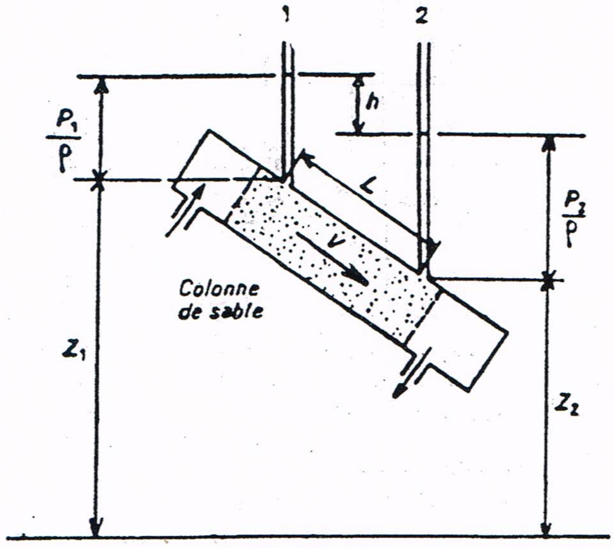
Cours !

GRADIENT HYDRAULIQUE

Le gradient hydraulique ou perte de charge par unité de longueur est un paramètre important dans la circulation des eaux souterraines. C'est un nombre sans dimensions. Il peut être calculé de différentes manières en fonction des données choisies.

Calcul du gradient hydraulique par la perte de charge. — Supposons un tube incliné, rempli d'une colonne de sable, muni vers le haut de deux tubes manométriques 1 et 2 distants d'une longueur L, à travers lequel circule un courant d'eau (*fig. 13-10*).



Pour γ.

FIG. 13-10. — Gradient hydraulique.
Perte de charge le long d'une colonne de sable.

La perte de charge h est donnée par la formule :

$$h = \left(\frac{P_1}{\gamma} + Z_1\right) - \left(\frac{P_2}{\gamma} + Z_2\right) \qquad (13.13)$$

où P_1 et P_2 sont les pressions en 1 et 2 ; ρ le poids spécifique de l'eau et Z la cote de la base du tube manométrique par rapport à un plan de référence.

Théorème de Bernoulli.

$$H_t = H_s + H_d$$

H_t : charge hydraulique totale.

H_s : charge hydrostatique.

H_d : charge hydrodynamique.

$$H_s = P/\gamma + z$$

$P/\gamma = H$: hauteur piézométrique.

z : charge altimétrique.

$$H_d = V^2/2g$$

Cette charge H_d est négligeable du fait que l'écoulement des eaux souterraines obéit à la loi de Darcy qui impose un régime laminaire. (Vitesse -constante et faible).

Par conséquent :

$$H_t = H_s = P/\gamma + z$$

$$H_t = H_s = H + z$$

Les valeurs de la perméabilité des roches varient de 10^2 à 10^{-9} cm/s. (tableau 13-4). La perméabilité relative est de l'ordre d'une puissance de 10. C'est-à-dire que dans un complexe aquifère, une couche est effectivement plus perméable ou moins perméable qu'une autre si son coefficient de perméabilité diffère au moins d'une puissance de 10.

La distinction entre roches perméables et imperméables a été fixée conventionnellement à 10^{-7} cm/s.

TABLEAU 13-4. — *Classement des roches d'après leur perméabilité.*

10^3 10^2 10 10^{-1} 10^{-2} 10^{-3} 10^{-4} 10^{-5} 10^{-6} 10^{-7} 10^{-8} 10^{-9}

Graviers Gravillons dépourvus d'éléments fins	Sables purs Sables et graviers dépourvus d'éléments fins	Sables très fins Silts et mélanges sables et argiles	Argiles homogènes
Très bonne	Bonne	Mauvaise	Imperméable

Nous notons que les argiles, classées dans les roches imperméables, présentent un coefficient de perméabilité inférieur à 10^{-7} cm/s, lequel peut descendre à 10^{-11} cm/s pour les bentonites. Donc, théoriquement, il n'existe pas de roches imperméables. A l'échelle du temps géologique, les roches sont toutes perméables. Par exemple, une argile a un coefficient de perméabilité de 5.10^{-8} cm/s. Dans la nature, une nappe aquifère, surmontée d'une couche de 50 m d'épaisseur constituée par cette argile, recevrait à travers ce toit un débit de 200 l/s pour 1 000 km² (cercle de 18 km de rayon) si la charge hydraulique était de 20 m.

Nous pouvons distinguer d'après leur perméabilité :

— Les roches très perméables $k > 10$ cm/s ;

— Les roches perméables $10 > k > 10^{-4}$ cm/s ;

— Les roches peu perméables $10^{-4} > k > 10^{-7}$ cm/s ;

— Les roches imperméables $k < 10^{-7}$ cm/s.

Certains auteurs classent les roches en trois catégories :

— Aquifères où l'eau circule facilement ;

— Aquicludes où la circulation des eaux souterraines très lente ne peut alimenter un puits ou une source avec un débit appréciable ;

— Aquifuges ou imperméables.

Les roches présentent une *perméabilité propre* comme les roches meubles ou une *perméabilité acquise* par fissuration ou altération superficielle (granites). Les terrains aquifuges peuvent ainsi devenir perméables.

Nous indiquons ci-dessous, à titre d'exemple, le coefficient de perméabilité en cm/s de quelques terrains d'après divers auteurs :

Sables de dunes en Hollande	$2 \cdot 10^{-2}$
Sables très fins	10^{-2} à $2 \cdot 10^{-2}$
Sables avec traces d'argiles	$8 \cdot 10^{-3}$
Sables boulants (grains de 0,1 à 0,3 mm)	$2 \cdot 10^{-1}$
Sables graveleux	$5 \cdot 10^{-1}$
Graviers fins (2 à 4 mm)	3
Graviers moyens (4 à 7 mm)	3,5
Alluvions du Rhin	$4{,}2 \cdot 10^{-2}$
Alluvions de la Wantzenau (Alsace)	$1{,}7 \cdot 10^{-2}$
Alluvions de la Durance (Serre-Ponçon)	$5 \cdot 10^{-2}$
Alluvions de l'Allier à Dallet	$4{,}7 \cdot 10^{-2}$ à $1{,}4 \cdot 10^{-2}$

Certains auteurs ont donné les normes suivantes de k en cm/s :

Graviers, cailloux, gros sable	10 à 10^{-3}
Sables fins	10^{-3} à 10^{-4}
Silts	10^{-4} à 10^{-6}
Argiles	10^{-6} à 10^{-9}
Argiles plastiques	10^{-9} à 10^{-10}

3/4

TRANSMISSIVITÉ

La loi de Darcy fait intervenir, dans le calcul du débit écoulé, la perméabilité et la surface d'écoulement ($Q = k\,i\,S$).

Or, si la section d'écoulement a une longueur L et une puissance H égale à celle de l'horizon aquifère :

$$S = H\,L. \tag{13.87}$$

Remplaçons S par cette valeur dans l'équation :

$$Q = k\,H i\,L. \tag{13.88}$$

Pour les nappes captives :

$$Q = k\,e\,i\,L. \tag{13.89}$$

Le produit $k\,H$ ou $k\,e$ est désigné souvent, depuis Theis en 1938, comme la *transmissivité* (T). Avec E. de Gélis, nous traduirons ainsi la « transmissibility » des auteurs anglo-saxons. La transmissivité est donc le produit de la perméabilité par la puissance de l'horizon aquifère dans la section transversale considérée. La loi de Darcy peut alors s'exprimer :

$$Q = T\,i\,L. \tag{13.90}$$

La notion de transmissivité est très utile dans l'étude des eaux souterraines libres dont le débit d'écoulement est déterminé essentiellement par la perméabilité des terrains et la puissance de l'horizon aquifère.

Elle a les dimensions du produit d'une vitesse par une longueur ($L^2\,T^{-1}$), elle s'exprime donc en m²/s ou cm²/s.

Elle permet très rapidement de calculer les réserves d'une nappe avec une approximation suffisante. Par exemple, des essais de débits dans le Nebraska (U.S.A.) ont permis de déterminer la transmissivité, $T = 2$ m²/s. Le gradient hydraulique i étant égal à 0,003 8 et la largeur de la nappe à 11 700 m, le débit Q utile est donné par la formule :

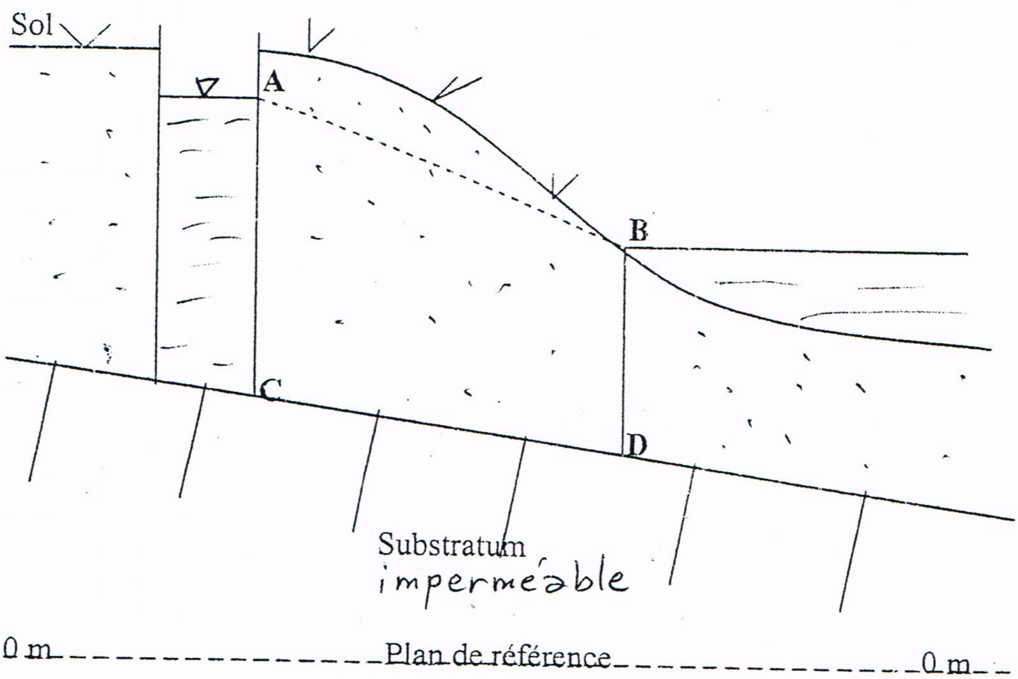
$$Q = 2 \times 0{,}003\,8 \times 11\,700$$

$$Q = 88{,}92 \text{ m}^3/\text{s}.$$

4/4.

T. D 1 :

Soit la figure ci-dessous :



Quelle devrait être la cote piézométrique du point B pour que la perte de charge soit égale à 3,85 m ?

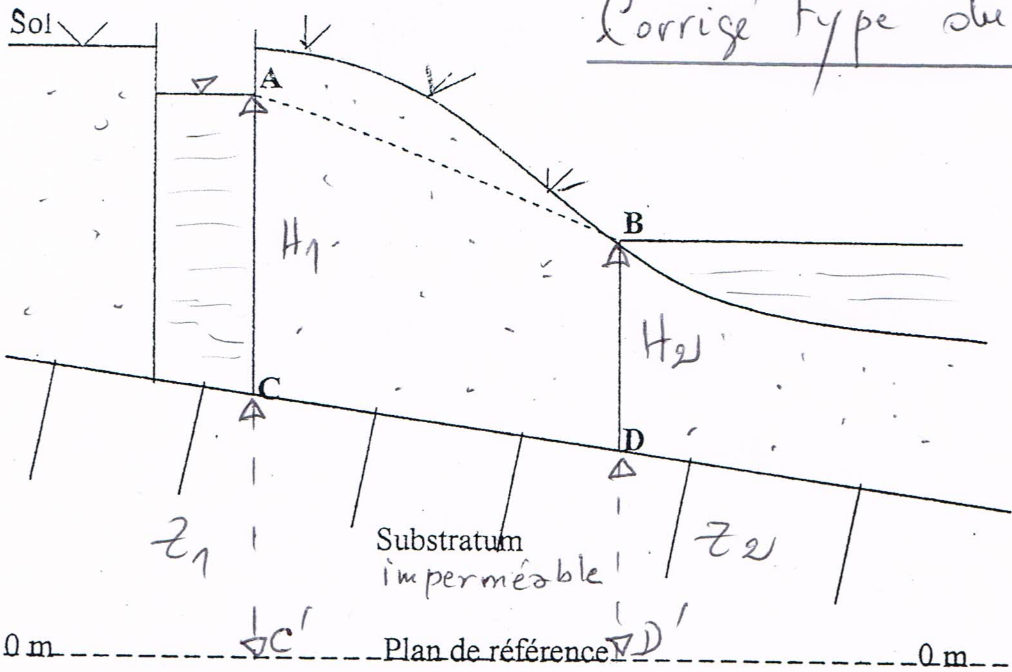
<u>On donne</u> :

A : 20,15 m ;

C : 13,32 m ;

D : 7,35 m.

Corrigé type du T.D 1 :



Quelle devrait être la cote piézométrique du point B pour que la perte de charge soit égale à 3,85 m ?

<u>On donne</u> :

A : 20,15 m ;
C : 13,32 m ;
D : 7,35 m.

Par application du théorème de Bernoulli. la charge hydraulique totale H_t est égale à la charge hydrostatique H_s.

$$H_s = P/\gamma + z.$$

$P/\gamma = H$: hauteur piézométrique.

z : charge altimétrique.

La perte de charge ΔH est :

$$H_{s1} - H_{s2}$$

$$\Delta H = \left(P_1/\gamma + z_1\right) - \left(P_2/\gamma + z_2\right) = (H_1 + z_1) - (H_2 + z_2)$$

$$\Delta H = (AC + CC') - (BD + DD')$$

$$H_2 = BD = AC + CC' - DD' - \Delta H$$

$$H_2 = BD = (20,15 - 13,32) + 13,32 - 7,35 - 3,85$$

$$H_2 = BD = 8,95 \text{ m}.$$

La cote du point B sera égale à :

$B = H_2 + Z_2$.

$B = BD + Z_2 = BD + DD'$

$B = (8{,}95 + 7{,}35)$ m.

$\boxed{B = 16{,}30 \text{ m}}$.

T.D :

On donne ci-contre (Fig. 1) la carte des équipotentielles* d'une nappe captive.

Le régime est supposé permanent (vitesse constante).

L'équidistance des courbes est de 10 m.

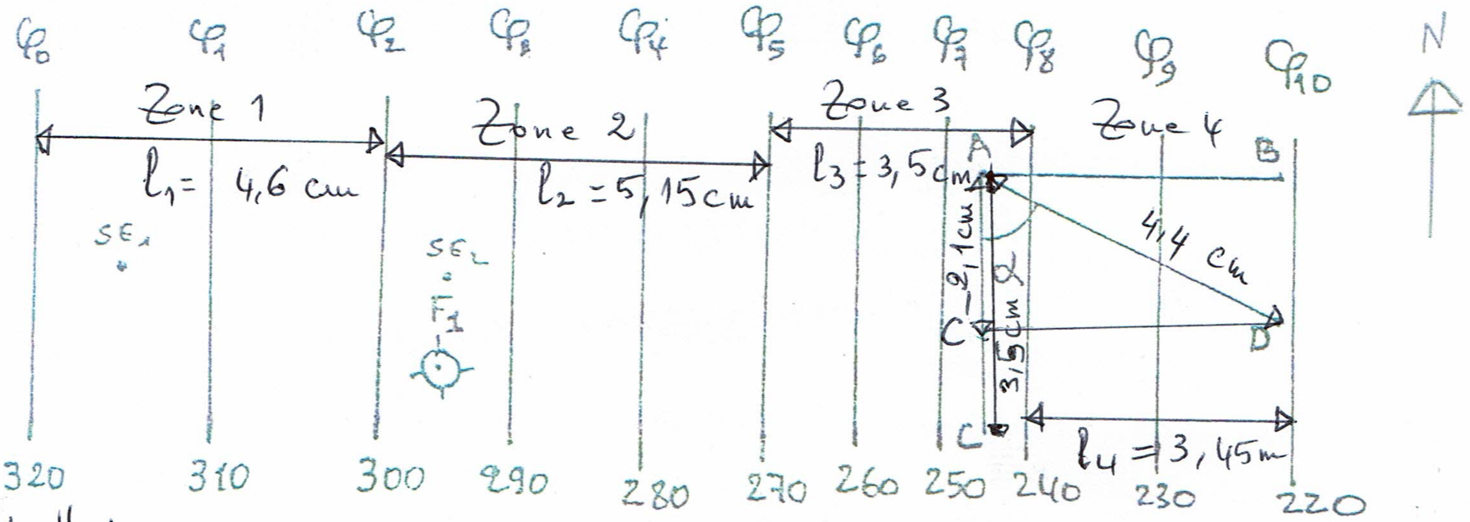
Sur le forage F_1 on a :

- épaisseur de l'aquifère = 100 m
- la transmissivité $T = 2.10^{-2}\ m^2/s$

a) Que traduit la variation des espacements des courbes équipotentielles.

b) Calculer les autres valeurs de T.

c) Calculer le débit qui traverse les sections (A → B), (A → C) et (A → D)



Echelle : 1/20.000

Figure : 1.

équipotentielles* : iso-pièzes

320 m : iso-pièze 320 m.

② D'après la loi de Darcy : $V = K.i \Rightarrow i = V/K$, le gradient hydraulique i est fonction inverse de la perméabilité K.
La section d'écoulement est constante (ici, il s'agit d'une nappe captive).
Un gradient hydraulique fort (courbes équipotentielles serrées) traduit une faible perméabilité et un gradient hydraulique faible montre une perméabilité élevée.
D'après l'arrangement des courbes équipotentielles de cette carte, 4 zones de perméabilités différents peuvent être distinguées.

- Zone 1 : elle est comprise entre les courbes 320 et 300 m. Les courbes sont espacées ⇒ i faible et K élevé.
- Zone 2 : elle est comprise entre les courbes 300 et 270 m. Les courbes sont moins espacées ⇒ i moyen et K moyen.
- Zone 3 : elle est comprise entre les courbes 270 et 240 m. Les courbes sont serrées ⇒ i fort et K faible.
- Zone 4 : elle est comprise entre les courbes 240 et 220 m. Les courbes sont moins serrées. ⇒ i moyen et K moyen.

Notons les ~~mêmes~~ moyen caractéristiques que la Zone 2.

2/5.

Finalement, les courbes traduisent une variation latérale de la perméabilité.

(b) Calcul des autres Valeurs de T :

Zone 2 : $T_2 = K_2 . b$.

b : épaisseur de la nappe captive.

$K_2 = T_2 / b = 2.10^{-2} / 100 = 2.10^{-4}$ m/s.

$V = K_2 . i_2$ avec $i_2 = \frac{\varphi_2 - \varphi_5}{l_2} = \frac{300 - 270}{5,15 \times \underbrace{200}_{\text{Echelle}}} =$

$\frac{30}{1030} = 2,91.10^{-2}$.

$V = 2.10^{-4} \times 2,91.10^{-2}$

$V = 5,82.10^{-6}$ m/s.

Zone 1 : $T_1 = K_1 . b$.

$i_1 = \frac{\varphi_0 - \varphi_2}{l_1} = \frac{320 - 300}{4,6 \times 200} = \frac{20}{920} = 2,17.10^{-2}$

La vitesse d'écoulement au niveau de la zone 1 est : $V_1 = K_1 . i_1$.

Comme le régime est supposé permanent (V = constante).

$V = V_1$.

$K_1 = \frac{V}{i_1} = \frac{5,82.10^{-6}}{2,17.10^{-2}} = 2,68.10^{-4}$ m/s.

d'où $T_1 = K_1 . b = 2,68.10^{-4} \times 100$.

$\boxed{T_1 = 2,68.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}.}$

Zone 3 : $T_3 = K_3 \cdot b$

$$i_3 = \frac{\varphi_5 - \varphi_8}{l_3} = \frac{270 - 240}{3,5 \times 200} = \frac{30}{700} = 4,29 \cdot 10^{-2}.$$

$$K_3 = \frac{V}{i_3} = \frac{5,82 \cdot 10^{-6}}{4,29 \cdot 10^{-2}} = 1,36 \cdot 10^{-4} \, m/s.$$

d'où $T_3 = K_3 \cdot b = 1,36 \cdot 10^{-4} \times 100.$

$$\boxed{T_3 = 1,36 \cdot 10^{-2} \, m^2/s.}$$

Zone 4 :

$$i_4 = \frac{\varphi_8 - \varphi_{10}}{l_4} = \frac{240 - 220}{3,45 \times 200} = \frac{20}{690} = 2,9 \cdot 10^{-2}.$$

$$K_4 = \frac{V}{i_4} = \frac{5,82 \cdot 10^{-6}}{2,9 \cdot 10^{-2}} = 2,01 \cdot 10^{-4} \, m/s.$$

d'où $T_4 = K_4 \cdot b = 2,01 \cdot 10^{-4} \times 100.$

$$\boxed{T_4 = 2,01 \cdot 10^{-2} \, m^2/s.}$$

Les zones 2 et 4 présentent les même caractéristiques hydrodynamiques.

c) Calcul du débit qui traverse les sections : $(A \to B)$, $(A \to C)$ et $(A \to D)$.

* Suivant la section $(A \to B)$:

$Q = T \cdot i \cdot l$

Comme cette section (A → B) est parallèle à la direction d'écoulement (Ouest → Est), la largeur de la section est nulle ($l = 0$) ⇒

$$\boxed{Q = 0\ l/s.}$$

* Suivant la section (A → C) :

Cette section (A → C) est perpendiculaire à la direction d'écoulement, $Q = T \cdot i \cdot l$

$Q = T_3 \cdot i_3 \cdot l_3 = 1{,}36 \cdot 10^{-2} \times 4{,}29 \cdot 10^{-2} \times 700$

$Q = 407{,}46 \cdot 10^{-3}\ m^3/s$

$$\boxed{Q = 407{,}46\ l/s.}$$