V_{sn}	Volume solide des grains pendant l'érosion ou dépôt
c_0	Concentration injectée depuis l'extérieur
p_0	Valeur initiale de la pression
H_{p0}	Valeur initiale de la charge de pression
H_0	Valeur initiale de la charge hydraulique
H_1	Charge hydraulique à l'amont
H_2	Charge hydraulique à l'aval

$dl.H_p$	Charge de pression de l'interface de Darcy
$dl.H$	Charge hydraulique de l'interface de Darcy
$dl.u$ et $dl.v$	Composantes du vecteur vitesse de Darcy
u_2	Variable dépendante
$e_a, d_a, \alpha_a, \gamma_a$, et β_a	Coefficients de l'équation différentielle partielle
c_p	Quantité des espèces adsorbées à la phase solide
k_p	Coefficient de distribution
ρ_b	Masse volumique globale du milieu
$u_{moyenne}$	Vitesse moyenne de la vitesse de Darcy
ξ	Paramètre de calage
M1	Masse solide totale initiale
M2	Masse solide totale après l'érosion mesurée à partir de (n_{finale})
M3	Masse en suspension mesurée à partir de (n_{finale}) (érodée ou déposée)
M4	Masse érodée en suspension mesurée à partir de l'intégrale du flux de concentration massique (c) (par Comsol)
M5	Masse totale des particules érodées sortantes du système
c_{max}	Concentration maximale en suspension
α_0	Valeur moyenne de (α)
(H_I)	Charge d'injection (l'amont)
(H_p)	Charge de pompage (l'aval)
ΔH	Perte de charge entre l'amont et l'aval
n'_{finale}	Porosité finale mesurée en supposant que la masse érodée en suspension (M4) et la masse en sortie (M5) (calculées par Comsol) soient correctes
M'4	Masse érodée en suspension mesurée en supposant que la porosité finale (n_{finale}) et la masse en sortie (M5) (calculées par Comsol) soient correctes

LISTE DES ABREVIATIONS

Liste des abréviations	Définition
CFBR	Comité Français des Barrages et des Réservoirs
ADIDR	Association syndicale Départementale Isère Drac Romanche
ERINOH	ERosion INterne dans les Ouvrages Hydrauliques
CET	Cross Erosion Test (anglais), Essai d'érosion transverse (français)

LISTE DES FIGURES

Figure 1 Vue aérienne oblique d'Arles en décembre 2003	10
Figure 2 Une partie de la digue du Drac à Fontaine (2009)	11
Figure 1- 1 Schéma représentatif des divers phénomènes initiateurs de l'érosion interne dans un barrage (adapté de Brauns et Schuler, 1993).....	17
Figure 1- 2 Les facteurs principaux de l'initiation de l'érosion interne (adapté de Garner et Fannin, 2010)	19
Figure 1- 3 Types de gradation des sols qui sont intérieurement instable et sensibles à la suffusion (Foster and Fell 2000)	20
Figure 1- 4 Phénomène de la boulangerie ou du renard au pied d'un talus	21
Figure 1- 5 Schéma de l'état interne stable et instable du sol.....	22
Figure 1- 6 La méthode de Burenkova (1993)	23
Figure 1- 7 La méthode de Kenney et Lau (1985)	24
Figure 1- 8 Critère de Kezdi (1979).....	25
Figure 1- 9 Comparaison des critères de Kezdi (1979) et Lau et de Kenney (1985-1986).....	26
Figure 1- 10 Probabilité d'instabilité interne ($FC \geq 10\%$) (Wan et Fell 2004).....	27
Figure 1- 11 Probabilité d'instabilité interne ($FC < 10\%$) (Wan et Fell 2004).....	27
Figure 1- 12 La méthode de Monnet (1998)	28
Figure 1- 13 Gradient critique en fonction du rapport $(H/F)_{min}$ (Nguyen 2013).....	29
Figure 1- 14 Les limites de la loi de Darcy (Holeyman, 2012).....	30
Figure 1- 15 Taux maximal d'érosion en fonction de la contrainte de cisaillement hydraulique et la teneur en argile ($\sigma = 100$ kPa) (Bendahmane et al. 2008).....	31
Figure 1- 16 La méthode du coefficient de l'uniformité linéaire Giroud (2010).....	33
Figure 1- 17 Le critère de rétention d'un filtre en géotextile (Giroud 2010).....	33
Figure 1- 18 Le changement de structure de pores durant le processus de filtration (Lafleur 1999)	34
Figure 1- 19 Taux de rétention en fonction de l'instabilité interne du sol (Lafleur 1999).....	35
Figure 1- 20 Courbes granulométriques des sols testés	37
Figure 1- 21 Schéma de L'essai d'érosion transverse.....	38
Figure 1- 22 L'essai d'érosion transverse. a) tube d'injection ; b) la pompe ; c) réservoir à niveau constant ; d) débit entrant ; e) capteur de pression d'injection ; f) débit sortant ; g) capteur pression de sortie ; h) micro-caméra ; i) balance de précision ; j) éprouvette.....	38
Figure 1- 23 Gradient hydraulique et débit de pompage en fonction du temps – S3- (Nguyen 2013)	39
Figure 1- 24 Vitesse de l'écoulement en fonction du gradient hydraulique – S3- (Nguyen 2013).....	40
Figure 1- 25 Evolution de la masse érodée en fonction du temps (S3)- (Nguyen 2013)	40
Figure 1- 26 Gradient hydraulique et débit de pompage en fonction du temps – a) pour le sol S4, b) pour le sol S4-a - (Nguyen 2013).....	41

Figure 1- 27 Vitesse de l'écoulement en fonction du gradient hydraulique, a) pour le sol S4, b) pour le sol S4-a - (Nguyen 2013).....	41
Figure 1- 28 Evolution de masse érodée en fonction du temps, a) pour le sol S4, b) pour le sol S4-a - (Nguyen 2013).....	42
Figure 2- 1 Le volume élémentaire représentatif (VER).....	47
Figure 2- 2 a) Mécanismes du transport et du dépôt d'une particule en suspension- Bonelli (2012), b) Blocage d'une particule dans un volume mort (Tien 1979)	52
Figure 2- 3 Les facteurs de dispersion longitudinale à l'échelle des pores (Fetter 1993).....	55
Figure 2- 4 La dispersion des espèces avec la distance (la densité de points indique la concentration) (Fetter 1993).....	56
Figure 3- 1 Les zones de la vitesse de l'écoulement.....	66
Figure 3- 2 L'évolution au cours du temps des zones de la vitesse de Darcy face aux modifications de la deuxième approche.....	69
Figure 3- 3 Le coefficient (m) en fonction de la concentration volumique (%)	70
Figure 3- 4 Le volume élémentaire représentatif de sol dans le cas stable	72
Figure 3- 5 Le volume élémentaire représentatif de sol dans le cas d'érosion	73
Figure 3- 6 Le volume élémentaire représentatif de sol en cas de dépôt- l'origine de la concentration en suspension.....	73
Figure 3- 7 Le volume élémentaire représentatif du premier état initial proposé du cas de dépôt - cas d'érosion du sol.....	74
Figure 3- 8 Le volume élémentaire représentatif du deuxième état initial proposé du cas de dépôt- cas stable du sol avec une concentration injectée	74
Figure 3- 9 Géométrie du système en 2D.....	79
Figure 3- 10 Les conditions aux limites pour l'interface de Darcy	83
Figure 3- 11 Les conditions aux limites pour l'interface de transport des espèces	84
Figure 3- 12 Les conditions aux limites pour l'interface (PDE).....	84
Figure 3- 13 Le maillage du modèle géométrique (2D), a) avec une méthode automatique extra fin, b) avec une méthode de Delaunay	85
Figure 3- 14 La valeur de (ζ)- correspondante à l'équilibre de masse - approche 1	89
Figure 3- 15 Le paramètre (ζ) en fonction du coefficient de dispersion (D) (correspondant à l'équilibre de masse)- état érosion- approche 1	91
Figure 3- 16 Cartographie de réseaux de l'écoulement avec la charge hydraulique	92
Figure 3- 17 L'évolution locale de la vitesse de Darcy (u) au cours du temps- état érosion- approche 1	92
Figure 3- 18 a) L'évolution locale de la vitesse de Darcy au cours du temps, b) Cartographie de la vitesse de Darcy pour $t = 8000$ s (zones érodées), c) l'évolution locale de la porosité, d) l'évolution locale de la perméabilité intrinsèque, état érosion-approche 1	93
Figure 3- 19 Evolution de la concentration au cours du temps- état érosion- approche 1	94
Figure 3- 20 a) L'évolution locale de la vitesse de Darcy au cours du temps, b) L'évolution locale de (i) au cours du temps, c) L'évolution locale de (μ) au cours du temps, d) L'évolution locale de la perméabilité au cours du temps- état érosion-approche 1	95

Figure 3- 21 a) L'évolution locale de de (i) au cours du temps, et b) Cartographie du gradient hydraulique pour $t=20000$ s, c) L'évolution locale de la perméabilité au cours du temps, c) L'évolution locale de (μ) au cours du temps- état érosion-approche 1	97
Figure 3- 22 a) L'évolution locale de la porosité du milieu (n) au cours du temps b) Cartographie de la porosité pour $t=20000$ s, temps c) Cartographie du terme d'érosion de la loi d'érosion/dépôt proposé pour $t=20000$ s, d) Cartographie du terme de dépôt de la loi d'érosion/dépôt proposé pour $t=20000$ s - état érosion-approche 1	98
Figure 3- 23 Distribution de la perméabilité intrinsèque au cours du temps (k) (m^2)- état érosion-approche 1	100
Figure 3- 24 a) L'évaluation locale de la concentration massique des particules érodées en suspension (c) (kg/m^3), b) Cartographie de la concentration massique à $t=20000$ s, c) L'évaluation locale de la concentration volumique (c_v), d) Cartographie de la concentration volumique à $t=20000$ s- état érosion-approche 1	101
Figure 3- 25 a) Cartographie du terme d'érosion (S) pour $t=14000$ s, b) Cartographie du terme de dépôt (R) pour $t=14000$ s, c) Cartographie du terme d'érosion (S) pour $t=20000$ s, d) Cartographie du terme de dépôt (R) pour $t=20000$ s- état érosion- approche 1	103
Figure 3- 26 L'évaluation du taux de la masse érodée sortante du système au cours du temps- état érosion-approche 1	104
Figure 3- 27 La masse érodée cumulée en sortie du système au cours du temps- état érosion-approche 1	104
Figure 3- 28 Relation entre le paramètre du modèle (ξ) et le temps de calcul utilisé pour chaque cas étudié- état érosion- approche 1	107
Figure 3- 29 L'évolution de la vitesse de Darcy (u) et l'évolution de (u_{sler}) et l'évolution locale de (u_{slide}) en fonction du temps- état érosion- approche 2.....	109
Figure 3- 30 a) L'évolution locale de la porosité au cours du temps, b) cartographie de la porosité pour $t=20000$ s- état érosion- approche 2.....	110
Figure 3- 31 a) L'évolution locale de la concentration volumique en suspension (c_v), b) Cartographie du terme dépôt de la loi d'érosion/dépôt pour $t=4000$ s, c) Cartographie du terme dépôt de la loi d'érosion/dépôt pour $t=12000$ s, c) Cartographie du terme dépôt de la loi d'érosion/dépôt pour $t=20000$ s- état érosion- approche 2.....	111
Figure 3- 32 a) L'évolution locale de la concentration (c) (c), b) Cartographie de (c) au temps $t=25000$ s, c) Cartographie du terme de dépôt de l'équation de transport (R) pour $t=12000$ s, d) Cartographie de la concentration pour $t=18000$ s - état érosion- approche 2.....	112
Figure 3- 33 Evolution du taux de la masse érodée sortante du système au cours du temps- cas érosion- approche 2	113
Figure 3- 34 La vitesse de l'écoulement au cours du temps, b) Cartographie de (u) pour $t= 24000$ s- état stable- approche 1	116
Figure 3- 35 a) L'évolution de la porosité (n) au cours du temps, b) Cartographie de (n) pour le temps 24000 s- état stable- approche 1	117
Figure 3- 36 a) L'évolution de la perméabilité intrinsèque (k) au cours du temps, b) Cartographie de (k) pour le temps 24000 s - état stable- approche 1	117
Figure 3- 37 a) L'évolution de la concentration des particules solide en suspension (c) au cours du temps, b) Cartographie de (c) pour le temps 24000 s- état stable- approche 1	118
Figure 3- 38 L'évaluation de la masse érodée sortante du système au cours du temps- état stable-approche 1	118
Figure 3- 39 a) L'évolution de la concentration injectée au cours du temps, b) Cartographie de la concentration en suspension pour $t=150000$ s, c) Cartographie de la concentration en suspension	

avec une gamme de 0,001 à 2,8471 kg/m ³ , pour t=20000 s, d) Cartographie de la concentration en suspension avec une gamme de 0,001 à 2,1841) kg/m ³ , pour t=150000 s - état dépôt- approche 2.....	121
Figure 3- 40 a) La vitesse de l'écoulement (u) pour t=20000 s, b) la vitesse (u_{sler}) pour t=20000 s- état dépôt- approche 2.....	122
Figure 3- 41, a) Terme dépôt de l'équation de transport (R) pour t= 20000 s, b) Terme dépôt de l'équation de transport (R) pour t= 150000 s- état dépôt- approche 2.....	123
Figure 3- 42 a) L'évolution de la vitesse de l'écoulement au cours du temps avec l'évolution de (u_{slide}) au cours du temps, b) Cartographie de la vitesse de l'écoulement avec la charge hydraulique (H) pour t= 150000 s- état dépôt- approche 2.....	124
Figure 3- 43 La vitesse de seuil de dépôt (u_{slide}) pour t=20000 s et t=150000 s- état dépôt- approche 2.....	124
Figure 3- 44 Cartographies de la vitesse de Darcy qui est inférieure à (u_{slide}) pour t=20000 s et t=150000 s.....	125
Figure 3- 45 L'évolution de la porosité (n) au cours du temps- état dépôt- approche 2.....	126
Figure 4- 1 Le modèle géométrique 2D et coordonnées des points de mesure.....	130
Figure 4- 2 Evolution locale de la porosité du milieu (n) au cours du temps- point (11) près de l'aval.....	131
Figure 4- 3 a) Cartographie de la porosité du milieu (n) pour $\lambda= 0,05$ (1/m) pour t=3000 s, b) Cartographie de la porosité du milieu (n) pour $\lambda= 0,001$ (1/m) pour t=3000 s.....	132
Figure 4- 4 Evolution de la masse cumulée des particules érodées sortantes en fonction du temps pour différentes valeurs de (λ).....	133
Figure 4- 5 L'évolution de la masse totale en suspension (M4) en fonction du coefficient (λ_{de}) pour un temps de calcul de 50000 s - état dépôt.....	134
Figure 4- 6 L'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction du coefficient (λ_{de}) pour un temps de calcul de 50000 s - état dépôt.....	134
Figure 4- 7 a) Cartographie de la concentration en suspension (c) avec $\lambda_{de}= 0,05$ (m ⁻¹) pour t= 50000 s, b) Cartographie de la concentration en suspension (c) avec $\lambda_{de}= 45$ (m ⁻¹) pour t= 50000 s - état dépôt.....	135
Figure 4- 8 a) Cartographie de la porosité avec $\lambda_{de}= 0,05$ (m ⁻¹) pour t= 3000 s, 9 b) Cartographie de la porosité avec $\lambda_{de}= 54$ (m ⁻¹) pour t= 3000 s - état dépôt.....	135
Figure 4- 9 L'évolution de la vitesse de Darcy et de la vitesse de seuil d'érosion (u_{sler}) au point (11) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (α)- état érosion.....	136
Figure 4- 10 Evolution de la masse cumulée des particules érodées sortant du système en fonction du temps pour différentes valeurs de (α)- état érosion.....	137
Figure 4- 11 L'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction du paramètre (α) pour différentes valeurs de (ΔH)- état érosion.....	138
Figure 4- 12 L'évolution de la masse érodée en suspension (M4) en fonction du paramètre (α) pour différentes valeurs de (ΔH)- état érosion.....	138
Figure 4- 13 L'évolution du paramètre (α_0) en fonction de la perte de charge (ΔH)- cas érosion.....	139
Figure 4- 14 L'évolution de la pente des parties droit et gauche des courbes de l'évolution de (M4) en fonction de la perte de charge (ΔH)- cas érosion.....	140
Figure 4- 15 L'évolution de la vitesse moyenne ($u_{moyenne}$) en fonction du paramètre (α).....	140

Figure 4- 16 L'évolution locale de la vitesse de Darcy et l'évolution locale de (u_{slide}) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (β)- point (5)- état dépôt	141
Figure 4- 17 a) L'évolution locale de la concentration (c) en fonction du temps pour plusieurs valeurs de (β), b) Evolution de la concentration maximale (c_{max}) en fonction de (β)- point (5)- état dépôt.....	142
Figure 4- 18 a) Cartographie de la concentration (c) pour $\beta= 0,1$ pour $t= 50000$ s, b) Cartographie de la concentration pour $\beta= 0,4$ pour $t= 50000$ s - état dépôt.....	142
Figure 4- 19 L'évolution de la concentration de la masse érodée en suspension (c) en fonction de (β)- état dépôt.....	143
Figure 4- 20 L'évolution de la porosité finale (n_{finale}) en fonction de (β)- état dépôt.....	144
Figure 4- 21 Les courbes du seuil de dépôt en fonction de c_v correspondant aux différentes valeurs de m	144
Figure 4- 22 a) Evolution de la vitesse de Darcy et de (u_{slide}) au cours du temps pour différente valeurs du paramètre (m) b) Cartographie de la concentration volumique pour $t=0$ s pour $m=0,14$, c) Cartographie de la concentration volumique pour $t=0$ s pour $m=0,1$, d) Cartographie de la concentration volumique pour $t=0$ s pour $m=0,05$ - point (6)- état érosion	145
Figure 4- 23 La porosité finale en fonction de (m)- état érosion	146
Figure 4- 24 La masse totale érodée en suspension ($M4$) en fonction de (m)- état érosion.....	147
Figure 4- 25 Cartographies du terme de dépôt (R) pour différentes valeurs de (m) pour un temps de calcul de 9000 s- état érosion	147
Figure 4- 26 Cartographie de la viscosité dynamique avec prendre en compte de la loi d'Einstein- état d'érosion.....	148
Figure 4- 27 a) L'évolution locale de vitesse de Darcy (u) en fonction du temps avec et sans prise en compte de la loi d'Einstein pour la viscosité dynamique, b) L'évolution locale du gradient hydraulique (i) en fonction du temps sans et avec prendre en compte de la loi d'Einstein pour la viscosité dynamique- état d'érosion.....	149
Figure 4- 28 L'évolution de (n_{finale}) en fonction du pas du calcul- état érosion.....	151
Figure 4- 29 L'évolution de ($M4$) en fonction du pas du temps- état érosion	151
Figure 4- 30 L'évolution de (n_{finale}) et (n'_{finale}) en fonction de (ξ).....	153
Figure 4- 31 L'évolution de la masse érodée en suspension ($M4$) et ($M'4$) en fonction de (ξ)- état érosion.....	153
Figure 5- 1 L'essai d'érosion transverse a) tube d'injection ; b) la pompe ; c) réservoir à niveau constant ; d) débit entrant D1 ; e) capteur de pression d'injection CP1 ; f) débit sortant D2 ; g) capteur pression de sortie ; h) micro-caméra ; i) balance de précision ; j) éprouvette- (Plé et al 2012)	158
Figure 5- 2 Géométrie de l'essai CET- modélisation 3D	159
Figure 5- 3 Maillage du modèle (46236 éléments)	160
Figure 5- 4 Les frontières du modèle géométrique 3D- Essai (CET)	161
Figure 5- 5 Cartographie de la charge hydraulique- modélisation 3D.....	164
Figure 5- 6 a) Cartographie de la vitesse de l'écoulement pour un temps de calcul $t=1400$ s, b) Section (x,y) la vitesse (u) au niveau de deux crépines d'injection et de pompage pour $t=1400$ s- modélisation 3D	164

Figure 5- 7 a) Cartographie de la vitesse de seuil d'érosion (usler) au plan vertical pour t=1400 s, a) Cartographie de la vitesse de seuil d'érosion (usler) sur le plan horizontal pour t=1400 s- modélisation 3D	165
Figure 5- 8 a) Cartographie de la porosité (n) pour t=1400 s, b) Cartographie de la porosité (n) pour t=1400 s (plan horizontal) - modélisation 3D	165
Figure 5- 9 Cartographie de la concentration (c) pour t=1400 s- modélisation 3D	166
Figure 5- 10 L'évolution au cours du temps de la vitesse de l'écoulement (u) et l'évolution de la vitesse (usler) et la vitesse (uslde) en fonction du temps- état dépôt- Modélisation 3D	167
Figure 5- 11 Cartographie de la concentration des particules en suspension pour le temps 200 s- Coupe à 22cm sur l'axe Z- état dépôt- modélisation 3D	167
Figure 5- 12 Evolution au cours du temps de la porosité (n) au point (1)- état dépôt.....	168
Figure 5- 13 a) Cartographie de la porosité (n) pour t=4000 s, b) Cartographie de la porosité (n) pour t=4000 s (plan horizontal) - modélisation 3D	168
Figure 5- 14 Masse érodée cumulée en sortie- état érosion- Modélisation 3D	170
Figure 5- 15 Evolution de la porosité finale (nfinale) en fonction du paramètre (α) pour différente valeur de (ΔH)- état érosion- modélisation 3D	171
Figure 5- 16 Evolution de la masse érodée en suspension (M4) en fonction du paramètre (α) pour différente valeur de (ΔH)- état érosion- modélisation 3D	171
Figure 5- 17 Evolution de la concentration de la masse érodée en suspension (c) en fonction de (β)- état dépôt- modélisation 3D	172
Figure 5- 18 Evolution de la porosité finale (nfinale) en fonction de (β)- état dépôt- modélisation 3D	173
Figure 5- 19 Evolution de la masse des particules érodées en fonction du temps pour différente perte de charge (ΔH)- Sol (S3).....	175
Figure 5- 20 Evolution de la masse totale des particules érodées en fonction de la perte de charge (ΔH)- Sol (S3).....	175
Figure 5- 21 Granulométries des sols testés (CET)- Nguyen (2013).....	177
Figure 5- 22 Vitesse de l'écoulement en fonction du gradient hydraulique – S3- (Nguyen 2013)	177
Figure 5- 23 Perte de charge en fonction de nombre de Reynolds (Re)- Sol S3.....	178
Figure 5- 24 Evolution de la masse des particules érodées en fonction du temps pour différente perte de charge (ΔH)- Sol (S4).....	179
Figure 5- 25 Perte de charge en fonction de nombre de Reynolds (Re)- Sol S4.....	180
Figure 5- 26 Evolution de la masse totale des particules érodées en fonction de la perte de charge (ΔH)- Sol (S4).....	181

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1- 1 Exemple d'une application simple de l'examen par étapes des mécanismes d'érosion interne (Deroo et al (2010)).....	20
Tableau 1- 2 Les sols testés- Nguyen (2013).....	37
Tableau 2- 1 Liste des expressions proposées dans la littérature pour la fonction de rétention $F(\psi)$ (Tien 1979 cité par Zamani et al 2009).....	57
Tableau 3- 1 Paramètres d'entrée utilisés pour la première approche de la loi d'érosion/dépôt.....	79
Tableau 3- 2 Paramètres d'entrée utilisé pour le modèle développé de la loi d'érosion/dépôt.....	80
Tableau 3- 3 Les variables du modèle pour la première approche.....	81
Tableau 3- 4 Les variables du modèle développé.....	82
Tableau 3- 5 les charges de pression imposées sur les frontières 1 et 6 selon l'état du sol.....	83
Tableau 3- 6 Les cas étudiés- chapitre 3.....	86
Tableau 3- 7 La méthode pour obtenir un équilibre de masse- état érosion- approche 1.....	87
Tableau 3- 8 Méthode pour choisir la valeur la valeur de (ζ) - correspondante à l'équilibre de masse - état érosion- approche 1.....	88
Tableau 3- 9 L'équilibre de masse avec plusieurs valeurs de (ζ) et (D) - état érosion- approche 1.....	90
Tableau 3- 10 La conservation de masse de l'état érosion- approche 1.....	105
Tableau 3- 11 Méthode qui explique l'évolution du paramètre de modèle (ξ) en fonction de temps.....	106
Tableau 3- 12 L'équilibre de masse avec la modification du paramètre (ξ) - état érosion- approche 1.....	107
Tableau 3- 13 La conservation de masse de l'état érosion- approche 2.....	114
Tableau 3- 14 La conservation de masse de l'état stable- approche 1.....	119
Tableau 4- 1 Valeurs de (α_0) et des pentes des courbe de (M_4) pour plusieurs (ΔH)	139
Tableau 4- 2 L'évolution de n_{finale} et de M_4 et de M_5 avec et sans prise en compte de la loi d'Einstein de la viscosité dynamique- état d'érosion.....	150
Tableau 4- 3 La méthode de calculer n'_{finale} et M_4 pour différentes valeurs de (ξ) - état érosion.....	152
Tableau 5- 1 Paramètres physiques d'entrée- Sol S3- essai (CET) (Nguyen 2013).....	161
Tableau 5- 2 Paramètres physiques d'entrée- Sol S4- essai (CET) (Nguyen 2013).....	161
Tableau 5- 3 Paramètres physiques d'entrée- Sol S4-a - essai (CET) (Nguyen 2013).....	162
Tableau 5- 4 Paramètres physiques d'entrée- modélisation 3D.....	162
Tableau 5- 5 Paramètres érosion/dépôt- modélisation 3D.....	162
Tableau 5- 6 Les charges de pression imposées sur les frontières 1 et 2 selon l'état du sol.....	163
Tableau 5- 7 Les incertitudes de mesure expérimentale sur les masses des particules récupérées.....	176
Tableau 5- 8 Nombre de Reynolds pour les différentes valeurs de ΔH - Sol S3.....	178

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aggelopoulos, C. A., Tsakiroglou, C. D. (2007). The Longitudinal Dispersion Coefficient of Soils as Related to the Variability of Local Permeability. *Water Air Soil Pollution*, 185-223.
- Barakat, B. (1991). *Instabilité aux écoulements des milieux granulaires : aspects morphologiques et probabilistes*. Ecole Centrale Paris.
- Bear J, Bachmat Y. (1991). *Introduction to modelling phenomena of transport in porous media*. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht.
- Bear, J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media* (Vol. ISBN:). American Elsevier Publishing Company.
- Benamar A., Wang H.Q., Ahfir N.-D., Alem A., Massei N., Dupont J.-P., (2005). "Effets de la vitesse d'écoulement sur le transport et la cinétique de dépôt de particules en suspension en milieu poreux saturé". 337, 497-504.
- Benamar, A., Ahfir, N., Wang, H., & Alem, A. (2007). Particle transport in a saturated porous medium: Pore structure effects. *Comptes Rendus Geosciences*, 339(10), pp. 674–681.
- Benamar, A., Alem, A., Ahfir, N., Wang, H. (2006). Contribution du transport de particules en suspension à l'érosion interne des sols. *Association Universitaire de Génie Civil (AUGC)*, (pp. 1-8).
- Bendahmane F., Marot D., Alexis A., (2008). "Parametric study of suffusion and backward erosion". *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE*, 134, n°1, 57-67.
- Bendahmane, F. (2005). "Influence des interactions mécaniques eau-sol sur l'érosion interne". *Université de Nantes*.
- Bonelli S, Marot D. (2011). Micromechanical modeling of internal erosion. *Eur J Environ Civ Eng*, 15 (8), 1207–1224.
- Bonelli, S., Marot, D. (2008). On the modelling of internal soil erosion. *The 12th International Conference of International Association for Computer Methods and Advances in Geomechanics*. Goa, India.
- Bonelli S. (2012). *"Erosion des géomatériaux"*. Lavoisier.
- Bonelli, S. (s.d.). Erosion in Geomechanics Applied to Dams and Levees. *ISTE Ltd and John Wiley & Sons, Inc*.
- Burenkova, V. (1993). Assessment of suffusion in non-cohesive and graded soils. *Proceedings, the First International Conference "Geo-Filters"*. (pp. 357–360).
- Brauns, J. & Schuler, U. (1993). Filters in Geotechnical and Hydraulic Engineering. *Proceedings of the 1st intern. Conference Geo-Filters, Karlsruhe, Germany*.
- Corapcioglu, M.Y. (1996). *Advances in Porous Media* (Vol. 3). ELSEVIER SCIENCE B.V.
- Cividini A., Gioda G. (2004). Finite-element approach to the erosion and transport of fine particles in granular soils. *International Journal of Geomechanics*, 4(3), 191-198.
- Cividini, A., Bonomi, S., Vignati, G., and Gioda, G. (2009). Seepage-Induced Erosion in Granular Soil and Consequent Settlements. *International Journal of Geomechanics*, 9(4), 187-194.
- Darcy, H. (s.d.) (1856) . Les fontaines publiques de la ville de Dijon. *chapter annexe D*. Paris.

- Deroo, L., Savatier, J. (2010). Retour d'expérience de premières études de dangers. *Colloque CFBR-AFEID: «Sécurité des barrages et nouvelle réglementation française Partage des méthodes et expériences»*. Lyon.
- Einstein, A. (1906). Eine neue Bestimmung der Molekol-dimenssionen. *Ann phys*, 289-306.
- Fannin R.J., Moffat R. (s.d.). (2010) "Observations on internal stability of cohesionless soils". *Geotechnique*, 56(7), 497-500.
- Fetter, C.W. (1993). *Contaminant Hydrology*. New York, N.Y.: MacMillan.
- Foster M., Fell R., Spannagle M., (2000). "The statistics of embankment dam failures and accidents". *Canadian Geotechnical Journal*, 37, 1000-1024.
- Giroud, J.P., (2010). Development of criteria for geotextile and granular filters. In *Proceedings of the 9th International Conference on Geosynthetics, Guarujá, Brazil, 23–27 May 2010*. p. Vol 1, pp. 45–64.
- Kenney, T.C. et Lau, D., 1985. Internal stability of granular filters. *Canadian Geotechnical Journal* , 22(2), pp.215–225.
- Kezdi, A., (1979). *Soil physics–selected topics*, Isevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Kovacs, G., (1981). *Seepage hydraulics*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Herzig, J.P., Leclerc D.M., Le Goff P. (1970). Flow of suspensions through porous media: application to deep filtration. *Ind. Eng. Chem.*, 62(5), pp. 8–35.
- Holeyman, A. (2012). Problèmes pratiques posés par l'eau dans le sol. Université catholique de Louvain (UCL).
- Lafleur, L. (1999). Selection of géotextiles to filter broadly graded cohesionless soils, *Geotextiles and Geomembranes*, Vol. 17, pp. 299–312.
- Li, M., Fannin, R.J. (2008). Comparison of two criteria for internal stability of granular soil. *Canadian Geotechnical Journal*, 45, pp.1303–1309.
- McDowell-Boyer, L.M., Hunt, J.R., Sitar, N. (1986). Particle transport through porous media. *Water Resources Research*, 22(13), 1901-1921.
- Monnet A. (1998). *Boulance, érosion interne, renard. Les instabilités sous écoulement*, Revue Française de géotechnique, Vol. 82, pp.3–10.
- Monnet, J., Plé, O., Broucke, M., Nguyen, D.M. (2011). "Internal Erosion Test: Design and Preliminary Results". *International Journal of Civil Engineering and Building Materials*, 1(2), 60-67.
- Monnet, J., Plé, O., Nguyen, D.M., (2012). "Characterization of the Susceptibility of the Soils to Internal Erosion". *4th International Conference on Geotechnical and Geophysical Site Characterization (ISC'4)*. Porto de Galinhas, Pernambuco, Brazil.
- Monnet, J., Plé, O., Nguyen, D.M., (2012). "Internal Erosion in Dikes alongside Roads and Railways". *Advances in Transportation Geotechnics II*, 2, 919-923.
- Monnet, J., Plé, O., Nguyen, D.M., Plotto, P. (2011, Mai 29-31). "Caractérisation des sols à l'érosion interne - L'essai d'érosion transverse". *Rencontres AUGC*, p. 10.

- Monnet, J., Plé, O., Nguyen, D.M, Plotto, P. (2011, avril 26-29). "The cross erosion test, preliminary results". *European working group on internal erosion in embankment dams & their foundations*, p. 8.
- Monnet, J., Plé, O., Nguyen, D.M, Plotto, P. (2012). "A new test for the characterization of suffusion into embankment and dam ". *International Conference on Scour and Erosion (ICSE)*. Paris.
- Monnet, J., Plé, O., Nguyen, D.M. (2013). " Identification du risque d'érosion interne sur les digues de l'Isère et du Drac". *the 18th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ICSMGE)*. Paris, France.
- Nguyen D.-M. (2013). *Méthode Hydro-Géomécanique de caractérisation de la susceptibilité des sols à l'érosion interne*. Grenoble, France: Université de Grenoble 1.
- Nguyen, D.M, Monnet, J., Ple, O. (2013, Mai 29-31). " Caractérisation des sols à l'érosion interne : L'essai d'érosion transverse (Cross Erosion Test)". *Rencontres AUGC*, p. 8.
- Nguyen, D.M, Ple, O., Monnet, J. (2013). "Experimental Study of Suffusion in Granular Soils". *Advanced Materials Research*, 684,
- Papamichos, E., Vardoulaki, I. (2005). Sand erosion with a porosity diffusion law. *Computers and Geotechnics*, 32, pp. 47–58.
- Papamichos E, Stavropoulou M. (1998). An erosion-mechanical model for sand production rate prediction. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 35(4-5), 531-532.
- Papamichos E, Malmanger EM. (1999) A sand erosion model for volumetric sand predictions in a North Sea reservoir. *SPE 54007, Proceedings of the Sixth Latin American and Caribbean Petroleum Conference*, Caracas, 21-23 April, 1999.
- Papamichos, E., Vardoulakis, I., Tronvoll, J. Skjerstein, A. (2001). Volumetric sand production model and experiment. *Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech.*, 25(8), 789-808.
- Ple, O., Monnet, J., Nguyen, D.M. (2012). "Apparatus design for suffusion characterization". *International Journal of Emerging Technology and Advanced Engineering*, 2(3), 430-435.
- Projet levees (2010-2013), 2014. *Ruptures diffuses et érosive des digues fluviales de protection contres les inondations*.
- Romanche, A. D. (2006). *Diagnostic des digues du Drac Du pont du Rondeau au pont des Martyrs (5930 m)*. étude géotechnique, Grenoble.
- Scholtès, L., Hicher, P.Y., Sibille, L. (2010). Multiscale approaches to describe mechanical responses induced by particle removal in granular materials. *Comptes Rendus Mécanique*, 338(10-11), pp. 627-638.
- Perzlsmaier, S., Muckenthaler, P., R Koelewijn A., (2007). "Hydraulic criteria for internal erosion in cohesionless soil", dans R. Fell, J.J. Fry (dir.). *Internal erosion of dams and their foundations*. Oxford, Royaume Uni: Taylor & Francis.
- Sibille L, Scholtès L. (2009). Effects of internal erosion on mechanical behavior of soils: a DEM approach. *In Proceedings of the International Conference on Particle-Based Methods* (pp. 167–170). Barcelona, Spain: CIMNE Publisher.
- Skempton, A.W. et Brogan, J.M., (1994). Experiments on piping in sandy gravels. *Geotechnique*, 44(3), pp.449–460.

- Sterpi, D. (2003). Effects of the Erosion and Transport of Fine Particles due to Seepage Flow. *International Journal of Geomechanics*, 111-122.
- Terzaghi, K., Peck, R.B., Mesri, G. (1996). *Soil mechanics in engineering practice* (éd. Third Edition). John Wiley & Sons Inc. Publishers.
- Tien, C. and Payatakes, A. (1979). Advances in deep filtration. *Aiche Journal*, 5(25), 737-759.
- Tufenkji N., Elimelech M. (2004). Correlation Equation for Predicting Single-Collector Efficiency in Physicochemical Filtration in Saturated Porous Media. *Environmental Science and Technology*, 38, 529-536.
- Vardoulakis, I., Stavropoulou, M., & Papanastasiou, P. (1996). Hydro-mechanical aspects of the sand production problem. *Transport in Porous Media*. 22(2), 225–244.
- Vardoulakis, I. (2004). Fluidisation in artesian flow conditions: Hydromechanically stable granular media. *Géotechnique*, 54(2), 117-130.
- Wan C.F., Fell R. (2008). "Assessing the potential of internal instability and suffusion in embankment dams and their foundations". *J. Geotech. Geoenviron. Engrg.*, 134(3), 401-407.
- Wan, C.F., (2006). *Experimental investigation of piping erosion and suffusion of soils in embankment dams and their foundations*. School of Civil and Environmental Engineering, University of New South Wales, Sydney, Australia.
- Wan, C.F. et Fell, R., (2004). Experimental investigation of internal instability of soils in embankment dams and their foundations. *UNICIV Report No. R-429, the University of New South Wales, Sydney, Australia*, p.223p.
- Zhang, X. S., Wong, H., Leo, C. J., Bui, T. A., Wang, J. X., Sun, W. H., Huang, Z. Q. (2013). A Thermodynamics-Based Model on the Internal Erosion of Earth Structures. *Geotech Geol Eng*, 31, 479–492.
- Zamani, A., Maini, B. (2009). Flow of dispersed particles through porous media-deep bed. *Petroleum Science and Engineering*, 69(1-2), 71-88.