

SOMMAIRE

- INTRODUCTION
- Chapitre I : L'EAU ET LE SOL
- CHAPITRE II : DESCRIPTION PHYSIQUE DES PROCESSUS
- CHAPITRE III : MODELES ET EXPERIENCES HYDROLOGIQUES
- CHAPITRE IV : ANALYSE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES SUR UN SOL VOLCANIQUE DES COMORES ET SOL FERRALITIQUE DE MADAGASCAR
- CONCLUSION GENERALE
- REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES
- ANNEXES
- TABLE DES MATIERES

GLOSSAIRE

div : Operateur divergence

D_s : Degré de saturation (en %)

D_{pluie} : Débit pluviométrique (en m^3/s).

e : Nombre de pores dans un solide

K : conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité (en m/s)

$I_{AR+PR\%}$: Pourcentage d'infiltration avant et après ruissellement.

$\vec{\nabla}$: Operateur nabla

n : Porosité d'un solide (en %)

$\vec{\Phi}$: Vecteur flux de Darcy (en m^2/s dans le S.I.)

$\rho_{réel.sol}$: Masse volumique réelle du sol considéré (en $kg.m^{-3}$).

σ : Coefficient directeur des droites d'infiltration et de ruissellement du sol.

p_{cap} : Pression capillaire (en Pascal P_a)

p_{air} : Pression de l'air (en Pascal P_a).

Q_v : Débit source d'écoulement ou débit principal (en m^3/s).

T_{AR} : Durée d'infiltration avant ruissellement en seconde ou année.

T_{PR} : Durée de ruissellement en seconde ou année

SV : Sol volcanique

SF : Sol ferralitique

V_{TE} : Volume total de l'échantillon

V_{TS} : Volume de l'échantillon de sol.

V_0 : Volume initiale d'eau dans le réservoir

V_f : Volume finale d'eau dans le réservoir

$V_{ruissel}$: Volume d'eau ruisselé

W : quantité d'énergie contenue dans une quantité unitaire d'eau.

I_{AR} : Infiltration avant le ruissellement

I_{PR} : Infiltration pendant le ruissellement

LISTE DES TABLEAUX

Tableau1 : Quelques valeurs de la viscosité à 15°C.....	14
Tableau 2 : perméabilité des sols destinés à l'agriculture et à la conservation.....	32
Tableau 3 : Perméabilité des sols destinés au génie civil.....	33
Tableau 4 : Résultats de lecture avec le densimètre de Bouyoucos.....	35
Tableau 5 : Résultats de la granulométrie.....	35
Tableau 6 : Densités réelles des deux échantillons.....	36
Tableau 7 : Mesure de la densité apparente de chaque sol	37
Tableau 8: Résultat d'analyse de la perméabilité pour une taille de sol $\leq 2\text{mm}$	40
Tableau 9: Résultat d'analyse de la perméabilité pour un sol de taille $\leq 0.5\text{mm}$	40
Tableau 10: Comparaison des résultats avec les publications.....	41
Tableau 11 : Evaluation des processus hydrauliques sur l'échantillon volcanique....	44
Tableau 12 : Evaluation des processus hydrauliques sur l'échantillon ferrallitique.....	44
Tableau 13 : Comparaison des processus hydrauliques entre les deux échantillons de sol....	44
Tableau 14 : Comparaison infiltration-ruissellement avec le débit Q_v sur le SV.....	46
Tableau 15 : Comparaison infiltration-ruissellement avec le débit Q_v sur le SF.....	46

LISTE DES FIGURES

Figure1 : Inventaire des forces qui agissent en permanence sur les eaux terrestres.....	3
Figure 2: Présentation d'un phénomène de ruissèlement.....	5
Figure 3 : Profil d'infiltration.....	7
Figure 4: Processus de recharge d'une nappe.....	8
Figure 5 : Vue d'ensemble des processus hydrologiques.....	9
Figure 6 : Schématisation des forces sur un fluide en surface.....	18
Figure 7 : Illustration de la conductivité hydraulique.....	21
Figure 8 : Tube de l'expérience de DARCY.....	28
Figure 9 : Evaporation et évapotranspiration potentielle et réelle.....	29
Figure 10 : Échelle internationale de classement des particules minérales.....	34
Figure 11 : Conductivité électrique en fonction de la saturation.....	38
Figure 12 : Montage du test de percolation.....	39
Figure 13 : Schéma principe du montage expérimental.....	43
Figure 14 : Evolution des processus hydrologiques sur le SF et sur le SV.....	45
Figure 15 : Evolution des processus hydrologiques suivant un pas d'inclinaison de 0,1 rad.....	48

INTRODUCTION

La relation entre les précipitations et le ruissellement, est un problème clé de l'hydrologie d'un bassin versant. Du point de vue scientifique, les mécanismes mis en jeu doivent être mieux compris. Du point de vue ingénierie, il est nécessaire de prévoir le ruissellement induit par une pluie. La genèse d'un écoulement en surface est contrôlée par trois compartiments du sol : la zone saturée, la zone non saturée qui contrôle l'infiltration et la surface.

L'analyse physique de terre est un paramètre important, car elle conditionne d'une part l'activité biologique du sol et joue ainsi un rôle majeur dans l'assimilation des éléments nutritifs des plantes. Elle consiste à suivre les processus hydrologiques sur le sol et à déterminer le comportement de l'eau sur ce sol. D'autre part, en génie civil et urbanisme, connaître le comportement hydrologique du sol est préalable. Selon la nature du projet, à part la connaissance du type de sol, certains niveaux de perméabilité forte ou faible du sol peuvent s'imposer pour des raisons à la fois environnementales et économiques.

Ainsi l'étude des processus hydrologiques sur un sol donnée contribue directement au développement durable. C'est dans ce cadre que nous classons « l'étude comparative des processus hydrologiques entre un sol volcanique de la grande Comore et un sol ferrallitique de Madagascar » dont fait l'objet de notre étude.

Cette étude comprend quatre chapitres. Dans un premier temps nous présenterons le cycle de l'eau à travers les pluies, les processus hydrologiques et les types des sols. Nous continuerons sur une description physique desdits processus physiques. Puis nous verrons une présentation de quelques modèles et expériences hydrologiques et finirons sur les résultats des études pratiques menées à l'occasion de ce projet.

Chapitre I.

CYCLE DE L'EAU

Les mers et les océans couvrent le trois-quarts de la surface terrestre, sous l'effet de l'énergie solaire, l'eau des océans, l'eau dans l'atmosphère, les eaux des lacs, les cours d'eau, les nappes d'eaux souterraines et les glaciers s'évaporent. L'immense vapeur d'eau ainsi dégagée se répartit dans l'atmosphère. A leur tour, par condensation, ces vapeurs se transforment en nuages. Par les courants d'air, les particules de nuage au-tour de la Terre se heurtent, s'amoncellent et retombent en tant que précipitation. Dans ce chapitre nous allons exposer les processus caractéristiques du fonctionnement d'un bassin versant.

I.1. Les apports d'eau à la surface

Principalement, la surface d'un bassin versant est alimentée en eau par les précipitations. Cependant, autant que les pluies, la neige, ainsi que toutes autres sources doivent être considérées. Ainsi, les eaux usées dégagées par les activités de l'homme et les eaux d'irrigation constituent eux aussi des apports pour l'alimentation des bassins. Selon la nature géologique et l'occupation d'un terrain, une partie des eaux reçues à la surface est captée par les végétaux ou s'évapore et une autre partie se répartit entre infiltration et ruissellement.

I.2. Le devenir des gouttelettes de pluie

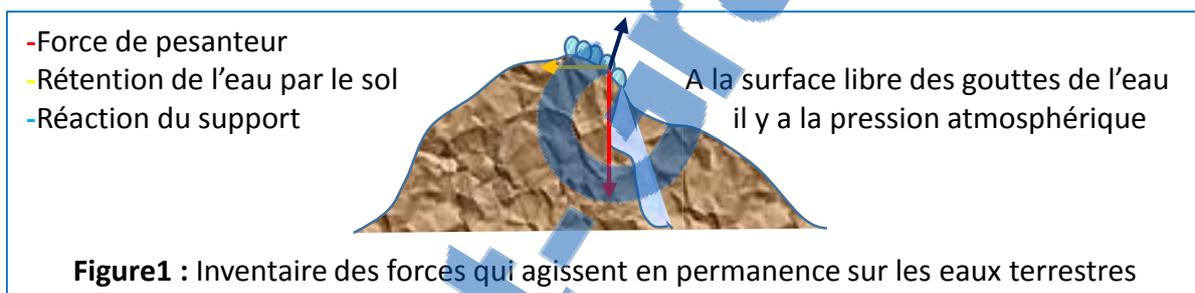
I.2.1. Les causes des transferts hydrologiques dans un bassin

Rappelons que tout corps immobile ou en mouvement l'est à cause d'une ou plusieurs forces. Pour les transferts hydriques dans un bassin, des études réalisées ont montré que trois principales forces sont à l'origine de ces transferts [9]:

- Relativement à la topographie d'un sol, l'énergie potentielle de pesanteur, peut générer des écoulements ;
- L'énergie atmosphérique, relative à la pression atmosphérique ; Elle contrôle le retour de l'eau sous forme de vapeur dans l'atmosphère. C'est grâce à cette énergie que l'eau peut retourner à l'atmosphère ;

- l'énergie de rétention hydrique: elle indique la capacité d'un sol à retenir l'eau. Cette énergie agit contre le drainage. Couramment, on utilise le terme de potentiel hydrique pour signifier l'énergie à appliquer à un sol pour y libérer 1 gramme d'eau. Le potentiel hydrique peut être décomposé en potentiel osmotique et potentiel matriciel. La force osmotique est du milieu le moins concentré en ion vers le milieu le plus concentré. Mais le potentiel matriciel est lié à la taille des pores ou la capillarité.

Ainsi, en l'absence du potentiel hydrique, l'eau issue des précipitations serait rapidement drainée et il n'y aurait aucune eau disponible pour les végétaux. Alors le devenir des eaux de pluie reçues sur le sol, peut être défini comme la résultante de ces trois forces (voir figure 1).



Plus le sol est sec, plus les forces de rétention par la matrice sont importantes. L'eau dans un sol sec est donc difficilement dynamisée par les forces de gravité. Elle s'écoulera plus facilement dans un milieu humide que dans un milieu sec.

I.2.2. Processus de transferts hydrologiques

Comme tout système physique, l'eau tend toujours vers sa position d'équilibre statique. Ce qui lui attribue des mouvements perpétuels relativement à la nature et à la pente du sol en contact.

I.2.2.1. Processus d'infiltration

Elle se définit comme le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol, lorsque celui-ci est soumis à un quelconque débit d'eau. Pendant l'infiltration, l'eau

remplit d'abord les interstices (les pores) du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité et des forces de succion. En effet, lorsque le sol est perméable, l'eau, sous l'effet de la gravitation, suivant le gradient de potentiel matriciel, pénètre dans le sol jusqu'à remplir le volume poreux de la matrice du sol. Lorsque le maximum de remplissage des pores est atteint, on dit que le sol est saturé. A ce niveau, l'eau peut encore s'infiltrer par l'effet de la gravitation en poussant l'eau déjà présente tout en formant des fronts d'infiltration. L'infiltration ne s'arrête que lorsque le débit source s'interrompt ou lorsque l'eau rencontre une couche imperméable. Dans ce dernier cas, l'eau stockée dans cette couche constitue une nappe. Ainsi, la conductivité hydraulique et l'état hydrique du milieu sont des paramètres limitant du flux d'infiltration.

- **Impacts du processus d'infiltration :**

Les infiltrations contribuent à la reconstitution des réserves d'eau dans le sol. Il est évident que si une eau est chargée par des polluants solubles, alors ces dernières seront transférées dans le sous-sol pendant l'infiltration.

I.2.2.2. Processus de ruissellement.

Le phénomène de ruissellement apparaît, lorsque l'apport d'eau en surface devient plus important qu'à la capacité d'infiltration du sol. En effet, chaque sol a son état structurel qui peut être plus ou moins poreux, plus ou moins concentré en minerais. Dès que l'infiltrabilité est dépassée, la surface se sature, la rétention devient négligeable. L'eau en surplus s'écoule en surface sous l'effet des gradients de potentiel gravitaire. C'est le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité. Dans le cas où la partie basse atteint sa saturation, les eaux qui tombent sur les zones saturées ruissellent aussi par le même effet de gravitation, directement ou tendent à recharger la nappe sous-jacente. Il est aussi possible qu'une nappe déborde et entraîne de ruissellement. C'est ce qui arrive lorsque la montée d'une nappe atteint, par sa surface libre, la surface topographique.

- **Impacts et phénomènes du ruissellement**

Plusieurs phénomènes et impacts sont engendrés par le ruissellement. Citons par exemple :

- L'érosion des terrains : sous l'effet de l'énergie cinétique de l'eau et les frottements favorisés par la rétention, des petites particules sont emportées

par le courant d'eau relativement à la nature du sol, à la pente du terrain et au débit du courant ;

- Aggravation des pollutions par le transport : les engrais et divers autres produits issus de différentes sources d'activité, sont entraînés par le ruissellement. La distance de transport dépend de l'énergie mécanique de l'eau, du relief et de la pente ;
- La sédimentation : C'est le dépôt des grosses et petites particules transportées par le courant. En aval, dans la plaine, quand le courant perd son débit, les particules emportées se déposent des plus grosses au plus fines.

La figure 2 illustre le phénomène de ruissellement.

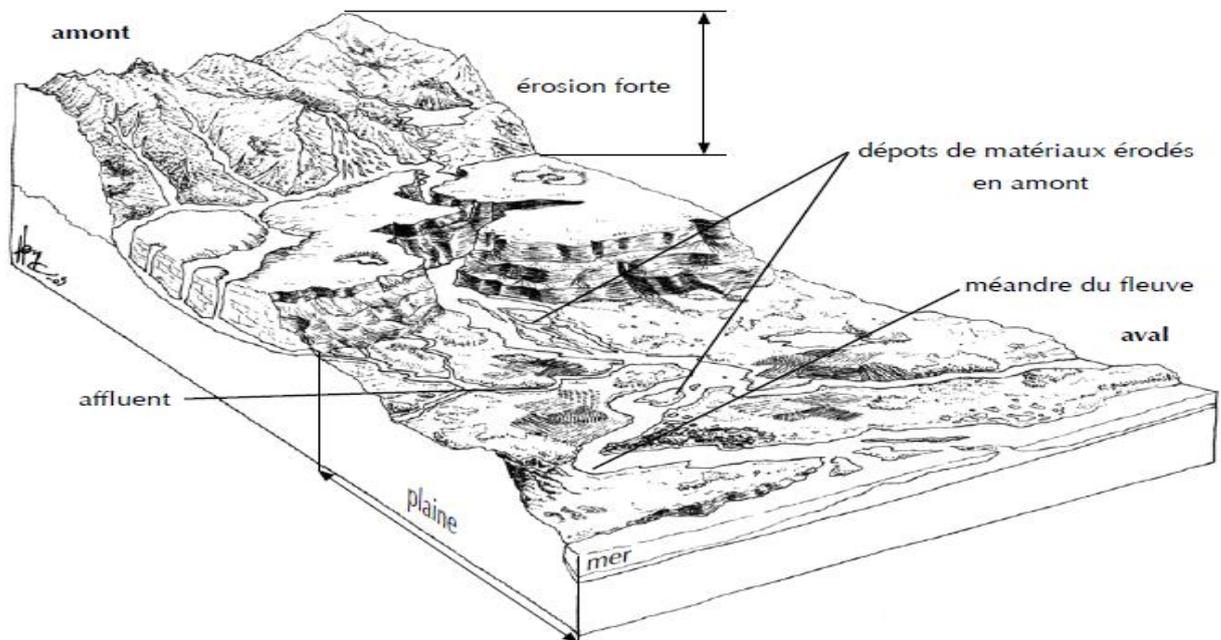


Figure 2: Présentation d'un phénomène de ruissèlement.[1]

1.2.2.3. Infiltration et ruissellement en zone volcanique

De nombreuses études d'infiltration et de ruissellement ont permis de constater le rôle principal joué par l'état de surface sur la répartition des pluies entre ruissellement et infiltration [2]. Les activités agricoles modifient les propriétés hydrodynamiques et géométriques à la surface des parcelles. Selon le mode et le moyen de cultural, le sol peut aussi augmenter ou diminuer son infiltrabilité. A titre d'exemple, le labour augmente la rugosité de surface et l'infiltration alors que l'usage d'engins peut entraîner une compaction et réduire en conséquence la capacité d'infiltration du sol.

Les caractéristiques du ruissellement-érosion change selon la nature pédologique des sols, en zone volcanique ou non. En effet, dans les zones tropicales, le taux d'infiltration est très élevé (50 à 300 mm/h) pour les sols volcaniques [2]. Ils ont la capacité d'absorber la plupart des pluies intenses. Ce qui les rend moins vulnérables au ruissellement et à l'érosion. Cependant, sous un événement pluvieux, le coefficient de ruissellement de ces sols peut atteindre 34% en plantation de banane (Cattan et al, 2006). Cette proportion peut s'expliquer par la grande variabilité spatiale du taux d'infiltration d'une parcelle à l'autre qui peut entraîner des événements ruisselants sous des pluies faibles devant l'infiltration. La répartition spatiale de l'intensité de la pluie est aussi une raison. Cette dernière, peut être due à la variabilité de la couverture végétale.

Notons que les études se basant sur des sols volcaniques sont très limitées, celles déjà réalisées en climat tropical humide sont localisées en forêt. Un modèle avec une fonction de redistribution a été créé et a confirmé le rôle de la distribution de la pluie par le couvert végétal. Il reste cependant difficile de confirmer la similarité de cette approche avec d'autres conditions de sol.

I.2.2.4. Variation de l'écoulement

Sous l'action des forces de gravité et de succion, la pluie qui arrive à la surface du sol y pénètre assez régulièrement selon un front d'humectation. On décrit la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau dans le sol par des profils d'infiltration ou profil hydrique. Lorsqu'un sol est homogène et lorsque sa surface est submergée, on peut distinguer trois zones dans son profil d'infiltration (**voir figure 3**):

- une **zone** située immédiatement sous la surface du sol appelée **zone de saturation**;
- une **zone de transmission, située** proche de la saturation, qui présente une teneur en eau proche de la saturation et en apparence uniforme ;
- une **zone d'humidification** : La teneur en eau dans cette zone décroît fortement avec la profondeur.

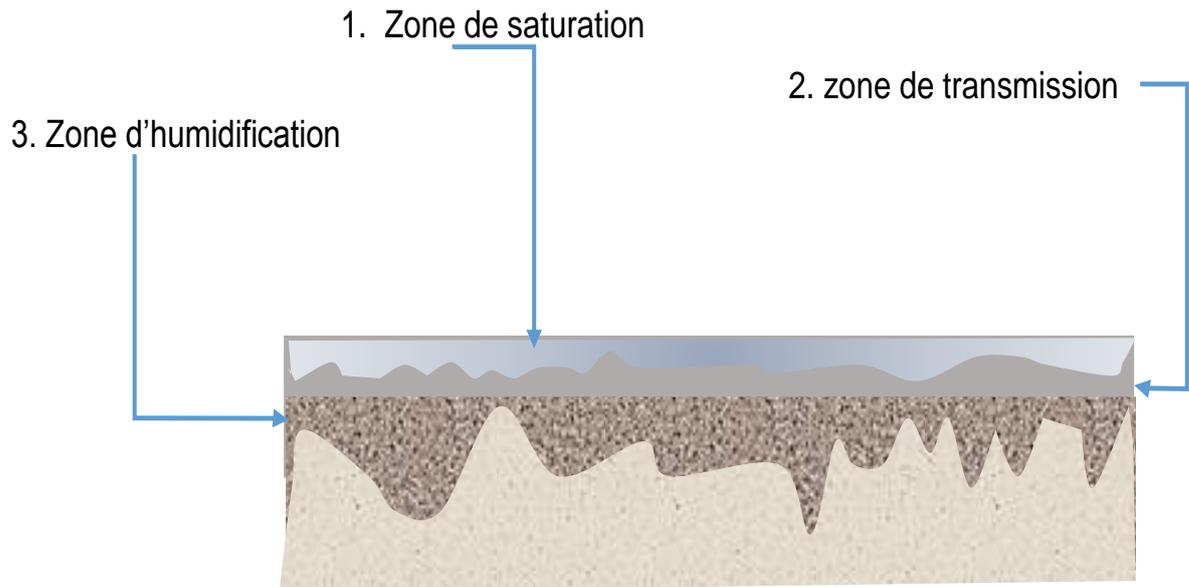


Figure 3: Profil d'infiltration

La variation de l'écoulement d'un courant d'eau peut être influencée par les apports latéraux d'eau et par les échanges nappe-rivière. Par le gradient de pesanteur, l'échange se fera du milieu le plus élevé vers le milieu le plus bas.

Ainsi, une des deux situations suivantes peut se présenter à la zone d'échange :

- La nappe peut subir un drainage, ce qui augmente le débit de l'écoulement dans la rivière ;
- Un flux de la rivière peut s'infiltrer dans la nappe et contribuer à sa recharge.

La convergence des rivières varie aussi l'écoulement. Les activités humaines peuvent également générer des perturbations sur les écoulements. C'est le cas des prélèvements pour irrigation, des rejets ou des aménagements tels que les barrages.

I.2.2.5. Recharge de la nappe

L'accumulation des eaux en profondeur, au-dessus d'un certain niveau, peut engendrer la formation d'une ou de plusieurs nappes. Ces dernières peuvent à leur tour générer des nouveaux écoulements (Voir figure 4).

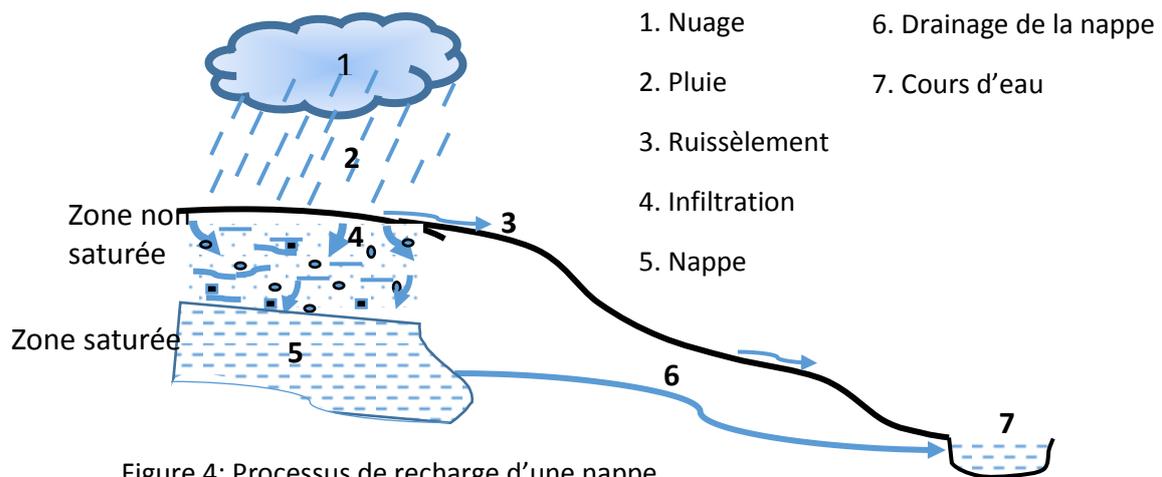


Figure 4: Processus de recharge d'une nappe

Dans la plupart du temps les drainages des nappes sont suivant latéraux et rejoignent le réseau hydrographique.

I.2.2.6. Processus d'évapotranspiration

Elle correspond au changement de l'état liquide à l'état gazeux de l'eau et à leur transfert depuis la Terre jusqu'à l'atmosphère. Plus précisément, ce transfert se fait depuis les surfaces libres des eaux et depuis les feuilles et les troncs des plantes. L'évapotranspiration, peut donc se définir comme l'ensemble de l'évaporation des eaux du sol et de la transpiration des végétaux. C'est sous l'état vapeur que l'eau peut retourner à l'atmosphère. Ce qui rend l'évapotranspiration indispensable dans le cycle de l'eau. De nombreux facteurs influencent l'évapotranspiration, dont:

- La radiation solaire sur la surface ;
- Le gradient de température ;
- La vitesse de l'air ;
- La végétation ;
- Les forces de rétention ;
- La composition physique et chimique du sol.

Il est donc notable que, plus le sol est saturé, moins on aura de rétention et plus la vaporisation de l'eau présente devient facile. Il suffit que l'énergie nécessaire soit fournie, pour que l'eau soit vaporisée. Pour la végétation présente, elle intercepte

une partie de l'énergie radiative incidente et la transpiration correspond à l'évaporation au niveau des stomates des végétaux. Ce processus est étroitement lié au phénomène d'extraction racinaire. L'ensemble de ces processus hydrauliques peut être illustré par le cycle de l'eau à la figure 5 :

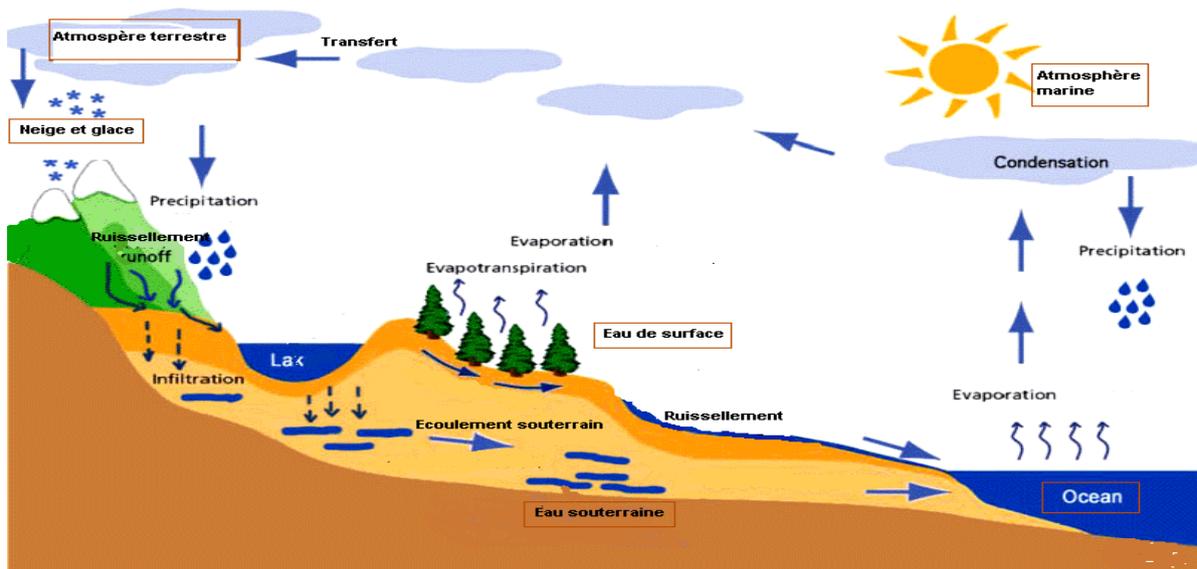


Figure 5: Vue d'ensemble des processus hydrologiques [3]

I.3. Les facteurs hydrologiques

On vient de voir que chaque processus hydrologique est fonction d'un ensemble de facteurs spatiotemporels. Le comportement d'un bassin ou d'un réservoir quelconque à un événement pluvieux est lié aux caractéristiques physico-chimiques du milieu. Principalement, le comportement hydrologique de l'eau sur un sol quelconque dépend des facteurs ci-dessous :

- ✚ **Le type de sol :** Sa structure, sa texture et sa porosité, les caractéristiques géométriques de la matrice du sol sont très influentes sur les forces de capillarité et sur l'adsorption qui sont à l'origine des forces de succion. Ces dernières contrôlent en partie l'infiltration.
- ✚ **La compaction de la surface du sol.** En effet, l'impact des gouttes de pluie (battance) et beaucoup d'autres effets mécaniques, thermiques et anthropiques ont pour conséquence la dégradation de la structure de la couche

de surface du sol. C'est le cas de l'utilisation de lourdes machines agricoles dans les champs qui peuvent occasionner la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur.

✚ **La couverture du sol :** La couverture végétale d'un sol ralentit le ruissellement de l'eau à la surface et donne ainsi plus de temps à l'eau pour s'infiltrer dans le sol. Par le feuillage, la végétation amortit l'impact de la pluie et ralenti aussi le développement du phénomène de battance.

✚ **La topographie et la morphologie :** elle favorise le processus de ruissellement relativement à l'infiltrabilité du sol.

✚ **Durée des évènements pluviaux ou d'irrigation.**

✚ **Le débit d'alimentation :** intensité de la précipitation ou débit d'irrigation.

✚ **La teneur en eau initiale du sol :** Les processus hydrauliques dépendent aussi de la durée et de l'intensité de la pluie et de l'état hydrologique du bassin d'avant les précipitations. Les paramètres de précipitation sont toujours aléatoires et donc difficilement estimables. Ce qui fait que le système bassin versant est ainsi complexe mais grâce à l'évolution en mathématique et en informatique il est possible de résoudre de tels problèmes par la modélisation.

I.4. Les types de sol et les cultures relatives

On définit le type de sol par la dimension des particules qui le composent et par leur agencement.

En effet on peut classer les sols en :

- **Sols sableux :**

Ils sont dominés par du sable, très poreux et ne retiennent pas l'eau. Ils sont secs et se réchauffent en peu de temps. La structure de ces sols présente moins de cohésion entre les particules. Ce qui les rend très sensibles à l'érosion par le vent et au lessivage ;

- **Sols limoneux :**

Ce sont des sols dominés par du limon, de porosité moyenne. Sous l'effet de l'environnement, l'adhésion partielle des particules du sol peut se désagréger en petits morceaux. Pour leur structure, les particules sont relativement serrées et permettent à l'air et à l'eau de circuler plus ou moins facilement. Mais ils favorisent le ruissellement que le sol sableux et ils sont très sensibles à l'érosion par l'eau. Cependant ces sols conviennent bien à la culture du blé, du maïs, des betteraves, etc.;

- **Sol argileux :**

Ils sont dominés par de l'argile, lourds et compacts. Ils sont sous le risque de compaction si des masses lourdes (comme des camions) se retrouvent en surface. Ce qui causerait des difficultés de drainage. En effet, leur structure présente peu de place pour la circulation de l'eau et de l'air. Ces sols retiennent donc bien l'eau et les éléments nutritifs. Ils conviennent à la culture de la tomate, de l'orge, du soya, etc., car très fertile, grâce à leur capacité de stocker les éléments nutritifs. Mais ils ne doivent pas être gorgés d'eau afin de ne pas affecter la croissance végétale.

I.4.1. Sols Ferralitiques [15]

Ce sont des sols rouges très riches en oxydes de fer et en oxydes d'alumine. Ils se forment sous couvert forestier et en climat tropical ou équatorial. Ce sont des sols très riches, mais extrêmement fragiles. Ils se transforment rapidement en cuirasses par suite d'une latéritisation, dès l'instant où l'on supprime le couvert forestier qui les protège de l'érosion, mais surtout du lessivage. Les oxydes de fer et d'alumine colloïdale précipitent pour former des nodules (alios) qui, s'ils se soudent, forment des cuirasses définitivement stériles.

I.4.2. Sols Volcaniques

Ils sont les produits des éruptions volcaniques. Ils sont de couleur toujours foncée. Les dépôts de cendre volcanique rendent les sols plus fertiles. Le monde végétal y reprend rapidement ses droits. Les terres, enrichies en sels minéraux (potassium, sodium, magnésium, calcium, phosphore, sélénium), favorisent l'élevage et l'agriculture.

CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons parcouru le cycle de l'eau en citant les processus hydrauliques qui rendent possible les différents transferts. Il a été question des causes de la dynamique de l'eau entre ses trois états. Nous avons noté que les facteurs influents sur ces processus sont principalement liés à la durée et à l'intensité des pluies. Ils sont également liés à la nature du sol et à son état hydrique initial. On a enfin vu qu'un sol peut être sableux, limoneux, argileux ou la combinaison de ces trois types.

Chapitre II.

Description physique des processus

Les notions de mécanique développées pour la description du mouvement d'un solide sont différentes de celles développées en Mécanique des fluides. Le mouvement d'un fluide est un processus d'écoulement où le fluide subit des déformations continues. Cependant, de manière analogue à la mécanique du solide, pour suivre au cours du temps le comportement du fluide, on peut isoler par la pensée une particule fluide ou injecter un colorant. Cette dernière permet de connaître à chaque instant la position et la déformation du fluide. La position du fluide sera définie par les coordonnées cartésiennes (x,y,z) . L'ensemble des positions occupées par la même particule fluide constitue sa trajectoire. C'est la méthode de LAGRANGE. Mais avec la méthode d'Euler, on cherche à connaître la vitesse des particules au cours du temps. La connaissance du champ des vitesses étant suffisante pour décrire un fluide en mouvement.

II.1. Dynamique des fluides

a. Termes spécifiques à la dynamique des fluides

- Écoulement **permanent** ou **stationnaire** :

L'écoulement est ainsi appelé lorsque les composantes de la vitesse du fluide sont indépendantes de la variable temps ;

- Écoulement **uniforme** :

Si ses composantes de vitesse sont indépendantes des coordonnées d'espace.

Notons que le caractère instationnaire et le caractère non-uniformité de l'écoulement d'un fluide peuvent chacun entraîner l'accélération ou la décélération d'une particule fluide.

b. Écoulement laminaire

Un écoulement est laminaire lorsqu'on constate que des particules colorées s'écartent peu les unes des autres et que les différentes couches fluides (lamelles) glissent les unes par rapport aux autres sans se mélanger ;

c. Écoulement turbulent

C'est le cas d'écoulement où les particules colorées s'éloignent très rapidement de manière " aléatoire, irrégulière, dans toutes les directions " les unes des autres

d. Viscosité dans un fluide en mouvement

Elle se caractérise par des forces, de type frottement, dues aux interactions entre molécules du fluide. La viscosité dynamique d'un fluide, dans le système MKSA s'exprime en $N.m^{-2}.S$ ou en poiseuille (Pl). Dans le tableau 1 on a listé quelques valeurs de la viscosité dynamique :

Tableau1 : Quelques valeurs de la viscosité en $N.m^{-2}.S$ à $15^{\circ}C$ [2]

Fluide	Benzène	Eau	Mercure	Kérosène
Viscosité ($N.m^{-2}.S$)	$7,0.10^{-4}$	$11,4.10^{-4}$	$16,0.10^{-4}$	$18,3.10^{-4}$

II.2. Equation générale du mouvement d'un fluide

Tout fluide en mouvement, il peut être décrit avec l'équation de Navier-Stokes [4]:

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \rho \vec{F} - \overrightarrow{grad}(p) + \mu \cdot \Delta \vec{v} + \rho \left(\frac{\varepsilon}{\rho} + \frac{\gamma}{3} \right) \overrightarrow{grad}(div \vec{v}) \quad (1)$$

Où :

\vec{v} est la vitesse du fluide,

ρ : La masse volumique du fluide

p : est la pression du fluide au point considéré

\vec{F} : Force de volume par unité de masse

γ : Viscosité cinématique

ε : Second coefficient de viscosité

μ : Viscosité dynamique

On définit la viscosité dynamique par la relation : $\mu = \rho\gamma$. Dans le cas particulier d'un écoulement d'un fluide réel incompressible dans un champ de force volumique par unité de masse \vec{F} , $div \vec{v} = 0$ et $\gamma \neq 0$. Et l'équation (1) devient :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F} - \frac{1}{\rho} \overrightarrow{grad} p + \gamma \Delta \vec{v} \quad (2)$$

a. Fluide parfait

Un fluide est parfait lorsque sa viscosité dynamique est négligeable ou nulle, $\gamma = \varepsilon =$

$0 \Rightarrow$ L'équation (2) devient :

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F} - \frac{1}{\rho} \overrightarrow{grad} p \quad (3)$$

Cette équation s'appelle équation d'Euler.

b. Dérivée particulaire

On définit la dérivée particulaire par l'expression :

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} * \overrightarrow{grad} \quad (4)$$

En appliquant la formule (4) à la vitesse et en égalisant avec l'équation (3), on obtient la formule suivante :

$$\frac{\partial \vec{v}}{\partial t} + \frac{1}{2} \overrightarrow{grad} v^2 + \text{rot} \vec{v} \wedge \vec{v} = \vec{F} - \frac{1}{\rho} \overrightarrow{grad} p \quad (5)$$

c. Équation de continuité

Au cours du mouvement d'un fluide, la masse volumique de ce dernier peut varier, mais la masse se conserve. L'équation régissant ce processus s'appelle équation de continuité (6).

$$\text{div}(\rho \vec{v}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = \rho Q_v \quad (6)$$

Où Q_v es le débit volumique du fluide.

d. Relation de Bernoulli

La **loi de Bernoulli** décrit l'écoulement laminaire d'un liquide parfait, incompressible et irrotationnel. En tout point du fluide on a :

$$\frac{v^2}{2} + \frac{p}{\rho} + gz = \text{constante} \quad (7)$$

En divisant la formule (7) avec la norme de l'intensité de la pesanteur, on obtient la charge hydraulique :

$$\mathcal{H} = \frac{v^2}{2g} + \frac{p}{\rho g} + z \quad (8)$$

II.3. Écoulements rampants

Ce sont des écoulements à très faibles vitesses, de telle sorte que les forces d'inertie sont largement inférieures aux forces de viscosité. Dans ces écoulements, l'inertie peut être négligeable devant la viscosité. L'équation (1) devient alors

$$\mu \Delta \vec{v} = -\vec{F} + \overrightarrow{grad} p \quad (9)$$

Or \vec{F} dérive d'un potentiel. Donc $\vec{F} = -\overrightarrow{grad}(U)$. Dans le champ de pesanteur \vec{g} , le potentiel scalaire $U = \rho g z$.

$$\text{Ainsi,} \quad \vec{F} = -\overrightarrow{grad}(\rho g z) \quad \Rightarrow \quad \mu \Delta \vec{v} = \overrightarrow{grad}(p + \rho g z) \quad (10)$$

L'équation montre que le mouvement du fluide dépendra de sa viscosité dynamique et de sa pression.

II.3.1. Comportement de l'eau dans la zone non saturée

En zone non saturée, ou en zone dans laquelle les pores ne sont pas complètement remplis d'eau, il est difficile de décrire les écoulements quantitativement puisque la teneur en eau du sol varie en fonction de l'écoulement. A cela, s'ajoutent les relations complexes qui existent entre la teneur en eau, la conductivité et la pression dans le milieu.

a. Pression capillaire [5]

La capillarité est la faculté que possède un corps d'absorber ou de retenir dans ses pores non clos. La cause du mouvement de l'eau dans un sol saturé est la force de gravité et le gradient de pression positif. Mais dans un sol non saturé, la pression d'eau est négative. Cette dernière est causée par la pression capillaire qui représente la différence de pression entre les surfaces de contact de deux fluides non miscibles. Ce phénomène est caractéristique des écoulements multiphasiques. En effet, entre deux fluides en contact, il se crée une interface de forme curviligne. Cette interface traduit l'apparition d'une différence de pression entre les deux milieux fluides. Les deux fluides sont de densités différentes et les particules sur l'interface subiront des attractions (voir annexe11). La pression capillaire est donnée par l'équation de **Young-Laplace** :

$$p_{cap} = \frac{2\eta \cos \alpha}{r} \quad (11)$$

Où η représente la tension superficielle du liquide ou du gaz, α l'angle de contact entre l'interface liquide/gaz et la surface solide et r désigne le rayon du pore capillaire. Cette relation montre que la force de la pression capillaire devient plus grande lorsque l'angle de contact décroît. Lorsque l'écoulement est dans un milieu non saturé (écoulement air-eau), la pression capillaire se calcule par:

$$p_{cap} = p_{air} - p_{eau} \quad (12)$$

Où : p_{cap} est la pression capillaire, p_{air} est la pression de l'air et p_{eau} celle de l'eau.

Par définition la pression capillaire est positive. Or il est souvent supposé dans l'étude des milieux non saturés que la phase air est immobile et que l'air est connecté. Ce qui induit que la pression de l'air est égale à la pression atmosphérique que l'on impose arbitrairement égale à zéro. Alors on obtient que :

$$p_{cap} = -p_{eau} \quad (13)$$

Sachant que p_{cap} est toujours positive, alors, la pression de l'eau est négative dans le milieu. A l'interface entre le milieu saturé et le milieu non saturé, la pression de l'eau est nulle puisqu'on est à la pression atmosphérique. L'équation (10) montre que, la pression capillaire varie en fonction du rayon de courbure de l'interface entre les deux fluides et donc en fonction de la teneur en eau. On peut en déduire que la pression capillaire dépend de la saturation en eau du milieu. Il en est de même pour la conductivité hydraulique qui dépend également de la saturation et par conséquent de la pression.

b. Action de la p_{cap} et de la pesanteur sur un fluide sur un sol incliné

Tout corps au voisinage de la Terre est soumis au champ de la pesanteur \vec{g} qui est toujours verticale et de haut vers le bas. La force de la pression capillaire est toujours du fluide vers l'intérieur du solide. L'action d'un solide sur un autre corps en contact s'appelle relation du support. Sur la **figure 6** nous avons présenté les forces qui s'appliquent sur un fluide sur différentes inclinaison du sol.

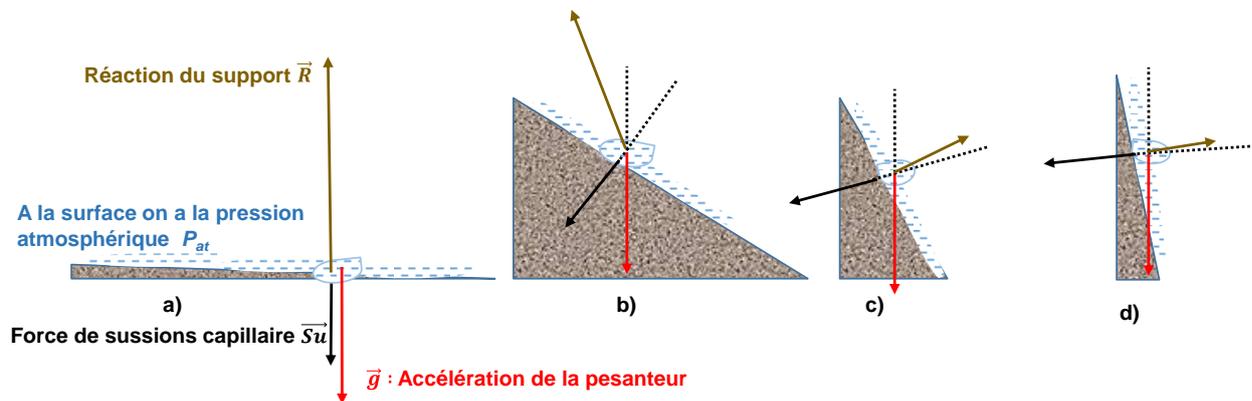


Figure 6: Schématisation des forces sur un fluide en surface

Dans la figure 6 on peut se rendre compte que :

- Sur une surface horizontale (figure 6a), la pesanteur, la réaction du support et la force de sussions sont toutes colinéaires et normales à la surface du sol. Le mouvement horizontal du fluide peut être actionné par la pression atmosphérique. On aura infiltration lorsque \vec{Su} et \vec{g} dominant la réaction du support.
- Sur une surface inclinée (figures 6b, 6c et 6d), l'opposition du support au champ de gravitation et à la sussions diminue. La capillarité favorise seulement l'infiltration et la gravitation favorise est l'infiltration, est le ruissellement.
- Sur une surface inclinée et saturée, le fluide qui arrive en dernier s'appuie sur le fluide retenu par la capillarité. Ainsi le frottement avec le support est négligeable. Ce qui favorise le ruissellement par l'effet de la gravitation.

La capillarité et la réaction du support sont des forces de contact. Pour un corps déformable ces forces diminuent avec la surface de contact. On a une grande surface de contact lorsque l'angle de contact est faible (voir annexe 11).

c. Relation entre teneur en eau, pression capillaire et conductivité

La donnée des courbes reliant la saturation et la conductivité hydraulique à la pression en eau du milieu est nécessaire à la résolution d'un problème d'écoulement. La détermination de ces courbes est faite de manière expérimentale. Pour les modéliser, on dispose de nombreuses fonctions types.

d. Potentiel Hydrologique [6]

Le potentiel de l'eau est une grandeur physique désignant la quantité d'énergie contenue dans une quantité unitaire d'eau. Il correspond au travail pour déplacer cette unité de masse d'eau d'un point à l'autre. Dans le sol, l'état énergétique de l'eau se décompose en énergie potentielle de position dans un champ de force et en énergie cinétique due à la vitesse de déplacement du liquide. L'énergie cinétique est faible dans les sols. Elle est généralement considérée négligeable devant le terme d'énergie potentielle.

Pour un fluide incompressible de masse m , l'énergie mise en jeu pour déplacer d'un point 1 à un point 2 est donnée par:

$$W = mg(z_1 - z_2) + \frac{m(P_1 - P_2)}{\rho} + \frac{m(v_1^2 - v_2^2)}{2} \quad (14)$$

Où :

$mg(z_1 - z_2)$ décrit l'énergie potentielle de pesanteur

$\frac{m(P_1 - P_2)}{\rho}$ l'énergie potentielle élastique. P_1 et P_2 les pressions aux point 1 et 2.

$\frac{m(v_1^2 - v_2^2)}{2}$ l'énergie cinétique, négligeable devant les autres termes car l'eau circule lentement.

II.3.2. Comportement de la nappe dans la zone saturée

On définit la partie saturée du sol comme la zone où tous les pores sont remplis d'eau. La limite supérieure de la nappe est appelée surface libre ou toit de la nappe.

On définit les écoulements dans cette zone par l'équation de Darcy:

$$\vec{\Phi} = -K \vec{\nabla}(\mathcal{H}) \quad (15)$$

Où :

$\vec{\Phi}$ le flux de Darcy, K la conductivité hydraulique du milieu et \mathcal{H} la charge hydraulique définie par :

$$\mathcal{H} = z + h \quad (16)$$

Avec

$$h = \frac{p}{\rho g} \quad (17)$$

Où z correspond à la hauteur où se trouve le point considéré, p est la pression relative, ρ est la masse volumique de l'eau et g l'intensité de la pesanteur. La charge h s'exprime en mètres puisque $\frac{p}{\rho g}$ représente la pression par mètres de hauteur d'eau. L'équation de conservation de la masse dans un milieu poreux est aussi utilisée ici, elle est définie par:

$$\frac{\partial m}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{\Phi}) = 0 \quad (18)$$

Avec $m = \rho \omega$ représente la masse d'eau dans les pores et $\vec{\Phi}$ le flux de Darcy, ρ étant la masse volumique de l'eau et ω le volume global des pores ou tout simplement la porosité du milieu. Cette équation de continuité montre que la variation temporelle de la masse du fluide et sa variation spatiale sont égales. Comme le milieu est saturé, la conductivité hydraulique (ou perméabilité) K est constante. Alors en combinant l'équation de Darcy et l'équation de conservation, on obtient:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} = -\text{div}(-K \vec{\nabla} \mathcal{H}) = K \Delta(\mathcal{H}) \quad (19)$$

Car K est constante.

II.4. Étude des infiltrations

La quantification du processus d'infiltration est très importante. Elle permet de prévoir la fraction de la pluie qui participe à l'écoulement de surface et celle qui alimente les écoulements souterrains. Ces sont ces derniers qui contribue à la recharge des nappes souterraines.

II.4.1. Régime d'infiltration et Infiltration cumulative

Dans l'étude de l'infiltration, on peut considérer :

Le régime d'infiltration $i(t)$

Il est aussi appelé taux d'infiltration et il désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol à partir de la surface. Le plus souvent il s'exprime en millimètres par heure (mm.h^{-1}).

D'après les facteurs hydrauliques, le régime d'infiltration dépend du débit de la source (pluie, irrigation), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.

✚ L'infiltration cumulative $I(t)$

C'est le volume total d'eau pénétrant dans le sol à partir de la surface pendant une période donnée. Elle se calcule par une somme continue dans le temps du régime d'infiltration. Elle est donnée par [référence 7]:

$$I(t) = \int_{t=t_0}^t i(t) dt \quad (20)$$

Où $i(t)$ est en (mm/heure) et $I(t)$ est en (mm)

II.4.2. Conductivité Hydraulique(K) et Porosité d'un sol

La taille des grains de sol et la taille des interstices entre ces grains, ainsi que l'espacement entre ces interstices définissent la porosité et la conductivité hydraulique K d'un sol donné. Entre les situations illustrées à la **figure 7** ci-après, la situation de la **figure 7.a** présente assez d'espace pour évacuer plus rapidement un fluide que la figure 7.b.



Figure 7.a : Situation hydraulique



Figure 7.b : Situation hydraulique

Figure 7 : Illustration de la conductivité hydraulique

a. Calcul de la porosité

La porosité correspond au volume total de vide dans un matériau donné. Ce volume de vide définit la capacité de ce matériau à absorber un fluide. Le volume de fluide que ce solide peut stocker est égal au volume total de ses pores. Pour un volume total des pores $V_{totalpores}$ dans un échantillon de volume total V_{TE} , la porosité n se calcule par :

$$n = \frac{V_{totalpores}}{V_{TE}} \quad (21)$$

On peut aussi calculer le nombre de pore n dans un sol en faisant le rapport entre $V_{totalpores}$ et le volume réel total de l'échantillon de sol V_{TS} :

$$e = \frac{V_{totalpores}}{V_{TS}} \quad (22)$$

b. Degré de saturation (D_s) et teneur en eau (Ω)

Pour le degré de saturation, il correspond à la proportion d'eau déjà présente dans les pores de l'échantillon de sol ($V_{infiltré}$). On le calcule par :

$$D_s = \frac{V_{infiltré}}{V_{totalpores}} \quad (23)$$

La teneur en eau Ω , représente le rapport entre le poids d'eau infiltré $P_{V_{infiltré}}$ dans l'échantillon et le poids sec de l'échantillon P_{TE} .

$$\Omega = \frac{P_{V_{infiltré}}}{P_{TE}} \quad (24)$$

c. Calcul de la conductivité hydraulique (K)

La conductivité hydraulique K (m/s) est le volume d'eau qui percole pendant l'unité de temps à travers l'unité de surface d'une section à la température de 20°C. Elle dépend en effet :

- des propriétés du fluide en écoulement : nature et viscosité du fluide ;
- des propriétés du milieu poreux où a eu lieu l'écoulement ;
- de la granulométrie du sol ;
- du niveau de saturation du milieu poreux.

Elle se calcule par :

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (25)$$

Où :

k : La perméabilité intrinsèque du milieu poreux ou perméabilité de Darcy. Elle s'exprime en m^2 .

g : L'intensité de pesanteur de la zone géographique (m/s^2).

μ : La viscosité dynamique du fluide (Pa.s).

ρ : La masse volumique du fluide (kg/m³).

L'expérience de Darcy permettra de faire le calcul du coefficient K. Concernant la perméabilité intrinsèque k , les détails sont reportés dans le chapitre suivant.

II.5. Étude des ruissellements

Le ruissellement est le signe évident de la saturation de la surface. On décrit le mouvement de l'eau sur le sol par une équation de **St Venant** qui est une équation de mécanique des fluides. Pour un écoulement de hauteur d'eau h et à la vitesse \vec{V} cette équation s'obtient par un bilan hydraulique [5] (équation 26) :

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hV_x)}{\partial x} + \frac{\partial(hV_y)}{\partial y} + \text{infiltration} + \text{évapotranspiration} - \text{pluie} = 0 \quad (26)$$

En déterminant les paramètres qui conviennent, il est possible de traiter la zone du ruissellement de façon analogue aux traitements des zones saturées et non saturée. En effet, si on considère le cycle de l'eau depuis les activités pluviométriques, la quantité d'eau à ruisseler sur un terrain couvert de végétation ou non peut s'écrire :

$$\text{Ruissellement} = \text{Pluie} - \text{infiltration} + \text{évapotranspiration} \quad (27)$$

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons vu les diverses façons de décrire les processus hydrologiques. Les formules à utiliser nécessitent une connaissance de la topologie et de la structure du sol. Ces dernières avec l'intensité et la durée de pluie permettraient d'évaluer les processus d'infiltration et de ruissellement.

Chapitre III :

Modèles et expériences hydrologiques

La modélisation du comportement hydrologique est indispensable à la recherche de solution contre ces incidents. En effet de nombreuses catastrophes naturelles sont relatives à la gestion des ressources en eau et phénomènes hydrauliques. L'objectif d'élaboration d'un modèle hydraulique est de permettre la description de différentes étapes de la transformation pluie-débit. Cependant le créateur ou l'utilisateur d'un modèle peut l'adapter à ses propres objectifs. Dans ce chapitre nous verrons les différents modèles existant dans la littérature, leurs champs d'application.

III.1. Les types de modèles existant

Il existe aujourd'hui un grand nombre de modèles hydrologiques disponibles dans la littérature. Il appartient à l'utilisateur de choisir le modèle qui paraît le plus similaire au bassin versant dont il fait l'objet de son étude. Ce qui revient à s'informer sur le domaine de validité et le champ d'application du modèle. La validation de la similarité du modèle au cas réel peut se faire par comparaison des résultats du modèle avec les observations.

En effet, ce sont les approximations faites qui limitent le domaine de validité d'un modèle. Avant toute application du modèle, on doit s'assurer que le système vérifie au moins les hypothèses de base de ce modèle et en est de même pour le champ d'application. Lorsqu'on décide de modéliser un système, ce qu'on a des objectifs principaux ou particuliers à atteindre. Comme dans les autres domaines, les objectifs sont différents d'un hydrologue à l'autre. Ce qui justifie la multitude des modèles existants.

Plusieurs façons de classer les modèles hydrologiques ont été proposées [8]. On peut citer celui de REFSGAARD (année 1997), les modèles empiriques, les modèles conceptuels et les modèles distribués. Selon SINGH (95) trois critères peuvent permettre de classer les modèles hydrologiques à savoir: description des processus, l'échelle spatio-temporelle et la méthode adoptée pour la résolution des équations. On peut cependant distinguer les modèles selon la nature de leurs variables

(stochastiques ou déterministes). Ils peuvent aussi être classés selon la nature des relations utilisées (modèle empirique, conceptuel ou physique) et selon l'unité spatiale de base utilisée (modèle global, spatialisé ou semi-spatialisé).

III.1.1. Les modèles globaux

Suivant la description spatiale, le modèle peut être global ou distribuée [9].

Modèle global ou boîte noire

Ce modèle considère l'ensemble du bassin comme l'unité spatiale de base. Les entrées et les sorties sont reliées par des relations empiriques. Les approches peuvent être aussi bien déterministes (se basant sur les causes et les effets) que stochastique (probabiliste). Les modèles basés sur l'hydrogramme unitaire en font partie. Avec ces modèles, les caractéristiques physiques du bassin ne sont pas prises en compte. On se sert seulement des variables d'entrée et de sortie. Ce qui se passe entre l'entrée et la sortie reste indéfinie, c'est pourquoi on les appelle aussi boîte noire. Sans grande signification physique, mais avec la simplicité à les utiliser, ils sont beaucoup utilisés en ingénierie hydrologique. Ils ont l'avantage de donner des résultats avec moins de paramètres. Par conséquent, par ces modèles, on ne peut pas comprendre et décrire les phénomènes qui se produisent à l'intérieur des bassins.

Les modèles conceptuels globaux

Avec ces modèles, la végétation, la nappe et les rivières sont prises comme un ensemble de réservoirs interconnectés. On caractérise chacun des réservoirs par son niveau d'eau et par les niveaux et le coefficient de vidange. L'établissement d'une équation pour la détermination du niveau des réservoirs se fait en s'appuyant sur un bilan considérant la conservation de l'eau dans le réservoir et sur une loi de vidange. Il suffit ensuite d'avoir les données de pluies pour évaluer le niveau de réservoirs. Il faut cependant comprendre que ces modèles présentent des limites. Ils n'ont rien avoir avec le cas réel du réservoir. L'interprétation physique des paramètres est très difficile. Le calage est généralement fait sur la seule variable mesurable d'un bassin, le débit. Ce qui rend l'utilisation de ces modèles peu sûre pour caractériser avec précision le comportement du bassin.

III.1.2. Les modèles à représentation spatiale [9]

Dans les modèles spatialisés, on considère la dynamique du système. Ils tiennent compte des variables et fonction d'état (volume, pression, température, etc.). L'état dynamique et l'état de conservation des paramètres du système permettent de relier ces variables entre elles. Dans les équations différentielles utilisées pour exprimer ces relations, les paramètres sont souvent des caractéristiques mesurables du réservoir. Ils sont aussi interprétables en physique contrairement aux paramètres des modèles globaux. Il est indispensable que les conditions initiales et les conditions aux limites soient connues pour résoudre les équations. Ces modèles permettent une description théorique unitaire de tous les flux enregistrés. Ce qui revient à modéliser les principaux processus hydrologiques tels que:

- l'écoulement de surface à partir des équations de **Saint-Venan** et les équations de conservation de la masse ou volume d'eau et l'équation de la quantité de mouvement;
- l'écoulement en milieu saturé, à partir de l'équation de Darcy ;
- l'écoulement en milieu non saturé à partir de l'équation de Richards.
- L'évapotranspiration, en utilisant le bilan hydrique, en évaluant l'énergie mise en jeu et la radiation.

Ces modèles permettent, en tenant compte de la structure du bassin, de modéliser en trois dimensions tout type d'écoulement. Il faut donc savoir que la conception de ces systèmes est complexe et nécessite des calculs aussi complexes.

III.2. Les difficultés de la modélisation

La modélisation est un outil qui a permis de progresser de façon spectaculaire dans la compréhension du comportement de l'eau à travers un sol. Cependant, de nombreux problèmes, liés aux modèles eux-mêmes ou aux données, sont rencontrés.

III.2.1. Difficultés relatives aux modèles

Par définition, un modèle est une représentation approchée de la réalité. Le manque de théorie ou l'utilisation partielle des théories existantes sont à l'origine de nombreuses erreurs. Il existe tout d'abord des limites théoriques dans le domaine de l'hydrologie. La loi de Darcy représente bien les écoulements en milieux poreux saturés. Mais peut-on en dire autant pour les autres types d'écoulements

(infiltration,...). De plus, les modèles utilisent généralement des équations simplifiées. Elles ne prennent pas en compte toute la physique des phénomènes et négligent certains des processus. Les équations théoriques non simplifiées sont souvent beaucoup trop complexes. Par exemple, en milieu non saturé, l'eau et le milieu sont souvent considérés comme incompressibles et isothermes. Les phénomènes d'hystérésis ne sont pas pris en compte dans les modèles.

Il existe ensuite des problèmes liés à l'aspect numérique des modèles. Les équations utilisées n'ont généralement pas de solutions analytiques. Pour résoudre le problème, on est contraint d'utiliser des méthodes numériques (différences finies, éléments finis,...). Ces méthodes induisent des erreurs numériques qui sont difficiles à éliminer compte tenu de la nature des modèles. Il faut en plus prendre en compte les problèmes rencontrés au moment des discrétisations temporelle et spatiale. Ces discrétisations doivent être en adéquation avec les temps et distances caractéristiques des phénomènes étudiés. S'ajoutent en plus les problèmes liés à la convergence numérique.

III.2.2. Problèmes liés aux données

Le fonctionnement du modèle nécessite beaucoup de données. Elles permettent de déterminer les conditions aux limites et initiales, pour déterminer les entrées du modèle. Les méthodes de mesure actuelles ne permettent pas d'avoir accès à toutes les données nécessaires. De plus, chaque méthode réalise une extrapolation temporelle et spatiale à partir d'une mesure presque ponctuelle. Ces méthodes d'extrapolation doivent être uniformisées. Ainsi on peut atteindre une unité dans les mesures nécessaire à la meilleure compréhension des phénomènes. Les méthodes de mesure sont également très différentes selon les hydrologues réalisant les études. Enfin, les problèmes liés à la prise en compte des variabilités spatiotemporelles des phénomènes et au calage des modèles à partir de la seule donnée de débit ne sont pas encore résolus.

III.3. Études expérimentales des écoulements souterrains

III.3.1. Schéma de l'expérience de Darcy

La loi de Darcy formulée en 1856 est une loi empirique gouvernant les écoulements souterrains. Elle est fondamentale pour les eaux souterraines.

L'expérience consiste à mesurer la quantité d'eau transmise au travers d'un échantillon de matériau poreux contenu dans une colonne (de section S et de longueur L). Le matériau est soumis à une charge hydraulique (H) constante (voir **figure 7**). Darcy a ainsi déterminé que le débit Q à la base de la colonne était proportionnel à la section de la colonne, à la hauteur de la charge hydraulique, inversement proportionnel à la longueur de matériau traversé et fonction de la conductivité K caractéristique de ce même matériau filtrant.

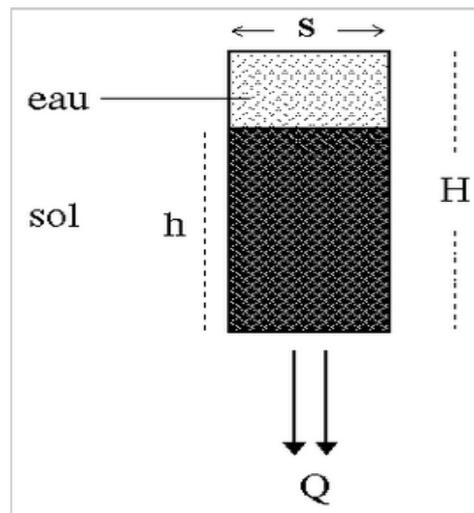


Figure 8: Tube de l'expérience de DARCY [10]

Dans tout milieu saturé, les débits entrant Q_e , et sortant Q_s sont absolument égaux et simultanés. Soit $Q_e = Q_s = Q$

D'après la loi de Darcy, la perméabilité d'un sol se calcule par:

$$Q = KS \frac{H}{h} \quad (28)$$

Où :

Q est le débit d'eau qui traverse la colonne de sol en m^3/s , K en m/s . S est la section de la colonne de sol en m^2 . H est la hauteur de la colonne d'eau en m et h la hauteur de la colonne de sol en m.

Pour une surface donnée, cette loi détermine que le flux qui pourra traverser une roche est fonction de la perméabilité du matériau et de la pression que l'eau exerce par gravité.

Certes si dans l'expérience de Darcy, l'eau est remplacée par un fluide plus visqueux, le débit spécifique sera différent et deviendrait plus faible. Ce qui implique

qu'une variation de la masse volumique et de la viscosité dynamique du fluide engendrerait une variation du débit q . La loi de Darcy en fonction de ces paramètres s'écrit [référence 11]:

$$q = -\frac{\rho g C d^2}{\mu} \frac{dH}{dh} \quad (29)$$

C est un nouveau facteur de proportionnalité fonction de la distribution et de la sphéricité des grains. La valeur de C est de l'ordre de $6,54 \cdot 10^{-4}$. d exprime le diamètre des grains en mètre.

Soit donc
$$K = \frac{\rho g C d^2}{\mu} = k \frac{\rho g}{\mu} \quad (30)$$

Où k est la perméabilité intrinsèque (en m^2)

III.3.2. Evaluation de l'évapotranspiration

On a deux sortes d'évapotranspiration :

- L'évapotranspiration potentielle (ETP). Elle correspond au pouvoir évaporant de l'atmosphère sur un sol avec couvert végétal disposant de l'eau en abondance.
- L'évapotranspiration réelle (ETR). Elle représente la perte en eau d'un sol quand l'eau vient à manquer. Elle est fonction de l'ETP et de la quantité d'eau présente dans le sol.

A la figure 7 on a illustré l'ETR et l'ETP :

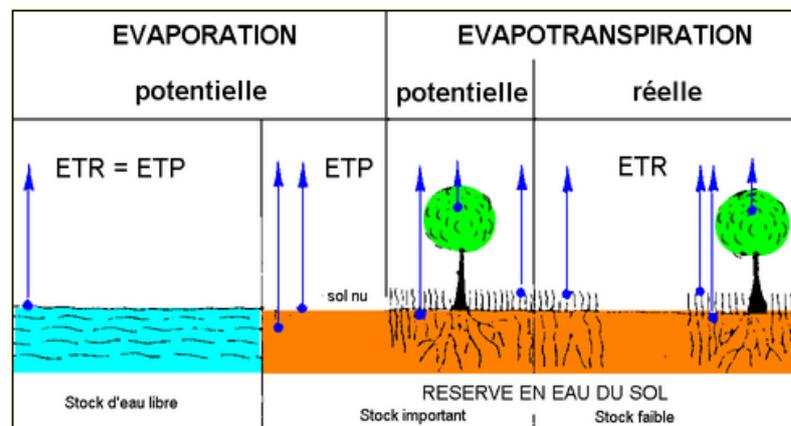


Figure 9 : Evaporation et évapotranspiration potentielle et réelle.

On préfère souvent de calculer la réserve d'eau du sol à partir des données élémentaires fournies par les stations météorologiques. Ce sont la pluviométrie, la température et l'humidité de l'atmosphère, la vitesse du vent, l'insolation. Le régime des précipitations annuel est exprimé ensemble avec la température moyenne mensuelle sous forme de diagrammes ombrothermiques.

On calcule l'ETP et l'ETR à l'aide de formule empirique (*Thornthwaite et Penman ou de Turc*) [12]:

$$ETP = \mathfrak{R} \left(\frac{T}{T+15} \right) * (Rg + 50) \quad (31)$$

Avec $Rg = Iga \left(\frac{0,18+0,62D_{réelle}}{D_{max}} \right)$ (32)

$$ETR = \left(\frac{P_r}{(0,9+P_r^2/L^2)^{1/2}} \right) \quad (33)$$

Où :

T: Température mensuelle moyenne en °C.

Rg: Radiation solaire globale.

$\mathfrak{R} = 0,37$ pour février, $\mathfrak{R} = 0,40$ pour les autres mois (Expériences réalisées sur une parcelle engazonnée du Sud-Ouest de la France (d'après Lambert, 1996)).

P_r : Précipitation en mm et $L = 0,05T^3 + 25T + 300$.

Iga: Radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère.

$\frac{D_{réelle}}{D_{max}}$: Durée réelle d'insolation/durée maximale possible (varie entre 1 et 0,1).

III.4. Utilisation du sol et environnement

Dans les pays développés comme dans certains pays en voie de développement, des règlements de zonage des municipalités existent déjà. Chaque zone se voit attribuer un certain nombre d'usages qui peuvent être légalement faits en ce lieu. La connaissance des activités présentes sur un terrain permet de développer des solutions pour la gestion des ressources naturelles comme la salinité et la qualité des eaux.

III.4.1. Méthode d'analyse physico-chimique du sol

L'analyse du sol comprend trois étapes :

1. Echantillonnage : c'est le prélèvement des échantillons de terre sur le terrain. Le prélèvement dépend de l'objectif de l'analyse. Le mode

d'échantillonnage peut être différent d'un objectif à l'autre. L'échantillonnage ne demande aucune capacité particulière mais elle doit se faire suivant certaines règles. En effet certaines analyses physiques du sol nécessitent des échantillons qui conservent la structure géométrique originale du sol. C'est le cas de la porosité, la densité apparente etc... Ainsi on distingue :

- **L'échantillon perturbé.**

On l'appelle ainsi, l'échantillon qui ne représente pas tout à fait le sol dans l'état naturel qu'il avait avant son échantillonnage.

- **L'échantillon non perturbé.**

On utilise des instruments comme un cylindre en acier inoxydable, menu d'un côté à bord tranchant que l'on enfonce horizontalement dans le sol avec un appareil spécial de type cric hydraulique pour véhicule. Toujours pour prélever un échantillon non perturbé, on utilise aussi des Boîtes rectangulaires en aluminium avec deux couvercles. On enfonce doucement la boîte dans le sol, dégagée de ses couvercles. On découpe progressivement le volume **ad hoc** de terre au fur et à mesure de l'engagement de la boîte dans l'horizon.

Quel que soit le mode d'échantillonnage, pour échantillonner il faut :

- Se rendre sur terrain et explorer la zone ;
- Nettoyer la fosse et la laisser se sécher si le sol est humide ;
- Nettoyer soigneusement du haut vers le bas avec un couteau, la ou les parois sur lesquelles sera fait l'échantillonnage ;
- Déterminer les horizons à l'aide d'une trace au couteau ;
- On fait l'échantillonnage à partir de l'horizon le plus bas et on continue ainsi en prélevant celui immédiatement au-dessus...

2. Préparation des échantillons avant analyse. C'est l'étape la plus longue. Selon l'analyse à faire, le prétraitement inclut au moins une des trois étapes suivantes :

- prétraitement des échantillons : séchage, broyage, tamisage, quartage,
- extraction des polluants des échantillons,
- purification des extraits avant analyse : cette étape est optionnelle.

3. L'analyse. Elle peut être :

- Physique comme pour déterminer la granulométrie, la perméabilité, la porosité, etc...
- Chimique comme pour déterminer avec précision le contenu du sol en éléments minéraux ou organique.

III.4.2. Domaine d'application de l'analyse [13]

En agriculture, comme en génie civil, il est indispensable de connaître les propriétés pédologiques avant d'y effectuer une quelconque activité qui affecterait la structure du sol. En pisciculture, la propriété qu'a le sol de transmettre l'eau et l'air est une des qualités les plus importantes à prendre en considération. Car un étang construit dans un sol imperméable perdra évidemment peu d'eau par infiltration.

A titre d'exemple, pour un sol ayant un coefficient de perméabilité inférieur à $K=1 \times 10^{-4}$ m/s, on peut construire des digues sans noyau argileux imperméable. Au fond des étangs, on peut utiliser un sol ayant un coefficient de perméabilité inférieur à $K = 5 \times 10^{-6}$ m/s. Pour la pisciculture commerciale, un taux moyen d'infiltration de 1 à 2 cm par jour est acceptable.

Pour l'usage d'un sol, on peut distinguer différentes classes de perméabilité :

- Pour des sols applicables à l'agriculture et à la conservation, les perméabilités doivent se trouver dans une des classes de perméabilité listées au tableau (2).

Tableau 2 : perméabilité des sols destinés à l'agriculture et à la conservation

Classe de perméabilité du sol	cm/heure	cm/jour
Très faible	moins de 0,13	moins de 3
Faible	0,5 - 0,3	3 - 12,0
Modérément faible	0,5 - 2,0	12,0 - 48
Modéré	2,0 - 6,3	48 - 151
Modérément forte	6,3 - 12,7	151 - 305
Forte	12,7 - 25	305 - 600
Très forte	plus de 25	plus de 600

-
- Pour qu'un sol soit applicable au génie civil, il faut que sa perméabilité se trouve dans une des classes de perméabilité listées au tableau (3)

Tableau 3 : Perméabilité des sols destinés au génie civil

Classe de perméabilité du sol	Coefficient de perméabilité (m/s)	
	Limite inférieure	Limite supérieure
Perméable	2.10^{-7}	2.10^{-3}
semi-perméable	1.10^{-8}	1.10^{-3}
Imperméable	1.10^{-11}	5.10^{-7}

Pour le classement des perméabilités en fonction du type de sol, veuillez consulter l'annexe 8.

CONCLUSION

On vient de voir les différents modèles élaborés pour l'évaluation des processus hydrologiques. Chaque modèle a ses limites d'utilité. L'expérience de Darcy est présentée ici. Elle permet de calculer la conductivité hydraulique K . Nous avons également vu les formules empiriques de **Thornthwaite et de Penman ou de Turc** pour l'évaluation de l'évapotranspiration. Enfin on a présenté la méthode d'analyse physico-chimique d'un sol ainsi que quelques domaines d'utilisation des sols en fonction de la perméabilité.

Chapitre IV

Analyse des processus hydrologiques sur un sol volcanique des Comores et un sol ferrallitique de Madagascar

Dans ce chapitre on procède à des expériences d'analyse de deux échantillons de sol. L'une est un sol volcanique des Comores, pris sur la zone géographique de latitude $11^{\circ}35'3.40''S$ et de longitude $43^{\circ}23'3.36''E$ (voir photo annexe 1). L'autre échantillon est un sol ferrallitique de Madagascar pris sur la zone géographique de latitude $18^{\circ}54'09.90''S$ et de longitude $47^{\circ}33'23.16''E$ (voir photo annexe 2). A la fin des expériences, les résultats obtenus sont comparés entre eux et avec ceux de la littérature. Les expériences présentées ici sont réalisées en grande partie dans le laboratoire national de pédologie à Tsimbazaza à Antananarivo.

IV.1. Granulométrie

Dans cette étape, nous avons réalisé un ensemble d'opérations pour la détermination de la distribution des tailles des éléments composant les échantillons des sols étudiés. Cela consiste à séparer et classer la partie minérale de la terre d'après la dimension des particules minérales entre 0 et 2mm. La figure 10 est le schéma de référence pour le classement des particules minérales selon l'échelle internationale.

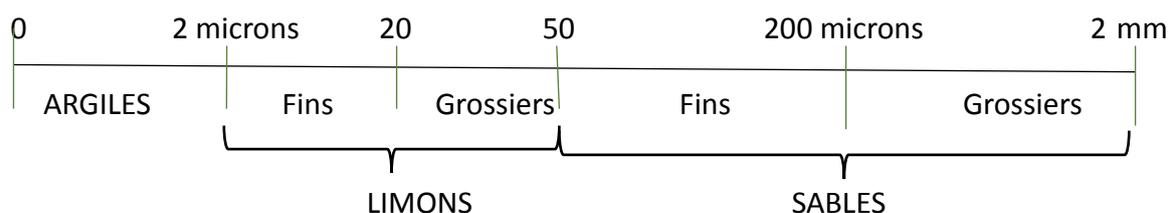


Figure 10 : Échelle internationale de classement des particules minérales [14].

Pour atteindre l'objectif de ce paragraphe nous avons utilisé la **méthode de l'hydromètre de Bouyoucos** (créée en 1927). Elle consiste à disperser les échantillons de sol dans l'hexamétaphosphate et faire les mesures avec l'hydromètre. Ce dernier est calibré en pourcentage de 0% à 60%.

Mode opératoire :

4. On prend 50g du sol volcanique et 50g du sol ferrallitique (2mm).
5. On verse 50cm^3 d'exametaphosphate de sodium dans chaque 50g de sol.

6. On agite et on laisse reposer pendant 12heures.
7. Mixage pendant 5min.
8. On verse chaque solution dans une éprouvette de 1 litre. Puis on fait la lecture avec le densimètre de Bouyoucos.

Les résultats des lectures sont présentés au tableau 4 :

Tableau 4 : Résultats de lecture avec le densimètre de Bouyoucos

Lecture	Sol volcanique	Sol ferralitique	Heure	Température
	g/litre	g/litre		
L1	10	11	10h44	24°C
L2	1	5	12h44	24°C

Les résultats du tableau 4 sont utilisés dans la détermination des proportions granulométriques de chaque sol à l'aide des formules [référence14] :

$$(Argile + Limon)\% = 2(L_1 + 0,36(T_1 - 20^\circ C)) \quad (34)$$

$$(Argile)\% = 2[L_2 + 0,36(T_2 - 20^\circ C)] \quad (35)$$

$$(Sable)\% = 100 - (Argile + Limon)\% \quad (36)$$

Les résultats des calculs sont représentés dans le tableau 5 par type d'échantillon.

Tableau 5 : Résultats de la granulométrie

	Sol volcanique	Sol ferralitique
(Argil+Limon)%	22,88	24,88
Argile%	4,88	12,88
Limon%	18	12
Sable%	77,12	75,12

Ces proportions granulométriques nous montrent que le sol volcanique a la texture « *sable limoneux* » et que le sol ferralitique, a la texture « *limon très sableux* » (voir annexe 3).

IV.2. Détermination de la porosité

Cette étape consiste à déterminer pour un sol donné, les voies possibles de stockage et de circulation des fluides. Par rapport au volume de l'échantillon, la méthode nécessite la connaissance des volumes réel ($V_{réel}$) et apparent ($V_{apparent}$) ou la connaissance des densités réelle ($\rho_{réel.sol}$) et apparente ($\rho_{apparente.sol}$) du sol. Nous avons utilisé l'expression **densité** pour signifier la **masse volumique**.

IV.2.1. Densité réelle

On mesure le poids et le volume de la phase solide d'un échantillon d'essais sec. Le volume de l'échantillon correspond au volume final du liquide déplacé.

Le mode opératoire consiste à peser :

- le pycnomètre** vide, soit A sa masse;
- le pycnomètre contenant le sol à étudier. Soit B sa masse ;
- le pycnomètre + sol + eau. Soit C la masse correspondante ;
- le pycnomètre rempli d'eau et soit D sa masse.

Pycnomètre** : Flacon utilisé pour la détermination de la densité d'un corps.

Dans l'annexe on a mis la photo (**annexe 4**) de la balance utilisée, balance analytique.

Le calcul de la densité réelle du sol ($\rho_{réel.sol}$) se fait suivant la formule [référence 14]:

$$\rho_{réel.sol} = \frac{\rho_{eau} \cdot (B-A)}{(B-A) - (C-D)} \quad (37)$$

Avec $\rho_{eau} = 0,99706 \text{ g/cm}^3$ à 20°C [14].

Pour chaque échantillon nous avons effectué deux essais et nous avons répertorié les pesées et les densités dans le tableau 6 :

Tableau 6 : Densités réelles des deux échantillons

		A	B	C	D		
Type de sol	Essai N°	Pds-pic vide	pds pic+sol	pds pic+sol+ED	pds pic+ED	Densités réelle (g/cm ³)	Moyenne (g/cm ³)
Sol volcanique	Essai1	35,2016	45,4086	90,5088	84,8106	2,2571	2,2260
	Essai2	34,8666	45,0437	90,0163	84,4625	2,1948	
Sol ferrallitique	Essai1	34,8952	45,0839	90,7251	84,7973	2,3842	2,4544
	Essai2	35,7271	45,9026	92,0104	85,8537	2,5245	

On peut constater à travers ce tableau que le sol ferrallitique est plus dense que le sol volcanique.

IV.2.2. Densité apparente ($\rho_{app.sol}$)

Pour cette expérience, la structure originale de l'échantillon ne doit pas être perturbée. Cependant on a recueilli l'échantillon à l'aide d'un tube métallique de section carrée, de longueur **6,5cm**, de largeur intérieure **2,8cm**. (Voir annexe 6). L'échantillon dans le tube est d'abord séché à l'étuve pendant 18h. Ensuite, les

masses des ensembles (sol dans le tube) et (sol en dehors du tube) sont respectivement mesurés à l'aide de la balance analytique. Dans le tableau 7 on a les résultats de la manipulation.

Tableau 7 : Mesure de la densité apparente de chaque sol

	poids tube+sol(g)	poids sol seul(g)	poids tube vide(g)	vol sol=vol intérieur du tube (cm ³)	densité apparente (g/cm ³)
Sol volcanique	133,53	49,32	84,21	50,96	0,97
Sol ferrallitique	147,23	63,02	84,21	50,96	1,24

De ce tableau on constate que la densité apparente est inférieure à la densité réelle.

IV.2.3. Porosités des deux sols

Le pourcentage de la porosité par rapport au volume de l'échantillon d'essai peut se calculer par :

$$n_{sol} = \frac{V_{réel.sol} - V_{apparente.sol}}{V_{réel.sol}} * 100 = \frac{\rho_{réel.sol} - \rho_{app.sol}}{\rho_{réel.sol}} * 100 \quad (38)$$

Ce qui nous donne pour nos deux sols :

- Une porosité de 56,52% pour le sol volcanique. Soit près de 0,57m³ de volume vide dans un 1m³ de sol.
- Une porosité de 49,61% pour le sol ferrallitique. Soit 25,3 cm³ sur le 50,96cm³ de l'échantillon d'essai. Alors dans 1m³ de ce type de sol, on aura 0,496m³ d'espace vide. Il faut donc 0.496m³ pour porter à saturation un sol de volume 1m³.

Alors le sol volcanique est plus poreux que le sol ferrallitique. C'est donc la raison pour laquelle le sol ferrallitique est plus dense que le sol volcanique.

IV.2.4. Conductivité électrique

On cherche dans ce paragraphe à montrer l'évolution de la conductivité électrique des deux sols en fonction de leur niveau de saturation. Pour ce faire nous avons pris 20g de chaque échantillon. Ensuite nous avons préparé deux solutions ((sol ferrallitique +ED*) et (sol volcanique + ED)). Soient environ les volumes réels suivants : 8,98cm³ pour le sol volcanique et 8,15cm³ pour le sol ferrallitique. Il faudra donc 5,07cm³ pour saturer le sol volcanique et 4,04cm³ pour saturer le sol ferrallitique. Nous avons contrôlé la conductivité électrique de chaque solution

pendant qu'on varie le volume d'eau dans les solutions. Les mesures sont faites à l'aide du conductimètre TERKIL. Il donne les résultats directement en micromhos/cm de sol. Les résultats obtenus sont présentés à la **figure 11**.

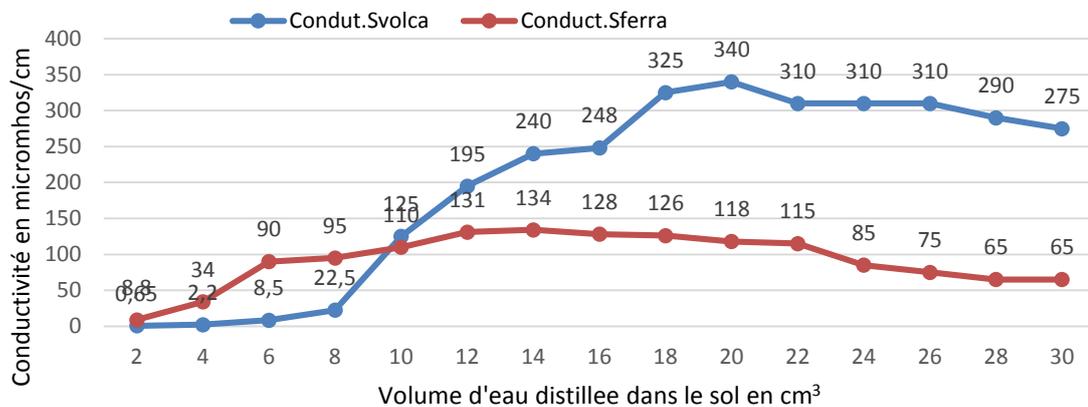


Figure 11: Conductivité électrique en fonction de la saturation

A travers ce graphique, on peut lire que :

- Entre 2 cm³ et 10cm³ d'eau distillée, c'est le sol ferralitique qui est le plus conducteur électrique. Ceci s'explique par le fait que le sol ferralitique est moins poreux que le sol volcanique. Le sol ferralitique nécessite donc moins d'eau pour relier les vides et permettre le déplacement des ions d'un pore à l'autre;
- Pour un volume d'eau distillée (ED) supérieur à 10 cm³, c'est le sol volcanique qui devient plus conducteur électrique que le sol ferralitique. Ceci signifie deux choses. L'une est que la solution du sol volcanique est très concentrée en ion que la solution du sol ferralitique. L'autre est que les pores du sol volcanique sont suffisamment remplis pour permettre la dissolution des ions;
- La conductivité maximum est à 3,5 fois la saturation pour le sol ferralitique et elle est à 3,94 fois la saturation pour le sol volcanique.
- La diminution de la conductivité s'explique par la réduction de la concentration ionique dans la solution.

IV.3. Conductivité hydraulique

a. Principe de la mesure

Pour mesurer la Conductivité hydraulique (perméabilité en m/s) nous avons utilisé la METHODE HENIN (**test de percolation**). Elle consiste à contrôler la percolation sur poids de terre placé dans un tube de dimension connue. En effet, on sature en eau une colonne de sol d'essai et on laisse l'équilibre s'établir. Puis on commence à recueillir l'eau qui percole à la base du tube de percolation (voir figure 12).

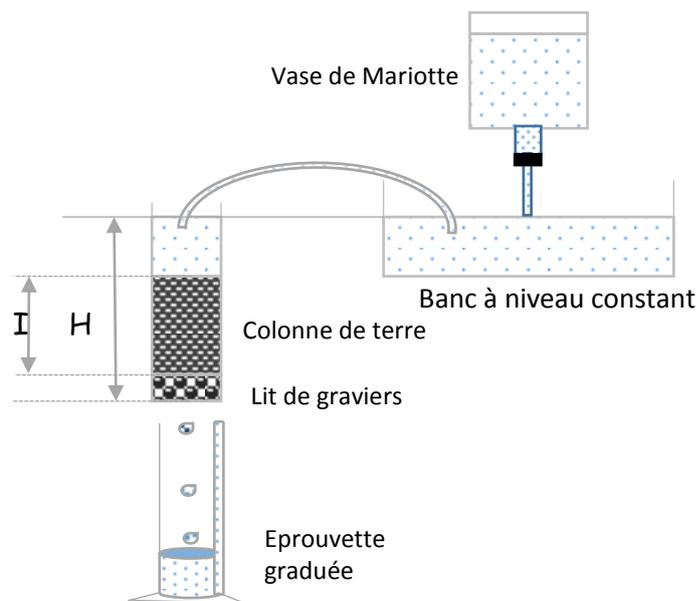


Figure 12 : Montage du test de percolation

La vidange de la vase de Mariotte est commandée par la vitesse d'écoulement dans la colonne de terre (Voir photo **annexe 5**).

b. Résultats des mesures de perméabilité

On peut exprimer les résultats soit sous la forme de taux de perméabilité en cm/heure, soit sous la forme de coefficient hydraulique en m/s. Pour cela il faut repérer un instant initial et un instant final entre lesquels on recueille l'eau d'infiltration. Les mesures se font à l'instant final et on calcule la perméabilité K à l'aide de la loi de Darcy. Soit suivant la formule :

$$K = \frac{I * V_{recueilli}}{H * S_{int.tube}} \quad (39)$$

Où :

$V_{recuelli}$: Volume d'eau traversant la colonne (cm³) ;

$S_{int.tube}$: La section intérieure du tube de percolation (cm²) ;

I : La hauteur (cm) de la colonne de terre ;

H : Hauteur en cm entre la toile filtrante et la surface libre l'eau.

A chaque échantillon et à chaque taille de sol testé, nous avons fait deux essais. D'où les résultats dans les tableaux 8 et 9.

Tableau 8: Résultat d'analyse de la perméabilité pour une taille de sol ≤ 2 mm.

Type de Sol et essais	I (cm)	$V_{recuelli}$ (cm ³)	Diamètre du tub (cm)	Section (cm ²)	H (cm)	K(cm/h) moyen
Solvolcanique.Essai1	6,0	142	3,5	9,62	13,5	7,025
Solvolcanique.Essai2	6,0	168	3,5	9,62	14,0	
SolFerralitique.Essai1	6,0	42	3,2	8,04	15,0	2,662
SolFerralitique.Essai2	6,5	58	3,2	8,04	14,5	

Tableau 9: Résultat d'analyse de la perméabilité pour un sol de taille $\leq 0,5$ mm.

Type de Sol et essais	I (cm)	$V_{recuelli}$ (cm ³)	Diamètre du tub (cm)	Section (cm ²)	H (cm)	K(cm/h) moyen
Solvolcanique.Essai1	6,5	64	3,5	9,62	14,0	3,16
Solvolcanique.Essai2	7,0	62	3,5	9,62	14,0	
SolFerralitique.Essai1	6,0	20	3,0	7,07	15,0	1,33
SolFerralitique.Essai2	6,0	26	3,0	7,07	14,5	

Ces résultats montrent que :

- La perméabilité du sol de 2mm est 2 fois plus grande que celui de 0,5mm. Plus le sol est dominé par des agrégats ou par des sables ou par des roches, plus la perméabilité est grande.
- Le sol volcanique est plus perméable que le sol ferralitique. Ce qui concorde avec les résultats de la granulométrie et de l'analyse de porosité.

C. Confirmation des résultats

Les valeurs de perméabilités données par la littérature ne sont pas connues avec précision, elles ne fournissent que des ordres de grandeurs. C'est pourquoi il nous est difficile de faire des études comparatives de ces résultats. Ce qui ne nous apporte pas assez de précision pour la comparaison. Cependant nos résultats se rapprochent bien des résultats disponibles dans les publications pour des sols types. Dans le **tableau 10** nous avons montré l'écart entre nos résultats et les publications K_{pub} . Dans cette comparaison

nous avons considéré la perméabilité obtenue avec les sols de dimension ≤ 2 mm.

Tableau 10: Comparaison des résultats avec les publications

	Nos résultats	Publications	Erreur (%)
Texture du sol	Valeur moyen de K	K_{pub}	$(K-K_{pub})/K_{pub}$
Sable limoneux	$1,9510^{-5}$ m/s	Comprise entre 10^{-7} et 10^{-5} m/s	
Limon sableux		[ftp://ftp.fao.org/fi/CDrom/FAO_training/FAO_training/general/x6706f/x6706f09.htm]	
	2,66 cm/h	2,5 cm/h	$\pm 6,4$

La perméabilité du sol volcanique appartient bien à l'intervalle donnée pour les sols de même type. L'écart observé est peut-être dû à une erreur de lecture pendant les mesures. Il est aussi possible que l'écart soit évident vue le type de résultat dont nous avons fait référence. Ces sont des valeurs moyennes issus de différents sols limon sableux de différentes régions que nous n'avons pas inclus dans notre analyse. Dans les deux cas les résultats restent très voisines et donc acceptables.

d. Activités possibles sur les deux terrains

Pour ce qui est de l'usage de ces sols, en se référant des tableaux 2 et 3, on peut constater à travers ces différentes analyses que :

- Du point de vue agricole et conservation de sol, le sol volcanique appartient à la classe de sol de perméabilité modérément forte. Donc, il ne convient pas aux végétaux ayant besoin de beaucoup d'eau. Mais il peut convenir à la culture de l'asperge, de la carotte, de la pomme de terre, des cactus, etc. Par contre le sol ferrallitique appartient à la classe de perméabilité modérée. Il convient à la culture du blé, du maïs, des betteraves, etc.
- Du point de vue génie civil, le sol volcanique a une perméabilité de $1,95 \cdot 10^{-5}$ m.s⁻¹. La perméabilité du sol ferrallitique en m.s⁻¹ est $6,00 \cdot 10^{-6}$. Ainsi les deux sols appartiennent à l'intervalle des limites supérieures retenues en génie civil. Les deux sols sont donc aussi bons pour des activités de génie civil. Mais

dans le cas d'un projet d'assainissement des eaux usées, le sol volcanique serait l'idéal.

IV.4. Infiltrations et ruissellements sur les deux sols

Dans cette partie nous avons réalisé un système qui a permis d'observer et évaluer les eaux de ruissellement et d'infiltration sur chaque sol (*figure 13 et annexe 8-10*). Des photos de l'expérience sont présentées aux **annexes 6 et 7**.

IV.4.1. Principe de l'expérience

L'expérience consiste à recueillir l'eau non infiltrée après que l'échantillon soit soumis à un débit connu Q (m^3/s ou en cm^3/s) pendant une durée déterminée. L'échantillon de sol doit être non perturbé (**annexe 7**). C'est-à-dire que l'échantillon doit garder sa structure originale. On a cependant recueilli l'échantillon à l'aide d'un moule de section rectangulaire, de longueur 30cm, de largeur 10cm et de hauteur 13cm. Nous supposons qu'aucune évaporation n'est intervenue pendant l'expérience et qu'on était dans la condition normale de pression.

Déroulement de l'expérience :

- Sécher de l'échantillon à l'étuve ;
- Poser l'échantillon avec le moule sur un support à inclinaison λ réglable ;
- Mettre un volume V_0 d'eau dans un réservoir ;
- Imposer au réservoir un débit constant de vidange convenable Q_v (en dm^3/s) ;
- Répartir le débit Q_v sur la surface de l'échantillon et appeler t_0 cet instant initial ;
- Recueillir l'eau de ruissellement (V_{ruissel}). On notera T_{AR} la durée avant le commencement du ruissellement et T_{PR} la durée du ruissellement ;
- Interrompre le débit avant que la source ne soit pas épuisée et noter cet instant ;
- Mesurer V_{ruissel} et le volume restant dans le réservoir (V_f). Calculer ensuite les proportions correspondant au processus hydrologiques produits.

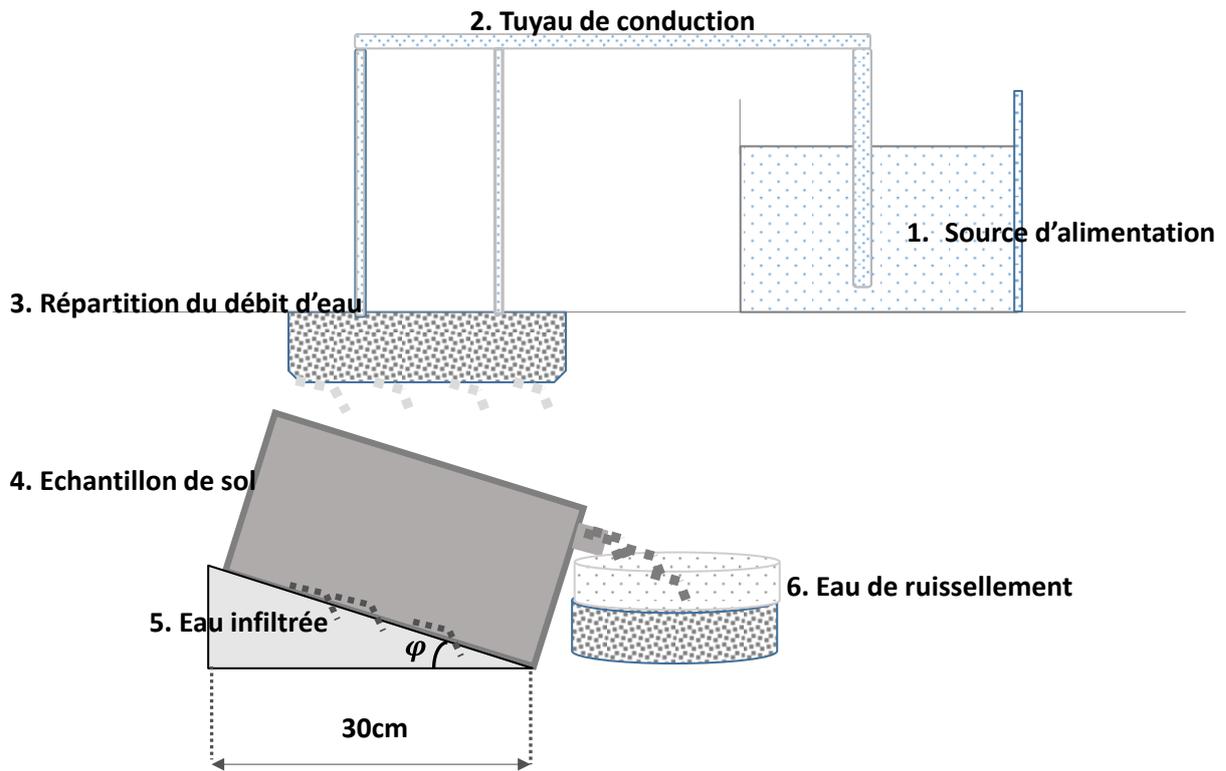


Figure 13 : Schéma principe du montage expérimental

IV.4.2. Résultats de mesures des processus hydrologiques produits

Les processus hydrologiques observés dans cette expérience sont : l'infiltration et le ruissellement. Alors l'équation (27) se réduit à :

$$\text{Ruissellement} = \text{Pluie} - \text{infiltration} \quad (40)$$

Où **Pluie** correspond au volume total d'eau reçu à la surface de l'échantillon.

infiltration correspond au volume total d'eau infiltré.

La proportion de chaque processus par rapport au volume total d'eau reçu à la surface de ruissellement se calcule comme suit :

✚ Pourcentage d'infiltration avant le commencement des ruissellements (I_{AR}) :

$$I_{AR} = \frac{Q_v * T_{AR}}{V_0 - V_f} * 100 \quad (41)$$

✚ Proportion totale de l'eau infiltrée avant et pendant le ruissellement (I_{AR+PR}) :

$$I_{AR+PR} = \frac{V_0 - (V_f + V_{ruissl})}{V_0 - V_f} * 100 \quad (42)$$

✚ Pourcentage de l'eau ruisselée ou de l'eau non infiltrée (R_{ruissel}) :

$$R_{\text{ruissel}} = \frac{V_{\text{ruissel}}}{V_0 - V_f} * 100 \quad (43)$$

Les résultats obtenus sont récapitulés dans les tableaux 11 et 12 :

Tableau 11 : Evaluation des processus hydrauliques sur l'échantillon volcanique

Type de sol	Durée (min)		Réservoir (dm ³)		Q _v (dm ³ /s)	Surface ruissellement (dm ²)	Non infiltrée (dm ³)	Non infiltrée %	Infiltration		Pente (%)
	T _{AR} ¹	T _{PR} ²	V ₀	V _f					I _{AR} (dm ³)	I _{PR} (%)	
SV ³	2	5	4,5	1,64	0,0068	3	1,58	77,3	0,816	22,7	40
	2	5	4,5	1,66	0,0068	3	1,22	60,3	0,816	39,7	30
	2	5	4,5	1,65	0,0068	3	0,87	42,8	0,816	57,2	20
	2	5	4,5	1,65	0,0068	3	0,52	25,6	0,816	74,4	10
	7		4,5	1,66	0,0068	3	0,045	1,6	98,4		0

1. T_{AR} : Durée avant le ruissellement. 2. T_{PR} : Temps écoulé pendant le ruissellement. 3. SV: Sol volcanique.

Tableau 12 : Evaluation des processus hydraulique sur l'échantillon ferralitique

Type de sol	Durée (min)		Réservoir (dm ³)		Q _v (dm ³ /s)	Surface ruissellement (dm ²)	Non infiltrée (dm ³)	Non infiltrée %	Infiltration		Pente (%)
	T _{AR}	T _{PR}	V ₀	V _f					I _{AR} (dm ³)	I _{PR} (%)	
SF ⁴	1	6	4,5	1,65	0,0068	3	2,4	98,3	0,408	1,7	40
	1	6	4,5	1,65	0,0068	3	2	81,9	0,408	18,1	30
	1	6	4,5	1,67	0,0068	3	1,6	66,1	0,408	33,9	20
	1	6	4,5	1,66	0,0068	3	1,1	45,2	0,408	54,8	10
	7		4,5	1,65	0,0068	3	0,403	14	86		0

4.SF : Sol ferralitique.

Tableau 13 : Comparaison des processus hydrauliques entre les deux échantillons de sol

Type de sol	T _{AR}		Infiltration I _{PR} (%)		Non infiltrée V _{ruissel} (%)		Pente (%)
	SF	SV	SF	SV	SF	SV	
SF	1	2	1,7	22,7	98,3	77,3	40
	1	2	18,1	39,7	81,9	60,3	30
	1	2	33,9	57,2	66,1	42,8	20
	1	2	54,8	74,4	45,2	25,6	10
	7		86	98,4	14	1,6	0

On constate à travers ces trois tableaux que :

- Le sol volcanique favorise toujours bien l'infiltration que le sol ferralitique et inversement pour le ruissellement.

- Il existe toujours une durée T_{AR} avant l'apparition des ruissellements.
- Pour le SV, le temps avant le ruissellement est 2mn. Ce qui implique que pendant 2mn le débit d'infiltration était égal à Q_v . Mais après saturation de la surface, Q_v est répartie entre ruissellement et infiltration.
- Sur le sol ferrallitique, le débit d'infiltration était égal à Q_v pendant 1mn. Mais dès que la surface du sol se sature, le débit Q_v se répartit entre ruissellement et infiltration.
- Sur l'horizontal, 98,4% de l'eau reçue à la surface du sol volcanique est infiltrée. Mais sur le sol ferrallitique, c'est le 86% de l'eau reçue à la surface qui est infiltré.
- Sur les deux sols, le ruissellement augmente avec l'inclinaison. Par contre plus la pente augmente, moins on a d'infiltration. On constate aussi qu'il existe pour chaque type de sol une pente pour laquelle dès que le sol est saturé, le taux d'infiltration est égal au taux de ruissellement (voir figure 14).

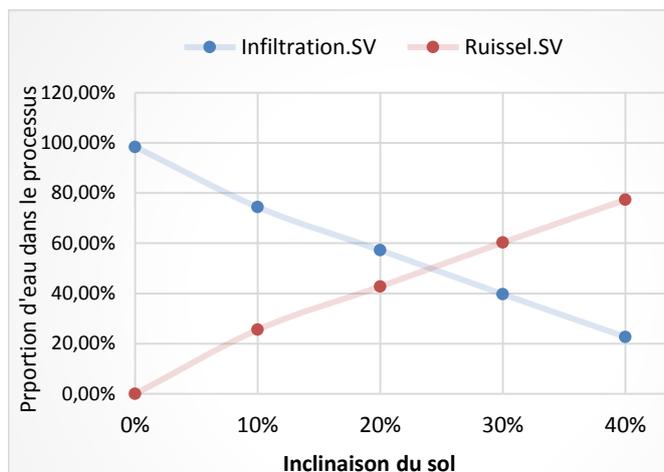


Figure 14a: Evolution des processus hydrologiques sur le SV

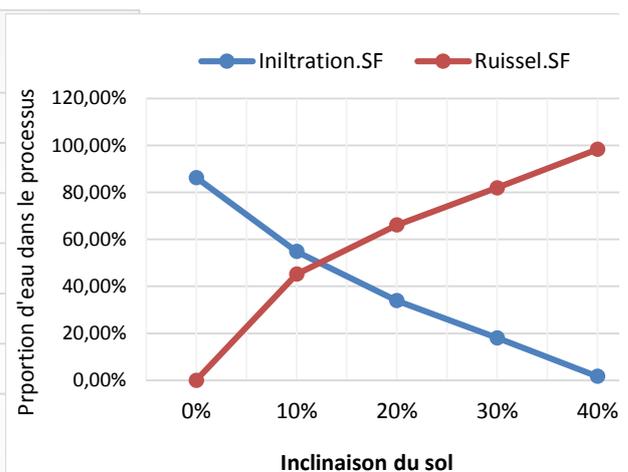


Figure 14b: Evolution des processus hydrologiques sur le SF

La figure 14 montre que sur le sol volcanique le débit d'infiltration est égal au débit de ruissellement sur une pente (de tangente) près de 24%. Soit sur un angle de **13,08°**. Sur le sol ferrallitique, l'égalité entre ruissellement et infiltration est possible sur une pente de 13%. Soit sur une inclinaison de **7,08°**. Sur les deux sols, l'évolution des processus hydrologiques est linéaire à partir de l'inclinaison 10%.

IV.4.3. Evaluation de l'erreur et validation des résultats

Les eaux d'infiltration et de ruissellement présentés dans les tableaux 11 et 12 ont permis d'évaluer la répartition du débit Q_v entre infiltration et ruissellement. Comme il n'y a pas d'évaporation, la somme des deux derniers débits devrait être égale à Q_v .

L'erreur correspond à l'écart observé entre le débit source Q_v et la somme des débits de ruissellement et d'infiltration. L'erreur permet de constater la fiabilité des résultats. L'écart constaté lors de cette étude est explicité dans les tableaux 13 et 14 suivant les inclinaisons différentes de 0% :

Tableau 14 : Comparaison infiltration-ruissellement avec le débit Q_v sur le SV

Type de sol	Pente	Durée (min)		(dm ³ /s) source	Ruissellement (dm ³)	Débit d'infiltration (dm ³ /s)		Ruissellement (dm ³ /s)	Erreur
		T _{AR}	T _{PR}			Q _{AR} ⁶	Q _{PR} ⁵		
SV	%			Q _v	V _{ruissel}	Q _{AR} ⁶	Q _{PR} ⁵	Q _{Ruissel} ⁷	Q _v - (Q _{Ruissel} + Q _{PR})
	40	2	5	0,00680	1,58	0,00680	0,00155	0,00527	-0,00001
	30	2	5	0,00680	1,22	0,00680	0,00268	0,00407	0,00005
	20	2	5	0,00680	0,87	0,00680	0,00388	0,0029	0,00002
	10	2	5	0,00680	0,52	0,00680	0,00505	0,00173	0,00002

5. Q_{PR} : Infiltration pendant le ruissellement. 6. Q_{AR} : Infiltration avant le ruissellement. 7. Q_{Ruissel} : débit de ruissellement.

Tableau 15 : Comparaison infiltration-ruissellement avec le débit Q_v sur le SF

Type de sol	Pente	Durée (min)		(dm ³ /s) source	Ruissellement (dm ³)	Débit d'infiltration (dm ³ /s)		Ruissellement (dm ³ /s)	Erreur
		T _{AR}	T _{PR}			Q _{AR}	Q _{PR}		
SF	%			Q _v	V _{ruissel}	Q _{AR}	Q _{PR}	Q _{Ruissel}	Q _v - (Q _{Ruissel} + Q _{PR})
	40	1	6	0,00680	2,4	0,00680	0,00012	0,00667	0,00002
	30	1	6	0,00680	2	0,00680	0,00123	0,00556	0,00002
	20	1	6	0,00680	1,6	0,00680	0,00228	0,00444	0,00007
	10	1	6	0,00680	1,1	0,00680	0,00370	0,00306	0,00004

A travers les tableaux 13 et 14, on peut remarquer que :

- Sur toutes les inclinaisons considérées et sur les deux types de sol, la somme du débit d'infiltration et du débit de ruissellement donne le débit source (Q_v) avec une erreur près ;
- Les erreurs engendrées sont toutes comprises entre $\pm 0,20\%$ et $\pm 1,06\%$. Sur le sol volcanique la moyenne de l'erreur est de $\pm 0,29\%$ et elle est de $\pm 0,55\%$ sur le sol ferrallitique. Ce qui rend acceptable les résultats.

Plusieurs raisons peuvent expliquer l'apparition de ces petits écarts. En effet pendant l'expérience, des gouttes d'eau peuvent sauter par l'effet du choc avec le sol et échapper à l'infiltration et au ruissellement. Pendant les mesures, il est possible de commettre une erreur de lecture par excès ou par défaut. Il arrive aussi pendant les calculs, de considérer une valeur par défaut ou par excès. C'est ainsi que peuvent surgir ces petits écarts. Dans tous les cas l'erreur constatée est beaucoup plus faible. Ce qui permet de valider la démarche suivie pour l'évaluation de l'infiltration et du ruissellement.

IV.4.4. Relations entre pluie, infiltration, ruissellement et inclinaison

Du précédent paragraphe, nous pouvons dire pour les deux sols, que la somme des débits d'infiltration et de ruissellement est égale au débit source. Or on a constaté à la figure 12 que sur les deux types de sol, l'infiltration et le ruissellement évoluent linéairement avec l'inclinaison. On peut donc décrire l'évolution ces deux processus avec les équations suivantes :

$$\mathcal{J}_{Ruissel} = \sigma * \tan(\varphi) + \varepsilon_r \quad (44)$$

$$\mathcal{J}_{Infiltr} = -\sigma * \tan(\varphi) + \varepsilon_i \quad (45)$$

Ces sont des équations de droite en fonction de la pente.

Où $\mathcal{J}_{Ruissel}$ est le taux de ruissellement. σ est le coefficient directeur spécifique au type de sol. ε_r est la constante de ruissellement aussi spécifiques au type de sol et φ l'angle d'inclinaison. Sur le SV, ε_r est égale à 0,08 et σ est égale à 1,72. Sur le SF ε_r est égale à 0,29 et σ est égale à 1,77. $\mathcal{J}_{Infiltr}$ est le taux d'infiltration et ε_i une constante d'infiltration spécifique type de sol. $\varepsilon_i = 0,916$ sur le sol volcanique et $\varepsilon_i = 0,71$ sur le sol ferrallitique.

Alors connaissant le débit et la durée pluviométrique (Q_v) sur ces sols, on peut évaluer l'infiltration et le ruissellement en m^3/s (ou en $km^3/heure$ etc...) sur ces deux sols avec les formules:

$$V_{ruissel} = \mathcal{J}_{Ruissel} * (Q_v * T_{PR}) \quad (46)$$

$$V_{infiltration} = Q_v * (\mathcal{J}_{Ruissel} * T_{PR} + T_{AR}) \quad (47)$$

IV.4.5. Vérification numérique des relations (44) et (45)

Nous avons réalisé dans l'outil matlab un programme permettant de suivre l'évolution de l'infiltration et du ruissellement suivant les formules (44) et (45), (voir annexe 12). La compilation a donné le graphique de la figure 15 :

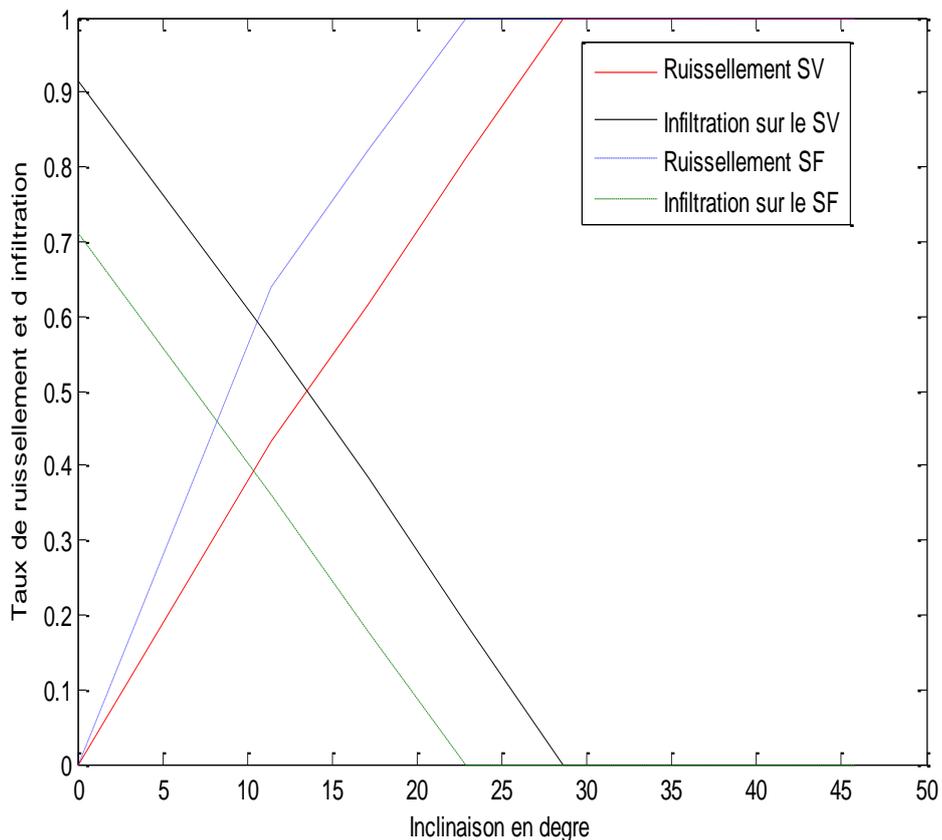


Figure 15 : Evolution des processus hydrologiques suivant un pas d'inclinaison de 0,1 rad.

La figure 15 nous montre que chacun des sols possède une inclinaison à partir de laquelle si la surface est saturée, l'eau ne s'infiltré plus. Le débit source se dirige totalement dans le ruissellement. Cette inclinaison est environ 22,5° sur le sol ferrallitique et elle est environ 27° sur le sol volcanique.

Conclusion sur les manipulations

Dans ce chapitre nous avons présenté l'analyse physique d'un sol volcanique de la Grande Comore et d'un sol ferrallitique de Madagascar. Nous avons pu déterminer leurs porosités, leurs perméabilités et leurs débits d'infiltration et de ruissellement par rapport à un débit source appliqué sur la surface de chaque échantillon. Les résultats ont montré que le sol volcanique est plus perméable que le sol ferrallitique. Ces résultats ont aussi montré d'une part que le sol ferrallitique favorise les ruissellements par rapport au sol volcanique. Ce qui confirme la grande porosité obtenue pour le sol volcanique. D'autre part l'infiltration et le ruissellement évoluent linéairement avec l'inclinaison du sol. Grâce à la conformité des résultats, nous avons jugé nécessaire d'établir des relations de prévention des infiltrations et des ruissellements sur ces sols.

Critiques des résultats

Ce travail nous a conduits au constat de l'intérêt et des difficultés liés à l'analyse d'un processus hydraulique. La plupart des difficultés sont rencontrées pendant l'échantillonnage à cause de la dimension des échantillons utilisées pour l'observation des ruissellements. Généralement l'observation des ruissellements se fait sur terrain pendant de longues périodes. Ce qui n'est pas le cas pour nos deux échantillons. Nous avons pris des gros morceaux de terre pour faire nos expériences. Cette technique pouvait causer de fissures sur les échantillons. La relation établie ici s'est basé sur un sol incliné. Une analyse sur d'autre type de sol serait efficace pour la généralisation de la relation.

Conclusions Générales

Au terme de ce travail, nous avons pu mettre en revue les causes des transferts hydrologiques, les facteurs liés aux différents processus hydrauliques du cycle de l'eau et l'usage des sols. Nous avons également présenté une description physique des processus hydraulique, les modèles et les expériences hydrauliques avec quelques domaines d'application et l'analyse physique d'un sol volcanique des Comores et d'un sol ferrallitique de Madagascar.

La méthode de l'hydromètre de Bouyoucos, la méthode classique au pycnomètre et la méthode de HENIN ont permis respectivement de déterminer la granulométrie, la densité et la perméabilité de chacun des deux sols. Ces résultats nous ont montré que le sol volcanique est beaucoup plus poreux et plus perméable que le sol ferrallitique. Nos résultats ne sont pas en contradiction avec ceux des publications. La méthode que nous avons adoptée a permis de connaître les capacités d'infiltration et de ruissellement des deux sols. Les résultats ont montré qu'à saturation le débit pluviométrique se répartit inégalement entre infiltration et ruissellement. Sur les deux sols, le ruissellement augmente linéairement avec la pente et inversement pour l'infiltration. A $13,08^\circ$ sur le sol volcanique et à $7,08^\circ$ sur le sol ferrallitique, le débit se reparti également entre infiltration et ruissellement

Suite à ces résultats, nous avons établi une relation entre pluie, ruissellement, inclinaison du sol et durée des activités pluviométriques. La relation établie a montré que sur les sols volcanique et ferrallitique, respectivement incliné à 27° et à $22,5^\circ$, l'infiltration tend vers 0. Cependant une reprise de cette méthode d'étude avec plus de précision sur plusieurs types de sol, sous différentes débits sources et sur plusieurs inclinaisons, permettrait d'établir un modèle pour la prévision des ruissellements sur tout type de sol.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] : Agence de l'eau Loire-Bretagne, www.eau-loire-bretagne.fr, www.prenons-soin-de-leau.fr
- [2] : (**Ecole nationale Supérieure Agronomique de Toulouse**, « Analyse des conditions d'apparition du ruissellement sur les sols volcaniques de Guadeloupe et modélisation) ; BOLI BABOULE, Z., ROSSE, E., BEP A ZIEM, B., 1999. Effets de labour et de la couverture du sol sur le ruissellement et les pertes en terre sur un sol ferrugineux sableux en zone saoudienne du Nord-Cameroun.
- [3]: [<http://eduterre.ens-lyon.fr/thematiques/hydro/cycleau/modeliser>]
- [4] : Cours Pr Alexandre, année universitaire 2012-2013
- [5] : (Rapport de Sylvain WEILL, 2004, Université Paris IV _-Modélisation hydrodynamique du cycle de l'eau de pluie sur un sol incliné) ; (<http://www.larousse.fr/archives/grande-encyclopedie/page/2504>)
- [6] : Cours d'hydrogéologie, 2002, François Renard
- [7] : <http://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre5/chapitre5.html>
- [8] SINGH V.P. [Ed.], 1995. Computer Models of Watershed Hydrology. Water Ressource Publications, Colorado, 1130 p.
- [9] : (Ambroise_1999_ - Modélisation systémique et dynamique, <http://id.erudit.org/iderudit/705346ar>)
- [10] : <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/eau-sol.htm>
- [11] : <http://members.unine.ch/philippe.renard/hydrogen/node16.html>
- [12] : <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/mst/eau-sol.htm>
- [13] : www.omafra.gov.on.ca/french/landuse/classify.htm
- [14] : Clément Mathieu, Françoise Pieltain : Analyse physique du sol
- [15] : http://www.ecosociosystemes.fr/typologie_sols.html#g

ANNEXE

Annexe 1 : Origine de l'échantillon Venant des Comores

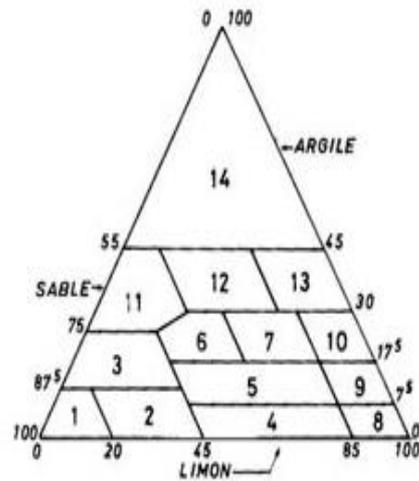


Annexe 2 : Origine de l'échantillon venant de Madagascar



18°54'09.90"S 47°33'23.16"E élév. 1282 m altitude 1.51 km

Annexe 3 : Hydromètre de Bouyoucos et Diagramme de texture



Diagrammes de texture (d'après JAMAGNE)

1. Sable ; 2. Sable limoneux ; 3. Sable argileux ; 4. Limon léger sableux
5. Limon moyen sableux ; 6. Limon sablo-argileux ; 7. Limon argilo-sableux
8. Limon léger ; 9. Limon moyen ; 10. Limon argileux ; 11. Argile sableuse
12. Argile ; 13. Argile limoneuse ; 14. Argile lourde.

Annexe 4 : Balance analytique.



Annexe 5 : Analyse de perméabilité



Annexe 6 : Tube d'échantillonnage



Annexe 7 : Moule d'échantillonnage



Annexe 8 : Source du débit



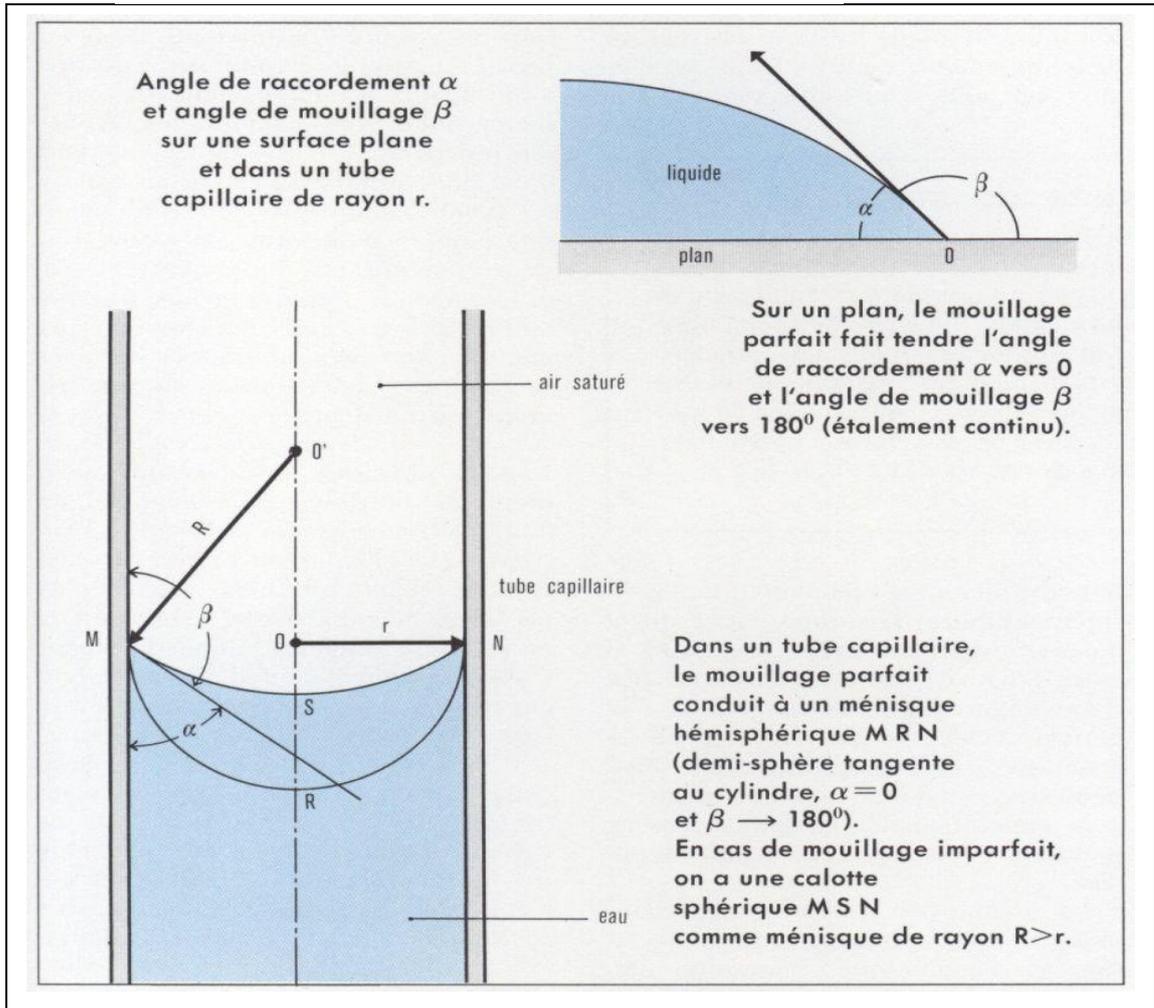
Annexe 9 : Ruissellements sur le sol volcanique



Annexe 10 : Ruissellements sur le sol ferrallitique



Annexe 11 : illustration de la pression capillaire



ANNEXE 12

```
clear;clc;

Cfr=1.72;% coefficient directeur du ruissellement sur le sol volcanique
Cstr=0.0843;% 2eme constante de ruissellement sur le sol volcanique
pente_S(1)=0;% initialisation de l'inclinaison à 0.
T_PR=3600;%durée de l'activité pluviométrique en seconde
p=0;%compteur d'angle ou indice d'itération
p_S(1)=1;
T_ISV(1)=0.916;
T_ISF(1)=0.71;

for pente=0.1:0.1:pi./4% pente en RAD
    pente=pente+0.1;
    p=p+1;    p_S(p+1)=p;    pente_S(p+1)=pente;

    Angl_degr=pente*180./pi; % conversion de la pente en degré
    Angl_degr_S(p+1)=Angl_degr %pour afficher l'évolution de la pente sous
forme de matrice

    TRSV=Cfr*tan(pente)+Cstr;
    T_RSV(p+1)=TRSV %pour afficher sous forme de matrice(sur le SV

        TRSF= Cfr*tan(pente)+0.29;
        T_RSF(p+1)=TRSF
    if TRSV>=1
        T_RSV(p+1)=1
    else T_RSV(p+1)=TRSV
    end

    if TRSF>=1
        T_RSF(p+1)=1
    else T_RSF(p+1)=TRSF
    end

    TISV=-Cfr*tan(pente)+0.916;
    T_ISV(p+1)=TISV

    TISF=-Cfr*tan(pente)+0.71;
    T_ISF(p+1)=TISF

    if TISV<=0
        T_ISV(p+1)=0
    else T_ISV(p+1)=TISV
    end
        if TISF<=0
            T_ISF(p+1)=0
        else T_ISF(p+1)=TISF
        end
end

plot(Angl_degr_S,T_RSV,'r',Angl_degr_S,T_ISV,'b',Angl_degr_S,T_RSF,'c',Angl
_degr_S,T_ISF,'m');% Courbe du T_RSV en fonction d l'inclinaison en degré.
Xlabel('Inclinaison en degré');% pour titrer l'axe des abscisses
Ylabel('Taux de ruissellement et d'infiltration');% titrer de l'axe des
ordonnées
```

TABLE DES MATIERES

REMERIEMENTS	i
SOMMAIRE	ii
GLOSSAIRE	iii
LISTE DES TABLEAUX.....	iv
LISTE DES FIGURES.....	vi
INTRODUCTION	1
Chapitre I : CYCLE DE L'EAU.....	2
I.1. Les apports d'eau à la surface.....	2
I.2. Le devenir des gouttelettes de pluie.....	2
I.2.1. Les causes des transferts hydrologiques dans un bassin.....	2
I.2.2. Processus de transferts hydrologiques.....	3
I.2.2.1. Processus d'infiltration.....	3
I.2.2.2. Processus de ruissèlement.....	4
I.2.2.3. Infiltration et ruissèlement en zone volcanique.....	5
I.2.2.4. Variation de l'écoulement	6
I.2.2.5. Recharge de la nappe.....	7
I.2.2.6. Processus d'évapotranspiration.....	8
I.3. Les facteurs hydrologiques	9
I.4. Les types de sol et les cultures relatives.....	10
I.4.1. Sols Ferralitiques.....	11
I.4.2. Sol Volcaniques.....	11
Chapitre II : Description physique des processus.....	13
II.1. Dynamique des fluides.....	13
a. Termes spécifiques à la dynamique des fluides.....	13
b. Écoulement laminaire.....	13
c. Écoulement turbulent.....	14
d. Viscosité dans un fluide en mouvement.....	14
II.2. Equation générale du mouvement d'un fluide.....	14
a. Fluide parfait.....	14
b. Dérivée particulaire.....	15
c. Équation de continuité.....	15
d. Relation de Bernoulli.....	15
II.3. Écoulements rampants.....	15
II.3.1. Comportement de l'eau dans la zone non saturée.....	16

a. Pression capillaire.....	16
b. Action de la p_{cap} et de la pesanteur sur un fluide sur un sol incliné.....	17
c. Relation entre teneur en eau, pression capillaire et conductivité...	19
d. Potentiel hydraulique.....	19
II.3.2. Comportement de nappe dans la zone saturée.....	19
II.4. Étude des infiltrations.....	20
II.4.1. Régime d'infiltration et Infiltration cumulative.....	20
II.4.2. Conductivité Hydraulique(K) et Porosité d'un sol.....	21
a. Calcul de la porosité.....	21
b. Degré de saturation (D_s) et teneur en eau (Ω).....	22
c. Calcul de la conductivité hydraulique (K).....	22
II.5. Étude des ruissellements.....	23
Chapitre III : Modèles et expériences hydrologiques.....	24
III.1. Les types de modèles existant.....	24
III.1.1. Les modèles globaux.....	25
III.1.2. Les modèles à représentation spatiale.....	26
III.2. Les difficultés de la modélisation.....	26
III.2.1. Difficultés relatives aux modèles.....	26
III.2.2. Problèmes liés aux données.....	27
III.3. Études expérimentales des écoulements souterrains.....	27
III.3.1. Schéma de l'expérience de Darcy.....	27
III.3.2. Evaluation de l'évapotranspiration	29
III.4. Utilisation du sol et environnement.....	30
III.4.1. Méthode d'analyse physico-chimique du sol.....	30
III.4.2. Domaine d'application de l'analyse	32
Chapitre IV : Analyse des processus hydrologiques sur un sol volcanique et Comores et sol ferrallitique de Madagascar.....	34
IV.1. Granulométrie.....	34
IV.2. Détermination de la porosité.....	35
IV.2.1. Densité réelle.....	36
IV.2.2. Densité apparente.....	36
IV.2.3. Porosités des deux sols.....	37
IV.2.4. Conductivité électrique.....	37
IV.3. Conductivité hydraulique.....	39
a. Principe de la mesure.....	39
b. Résultats des mesures de perméabilité.....	39
c. Confirmation des résultats.....	40
d. Activités possibles sur les deux terrains.....	41

IV.4. Infiltrations et ruissellements sur les deux sols.....	42
IV.4.1. Principe de l'expérience.....	42
IV.4.2. Résultats de mesures des processus hydrologiques produits.....	43
IV.4.3. Evaluation de l'erreur et validation des résultats.....	46
IV.4.4. Relation entre pluie, infiltration, ruissellement et inclinaison...	47
IV.4.5. Vérification numérique des relations (44) et (45).....	48
Conclusion sur les manipulations.....	49
Critiques.....	49
Conclusion générale.....	50
Bibliographie	51
Annexes.....	52
Table des matières.....	56

Auteur : Ismael MOHAMED HASSANI

Contact : ismadihasg@gmail.com

Rapporteur : M.RAZAFIMAHEFA Alexandre,
Professeur Titulaire Emérite

ETUDE COMPARATIVE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES ENTRE UN
SOL VOLCANIQUE DE LA GRANDE COMORE ET UN SOL
FERRALITIQUE DE MADAGASCAR

RESUME

Nous présentons dans cette étude, une analyse du comportement hydrologique de deux sols, l'un volcanique des Comores et l'autre ferralitique de Madagascar. Avec la méthode de l'hydromètre de Bouyoucos, nous avons déterminé la structure de chaque sol. Nous avons ensuite déterminé leur porosité à partir de leur densité réelle et apparente. A l'aide de la méthode de HENIN, nous avons aussi déterminé leur perméabilité. Par le résultat de la porosité nous avons constaté que le sol volcanique est léger par rapport au sol ferralitique. Ce qui est justifiée par la grande valeur de perméabilité obtenu avec le sol volcanique. Les valeurs de perméabilité trouvées ne sont pas en contradiction avec les valeurs publiées dans les littératures. Pour compléter notre étude nous avons en dernier lieu imposé un débit hydraulique sur chaque échantillon afin de mesurer les débits de ruissellement et d'infiltration sur les deux types de sol. Les résultats obtenus montrent qu'on a, à saturation, une répartition égale du débit entre infiltration et ruissellement si le sol est incliné de 13,08° sur le sol volcanique et de 7,08° sur le sol ferralitique. Une relation établie entre infiltration, ruissellement et inclinaison a permis de constater que l'infiltration tend vers 0 lorsque l'inclinaison est de 27° sur le sol volcanique et lorsqu'elle est de 22,5° sur le sol ferralitique.

Mots clés : Granulométrie, perméabilité, porosité, Infiltration et ruissellement, Hydraulique, ferralitique, débit hydraulique.

ABSTRACT :

We present in this study, a study of the hydrological behavior of two floors, the volcanic Comoros and the other ferralitic of Madagascar. With the method of Bouyoucos hydrometer, we determined the structure of each floor. Then, we determined their porosities from their real and apparent densities. Using the method of HENIN, we also determined their permeability. By the result of the porosity, we found that volcanic soil is light than the ferralitic ground. That is found justified by the great permeability value obtained with the volcanic ground. The permeability values found are not in contradiction with the values published in the literature. To complete our study we ultimately imposed a hydraulic flow on each sample to measure runoff and infiltration on two soil types. The results show that we have, full, equal distribution of the flow between infiltration and runoff if the floor is tilted 13.08 degrees on volcanic soil and 7.08 ° on the ground ferralitic. A relationship between infiltration, runoff and inclination revealed that infiltration tends to 0 when the inclination is 27 ° on the volcanic soil and when it was 22.5 ° on the ground ferralitic.

KeyWords : Granulometry, Porosity, permeability, infiltration, streaming, hydraulic, ferralitic, hydraulic flow.