CHAPITRE 4

HYDRAULIQUE DES SOLS

4.1 Introduction

L'étude du mouvement de l'eau dans le sol est d'une importance notable pour les problèmes de stabilité des fondations, des fouilles, des pentes, etc. . Dans ce but on commence par établir les lois générales de l'écoulement d'eau dans les sols saturés. On s'intéresse, en suite à la résolution du problème **des écoulements permanents** vers lesquels évolue le mouvement de l'eau dans le sol à long terme. On présente deux méthodes de résolution des écoulements permanents dans le cas d'un milieu bidimensionnel sur des exemples pratiques. En dernier lieu, on donne un aperçu sur le calcul et la conception des réseaux de drainage.

4.2 Propriétés hydrauliques des sols

4.2.1 Vitesse d'écoulement de l'eau

On considère l'écoulement unidimensionnel de l'eau dans un tube de section droite S (figure 1), on suppose que:
le sol est complètement saturé ;
les grains sont fixes, ils sont, de même, incompressibles ;
l'eau est incompressible (fluide parfait), son écoulement a lieu par rapport aux grains du sol.

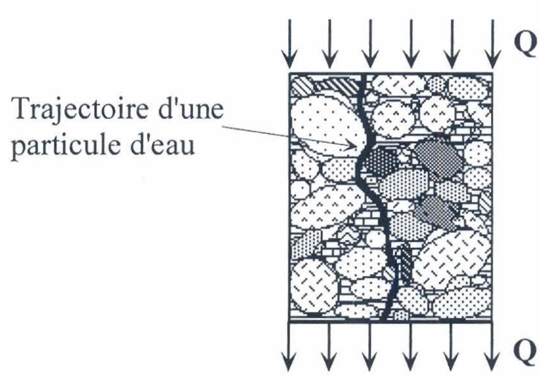


Figure 1. Ecoulement unidimensionnel de l'eau dans un sol

On suppose que cet écoulement est permanent, c-à-d son débit est constant à travers la section droite du tube S.
On définit la vitesse apparente moyenne de l'eau à travers la section S par le rapport:

$$v = \frac{Q}{S} \tag{1}$$

Or, la vitesse réelle de l'eau concerne l'écoulement à travers la section des vides S_V existant entre les grains; on a alors :

$$\frac{V_V}{V} = \frac{S_V}{S} = n$$

où n désigne la porosité du sol. D'où, la vitesse réelle de l'écoulement d'eau est :

$$v' = \frac{Q}{nS} \tag{2}$$

Malgré cette différence entre les vitesses v et v', dans la suite on étudiera l'écoulement d'eau à travers une section constituée par les grains et les vides, c-a-d on ne considère que la vitesse apparente d'écoulement.

4.2.2 Charge hydraulique

Rappel ! : Dans le cas d'un fluide parfait soumis à un écoulement ~~en mouvement~~ (sa viscosité étant négligée) pesant et incompressible, la formule de Bernoulli qui traduit un bilan énergétique s'écrit [cours d'hydraulique générale] :

$$\frac{u}{\gamma_w} + \frac{v^2}{2g} + z = cte \tag{3}$$

où:
u désigne la pression interstitielle,
g est l'accélération de la pesanteur,
z est la côte du point considéré au dessus d'un plan de référence.
v est la vitesse d'écoulement du fluide.

La constante exprimée par (3), notée h, s'appelle la charge hydraulique du fluide. Elle correspond à l'énergie totale du fluide par unité de masse. Or, dans les sols, la vitesse d'écoulement de l'eau est faible ce qui permet de négliger dans (2) le terme « $\frac{v^2}{2g}$ » par rapport aux deux autres termes. En hydraulique des sols la charge hydraulique s'écrit donc :

$$h = z + \frac{u}{\gamma_w} \tag{4}$$

Dans un sol soumis à un écoulement d'eau, la charge hydraulique est une fonction du point c-à-d h(x, y, z).

4.2.3 Le gradient hydraulique

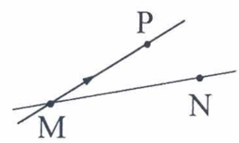
A partir de la charge hydraulique, on définit le gradient hydraulique par le vecteur :

$$\underline{i} = -\begin{pmatrix} \dfrac{\partial h}{\partial x} \\ \dfrac{\partial h}{\partial y} \\ \dfrac{\partial h}{\partial z} \end{pmatrix} = -\underline{\text{grad}}\, h \qquad (5)$$

Propriétés du gradient hydraulique

Soient deux points voisins M et P tel que:

$$\underline{MP} = \begin{pmatrix} dx \\ dy \\ dz \end{pmatrix}$$



Pour un écoulement d'eau du point M vers le point P, en se plaçant dans un repère orthonormé, on a:

$$\underline{i}\,.\,\underline{MP} = -\left(\frac{\partial h}{\partial x}dx + \frac{\partial h}{\partial y}dy + \frac{\partial h}{\partial z}dz\right) = -dh$$

La quantité (- dh) s'appelle la perte de charge entre les points M et P, d'où:

$$h_M - h_P = -dh$$

En un point N situé dans la direction $(M, \underline{i})$, on a:

$$i = -\frac{dh}{dl} \qquad \text{avec } dl = \|MN\|$$

en écrivant :

$$-(h_N - h_M) = h_M - h_N > 0$$

on conclut que la perte de charge a lieu dans le sens de l'écoulement, c. à. d. du point M vers le point N.

Exemple de calcul de la perte de charge

On se propose de calculer la perte de charge hydraulique entre les deux extrémités de l'échantillon de sol (figure 2), qui est soumis à un écoulement vertical d'eau dirigé du haut vers le bas.

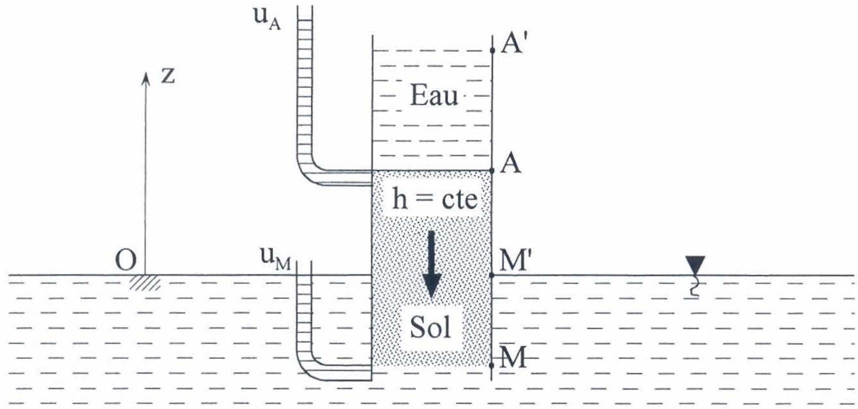


Figure 2. Ecoulement d'eau à travers un sol

Au point A on a: $\frac{u_A}{\gamma_W} = A'A$, $z_A = AM'$, d'où: $h_A = A'M'$.

Au point M on a: $\frac{u_M}{\gamma_W} = M'M$, $z_M = -M'M$, d'où : $h_M = 0$.

Entre les niveaux z_A et z_M, la perte de charge hydraulique est :

$$h_A - h_M = A'M'$$

Pour cet écoulement unidimensionnel, le gradient hydraulique s'écrit d'après (5) :

$$i = -\frac{dh}{dz} = -\frac{h_M - h_A}{z_M - z_A} = \frac{A'M'}{AM} \qquad (5a)$$

D'après (5a), le gradient hydraulique traduit la perte de charge, qui a lieu dans le sens de l'écoulement, par unité de longueur.

4.2.4 Loi de Darcy

C'est une loi qui a été établie expérimentalement en 1861 par Darcy, elle exprime la vitesse d'écoulement unidimensionnel de l'eau à travers un sol. Elle se traduit par l'équation:

$$v = k\,i \qquad (6)$$

où :
k est le coefficient de perméabilité (ou la perméabilité) du sol dans la direction de l'écoulement ;
v est la vitesse moyenne apparente de l'eau par rapport aux grains lors de l'écoulement.
i est le gradient hydraulique défini dans (5) de l'écoulement en question.
Le coefficient de perméabilité k a la même dimension que la vitesse, il s'exprime en m/sec ou en cm/sec

Remarque :

Dans le cas tridimensionnel les perméabilités suivant les trois directions (x,y,z) étant différentes, on généralise l'équation (6) en écrivant :

$$\underline{v} = -\begin{pmatrix} k_x \dfrac{\partial h}{\partial x} \\ k_y \dfrac{\partial h}{\partial y} \\ k_z \dfrac{\partial h}{\partial z} \end{pmatrix} \qquad (7)$$

Alors que théoriquement, on peut identifier un tenseur de perméabilité d'ordre 2, qui contracté avec le vecteur $\underline{i}$ permet de retrouver le vecteur vitesse , c'est-à-dire :

(l'équation 5)

$$\underline{v} = \underline{\underline{k}} \cdot \underline{i}$$

où :

$$\underline{\underline{k}} = \begin{bmatrix} k_x & 0 & 0 \\ 0 & k_y & 0 \\ 0 & 0 & k_z \end{bmatrix}$$

où (x,y,z) sont les directions principales de l'écoulement d'eau.

En pratique, en adoptant l'hypothèse d'un écoulement plan, on considère deux valeurs de la perméabilité: k_v selon la direction verticale, et k_h selon la direction horizontale. En général on a : $k_h = K\,k_v$ l'ordre de proportionnalité varie en fonction du type de sol. Pour la majorité des sols on adopte généralement : $1 < K < 10$.

Valeurs du coefficient k_v :

La perméabilité varie dans des proportions assez larges suivant la nature du sol comme l'indique le tableau 1:

Sols		Graviers	Sables	Limons	Argiles
k (m/sec)	10^{-2}	10^{-3}	10^{-6}	10^{-9}	10^{-10}

Tableau 1. Approximations de la perméabilité verticale pour les sols

Interprétation géométrique de la loi de Darcy :

Calcul de la vitesse d'écoulement et son influence sur la valeur de la charge hydraulique pour le cas de l'exemple ~~de la~~ présenté sur la figure 2.

$A'A = AM' = 15$ cm, $M'M = 5$ cm, et $k = 10^{-4}$ m/sec (sable), d'où: $i = \dfrac{A'M'}{AM} = 1{,}5$.

D'après la loi de Darcy on a: $v = 1{,}5.10^{-4}$ m/sec d'où le terme : $\left(v^2/2g\right) = 10^{-9}$ m.

Cela montre que le terme $\left(v^2/2g\right)$ est négligeable par rapport à la valeur de la charge hydraulique ; au point A on a : $h_A = 0{,}3$ m .

 caractérisés par un

Cette loi est applicable pour les écoulements laminaires ~~si le~~ nombre de Reynolds ~~est~~ inférieur à 10 (dix). En d'autres termes, cette loi dépend du gradient de l'écoulement et de la perméabilité du sol. Par exemple pour un sable fin $k = 3.10^{-5}$ cm/s, la loi de Darcy n'est pas applicable pour un écoulement caractérisé par : $i \leq 10^{-5}$ moyenne est

Pour les argiles de perméabilité $k = 10^{-9}$ m/s, pour les écoulements caractérisés par $i < 10$ la loi de Darcy est, de même, non applicable.
dont la

La perméabilité d'un sol peut, de même, être estimée à partir de corrélations ; à titre d'exemple on cite :

1) $k = k_0\left(\dfrac{e}{e_0}\right)^{0,89}$; k_0 et e_0 sont respctivement la perméabilité et l'indice des vides à l'état initial.

2)

4.3 Ecoulements dans les milieux poreux – Application aux sols saturés

Position du problème

4.3.1 Equations d'écoulement

Elles sont obtenues à partir de la loi de Darcy et de l'équation de continuité (ou de conservation de la masse). Lors de écoulement d'eau, on écrit que la masse d'eau existant à l'intérieur d'un volume élémentaire de sol saturé autour d'un point M reste constante, ou d'écrire que la quantité d'eau qui entre dans le volume considéré est égale à celle qui en sort.
Soit un cube élémentaire de sol saturé (dx, dy, dz) dont le centre de gravité est au point M où la vitesse d'écoulement d'eau est: $v_M = (v_x, v_y, v_z)$. Aux points M_1, M_2, M_3 écrivons les vitesses avec lesquelles l'eau sort du cube, et les vitesses correspondantes avec lesquelles l'eau entre à travers les faces parallèles correspondantes en M'_1, M'_2, M'_3 (figure 3).

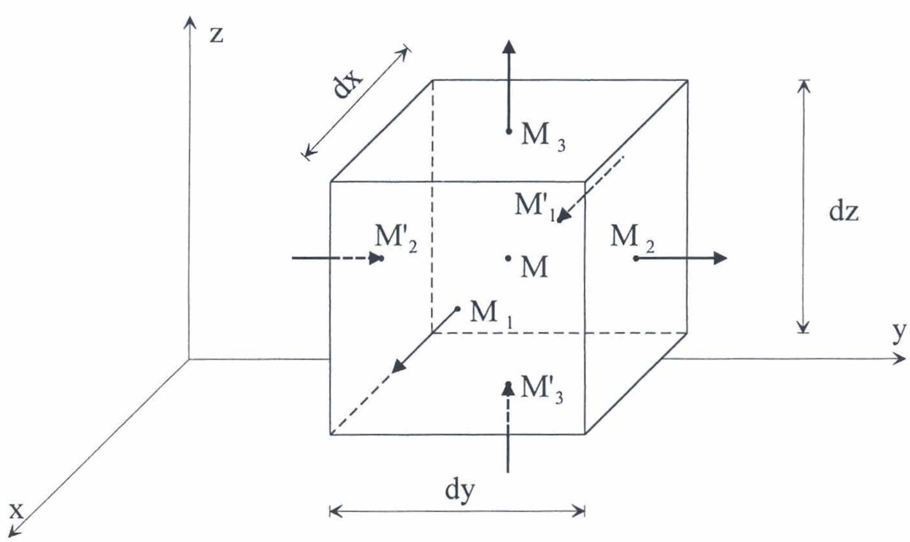


Figure 3. Ecoulement d'eau à travers un volume élémentaire

Dans le tableau ~~ci-dessous~~ 1, sont données les expressions des vitesses d'écoulement à travers les sections du cube élémentaire, représenté sur la figure 3.

Sections	Vitesse d'entrée : v_i^e	Vitesse de sortie : v_i^s	Débits : $\left(v_i^s - v_i^e\right)S_i$; (i =1,2,3)
dydz	$M'_1 \;:\; v_x - \left(\dfrac{\partial v_x}{\partial x}\right)\dfrac{dx}{2}$	$M_1 \;:\; v_x + \left(\dfrac{\partial v_x}{\partial x}\right)\dfrac{dx}{2}$	$\left(\left(\dfrac{\partial v_x}{\partial x}\right)dx\right)dydz$
dxdz	$M'_2 \;:\; v_y - \left(\dfrac{\partial v_y}{\partial y}\right)\dfrac{dy}{2}$	$M_2 \;:\; v_y + \left(\dfrac{\partial v_y}{\partial y}\right)\dfrac{dy}{2}$	$\left(\left(\dfrac{\partial v_y}{\partial y}\right)dy\right)dxdz$
dxdy	$M'_3 \;:\; v_z - \left(\dfrac{\partial v_z}{\partial z}\right)\dfrac{dz}{2}$	$M_2 \;:\; v_z + \left(\dfrac{\partial v_z}{\partial z}\right)\dfrac{dz}{2}$	$\left(\left(\dfrac{\partial v_z}{\partial z}\right)dz\right)dxdy$

Par application de l'équation de conservation de la masse, la somme des différences entre les débits de sortie et d'entrée d'eau, à travers le cube élémentaire, doit être nulle, d'où on a :

$$\left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}\right) dxdydz = 0 \qquad (8)$$

D'après ~~(6)~~ (8) on obtient quel que soit le volume élémentaire (dxdydz) :

$$\operatorname{div} \underline{v} = 0 \qquad (8'a)$$

En substituant (7) dans (8), on obtient :

$$k_x \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + k_y \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + k_z \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \qquad (9)$$

Pour un milieu isotrope $\left(k_x = k_y = k_z = k\right)$, on aboutit à l'équation caractérisant les écoulements permanents:

$$\Delta h = 0 \qquad (10)$$

On étudie dans la suite les écoulements permanents vérifiant l'équation (10) appelée équation de Laplace.

Interprétation géométrique de la loi de Darcy :

pour lequel les lignes d'écoulement et de courant sont confondues

Lors d'un écoulement permanent, quel que soit le temps, la ligne de courant est perpendiculaire, en tout point, à la surface équipotentielle dont l'équation est: h = Cte. En effet $\underline{\text{grad}}\,h$ est perpendiculaire à cette surface car la vitesse $\underline{v}$ est tangente à la ligne de courant (figure 4).

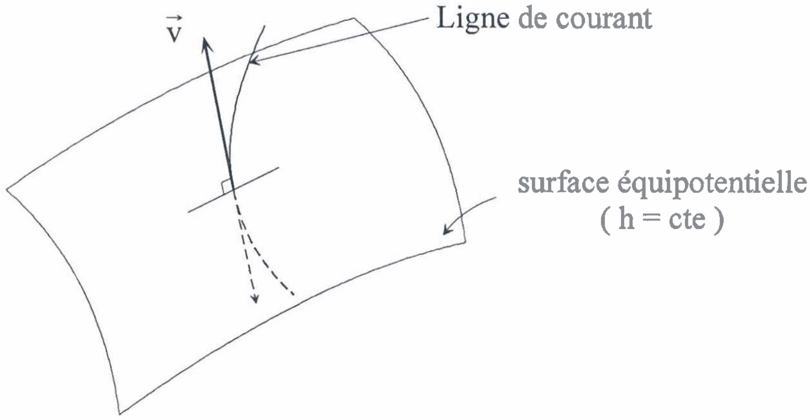


Figure 4. Interprétation géométrique de la loi de Darcy

4.3.2 Conditions aux limites

On considère un barrage en terre homogène avec un drain de pieds à l'aval (figure 5), qui est le siège d'un écoulement permanent.

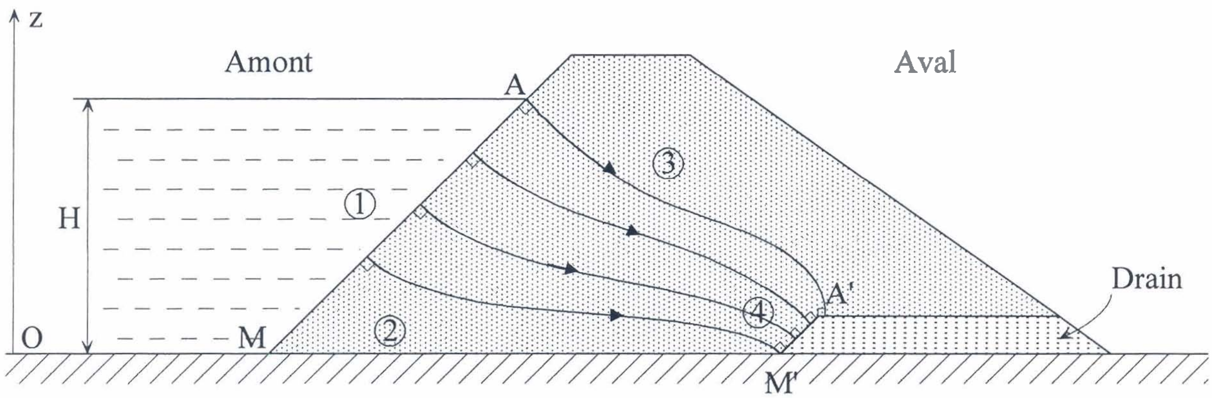


Figure 5. Ecoulement permanent à travers un barrage en terre

Précisons les conditions aux limites pour ce milieu. L'écoulement bidimensionnel est limité par :
- deux lignes équipotentielles (AM) et (A'M') ;
- deux lignes de courant (AA') et (MM') ; (AA') représente la surface libre (u = 0)

Il existe trois types de conditions aux limites qui sont:

- <u>les équipotentielles : lieu où h = Cte</u>
les lignes (AM) et (A'M') sont des équipotentielles, dont les équations sont respectivement:

$$h = H \ ; \ h \simeq 0 \quad (h = z_{A'})$$

- <u>la ligne de courant le long d'une paroi (ou ligne d'écoulement imposée)</u>

si $\underline{N}$ est le vecteur normal en un point de cette ligne, on a :

$$\underline{N}\,.\,\underline{v} = \underline{N}\,.\,\underline{i} = 0 \;\Leftrightarrow\; \underline{N}\,.\,\underline{\mathrm{grad}}\,h = 0$$

si le vecteur $\underline{N}$ a pour composantes (a, b, c), on aura:

$$a\,\frac{\partial h}{\partial x} + b\,\frac{\partial h}{\partial y} + c\,\frac{\partial h}{\partial z} = 0$$

qu'on écrit symboliquement:

$$\frac{\partial h}{\partial \underline{N}} = 0$$

dans le cas du barrage de la figure 5, la ligne (MM') correspond à une telle condition aux limites en effet on a:

$$\frac{\partial h}{\partial \underline{N}} = c\,\left(\frac{\partial h}{\partial z}\right) = 0 \;\Rightarrow\; \frac{\partial h}{\partial z} = 0$$

la charge hydraulique ne dépend pas de z.

-<u>la surface libre</u> :

$$\frac{\partial h}{\partial N} = 0$$

$$h = z$$

c'est une ligne de courant particulière, elle est déterminée en y écrivant que la pression interstitielle est nulle, d'où on a:

$$\begin{cases} u = 0 \\ h = z \end{cases}$$

C'est le cas de (AA') sur la figure 5.

4.4 Résolution des écoulements permanents bidimensionnels

Dans le plan de l'écoulement (Ox, Oy), en supposant que la perméabilité du sol est isotrope $k_x = k_y = k$, il s'agit de résoudre l'équation:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = 0 \qquad (10a)$$

Diverses méthodes sont utilisées, parmi lesquelles on traite ici, la méthode analytique et la méthode graphique sur des exemples. D'autres méthodes, telle que la méthode par analogie électrique, et les méthodes numériques (éléments finis et différences finies), peuvent être utilisées pour résoudre l'équation (10a).

4.4.1 Méthode analytique

Les solutions n'existent que pour des cas simples (symétrie géométrique, ou bien de l'écoulement). Le principe consiste à faire une analogie entre l'écoulement bidimensionnel de l'eau dans les sols, et l'écoulement plan des fluides incompressibles.

Exemple

Soit une île de révolution percée dans son axe par un puits de rayon r_1, qui arrive au travers d'une couche de sol perméable. Cette couche de faible épaisseur, de perméabilité k et de rayon r_2, est enserrée entre deux couches imperméables.

L'eau dans le puits est maintenue à un niveau H_0 au dessous du niveau du lac par pompage d'un débit constant Q (figure 6). Il en résulte un écoulement d'eau, qu'on supposera permanent, dans la couche perméable ;
L'écoulement sera étudié dans le plan z = 0.

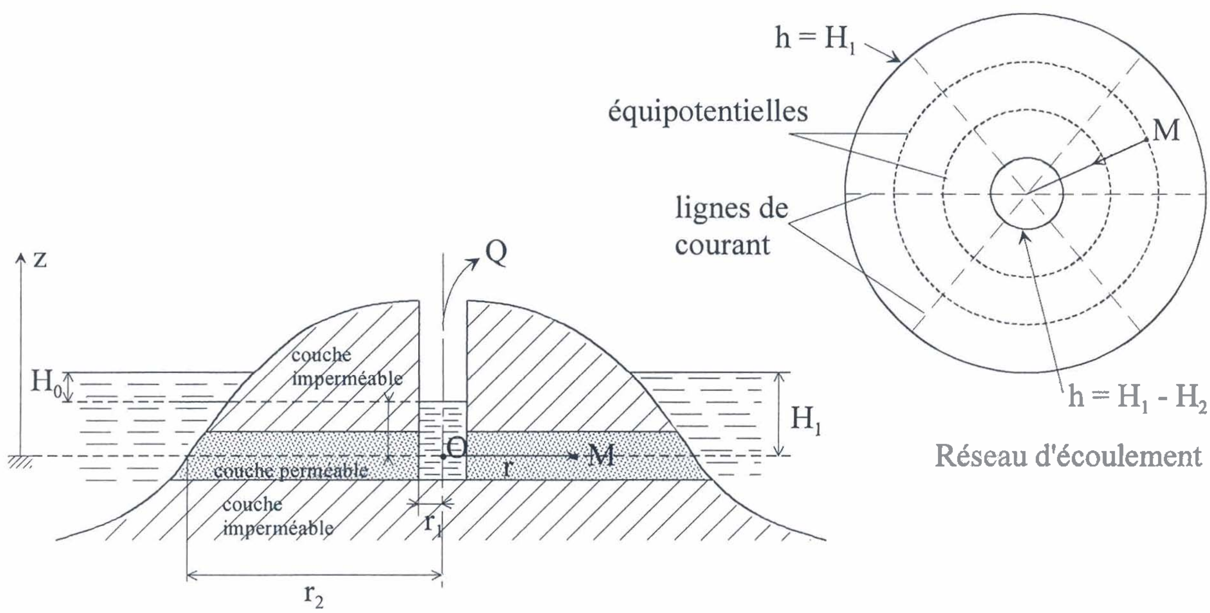


Figure 6. Ecoulement plan à travers une île de révolution

On se propose de tracer le réseau d'écoulement, puis de calculer le débit d'écoulement Q et enfin les pressions interstitielles en un point M situé au niveau z = 0 dans la couche perméable.

Par raison de symétrie les lignes de courant sont des droites qui convergeant vers le point O, et les équipotentielles sont des cercles concentriques de centre O.

En un point quelconque : M ; $r_1 \leq (OM) \leq r_2$, le débit à travers le cercle de rayon $r = OM$, est :

$$Q = 2\pi\, r\, v \tag{11}$$

On suppose que l'écoulement est plan à travers un anneau circulaire d'épaisseur unitaire et de section $S = 2\pi\, r\, 1$. Pour un régime permanent cet écoulement se fait avec un débit constant Q entre les équipotentielles limites :

* $h = H_1$: au contact de la couche avec le lac ($r = r_2$),
* $h = H_1 - H_0$: au bord du puits ($r = r_1$).

En appliquant la loi de Darcy (cas d'un écoulement unidimensionnel suivant r décroissants), puis en remplaçant dans (11) on obtient après intégration :

$$h = \frac{Q}{2\pi k} \ln r + Cte \tag{11a}$$

Les conditions aux limites sur la charge hydraulique, données ci-dessus, permettent de déterminer la valeur du débit, on a :

$$Q = \frac{2\pi k H_0}{\ln(r_2/r_1)} \tag{11b}$$

D'après les équations (11a et b) on détermine les expressions de la charge hydraulique indépendamment du débit Q, soit :

$$h = H_1 - H_0 \frac{\ln(r/r_2)}{\ln(r_1/r_2)}$$

La pression interstitielle est alors déduite à partir de (2) en écrivant que :

$$u = \gamma_w (h - z)$$

Pour cet exemple, la perméabilité à prendre en compte est : $k = k_h$, en effet l'écoulement a lieu suivant la direction horizontale.

Remarque :

La résolution de cet exemple peut être faite à partir de la résolution de $\Delta h = 0$ en coordonnées cylindriques.

L'équation (11a) peut être retrouvée en résolvant l'équation (10a) en coordonnée polaires, avec h indépendante de θ par symétrie de révolution.

4.4.2 Méthode graphique

Elle consiste à tracer à la main le réseau des lignes d'écoulement et des lignes équipotentielles. Considérons le rideau de palplanches représenté sur la ~~(~~figure 7~~)~~. On fait l'étude de l'écoulement dans le plan (Oxz).

Les conditions aux limites sont :

(A_1A_3) est une ligne équipotentielle d'équation : $h = 0$,

(IA) est une ligne équipotentielle d'équation : $h = H_1 + H_2$.

(AA_2A_1) et (I_1I_2) sont des lignes de courant le long d'une paroi.

Par conséquent, un écoulement d'eau s'établit dans la masse de sol limitée par les équipotentielles (IA) et (A_1A_3), entre lesquelles la perte de charge totale est : $h_t = H_1 + H_2$.

Les lignes de courant et les lignes équipotentielles sont tracées en vérifiant les hypothèses suivantes :

- Le débit est identique dans tous les tube de courant (espace entre deux lignes de courant successives).
- La perte de charge hydraulique est identique entre deux lignes équipotentielles successives.

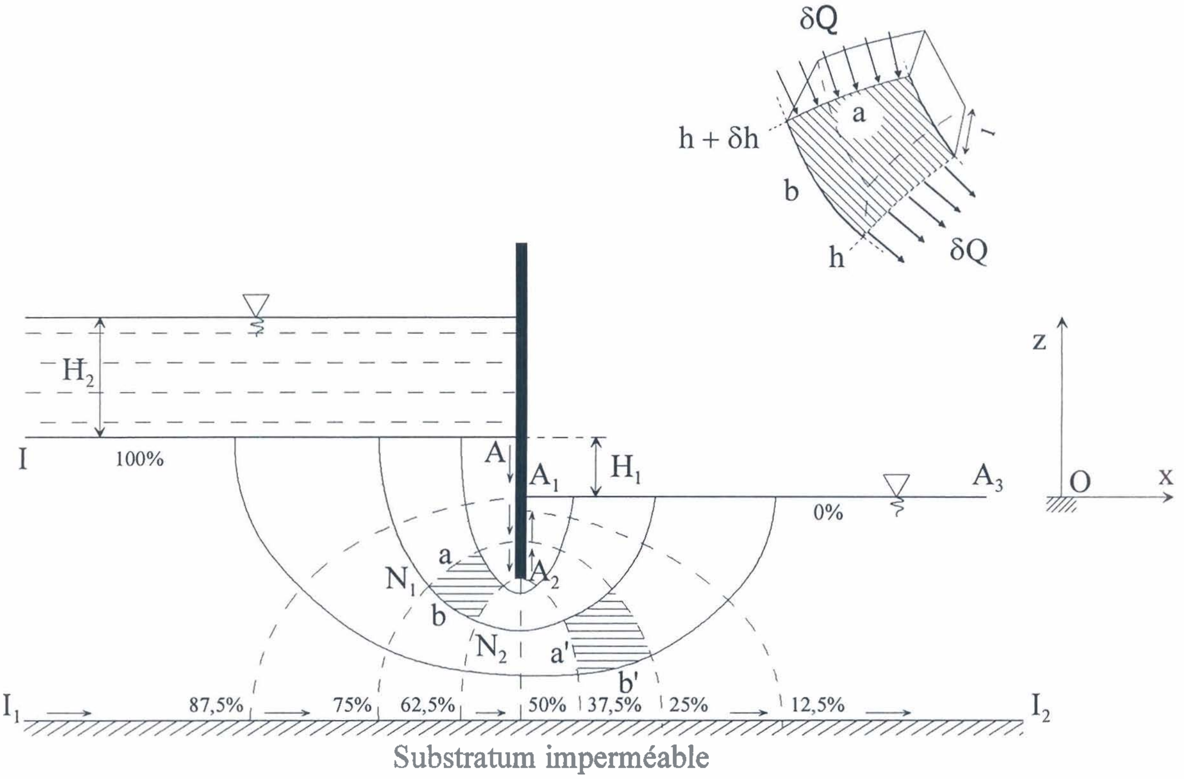


Figure 7. Réseau d'écoulement sous un rideau de palplanches

Le réseau des équipotentielles et des lignes de courant est formé par des quadrilatères curvilignes. Considérons l'un d'eux de largeur a et de longueur b, le débit qui le traverse est, par unité d'épaisseur (détail de la figure 7) :

$$\delta Q = v.a.1$$

où la vitesse est donnée par (écoulement unidimensionnel) :

$$v = k.i = k\,\frac{\delta h}{b}$$

$$\delta h = h(N_1) - h(N_2) \quad \text{et} \quad b \simeq N_1N_2$$

donc le débit à travers un tube de courant est :

$$\delta Q = k.\delta h \frac{a}{b}$$

Pour un autre quadrilatère, appartenant à un autre tube de courant (figure 7), de largeur a' et de longueur b', on écrit de même:

$$\delta Q = k.\delta h \frac{a'}{b'}$$

On définit ainsi deux familles de courbes orthogonales (en leurs points d'intersectin) formant entre elles des quadrilatères curvilignes semblables, (figure 7) dont les dimensions, vérifient la relation :

$$\frac{a}{b} = \frac{a'}{b'}$$

Calcul du débit: Soit n_h le nombre d'intervalles entre les équipotentielles, la perte de charge entre deux équipotentielles successives est:

$$\delta h = \frac{h}{n_h}$$

avec h la perte de charge totale entre (AI) et (A_1A_3). Pour le cas de la figure 7, on a :

$$n_h = 8 \quad \text{et} \quad h = H_1 + H_2$$

d'où :

$$\delta Q = k.\frac{a}{b}\frac{h}{n_h}$$

Si n_C est le nombre de tubes de courant (d'intervalles entre les lignes de courant) pour le cas de la figure 7 on a $n_C = 4$, le débit total est alors :

$$Q = n_C \delta q = k \frac{a}{b} \frac{n_C}{n_h} h \qquad (12a)$$

Dans le cas où : a = b, on obtient :

$$Q = k \frac{n_C}{n_h} h \qquad (12b)$$

Dans les expressions (12 a et b) la perméabilité k est supposée isotrope. Cependant, on montre (polycopié de TD) que la perméabilité équivalente pour un écoulement bidimensionnel s'écrit :

$$k_{éq} = \sqrt{k_v k_h} \qquad (13)$$

Tracé du réseau {9}
- En premier lieu, on trace avec le plus de précision possible une première ligne de courant, qui détermine avec la ligne de courant initiale (qui coïncide avec la palplanche) le premier tube de courant.
- On divise le premier tube de courant en carrés curvilignes à l'œil nu ou au compas, la valeur de n_h étant connue.
- On prolonge au delà du premier tube les lignes équipotentielles, ce qui permet d'avoir une idée sur les dimensions des carrés du prochain tube de courant.
- A l'aide d'un compas on positionne les points de la deuxième ligne de courant (assurant $\frac{a}{b} = \frac{a'}{b'}$).
- On répète les opérations précédentes jusqu'à ce que le réseau soit achevé, il est formé de carrés curvilignes.

Remarques
- Le tracé des tubes de courant ne donne pas généralement un nombre n_C exact, il faut dans ce cas évaluer n_C à partir du rapport (a/b) dans le dernier tube de courant. Il en est de même pour n_h entre les lignes équipotentielles.
- Le nombre des courbes pour les lignes équipotentielles peut être différent de celui des lignes de courant.
- Cette méthode a un intérêt pédagogique, et sert comme support pour appliquer les méthodes numériques (éléments finis et différences finies) aux problèmes d'écoulement d'eau à travers un sol.

4.5 Poussée d'écoulement

Interprétation :
L'équilibre d'un massif de sol saturé, lorsqu'il est le siège d'un écoulement d'eau supposé permanent montre que ce sol est soumis à une force massique, qui est proportionnelle à la masse concernée, elle est dirigée dans le sens de l'écoulement. Cette force appelée « poussée d'écoulement » s'exerçant sur un volume élémentaire dV, est donnée par:

$$E_W = |\underline{i}| \gamma_W V$$

où:
$\underline{i}$ est le gradient hydraulique au point considéré ;
La poussée d'écoulement et la poussée d'Archimède sont les résultantes des pressions exercées sur le pourtour du volume de sol considéré.
Ainsi, l'équilibre d'un massif élémentaire de sol baignant dans une nappe en écoulement est soumis à (figure 8a) :

- son poids : γ dV,
- la poussée d'Archimède: γ_W dV ;
- la poussée d'écoulement: $i \gamma_W$ dV .

Les trois forces, définies ci-dessus, sont réduites à deux uniquement en considérant le poids volumique du sol déjaugé: $\gamma' = \gamma - \gamma_W$, (figure 8b).