

Hydrogéologie

STU S5



Shop

- Cahiers de Biologie + Lexique
- Accessoires de Biologie



Etudier

Visiter [Biologie Maroc](http://www.biologie-maroc.com) pour étudier et passer des QUIZ et QCM en ligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



Emploi

- CV • Lettres de motivation • Demandes...
- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

CHAPITRE I : GENERALITES

Introduction

L'hydrogéologie est une science à la fois descriptive et quantitative qui étudie les relations entre l'eau souterraine et les matériaux et processus géologiques. Dans bien des régions du monde, l'eau souterraine est soit la source principale d'eau potable pour les populations, ou même la seule source d'eau. Elle est aussi en quantité limitée et elle court de nos jours de graves dangers de contamination par les activités humaines. Le développement et la gestion des ressources en eau sont des aspects importants de l'hydrogéologie.

La décomposition du titre de cette matière laisse deviner qu'il doit s'agir de l'étude du mouvement de l'eau dans le sol :

- **Hydraulique** : Etude des écoulements de fluides incompressibles newtoniens tels que l'eau, mais du point de vue de l'ingénieur.

- **Souterraine** : Terme qui désigne dans le contexte actuel le sol sous ses différentes formes pourvu qu'il présente, à travers les particules le constituant, une accessibilité au fluide en mouvement.

L'étude du mouvement des eaux souterraines est d'une grande importance à chaque fois que le phénomène d'infiltration est présent.

Cette importance peut être illustrée sur plusieurs exemples.

- Effets de l'écoulement interstitiel sur l'état de contrainte d'une structure poreuse sujette à cet écoulement

- Etude du régime d'une nappe

- Simulation de l'intrusion de l'eau de mer dans un aquifère dans le cas où on est à proximité de la mer

- Etude de la pollution des nappes

Origine de l'eau souterraine

L'alimentation d'un bassin hydrologique est assurée par une partie des précipitations qui sont les précipitations efficaces obtenues en retranchant des premières les pertes par évapotranspiration.

L'alimentation ci-dessus se répartira en :

- ruissellement, qui alimentera l'écoulement de surface dans le réseau hydrographique

- infiltration, qui alimentera la nappe souterraine

La hauteur d'infiltration (quantité d'eau infiltrée à travers la surface du sol par unité de temps) ou le taux d'infiltration (rapport de la hauteur d'infiltration à la hauteur de précipitation efficace) sont influencés par plusieurs facteurs dont :

- la géomorphologie du bassin : topographie et géométrie du réseau hydrographique,
- la lithologie du sol,
- la nature des aménagements de surface tels que barrages, rectification des cours d'eau etc...

I - CONCEPTION DE L'HYDROGEOLOGIE

L'hydrogéologie, science de l'**eau souterraine** est une discipline des sciences de la terre orientée vers les **applications**. Ses objectifs sont :

- L'acquisition des données numériques par la prospection ou l'expérimentation sur le terrain ;
- L'étude du rôle des matériaux constituant le sous sol (distribution et caractéristiques) ;
- L'étude des modalités de l'écoulement ;
- L'étude des propriétés physiques et chimiques des eaux souterraines ;
- La réalisation des captages d'exploitation ;
- La gestion et la planification de l'exploitation de l'eau ;
- La protection de la ressource en eau souterraine.

Pour ceci l'Hydrogéologie qui est une science **pluridisciplinaire**, utilise les méthodes et moyens de la prospection **géophysique**, les techniques de **forage** et de captage, la **géochimie** des roches et des eaux, l'**hydrodynamique** souterraine, la **statistique** et l'emploi des **ordinateurs** pour le traitement des données et pour les **modèles mathématiques** de simulation des nappes.

II - CYCLE GLOBAL DE L'EAU

Le déplacement des particules d'eau sous deux états principaux (vapeur et liquide), à la surface de

la terre constitue le **cycle global de l'eau**. Ce cycle peut être résumé par l'équation suivante :

$$P \text{ (précipitations)} = E \text{ (évaporation)} + R \text{ (ruissellement)} + I \text{ (infiltration)}$$

Le cycle de l'eau débute par la transformation annuelle d'un volume d'eau (577 000 km³) en vapeur d'eau sous l'action de l'**évapotranspiration** (ET). Ce dernier terme regroupe deux phénomènes : le premier **physique (évaporation E)**, a lieu à partir des surfaces d'eau

libres (océans, mers, lacs, fleuves...) et le deuxième **biologique** correspondant à la **transpiration** des plantes.

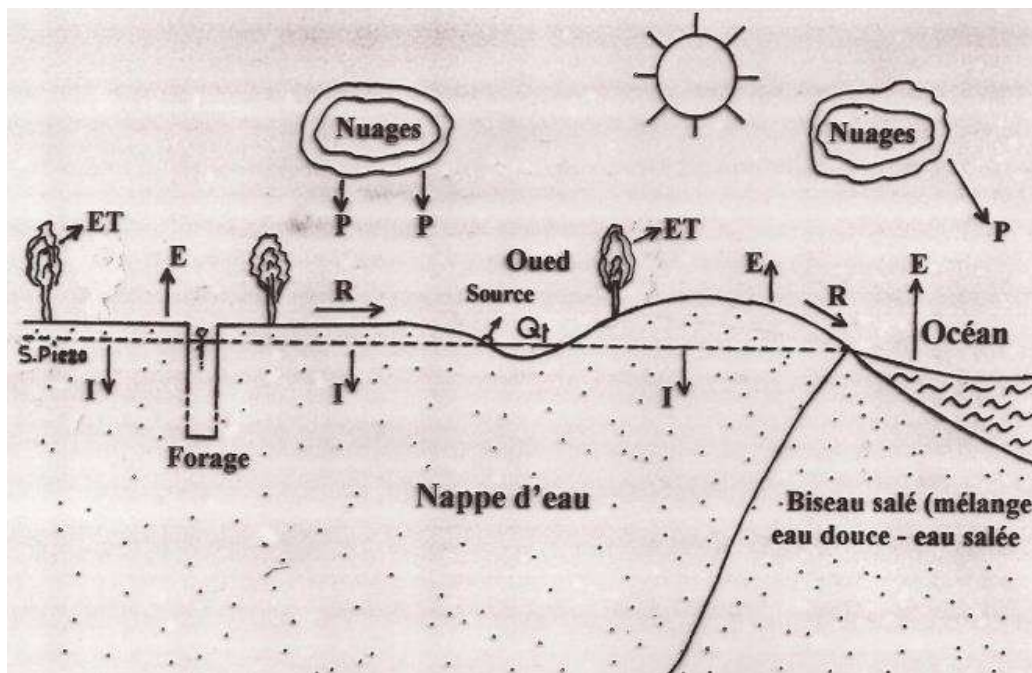


Figure 1 : cycle global de l'eau

Dans un deuxième temps, cette vapeur d'eau se **condense** (transformation de la vapeur en liquide) sous forme de nuages qui donnent naissance aux **précipitations** (P) : pluie et neige. Le volume annuel des précipitations est égal à celui de l'évapotranspiration : le cycle global de l'eau est donc **équilibré**.

Dans un troisième temps, les précipitations se séparent en trois parties :

- Une première partie **s'évapore** avant même d'atteindre la surface du sol et réintègre le cycle de l'eau ;
- Une deuxième partie **s'écoule** vers le réseau hydrographique et les surfaces d'eau libre : c'est le **ruissellement de surface** (R). Ce volume est estimé à $43\,800\text{ km}^3$ d'eau/an ;
- Une dernière partie **s'infiltre** dans le sous sol : c'est l'infiltration (I). La quantité d'eau qui atteint les nappes s'appelle : **l'infiltration efficace**.

III - L'EAU DANS LE MONDE

Le stock d'eau sur la terre est réparti inégalement en six grands réservoirs qui totalisent un volume d'environ $13.9\ 10^8$ milliards de m^3 . L'eau douce ne représente que **2.9 %** de ce volume, soit $0.4\ 10^8$ milliards de m^3 d'eau. Ces six réservoirs sont :

- **Océan** : constitue le **moteur principal** du cycle de l'eau. Il joue un rôle très important dans la circulation et l'évaporation de l'eau, et dans l'homogénéisation de la température du globe. Il

constitue le réservoir principal, réparti sur une superficie d'environ **361 millions de km²**.

- **Glaces** : localisées au niveau du réservoir des calottes glaciaires et des neiges éternelles (régions polaires : Mer Arctique au Nord et Mer Antarctique au Sud).

- **Eaux souterraines** : la capacité du réservoir souterrain est estimée à **24. 10⁶** milliards de m³

d'eau entre les profondeurs 0 et 2000 m.

- **Eaux de surface** : elle est représentée par les lacs et les cours d'eau superficiels.

- **Eau atmosphérique** : contenue dans l'enveloppe gazeuse qui entoure le globe terrestre.

- **Eau biologique** : c'est l'eau contenue dans les êtres vivants animaux et végétaux.

Réservoir	% du volume total de l'eau de l'hydrosphère	% du volume total de l'eau douce du globe
Océan	96.4	0
Glaces	1.72	60
Eaux souterraines	1.72	38.78
Eaux de surface	0.013	0.22
Eau atmosphérique	0.001	0
Eau biologique	0.0001	0

CHAP II – HYDROLOGIE ET CLIMATOLOGIE

I - LES SYSTEMES HYDROLOGIQUES

1.1 - Introduction

Le cycle de l'eau est planétaire et perpétuel (continu). La réalisation des études hydrogéologiques nécessite de le **fractionner** en domaines limités dans l'**espace** et en **durées** accessibles aux observations et aux mesures (année, mois, jours). Ces domaines dynamiques sont appelés « **systèmes hydrologiques** ». Chaque système hydrologique est une séquence du cycle de l'eau, c'est à dire comportant une **entrée** (impulsion, exemple : l'infiltration), un **circuit interne** (transfert de l'eau par exemple entre l'amont et l'aval) et une **sortie** (réponse à l'impulsion, exemple : débit des sources).

1.2 – Différents types de systèmes hydrologiques

On distingue **trois** types de systèmes hydrologiques indépendants et emboîtés les uns dans les autres :

- a) **Bassin hydrologique** : il est limité par les **lignes de crêtes** topographiques (sommets des reliefs), délimitant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. La source unique d'alimentation du bassin hydrologique, supposé clos, provient des **précipitations efficaces**, c'est à dire des précipitations qui ont échappé à l'évaporation.

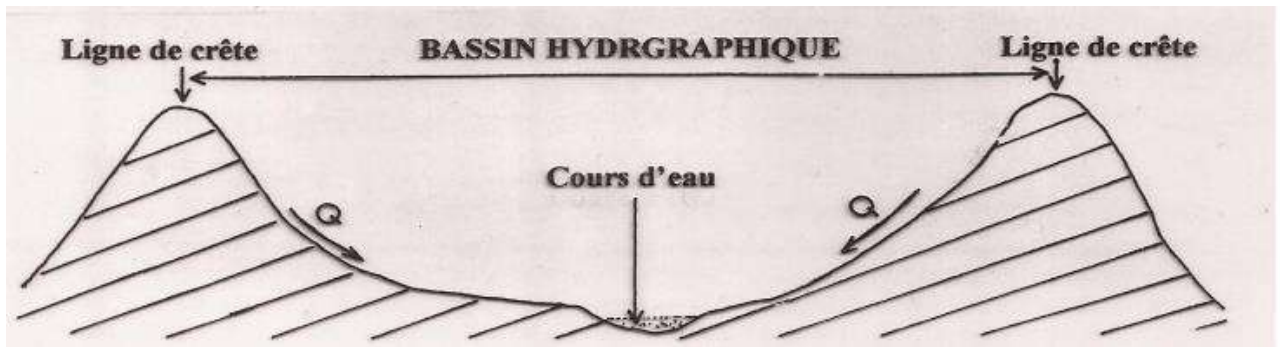


Figure 2 : schéma d'un bassin hydrographique (vue de coupe)

b) Bassin hydrogéologique : c'est la fraction de l'espace du bassin hydrologique située sous la surface du sol. C'est le domaine des eaux souterraines. Ses limites sont imposées par la **structure géologique**. Son alimentation se fait par l'infiltration d'une partie de la **pluie efficace**, ayant échappé au ruissellement de surface.

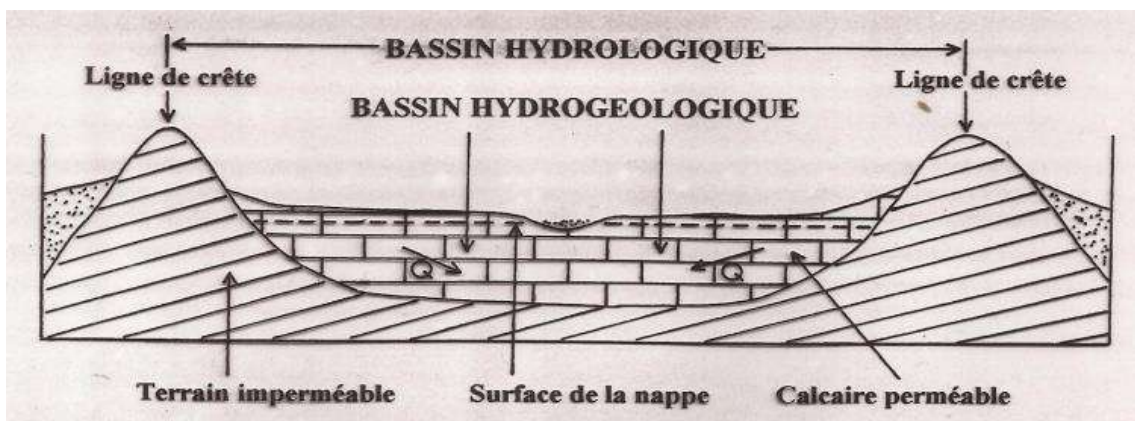


Figure 3 : Concordance entre les limites des bassins hydrologiques et hydrogéologiques

c) L'aquifère : est identifié par la **nature géologique** des formations qui le constituent (calcaires, grès, sables...). Il est alimenté par l'**infiltration efficace**, et il correspond au domaine d'étude des eaux souterraines. Un bassin hydrogéologique peut contenir plusieurs aquifères.

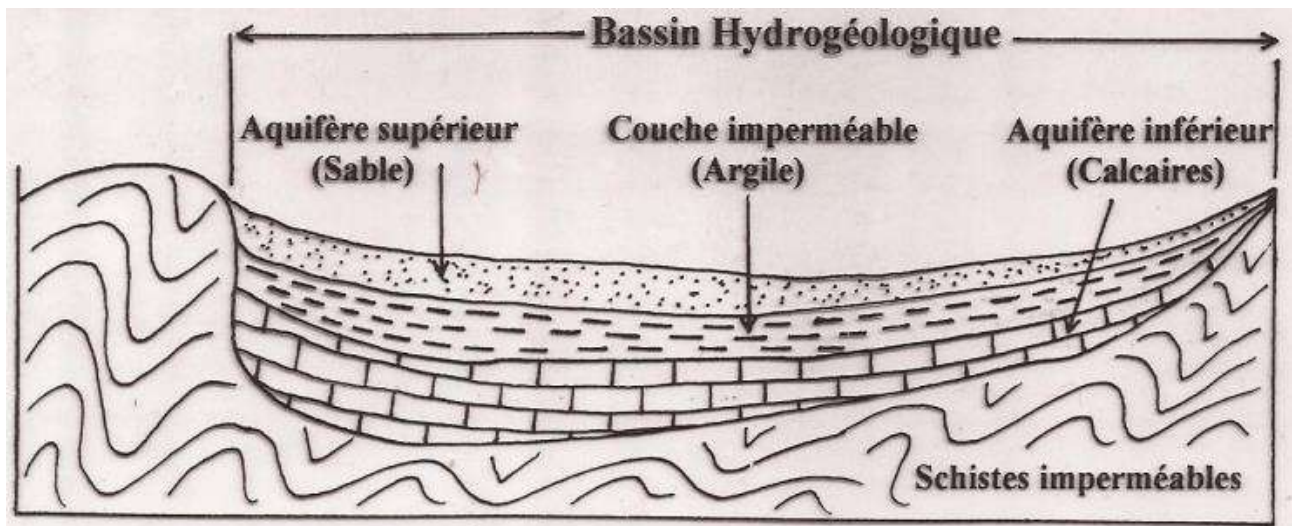


Figure 4 : Schéma d'un bassin hydrogéologique contenant deux aquifères superposés

1.3 – Concept de bilan d'eau

a) Bilan hydrique d'un système hydrologique

Le bilan d'eau d'un système hydrologique est la **balance comptable** des **entrées** (recettes) égales au débit moyen des apports et des **sorties** (dépenses) représentées par le débit moyen

des écoulements. Le bilan se réfère à un domaine limité dans l'espace et à une durée moyenne

précise (année hydrologique par exemple).

La différence de volume d'eau entre les entrées et les sorties du système hydrologique engendre une différence de réserves d'eau (ΔW). Cette différence peut être nulle (bilan équilibré), positive (augmentation des réserves), ou négative (diminution des réserves).

$$\text{Débit des apports} = \text{Débit des écoulements} + \Delta W$$

b) Bilan de l'aquifère

Le tableau suivant regroupe les entrées et les sorties possibles pour un aquifère :

Débites des apports	Débites des écoulements
Infiltration efficace	Sources
Retour des eaux d'irrigation	Ecoulement vers la mer
Apports par les bordures	Ouvrages d'exploitation
Alimentation par d'autres aquifères	Drainage des oueds superficiels
Infiltration le long des cours d'eau	Alimentation d'autres aquifères

Le bilan en régime influencé d'un aquifère s'écrit :

$$I_e + Q_{im} = Q_w + Q_{ex} + \Delta W$$

I_e = Infiltration efficace en m^3/an

Q_{im} = Débits importés en m^3/an

Q_w = Débits des écoulements souterrains en m^3/an

Q_{ex} = Débits exportés en m^3/an

ΔW = Variations des réserves en m^3/an

II - CLIMATOLOGIE

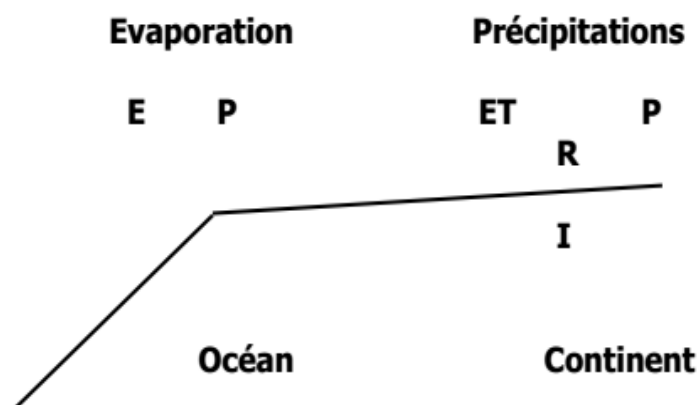
2.1 - Introduction

Chaque **système aquifère** nécessite pour son étude du **bilan**, une synthèse de données climatiques, afin de le situer dans un contexte hydroclimatique et pour évaluer **l'alimentation** de la nappe. Pour ceci, on se base sur une ou plusieurs stations météorologiques **représentatives** de la zone d'étude et comportant un grand nombre d'observations (pluie, température, ensoleillement...).

2.2 – Rappel du cycle de l'eau

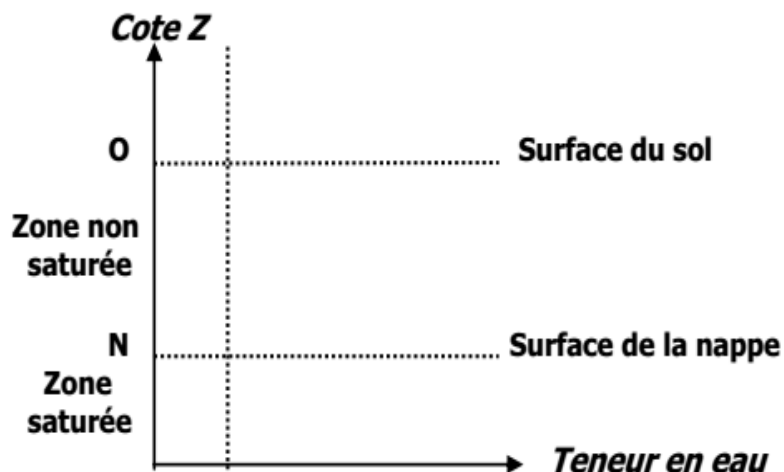
Les précipitations (pluie et neige) arrivant à la surface de la terre, constituent la quasi totalité des **apports** d'eau au sol. Quand une pluie arrive au sol, trois processus prennent naissance :

- L'humidification du sol et l'infiltration;
- Le ruissellement de surface;
- L'évaporation.



a) Humidification et infiltration

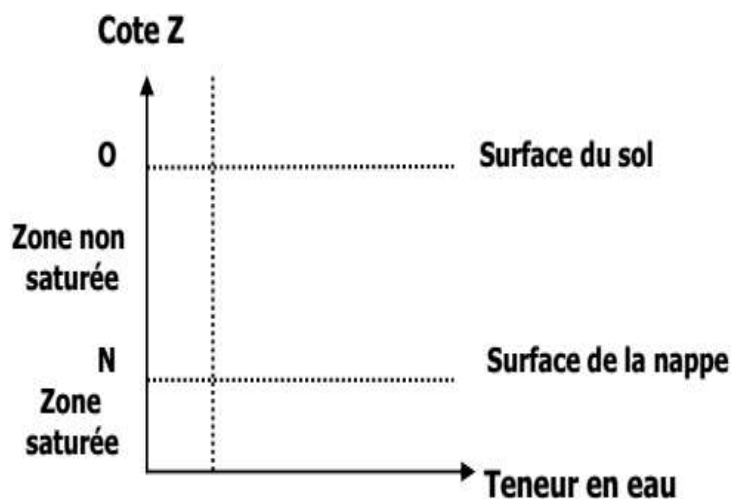
Dans la quasi totalité des pays où il pleut, le sous sol renferme en temps normal de l'eau. Un profil habituel de la quantité d'eau contenue en fonction de la cote se présente comme suit :



Cette teneur en eau est bien sûr, fonction de la **porosité** et de la **perméabilité** du sol. En dessous d'une certaine cote N, la teneur en eau n'augmente plus avec la profondeur. Le sol est dit **saturé**; tous les vides (les pores) du sol contiennent de l'eau. Cette eau est dite appartenir à la nappe phréatique. En revanche, au dessus de la cote N, le sol est dit **non saturé**, les vides du sol contiennent simultanément de l'eau et de l'air. Dans la zone saturée, l'eau est soumise

essentiellement aux **forces de gravité**, alors que dans la zone non saturée se rajoutent les **forces de capillarité**, qui deviennent très vite prépondérantes.

Lorsque l'eau tombe à la surface du sol, elle commence par humidifier la fraction supérieure du sol. Cette augmentation d'humidité en surface n'entraîne pas nécessairement une infiltration immédiate en profondeur, car tant que les forces de capillarité sont supérieures aux forces de gravité, l'eau est retenue, comme dans une éponge :



Quand la teneur en eau dépasse une certaine limite, appelée **capacité de rétention spécifique**, l'eau se propage vers le bas et humidifie une zone plus profonde du sol. Si la pluie se poursuit suffisamment longtemps, l'humidification sera de plus en plus importante, et entraînera une **infiltration**. Mais ce phénomène est très lent : suivant la profondeur de la nappe sous le sol et la perméabilité de celui-ci, l'arrivée d'eau à la nappe peut se produire dans la semaine qui suit la pluie, dans le mois, ou même dans les six mois.

b) Ruissellement de surface

Si l'intensité de la pluie est forte, le sol ne peut absorber l'apport d'eau et un excès apparaît en

surface. La pellicule d'eau de surface peut alors circuler sur le sol, c'est ce qu'on appelle le **ruissellement**. Ce ruissellement s'effectue suivant la ligne de plus grande pente du sol et vient

alimenter le réseau de **drainage** naturel : fossés, ruisseaux, rivières... Il entraîne des particules

solides par érosion, ce qui génère le **transport solide** des rivières.

c) Evaporation

Même pendant la pluie, une partie non négligeable de l'eau arrivée au sol est immédiatement ré-évacuée. Une fois la pluie arrêtée, cette évaporation continue et assèche peu à peu l'eau qui se trouve interceptée par la végétation, ou qui reste en surface. Un autre phénomène qui joue dans le même sens que l'évaporation sur le sol : c'est la **transpiration des végétaux**. Les racines des plantes sont capables de reprendre l'eau du sol dans la zone non saturée, ou parfois dans la zone saturée si elle est affleurante.

2.3 – Type de climat

L'indice de **Martone** (1923), se base sur le régime des pluies et des températures pour caractériser le climat d'une région. Ainsi suivant la valeur de l'indice, il définit des climats distincts :

$$A = \frac{P}{T + 10}$$

A = Indice de Martone
P = Pluie moyenne annuelle (mm)
T = Température moyenne annuelle (°C)

5 < A < 10 : milieu très sec (désert)

10 < A < 20 : milieu semi aride

20 < A < 30 : milieu tempéré

Exemple : Station de **Chlef**, période 1990-2010 (**20 ans**) on a : P = 332 mm, T = 21 °C, soit A = 10,7. On peut dire qu'on est dans un milieu semi aride.

2.4 – Précipitations

a) Généralités

On englobe sous le terme de « précipitations » toutes les eaux **météoriques** qui tombent à la

surface de la terre tant sous forme liquide que sous forme solide : neige, grêle...

Ces précipitations proviennent de la condensation des vapeurs d'eau contenues dans l'atmosphère. Les divers types de précipitations sont mesurés par leur « équivalent en eau » par les **pluviomètres** usuels **normalisés**.

Dans de nombreuses études **hydrologiques** (prévision d'un débit de crue par exemple), il est indispensable de connaître non seulement la hauteur totale des précipitations relatives à une période donnée, mais aussi la **répartition temporelle** de ces dernières. On utilise à cet effet des **pluviomètres enregistreurs** qui donnent la courbe des hauteurs des précipitations cumulées en fonction du temps.

b) Exploitation des données pluviométriques

Le traitement statistique des données recueillies auprès de la météorologie nationale permet de

qualifier à différentes échelles du temps une région donnée. Ainsi, au pas de temps

mensuel, on

peut distinguer les mois humides et les mois secs. Alors qu'au pas **interannuel**, on peut se faire

une idée précise sur la **régularité** ou non du régime, et on peut mettre en évidence des **cycles**

d'années humides ou secs.

Pour déterminer la lame d'eau précipitée sur un bassin trois méthodes principales sont utilisées : méthode de la **moyenne arithmétique**, méthode de **Thiessen** et méthode des **isohyètes**.

2.5 - Températures

La température est un paramètre important pour **caractériser** une région donnée. La moyenne

des températures sur plusieurs années d'observation, permet de connaître le mois le plus froid et

le plus chaud, ainsi que la température moyenne annuelle de la région. **L'amplitude** de variation

entre température minimale et maximale est également une caractéristique de chaque

région.

2.6 – Couplage Pluie – Température

Il est intéressant de coupler la pluie et la température sur un même graphique. La forme de ce

dernier caractérise le climat d'une région donnée. La courbe **Ombrothermique** est une courbe à

trois entrées : température, pluie et temps. Elle permet de montrer les périodes sèches et humides

d'une année moyenne. Le **Climagramme** est également un graphique dont la forme est spécifique à une région donnée, il distingue entre les mois secs et humides situés sur le graphique

de part et d'autre de la droite de Gaussen.

2.7 - Evapotranspiration

C'est un paramètre important dans le cycle **hydrologique**, résultant d'un phénomène **physique**

(évaporation) et d'un autre **biologique** (transpiration). Il est fonction du climat et de ses variations qui sont déterminés par l'humidité de l'air, la vitesse du vent, la température de l'eau et

de l'air, le couvert végétal, le rayonnement solaire et la pression atmosphérique.

a) Evapotranspiration potentielle (ETP)

C'est la lame d'eau qu'un sol peut **théoriquement** perdre. Il tient compte uniquement du climat

et ne fait pas entrer en jeu les précipitations. Elle peut être mesurée par des

évaporomètres.

Son estimation **mensuelle** est souvent faite par la formule empirique de **Thorntwaite** :

$$ETP \text{ (mm)} = 16 \left\{ \frac{10 T}{I} \right\}^a \quad i = \left\{ \frac{T}{5} \right\}^{1,5}$$

$$a = 0.49 + 1.8 \cdot 10^{-2} I - 771 \cdot 10^{-7} I^2 + 675 \cdot 10^{-9} I^3$$

T = température moyenne annuelle du mois considéré
I = Indice thermique cumulé = $\sum i$

Il convient de multiplier les valeurs ainsi calculées par un **terme correctif**, selon le mois et la

latitude. Pour la station de Benairia (1990-2010) on a :

mois	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
T (°C)	10,5	11,8	14,3	17	21,5	27,2	39,2	38,4	26,4	21,2	15,7	11,9
i	3,07	3,67	4,91	6,38	9,10	12,99	22,59	21,90	12,42	8,91	5,65	3,72
ETP	12,56	16,98	27,87	43,55	79,82	146,42	375,91	356,44	135,56	76,98	35,47	17,35
K	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,85
ETP corrigé	10,93	14,43	28,71	47,47	96,58	177,17	462,37	413,46	139,63	74,67	30,50	14,75

b) Evapotranspiration réelle (ETR)

C'est la lame d'eau **effectivement** perdue par un sol dans les conditions réelles de teneur en eau du sol. Son évaluation peut se faire à l'échelle **annuelle** par les formules de **Turc** et de

Coutagne, ou à l'échelle **mensuelle** par le **bilan hydrique de Thornthwaite** :

* **Formule de Turc :**

$$ETR = \frac{P}{(0.9 + P^2/L^2)^{1/2}} \quad L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$$

P = pluie annuelle **en mm**.

T = température moyenne annuelle en °c.

* **Formule de Coutagne :**

$$ETR = P - \lambda P^2$$

$$\lambda = \frac{1}{0.8 + 0.14 T} \quad \text{applicable si } 1/8\lambda < P < 1/2\lambda$$

P = pluie annuelle **en m**.

T = température moyenne annuelle en °c.

* **Bilan hydrique de Thornthwaite :**

Le sol va évaporer en fonction de son **degré de saturation**. L'infiltration efficace (recharge de

l'aquifère) se produit quand l'ETR et la saturation du sol sont satisfaites. On fixe

arbitrairement une RFU (réserve facilement utilisable) de 100 mm. Ce bilan hydrique est plus

fiable que les méthodes précédentes, puisqu'on travaille à l'échelle mensuelle qui permet de tenir compte de certaines influences, qui peuvent être masquées à l'échelle annuelle.

L'exemple de la station de **Benairia** (1990-2010) (**chlef**) montre que la nappe à une période de recharge de trois mois, allant du mois de Janvier au mois de Mars. **L'ETR = 322 mm**, soit 35 % de P.

mois	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Juin	Juil	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
ETP (mm)	10,93	14,43	28,71	47,47	96,58	177,17	462,37	413,46	139,63	74,67	30,50	14,75
P (mm)	42,78	44,09	38,62	35,52	26,66	6,28	2,44	4,14	17,59	35,89	54,82	47,03
ETR (mm)	10,93	14,43	28,71	47,47	96,58	24,41	2,44	4,14	17,59	35,89	30,50	14,75
RFU (mm)	100	100	100	88,05	18,13	0	0	0	0	0	24,32	56,6
Da (mm)	0	0	0	0	0	152,76	459,93	409,32	122,04	38,78	0	0
I (mm)	31,85	29,66	9,91	0	0	0	0	0	0	0	0	0

2.8 – Infiltration efficace

Si on considère que le ruissellement est négligeable, l'infiltration des eaux est obtenue par :

$$I = P - ETR.$$

CHAPITRE III - SYSTEMES AQUIFERES

I - L'EAU DANS LES TERRAINS

1.1- Généralités

Tous les terrains contiennent un certain pourcentage des **vides**. L'eau issue de la pluie ou des circulations superficielles, peut pénétrer dans ces vides, y circuler sous l'effet de la gravité, et dans certaines conditions, s'y accumuler. Cette présence de l'eau dans les sols et les sous sols est d'une grande importance soit, parce qu'elle représente des **réserves** en eau potable ou industrielle, soit parce qu'elle pose toujours de délicats **problèmes** à l'ingénieur appelé à construire en profondeur.

1.2- Le milieu poreux

On appelle milieu poreux un corps comportant un **squelette solide** englobant des **cavités** appelées **pores**, en général interconnectées, susceptibles de contenir une ou plusieurs phases fluides. Un sol est formé essentiellement de trois types de roches :

a) Roches grenues meubles

Les vides sont constitués uniquement par des pores qui caractérisent un **milieu continu**. Pour ces roches, on parle de **porosité d'interstice**. Par exemple, les sables et les grès ont une porosité totale qui peut aller jusqu'à 30 % et même les roches que l'on suppose

généralement compactes, ont une certaine porosité : calcaires, dolomies, ainsi que les roches cristallines et métamorphiques (1 à 5 %).

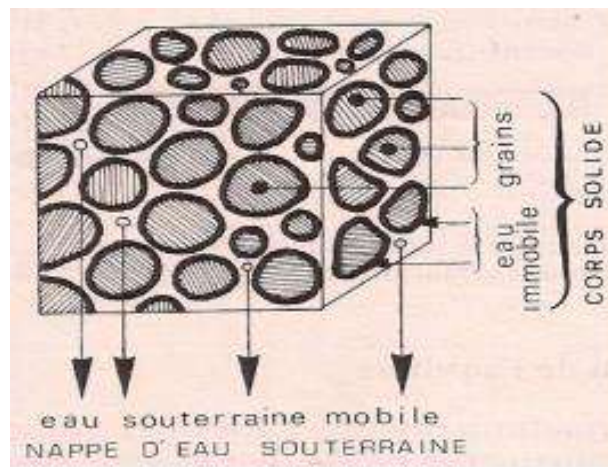


Figure 5 : Milieu sableux

Les **argiles** constituent une catégorie à part, leurs éléments constitutifs, **lamellaires**, sont organisés en feuillets. Ce sont des empilements de couches parallèles séparées par des intervalles variables où un fluide peut se loger : cela leur procure, en particulier, des propriétés de **gonflement** en présence d'eau. Le pourcentage des vides peut être très élevé, jusqu'à 90 %.

b) Roches compactes fissurées

Un cas particulier de vide dans les roches compactes est la **fissuration**, qui caractérise le **milieu discontinu**. Par le jeu de la **tectonique**, la quasi totalité des roches de l'écorce terrestre est fracturée (failles, fissures, diaclases). Ces fissures s'organisent généralement en au moins deux directions principales de fissuration qui découpent la roche en blocs. Si les fissures ne sont pas **colmatées** (argile, calcite, quartz...), des vides sont créés et on parle alors de **porosité de fissure**.

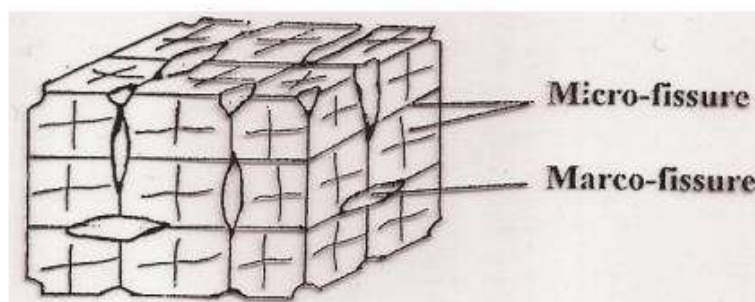


Figure 6 : Milieu carbonaté fissuré

Les fissures sont des fentes de forme allongée, à ouverture plus ou moins large. Elles sont classées en deux types suivant leur dimension : les **micro-fissures** dont le rôle hydrodynamique est comparable à celui des pores, et les **macro-fissures** représentées par les failles, les décrochements et les chenaux karstiques.

c) Roches mixtes

Ce sont les roches dont les vides sont constitués à la fois par des pores et par des fissures. Les deux types de porosité (d'interstice et de fissure) **coexistent** (exemple : grès, craie, calcaires)

1.3 - Porosité

Dans un milieu on a trois sortes d'eau : une eau **gravitaire** qui s'écoule, une eau de **réention**

qui reste autour des grains (humidité) et une eau **d'absorption** (liée à la surface des grains par le jeu de forces d'attraction moléculaire). La capacité de récupérer l'eau dans une roche meuble ou fissurée, est liée à l'importance de ses vides. On distingue :

a) **Porosité totale n** :

$$n = \frac{\text{Volume}_{\text{vides}}}{\text{Volume}_{\text{total}}} \times 100 \text{ (en \%)}$$

b) **Porosité efficace n_e** :

$$n_e = \frac{\text{Volume}_{\text{eau gravitaire}}}{\text{Volume}_{\text{total}}} \times 100 \text{ (en \%)}$$

Cette porosité efficace intéresse l'hydrogéologue. Il est utile de la relier dans le cas des roches

meubles aux **caractéristiques physiques** des réservoirs. Les principaux facteurs sont :

- **Les diamètres respectifs des grains** : pour une granulométrie uniforme, ne diminue lorsque le diamètre des grains diminue.
- **L'homogénéité de la granulométrie** : si le terrain est formé de grains de tailles très différentes, les plus petits d'entre eux peuvent occuper les interstices entre les plus gros et la porosité se retrouve considérablement réduite.
- **L'arrangement des grains** : exprime leur disposition dans l'espace. La porosité est fortement influencée par l'arrangement des grains. Elle décroît de 47.6 % pour l'arrangement cubique à 25.9 % pour l'arrangement rhomboédrique.
- **La surface spécifique des grains** : c'est la surface de contact eau - grain. La porosité

efficace croît avec la surface spécifique des grains. Une conséquence est la diminution de la porosité avec la profondeur.

c) Ordres de grandeur de la porosité

Formation	Porosité totale n (%)	Porosité efficace ne (%)
Granite et gneiss non altérés	0.02 à 1.8	0.1 à 2
Quartzites	0.8	0.5
Schistes, ardoises, micaschistes	0.5 à 7.5	0.1 à 2
Calcaires, dolomies primaires	0.5 à 12.5	0.5 à 8
Craie	8 à 37	5 à 20
Grès	3.5 à 38	2 à 15
Tufs volcaniques	30 à 40	10 à 20
Sables	15 à 48	5 à 38
Argiles	44 à 53	3

Ces valeurs peuvent varier en fonction de la taille des grains, de la consolidation et du tassement du milieu. La porosité est mesurée d'une façon directe au laboratoire (pose le problème de représentativité de l'échantillon), et de façon indirecte sur le terrain par des méthodes géophysiques variées (résistivité, vitesse du son, diagraphies...).

1.4 - Perméabilité

Il convient de compléter la notion de porosité par celle de la perméabilité, car il ne faut pas perdre de vue que la valeur de la porosité n'est pas proportionnelle à la dimension des vides.

Exemple : une argile, dont les vides sont microscopiques, est beaucoup plus poreuse que la plupart des autres terrains. Il faut donc préciser qu'une formation poreuse n'est pas nécessairement perméable. Par contre une formation perméable est, par définition, poreuse. La perméabilité est une grandeur qui caractérise la facilité avec laquelle l'eau circule dans un terrain sous l'effet d'un gradient hydraulique. Les matériaux perméables opposent plus ou moins

de résistance au passage des fluides. Il existe toute une gamme de perméabilités, depuis les milieux pratiquement imperméables, jusqu'à ceux dans lesquels la circulation des fluides se fait

presque sans perte d'énergie.

Roches poreuses	Perméabilités (m/s)	Roches fissurées	Perméabilités (m/s)
Sables et graviers	10^{-2} à 10^{-4}	Calcaire	10^{-2} à 10^{-6}
Sable fin à moyen	10^{-3} à 10^{-6}	Grès ou conglomérat	10^{-2} à 10^{-6}
Sable argileux	10^{-5} à 10^{-8}	Granite	10^{-7} à 10^{-10}
Argiles	10^{-7} à 10^{-10}	Schistes	10^{-5} à 10^{-10}

1.5 - Granulométrie

Pour les milieux non consolidés (sables, graviers...), on cherche à connaître la distribution de la

taille des grains du milieu et le classement du sédiment. Pour réaliser l'analyse granulométrique,

un échantillon de terrain (environ 500 g) est prélevé et séché dans une étuve avant de la peser.

Ensuite, on fait passer le sédiment dans une série de tamis de taille décroissante, le tout étant

secoué par un agitateur électrique situé à la base. Le refus (fraction du sédiment recueillie) de

chaque tamis est pesé séparément, et le poids est transformé en % du poids total de l'échantillon initial. Une représentation très claire des résultats est la courbe des fréquences cumulées (en %),

reportée en fonction du logarithme de la taille des mailles du tamis.

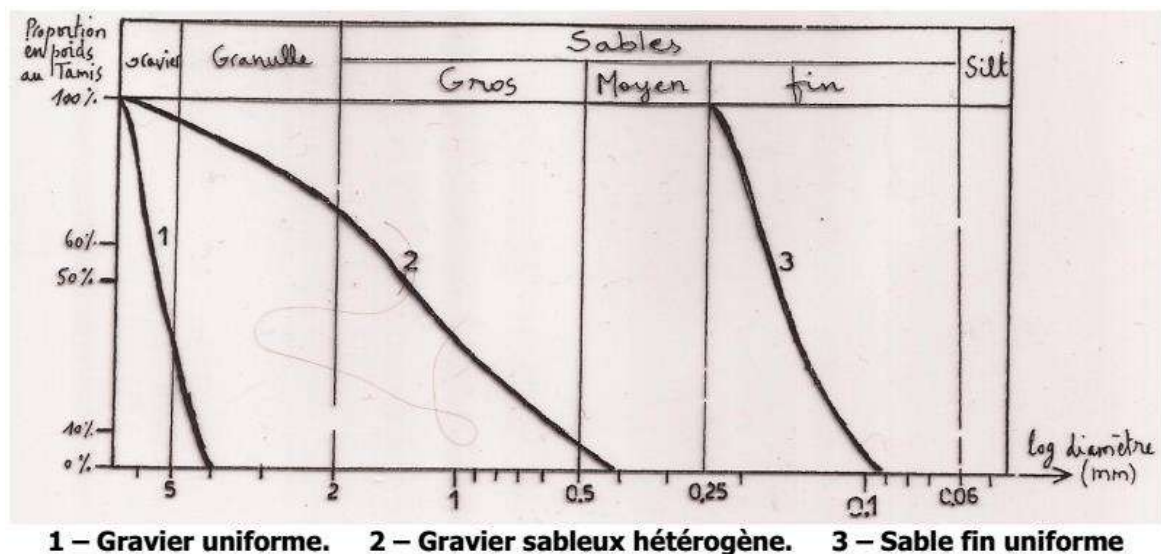


Figure 7 : Diagramme d'analyse granulométrique

La courbe granulométrique permettra de :

- * Etudier la **distribution** statistique des diamètres des grains;
- * **Classer** l'échantillon et de le désigner par un terme **lithologique** précis (gravier, sable, argile...);
- * Avoir une idée précise sur **l'homogénéité ou l'hétérogénéité** de l'échantillon à partir de la

pente de la courbe, qui est représentée par le **coefficient d'uniformité** : $CU = d_{60}/d_{10}$ (si $CU < 2$ la granulométrie est uniforme);

* Estimer la **perméabilité** de l'échantillon par différentes formules empiriques, qui se basent sur l'**indice caractéristique** d_{10} (diamètre correspondant à l'ordonnée 10 % de la courbe cumulative), qui conditionne le plus les propriétés de perméabilité du milieu. Les formules les plus utilisées sont :

- Formule de **HAZEN** : $K \text{ (cm/s)} = A. (d_{10})^2 \text{ (cm)}$

A étant un coefficient qui varie en fonction de la granulométrie du sédiment. La valeur la plus

utilisée en hydrogéologie est $A = 100$ (pour les grains : $0.1 < d < 3 \text{ mm}$ et pour un $CU < 5$).

- Formule de **SCHNEEBELI** : $\text{Log}_{10} K \text{ (cm/s)} = 2 \text{ log}_{10} d_{10} \text{ (cm)} + 2$

Cette formule est applicable pour les sables propres à grains ronds.

* Dimensionner les **ouvertures des crépines** et de choisir la dimension du **gravier additionnel** lors de l'équipement des forages d'exploitation d'eau.

1.6 - Notions d'isotropie et d'homogénéité

Un terrain **homogène** est un terrain qui présente en tout point dans une **direction** donnée, la

même résistance à l'écoulement du fluide. Si en plus cette résistance est la même quelque soit la direction, le terrain est **isotrope**.

II - SYSTEMES AQUIFERES

2.1 – Définitions

- **Aquifère** : couche de roches perméables comportant une zone suffisamment conducteur d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables par des moyens économiques.

L'aquifère est homogène quand il a une perméabilité d'interstices (sable, graviers) ; la vitesse de percolation y est lente. Il est hétérogène avec une perméabilité de fissures (granite, calcaire) ; la vitesse de percolation est plus rapide.

- **Nappe aquifère** : ensemble des eaux comprise dans la zone saturée d'un aquifère, dont toutes

les parties sont en liaison hydraulique.

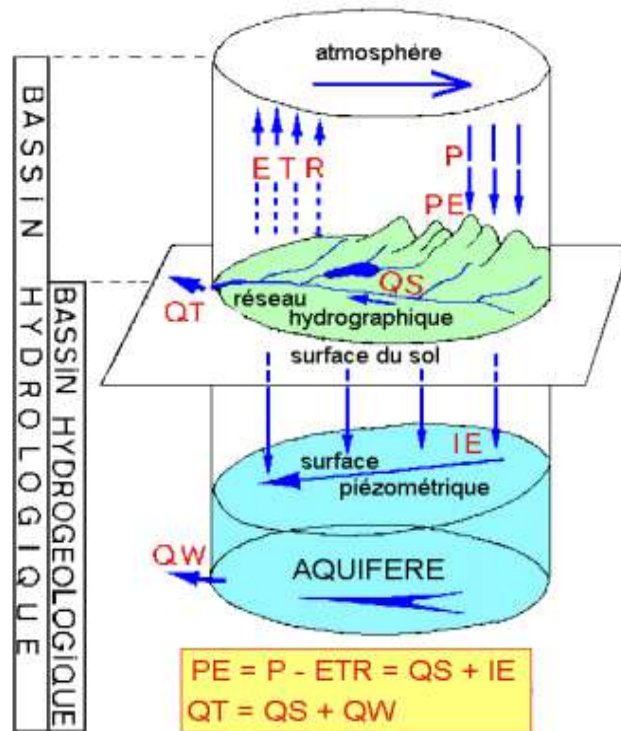


Figure 8 : Bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère

2.2 - Processus général de formation d'une nappe

Par le jeu de la pesanteur, une partie de l'eau de pluie s'infiltré dans le sol, soit directement, soit après circulation à la surface de celui-ci. Selon la perméabilité des terrains rencontrés, elle descend plus ou moins profondément. Cette circulation approximativement verticale est interrompue par la rencontre d'un terrain de faible perméabilité. A la base, cette formation imperméable représente le plancher étanche de la nappe. L'eau s'y accumule en saturant l'ensemble des vides des terrains sus-jacents plus perméables. Ainsi se constitue dans ces formations, une nappe aquifère.

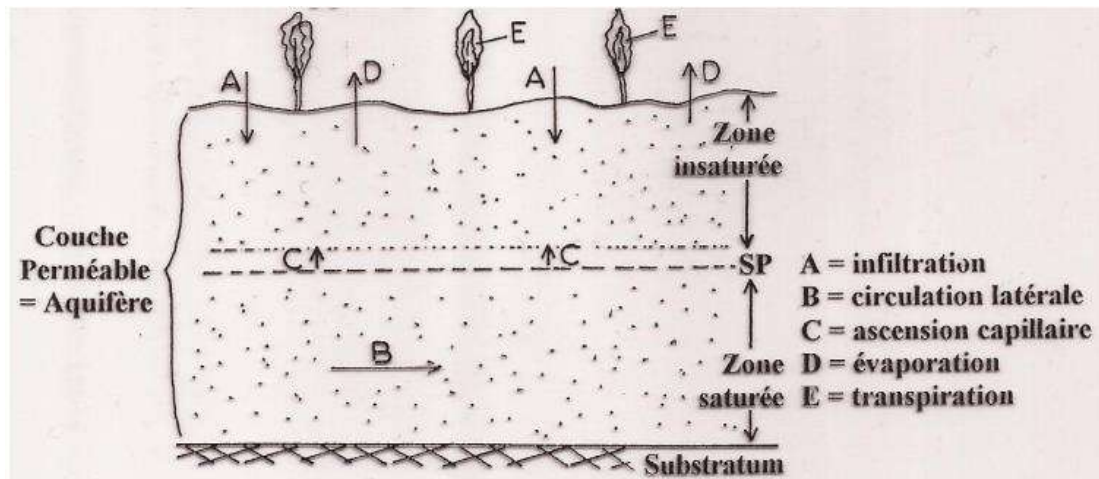


Figure 9 : Nappe aquifère

2.3 - Différents types de nappes

2.3.1 - Nappe libre : Une nappe libre est une nappe contenue dans une couche perméable partiellement saturée et reposant sur une couche imperméable ou semi-perméable. La surface libre est toujours à la pression atmosphérique (communication directe avec l'air libre à travers les interstices).

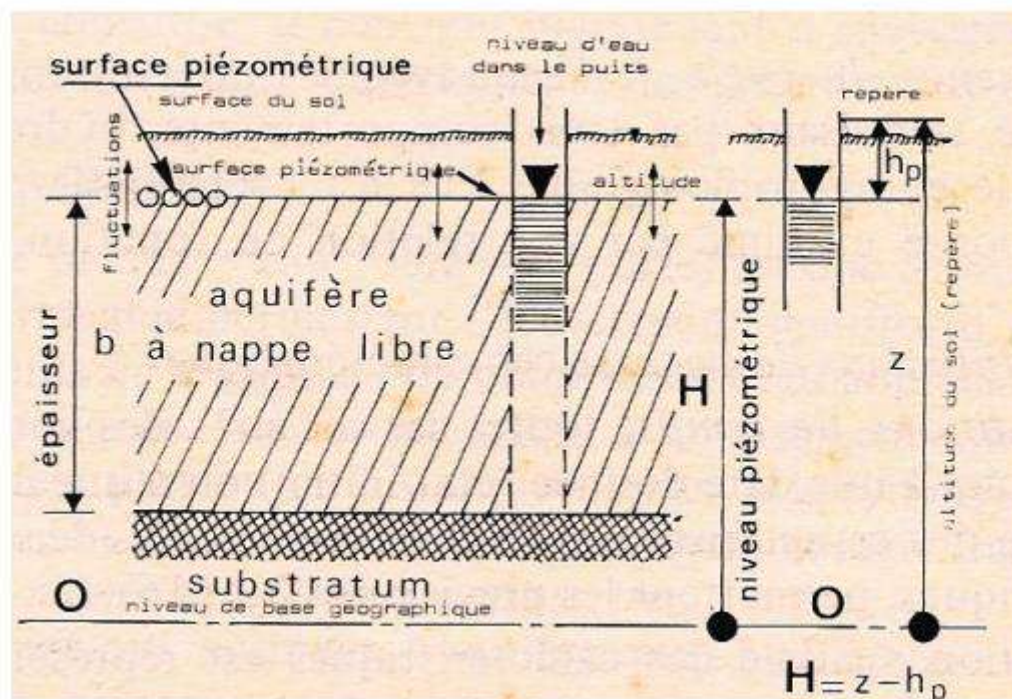


Figure 10 : Schéma de l'aquifère à nappe libre

a) Nappe de vallée : est dite d'une nappe dont le drainage se fait uniquement par les vallées. L'eau circule vers les exutoires qui sont les points bas de la topographie

(sources, rivières...). En pays aride, dans les vallées, les crues des oueds temporaires amènent beaucoup d'eau qui peut s'infiltrer et alimenter la nappe, c'est leur source principale d'alimentation.

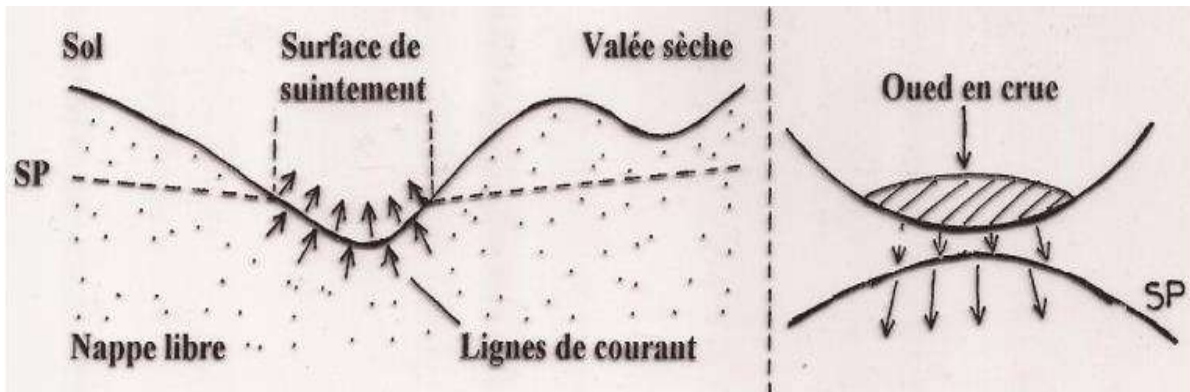


Figure 11 : Nappe de vallée

- b) Nappe alluviale :** c'est une nappe libre sise dans les alluvions qui jalonnent le cours d'un fleuve. La puissance de comblement alluvial peut être importante, avec des matériaux grossiers (sables, graviers, galets) très perméables. Ces matériaux sont saturés presque jusqu'à la surface du sol. L'eau de la nappe est généralement en équilibre avec celle du fleuve, étant tantôt drainée par le fleuve, tantôt alimentée par lui. Ce type de nappe est encore dit soutenue. Elle est très vulnérable à la pollution.

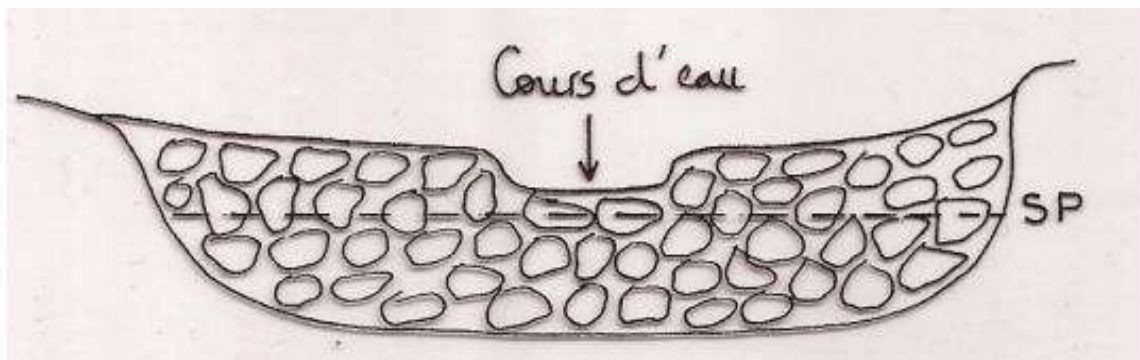


Figure 12 : Nappe alluviale

- c) Nappe littorale :** la nappe d'eau douce continentale est en équilibre hydrostatique avec la nappe salée de l'eau de mer. Ces 2 nappes se mélangent peu, leur interface constitue un biseau salé. Tout rabattement de la nappe d'eau douce entraîne la rupture de l'équilibre et la progression du biseau salé vers l'intérieur des terres.
- d) Nappe karstique :** en pays calcaire, l'eau chargée de gaz carbonique atmosphérique attaque la roche, agrandit continuellement les fissures, crée les galeries, les cavernes et les gouffres, ce qui aboutit à de véritables rivières

souterraines. Les vitesses de circulation de l'eau dans les chenaux karstiques sont grandes et les sources peuvent être abondantes (résurgences).

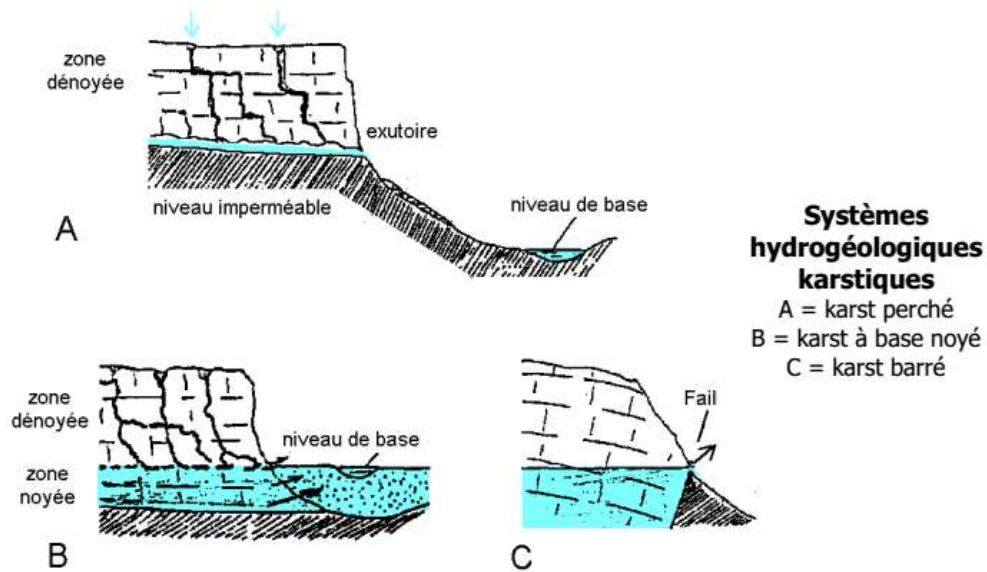


Figure 13 : Systèmes hydrogéologiques karstiques

2.3.2 - Nappe captive

On appelle nappe captive ou en charge ou sous pression, une nappe comprise entre deux formations géologiques imperméables. Le toit de la nappe est ainsi maintenu au dessous de la surface piézométrique. Si on perce le toit de la nappe, l'eau monte et s'établit à un niveau en fonction de la charge à laquelle il est soumis. A la limite on a des forages artésiens. Cet artésianisme peut cependant disparaître avec le temps si on exploite la nappe, par réduction de la charge dans l'aquifère.



Source jaillissante

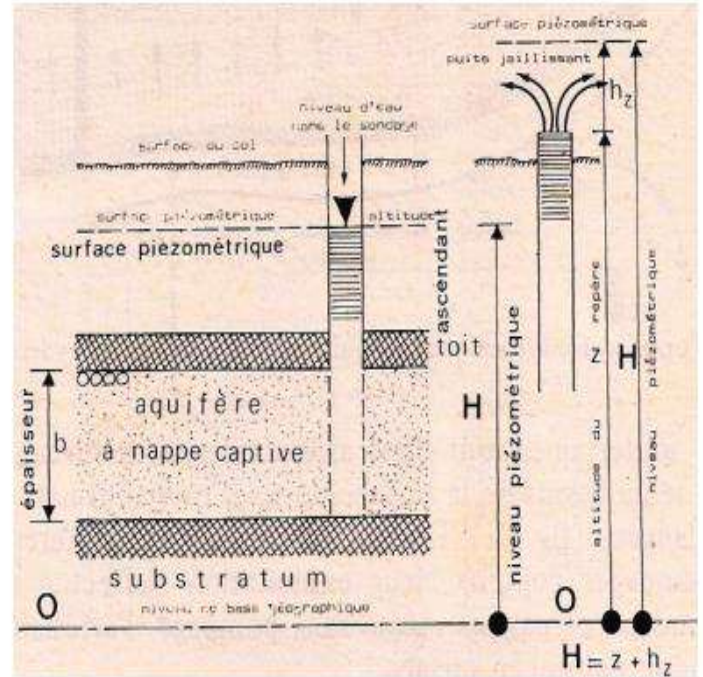


Schéma de l'aquifère à nappe captive

Figure 14 : Schéma de l'aquifère à nappe libre

2.3.3 - Nappe semi-captive

Un cas intermédiaire entre les deux types de nappes est la nappe semi-captive. Il y a échange d'eau avec l'aquifère superposé ou sous-jacent : c'est le phénomène de drainance. Il nécessite deux conditions : l'existence d'une formation semi-perméable et l'existence d'une différence de charge Δh . L'eau s'écoule de l'aquifère ayant la plus forte charge hydraulique vers celui qui a la plus faible charge hydraulique.

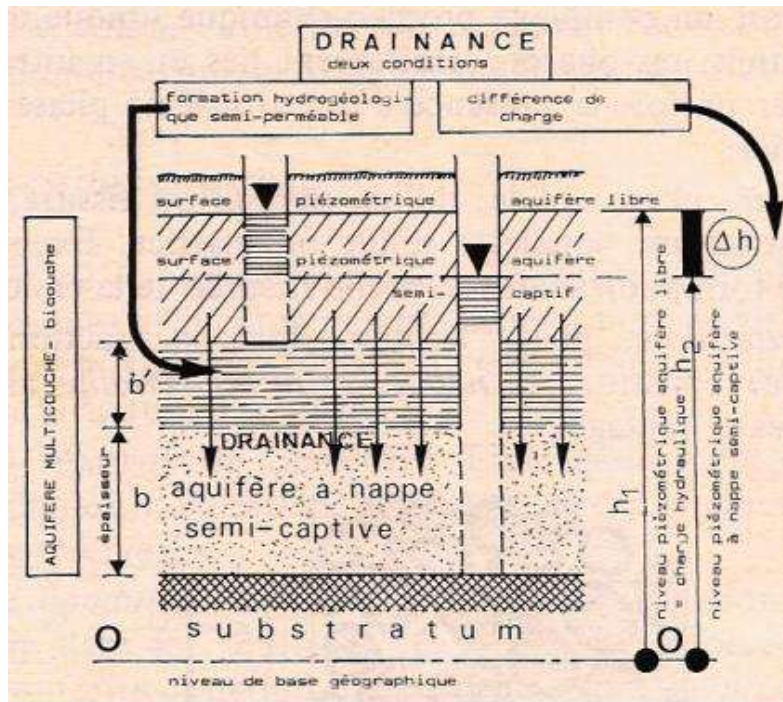
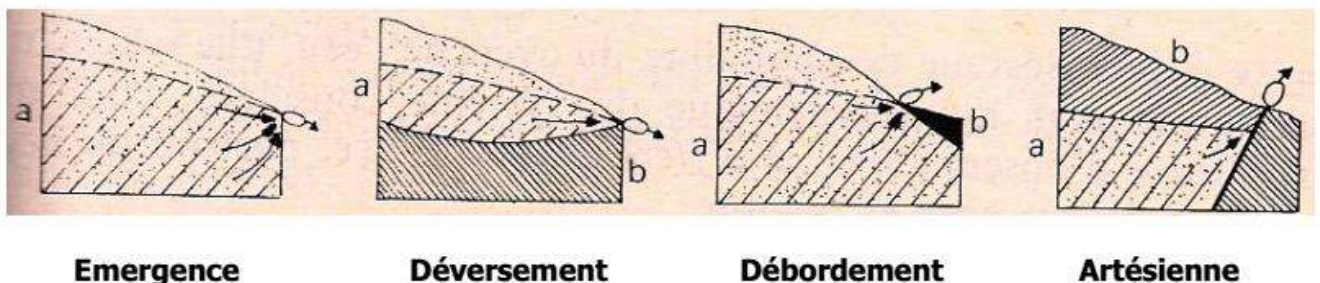


Figure 15 : Schéma d'un aquifère à nappe semi-captive

2.4 - Emergences (sources ou exutoires)

Les nappes aquifères sont alimentées par les eaux d'infiltration en provenance de la surface, et se viduent par les exutoires, essentiellement les sources. Ces émergences sont imposées par la structure géologique de l'aquifère et par la géographie du site. Le débit d'une source dépend du type et de la richesse de la nappe qui l'alimente, et il y a une correspondance directe entre ce débit et la charge hydraulique de la nappe. Les sources peuvent se classer selon leur position structurale :



Emergence

Déversement

Débordement

Artésienne

a = formation perméable, b = formation imperméable

Figure 16 : Emergence (sources ou exutoires)

CHAPITRE IV – CARTOGRAPHIE DE L'AQUIFERE

La cartographie de l'aquifère a pour but de représenter sa géométrie (ou configuration), sa structure et de schématiser les fonctions du réservoir (fonction stockage et conduite) et son comportement hydrodynamique. Les cartes sont de deux types : structurales et piézométriques.

I – CARTES STRUCTURALES DE L'AQUIFERE

Les cartes structurales de l'aquifère représentent la morphologie, la position des surfaces limites, les épaisseurs nécessaires au calcul des volumes et la distribution spatiale des paramètres hydrodynamiques. Ces cartes sont établies par synthèse des données sur la géologie, les conditions aux limites et les paramètres physiques (notamment la lithologie et la granulométrie) et hydrodynamiques des aquifères (résultats des pompages d'essais).

II – CARTES PIEZOMETRIQUES

2.1 - Présentation

Les cartes piézométriques, établies avec des valeurs des niveaux d'eau dans les ouvrages, représentent à une date donnée, la distribution spatiale des charges hydrauliques dans un aquifère. Ces cartes constituent les documents de base de l'analyse et de la schématisation des fonctions capacitive et conductrice du réservoir et du comportement hydrodynamique de l'aquifère.

La carte de la surface piézométrique d'une nappe représente l'outil d'étude et d'exploitation de cette nappe. Elle permet de définir directement les conditions d'écoulement des filets liquides qui circulent à la surface de la nappe. Elle permet également l'étude de la fluctuation dans le temps des niveaux piézométriques et donc l'évaluation de la réserve de la nappe et des conditions d'alimentation.

2.2 – Etablissement des cartes piézométriques

Il repose sur la mesure des niveaux piézométriques, leur report sur des cartes topographiques en courbes de niveau et leur interprétation par des courbes **isopièzes**.

a) Mesure et report des niveaux sur une carte

Les mesures des profondeurs de la nappe sont effectuées par une sonde électrique dans des puits

ou piézomètres dans des conditions de stabilisation de la nappe, en dehors des périodes de forte

pluie ou de pompage, et au cours d'une période la plus courte possible. En effet, ce document a

une valeur de référence à une date donnée à cause des fluctuations saisonnières et pluriannuelles.

Les profondeurs de l'eau mesurées dans les ouvrages d'eau sont transformées en niveaux piézométriques en cote NGM ($NP = Z - \text{Profondeur de l'eau/sol}$) et reportées sur une carte topographique d'échelle appropriée. Plus la densité des points est importante, plus l'échelle est

grande et inversement.

b) Tracé des courbes isopièzes

Pour le tracé des courbes piézométriques ou isopièzes on utilise la méthode **graphique d'interpolation du triangle**. Les données sont groupées par trois aux sommets de triangles et joints par des segments de droite. Chaque côté du triangle est divisé en segments proportionnels.

Les courbes isopièzes sont obtenues en joignant par des segments de droite les points d'égal niveau piézométrique. Les tracés sont ensuite lissés pour obtenir des courbes régulières.

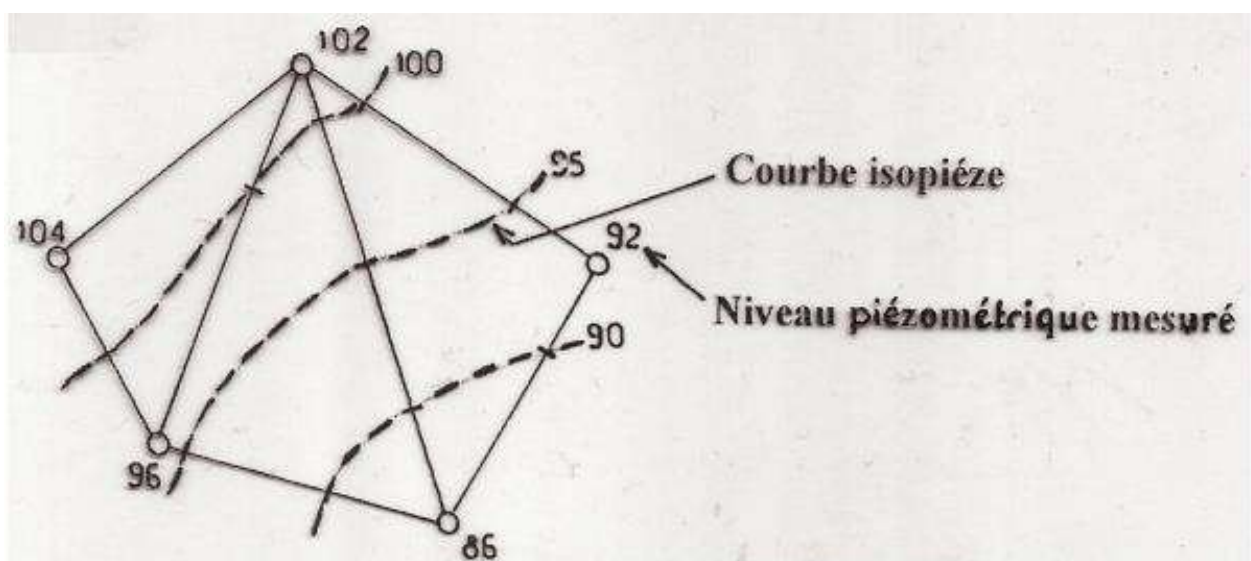


Figure 17 : Tracé des courbes isopièzes

L'équidistance des isopièzes (variation du niveau entre deux courbes successives) doit être adaptée au problème étudié et dépend de la densité des points de mesures, du gradient hydraulique et de l'échelle de la carte. En général, l'équidistance diminuera si la densité des points ou l'échelle de la carte augmente. Par contre, si le gradient hydraulique augmente, l'équidistance augmentera également.

c) Tracé des lignes de courant

Les courbes isopièzes sont des courbes équipotentiellles pour les particules liquides, ils correspondent à des courbes d'égales côtes de la surface piézométriques. Les lignes de courant sont perpendiculaires aux courbes équipotentiellles qu'elles recoupernt. Elles matérialisent les trajectoires empreintées par l'eau souterraine lors de sa circulation.

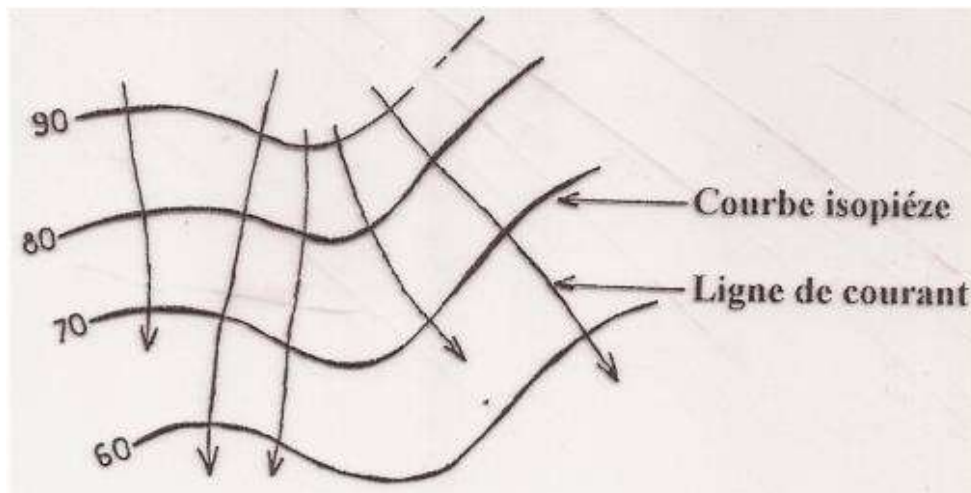


Figure 18 : Tracé des lignes de courant

2.3 – Interprétation des cartes piézométriques

La surface piézométrique des nappes libres est représentée par des courbes de niveaux dits isopièzes (comme pour quelque surface topographique), c'est à dire des courbes d'égale altitude (côte NGM par exemple) de son toit. Pour les nappes captives, l'approche est identique, il faut simplement observer dans ce cas que la surface piézométrique ne coïncide plus, comme dans la

nappe libre avec le toit de la nappe, du fait de la mise en pression de l'eau par le couvercle imperméable. La surface piézométrique est située au dessus de ce couvercle imperméable.

a) Sens d'écoulement de la nappe

Les lignes de courant indiquent le sens d'écoulement général de la nappe, qui se fait de l'amont (fort potentiel hydraulique) vers l'aval (faible potentiel hydraulique). Le tracé des lignes de courant permet également d'identifier deux axes principaux de la surface piézométrique :

- L'axe de drainage : c'est un axe de convergence des lignes de courant ; il matérialise un secteur d'écoulement privilégié de la nappe (secteur riche en eau).
- L'axe de partage des écoulements souterrains : c'est un axe à partir duquel les lignes de courant divergent ; il matérialise un secteur défavorable de la nappe. Cet axe constitue aussi une limite d'un sous bassin hydrogéologique.

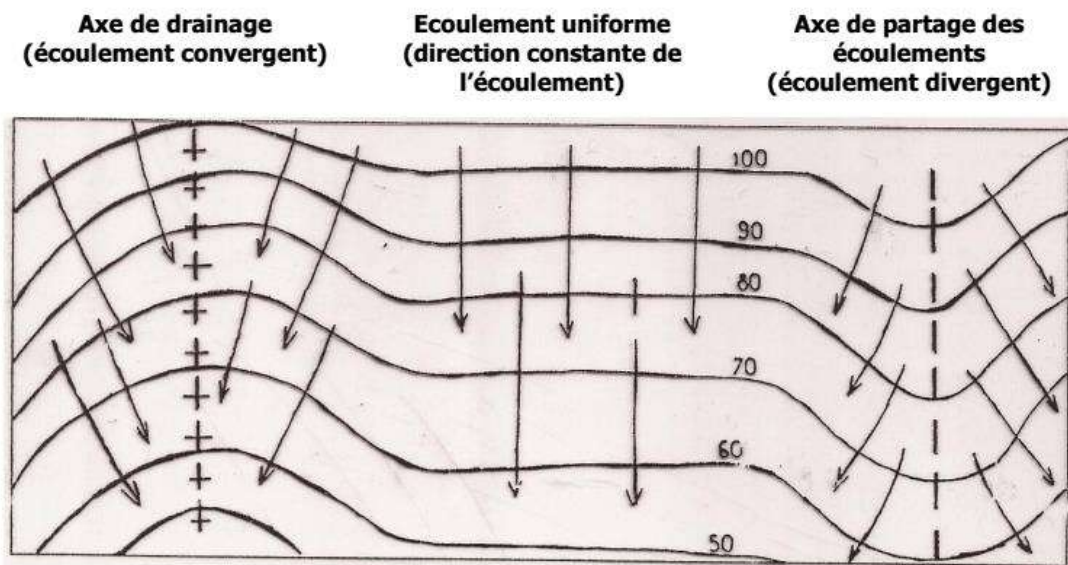


Figure 19 : Sens d'écoulement de la nappe

b) Calcul du gradient hydraulique

Le calcul du gradient hydraulique est très utile pour la compréhension du fonctionnement de la

nappe. Il se calcule le long d'une ligne de courant, et il est égal au rapport de l'équidistance des courbes isopièzes à la distance entre isopièzes à l'échelle : $i = (h_1 - h_2 / l) * 100$

L'espacement des courbes isopièzes renseigne immédiatement et visuellement sur la valeur du

gradient. Plus les courbes sont serrées, plus le gradient est élevé et inversement. D'après la

relation de Darcy ($Q = T \cdot i \cdot L$), le gradient hydraulique est inversement proportionnel à la Transmissivité ($K \times e$) de la nappe. Les secteurs de faible gradient hydraulique sur une carte piézométrique sont les plus intéressants sur le plan de la productivité, et par conséquent les plus favorables pour l'implantation des ouvrages d'exploitation.

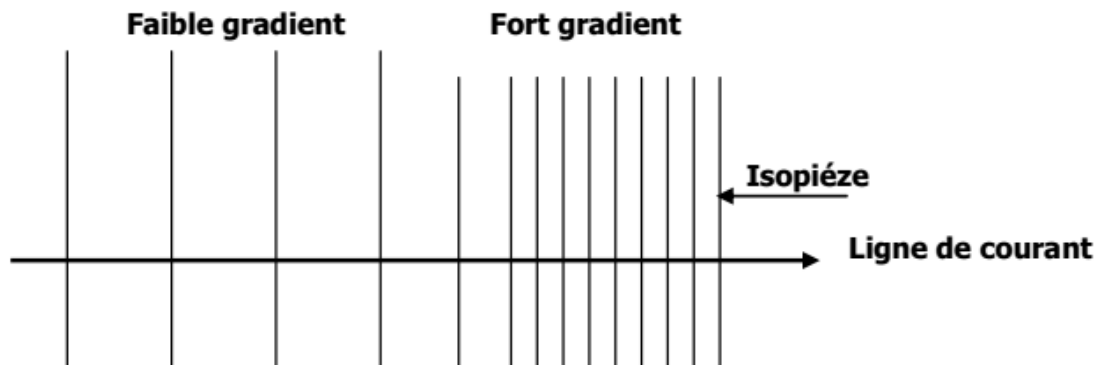
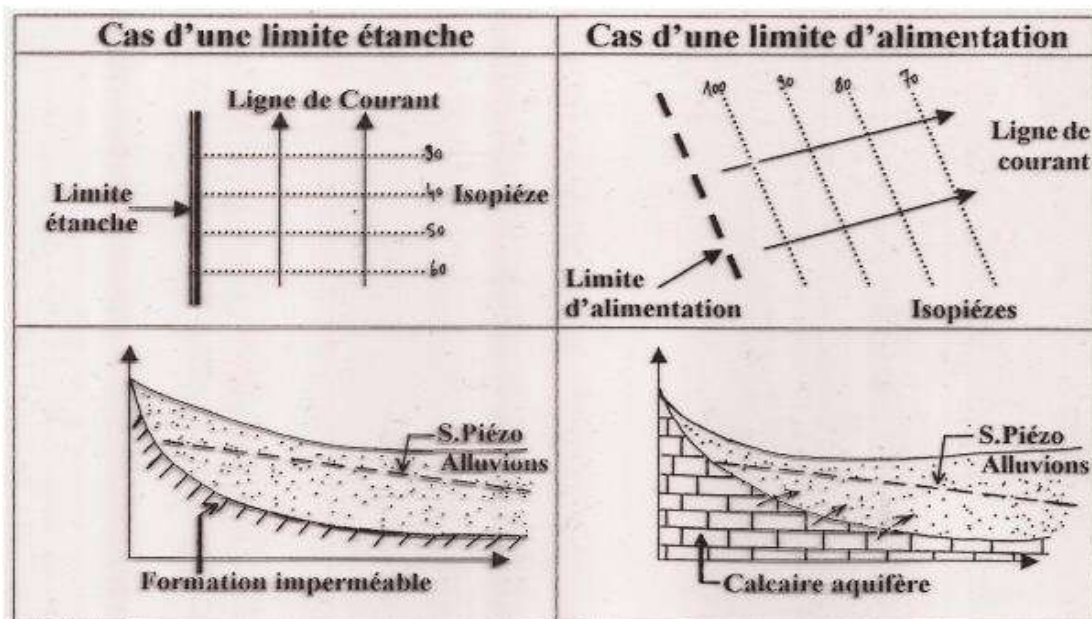


Figure 20 : Gradient hydraulique

c) Conditions aux limites

L'analyse de l'allure des courbes piézométriques et des conditions géologiques locales permet d'identifier les zones d'alimentation et de drainage de la nappe. Ainsi, si les isopièzes sont perpendiculaires aux limites de l'aquifère, elles identifient une limite étanche. Par contre, si les isopièzes sont obliques ou parallèles aux limites de l'aquifère, elles identifient une limite d'alimentation ou de décharge de la nappe suivant le sens d'écoulement.



Loin des limites de l'aquifère, si les courbes isopièzes sont fermées elles identifient, selon le sens d'écoulement de l'eau souterraine, des zones d'alimentation localisées (dômes piézométriques), ou de drainage (dépressions piézométriques)

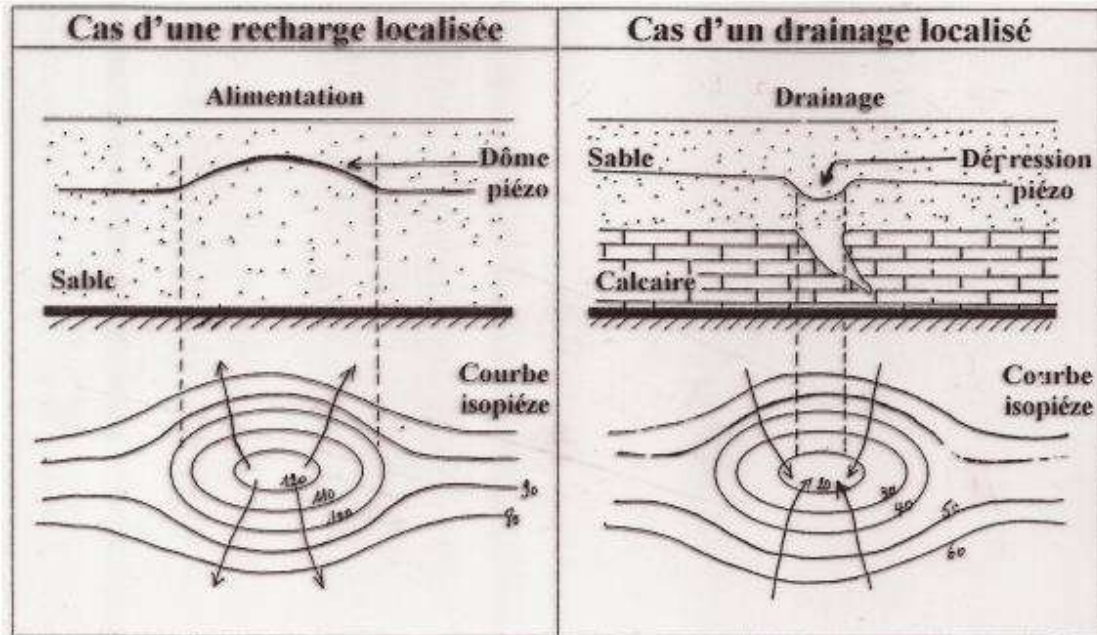


Figure 30 : Conditions aux limites

d) Relations hydrauliques nappe – cours d'eau

Entre un aquifère et le cours d'eau qui le traverse peuvent exister des relations hydrauliques de drainage ou d'alimentation de la nappe par le cours d'eau.

Le drainage de la nappe par le cours d'eau est fréquent en période d'étiage. Les eaux de la nappe s'écoulent vers le cours d'eau et sortent au niveau des sources situées dans son lit.

La surface piézométrique de la nappe se situe à une cote supérieure à celle du cours d'eau.

Les isopièzes dessinent des arcs de cercle à concavité orientée vers l'aval hydraulique de la nappe. Les lignes de courant convergent vers le cours d'eau. Le cours d'eau peut à son tour alimenter la nappe pendant la période de crue. Dans ce cas, les lignes de courant divergent de la rivière vers la nappe et la concavité des isopièzes est orientée vers l'amont hydraulique de la nappe. Le niveau de l'eau dans le cours d'eau se trouve à une cote supérieure à celle de la nappe.

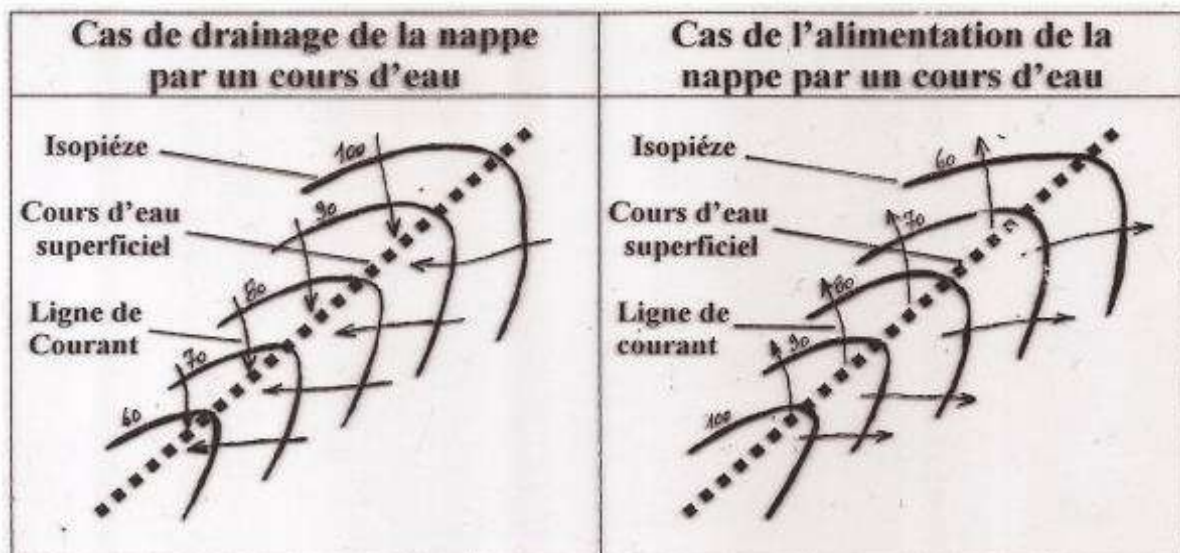


Figure 31 : Relations hydrauliques nappe – cours d'eau

e) Suivis piézométriques

Dans une grande partie des bassins hydrogéologiques certains points d'eau sont suivis régulièrement (mesures mensuelles à bimensuelles). Ces mesures visent à se faire une idée précise à travers toute la nappe sur les fluctuations du niveau piézométrique à l'échelle saisonnière et à l'échelle pluriannuelle. Ce suivi permet par exemple de visualiser en continu :

- le temps de réponse de la nappe aux apports pluvieux
- les conséquences à long terme de l'exploitation d'un champ captant
- les conséquences d'une longue période de sécheresse
- les conséquences d'un apport extérieur (irrigation par l'eau d'un barrage)

CHAPITRE V - LOI FONDAMENTALE DE L'ÉCOULEMENT SOUTERRAIN

La fonction **conduite** d'un aquifère permet le **transport** de l'eau souterraine et la **transmission**

des influences. Elle est imposée par la **structure** de l'aquifère : paramètres géométriques et hydrodynamiques. Seule l'eau souterraine **gravitaire** participe à l'écoulement et est soumise aux

lois de l'hydrodynamique souterraine.

I - LOI DE DARCY

1.1 – Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral

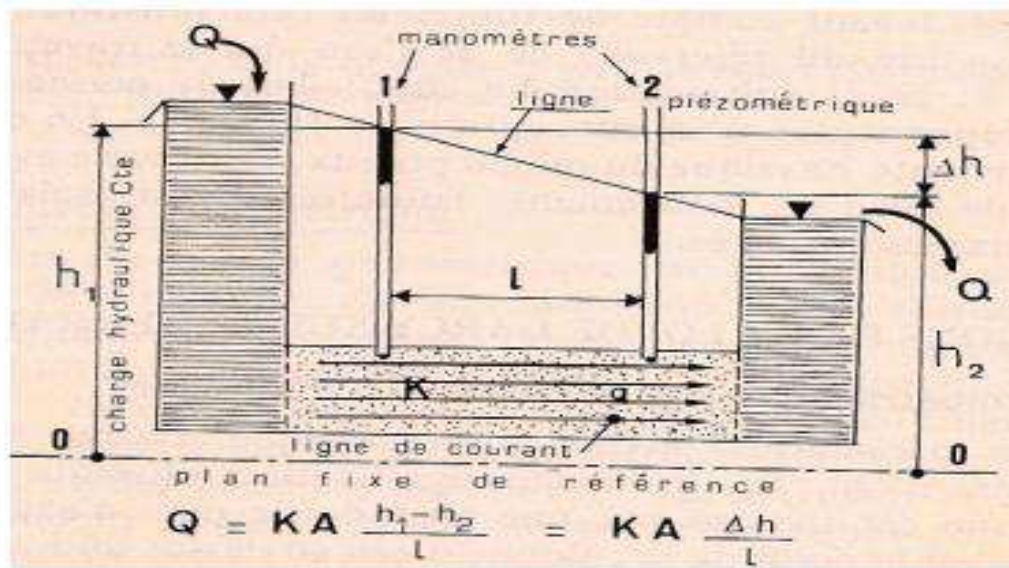


Figure 32 : Dispositif expérimental de DARCY

1.2 - Enoncé de la loi

La base fondamentale du calcul des quantités d'eau souterraine ou débit d'une nappe, par **l'hydrodynamique souterraine** est loi expérimentale de **DARCY** (1856) qui a montré que :

le volume d'eau Q en m^3/s , filtrant dans la colonne de sable de longueur l en m , à travers la section

A en m^2 , est fonction d'un coefficient de proportionnalité K en m/s , caractéristique de la formation

et de la perte de charge par unité de longueur du cylindre $\Delta h/l$ sans dimension. Le terme K est

appelé coefficient de perméabilité. Il a la dimension d'une vitesse. Il matérialise la **fonction circulation** de l'eau souterraine.

$$Q \text{ (m}^3\text{/s)} = K \text{ (m/s)} \cdot A \text{ (m}^2\text{)} \cdot \Delta h/l$$

$$\Delta h/l = i \text{ d'où } \underline{Q = K \cdot A \cdot i}$$

Q = débit d'eau en m^3/s
 K = coefficient de perméabilité en m/s
 A = section de la colonne de sable en m^2
 Δh = différence de charge hydraulique en m
 l = longueur de la colonne de sable en m
 $\Delta h/l = i$ = gradient hydraulique

1.3 - Conditions de validité

La **loi de DARCY** est établie par des expériences de laboratoire répondant à des conditions très

strictes. Quatre conditions doivent être respectées pour que la loi soit applicable : la **continuité**,

l'**isotropie**, l'**homogénéité** du réservoir et l'**écoulement laminaire**.

- La **continuité** est la caractéristique d'un milieu **perméable** ayant des vides **interconnectés**

dans le sens de l'écoulement. Exemple : sable, grès, alluvions, graviers, calcaire avec des microfissures...

- L'**isotropie** se dit d'un milieu dans lequel les caractéristiques physiques (granulométrie en particulier) sont constantes dans les **trois directions de l'espace**. Dans le cas contraire, le milieu est dit **anisotrope** ;

- Un milieu est dit **homogène** lorsque ses caractéristiques physiques sont constantes en tous points dans le **sens de l'écoulement**. Dans le cas contraire, le milieu est dit **hétérogène**.

- Un écoulement **laminaire** est caractérisé par des **lignes de courant** continues, rectilignes,

individualisées et occupant entre elles la même position relative. La **vitesse de l'écoulement**

de l'eau est constante et elle est inférieure à la vitesse critique au delà de laquelle apparaît l'écoulement **turbulent** (perte de charge non proportionnelle au débit).

Rappel : la limite d'un écoulement laminaire est définie par le nombre de **REYNOLDS** en milieu

poreux. **Re** est un **rapport** des forces **d'inertie** aux forces de **viscosité**. Dans un écoulement

laminaire, les forces de frottement sont très importantes par rapport aux forces d'inerties, d'où un

Re petit. Contrairement pour les écoulements turbulents.

$$\text{Le nombre de Reynolds } Re = \frac{V \cdot D \cdot \rho}{\gamma}$$

V = vitesse (m/s)
D = diamètre (m)
ρ = masse volumique
γ = viscosité

Les conditions de validité de la loi de Darcy peuvent paraître **très restrictives** si on considère les

nombreuses variations lithologiques des formations hydrogéologiques (stratification, passage latéral de faciès, schistosité...). Mais en réalité les cas où la loi de Darcy n'est pas applicable sont

limités aux formations très hétérogènes, aux réseaux karstiques et lorsque la vitesse

d'écoulement
est très élevée.

II – PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES

2.1 – Perméabilité

La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. Elle exprime la résistance du milieu à l'écoulement de l'eau qui la traverse.

Elle est mesurée par deux paramètres : le coefficient de perméabilité et la perméabilité intrinsèque

a) Coefficient de perméabilité

Ce coefficient noté K , est défini par la loi de **Darcy** : $K = Q / A \cdot i$. Il a la dimension d'une **vitesse** et s'exprime en m/s. Tous les matériaux conduisent l'eau à des degrés divers. Les valeurs

du coefficient de perméabilité s'échelonnent de **10 à 1. 10⁻¹¹ m/s** et par convention on peut distinguer trois types de formations :

- formations **perméables** : $K > 1. 10^{-4}$ m/s. Exemple : Gravier, sable grossier...
- formations **semi-perméables** : $1. 10^{-4} > K > 1. 10^{-9}$ m²/s. Exemple : sable argileux, sable fin
- formations **impermeables** : $K < 1. 10^{-9}$ m²/s. Exemple : argile.

K (m/s)		10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹	
Granulométrie	Homogène	Gravier pur			Sable pur		Sable très fin			Silt		Argile			
	Variée	Gravier gros et moyen		Gravier et sable		Sables et argiles - Limons						-			
Degrés de perméabilité		Très bonne - Bonne					Mauvaise					Nulle			
Types de formations		Perméables					Semi-Perméable					Imperméable			

a) Perméabilité intrinsèque

C'est le paramètre qui caractérise la perméabilité propre de la formation aquifère indépendamment des caractéristiques du fluide. Cette perméabilité **géométrique** notée k , dépend des caractéristiques **granulométriques** du terrain (diamètre efficace, surface des grains et porosité efficace) et s'exprime en **m²** ou en **darcy**.

$$k \text{ (cm}^2\text{)} = A \cdot d_{10}^2 \text{ (cm)}$$

k = perméabilité intrinsèque
 A = facteur de forme = 100 en général
 d₁₀ = diamètre efficace des grains

La perméabilité intrinsèque est liée au coefficient de perméabilité par la relation :

$$K = k \cdot \frac{\gamma}{\mu}$$

K = coefficient de perméabilité
 k = perméabilité intrinsèque
 γ = poids volumique de l'eau = ρg
 μ = viscosité dynamique de l'eau

- La viscosité dynamique μ **diminue** rapidement avec la **température**.
- Le coefficient de perméabilité **K** est fonction inverse de μ, et **croît** avec la température.

Une

conséquence est l'accroissement de K avec la profondeur (effet du gradient géothermique).

- La détermination du coefficient de perméabilité K se fait à la température conventionnelle de

20°C.

- En **hydrogéologie**, on n'admet généralement que **K = k**.

2.2 - Transmissivité

La **production** d'un captage dans un aquifère est fonction de son coefficient de perméabilité K et

de son épaisseur e. C'est pourquoi un nouveau paramètre, la transmissivité, notée T a été créée.

Elle évalue la **fonction conduite** de l'aquifère.

$$T \text{ (m}^2\text{/s)} = K \text{ (m/s)} * e \text{ (m)}.$$

L'expression de la **loi de DARCY** $Q = K * A * i$ devient avec ($A = e * L$) :

$$Q = T * L * i \quad \text{d'où} \quad T = Q / L * i$$

- La transmissivité est **inversement proportionnelle** au gradient hydraulique i de la nappe.
- Incluant l'épaisseur de l'aquifère, la transmissivité permet de représenter sur des cartes, les zones de **productivité**.
- La transmissivité est mesurée sur le terrain par des **pompages d'essai** de longue durée.
- La transmissivité varie généralement entre 1.10^{-4} et 1.10^{-2} m²/s pour les milieux poreux et 1.10^{-2} et 1.10^{-1} m²/s pour les milieux fissurés.

2.3 - Diffusivité

La diffusivité D d'un aquifère est le rapport de la transmissivité par le coefficient d'emmagasinement. Elle s'exprime en m^2/s et elle régit la **propagation d'influences** dans l'aquifère (variation de la charge hydraulique ou de pression, transmission de pollution..).

Elle est

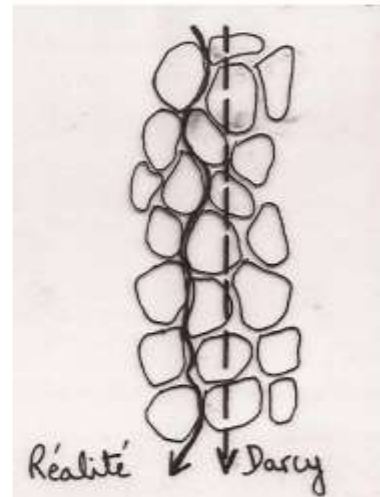
beaucoup plus importante dans les nappes captives (S faible) que dans les nappes libres (S fort).

$$\text{La diffusivité } D (m^2/s) = \frac{T (m^2/s)}{S}$$

2.4 – Vitesses d'écoulement de l'eau dans une nappe

L'hydrodynamique souterraine, dont la base est la loi de DARCY, considère que l'écoulement à travers un milieu homogène et continu, s'effectue selon des **trajectoires rectilignes**, indépendantes de la structure microscopique du réservoir. Le trajet de la droite moyenne (ligne de courant) passe indifféremment à travers les grains et les pores.

L'hydrodynamique souterraine permet de calculer deux types de vitesses :



a) Vitesse de filtration V_f

La vitesse de filtration V calculée par DARCY se rapporte à la section totale (A) de l'écoulement. Elle n'a pas de réalité physique.

$$V_f (m/s) = Q/A = K * i$$

Exemple Soit le débit d'une nappe $Q = 1 m^3/s$ et la section totale $A = 0.2 km^2$
 $V_f = Q/A = 1/200\ 000 = 5 \cdot 10^{-6} m/s = 158 m/an$

b) Vitesse effective V_e

Dans une nappe seule l'eau gravitaire se déplace entre les grains de la formation. La surface efficace de l'écoulement est ainsi réduite aux vides ménagés par le corps solide (grains + eau de rétention) et dépend donc de la porosité efficace n_e . L'expression de la loi de DARCY corrigée, rapportée à la section efficace pour le calcul de la vitesse effective V_e est donc :

$$V_e \text{ (m/s)} = \frac{V_f}{n_e} = \frac{Q}{A \cdot n_e} = \frac{K \cdot i}{n_e}$$

La section efficace de l'écoulement est plus petite que la section totale A. Donc à débit constant, la vitesse effective V_e est plus grande que la vitesse de filtration V_f . La vitesse effective se rapproche de la vitesse réelle de déplacement de l'eau mesurée sur le terrain par les techniques de traçage.

Exemple Données identiques à celles de l'exemple précédent + $n_e = 10 \%$
 $V_e = V_f / n_e = 5 \cdot 10^{-6} / 0.1 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} = 1.6 \text{ km/an} = 10 \cdot V_f$

NB : Le calcul de la vitesse effective est très important pour le calcul du temps de transfert d'une pollution entre deux points de la nappe.

2.5 – Coefficient d'Emmagasinement

a – Définition

Le coefficient d'emmagasinement noté S , sans dimension est le volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface de l'aquifère (1 m^2), suite à une variation unitaire de la charge

hydraulique Δh . Ce coefficient représente la **fonction capacitive** du réservoir qui se caractérise

par le **stockage** ou la **libération** de l'eau souterraine. Il s'exprime en % et il est déterminé sur le

terrain par les pompages d'essai.

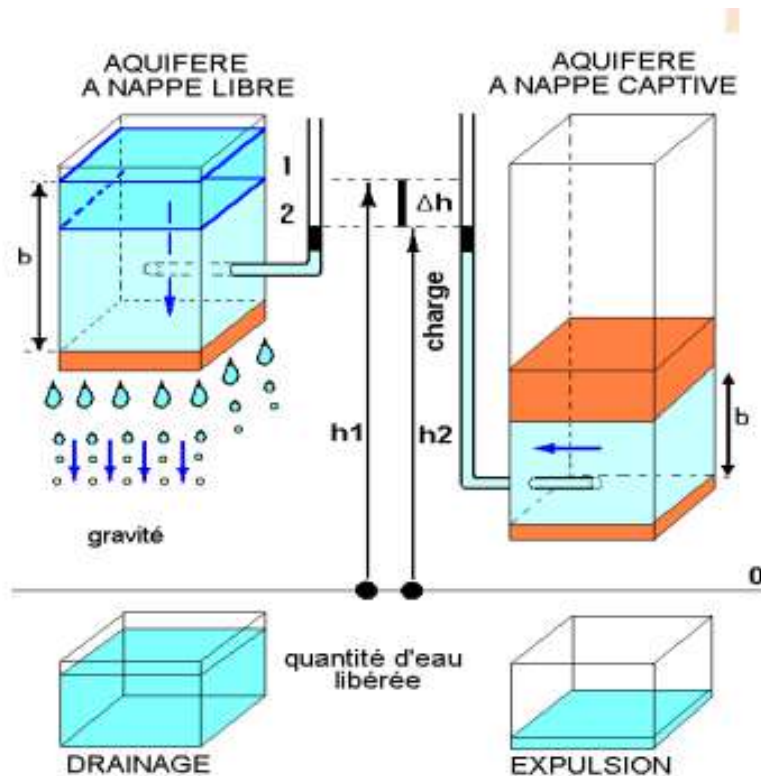


Figure 33 : Variation de charge et volume d'eau libérée

b - Cas des nappes libres

Dans le cas d'une nappe libre, le coefficient d'emmagasinement correspond à la quantité d'eau

gravifique libérée sous l'action de la force de la pesanteur. Il est assimilable à la **porosité efficace** et varie généralement entre 1 et 25 %. La libération de l'eau dans une nappe libre s'explique par le remplacement d'une partie de l'eau contenue entre les grains par de l'air.

c - Cas des nappes captives

Dans le cas d'une nappe captive, l'air n'a pas accès à l'aquifère. Le coefficient d'emmagasinement

correspond aux volumes d'eau extraits par **décompression** de la formation aquifère (détente de

l'eau et déformation de la roche aquifère). Les modules d'élasticité étant faibles, le volume d'eau

libéré est beaucoup plus petit à caractéristiques égales que dans les nappes libres. Il varie généralement entre $1 \cdot 10^{-4}$ et $1 \cdot 10^{-3}$ (0.01 % et 0.1 %). La dilatation de l'eau est insuffisante pour justifier le volume d'eau extrait d'une nappe captive, pour une variation donnée du rabattement. Il faut y ajouter le **tassement** de l'aquifère.

Cet effet S peut avoir des conséquences **géotechniques** graves. Exemple : le tassement

correspond à un affaissement du sol et une dénivellation même minime peut provoquer des **fissures** dans un bâtiment, dont une partie reposerait sur une roche incompressible. Outre les dommages causés aux bâtiments et autres, on peut parfois constater la réactivation de **glissements de terrain**.

III- DETERMINATION DU COEFFICIENT DE PERMEABILITE

Dans ce paragraphe, nous ne mentionnerons que les méthodes utilisées en laboratoire. Il faut

garder à l'esprit que ces méthodes ne permettent pas de mesurer correctement la perméabilité

de l'ensemble des terrains. Pour estimer la perméabilité d'un terrain dans son ensemble, des méthodes *in situ* (notamment essai de pompage) sont utilisées.

Pour estimer ou mesurer la perméabilité au laboratoire, il est nécessaire de prélever un échantillon de terrain. Cet échantillon, de petite taille, ne sera pas représentatif de l'ensemble

de l'aquifère :

- Les caractéristiques du terrain seront modifiées du fait de l'échantillonnage ;
- L'échantillon ne permettra pas de prendre en compte les variations de perméabilité dues aux failles ;
- L'aquifère sera en général prélevé à l'affleurement (où le terrain est modifié par l'altération). Pour constituer un échantillon caractéristique, il faudrait faire des prélèvements à différents niveaux de l'aquifère, ce qui est difficilement réalisable et serait coûteux ;
- L'échantillon ne se trouvera pas dans les conditions de pression, de forces adjacentes et de température qui étaient primitivement les siennes et qui sont difficilement évaluables.

Ces techniques de mesures ou d'estimation de la perméabilité en laboratoire sont en fait plus utilisées par les mécaniciens des sols que par les hydrogéologues (en effet si l'on travaille sur des sols remaniés, comme le sont les échantillons, l'ordre de grandeur de la perméabilité fourni peut être acceptable).

Estimation de la perméabilité

La perméabilité au laboratoire peut être estimée à partir de la granulométrie (relation de **Hazen** citée plus haut ou relation de **Casagrande**) dans le cas d'une roche meuble :

Relation de Casagrande :

Pour des sols à gros éléments ($> 1 \text{ mm}$) dont les grains sont supposés cubiques, on peut exprimer la perméabilité en fonction de l'indice des vides e :

$$K = 1,4 K_{0,85} \cdot e^2$$

$K_{0,85}$ est la perméabilité pour $e = 0.85$. Il suffit donc de déterminer la perméabilité correspondant à une valeur arbitraire de e et on obtient les valeurs de K correspondant à d'autres valeurs de e au moyen de l'équation.

Ces relations ne tiennent pas compte de la forme des grains. Elles ne doivent être utilisées que

pour les cas précis pour lesquels elles ont été définies. Dans la pratique, elles sont inutilisables pour les terrains naturels qui ont des structures différentes et plus complexes que les sols étudiés.

Perméamètres

La perméabilité peut être également mesurée au moyen d'un perméamètre sur un échantillon de terrain.

a) Perméamètre à charge constante est utilisé surtout pour les matériaux granulaires

comme les sables. Dans le perméamètre à charge constante on maintient une différence de charge constante entre l'entrée et la sortie. Il s'agit de mesurer le volume d'eau qui s'écoule dans un intervalle de temps à travers l'échantillon. La conductivité est déterminée par la loi de Darcy :

$$Q = KA \frac{dh}{dl}$$

À partir de laquelle on écrit une expression pour la conductivité hydraulique

$$K = \frac{VL}{At\Delta h}$$

Si on exprime le débit Q comme étant le volume d'eau V qui s'écoule dans le système dans un temps t , si la perte de charge à travers un échantillon de longueur L est égale à Δh , et si A est l'aire d'une section normale à l'écoulement, alors la conductivité hydraulique peut être directement déduite de la loi de Darcy et est

$$K = \frac{Qdl}{Adh}$$

Pour l'essai en perméamètre, il est important que le gradient hydraulique soit aussi près que possible des valeurs de terrain. La différence de charge Δh ne devrait pas excéder la demie de la longueur de l'échantillon. Avec des gradients plus élevés, l'essai est plus court mais il peut y avoir écoulement turbulent et la loi de Darcy n'est plus valide.

L'alimentation du système par le bas est recommandable pour chasser du système des bulles d'air qui auraient pu être entraînées par l'écoulement. Un gradient trop fort vers le haut peut aussi créer des situations de boulangage (sables mouvants) qui ne sont plus représentatives des conditions de terrain.

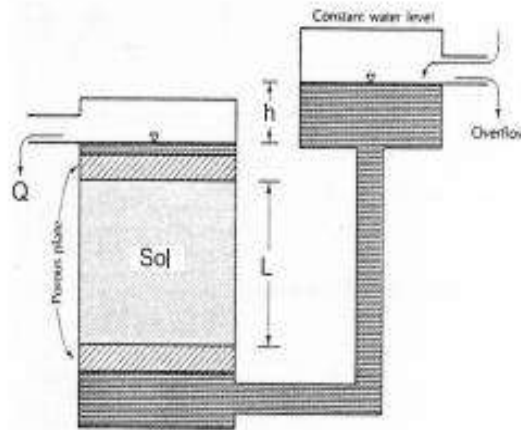


Figure 34 : Perméamètre à charge constante

b) Perméamètre à charge variable Est utilisé pour les matériaux cohésifs de plus faible

conductivité hydraulique (silt, argile, till). A cause des faibles débits et la durée très longue des essais, on essaie de déterminer avec précision les changements de volumes et de niveau en fonction du temps dans un tube plus petit qui alimente le perméamètre. On note au début de l'essai la charge hydraulique initiale h_0 . Après un intervalle de temps donné (qui peut être de plusieurs heures), on mesure encore le niveau d'eau h . Il faut mesurer le diamètre intérieur, d_t , du tube d'alimentation, le diamètre d_c de l'échantillon et la longueur L de l'échantillon. On calcule la conductivité hydraulique à l'aide de la formule suivante :

$$K = \frac{d_t^2 L}{d_c^2 t} \ln \frac{h_0}{h}$$

Dans les essais au perméamètre, il est important que l'échantillon soit complètement saturé. La présence de bulles d'air piégées dans le milieu poreux réduit la conductivité hydraulique.

L'échantillon doit aussi être en contact étroit avec les parois pour ne pas laisser un chemin préférentiel qui augmentera artificiellement la valeur de K .

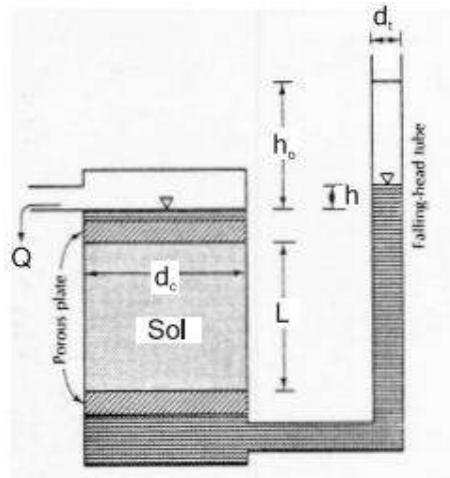


Figure 35 : Perméamètre à charge variable

c) Perméabilité équivalente des couches superposées

La perméabilité K dépend du matériau. Supposons un matériau anisotrope formé par la superposition de couches horizontales d'épaisseur e_i et de perméabilité K_i ; l'écoulement se fait à la vitesse V qui peut être décomposée en $V_H + V_V$.

- Perméabilité équivalente horizontale

A travers chaque strate s'écoule un débit :

$$q_i = K_i (e_i l) \frac{\Delta H}{\Delta L}$$

Le débit total est donc

$$Q = \sum_{i=1}^n q_i = \sum_{i=1}^n K_i (e_i l) \frac{\Delta H}{\Delta L} = \frac{\Delta H}{\Delta L} \sum_{i=1}^n (K_i e_i)$$

mais le débit total peut également s'écrire :

$$Q = K_H \frac{\Delta H}{\Delta L} \sum_{i=1}^n (e_i l)$$

Donc

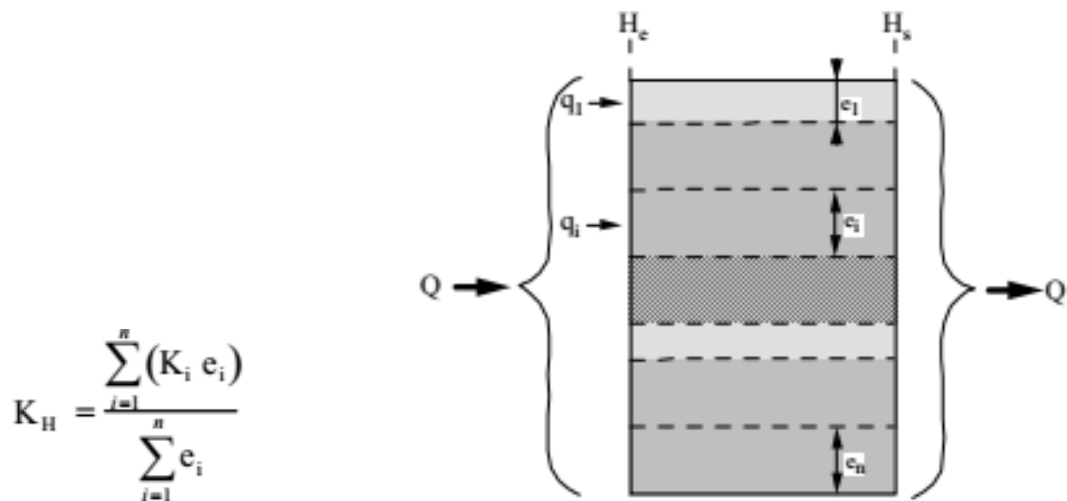


Figure 36 : Perméabilité équivalente horizontale

- Perméabilité équivalente verticale

Le débit vertical qui passe à travers l'ensemble des couches:

$$Q = S K_v I = S K_v \frac{(H_0 - H_n)}{\sum e_i}$$

est également le débit qui passe au travers de chaque couche. On peut également écrire

$$Q = S K_i I_i = S K_i \frac{(H_{i-1} - H_i)}{e_i}$$

H_{i-1} et H_i étant la charge hydraulique respectivement au sommet et à la base de la couche i .

Or

$$H_0 - H_n = \sum_{i=1}^n (H_{i-1} - H_i)$$

Donc

$$\frac{Q \sum_{i=1}^n e_i}{S K_v} = \sum_{i=1}^n \frac{Q e_i}{S K_i}$$

Soit

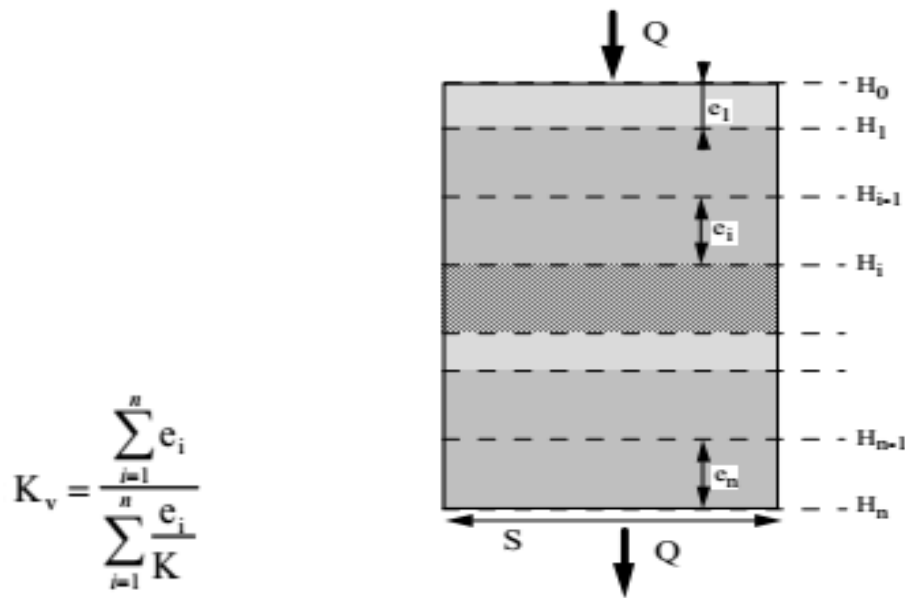


Figure 37 : Perméabilité équivalente verticale

CHAP. VI - EQUATION FONDAMENTALE DE DIFFUSIVITE EN MILIEUX POREUX

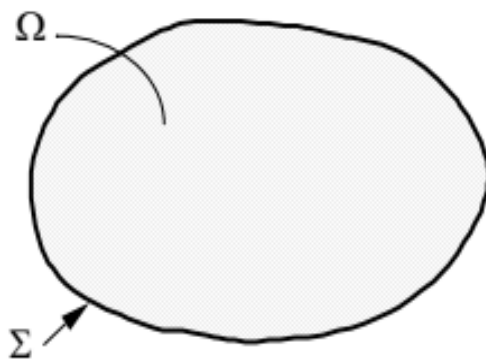
On se propose d'établir une relation qui permette de décrire le mouvement d'une particule d'eau en fonction de sa position, du temps, des caractéristiques physiques du fluide et de l'encaissant (le terrain).

On dispose de 3 types de relations :

* les équations d'état isotherme du fluide

$$\rho = \rho_0 e^{\beta(p - p_0)} \quad \beta : \text{coefficient de compressibilité du fluide [M}^{-1} \text{ L T}^2]$$

* L'équation de continuité ("rien ne se perd, rien de se crée")



Ω : volume de frontière Σ

M : masse du fluide

n : porosité

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \iiint_{\Omega} \frac{\partial \rho n}{\partial t} d\Omega$$

$$\text{div}(\rho \cdot \vec{V}_D) + \frac{\partial(\rho \cdot n)}{\partial t} + \rho q = 0$$

***Les équations de la dynamique ($\vec{F} = m\vec{\gamma}$)**

Les équations de la dynamique se traduisent pour les fluides visqueux, dont les coefficients de viscosité sont supposés constants, en équation de Navier Stokes.

A partir de ces 3 types d'équations on peut établir l'équation de diffusivité

I- Equation de diffusivité

$$\text{div}(\overrightarrow{K \text{ grad}(H)}) = S_s \frac{\partial H}{\partial t} + q$$

S_s : coefficient d'emménagement spécifique

S : coefficient d'emménagement (S : storage)

Si la perméabilité horizontale est constante sur l'épaisseur de la nappe :

$$S = \int_{\text{substratum}}^{\text{toit}} S_s \cdot dz$$

$$\text{div}(\overrightarrow{T \text{ grad}(H)}) = S \frac{\partial H}{\partial t} + Q$$

$Q > 0$ débit prélevé par unité de surface de la nappe

$Q < 0$ débit injecté par unité de surface de la nappe (donc en m/s) : par exemple pluie

Si T est isotrope l'équation devient

$$\boxed{\nabla^2 H = \frac{S}{T} \frac{\partial H}{\partial t} \left(+ \frac{Q}{T} \right)}$$

qui est la forme de l'équation de diffusivité que nous utiliserons dans la suite.

En régime permanent l'équation devient :

$$\boxed{\nabla^2 H = 0}$$

En régime permanent ou pour une nappe captive en régime transitoire à condition que S et T

soient constants et les CL, l'équation de diffusivité est linéaire en h .

Dans ces cas, si D est un domaine d'intégration donné de l'équation de diffusivité, muni de conditions aux limites et initiales, on démontre, que si h vérifie ces conditions aux limites et

si h vérifie l'équation de diffusivité, h est, en général, la solution unique du problème (en régime permanent ou transitoire).

Un des ouvrages le plus fréquent en hydraulique souterraine consiste en un puits atteignant un

aquifère. Ces puits permettent de prélever un débit Q constant ou variable dans la nappe (ou une partie de la nappe) ainsi atteinte.

Pour connaître les caractéristiques hydrauliques des réservoirs il est fréquent d'effectuer des "pompages d'essais" qui consiste à enregistrer les variations de la charge hydraulique (ou du débit) au puits et dans des piézomètres proches du puits en fonction du temps. Ces variations

sont interprétées selon différents modèles théoriques de comportement. Dans ce qui suit nous

présentons quelques-uns de ces modèles.

II- EQUATION DE DIFFUSIVITE EN COORDONNEES RADIALES

En coordonnées radiales l'équation de diffusivité s'écrit :

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial H}{\partial r} \right) + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial H}{\partial t}$$

a) Solution de Theis

Theis a proposé une solution à cette équation dans le cas d'un milieu infini, homogène et isotrope de transmissivité constante dans le temps et dans l'espace (nappe captive ou nappe libre peu rabatue), d'un forage captant la nappe sur toute son épaisseur d'une injection ou d'un pompage à débit constant, dans un puits infiniment petit :

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W(u) = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-y}}{y} dy \text{ avec } u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$$

t : temps

r : distance radiale à partir du centre du puits

s : rabattement de la nappe (différence entre le niveau piézométrique initial de la nappe et son

niveau après un temps t de pompage, observée à la distance r du puits)

Q : débit de pompage

T : Transmissivité (produit de la perméabilité par l'épaisseur de la nappe)

S : coefficient d'emmagasinement

b) Solution de Jacob

Une solution approchée de l'équation précédente peut être proposée, la formule de Jacob :

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \ln\left(\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S \cdot r^2}\right)$$

Cette approximation reste valable pour des valeurs de u inférieures à 10^{-1} ; c'est-à-dire, en pratique, pour des temps de pompage long et à des distances proche du puits de pompage. En effet on peut écrire que :

$$\int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy \approx \int_u^\infty \left(\frac{1}{y} - 1 + \frac{y}{2} - \frac{y^2}{3!} + \frac{y^3}{4!} \dots \right) dy \approx -\gamma - \ln(u) - \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^n \cdot u^n}{n \cdot (n!)}$$

avec $\gamma = \lim_{n \rightarrow \infty} \left(1 + \frac{1}{2} + \frac{1}{3} + \dots + \frac{1}{n} - \ln n \right) \approx 0,5772156\dots$ constante d'Euler

pour des faibles valeurs de u on peut limiter le développement au 2ème ordre et écrire :

$$\int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} dy \approx -\gamma - \ln(u) \approx \ln\left(\frac{1}{u}\right) - 0,5772 \text{ ou encore}$$

$$s \approx \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \left[\ln\left(\frac{1}{u}\right) - 0,5772 \right] = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \ln\left(\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S \cdot r^2}\right) \text{ soit en } \log_{10} :$$

$$s \approx \frac{0,183 \cdot Q}{T} \log_{10}\left(\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S \cdot r^2}\right)$$

Remarques :

1. Les faibles valeurs de $u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$ correspondent à des temps de pompage longs ou à des points proches du puits (r faible)

2. Le terme $\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S}$ a les dimensions d'une longueur au carré. Si on pose

$$\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S} = L^2(t)$$

on peut écrire le rabattement sous la forme : $s \approx \frac{0,366 \cdot Q}{T} \log_{10}\left(\frac{L(t)}{r}\right)$ ce qui est proche de la formule de Dupuit.

On comprend aussi que cette notion de rayon d'action soit contestable, puisque ce rayon dépend du temps de pompage. Cependant comme les nappes ne sont jamais infinies il existe souvent une certaine distance à laquelle il existe une réalimentation de la nappe.

III- POMPAGE DESSAI

Un essai de pompage classique consiste à mesurer (dans le puits de pompage ou dans un piézomètre) les rabattements induits dans la nappe par un pompage de quelques heures (éventuellement plus long) afin de déterminer les paramètres hydrauliques de l'aquifère : S et

T (les autres paramètres Q, t et r étant a priori mesurés).

La solution de Theis est souvent représentée sous forme d'abaque dans des axes log-log, pour faciliter l'interprétation graphique des essais de pompage.

Des essais plus spécifiques sont utilisés dans des terrains de faible perméabilité. Les essais sont interprétés en comparant différents modèles théoriques aux essais réels et les propriétés des terrains investigués sont obtenus par calage des courbes théoriques aux courbes expérimentales. Les différents modèles théoriques correspondent à des géomodèles différents.

1- Interprétation graphique de la méthode de Theis

L'interprétation graphique du pompage consiste à ajuster la courbe expérimentale à la courbe théorique.

En effet :

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W(u)$$

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$$

Soit en log :

$$\log[W(u)] = \log s + \log\left(\frac{4 \cdot \pi \cdot T}{Q}\right)$$

$$\log u = -\log t + \log\left(\frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T}\right)$$

La courbe expérimentale $\log(s)$, $-\log(t)$ peut donc se déduire de la courbe théorique $\log [] W(u) \log(u)$ à 2 translations près :

- une translation de $\log\left(\frac{4 \cdot \pi \cdot T}{Q}\right)$ selon l'axe des x ou des s ou des W(u)

- une translation de $\log\left(\frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T}\right)$ selon l'axe t ou u

La valeur de la translation selon l'axe des x : $\log\left(\frac{4 \cdot \pi \cdot T}{Q}\right)$ permet d'en déduire la valeur de la transmissivité.

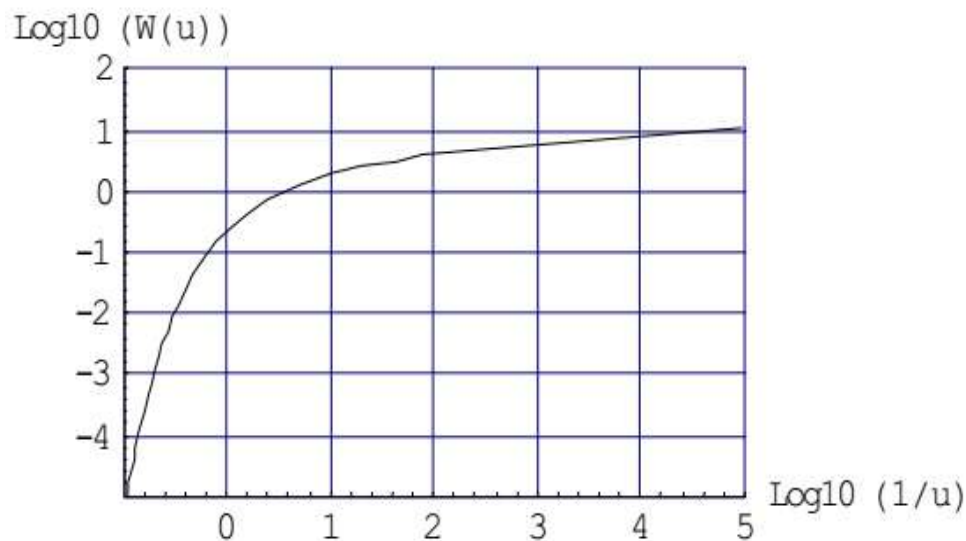
La translation selon l'axe y : $\log\left(\frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T}\right)$ par déduction permettra d'en déduire la valeur du coefficient d'emmagasinement S.

Après superposition des courbes, on choisit donc un point arbitraire pour lequel on note les coordonnées W(u), u de la courbe théorique et les coordonnées s, t de la courbe

expérimentale. L'introduction de ces valeurs dans les équations $s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} W(u)$ et

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$$

permet d'obtenir la valeur de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement.



Courbe théorique de Theis

2- Interprétation graphique de la méthode de Jacob

On peut tracer les rabattements en fonction du temps sur du papier semi-log. Les points

s'alignent selon une droite de pente $\frac{0,183 \cdot Q}{T}$. On peut donc en déduire la transmissivité.

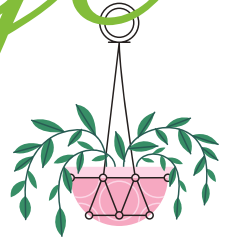
L'abscisse à l'origine $t_0 = \frac{S \cdot r^2}{2,25 \cdot T}$ permet d'en déduire le coefficient d'emmagasinement

$$\left(\text{quand } s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \ln \left(\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S \cdot r^2} \right) = 0 \Rightarrow \frac{2,25 \cdot T \cdot t}{S \cdot r^2} = 1 \right)$$

Remarque : les points correspondant à des temps courts sont mal alignés car ils correspondent

à des valeurs de $u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t} > 10^{-1}$. L'abscisse à l'origine permet d'en déduire S.

Bon courage



LIENS UTILES 🙌

Visiter :

1. <https://biologie-maroc.com>

- Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. <https://biologie-maroc.com/shop/>

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. <https://biologie-maroc.com/emploi/>

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

