

**REPUBLIQUE Algérienne Démocratique et Populaire**

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

**Ministère de l'enseignement Supérieur et de la Recherche scientifique**



**Université Mohamed Khider Biskra**

**Faculté des Sciences et de la Technologie**

**Département de Génie civil et Hydraulique**

Filière : Hydraulique

Option : Ouvrage Hydraulique

Réf:.....

Mémoire de Fin d'Etudes

En vue de l'obtention du diplôme:

MASTER

## *Thème*

**Etude expérimentale sur les variations des taux  
d'infiltration à travers les sols**

Présenté par :

Djebaili Yazid

Soutenu le : ...../...../.....

Devant le jury composé de :

Mr ....

Mr .... DJEDRI TOUFIK

Mr ....

Président

Encadreur

Examineur

Année universitaire 2019 / 2020

## Remerciements

*Je tiens à remercier mon encadreur Mr Djedri toufik pour ses efforts et ses conseils, surtout dans la partie expérimentale .*

*Toute ma reconnaissance aux enseignants du département pour leurs efforts dans notre formation. En fin, merci à tous ceux qui m'ont aidé à réaliser ce travail.*

## **Résumé :**

Notre travail consiste à mesurer les vitesses d'infiltration d'eau à travers plusieurs échantillons (sable, argile, sable + argile), afin d'en tirer les relations empiriques caractérisant les mouvements de l'eau à travers les essais expérimentaux pour exprimer la relation eau-sol.

## **ملخص:**

يتمثل هذا العمل في قياس سرعة نفاذية الماء من خلال عدة عينات ( رمل، طين، رمل+طين)، وذلك بعد استخلاص العلاقات التجريبية التي تميز حركة الماء مرورا بعدة تجارب لاستخلاص

العلاقة ماء - تربة

## Liste des figures

- **Figure I .1** : L'eau dans le sol .....(06)
- **Figure I. 2** : Diagramme et courbe granulométrique cumulative .....(08)
- **Figure II .1:** Evolution temporelle de l'infiltration selon Horton et définition schématique des Paramètres  $i_0$  et  $i_f$  .....(14)
- **Figure II .2** : Modèle de Horton... .....(16)
- **Figure II.3** : Description schématique du calcul de l'infiltration Dans le cadre de l'étude c'est la méthode Horton... .....(16)
- **Figure II.4** : Schématisation du processus de l'infiltration selon Green et Ampt... (17)
- **Figure III.1** : Perméamètre ..... (25)
- **Figure III.2** : Vitesse d'infiltration en fonction du temps (Cas du sable sec).....(33)
- **Figure III.3** : Vitesse d'infiltration en fonction du temps (mm/s) (Cas du sable humide)..... (33)
- **Figure III.4** : Vitesse d'infiltration en fonction du temps (Cas du sable argileux sec)... .....(34)
- **Figure III.5** : Vitesse d'infiltration en fonction du temps (mm/min) (Cas du sable argileux humide)... .....(34)
- **Figure III.6** : Vitesse d'infiltration en fonction du temps (mm/min) (Cas du sol argileux sec)... .....(35)
- **Figure III.7:** Vitesse d'infiltration en fonction du temps (mm/min) (Cas du sol argileux humide)... .....(35)

## Liste des tableaux

- **Tableau I. 1** : Classification granulométrique des roches meubles.....(7)
- **Tableau II .1** : Groupes de sol selon le NCRS (SCS)... ..... (14)
- **Tableau II.2** : Valeurs des paramètres pour le modèle de Horton.....(15)
- **Tableau II.3** : Caractéristique hydrodynamiques des sols pour l'équation de Green et Ampt..... (20)
- **Tableau II.4** : Principales fonctions d'infiltration utilisées (D'après Jaton, 1982) ..... (24)
- **Tableau III .1** : Sable à l'état sec .....(27)
- **Tableau III .2** : Sable à l'état humide .....(28)
- **Tableau III .3** : Mélange sable et argile en état sec ..... (29)
- **Tableau III .4**: Mélange sable et argile en état humide ..... (30)
- **Tableau III .5**: Argile en état sec ..... (31)
- **Tableau III .6**: Argile en état humide .....(32)
- **Tableau III .7** : Valeurs des paramètres A et B.....(36)

## Liste des symboles

<b>symbole</b>	<b>Définition</b>	<b>unité</b>
<b>W</b>	humidité pondérale	%
$M_w$	la masse d'eau	kg
$M_s$	la masse du solide	kg
<b>0</b>	teneur en eau volumique	%
$V_w$	volume d'eau	$m^3$
$V_t$	volume total	$m^3$
$V_s$	volume du solide	$m^3$
$V_a$	volume de l'air	$m^3$
<b>U</b>	Le coefficient d'uniformité	—
<b><math>n_e</math></b>	la porosité efficace	%
$V_e$	volume d'eau gravitaire	$m^3$
<b>K</b>	la perméabilité	m/ s
<b>q</b>	Est le flux	
<b>H</b>	la charge hydraulique totale.	m
<b>Z</b>	La distance verticale à partir de la surface de sol	m
<b>A</b>	La surface du sol.	$m^2$
<b>U</b>	la vitesse d'écoulement	m/ s
<b>q= i</b>	Est le régime d'infiltration.	
$p_w$	la pression du fluide dit mouillant	m
<b>Z</b>	hauteur d'eau infiltrée	mm
$h_f$	Potentiel de succion au niveau du front	mm
$h_0$	Hauteur d'eau au niveau de la surface du sol	mm
$0_i$	Teneur en eau initiale du sol	%
$0_f$	Teneur en eau finale du sol (à saturation)	%
$H_f$	Charge hydraulique (potentiel total)	mm
<b>i(t)</b>	la vitesse d'infiltration	mm/ h
<b><math>\rho_w</math></b>	la masse volumique de l'eau	( $kg/m^3$ )

## Sommaire

Introduction générale

Chapitre I : Le milieu d'écoulement : le sol

Introduction

I.1. Le sol est un mélange de plusieurs phases : solide, liquide, gazeuse.....	(2)
I.2. Les éléments constitutifs de la phase solide du sol.....	(2)
I.2.1. Les éléments minéraux.....	(2)
I.2.1.1 Les éléments grossiers.....	(2)
I.2.1.2. La terre fine.....	(3)
I.2.2. La matière organique.....	(3)
I.2.2.1. Matière organique fraîche: la litière.....	(3)
I.2.2.2. Dynamique d'évolution des matières organiques dans le sol.....	(4)
I.2.2.3. Cycle des matières organiques dans le sol.....	(4)
I.3. La structure.....	(4)
I.3.1. Classe de structure.....	(4)
I.3.2. Types de structure des sols.....	(5)
I.3.2.3. Lien entre structure et propriétés physiques.....	(5)
I.4. Caractéristique des sols.....	(5)
I.4.1. Porosité.....	(5)
I.4.2. Porosité totale.....	(5)
I.4.3. Porosité efficace.....	(6)
I.4.4. Granulométrie.....	(6)
I.4.4.1. Courbe granulométrique.....	(6)
I.4.4.2. Phases et classification granulométrique.....	(7)
I.4.4.3. Courbe granulométrique cumulative.....	(7)
I.4.4.4. Caractéristiques de la courbe granulométrique cumulative.....	(8)
I.4.4.5. Courbe granulométrique.....	(8)
I.4.4.6. Calcul des paramètres granulométrique.....	(9)
I.4.4.7. Emploi et signification des paramètres granulométriques.....	(9)
I.4.5. Texture du sol.....	(9)
I.4.6. Teneur en eau ou humidité.....	(10)

Conclusion

Chapitre II : l'infiltration de l'eau dans le sol

II.1. Définition de l'infiltration.....	(11)
II.1.1. Infiltration verticale.....	(11)
II.2. modèles de l'infiltration.....	(13)
II.2.1. Modèle d'infiltration de Horton.....	(13)
II.2.2. Modèle d'infiltration de Green Ampt.....	(16)
II.2.2.1. Paramètres du modèle.....	(17)
II.2.2.2. Hypothèses simplificatrices du modèle.....	(17)
II.2.2.3. Etablissement de la formule de Green-Ampt.....	(18)
II.3. Facteurs influençant l'infiltration.....	(19)
II.4. Modélisation du processus d'infiltration.....	(21)
II.5. Modèles à base physique.....	(22)

Chapitre III : essais expérimentaux

Introduction.....	(25)
III.1 Dispositif expérimental.....	(25)
III.2. Conduite des essais.....	(26)
III.3. Interprétation des essais.....	(33)

Conclusion

Conclusion générale

## **Introduction générale :**

Infiltration est le nom donné au processus d'entre de l'eau dans le sol, généralement (mais pas nécessairement), à travers la surface du sol et verticalement vers le bas dans un sol non saturé. Elle est due en générale à l'influence combinée des gradients de succion et de gravité au fur et à mesure que l'eau pénètre plus profondément et que la partie mouillée du profil s'allonge, le gradient moyen de succion diminue puisque la différence globale de la charge de pression (entre la surface saturée du sol et le sol non humide du profil) se répartit sur une distance toujours croissante.

Parmi les nombreux modèles existants, on peut retenir deux grandes approches, à savoir une approche basée sur des relations empiriques, à 2, 3 ou 4 paramètres et une approche à base physique.

Les relations empiriques expriment une décroissance de l'infiltration en fonction du temps à partir d'une valeur initiale (soit exponentiellement, soit comme une fonction quadratique du temps) qui tend vers une valeur limite, en général  $K_s$ , mais pouvant être proche de zéro.

Le travail présenté se compose de trois chapitres, dont les deux premiers sont consacrés aux généralités, définitions et exposé des méthodes et relations les plus connues et les plus usitées dans la quantification de l'infiltration.

Dans le chapitre I, « le milieu d'écoulement : le sol », nous présentons un rappel des propriétés et classification des sols ainsi que les principales méthodes de leur caractérisation.

Dans le chapitre II, « l'infiltration de l'eau dans le sol », nous exposons les définitions, les approches et méthodes utilisées dans l'estimation de ce processus, notamment les modèles de Horton et de Green et Ampt.

Le chapitre III, intitulé « Essais expérimentaux », concerne les essais expérimentaux réalisés, dont le but est de déduire des relations empiriques décrivant le processus d'infiltration dans les conditions locales. L'intérêt étant de varier la nature des sols et suivre l'écoulement vertical de l'eau. Nous avons choisi de différencier les échantillons utilisés par leur perméabilité. Un milieu assez perméable (sable fin), un autre très faiblement perméable (argile) et un troisième moyennement perméable. Les résultats obtenus sont discutés à la fin du chapitre.



# Chapitre I :

Le milieu d'écoulement : le sol

**Chapitre I : Le milieu d'écoulement : le sol****Introduction :**

Le sol est la couche la plus superficielle de la croûte terrestre résultant de l'interaction entre la lithosphère, l'atmosphère, l'hydrosphère et la biosphère. Il résulte de la transformation de la couche superficielle de la roche-mère, dégradée et enrichie en apports organiques par les processus vivants de pédogenèse. Le sol est aussi un milieu d'écoulement, caractérisé par sa porosité et sa perméabilité.

**I.1. Constitution de sol :**

Le sol est un mélange de plusieurs phases : solide, liquide, gazeuse. Le sol est un système polyphasique, qui comprend :

- Une phase solide comportant les minéraux et les substances organiques inertes, mais aussi les êtres vivants.
- Une phase liquide, quasi exclusivement aqueuse qui outre l'eau, contient l'ensemble des substances et gaz dissous qui jouent un grand rôle dans les fonctions du sol (nutrition, réservoir et filtre de certains éléments...)
  - Une phase gazeuse en équilibre avec la phase liquide. Elle constitue 'l'air' du sol, dont la composition est assez différente de celle de l'air atmosphérique, avec lequel il existe de nombreux échanges. La teneur en CO<sub>2</sub> est notoirement plus élevée (0,5 à 5%) contre 0,035% dans l'atmosphère. En contrepartie, la teneur en oxygène est parfois plus basse, mais nécessaire à la respiration des organismes vivants dans le sol (racines, champignons, vers de terre, etc...). Elle est en outre pratiquement toujours à vapeur saturante pour la vapeur d'eau.[4][5]

**I.2.Éléments constitutifs de la phase solide du sol****I.2.1.1. Éléments minéraux**

Ils proviennent de l'altération des roches, soit d'une façon mécanique (minéraux primaires) soit d'une façon chimique, avec transformations (minéraux secondaires : argiles, oxydes). L'ensemble des minéraux secondaires forme le complexe d'altération.

**I.2.1.2. Éléments grossiers**

Ce sont les éléments > 2mm et on les classe par dimensions :

- 0,2 cm à 2 cm : graviers
- 2 à 5 cm : cailloux
- 5 à 20 cm : pierres
- à 20 cm : blocs.

Leur expression se fait en pourcentage, qu'on donne sur le terrain en fonction du volume et en laboratoire en fonction de la masse (sur un échantillon de sol, au laboratoire, on estime le % après

passage au tamis de 2mm).

### **I.2.1.3. Terre fine**

La terre fine est la fraction de terre qu'il reste lorsqu'on retire les éléments grossiers (donc  $<$  à 2mm, au tamis). On peut classer les éléments de la terre fine par dimensions :

- de 2mm à 0,2 mm : sables grossiers
- de 0,2 mm à 50  $\mu$ m : sables fins
- de 50  $\mu$ m à 20  $\mu$  : limons grossiers
- de 20  $\mu$  à 2  $\mu$  : limons fins
- $<$  à 2  $\mu$  : argile.

On accorde deux sens au mot d'argile : la notion de dimension des particules que l'on vient de voir (sens granulométrique) et un sens minéralogique (composition et organisation du minéral) Les argiles granulométriques ne sont pas que des argiles minéralogiques (il y a aussi de la calcite très fine, du quartz, des oxydes de Fer...).

Les argiles sont globalement électronégatifs (il existe quelques sites positifs aussi à leur surface) ; de ce fait ils sont réactifs, notamment avec une capacité à adsorber des ions positifs qui seront échangeables avec la solution liquide du sol.[3]

### **I.2.2. Matière organique**

De la 'litière' à la matière organique humifiée : la mort des êtres vivants, leurs déchets et sécrétions apportent au sol sa matière organique, qualifiée de fraîche avant qu'elle ne se transforme en matière humifiée (humus).

#### **I.2.2.1. Matière organique fraîche: la litière**

La première catégorie de matière organique, la litière au sens large, est constituée de l'ensemble des matières organiques d'origine biologique, à différents stades de décomposition, qui représentent une source d'énergie potentielle pour les espèces qui les consomment. Elle comprend les organismes et les parties d'entre eux qui viennent de mourir et qui en sont détachés, qu'ils soient végétaux, animaux ou microbiens, aériens ou souterrains, ainsi que les excréments des animaux et différents composés émis directement dans le milieu.

#### **I.2.2.2. Dynamique d'évolution des matières organiques dans le sol**

L'évolution des matières organiques est assez rapide en climat tempéré (moins qu'en climat tropical, plus qu'en boréal !...), notamment la minéralisation (qui dépend aussi du rapport C/N, de l'activité biologique du sol...).

On peut retenir qu'environ 100 jours en bonnes conditions (humidité, température), 80% de la matière organique est minéralisée pour une MO à C/N bas.

### I.2.2.3. Cycle des matières organiques dans le sol

Des matières organiques fraîches aux molécules minérales qui pourront être prélevées de nouveau par les végétaux, le cycle peut être compartimenté dans le sol avec différentes voies d'évolution et différents degrés d'évolutions.[5]

### I.3. Structure :

Caractériser la structure d'un sol sur le terrain est essentiel. En effet, la structure du sol a un impact direct sur le fonctionnement du couvert végétal (germination, développement racinaire, respiration racinaire...) et, ce qui est aussi lié au développement du végétal, au comportement vis à vis de l'eau (infiltration surtout).

Aussi, la structure d'un sol (contrairement à la texture) est une caractéristique qui évolue fortement et parfois très rapidement. Elle évolue au cours du temps sous l'effet des contraintes mécaniques qui sont appliquées au sol lors des opérations culturales et qui entraînent fragmentation, déplacement ou compactage. Les agents naturels (climat, faune, racines,...) agissent également sur la structure et la porosité.

#### I.3.1 Classe de structure

Par définition, la classe de structure décrit la taille moyenne des agrégats individuels. On distingue généralement cinq classes, en fonction du type de structure du sol dont les agrégats proviennent. Ce sont les structures:

- Très fine ou très mince.
- Fine ou mince.
- Moyenne.
- Grossière ou épaisse.
- Très grossière ou très épaisse.

#### I.3.2. Types de structure des sols

Par définition, le type de structure décrit la forme des agrégats individuels. Le tableau ci-dessous présente les différents types de structures : exemple anguleux prismatique.

#### I.3.3 Lien entre structure et propriétés physiques

Selon le degré de structuration des particules solides du sol, celui-ci sera plus ou moins poreux, c'est à dire qu'il aura des vides qui seront remplis d'air ou d'eau suivant l'humectation du sol.

Plus les particules sont agrégées, plus la porosité est importante. Aussi, plus cette agrégation est stable (rôle de la MO et des ions flocculant : Fer, Calcium, Magnésium), plus la porosité est durable et non détruite par l'action de la pluie. [1][5]

## I.4. Caractéristiques des sols

### I.4.1. Porosité

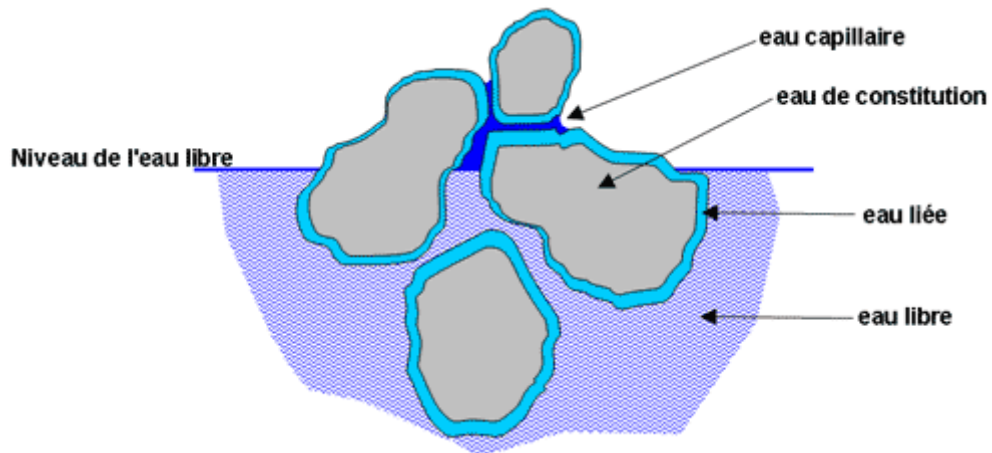
Les formations renferment des pores (de petits espaces vides). La « porosité » s'entend du volume de l'espace poral total du sol contenu dans un volume donné de matériau (roches ou sédiments). Elle s'exprime en pourcentage. Plus grande est la porosité d'une formation, plus grand est le volume d'eau que cette formation est à même de retenir. La porosité de formations de sable et de gravier peut atteindre 25-50 %, tandis que celle de certains substrats rocheux très denses peut être inférieure à 0,1 %. La porosité varie selon la formation. Plus grande est la porosité, plus grande est la quantité d'eau que la formation peut contenir.[4]

### I.4.2. Porosité totale

La porosité totale d'un matériau représente la densité des pores pouvant être occupés par un fluide liquide ou gazeux. Elle représente le taux de volume vide Par rapport au volume total du matériau. On a donc :

$$n = (V_{\text{vide}}) / V_{\text{total}} \times 100 \%$$

Où  $V_{\text{total}}$  est le volume total de la roche et  $V_{\text{vide}}$  le volume des vides qu'elle contient.



**Figure I.1** : l'eau dans le sol (Tice.inpl-nancy.fr)

### I.4.3. Porosité efficace

La porosité efficace est celle qui est occupée par l'eau qui s'écoule, c'est donc celle qui devrait intéresser en premier les hydrogéologues. La définition exacte de la porosité efficace est le volume d'eau qui est extrait par gravité, sur le volume total - et le milieu doit être initialement saturé en eau; cette définition exclut l'eau liée de la porosité efficace. [4]

### I.4.4. Granulométrie

L'analyse granulométrique permet de déterminer et d'observer les différents diamètres de grains qui constituent un granulat. Pour cela l'analyse consiste à séparer et classer à l'aide de tamis ces grains selon leur diamètre. Les grains ainsi isolés peuvent être pesés pour déterminer la proportion de chacun dans le granulat. La représentation graphique de l'analyse permet d'observer et d'exploiter ces informations très simplement. Les manipulations et les conditions de manipulation sont décrites par la norme NF P 18-

560. Elle concerne les granulats d'un diamètre supérieur à 100 micromètres (0.001mm). Le refus désigne la partie des grains retenue dans un tamis. Le refus cumulé représente tous les grains bloqués jusqu'au tamis considéré (les grains du tamis considéré plus les grains bloqués dans les tamis de mailles supérieures). Le tamis ou passant désigne la partie qui traverse le tamis.

#### I.4.4.1. Courbe granulométrique

L'analyse granulométrique est une opération importante qui doit être pratiquée systématiquement. Elle permet :

- Accéder aux caractéristiques des vides par celles des grains.
- De classer quantitativement les roches meubles et de dresser des cartes, trame de distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques.
- De calculer les paramètres granulométriques.
- De procéder à l'équipement technique des puits et sondage ; calcul de l'ouverture des parties captantes (crépines), calibrage du gravier des massifs filtrants.

#### I.4.4.2. Phases et classification granulométrique

Les dimensions des grains des roches meubles s'étalent dans une gamme, en général continue. L'Analyse granulométrique a pour but le tri, par des tamis standards, des grains en fourchettes de diamètres conventionnels. Ce sont les phases granulométriques. Une première opération est donc le classement des grains en gammes de diamètres déterminés. C'est-à-dire l'établissement d'une classification granulométrique. La plus couramment utilisée est donnée dans le tableau suivant :

		Diamètres des grains	
Caillou, pierre, bloc		Supérieur à 16	
	Gravier, gravillon		
		Gros	16 à 2
	Sable	Moyen	2 à 0.5
		Fin	0.5 à 0.25
Silt		0.25 à 0.06	
Argile		0.06 à 0.002	
		Plus petit que 0.02	

**Tableau I.1** : Classification granulométrique des roches meubles [4]

### I.4.4.3. Courbe granulométrique cumulative

Le traitement statistique des données de l'analyse granulométrique, utilisé en hydrogéologie, est la courbe granulométrique cumulative.

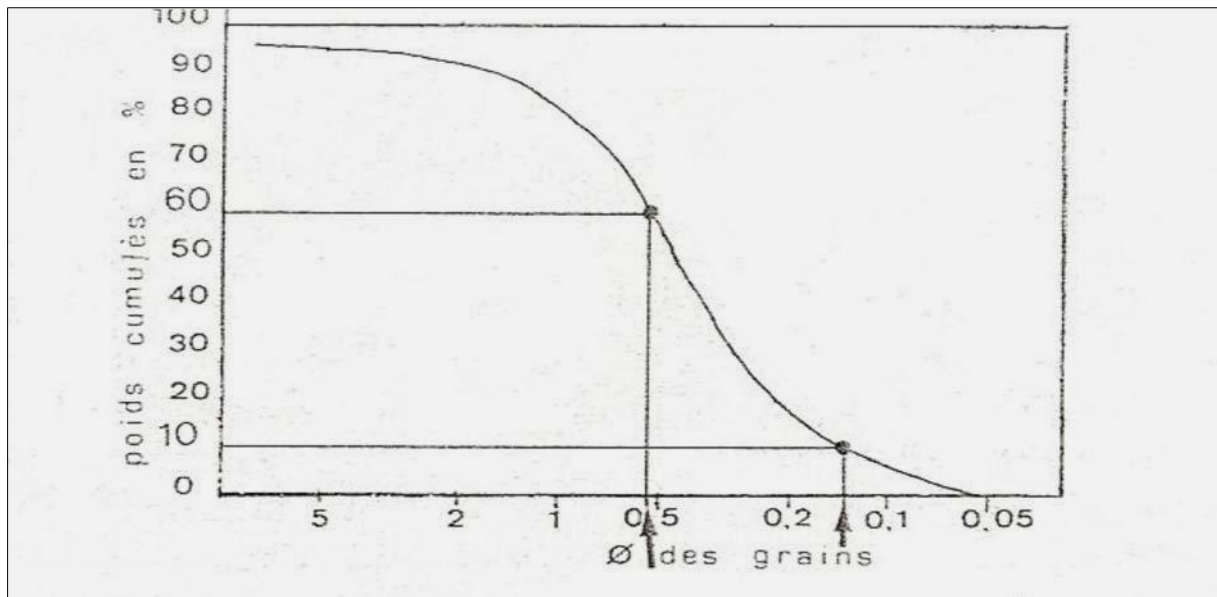


FIGURE I.2 : Diagramme et courbe granulométrique cumulative.[4]

### I.4.4.4. Caractéristiques de la courbe granulométrique cumulative

Le couple de données granulométrique, concernant une phase granulométrique, diamètre et poids, obtenu par tamisage, est porté sur un papier graphique semi logarithmique.

En abscisses logarithmique les diamètres des grains, en mm en valeurs décroissantes (ou croissantes), déterminés par les dimensions des mailles des tamis ; en ordonnées linéaires les poids cumules en grammes exprimés en pourcentage du poids de l'échantillon étudié. Le graphique obtenu, en joignant les points, est la courbe granulométrique cumulative. Le sédiment est représenté par le secteur du diagramme à gauche de la courbe.[4][6]

### I.4.4.5. Courbe granulométrique

La position de la courbe dans le diagramme permet, par référence à la classification granulométrique porte en haut, de classer l'échantillon et de le désigner par un terme lithologique précis les résultats sont utilisés pour identifier les familles granulométriques, bases de l'établissement de coupes et de cartes de la distribution spatiale des caractéristiques de la structure du réservoir.

La pente de la courbe donne une indication sur le type de granulométrie :

- ✓ Uniforme ou homogène, la pente est voisine de la verticale.

La gamme des diamètres est étroite. A l'extrême avec une droite verticale tous les grains ont le même diamètre. Une formation de sables dunaires se rapproche de ce type.

✓ Variée ou hétérogènes, la courbe s'étale dans le diagramme avec une large gamme de diamètre.

#### **I.4.4.6. Calcul des paramètres granulométriques**

La courbe granulométrique permet de calculer deux paramètres granulométrique principaux : le diamètre caractéristique,  $d_x$  et le coefficient d'uniformité  $u$ .

Le diamètre caractéristique,  $d_x$  en mm, est mesuré par la valeur lue en abscisses, correspondant à un pourcentage en poids cumulés, choisi arbitrairement en ordonnées. Le plus utilisé est le diamètre efficace,  $d_{10}$ , obtenu par la valeur 10%(exemple,  $d_{10} = 0.14\text{mm}$ ). D'autres diamètres caractéristiques peuvent être calculés comme le diamètre  $d_{60}$ .

Le coefficient d'uniformité,  $u$  sans dimensions attribue une valeur numérique à la pente de la courbe. Il est calculé par l'expression.

$$U = \frac{d_{60}}{d_{10}}$$

#### **I.4.4.7. Emploi et signification des paramètres granulométriques**

Le diamètre efficace représente conventionnellement le diamètre moyen, représentatif des grains d'un échantillon de roche meuble, de granulométrie variée. Il permet leur identification par une donnée numérique plus précise que l'interprétation globale. Il exprime le poids de la phase granulométrique, égal à 10% du poids total de l'échantillon, inférieure à ce diamètre (en hachures). La valeur  $d_{10}$  a été fixé conventionnellement par des études en laboratoires, en considérant que les grains fins, entraînés par l'eau en mouvement, obstruent les pores réduisant ainsi leurs dimensions. De même dans les captages ils provoquent leur colmatage et leur ensablement, d'où l'emploi de massifs filtrants pour en assurer le bon fonctionnement et la longévité.

Par convention, si le coefficient d'uniformité est compris entre 1 et 2 (2,5 pour certains auteurs), La granulométrie est dite uniforme. S'il est supérieur à 2 (ou 2.5) elle est variée. (Castany G.)

#### **I.4.5. Texture du sol**

La texture du sol est le facteur qui a le plus d'effet sur la facilité et la vitesse de déplacement de l'eau et des contaminants vers la nappe phréatique. Dans les sols à texture grossière, comme les sables, les pores entre les particules sont plus volumineux et permettent à l'eau de s'infiltrer rapidement jusqu'à la nappe phréatique; la filtration et l'épuration naturelle ont donc très peu de temps pour agir. Par contre, les sols à texture fine, comme les argiles, ralentissent beaucoup l'écoulement de l'eau et des contaminants. Ils



agissent donc comme un filtre naturel qui permet aux bactéries et aux autres organismes terricoles de dégrader les contaminants avant qu'ils n'atteignent la nappe phréatique. Par conséquent, les sols à texture fine constituent une protection naturelle des eaux souterraines bien meilleure que les sols à texture grossière.

#### I.4.6. Teneur en eau ou humidité

En physique des milieux poreux, on désigne par teneur en eau la quantité d'eau contenue dans un échantillon de matière, par exemple un échantillon de sol, de roche, de céramique ou de bois, la quantité étant évaluée par un rapport pondéral ou volumétrique. Cette propriété intervient dans un large éventail de disciplines scientifiques et techniques, et s'exprime comme un rapport ou quotient, dont la valeur peut varier entre 0 (échantillon complètement sec) et (pour la teneur « volumétrique ») la « porosité à saturation » du matériau.

En mécanique des sols et des roches, la définition de la teneur en eau est pondérale.

Où  $V_w$  est le volume d'eau et  $V = V_s + V_w + V_a$  est le volume total (c'est-à-dire le Vol. du sol + Vol. d'eau + vol. d'air). Pour passer de la définition pondérale (celle des ingénieurs) à la définition volumétrique utilisée par les physiciens, il faut multiplier la teneur en eau (au sens des ingénieurs) par la densité du matériau sec. [4]

#### Conclusion :

La structure et la texture du sol jouent un rôle important dans les propriétés hydrauliques des sols.

La porosité dépend essentiellement de la granulométrie du sol et notamment de l'arrangement des grains. La perméabilité du sol, constante dans un milieu saturé, mais dépendant de la teneur en eau dans un sol non saturé.

## Chapitre II :

### L'infiltration de l'eau dans le sol

**Introduction :**

Plusieurs méthodes et relation décrivent le phénomène de l'infiltration. Nous présenterons les plus répandues et notamment celles de Richards, de Horton et de Green ampt.

**II.1. Définition de l'infiltration**

L'infiltration est le nom donné au processus d'entrée de l'eau dans le sol, généralement (mais pas nécessairement) à travers la surface du sol et verticalement vers le bas. Ce processus est d'une grande importance dans la pratique car son régime détermine souvent le ruissellement qui se forme à la surface du sol pendant les orages (et de là aussi les risques d'érosion). Lorsque le régime d'infiltration est facteur limitant, tout le bilan de l'eau dans la zone racinaire en est influencé. La connaissance du processus d'infiltration tant du point de vue des propriétés du sol que de celui du mode d'alimentation en eau est indispensable pour permettre une gestion efficace du sol et de l'eau. Des revues complètes des processus d'infiltration ont été publiées par Pan et Bertrand (1960) et par Philip (1969). [1]

**II.1.1. Infiltration verticale :**

Infiltration est le nom donné au processus d'entre de l'eau dans le sol, généralement (mais pas nécessairement), à travers la surface du sol et verticalement vers le bas dans un sol non saturé. Elle est due en générale a l'influence combinée des gradients de succion et de gravité au fur et à mesure que l'eau pénètre plus profondément et que la partie mouille du profil s'allonge .le gradient moyen de succion diminue puisque la différence globale de la charge de pression (entre la surface sature du sol et le sol non humide du profil) se repartir sur une distance toujours croissante. L'écoulement est unidimensionnel.

L'équation de DARCY pour un élément verticale s'écrit :

$$q = - k \frac{dH}{dZ} = - k (H_p - Z) \frac{dZ}{dZ}$$

Dans un sol non saturé,  $H_p$  est négative et peut être exprimée en terme de charge de succion

$$q = k \frac{d\psi}{dZ} + k$$

- $H$  : est la charge hydraulique totale.
- $q$  : Est le flux
- $H_p$  La charge de pression  $\psi$
- $Z$  : La distance verticale à partir de la surface de sol, (c'est-à-dire la profondeur).
- $K$  : La conductivité hydraulique.

- A : La surface du sol.
- $q = i$  Est le régime d'infiltration.

Richards [Richards, 1931] a généralisé l'équation de Darcy au début des années 1930 pour décrire le comportement des milieux non saturés. Les expériences à petite échelle ayant montré que le comportement des sols était très non-linéaire en fonction de l'humidité, Richards supposa que cette même relation pouvait s'appliquer mais avec une conductivité hydraulique non-linéaire dépendant de l'humidité ou de la pression capillaire. L'équation de Richards, aussi appelée équation de Darcy généralisée, s'écrit donc pour un milieu isotrope [Bear, 1972] :

$$\vec{U} = -\mathbf{K}(h) \nabla (H) \quad (\text{II.1})$$

Où  $\vec{U}$  est la vitesse d'écoulement dans le milieu [ $LT^{-1}$ ],  $(h)$  la conductivité hydraulique du milieu dépendant de la pression d'eau  $h$  dans le sol. On définit cette pression à partir de la pression capillaire  $e_c$  [L] dans le milieu. Par définition, on a :

$$p_c = p_{nw} - p_w$$

Avec  $e_{nw}$  la pression du fluide dit non mouillant [L] (dans notre cas l'air) et  $e_w$  la pression du fluide dit mouillant [L] (dans notre cas l'eau). La pression d'eau  $h$  dans le milieu est définie par :

$$h = -p_c$$

On suppose dans la suite du manuscrit que l'écoulement d'air est infiniment rapide et on choisit la pression atmosphérique comme pression de référence. Par conséquent, la pression d'eau  $h$  est positive dans la zone saturée et négative dans la zone non saturée. Dans le cas des écoulements en milieu non saturé, l'équation de mouvement résulte de la combinaison de l'équation de Richards (II.1) et de l'équation de la conservation de la masse. On obtient alors en supposant le milieu et le fluide incompressibles :

$$C(h) \frac{\partial H}{\partial t} - \nabla \cdot (\mathbf{K}(h) \nabla (h + z)) = q \quad (\text{II.2})$$

Où  $C(h) = \partial\theta/\partial h$  [ $L^{-1}$ ] est la capacité capillaire caractérisant la variation de teneur en eau  $\theta$  avec la pression capillaire  $h$  et  $q$  le terme source/puits. [1][2]

**II.2. Modèles de l'infiltration**

**II.2.1. Modèle d'infiltration de**

**Horton :**

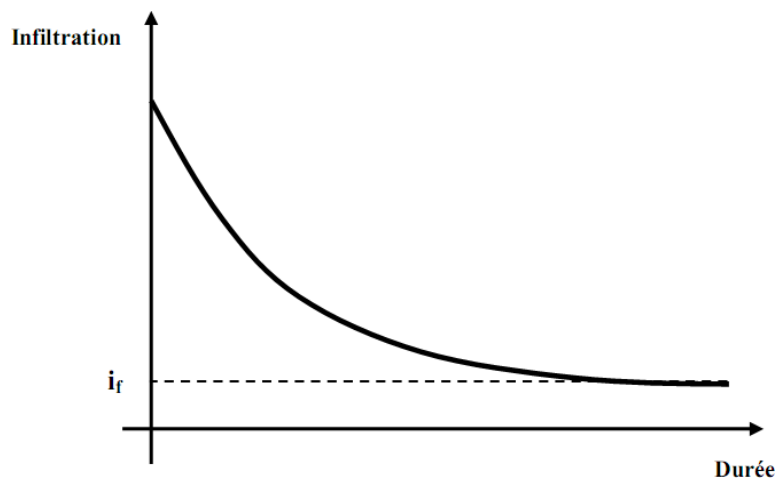
Le modèle empirique de Horton (1933) reproduit mathématiquement la décroissance temporelle de l'infiltration, due à l'augmentation de la teneur en eau du sol. Ce modèle, décrit schématiquement à la figure, compte trois paramètres :  $i_0$  le taux d'infiltration initial,  $i_f$  le taux d'infiltration limite et  $\gamma$  un paramètre dont dépend la rapidité de décroissance de l'infiltration. L'équation de Horton s'écrit :

$$i_{inf} = i_f + (i_0 - i_f)e^{-\gamma t} \tag{II.3}$$

Dès lors, l'intensité de pluie nette s'obtient par :

$$i_{nette} = \begin{cases} i - i_f \text{ si } i > i_{inf} \\ 0 \text{ si } i \leq i_{inf} \end{cases} \tag{II.4}$$

Le Soil Conservation Service (SCS 1975) a établi une classification des types de sols et propose des valeurs caractéristiques pour les coefficients  $i_0$  et  $i_f$ . (Tableau II.1).



**Figure II.1:** Evolution temporelle de l'infiltration selon Horton et définition schématique des paramètres  $i_0$  et  $i_f$ . [1]

**Tableau II .1 : Groupes de sol selon le NCRS (SCS). [1]**

Groupe de sol	Description
A	Potentiel de ruissellement faible et taux d'infiltration élevé ⇒ Sables et graviers
B	Taux d'infiltration modéré et sol modérément bien drainé ⇒ Sables
C	Taux d'infiltration faible ⇒ Sol contenant des colloïdes et des argiles.
D	Potentiel de ruissellement élevé et taux d'infiltration très faible ⇒ Argiles gonflantes et couches de sol minces avec fond imperméable près de la surface.

**Tableau II.2 : Valeurs des paramètres pour le modèle de Horton [1]**

Caractéristique	Groupe de sol			
	A	B	C	D
$i_0$ mm/h	250.0	200.0	75.0	75.0
$i_f$ mm/h	2.5	12.5	2.5	2.5
$\gamma$ h <sup>-1</sup>	2.0	2.0	2.0	2.0

L'équation (II.3) représente l'évolution temporelle de la capacité d'infiltration d'un sol soumis à une pluie d'intensité supérieure ou égale à  $i_0$ . Si l'intensité de la pluie est inférieure à cette Capacité, seule une partie de ce dernier est « utilisée » et l'évolution temporelle de l'infiltration ne présente plus le même aspect. En considérant un cas limite, il est évident que La capacité d'infiltration n'est pas diminuée si aucune pluie ne tombe sur le sol. Cette difficulté peut être résolue de la manière suivante. L'infiltration s'écrit, par définition :

$$i_{in\ddagger} = i - i_{nette} \tag{II.5}$$

L'infiltration cumulée  $F_c$  au cours du temps s'obtient par intégration de l'équation (II.5) :

$$F_c = \int_0^t (i(s) - i_{nette}(s)) ds \tag{II.6}$$

Selon l'équation de Horton (II.3) et avec la condition initiale  $F_c(0) = 0$ , elle s'écrit également :

$$F_C(t) = \int_0^t i_{inf}(s) ds = \frac{i_0 - i_f}{y} (1 - e^{-yt}) + i_f t \quad (II.7)$$

A un instant  $t_f$ , l'infiltration cumulée peut être calculée par l'équation (II.6). L'équation (II.7) peut alors être résolue numériquement pour obtenir un pseudo-temps  $t_{pseudo}$ . L'infiltration au temps  $t$  est alors calculée par l'équation de Horton (II.3) avec  $t = t_{pseudo}$ . Cette procédure est illustrée à la figure.

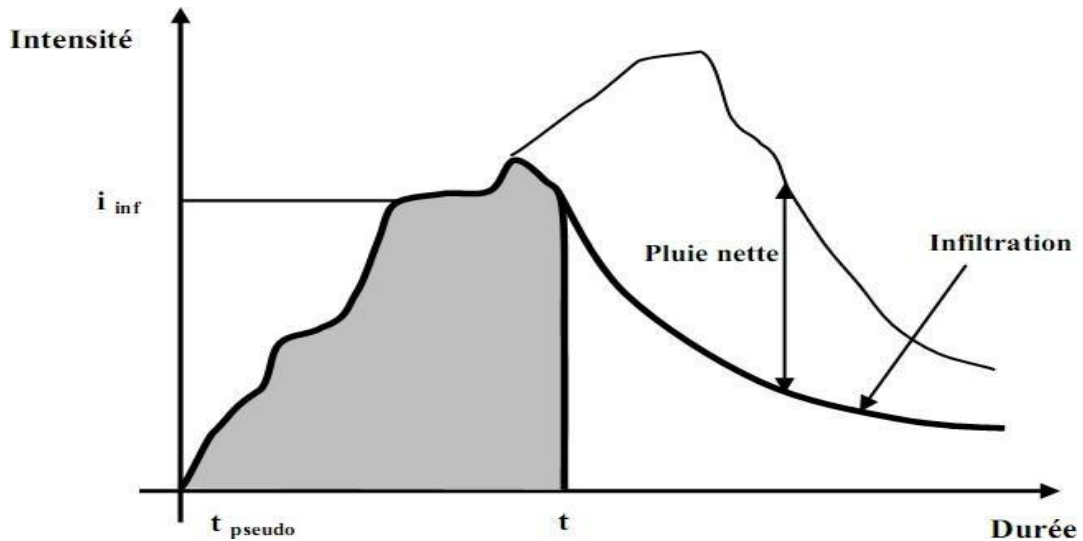


Figure II.2: Modèle de Horton

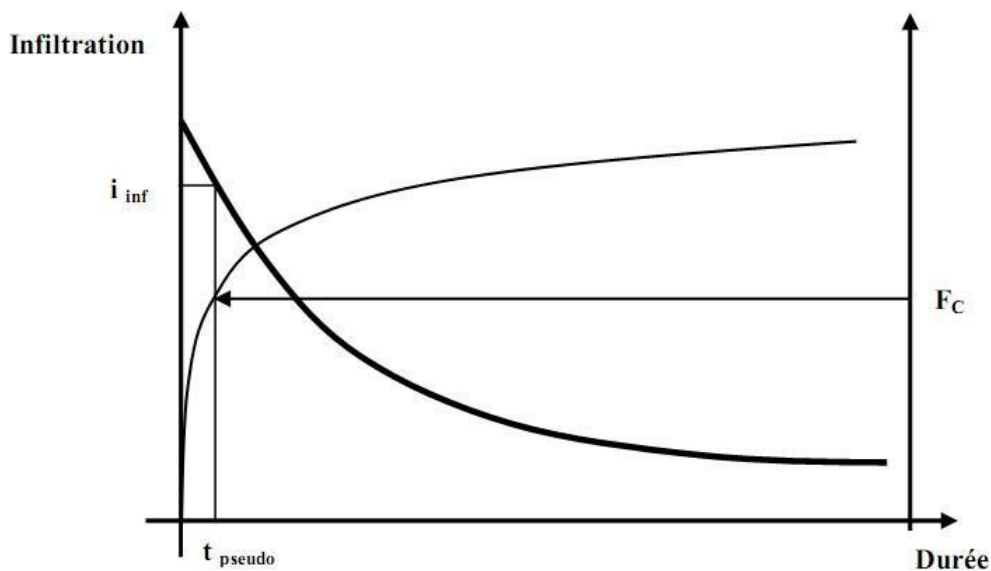
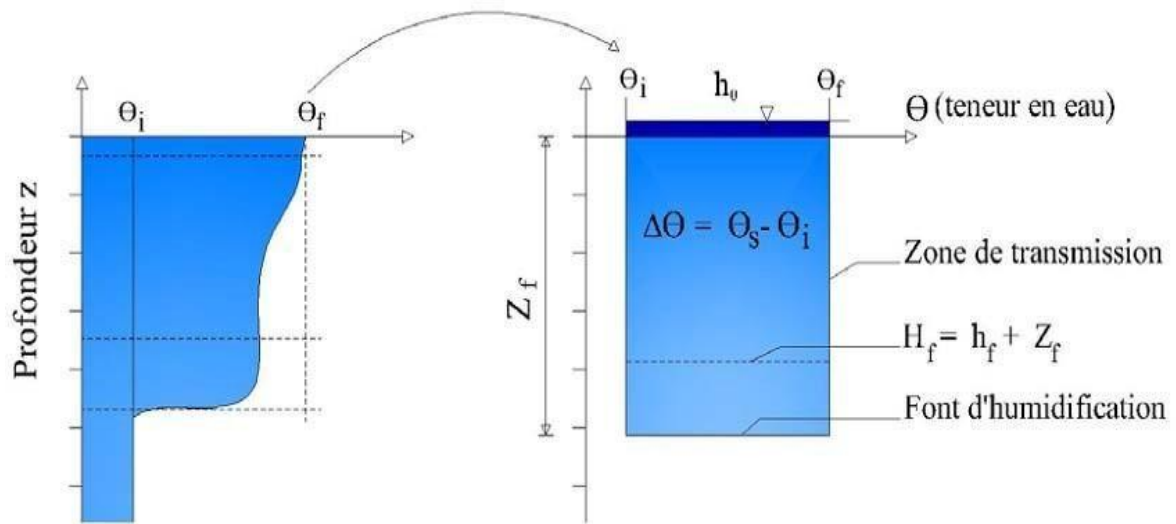


Figure II.3 : Description schématique du calcul de l'infiltration [1]

Dans le cadre de l'étude c'est la méthode de Horton qui a été utilisée, sans prise en compte des eaux souterraines. [1]

### II.2.2. Modèle d'infiltration de Green Ampt

Il s'agit d'un modèle décrit d'une manière simplifiée le mouvement de l'eau dans le sol, en fonction de certains paramètres physiques du sol : Le processus d'infiltration de l'eau dans le sol est le suivant : la pluie qui arrive sur le sol y pénètre régulièrement selon un front d'humidification qui progresse en profondeur sous l'effet des forces de gravité et de succion. Le modèle de Green Ampt, représente ce processus de manière simplifiée selon le schéma suivant:



**Figure II.4:** Schématisation du processus de l'infiltration selon Green et Ampt. [1]

#### II.2.2.1. Paramètres du modèle

- Z : hauteur d'eau infiltrée depuis le début de l'alimentation (mm)
- $h_f$ : Potentiel de succion au niveau du front d'humidification (mm) ( $h_f < 0$ )
- $h_0$ : Hauteur d'eau au niveau de la surface du sol (mm)
- $\theta_i$ : Teneur en eau initiale du sol (en %)
- $\theta_f$ : Teneur en eau finale du sol (à saturation) (en %)
- $H_f$ : Charge hydraulique (potentiel total) au niveau du front d'humidification (mm)

#### II.2.2.2. Hypothèses simplificatrices du modèle

- une teneur en eau de la zone de transmission constante dans le temps et dans l'espace,
- un front d'humidification très marqué,
- un potentiel matriciel  $h_f$  à l'aval du front constant également dans le temps et l'espace.
- Ces approximations s'appliquent de manière assez satisfaisante dans des sols initialement secs et à texture grossière. [1]



### II.2.2.3. Etablissement de la formule de Green-Ampt

En appliquant la formule de Darcy entre la surface du sol (0) et le front d'humidification (f)

On a pour la vitesse d'infiltration  $i(t)$  :

$$i(t) K_s \frac{\Delta H}{\Delta Z} = K_s \frac{(H_0 - H_f)}{H_0 - Z_f} \quad (\text{II.8})$$

$$\text{Avec : } H_0 = M_0 \text{ et } H_f = -Z_f + M_f$$

$K_s$  : conductivité hydraulique du sol saturé (mm/h)

Soit :

$$i(t) = K_s \frac{h_0 + Z_f - h_f}{Z_f}$$

Ou encore

$$i(t) = K_s \left( \frac{h_0 - h_f}{Z_f(t)} + 1 \right)$$

De plus, on voit que l'infiltration cumulative  $I(t)$  (volume total d'eau infiltrée depuis le début du processus) est le produit de la variation de teneur en eau ( $\theta_f - \theta_0$ ) par la profondeur du front d'humidification ( $Z_f$ )

$$i(t) = Z_f \cdot (\theta_f - \theta_0)$$

Soit

$$Z_f(t) = \frac{I(t)}{(\theta_f - \theta_0)}$$

Or on a aussi :

$$i(t) = \frac{dI(t)}{dt}$$

Donc l'équation de Green Ampt est une équation différentielle :

$$-\frac{dI}{dt} = \frac{k}{S} \left( \frac{(h_0 - h_f) \cdot (\theta_f - \theta_0)}{I(t)} + 1 \right)$$

Où  $h_f < 0$

**Remarque :** on peut souvent négliger  $h_0$  devant les autres termes pour simplifier l'équation. Pour un sol ressuyé, la teneur en eau initiale  $\theta_f$  du sol peut être prise égale à la capacité de Rétention (teneur en eau du sol ressuyé).

**Tableau II.3 :** Caractéristiques hydrodynamiques des sols pour l'équation de Green et Ampt.

Texture du sol	<b>Ks :</b> conductivité hydraulique du sol saturé (mm/h)	<b>h<sub>f</sub> :</b> potentiel de succion (mm)	<b>q<sub>f</sub> :</b> teneur en eau à saturation (en %)	Capacité de rétention (%) (capacité au champ)
Sable	120.40	49	44	0.06
Sable limoneux	30.00	61	44	11
Limon Sableux	10.90	110	45	19
Limon	3.30	89	46	23
Limon fin	6.60	170	5	28
Limon Argilo-Sableux	1.50	220	4	24
Limon Argileux	1.00	210	46	31
Limon fin Argileux	1.02	270	47	34
Argile sableuse	0.51	240	43	32
Argile limoneuse	0.51	290	48	37
Argile	0.25	320	48	38

### II.3. Facteurs influençant l'infiltration

L'infiltration est conditionnée par les principaux facteurs ci-dessous :

- **Le type de sol** (structure, texture, porosité) - Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion, qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration.
- **La compaction de la surface du sol** due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques) - L'utilisation de lourdes machines agricoles dans les champs peut par exemple avoir pour conséquence la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur (sensible au labour). montre à titre d'exemple les différentes évolutions du régime

d'infiltration au cours du temps selon le type de sol.

- **La couverture du sol** - La végétation influence positivement l'infiltration en ralentissant l'écoulement de l'eau à la surface, lui donnant ainsi plus de temps pour pénétrer dans le sol. D'autre part, le système racinaire améliore la perméabilité du sol. Enfin, le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue par voie de conséquence le phénomène de battance.
- **La topographie et la morphologie** - La pente par exemple agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration.
- **Le débit d'alimentation** (intensité de la précipitation, débit d'irrigation).
- **La teneur en eau initiale du sol** (conditions antécédentes d'humidité) - L'humidité du sol est un facteur essentiel du régime d'infiltration, car les forces de succion sont aussi fonction du taux d'humidité du sol. Le régime d'infiltration au cours du temps évolue différemment selon que le sol est initialement sec ou humide. L'humidité d'un sol est généralement appréhendée en étudiant les précipitations tombées au cours d'une certaine période précédant un événement pluvieux. Les Indices de Précipitations Antécédentes (IPA) sont souvent utilisés pour caractériser les conditions d'humidité antécédentes à une pluie. Finalement, les facteurs les plus influents, pour une même topographie, sont le type de sol, sa couverture et son taux initial d'humidité.

#### II.4. Modélisation du processus d'infiltration

Parmi les nombreux modèles existants, on peut retenir deux grandes approches, à savoir :

- une approche basée sur des relations empiriques, à 2, 3 ou 4 paramètres.
- une approche à base physique.

Les relations empiriques expriment une décroissance de l'infiltration en fonction du temps à partir d'une valeur initiale (soit exponentiellement, soit comme une fonction quadratique du temps) qui tend vers une valeur limite, en général  $K_s$  mais pouvant être proche de zéro. Citons à titre d'exemple une formule empirique, La formule de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux de l'EPFL. La relation est légèrement différente de celle de Horton (seulement deux paramètres). Elle est du type :

$$i(t) = i_f + a \cdot e^{-b \cdot t}$$

Avec :

$i(t)$  : capacité d'infiltration au temps  $t$  [mm/h],

$i_f$  : capacité d'infiltration finale [mm/h],

$a$  et  $b$  : coefficients d'ajustement.

Cette relation a l'avantage de permettre la recherche de relations fonctionnelles, d'une part entre la capacité limite (ou finale) d'infiltration et la texture du sol, d'autre part entre le paramètre  $a$  et l'humidité volumique. On lève ainsi l'indétermination sur certains paramètres par l'intervention de caractéristiques objectives.

D'autres formules peuvent être utilisées pour déterminer le régime d'infiltration de l'eau du sol. Elles font toutes appel à des coefficients empiriques à évaluer en fonction du type de sol rencontré.[1]

Les modèles à base physique décrivent d'une manière simplifiée le mouvement de l'eau dans le sol, en particulier au niveau du front d'humidification et en fonction de certains paramètres physiques.

Parmi les modèles présentés dans le (tableau II.4) les deux modèles suivants sont les plus connus :

- **Le modèle de Philip**- Philip a proposé une méthode de résolution de l'équation de l'infiltration verticale pour certaines conditions initiales et limites. Ce modèle introduit la notion de sorptivité qui représente la capacité d'un sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se produit uniquement sous l'action du gradient de pression. La sorptivité est définie par la lame infiltrée  $I$  en écoulement horizontal. Elle dépend des conditions initiales et des conditions aux limites du système. Elle est fonction des teneurs en eau initiale du sol  $q_i$  et imposée en surface  $q_0$ .

- **Le modèle de Green et Ampt** - Un autre modèle tout aussi connu que le précédent est celui de Green et Ampt (tableau II.3). Ce modèle repose sur des hypothèses simplificatrices qui impliquent une schématisation du processus d'infiltration

- Il est basé sur la loi de Darcy et inclut les paramètres hydrodynamiques du sol tels que les charges hydrauliques totales, au niveau du front d'humidification ( $H_f$  est la somme de la hauteur d'eau infiltrée depuis le début de l'alimentation -  $Z_f$  - et de la charge de pression au front d'humidification -  $h_f$ ) et en surface ( $H_0 = h_0 =$  charge de pression en surface). Une des hypothèses du modèle de Green et Ampt stipule que la teneur en eau de la zone de transmission est uniforme. L'infiltration cumulative  $I(t)$  résulte alors du produit de la variation de teneur en eau et de la profondeur du front d'humidification. Ce modèle s'avère satisfaisant dans le cas de son application à un sol dont la texture est grossière. Cette méthode reste cependant empirique puisqu'elle nécessite la détermination expérimentale de la valeur de la charge de pression au front d'humidification.

Le tableau suivant résume les principales fonctions d'infiltration :

**Tableau II.4** - Principales fonctions d'infiltration utilisées (D'après Jatou, 1982).[1]

Auteur	Fonction	Légende
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-rt}$	<p><math>i(t)</math> : capacité d'infiltration au cours du temps [cm/s]  <math>i_0</math> : capacité d'infiltration initiale [cm/s]  <math>i_f</math> : capacité d'infiltration finale [cm/s]  <math>g</math> : constante fonction de la nature du sol [<math>\text{min}^{-1}</math>]  <math>a</math> : paramètre fonction des conditions du sol</p>
Kostiakov	$I(t) = i_0 \cdot t^{-\alpha}$	
Dvorak-	$i(t) = i_0 \cdot t^{-\alpha}$	<p><math>i_1</math> : capacité d'infiltration au temps <math>t=1</math> min [cm/s]  <math>t</math> : temps [s]  <math>b</math> : constante  <math>c</math> : facteur variant de 0,25 à 0,8  <math>w</math> : facteur d'échelle de l'équation de Holtan  <math>n</math> : exposant expérimental proche de 1,4  <math>s</math> : sorptivité [<math>\text{cm} \cdot \text{s}^{-0,5}</math>]  <math>A</math> : composante gravitaire fonction de la conductivité hydraulique à saturation [cm/s]  <math>a</math> : constante</p>
	$i(t) = i_f + c \cdot w \cdot ((IMD) - F)^n$	
Mezencev	$i(t) = i_0 + (i_1 - i_f) \cdot t^{-b}$	
Holtan		
	$i(t) = \frac{1}{2} \cdot s \cdot t^{-0,5} + A$	
Philip		
Dooge	$i(t) = \alpha \cdot (F_{\max} - Ft)$	<p><math>F_{\max}</math> : capacité de rétention maximale  <math>Ft</math> : teneur en eau au temps <math>t</math>  <math>K_s</math> : conductivité hydraulique à saturation [mm/h]  <math>h_0</math> : charge de pression en surface [mm]  <math>h_f</math> : charge de pression au front d'humidification [mm]  <math>z_f</math> : profondeur atteinte par le front d'humidification [mm]</p>
Green&Ampt	$i(t) = K_s \left( 1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)} \right)$	

**Conclusion :**

Plusieurs relations permettent d'estimer ou de calculer l'infiltration. Les conditions du milieu, perméabilité, teneur en eau et répartition de la charge sont les facteurs les plus influents. Toutes les relations se ressemblent en général mais diffèrent dans les hypothèses émises et restent limitées aux conditions d'utilisation.

## Chapitre III :

Essai expérimentaux

### III.1. Introduction

Les essais expérimentaux envisagés, ont pour but de suivre l'évolution du front d'humidification au cours d'un écoulement vertical à travers un sol. On utilise un perméamètre en variant pour chaque essai le type de sol utilisé ainsi que l'état initial du milieu, sec et humide.

Nous avons choisi de différencier les échantillons utilisés par leur perméabilité. Un milieu assez perméable (sable fin), un autre très faiblement perméable (argile) et un troisième moyennement perméable. Les résultats obtenus sont interprétés par des courbes des taux d'infiltration en fonction du type et de l'état initial du sol.

### III.2. Dispositif expérimental

L'appareillage utilisé consiste en un perméamètre à charge constante, dans le quel on dispose l'échantillon, voir photo (ci-dessous). Une règle graduée permet de suivre l'évolution du niveau d'eau en fonction du temps.

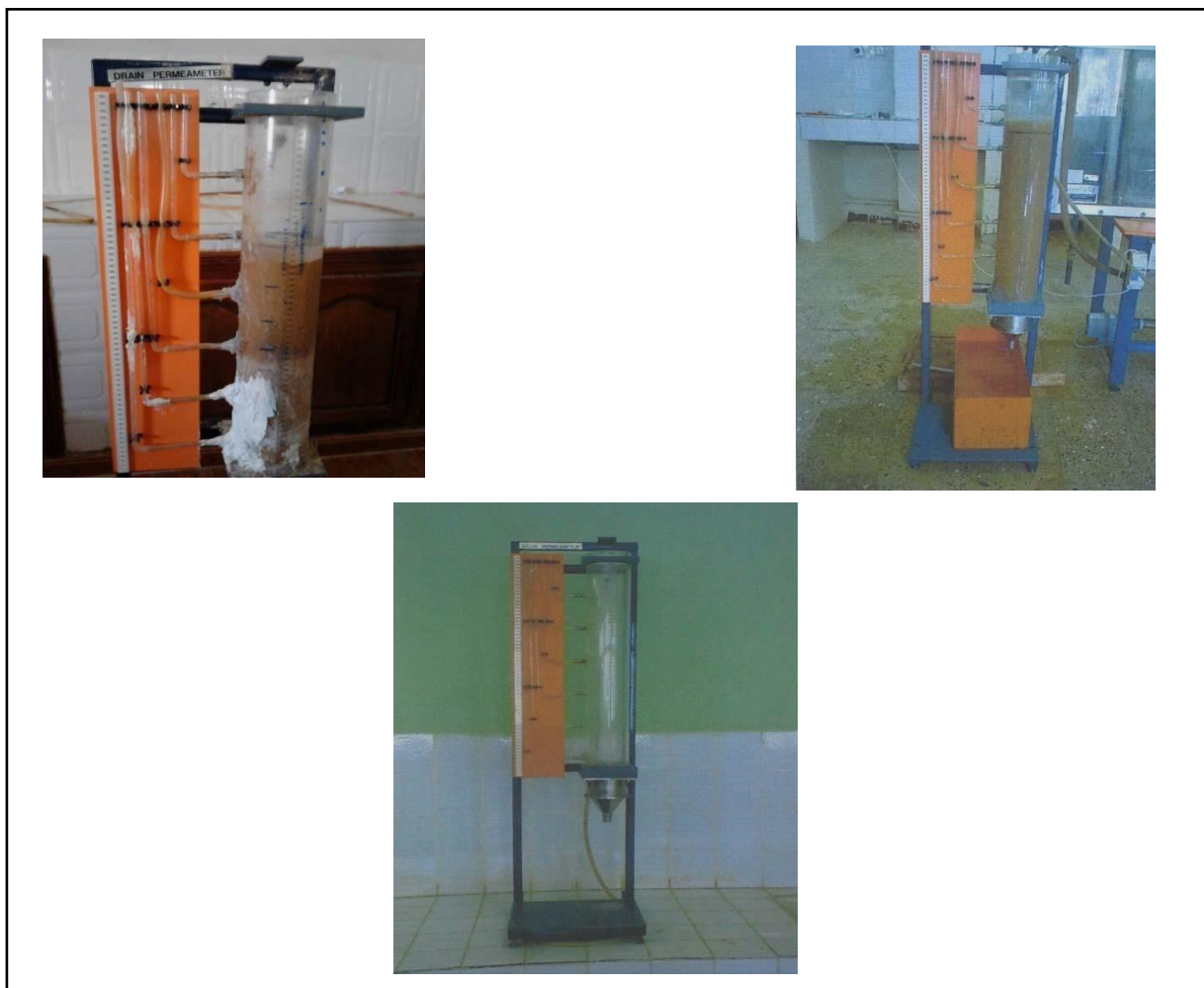


Figure III.1 : Perméamètre utilisé



Trois types de sol sont utilisés, sable, sable argileux et argile. Le but recherché dans le choix des matériaux, est de varier la perméabilité et voir l'effet des argiles sur la capacité d'infiltration.

Tous les échantillons utilisés ont une longueur de 400 mm.

Sable sec = 400 mm

Sable humide = 400 mm

Sable et argile sec = 400mm

Sable et argile humide = 400 mm

Argile sec = 400 mm

Argile humide = 400 mm

### III.3. Conduite des essais

L'essai consiste à déposer l'échantillon dans le perméamètre et appliquer une charge en amont du dispositif. Il suffit, alors, de suivre l'infiltration de l'eau à travers les échantillons. Les lectures sont faites chaque 10 secondes. A la fin de l'essai on mesure le volume filtré.

Le tableau suivant présente les volumes d'eau filtrés à travers le sol, à la fin du processus. On constate une grande différence dans les valeurs obtenues, de 0 ml pour l'argile à 900 ml pour le sable. Ce qui montre la grande différence dans la perméabilité entre les sols utilisés. Pour un même sol, les volumes filtrés sont plus grands quand le sol est initialement humide.

Echantillon	Volume d'eau utilisé (ml)	Volume d'eau filtré (ml)
Sable sec	1000	30
Sable humide	1000	900
Sable argileux sec	1000	5
Sable argileux humide	1000	750
Argile sèche	1000	0
Argile humide	1000	590

Les relevés des observations du mouvement vertical de l'eau et les taux d'infiltration déduits pour les différents modèles utilisés sont reportés dans les tableaux suivants :

## Essai n°1 – Sable à l'état sec

<b>Sable à l'état sec</b>			
longueur de l'échantillon 400 mm			
Volume d'eau utilisé 1 litre			
<b>Temps</b> t (s)	<b>Hauteur</b> h(mm)	<b>Infiltration</b> I (mm)	<b>Vitesse d'infiltration</b> <b>V<sub>inf</sub></b> (mm/s)
<b>0</b>	472		
<b>10</b>	465	7	0.7
<b>20</b>	459	6	0.6
<b>30</b>	453	6	0.6
<b>40</b>	447	6	0.6
<b>50</b>	442	5	0.5
<b>60</b>	437	5	0.5
<b>70</b>	432	5	0.5
<b>80</b>	427	5	0.5
<b>90</b>	422	5	0.5
<b>100</b>	418	4	0.4
<b>110</b>	415	3	0.3
<b>120</b>	412	3	0.3
<b>130</b>	409	3	0.3
<b>140</b>	406	3	0.3
<b>150</b>	403	3	0.3
<b>160</b>	400	3	0.3
<b>Volume d'eau filtrée 30 ml</b>			

Tableau III.1 : Sable à l'état sec

## Essai n°2– Sable à l'état humide

<b>Sable à l'état humide</b> longueur de l'échantillon 400 mm Volume d'eau utilisé 1 litre			
<b>Temps t</b> (s)	<b>Hauteur</b> <b>h</b> (mm)	<b>Infiltration</b> <b>I</b> (mm)	<b>Vitesse</b> d'infiltration <b>V<sub>inf</sub></b> (mm/s)
<b>0</b>	469		
<b>10</b>	462	7	0.7
<b>20</b>	457	5	0.5
<b>30</b>	452	5	0.5
<b>40</b>	447	5	0.5
<b>50</b>	443	4	0.4
<b>60</b>	439	4	0.4
<b>70</b>	435	4	0.4
<b>80</b>	431	4	0.4
<b>90</b>	427	4	0.4
<b>100</b>	424	3	0.3
<b>110</b>	421	3	0.3
<b>120</b>	418	3	0.3
<b>130</b>	415	3	0.3
<b>140</b>	412	3	0.3
<b>150</b>	409	3	0.3
<b>160</b>	406	3	0.3
<b>170</b>	403	3	0.3
<b>180</b>	400	3	0.3
<b>Volume d'eau filtrée 900 ml</b>			

Tableau III.2 : Sable à l'état humide

## Essai n°3– le mélange sable et argile en état sec

le mélange sable et argile en état sec longueur de l'échantillon 400 mm Volume d'eau utilisé 1 litre			
Temps t (s)	Hauteur h(mm)	Infiltration I (mm)	Vitesse d'infiltration $V_{inf}$ (mm/s)
0	496		
2	484	12	6
4	476	8	4
6	468	8	4
8	460	8	4
10	453	7	3.5
12	446	7	3.5
14	440	6	3
16	434	6	3
18	429	5	2.5
20	425	4	2
22	421	4	2
24	418	3	1.5
26	415	3	1.5
28	412	3	1.5
30	409	3	1.5
32	406	3	1.5
34	403	3	1.5
36	400	3	1.5
<b>Volume d'eau filtrée 5 ml</b>			

Tableau III.3 : Mélange sable et argile en état sec

## Essai n°4– le mélange sable et argile en état humide

le mélange sable et argile en état humide			
longueur de l'échantillon 400 mm			
Volume d'eau utilisé 1 litre			
Temps t (s)	Hauteur h(mm)	Infiltratio n I (mm)	Vitesse d'infiltration Vinf (mm/s)
0	500		
2	495	5	2.5
4	490	5	2.5
6	485	5	2.5
8	481	4	2
10	477	4	2
12	473	4	2
14	470	3	1.5
16	467	3	1.5
18	464	3	1.5
20	461	3	1.5
22	458	3	1.5
24	456	2	1
26	454	2	1
28	452	2	1
30	450	2	1
32	448	2	1
34	446	2	1
36	444	2	1
38	442	2	1
40	440	2	1
42	438	2	1
44	436	2	1
46	434	2	1
48	432	2	1
50	430	2	1
52	428	2	1
54	426	2	1
56	424	2	1
58	422	2	1
60	420	2	1
62	418	2	1
64	416	2	1
66	414	2	1
68	412	2	1
70	410	2	1
72	408	2	1
74	406	2	1
76	404	2	1
78	402	2	1
80	400	2	1
Volume d'eau filtrée 750 ml			

Tableau III.4 : Mélange sable et argile en état humide

## Essai n°5– Argile en état sec

Argile en état sec			
longueur de l'échantillon 400 mm		Volume d'eau utilisé 1 litre	
Temps t (s)	Hauteur h(mm)	Infiltration I (mm)	Vitesse d'infiltration $V_{inf}$ (mm/s)
0	513		
2	503	10	5
4	497	6	3
6	491	6	3
8	487	4	2
10	483	4	2
12	480	3	1.5
14	477	3	1.5
16	474	3	1.5
18	472	2	1
20	470	2	1
22	468	2	1
24	466	2	1
26	464	2	1
28	462	2	1
30	460	2	1
32	458	2	1
34	456	2	1
36	454	2	1
38	452	2	1
40	450	2	1
42	448	2	1
44	446	2	1
46	444	2	1
48	442	2	1
50	440	2	1
52	438	2	1
54	437	1	0.5
56	436	1	0.5
58	435	1	0.5
60	434	1	0.5
62	433	1	0.5
64	432	1	0.5
66	431	1	0.5
68	430	1	0.5
70	429	1	0.5
72	428	1	0.5
74	427	1	0.5
76	426	1	0.5
78	425	1	0.5
80	424	1	0.5
82	423	1	0.5
84	422	1	0.5
86	421	1	0.5
88	420	1	0.5
Volume d'eau filtrée 0 ml			

Tableau III.5 : Argile en état sec

## Essai n°6– argile en état humide

argile en état humide longueur de l'échantillon 400 mm Volume d'eau utilisé 1litre			
Temps t (s)	Hauteur h(mm)	Infiltration I (mm)	Vitesse d'infiltration $V_{inf}$ (mm/s)
0	495		
2	489	6	3
4	483	6	3
6	477	6	3
8	471	6	3
10	466	5	2.5
12	461	5	2.5
14	456	5	2.5
16	451	5	2.5
18	446	5	2.5
20	442	4	2
22	438	4	2
24	434	4	2
26	430	4	2
28	427	3	1.5
30	424	3	1.5
32	421	3	1.5
34	418	3	1.5
36	416	2	1
38	414	2	1
40	412	2	1
42	410	2	1
44	409	1	0.5
46	408	1	0.5
48	407	1	0.5
50	406	1	0.5
52	405	1	0.5
54	404	1	0.5
56	403	1	0.5
58	402	1	0.5
60	401	1	0.5
62	400	1	0.5
Volume d'eau filtrée 590 ml			

Tableau III.6 : Argile en état humide

III.4. Interprétation des essais

L'exploitation des résultats se fait par le traçage des courbes de la vitesse d'infiltration en fonction du temps. L'ajustement par une relation de la forme logarithmique est la plus adéquate.

La forme générale de l'équation obtenue :  $V_t = -A \ln t + B$ , où  $A$  et  $B$  sont des paramètres empiriques dépendant des conditions de l'essai, nature du sol, son humidité initiale et la charge appliquée.

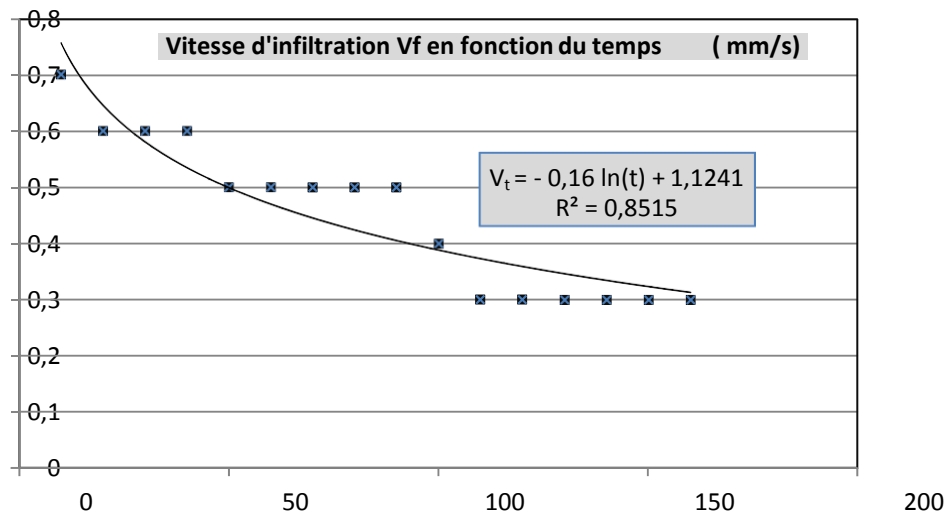


Figure III.2 : vitesse d'infiltration en fonction du temps (Cas du sable sec)

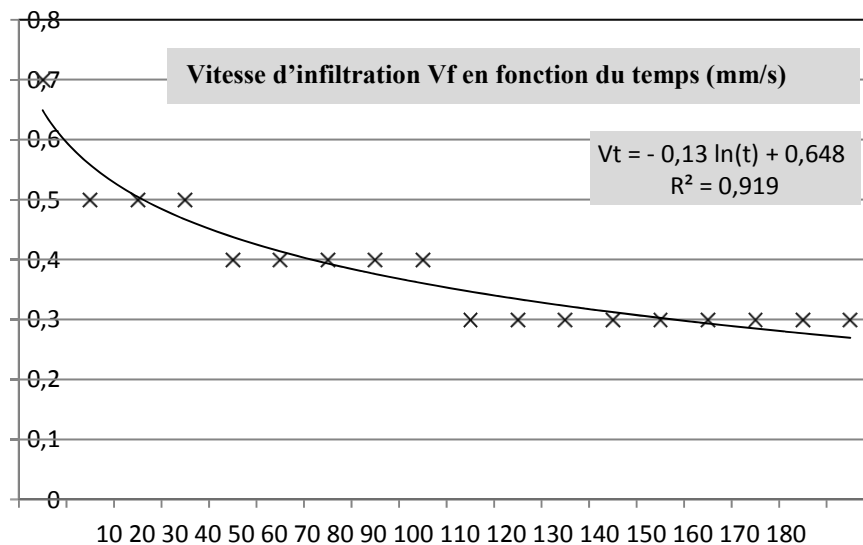
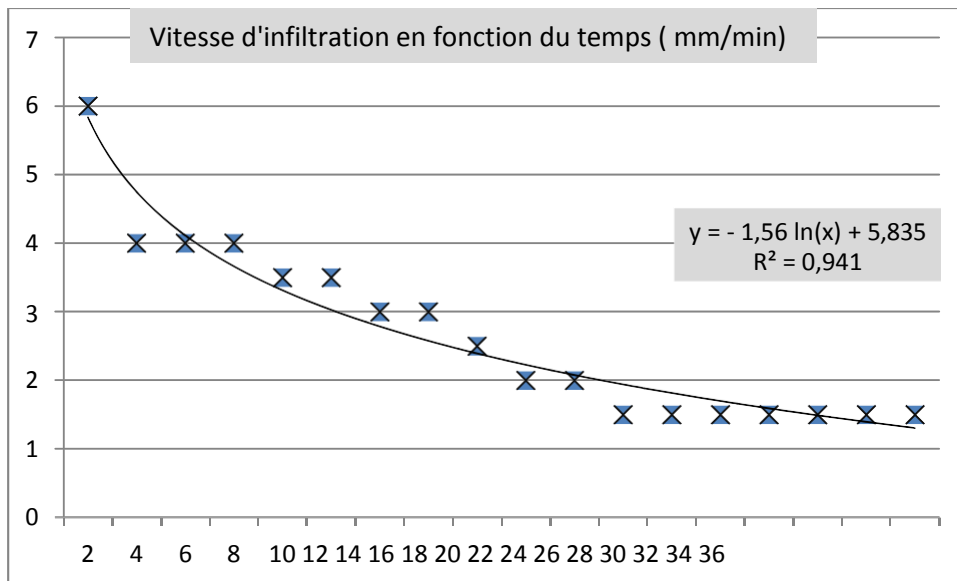
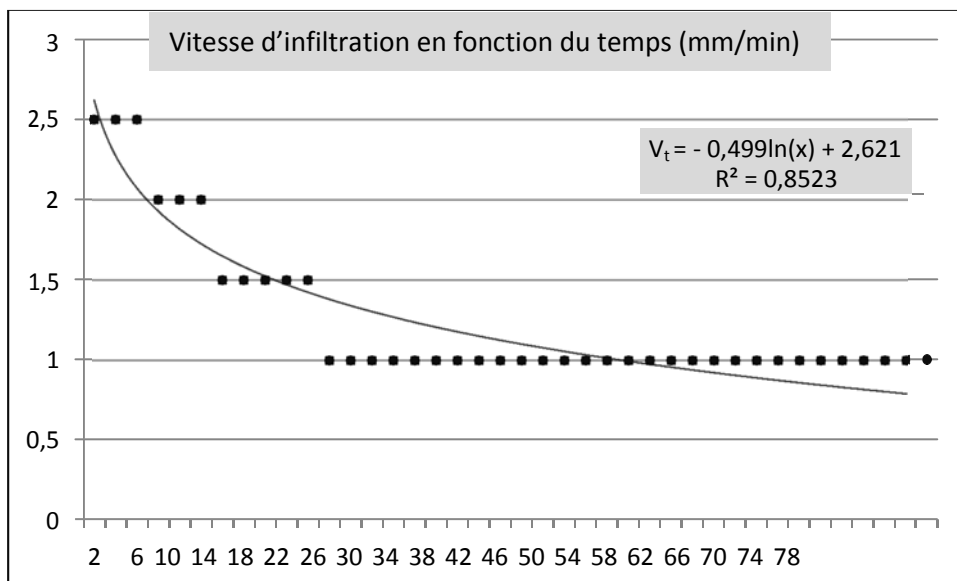


Figure III.3 : vitesse d'infiltration en fonction du temps (mm/s) (Cas du sable humide)

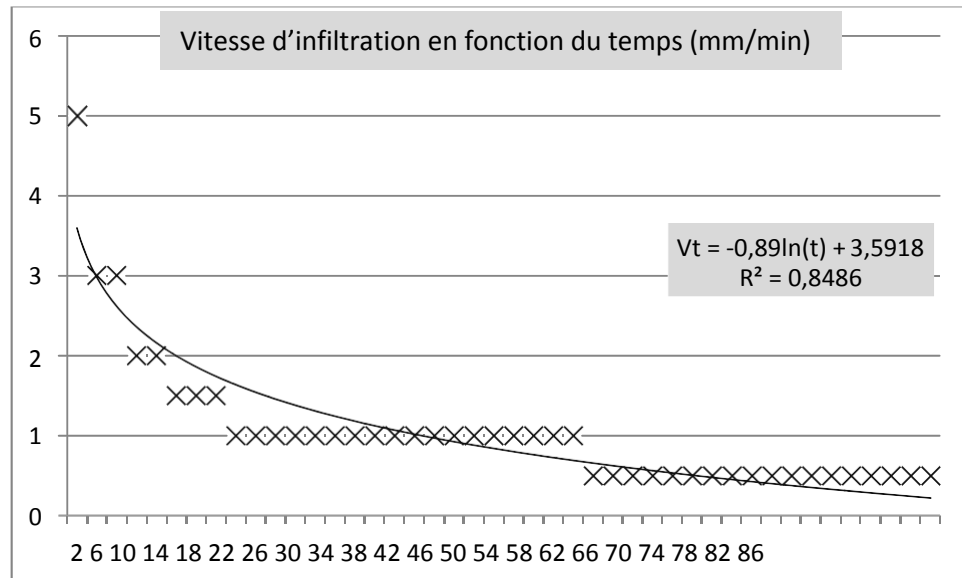




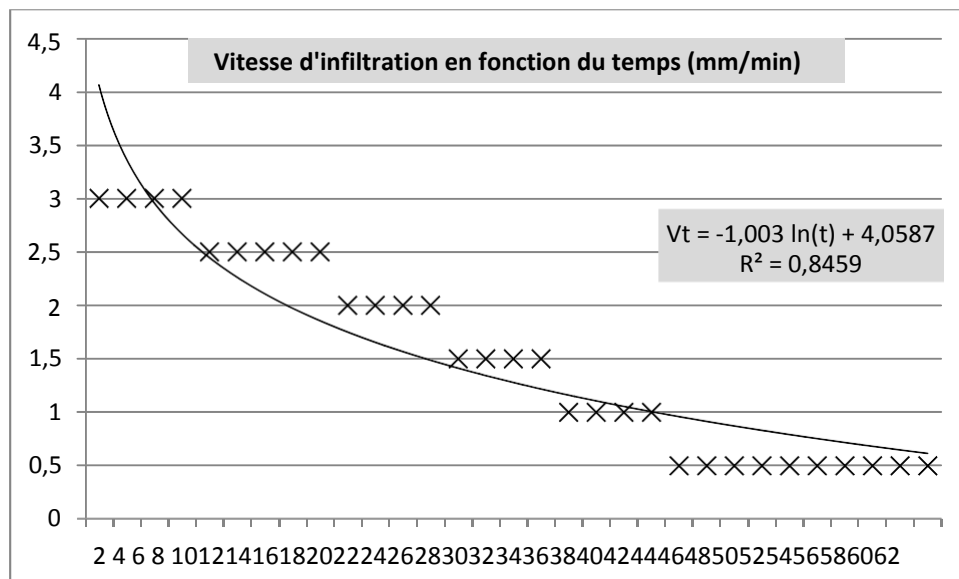
**Figure III.4 :** vitesse d'infiltration en fonction du temps (Cas du sable argileux sec)



**Figure III.5 :** Vitesse d'infiltration en fonction du temps (mm/min) (Cas du sable argileux humide)



**Figure III.6 :** Vitesse d'infiltration en fonction du temps(mm/min)  
(Cas du sol argileux sec)



**Figure III.7:** Vitesse d'infiltration en fonction du temps  
(mm/min) (Cas du sol argileux humide)

L'analyse des courbes obtenues, montre que l'infiltration est maximale au début du processus, vu la présence des forces de gravité, d'absorption et de capillarité, qui se conjuguent. Les valeurs obtenues varient d'un type de sol à l'autre. Les plus grandes valeurs observées sont enregistrées pour l'état sec. Ces paramètres dépendent donc de la nature du sol, sa perméabilité et son humidité initiale. Les valeurs finales restent constantes, et sont déterminées par la perméabilité à saturation. La perméabilité diminue avec la concentration en argile.

L'allure générale des courbes est quasi identique dans tous les cas étudiés. On peut les représenter par relation de la forme  $V_t = -A \ln t + B$ , où  $V_t$  est la vitesse d'infiltration à l'instant  $t$ ,  $A$  et  $B$  paramètres

empiriques liés aux conditions du sol et de l'eau utilisée. Pour  $t = 0$ , **B** est l'infiltration initiale présentée dans le modèle de Horton. L'infiltration initiale est maximale, portée par les forces de gravité et les forces capillaires qui agissent dans ce cas dans le même sens. Les taux d'infiltration décroissent avec le temps de manière exponentielle puis tendent à se stabiliser autour d'une valeur proche de la perméabilité à saturation. C'est l'infiltration finale qui reste relativement constante.

Le tableau suivant montre la variation des paramètres **A** et **B** en fonction du type de sol utilisé. Les valeurs observées montrent que dans le cas du sable, la différence entre infiltration initiale et finale n'est pas très grande, de sorte que le sable se sature plus rapidement. Quand à l'argile la courbe est beaucoup plus verticale, la chute rapide du taux d'infiltration est proportionnelle à la diminution de l'effet des forces de capillarité.

Type de sol	Paramètre <b>A</b>	Paramètre <b>B</b>
Sol sableux (sec)	0.16	1.12
Sol sableux (humide)	0.13	0.64
Sol sableux argileux (sec)	1.56	5.83
Solsableux argileux (humide)	0.49	2.62
Sol argileux (sec)	0.89	3.59
Sol argileux (humide)	1.003	4.05

**Tableau III .7:** Valeurs des paramètres **A** et **B**

**Conclusion :**

Les essais réalisés ont permis d'aboutir à une relation reliant la vitesse d'infiltration au temps.

$$V_t = - A \ln t + B,$$

$V_t$  est la vitesse d'infiltration à l'instant  $t$ , **A** et **B** des paramètres empiriques liés à la nature et aux propriétés du sol.

L'infiltration initiale, est plus forte dans le cas de l'argile sèche car les forces de capillarité et d'adsorption sont relativement fortes, mais rapidement l'écoulement est limitée par la faible perméabilité de l'argile et sa grande capacité de rétention, ce qui est facilement expliquée par le très faible volume filtré / unité de temps. Le cas du sable est éloquent puisque les courbes sont beaucoup plus plates, et l'infiltration initiale est relativement proche de l'infiltration finale. Il faut tenir compte de l'épaisseur des échantillons 400 mm, et de la durée utilisée.

### Conclusion générale :

L'estimation de l'importance du processus d'infiltration permet de déterminer quelle fraction de la pluie va participer à l'écoulement de surface, et quelle fraction va alimenter les écoulements souterrains et donc aussi participer à la recharge des nappes souterraines.

En géotechnique elle n'est en général pas prise en compte, car son influence serait négligeable.

L'analyse des courbes obtenues, montre que l'infiltration est maximale au début du processus, vu la présence des forces de gravité et d'absorption, qui se conjuguent. Les valeurs obtenues varient d'un type de sol à l'autre. Les plus grandes valeurs observées sont enregistrées pour l'état sec. Ces paramètres dépendent donc de la nature du sol, sa perméabilité et son humidité initiale. Les valeurs finales restent constantes, et sont déterminées par la perméabilité à saturation. La perméabilité diminue avec la concentration en argile.

Une relation est déduite à partir des courbes de l'infiltration en fonction du temps :

$$V_t = -A \ln t + B,$$

où  $V_t$  est la vitesse d'infiltration à l'instant  $t$ ,  $A$  et  $B$  paramètres empiriques liés aux conditions du sol et de l'eau utilisée. Pour  $t = 0$ ,  $B$  est l'infiltration initiale présentée dans le modèle de Horton. L'infiltration initiale est maximale, portée par les forces de gravité et les forces capillaires qui agissent dans ce cas dans le même sens. Les taux d'infiltration décroissent avec le temps de manière exponentielle puis tendent à se stabiliser autour d'une valeur proche de la perméabilité à saturation. C'est l'infiltration finale qui reste relativement constante.

L'infiltration initiale, est plus forte dans le cas de l'argile sèche car les forces de capillarité et d'adsorption sont relativement fortes, mais rapidement l'écoulement est limitée par la faible perméabilité de l'argile et sa grande capacité de rétention, ce qui est facilement expliquée par le très faible volume filtré / unité de temps. Le cas du sable est éloquent puisque les courbes sont beaucoup plus plates, et l'infiltration initiale est relativement proche de l'infiltration finale. Il faut tenir compte de l'épaisseur des échantillons 400 mm, et de la durée utilisée.

Le travail réalisé nécessite d'être encore approfondi sur d'autres types de sol.

## ***Bibliographie***

[1] HILLEL.D « *l'eau et sol, CABAY, 1984, 288 P principe et processus physique* ».

[2] CASTANY, G.(1998) : *hydrogéologie « principes et méthodes*  
»Edition-DUNOD.

[3] DJEDRI.T « *Cours d'hydrogéologie, 1994* »

[4] KHAMOULI AMOR, HAMZA ABDENNACER, « *Etude expérimentale de l'infiltration efficace dans une nappe de pompage* ».

*Sites web :*

[5] <http://users.skynet.be/the.fly/htm/P%E9dologie/Proprietes.htm>.

[6] <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/eau-sol.htm>