



République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Abderrahmane Mira de Bejaia

Faculté de Technologie

Département des Mines et Géologie

Polycopié de Cours

Hydrogéologie

Cours et TP destinés aux étudiants de la deuxième année Licence (Génie Minier) du département des Mines et Géologie, Faculté de Technologie.

Réalisé par

Dr. BOUNAB Samia

Année 2021 – 2022

Préface

Préface

Ce document est un polycopié de cours du module « **Hydrogéologie** », destiné aux étudiants de la deuxième année licence Génie minier (S4) rattaché à la faculté de technologie de l'université A.Mira de Béjaia.

Le présent manuscrit est composé de cinq chapitres, nous définissons d'abord, dans chacun, les notions relatives au chapitre que nous illustrons par des exemples et des figures, ensuite nous proposons trois TP de cartographie (carte topographique+ carte piézométrique) qui permet d'approfondir les différentes notions du cours.

Le premier chapitre est consacré à l'hydrologie, nous traitons les notions de bases de l'hydrologie, le cycle de l'eau, les états et situations de l'eau, la notion du bassin versant et les différents paramètres du bilan hydrique.

le deuxième chapitre, englobe deux parties (deux chapitres suivant le programme ,Ch 2+ Ch 1), nous abordons dans la première partie les propriétés des aquifères , il s'agit:, de la morphologie et interconnexions des vides (pores et fissures), de la granulométrie, de la porosité et du coefficient d'emmagasinement, Dans la deuxième partie, on y trouve une description complète de l'écoulement d'un fluide en milieu poreux (la conductivité hydraulique, la vitesses d'écoulement de l'eau dans une nappe , la charge hydraulique, le gradient hydraulique, la transmissivité et la diffusivité).

Le troisième chapitre quant à lui est consacré à l'analyse de l'eau souterraine (origine et types d'eau souterraine) et à la description des réseaux d'écoulement et aux systèmes régionaux (description des systèmes aquifères).

Le quatrième chapitre est réservé dans sa première partie à l'étude du pompage d'essai dont le but de déterminer les propriétés hydrauliques des couches aquifères et de leurs épontes. Sa deuxième partie évoque les équations générales d'écoulement en régimes permanents et transitoires. (Ce chapitre englobe les chapitres 5 et 3suivant le programme mentionné en annexe).

Le cinquième chapitre présente les bases fondamentales de la géochimie des eaux souterraines, où nous abordons, les processus hydrogéochimiques, la composition chimique des eaux souterraines et les principaux critères de qualité de l'eau souterraine.

CHAPITRE 1 : NOTION D'HYDROLOGIE, BILANS ET ALIMENTATION DES NAPPES

1. Notion d-'hydrologie

1.1. Introduction

D'une façon très générale, l'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux. L'hydrologie au sens large regroupe :

- la climatologie, pour la partie aérienne du cycle de l'eau (précipitations, retour à l'atmosphère, transferts, *etc.*) ;
- l'hydrologie de surface au sens strict, pour les écoulements à la surface des continents ;
- l'hydrodynamique des milieux non saturés pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration, retour à l'atmosphère à partir des nappes, *etc.*) ;
- l'hydrodynamique souterraine (sens strict) pour les écoulements en milieux saturés.

L'hydrologie de surface est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents.

1.2. Aperçu sur les ressources en eau au niveau mondial :

Les réserves en eau disponibles à la surface du globe sont de l'ordre de 1386 millions Km³. Les mers et les océans constitués d'eau salée représentent 95 à 98 % du stock d'eau au niveau mondial, les 2 à 5 % restant sont répartis entre les autres grands réservoirs et constituent les seules réserves d'eau douce mondiale.

Les trois quart (75 %) d'eau douce constituent les glaciers, très peu accessibles et moins de 1 % de l'eau totale forme les eaux souterraines alors que moins de 0.01 % de l'eau forme les eaux de surface (Figure 1).

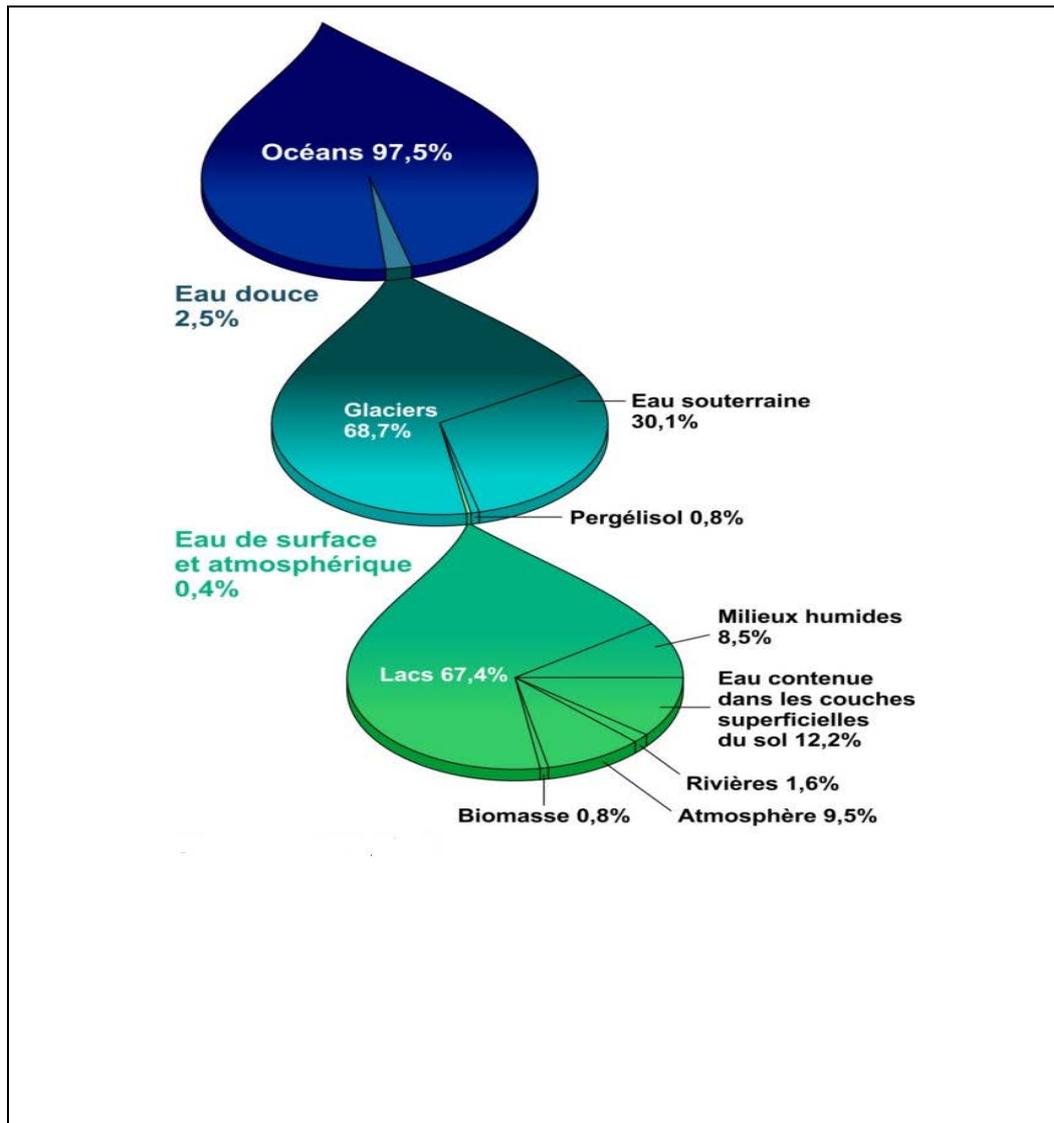


Figure 1 : Eau disponible (Eric Gilli, 2008).

2. Cycle de l'eau

Sur Terre, l'eau coexiste en trois phases: vapeur, liquide et solide. Le mouvement continu de l'eau sur, au-dessus et en-dessous de la surface de la Terre, décrit le **cycle de l'eau** (Figure 2). Le cycle de l'eau est un système en boucle fermée, sans point de départ spécifique, schématisé par le chemin que les molécules d'eau parcourent entre les différents réservoirs (**atmosphère, hydrosphère, biosphère et lithosphère**), grâce aux processus d'**évaporation**, de **condensation**, de **précipitation** et d'**écoulement**. Globalement, environ 61% de l'eau des précipitations s'évapore, 16% s'écoule en surface et rejoint les cours d'eau et 23% s'infiltre et alimente les nappes phréatiques.

Le cycle de l'eau, appelé aussi cycle hydrologique, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables (Laborde. 2000).

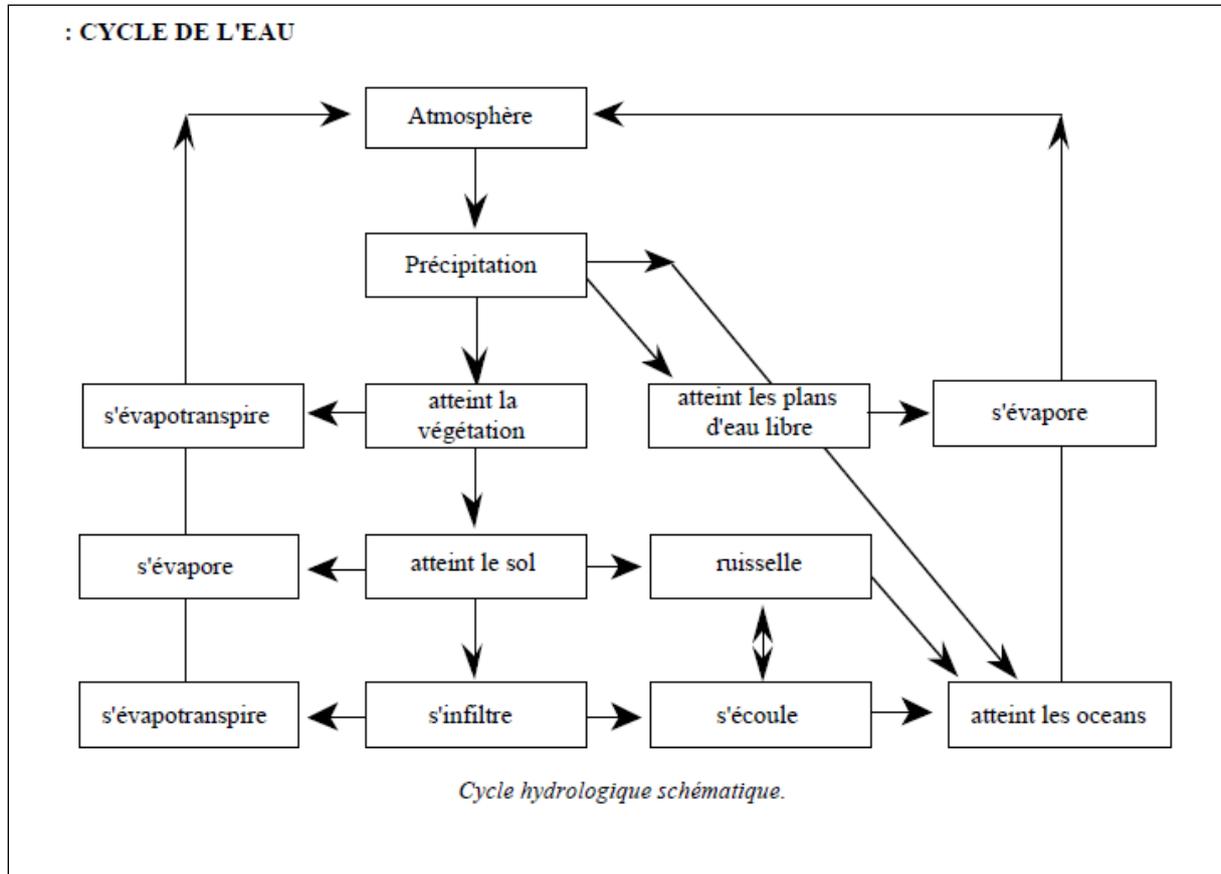


Figure 2 : Le cycle hydrologique (Laborde. 2000).

L'eau existe sur Terre depuis plusieurs milliards d'années et depuis, sa quantité totale n'a pas varié. L'eau ne se crée pas, ne se perd pas mais se transforme au cours de ce cycle. La fréquence, l'intensité et l'endroit géographique où tombent les précipitations sont les seuls paramètres variables. Les ressources en eau sont stockées en proportions variables à différents endroits de la planète. Stocks totaux d'eau sur Terre : 1,4 milliard de km².

Tableau 1 : Pourcentage et différents stocks d'eau (Eric Gilli, 2008).

Stocks	Pourcentage	Temps approximatif de résidence
océans	97,4%	Jusqu'à 4000 ans
glaces	1,98%	Des milliers d'années
Eaux souterraines	0,59%	1500 ans
Mers, lacs, rivières	0,015%	Centaines d'années
Humidité du sol	0,005%	2 semaines à 1 an
Eau des cellules vivantes	0,001%	Quelques heures à 1 semaine
Humidité de l'air	0,001%	8 jours

2.1. Etats et situations de l'eau

Classiquement, on schématise les états et les situations de l'eau dans le cycle de la façon suivante :

Tableau 2 : états et situations de l'eau (Laborde, 2000).

Etats	Principaux stocks	Phénomènes de transport
Vapeur	humidité atmosphérique, nuages, brouillards	Évapotranspiration, évaporation
Liquide	océans, mers, lacs, eaux souterraines	pluie, cours d'eau, nuages, circulations souterraines
Solide	glaciers, manteaux neigeux, Calottes polaires	neige, grêle, écoulement des glaciers

3. Notion de "bassin versant"

Le bassin versant en une section d'un cours d'eau est défini comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de la section. Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit donc traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval.

Selon la nature des terrains, nous serons amenés à considérer deux définitions.

(Laborde, 2000).

3.1. Bassin versant hydrologique (topographique)

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie. Le bassin versant sera alors limité par des lignes de crêtes topographiques

(sommets des reliefs). La source unique d'alimentation du bassin hydrologique provient des précipitations efficaces.

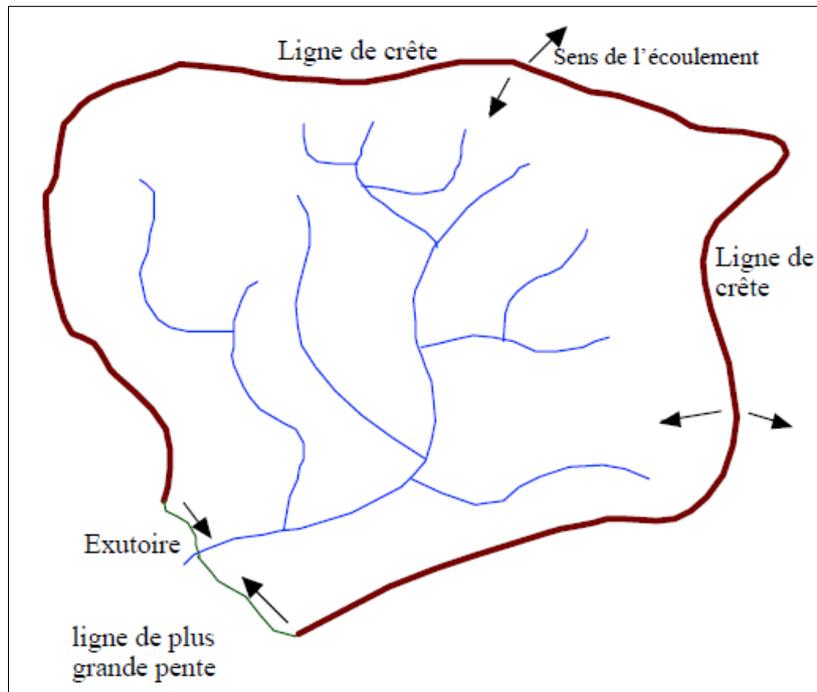


Figure 3 : Schéma d'un bassin topographique (Laborde, 2000).

3.2. Bassin versant hydrogéologique

Dans le cas d'une région au sous-sol perméable, il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin versant topographique s'infilte puis sorte souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin).

Une limite du bassin versant hydrogéologique est la ligne de partage des eaux. Cette limite peut varier en fonction du niveau de l'eau dans la nappe.

Donc le bassin hydrogéologique, c'est la fraction de l'espace du bassin hydrologique située sous la surface du sol. Ses limites sont imposées par la structure géologique. Son alimentation se fait par l'infiltration d'une partie de la pluie efficace.

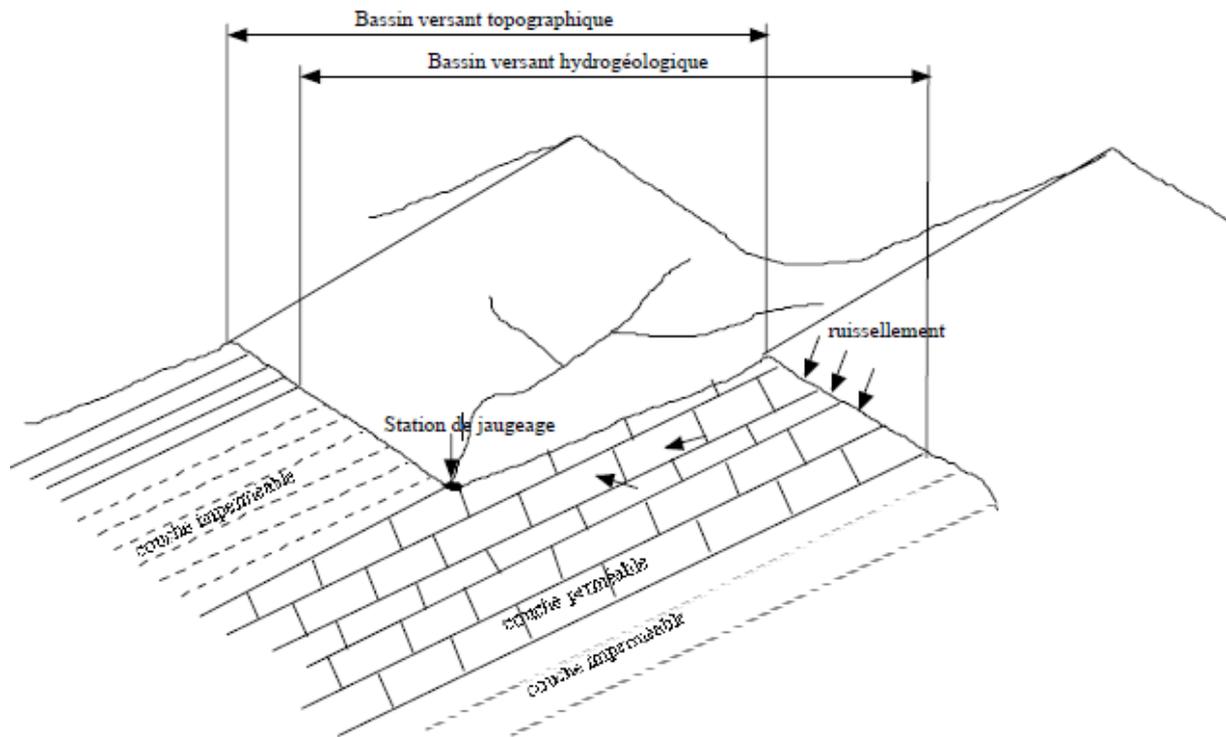


Figure 4 : bassin versant hydrogéologique (Laborde, 2000).

4. La recharge

La **recharge** est le processus qui permet le renouvellement de l'eau souterraine. Elle correspond à la quantité d'eau qui alimente l'aquifère (atteint l'aquifère) depuis l'infiltration des précipitations à la surface.

La recharge est liée aux conditions climatiques, à l'occupation du sol et aux propriétés physiques du sol, soit sa capacité à laisser s'infiltrer l'eau. Comme ces facteurs varient d'un endroit à l'autre, la recharge n'est pas uniforme sur l'ensemble du territoire. Ainsi, les zones d'affleurement de roches ou de dépôts meubles perméables constituent les zones préférentielles de recharge. À l'inverse, une couverture argileuse épaisse et continue limite la recharge.

Les nappes peuvent avoir plusieurs modes d'alimentation :

- par infiltration directe de la pluie lorsque l'aquifère est à l'affleurement,
- par drainage d'un cours d'eau de surface,
- par déversement d'une nappe sus-jacente,
- par drainance à travers des terrains semi-perméables lorsque deux nappes ne sont pas en équilibre.

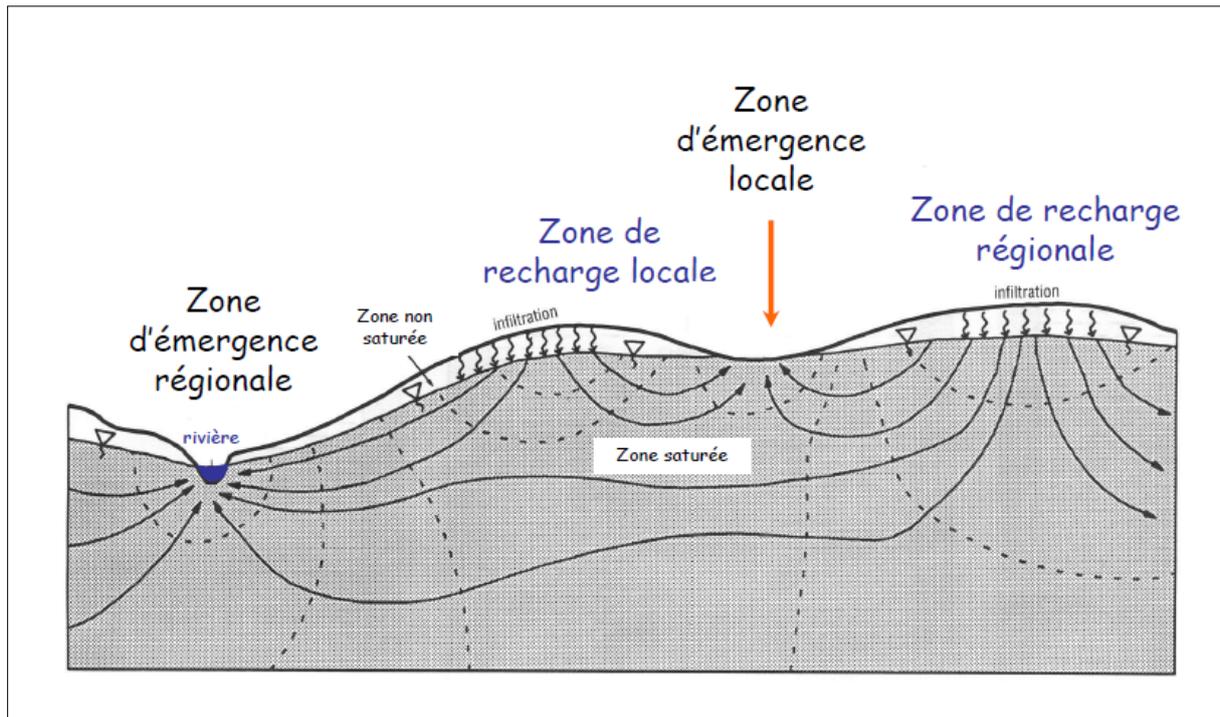


Figure5 : Zones de recharge et d'émergence (INRS, 2014).

5. Bilan hydrique

Lorsque les précipitations atteignent le sol, une part de celles-ci retourne à l'atmosphère par évaporation, une part ruisselle à la surface et une part s'infiltre dans le sol. Ce sont des processus importants du **bilan hydrique** (Figure 6), qui peut se traduire à l'aide de l'équation suivante : (Laborde, 2000) , (Eric Gilli, 2008).

$$P = ET + I + R$$

Où

P sont les **précipitations**, sous forme de pluie ou de neige – c'est la source d'apport en eau qui dépend principalement des conditions climatiques.

ET est l'**évapotranspiration**, qui correspond à l'eau retournée à l'atmosphère par évaporation et par transpiration des plantes – elle dépend entre autres du type de végétation, des propriétés physiques du sol, de la température, du taux d'humidité dans l'air et de l'insolation.

R_{surf} est le **ruissellement** de surface, qui survient lorsque la capacité d'infiltration du sol est dépassée de sorte que l'eau ne peut plus y pénétrer et s'écoule donc en surface – il dépend

entre autres du degré d'humidité antérieur des terrains, de la pente, du type de sol et de l'utilisation du sol.

I : infiltration (la **recharge**), qui correspond à l'eau qui s'infiltré dans le sol et qui atteint la **nappe phréatique**.

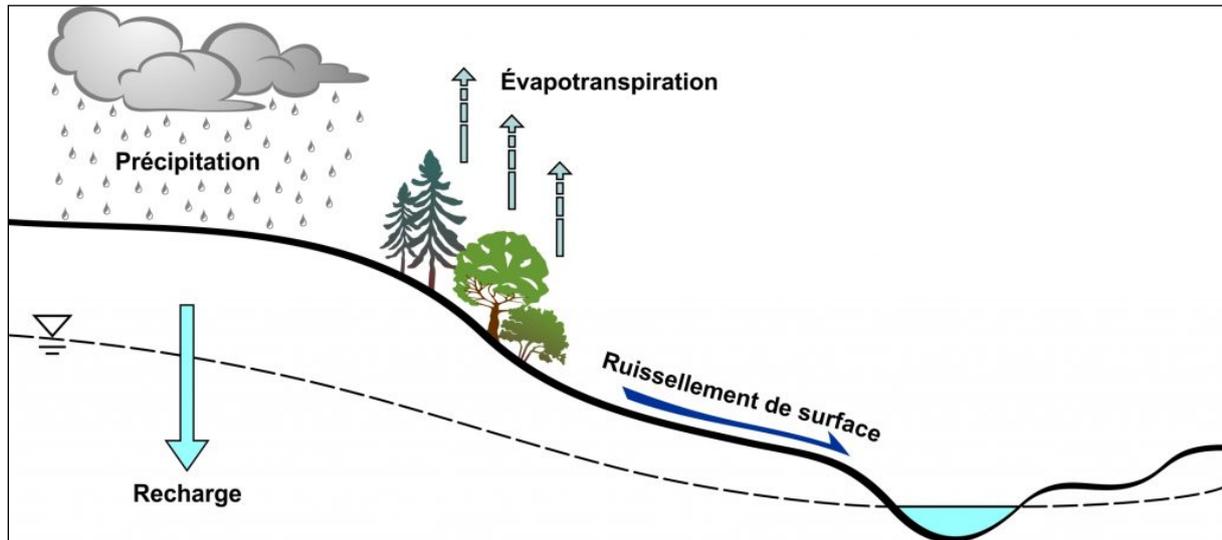


Figure 6 : Le bilan hydrique (Eric Gilli, 2008).

5.1. Les précipitations

Sont dénommées précipitations toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. La vapeur d'eau de l'atmosphère se transforme en liquide lorsqu'elle atteint le point de rosée par refroidissement ou augmentation de pression. Pour produire la condensation, il faut également la présence de certains noyaux microscopiques, autour desquels se forment des gouttes d'eau condensées. La source de ces noyaux peut être océanique (chlorides, en particulier NaCl produit par l'évaporation de la mer), continentale (poussière et autres particules entraînées par des courants d'air ascendants) ou cosmiques (poussières météoriques). Le déclenchement des précipitations est favorisé par la coalescence des gouttes d'eau. L'accroissement de poids leur confère une force de gravité suffisante pour vaincre les courants ascendants et la turbulence de l'air, et atteindre le sol. Enfin, le parcours des gouttes d'eau ou des flocons de neige doit être assez court pour éviter l'évaporation totale de la masse. Les précipitations sont exprimées

en intensité (mm/h) ou en lame d'eau précipitée (mm) (rapport de la quantité d'eau précipitée uniformément répartie sur une surface).

5.2. L'évaporation/l'évapotranspiration

L'évaporation définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. On parle de sublimation lors du passage direct de l'eau sous forme solide (glace) en vapeur. Le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire. Le terme évapotranspiration englobe l'évaporation et la transpiration des plantes. On distingue :

- *l'évapotranspiration réelle* (ETR) : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.
- *l'évapotranspiration potentielle* (ETP): quantité maximale d'eau susceptible d'être perdue en phase vapeur, sous un climat donné, par un couvert végétal continu spécifié (gazon) bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance. Elle comprend donc l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration du couvert végétal pendant le temps considéré pour un terrain donné.

L'évaporation est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrique d'une région ou d'un bassin versant. Ils existent plusieurs facteurs qui influent sur l'évapotranspiration, on distingue ; les facteurs physiques comporte des facteurs atmosphériques (vitesse de vent, pression...) et des facteurs hydrogéologique (granulométrie, porosité, profondeur de la nappe...), et les facteurs physiologiques (densité de couverture végétale, volume des feuilles, profondeurs des racines....).

La formule le plus utilisé pour calculer de l'évapotranspiration est la formule de **TURC** :

$$ET(mm) = P / \sqrt{0.9 + P^2/L^2}$$

Avec : **P** : pluie annuelle (mm)

T : température moyenne annuelle [°C]. $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$.

5.3. Précipitation efficaces : (PE)

Elle représente la quantité d'eau fournie par la précipitation qui reste disponible à la surface du sol après soustraction des pertes par évapotranspiration.

$$PE = P - ET$$

Avec : PE : Précipitation efficaces (mm)

P : Précipitation (mm)

ET : l'évapotranspiration réelle (mm)

5.4. Répartition des précipitations efficaces :

L'eau de précipitation efficace est répartie à la surface du sol en 2 fractions inégales

a) Ruissellement (R) (Écoulement)

De par la diversité de ses formes, on ne peut plus aujourd'hui parler d'un seul type d'écoulement mais bien des écoulements. On peut distinguer en premier lieu les écoulements rapides des écoulements souterrains plus lents. Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en écoulement de surface (mouvement de l'eau sur la surface du sol) et écoulement de subsurface (mouvement de l'eau dans les premiers horizons du sol).

L'écoulement superficiel (Q_s) est collecté par les réseaux hydrographiques.

On calcule l'écoulement superficiel par la relation de TEXON BERCALLOF :

$$R = P^3 / ET^2 \quad (\text{mm})$$

b) L'infiltration et la percolation

L'infiltration désigne le mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol et l'écoulement de cette eau dans le sol et le sous-sol, sous l'action de la gravité et des effets de pression.

La percolation représente plutôt l'infiltration profonde dans le sol, en direction de la nappe phréatique. Le taux d'infiltration (Q_w) est donné par la tranche ou le volume d'eau qui s'infiltre par unité de temps (mm/h ou m³/s).

La capacité d'infiltration ou l'infiltrabilité est la tranche d'eau maximale qui peut s'infiltrer par unité de temps dans le sol et dans des conditions données. L'infiltration est nécessaire pour renouveler le stock d'eau du sol, alimenter les eaux souterraines et

reconstituer les réserves aquifères. De plus, en absorbant une partie des eaux de précipitation, l'infiltration peut réduire les débits de ruissellement.

Permis les facteurs qui influe sur l'infiltration on note : hydrogéologie (perméabilité...), hydrométéorologie (quantité de pluie, l'intensité et la durée de pluie, et la qualité de pluie) et la caractéristiques des sols (morphologie de surface, couverture végétal...)

La quantité d'eau infiltrée est déduite à partir de la relation générale, on connaissant les 3 composantes de bilan hydrogéologique :

$$\mathbf{I (mm) = P - ET - R}$$

De l'atmosphère vers la surface : précipitation (pluie, grêle, neige)

De la surface vers l'atmosphère :

- Evaporation : liquide vers vapeur
- Sublimation : solide vers vapeur
- Transpiration : évaporation d'eau par les plantes

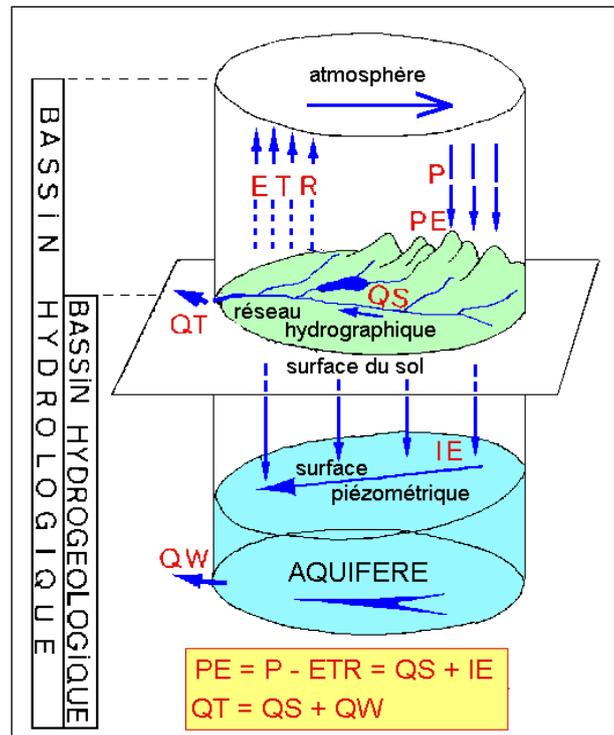


Figure 7: Bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère. (Castany G. 1982).

5.5. Distinction zone saturée et zone non saturée

Quand elle s'infiltré dans le sol, l'eau rencontre différents régions (figure 8) :

- La zone non saturée (ZNS), système à trois phases (solide, liquide, gaz) où les pores sont remplis partiellement d'eau et partiellement d'air
- La frange capillaire ou l'eau remonte de la zone saturée vers la zone non saturée. Cette région correspond à la partie inférieure de la zone sous saturée
- La zone saturée (ZS), système à deux phases (solide, liquide) où les pores sont remplis complètement d'eau

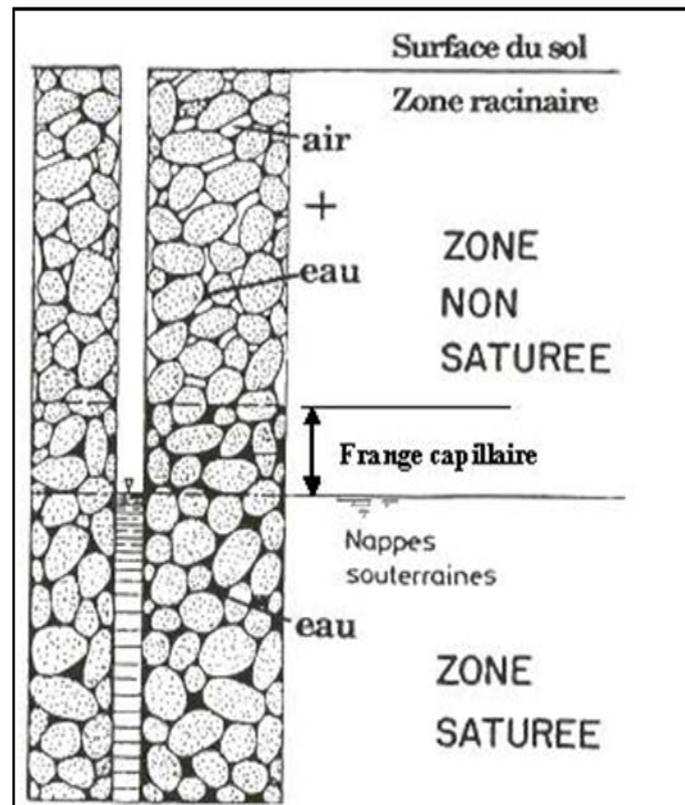


Figure 8 : Représentation schématique de :
La zone saturée et la zone non saturée. ((INRS, 2014).

CHAPITRE 2 : PROPRIETES DES AQUIFERES

&

ECOULEMENT EN MILIEUX POREUX

I : Propriétés des Aquifères

Introduction à l'hydrogéologie

L'hydrogéologie est une discipline scientifique qui recoupe l'hydrologie et la géologie. Il en résulte deux approches différentes mais complémentaires permettant de définir l'hydrogéologie:

Une spécialisation de la géologie qui traite des propriétés des milieux portant notamment sur leur capacité à contenir et à laisser s'écouler l'eau souterraine. L'hydrogéologie est donc dans ce cas une discipline axée sur les milieux géologiques que l'on considère comme le **CONTENANT** des eaux souterraines.

Une spécialisation de l'hydrologie qui traite de l'eau souterraine en tenant compte des conditions géologiques. L'hydrogéologie est donc dans ce cas une discipline axée sur les comportements de l'eau souterraine, que l'on considère comme le **CONTENU** des milieux géologiques aquifères. (*Eric Gilli, 2008*).

1. Propriétés des aquifères

L'aquifère peut être caractérisé par des indices qui se rapportent à l'aptitude de récupérer de l'eau contenue dans les vides (seuls les gros orifices sont susceptibles de libérer l'eau facilement). Ces indices sont donc liés au volume d'eau exploitable, il s'agit, de la **granulométrie**, de la **porosité** du **coefficient d'emmagasinement**, de la **conductivité hydraulique** : de la **transmissivité** et de la **diffusivité**.

1.1. Caractéristiques physico-chimiques du réservoir

L'eau souterraine mobile s'emmagasine et circule dans les vides du réservoir, d'où l'importance de leur étude. Celle-ci porte sur les grandes caractéristiques des vides : morphologie et interconnexions.

1.1.1. Morphologie et interconnexions des vides

L'étude morphologique des vides porte sur leur nature, leur forme et leurs dimensions. Deux grands types de vides, pores et fissures, caractérisent respectivement le milieu poreux et le milieu fissuré. (Castany G.1982).

➤ Les pores

Les pores sont des vides de forme plus ou moins sphérique, de petites dimensions (ordre de grandeur millimétrique), ménagés entre les particules solides ou grains, constituant le réservoir. Les grains ne sont jamais jointifs (figure 1).

Les dimensions des vides sont étroitement liées à celles des grains, dont la mesure est plus directement accessible. Les diamètres des grains des roches meubles perméables s'étalent dans une gamme de 0.06 à 16 mm. Il est plus petit, de 0.1 à 0.001 mm, soit d'ordre de grandeur micrométrique, dans les argiles, milieu dit imperméable.

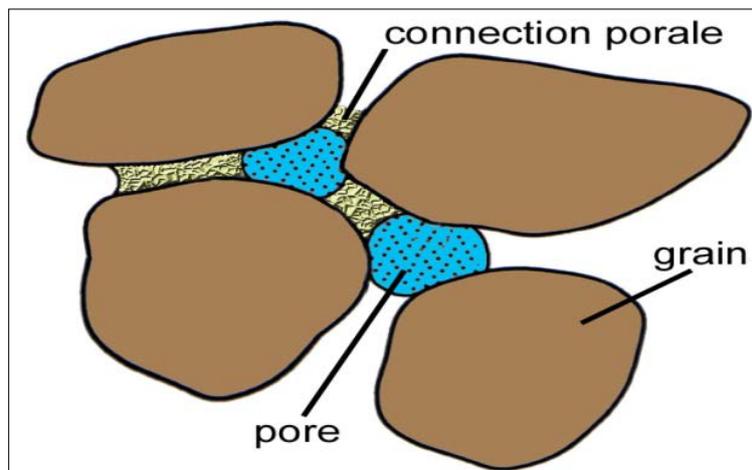


Figure 1: morphologie des pores (Eric Gilli, 2008).

➤ Les fissures

Les fissures sont des fentes de forme allongée, à ouverture plus ou moins large; Leur ensemble constitue la fissuration, phénomène naturel dont l'origine est essentiellement mécanique. Les fissures sont classées, suivant leurs dimensions, en 2 types :

- les microfissures (ouvertures de quelques dixièmes de millimètres)
- les macrofissures (ouvertures supérieure à quelques millimètres).

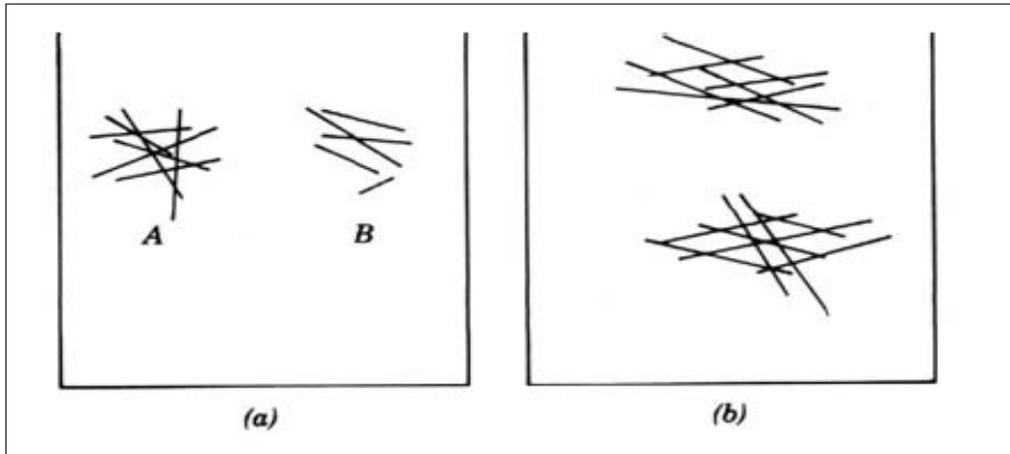


Figure 2: 1) Les microfissures, 2) les macrofissures (Eric Gilli, 2008).

1.1.2. La granulométrie (Analyse granulométrique)

L'analyse granulométrique a pour but le tri, par des tamis standards, des grains en fourchettes de diamètres conventionnels. Une première opération est donc le classement des grains en gammes de diamètres déterminés. C'est-à-dire l'établissement d'une classification granulométrique (figure 3).

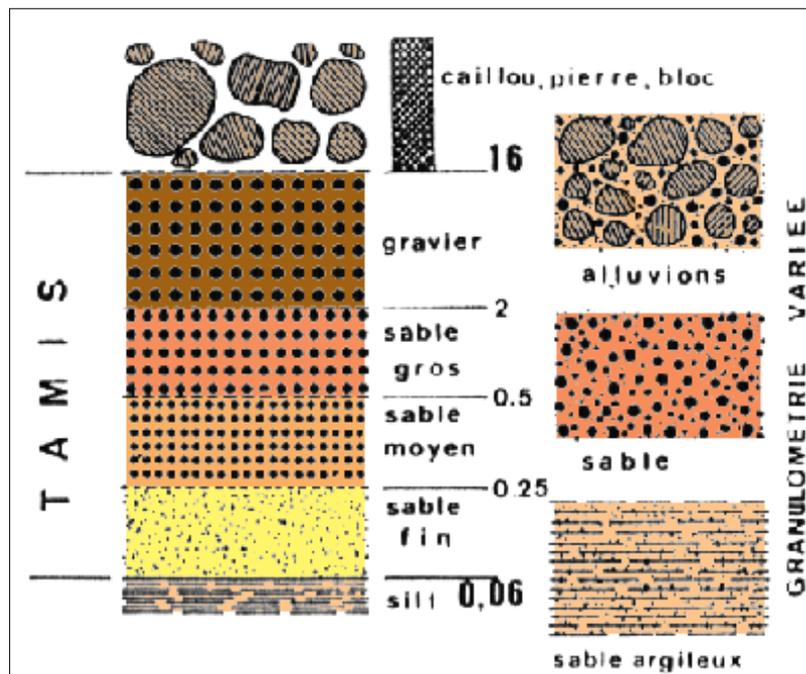


Figure 3: Exemple granulométrie d'un sol. (Castany G.1982).

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

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

- En abscisses logarithmiques les diamètres des grains, en mm, déterminés par les dimensions des mailles des tamis ;
- En ordonnée linéaire les poids cumulés, en grammes, exprimés en pourcentage du poids de l'échantillon étudié.

La courbe cumulative (figure 4), permet de déterminer les principaux coefficients granulométriques

- le diamètre caractéristique, d_x
- le coefficient d'uniformité de HAZEN C_u ,
- Le coefficient de courbure C_c

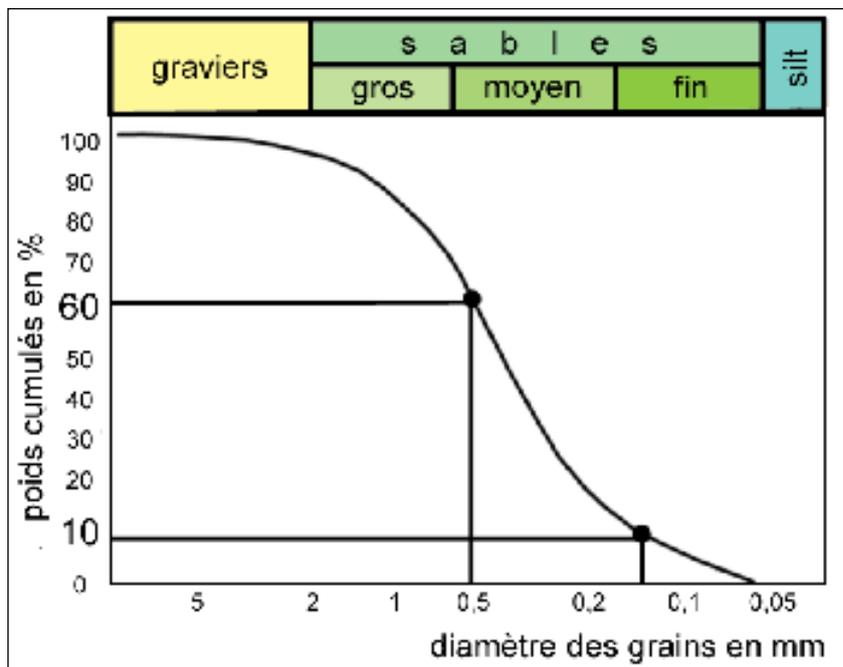


Figure 4 :Exemple d'une courbe granulométrique cumulative.

(Castany G.1982).

Le diamètre caractéristique, d_x est mesuré par la valeur lue abscisse, correspondant à un pourcentage en poids cumulés. Le plus utilisé est le diamètre efficace d_{10} , obtenu par la valeur 10%.

- Le coefficient d'uniformité de HAZEN C_u (sans dimension)

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

Pour $C_u < 2$: granulométrie uniforme, $C_u > 2$: granulométrie étalée (figure 5).

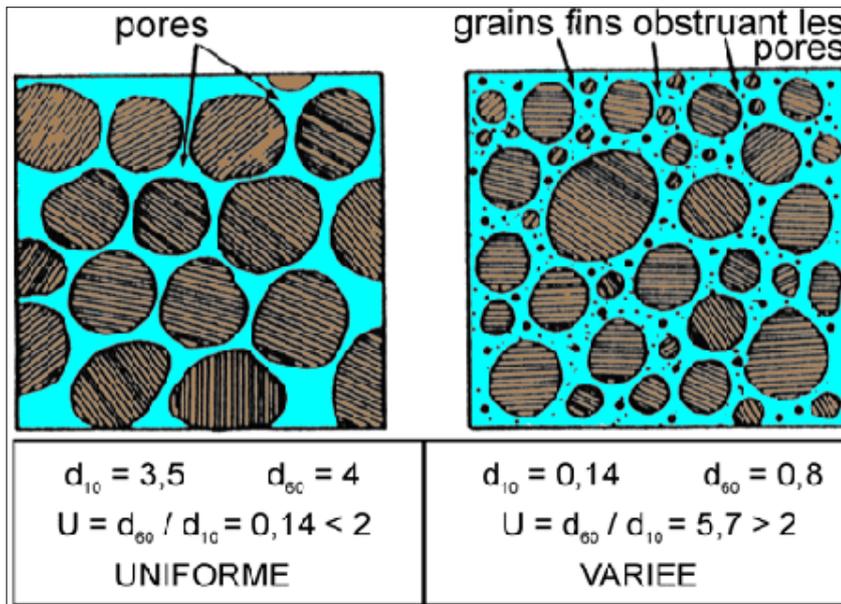


Figure 5: granulométrie d'un sol. (Castany G. 1982).

- Le coefficient de courbure

$$Cc = \frac{d_{30}^2}{d_{10} * d_{60}}$$

1.2. Porosité (Paramètres des vides) « n »:

La capacité de récupérer l'eau dans une roche meuble ou fissurée, est liée à l'importance de ses vides. La porosité caractérise l'aptitude d'un sol à contenir un fluide. Elle est exprimée, en pourcentage(%)

On distingue : **Porosité total**, **Porosité efficace**

- ✓ **Porosité total** = volume des vides/ volume total

$$n (\%) = \frac{V_v}{V} \quad 0 < n < 1$$

$V =$ volume de vides (V_v) + volume de solide

Dans le sol et le sous-sol, les vides peuvent être totalement remplis d'eau (milieu saturé) ou partiellement (milieu non saturé).

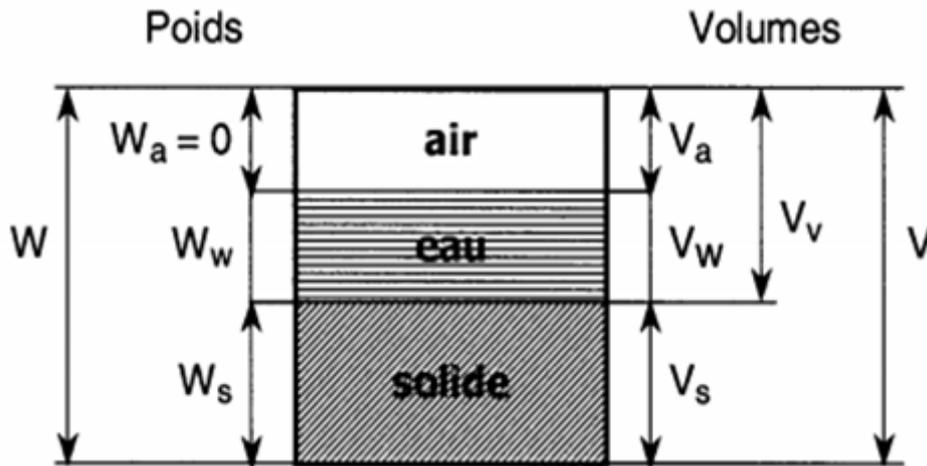


Figure 6: Représentation conventionnelle d'un volume de sol Poids et volumes des différentes phases.

Avec :

V : volume total (apparent)

V_s : volume des particules solides

V_v : volume des vides entre les particules

V_w : volume d'eau

V_a : volume d'air

$V_v = V_w + V_a$

$V = V_s + V_v = V_s + V_w + V_a$

✓ Porosité efficace

La porosité efficace, exprimée en pourcentage, est le rapport du volume d'eau gravitaire que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total.

$$\text{Porosité efficace} = \frac{\text{volume d'eau gravitaire}}{\text{volume total}}$$

$$ne (\%) = V_w/V$$

$$0 < ne < n$$

Les trois facteurs principaux de la porosité efficace sont : Les diamètres respectifs des grains, l'arrangement des grains et la surface spécifique des grains.

Tableau 1: Ordres de grandeur de la porosité

Formation	Porosité totale	Porosité efficace
Granite et gneiss non altérés	0.02 à 1.8	0.1 à 2
Quartzites	0.8	0.5
Schistes, ardoises,	0.5 à 7.5	0.1 à 2
Calcaires, dolomies	0.5 à	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.

- ✓ **L'indice des vides (e)** : est le rapport du volume des vides (V_v) / volume des solides (V_s).

$$e = V_v/V_s$$

- ✓ **Degré de saturation (S)** caractérise le pourcentage d'eau contenu dans les vides :

$$S = \text{Volume d'eau contenu dans les vides du matériau} / \text{Volume total des vides}$$

$$S = V_w/V_v$$

- ✓ **La teneur en eau volumique Θ** est le rapport entre le volume d'eau et le volume du milieu considéré

$$\Theta = \text{Volume d'eau contenu dans les vides du matériau} / \text{Volume total du matériau}$$

$$\Theta = V_w / V$$

1.3. Coefficient *Emmagasinement*

Sous l'effet d'un abaissement unitaire de niveau piézométrique, entraînant une différence de charge, l'eau est libérée du réservoir :

- dans l'aquifère à nappe libre par l'action de la force de gravité
- dans l'aquifère à nappe captive par expulsion (refoulement) de l'eau

C'est le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère, à la variation de charge hydraulique correspondante (figure 7 : a, b)
 Le coefficient d'emmagasinement est utilisé pour caractériser plus précisément le volume d'eau exploitable, il conditionne l'emmagasinement de l'eau souterraine mobile dans les vides du réservoir. Pour une nappe captive ce coefficient est extrêmement faible ; il représente en fait le degré de compression de l'eau.

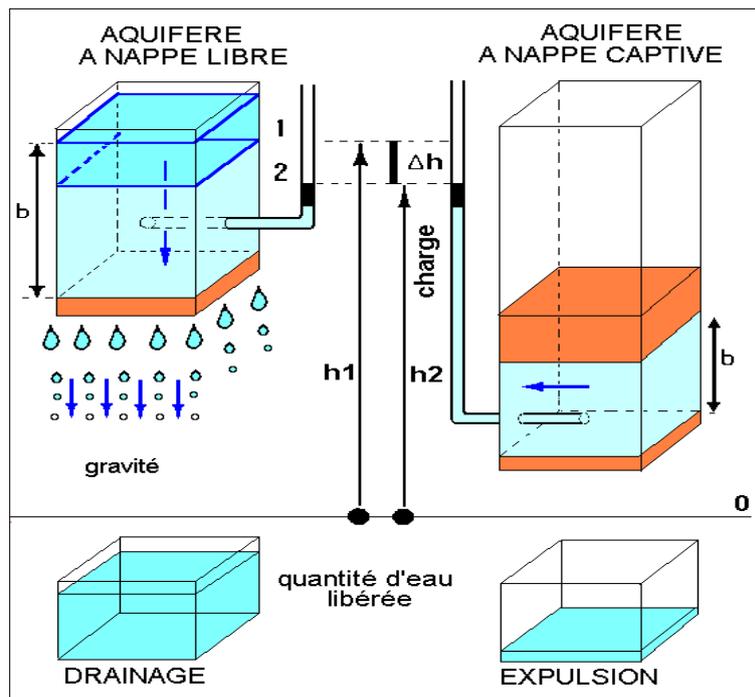


Figure 7 :(a)

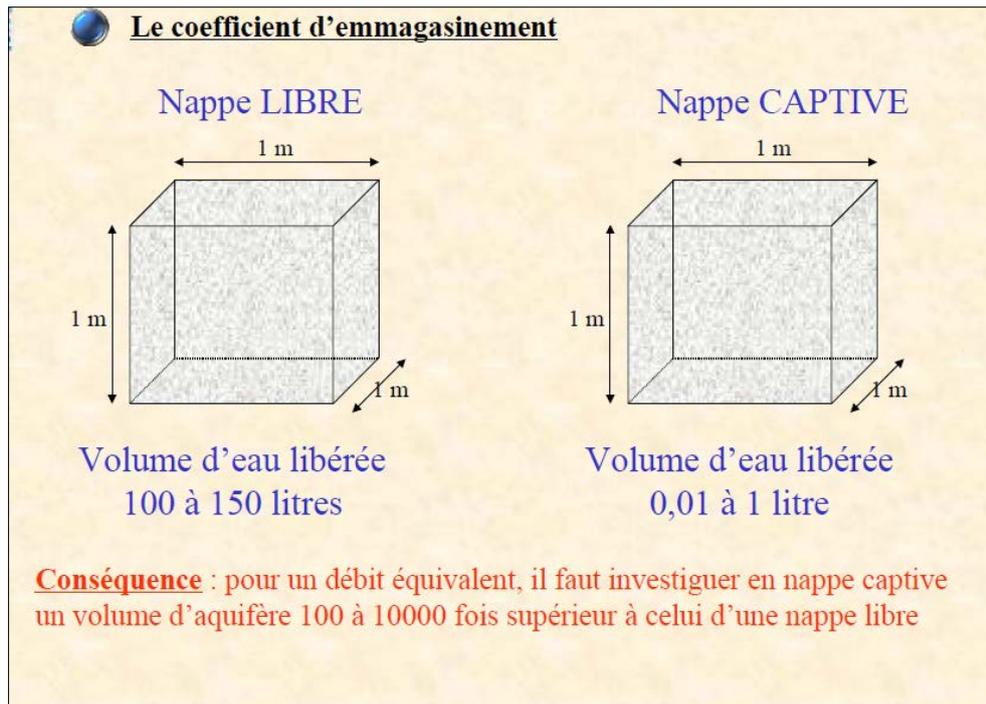


Figure 7 :(b)

**Figure 7 : (a,b) : variation de charge et volume d'eau libérée .
(Castany G. 1982).**

2. ECOULEMENT D'UN FLUIDE EN MILIEU POREUX

L'eau souterraine ne se déplace que s'il existe une différence de pression (ou un gradient hydraulique non nul) entre deux points et si la porosité de la roche est suffisamment bien connectée. La valeur du gradient hydraulique détermine à quelle vitesse l'eau circule d'un point à un autre.

2.1. La conductivité hydraulique (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 le traverse.

Tous les matériaux conduisent l'eau à des degrés divers

Le **coefficient de perméabilité** correspond à la capacité d'un matériau à laisser passer l'eau et donc à permettre un écoulement.

2.1.1. Loi de Darcy : dispositif expérimental.

Le dispositif expérimental comportait des tubes verticaux de 2.5m de haut et de 0.35m de diamètre intérieur, remplis de sable naturel, sur une hauteur, l . La partie supérieure du tube est alimentée en eau à un niveau maintenu à une altitude constante, H , au-dessus d'un plan fixe de référence; Le volume d'eau, recueilli à la base, est mesuré en fonction du temps, en secondes ou en heures. (Castany G.1982).

Le poids de la colonne d'eau, de hauteur équivalente à H , est la charge hydraulique, notée h , exprimée en mètres de hauteur d'eau (figure 8).

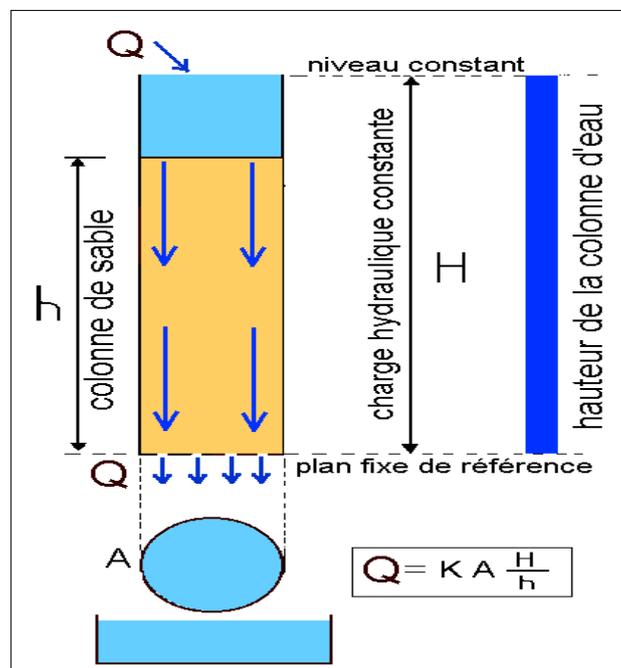


Figure 8: Dispositif expérimental pour la loi de Darcy. (Castany G. 1982).

2.1.2. Enoncé de la loi de Darcy

L'étude du déplacement de l'eau dans un milieu poreux a été conduite expérimentalement par Darcy en 1856. Pour une même charge hydraulique (même énergie potentielle), Darcy a relié le flux à la section (aire) du filtre et au gradient hydraulique. Il a appelé conductivité hydraulique. Il a la dimension d'une **vitesse** et s'exprime en m/s.

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

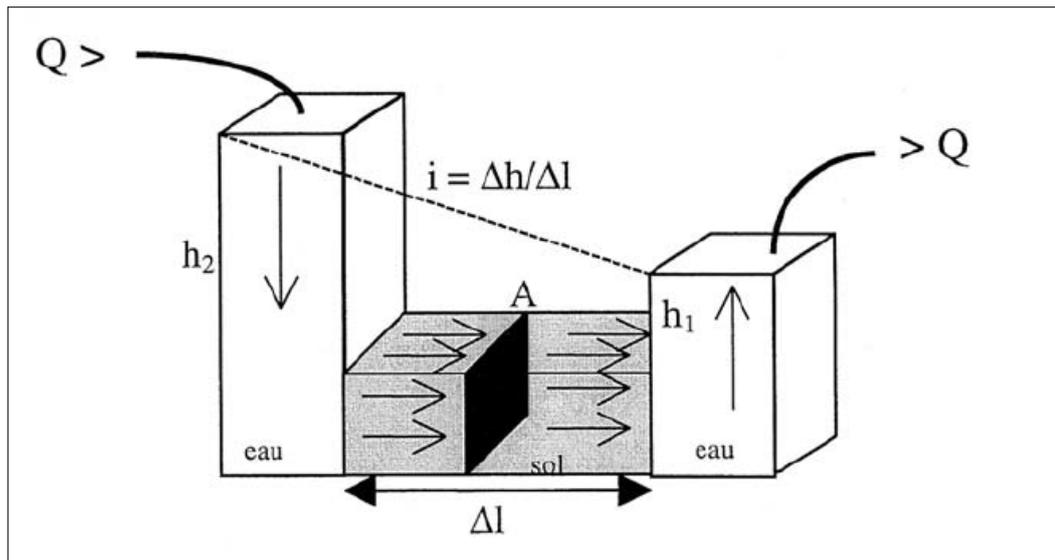


Figure 9: Dispositif avec écoulement latéral (Castany G. 1982).

Avec :

Q : flux d'eau (m³/s)

K : conductivité hydraulique (m/s)

A : surface traversée par le fluide (m²)

I : gradient hydraulique (sans unité)

Cette loi peut être résumé par :

$$Q = K.A.I$$

Où I = gradient hydraulique = $(h_a - h_b) / L$.

Cette loi s'écrit donc : $Q = KA \, dh/dl$

Le signe est choisit tel qu'il indique que le fluide s'écoule dans la direction de diminution du gradient hydraulique.

La conductivité hydraulique s'écrit donc :

$$K = Q / (A \, dh/dl)$$

2.1.3. Conditions de validité de la loi de Darcy

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.

Les valeurs du coefficient de perméabilité s'étalent de **10 à $1 \cdot 10^{-11}$ m/s** et par convention on peut distinguer trois types de formations :

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

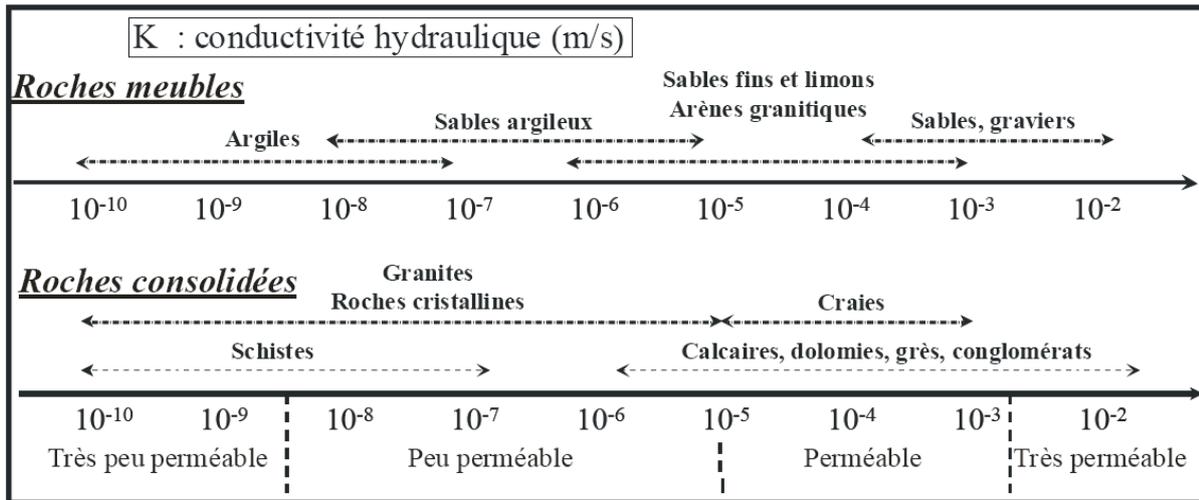
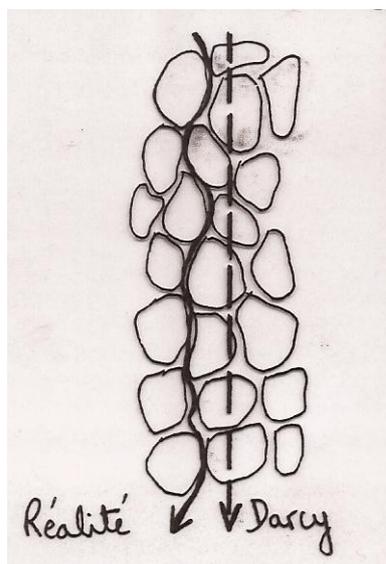


Figure 10 : Valeurs de perméabilité selon G. Castagny, 1992.

2.2. 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: **Vitesse de filtration V**, **Vitesse effective V_{ef}**.



2.2.1. Vitesse de filtration V :

La vitesse de filtration V calculée par **Darcy**, est ainsi la vitesse d'un flux d'eau en écoulement uniforme, à travers un milieu aquifère saturé, déduite du débit d'écoulement, Q , rapportée à la section totale de l'aquifère traversé par ce flux. Elle est égale au rapport de la quantité d'eau passant en une seconde sur la surface A . C'est également le produit du coefficient de perméabilité par le gradient hydraulique :

$$V \text{ (m/s)} = Q/A = K \cdot h/l = K \cdot i$$

Sachant que V (m/s) : Vitesse de filtration ;

Q (m³/s) : débit ;

K (m/s) : perméabilité ;

$h/l = i$: perte de charge (gradient hydraulique) ;

A (m²) : section

Exemple 1 : soit le débit d'une nappe $Q = 1 \text{ m}^3/\text{s}$ et la section totale $A = 0.2 \text{ km}^2$

$$V = Q/A = 1/200\,000 = 5 \cdot 10^{-6} = 158 \text{ m/an.}$$

2.2.2. Vitesse effective V_{ef}

Dans une nappe seule l'eau gravitaire se déplace entre les grains de la formation. la surface efficace de l'écoulement est ainsi diminuée 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 est donc :

$$V_{ef} \text{ (m/s)} = V/n_e = Q / A \cdot n_e = K \cdot i / n_e$$

Où : V_{ef} : Vitesse effective ; V : Vitesse de filtration ; n_e : Porosité efficace

Exemple 2 : données pareilles à celles de l'exemple 1 avec $n_e = 10\%$.

$$V_e = V/n_e = 5 \cdot 10^{-6} / 0.1 = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m/s} = 1.6 \text{ km/an} = 10 \cdot V$$

2.3. Charge hydraulique

L'énergie totale de l'aquifère est exprimée par sa charge hydraulique.

Energie totale (charge hydraulique) = Energie potentielle (hauteur d'eau et pression)

+

Energie cinétique (vitesse)

$$h_M = Z_M + \frac{P_M}{\rho \cdot g} + \frac{V_M^2}{2g}$$

En M, la charge hydraulique

→ La composante d'énergie cinétique

$V_M^2 / 2g$ est négligeable en raison des faibles vitesses d'écoulement dans les sols (quelque cm / s) soit pour $V = 10$ cm/s, $V_M^2 / 2g = 0.5$ mm ;

→ ρg = poids volumique de l'eau = γ_w (= 10kN / m³) ;

→ P_M = pression du fluide = u (= 0 si sol non saturé) ;

→ Z_M cote prise depuis la surface de référence.

En M, la charge hydraulique, définie à un constant pré, devient :

$$h_M = Z_M + \frac{u}{\gamma_w}$$

2.4. Calcul du gradient hydraulique

Le calcul du gradient hydraulique est très utile pour la compréhension du fonctionnement de la nappe. Le gradient hydraulique est le rapport entre la différence de niveau Δh des piézomètres et la distance L (**Fig.11**).

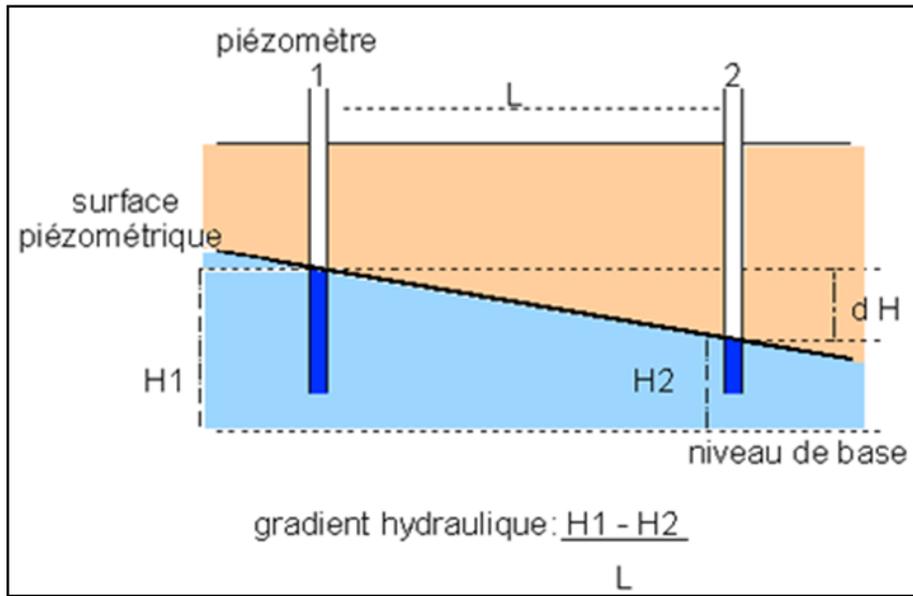


Figure 11: Calcul du gradient hydraulique avec 2 piézomètres. (G. Castagny, 1992)

Il se calcule aussi 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 (figure 12)

$$i = (h_1 - h_2 / l) * 100$$

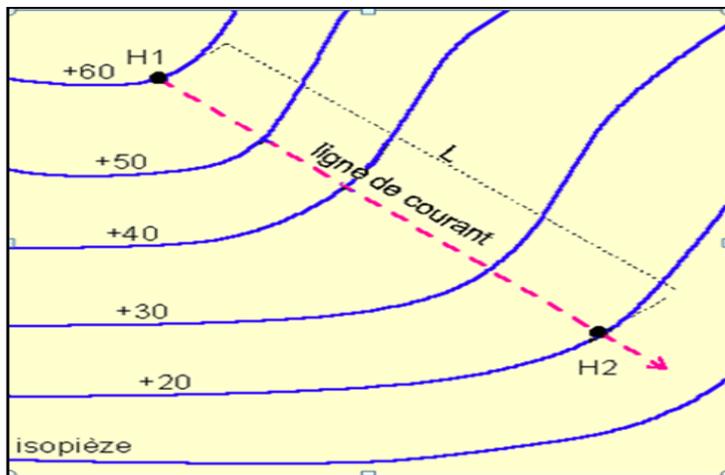


Figure 12 : Calcul du gradient hydraulique à partir d'une carte piézométrique.(G. Castagny, 1992)

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

(Figure 13).

D'après la relation de Darcy ($Q = T \cdot i \cdot L$), le gradient hydraulique est inversement

proportionnel à la Transmissivité de la nappe.

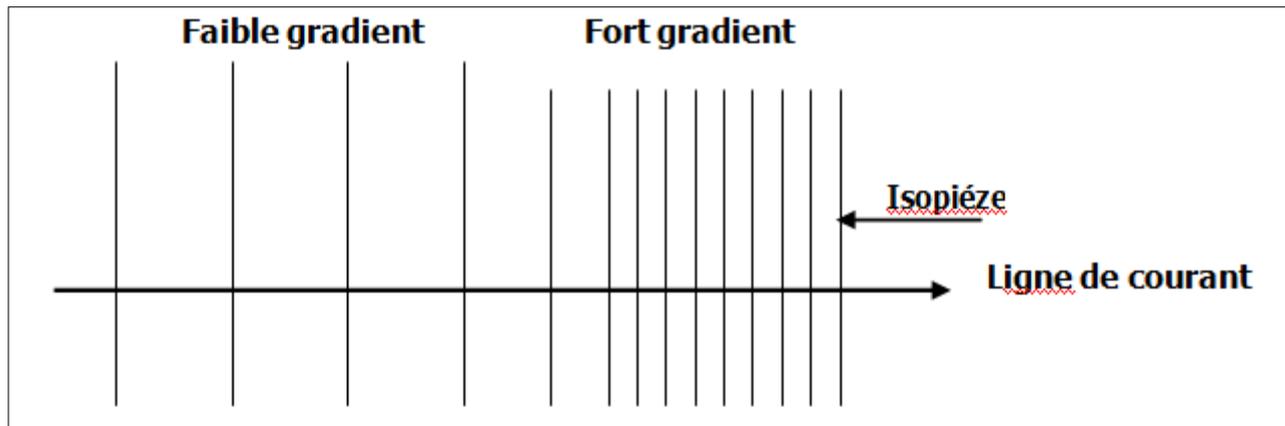


Figure 13 : Espacement des courbes isopièzes (Eric Gilli, 2008).

2.5. Transmissivité

La **production** d'un captage dans un aquifère est fonction de son coefficient de perméabilité K et de son épaisseur b . c'est pourquoi la transmissivité, notée T a été créée. Il régit le débit d'eau qui s'écoule, par unité de largeur, L , d'un aquifère, sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique, i . Il évalue la fonction conduite de l'aquifère par la relation suivant :

La transmissivité est égal au produit du coefficient de perméabilité, K , par l'épaisseur de l'aquifère, b . elle s'exprime en m^2/s .

$$T (m^2/s) = K (m/s) \cdot b (m).$$

L'expression de la loi de Darcy, $Q = K.A \cdot i$ devient avec $A = b \cdot L$

$$Q (m^3/s) = T (m^2/s) \cdot L (m) \cdot i$$

- 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} m^2/s pour les milieux

poreux et 1.10^{-2} et 1.10^{-1} m^2/s pour les milieux fissuré.

2.6. 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).

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

NB : La loi de Darcy est vérifiée dans les conditions normales d'écoulement des eaux souterraines. Elle n'est plus valable pour des vitesses trop élevées au voisinage des ouvrages de captage et dans la circulation libre des eaux, en milieu karstique

CHAPITRE 3 : RESEAUX D'ÉCOULEMENT & SYSTEMES REGIONAUX

Introduction

Un système d'écoulement d'eau souterraine peut être représenté par un ensemble de surfaces équipotentielles auxquelles correspondent des lignes d'écoulement leur étant orthogonales. Lorsqu'une coupe transversale significative peut être choisie au sein du système tridimensionnel, l'ensemble de lignes équipotentielles et de lignes d'écoulement y étant représenté constitue un *réseau d'écoulement*. La construction de réseaux d'écoulement représente l'un des outils analytiques les plus puissants pour l'analyse de l'écoulement de l'eau souterraine.

1. Les eaux souterraines

Une nappe d'eau souterraine est constituée par l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un 'aquifère, dont toutes les parties sont en liaison hydraulique. L'aquifère représente le contenant dans lequel l'eau circule tandis que la nappe représente l'eau qui circule dans l'aquifère, soit le contenu. L'**eau souterraine** est l'eau qui se trouve sous la surface du sol et qui remplit les interstices du milieu géologique (*Jean-Jacques Collin, 2004*)

Pour former un aquifère la présence de **2 constituants, ou phases, est nécessaire**

- **la formation hydrogéologique perméable ou réservoir**
- **l'eau souterraine.**

Le terme, eau souterraine, désigne toute l'eau contenue ou circulant dans le réservoir.

Castany G. (1982).

Le système des eaux souterraines est lié au cycle hydrologique par différents processus : infiltration par la zone non saturée, apport souterrain par percolation et drainance, évaporation par la zone non saturée et finalement sous-écoulements. L'eau qui pénètre dans le sol peut séjourner, un court instant ou de longues années (phase souterraine du cycle de l'eau). Les contraintes qui régissent la circulation de l'eau dans toute l'épaisseur du sol et du sous-sol amène à distinguer l'eau du sol et l'eau des réservoirs souterrains.

1.1. Types d'eau souterraine

Il convient de distinguer, pour définir les caractéristiques hydrogéologiques des réservoirs, deux types d'eau souterraine : *l'eau gravitaire et l'eau de rétention* (figure 1).

Castany G. (1982).

1.1.1. L'eau gravitaire ou eau mobilisable

L'eau gravitaire est la fraction de l'eau souterraine libérée par l'action de la force de gravité. C'est l'eau **mobilisable**. Elle seule circule dans les aquifères, sous l'action des gradients et alimente les ouvrages de captage et les sources. Le volume d'eau gravitaire libéré est fonction du temps d'égouttage (ou de drainage) et de la granulométrie.

1.1.2. L'eau de rétention (eau pelliculaire et eau adsorbée)

L'eau de rétention est la fraction de l'eau souterraine, maintenue dans les vides à la surface des grains ou des parois des microfissures, par des forces supérieures à celles de la gravité. Elle n'est donc pas mobilisable. Attirée fortement à la surface du solide, elle fait corps avec lui et appartient physiquement et mécaniquement à la même phase de l'aquifère, réservoir / eau de rétention ou corps solide. Le phénomène de rétention de l'eau, à la surface des grains, est la conséquence de la structure moléculaire particulière de l'eau l'aquifère, réservoir/eau de rétention.

Les forces d'attraction moléculaire décroissent, très rapidement, de la surface des grains vers le centre des vides.

On peut ainsi séparer 2 phases dans la classe de l'eau de rétention

- L'eau adsorbée constitue un film continu, mince pellicule d'une épaisseur de l'ordre du dixième de micron, soit l'empilement de quelques dizaines de molécules. En pourcentage du volume total, elle augmente en fonction de la granulométrie : 2 à 5% dans les sables gros, 10 à 15 dans les sables fins et 40 à 50 dans les argiles.
- L'eau pelliculaire représente une pellicule de l'épaisseur de l'ordre du micron. Elle peut se déplacer à la surface des grains sous l'action de l'attraction des molécules d'eau voisines.

- L'eau capillaire, soumise à la force de tension superficielle, avec deux types :
 - L'eau capillaire continue
 - L'eau capillaire suspendue

* L'eau capillaire continue, dont la présence est due à l'élévation capillaire, est localisée dans la frange capillaire.

* L'eau capillaire suspendue est présente dans la frange capillaire et la zone non saturée.

Pratiquement, considérant la mobilité de l'eau sous l'action de la gravité, il est possible de distinguer deux grands types d'eau souterrains :- l'eau gravitaire et – l'eau de rétention. **Seule l'eau gravitaire participe à l'écoulement.**

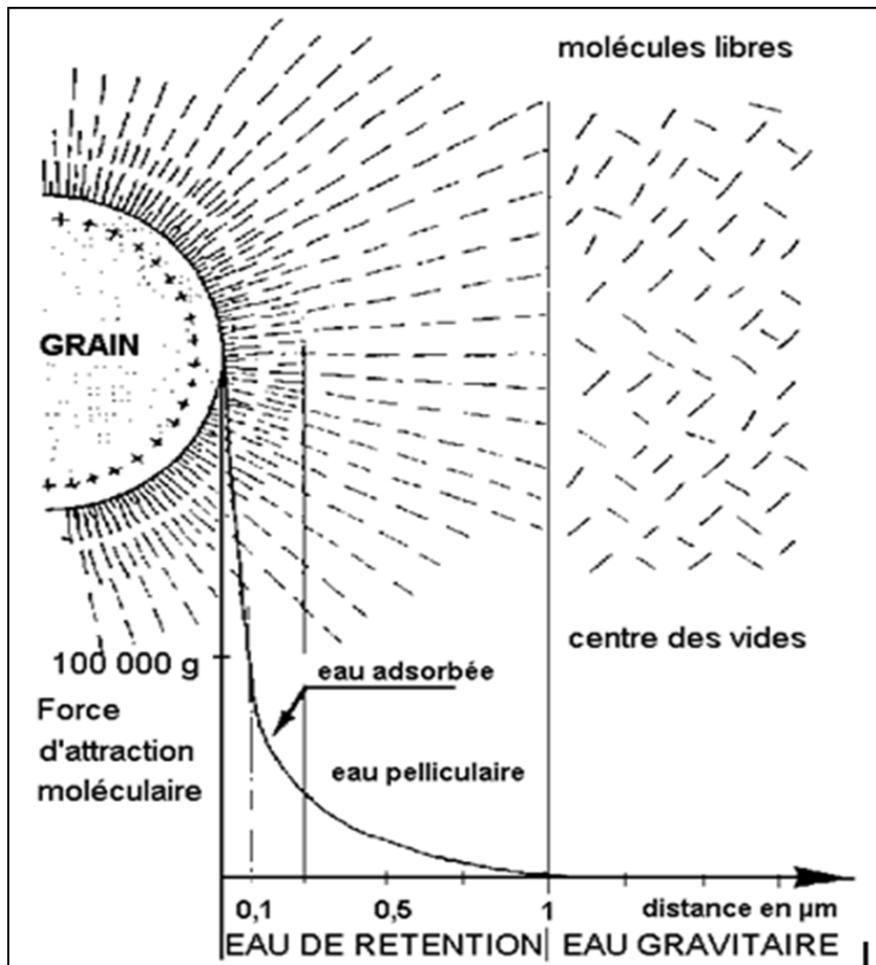


Figure 1 : Schéma de la structure de l'eau souterraine au voisinage d'un grain. Interaction physique eau/ roche. *Castany G. (1982).*

1.2. Origine des eaux souterraines (Jean-Jacques Collin, 2004)

1.2.1. Eaux Météoriques : la plupart des eaux souterraines ont une origine météoriques c'est-à-dire proviennent des précipitations (pluie, neige) et de leur infiltration dans le sous-sol

1.2.2. Eaux Connées : les eaux que l'on trouve en profondeur dans la croûte terrestre (à partir de 1 à 2km) sont dérivées de réservoirs d'eau météoriques qui ont réagi avec les roches environnantes. Souvent ces eaux sont relativement salées et elles sont présentes depuis la formation de la roche.

1.2.3. Eaux juvéniles : ce sont des eaux d'origine profonde, ils proviennent du magma, un magma granitique en se refroidissant expulse un petit volume d'eau (un magma de 1000 m d'épaisseur, contenant 5% d'eau en poids, engendre un débit de l'ordre de $251 \text{ m}^3/\text{km}^2$). Ces eaux donnent naissance aux sources thermales.

1.2.4. Eaux de régénérations : proviennent de la sédimentation du métamorphisme par des hydratations, ce sont des eaux fossiles qui donnent naissance aux sources chaudes.

2. SYSTEMES AQUIFERES

Un aquifère correspond à une formation géologique qui permet l'écoulement d'une quantité d'eau suffisante pour une exploitation utile. Deux types de milieux géologiques contiennent des aquifères : (Eric Gilli, 2008).

- ✓ le roc fracturé qui constitue la croûte terrestre. On parle alors d'**aquifère de roc fracturé**.
- ✓ les dépôts meubles qui sont l'ensemble des sédiments qui proviennent de l'érosion du socle rocheux et qui le recouvrent. On parle alors d'**aquifère granulaire**, lorsque les sédiments sont suffisamment perméables.

Ces milieux sont définis par leurs propriétés intrinsèques dont les plus importantes sont la **porosité** et la **conductivité hydraulique**. La porosité est constituée des interstices formés par des fractures du roc ou des espaces vides entre les grains des dépôts meubles. Plus la porosité du milieu est élevée, plus il y a d'espace disponible pour emmagasiner de l'eau. La conductivité hydraulique est l'aptitude d'un matériau à se laisser traverser par l'eau. Plus la

conductivité hydraulique du milieu est élevée, plus il est perméable, et plus l'eau peut y pénétrer et circuler facilement.

Ces propriétés définissent le caractère aquifère ou aquitard du milieu (Figure 2).

➤ **AQUIFÈRE** : *Un aquifère (acque = eau ; fera= je porte)*

Un *aquifère* est un corps (couche, massif) de roches perméables comportant une zone saturée suffisamment conductrice d'eau souterraine pour permettre son pompage:

L'aquifère constitue le réservoir des nappes d'eau souterraines.

➤ **AQUITARD**

Un *aquitard* est une formation peu perméable ou semi-perméable, dans laquelle l'eau souterraine circule à faible vitesse, (n'est pas suffisamment perméable pour qu'il soit possible d'y extraire l'eau). Ces formations peuvent assurer la communication entre des aquifères superposés par le phénomène de **drainance**. Il agit comme barrière naturelle à l'écoulement pouvant isoler un aquifère de la surface, contribuant ainsi à protéger ce dernier des contaminants venant de la surface, (ex: argile, shale, schiste).

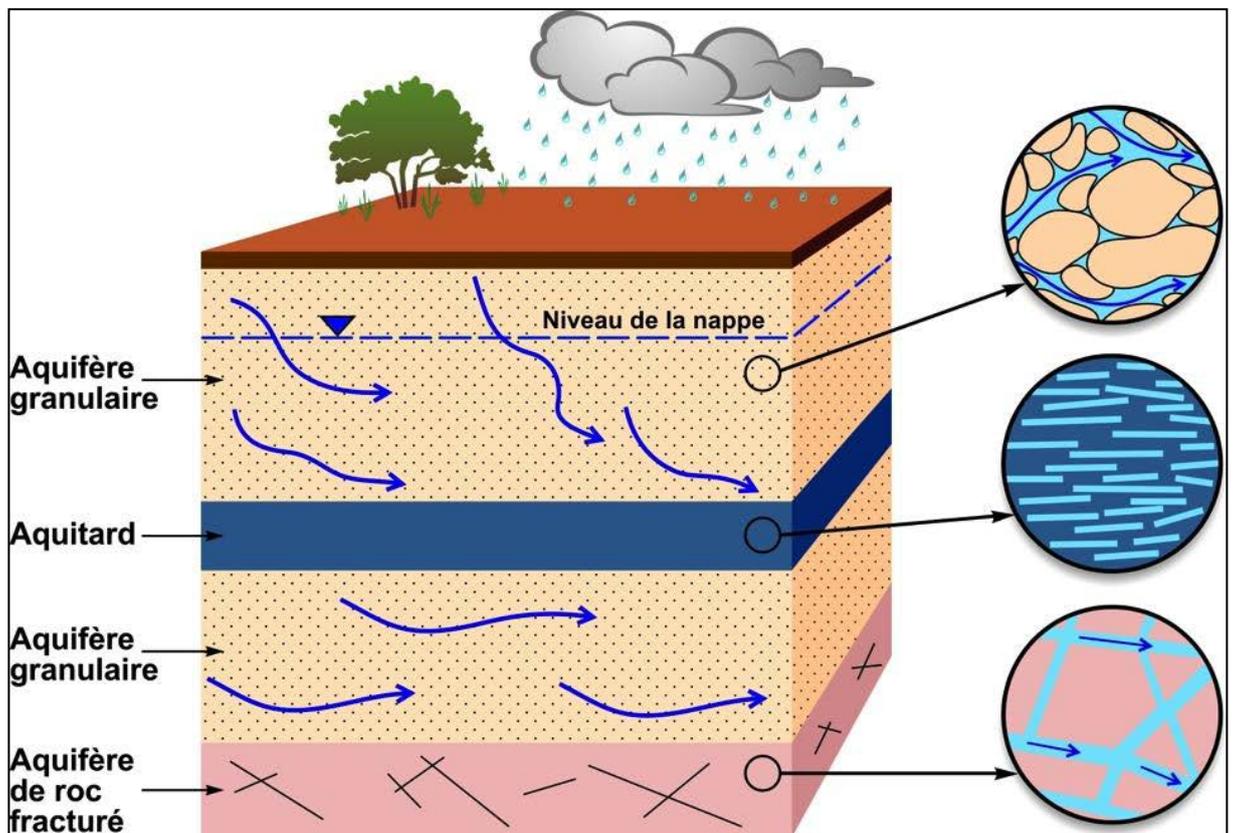


Figure 2. : Définitions principales Aquifère/ Aquitard. (Danièle Valdés et Valérie. 2014).

2.1. Processus général de formation d'une nappe

Par le jeu de la gravité, 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 3).

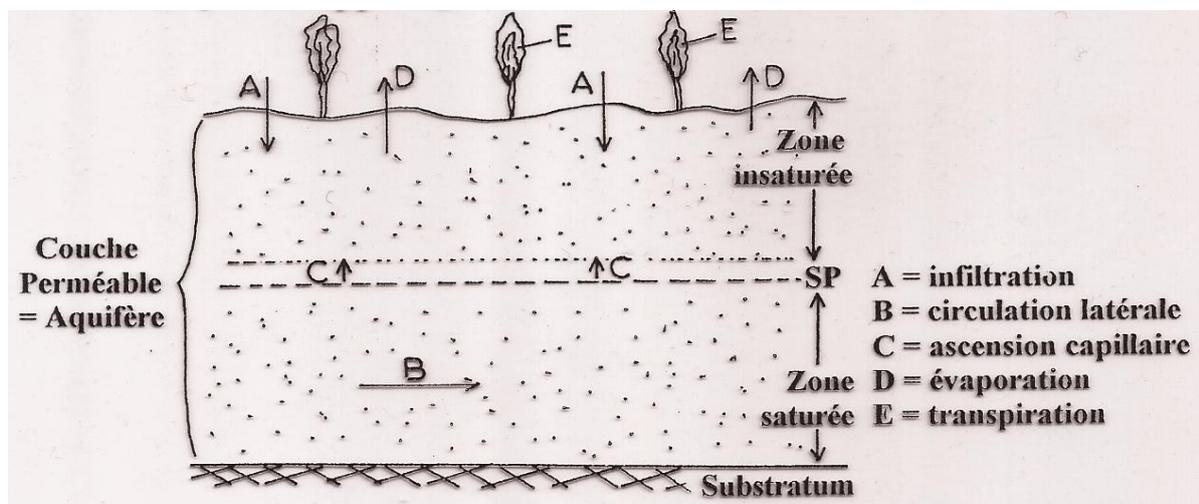


Figure 3 : schéma général de formation d'une nappe (Danièle Valdés et Valérie, 2014).

2.2. Réseau d'écoulement

Un réseau d'écoulement peut être considéré comme la solution à un problème de condition limite bidimensionnel en régime permanent. La solution requiert une connaissance de la région au sein de laquelle a lieu l'écoulement, des conditions limites aux pourtours de la région (Castany, 1982).

2.2.1. Identification géologique de l'aquifère (Formations lithostratigraphiques et hydrogéologiques)

Un **contexte hydrogéologique** représente un arrangement des unités de dépôts meubles et de roches (ou séquence hydrostratigraphique), en considérant leur perméabilité respective. La superposition des unités géologiques est aussi désignée par le terme **stratigraphie**. Ils

permettent de visualiser comment sont organisés les unités géologiques en profondeur. Ces contextes exercent une influence sur l'écoulement et la qualité de l'eau souterraine. L'agencement stratigraphique des unités géologiques en profondeur est connu à partir des forages.

La colonne stratigraphique illustre la séquence complète de sédimentation des dépôts meubles que l'on retrouve dans une région. Elle montre donc les sédiments les plus récents en surface et les plus anciens en contact avec le socle rocheux.

Une formation lithostratigraphiques est constituée par un corps de terrain de nature homogène : sable, calcaire, grès, granite, argile, gypse, etc. Elle est désignée par le nom de la région (ou de la localité) où elle a été observée et décrite ou par un terme d'étage. Exemples : calcaire de Champigny, alluvions de la Crau, sables albiens du bassin de Paris (figure 4)

Elle est identifiée par 3 ensembles de données fixes : surfaces limites, localisation dans le sous-sol et structure.

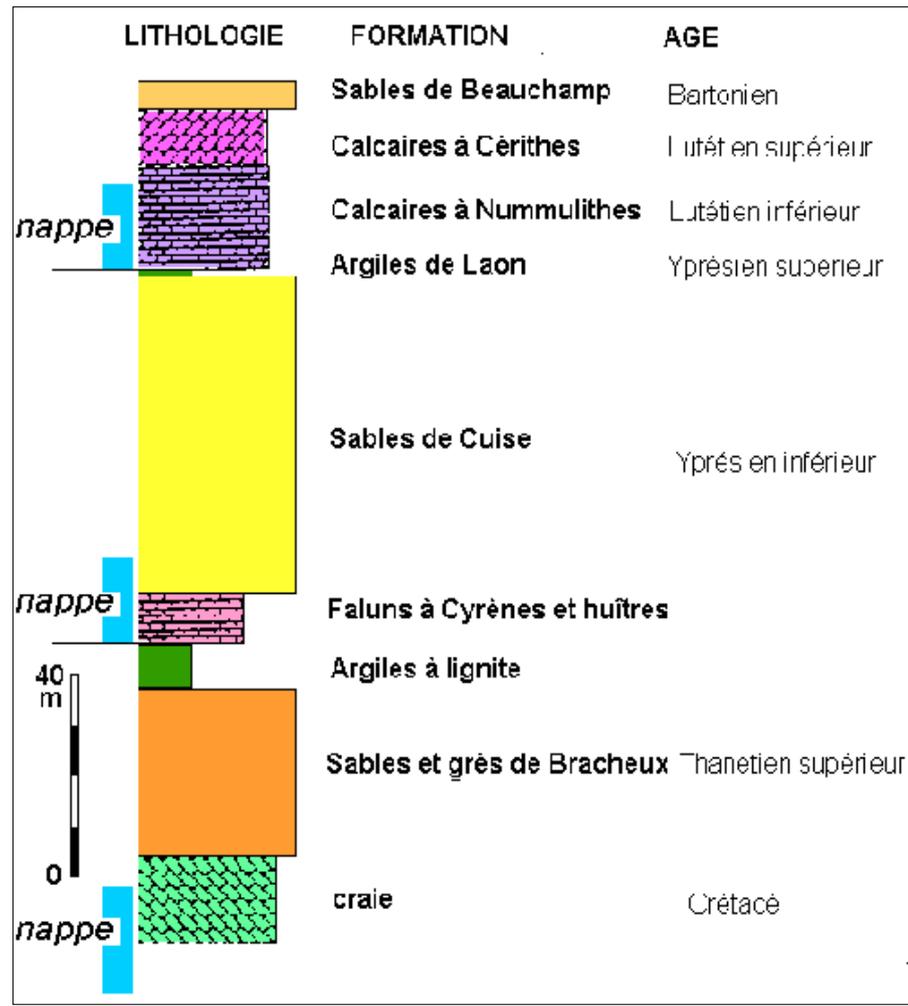


Figure 4 : Exemple de colonne lithostratigraphiques.

Castany G.(1982).

2.2.2. Surfaces limites du réservoir

Les surfaces limites du réservoir, inférieure ou substratum, supérieure ou toit, et latérales (affleurements, passage latéral de faciès, failles), identifient les conditions aux limites géologiques. (*Castany, 1982*).

a) Les formations hydrogéologiques et les aquifères

La caractéristique essentielle d'une formation hydrogéologique est son degré de perméabilité. La perméabilité, aptitude d'un réservoir à conduire l'écoulement d'eau, dans des conditions hydrodynamiques imposées, permet un classement en 3 grandes catégories; perméables, imperméables et semi-perméables.

- Formations hydrogéologiques perméables, gisements d'eau souterraine, origines des aquifères.

Les matériaux ayant la propriété de se laisser traverser par l'eau à des vitesses appréciables (quelques mètres à des milliers de mètres par an), sous l'influence de différences d'altitudes ou pente de la nappe appelés gradients, sont dits perméables. Ce sont les graviers, les alluvions, les sables gros et moyens, les calcaires fissurés, etc.

- Formations hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères.

Les vitesses d'écoulement de l'eau souterraine, dans certains matériaux, sont très faibles, pratiquement non mesurables (quelques millimètres par an). Ils constituent les formations hydrogéologiques imperméables imposant les limites géologiques des aquifères. Ce sont les silts, les argiles, les marnes, etc.

- Formations hydrogéologiques semi-perméables à l'origine de l'aquifère multicouche

Certains matériaux, comme les sables très fins, les sables argileux, de très faible perméabilité permettent dans des conditions hydrodynamiques favorables, les échanges verticaux montants ou descendants entre aquifères superposés, par un phénomène naturel appelé la drainance. Ils constituent les formations hydrogéologiques semi-perméables. Une structure hydrogéologique, constituée d'une alternance de formations hydrogéologique perméables et semi-perméables identifie un aquifère multicouche.

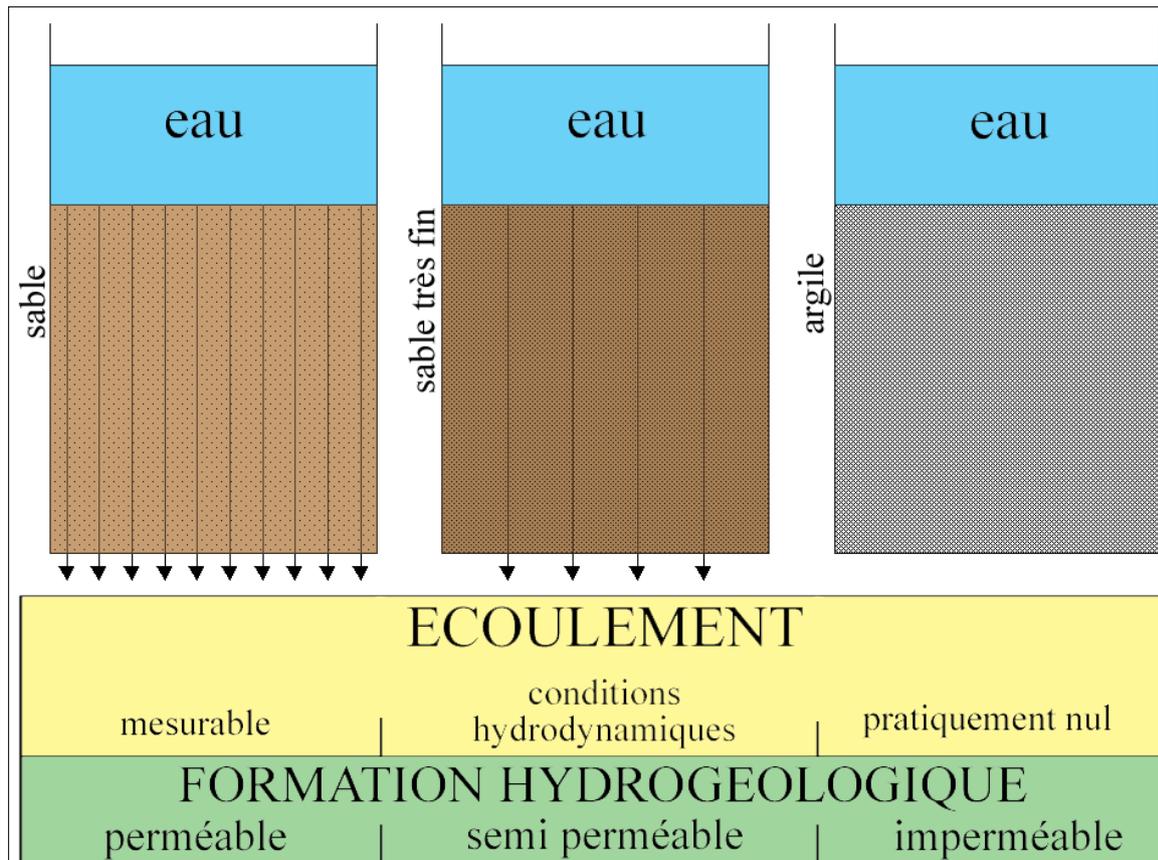


Figure 5 : Les formations hydrogéologiques. *Castany G. (1982).*

2.3. Différents types d'aquifères (*Eric Gilli. 2008*).

2.3.1 Aquifère fluviaux

L'eau s'écoule dans les matériaux déposés par un cours d'eau ancien ou actuel (généralement alluvions). Le substratum imperméable en dessous de ces matériaux est formé :

Soit par la roche compacte en dessous de la formation alluviale perméable.

Soit par des dépôts d'argile dans les alluvions sous forme de lentilles

Écoulement en milieux karstiques.

2.3.2 Écoulement en milieux karstiques

Les régions karstiques possèdent une géomorphologie caractéristique : rareté ou faible épaisseur des sols, présence de gorges, dolines, grottes, gouffres, pertes, mais surtout, existence d'un réseau de vides souterrains plus ou moins développé. Le drainage des eaux est géré en majeure partie par ces derniers, ce qui explique souvent

la quasi- absence du réseau de drainage superficiel : ruisseaux, rivières, etc.

2.3.3 Ecoulement dans les milieux fissurés

Il s'agit de distinguer deux types d'écoulement dans les milieux fissurés :

Systemes à fissures courtes (courtes par rapport à l'échelle d'intérêt) et interconnectés, avec nombre statistiquement important des fissures à grande ouverture.

En ce cas, les systèmes sont homogènes, et répondent donc, tels les aquifères fluviaux, à la loi de Darcy.

- Fissures longues par rapport à l'échelle d'intérêt, que partiellement interconnectés et/ou présence de rares grands chenaux. Ce genre de milieu fissuré est plus complexe et moins prévisible.

2.4 Classification des nappes

2.4.1 Critères géologiques

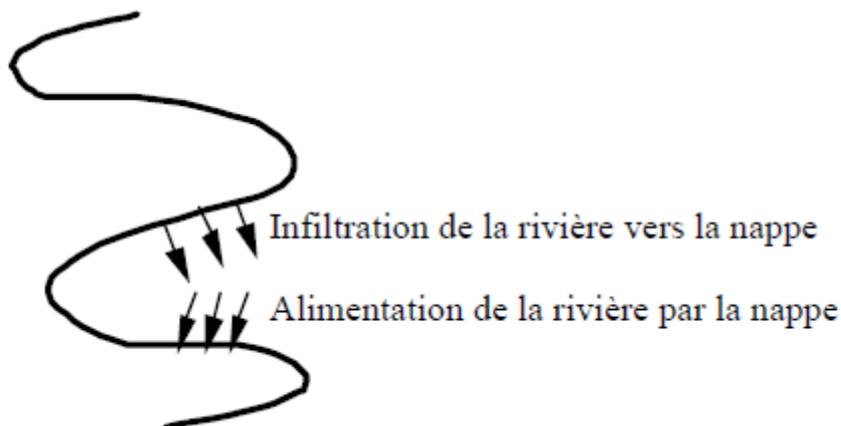
2.4.1.1 Nappes de terrains sédimentaires stratifiés

Les terrains sédimentaires stratifiés sont des terrains de grande extension latérale qui forment des réservoirs d'importance régionale. Ces nappes peuvent être classées en fonction de la structure (synclinal, monoclinal...).

2.4.1.2 Nappes de terrains sédimentaires mal (ou non) stratifiés

Ce sont des nappes de terrains tertiaires ou quaternaires d'extension limitée. Il s'agit des nappes d'alluvions fluviales, d'éboulis, de dépôts éoliens ou glaciaires.

Les alluvions forment souvent de petites unités hydrogéologiquement discontinues entre les méandres d'une rivière.



2.4.1.3 Nappes de terrains cristallins ou éruptifs

Il ne peut exister une nappe dans ce type de terrain que dans deux cas :

- terrain fissuré (ce qui donne une porosité maximum de 4 %),
- terrain altéré (un granite sain ne peut pas contenir une nappe).

2.4.2 Critères hydrodynamiques

La configuration de l'aquifère porte sur ses dimensions et les caractéristiques de ses limites géologiques et hydrodynamiques. (*Castany,1982*).

La base de l'aquifère, appelé substratum, est constitué par une formation hydrogéologique imperméable; Par contre sa limite supérieure est de 3 types :

- Hydrodynamique avec fluctuations libres : aquifère à nappe libre
- Géologique imperméable : aquifère à nappe captive
- Géologique semi-perméable : aquifère à nappe semi-captive

On distingue deux types de nappe sous l'angle de la piézométrie.

2.4.2.1. : Aquifère à nappe libre

Les puits et sondages du premier aquifère, rencontré sous la surface du sol, présentent un niveau d'eau dont l'altitude est appelée par convention, **le niveau piézométrique**. Souvent, ce niveau est mesuré dans des ouvrages de petit diamètre, appelés **piézomètres**. L'ensemble des niveaux piézométriques mesurés en différents points à une date donnée, détermine la surface piézométrique. Cette surface peut s'élever ou s'abaisser librement dans la formation hydrogéologique perméable, d'où la dénomination d'aquifère à nappe libre. Donc une **nappe libre** est une nappe dont la limite supérieure dans la formation poreuse est à surface libre, sans contraintes physiques (figures 6 : a,b)

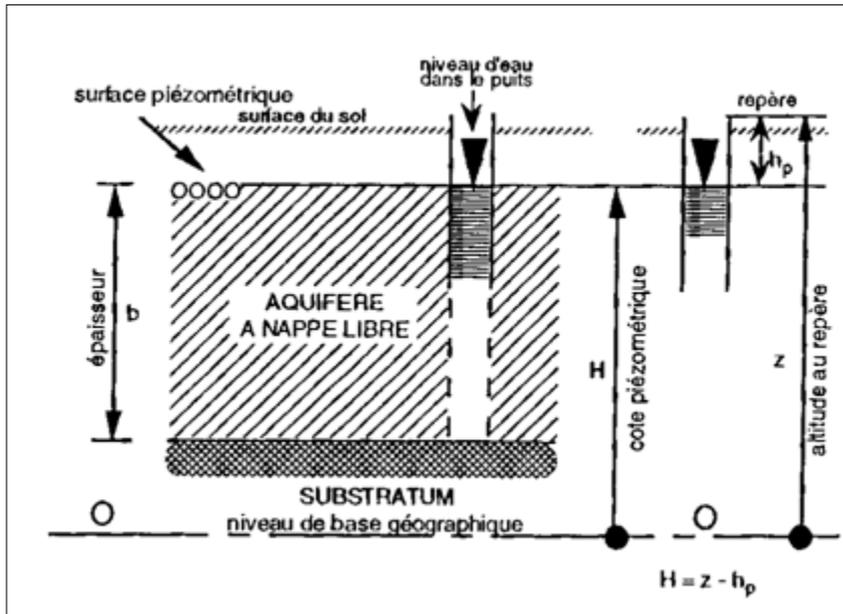


Figure 6 a : Nappe libre. Castany G. (1982).

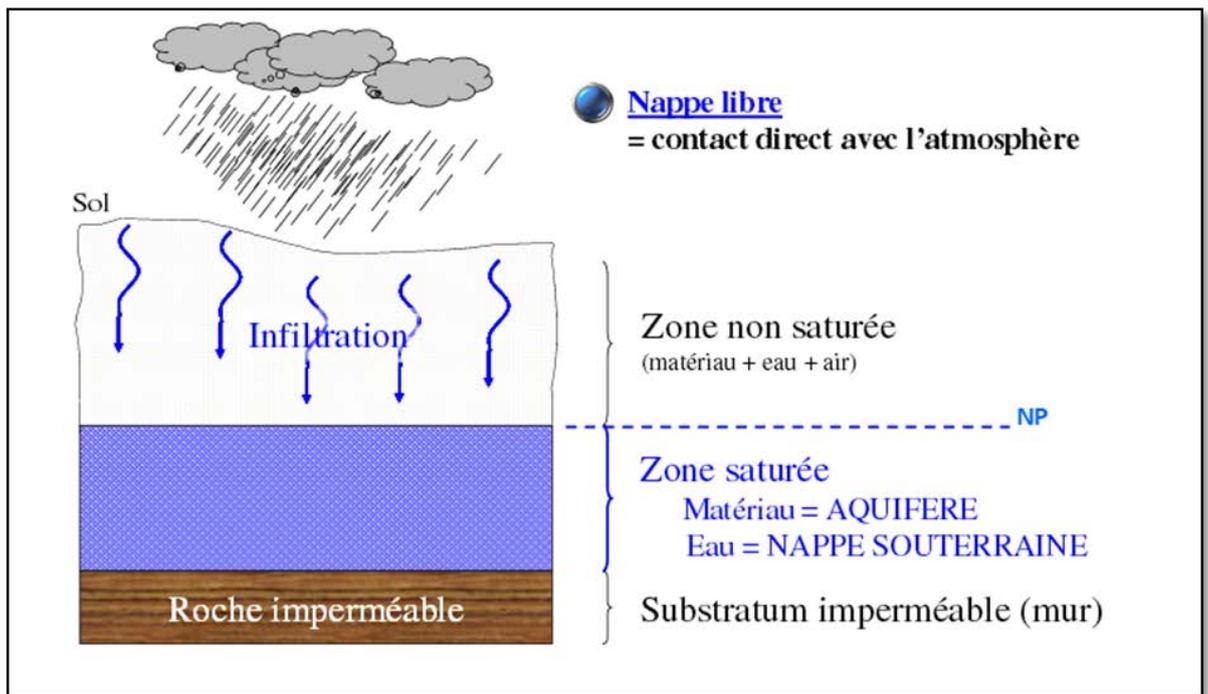


Figure 6 b: Alimentation d'une nappe libre. (Danièle Valdés et Valérie. 2014).

2.4.2.2. Aquifère à nappe captive

Dans les aquifères plus profonds, les eaux souterraines sont emprisonnées dans la formation hydrogéologique perméable, entre 2 formations imperméables fixes : le substratum à la base et le toit au sommet. L'eau contenue dans la nappe captive est donc soumise à une

pression supérieure à la pression atmosphérique. La surface fictive de cette nappe correspondant à la surface piézométrique est située au-dessus de la limite supérieure de l'aquifère confiné (figure 7a,b).

Les eaux souterraines sont dites ascendantes. Si le niveau piézométrique se situe au-dessus de la surface du sol, l'eau jaillit naturellement. C'est l'artésianisme

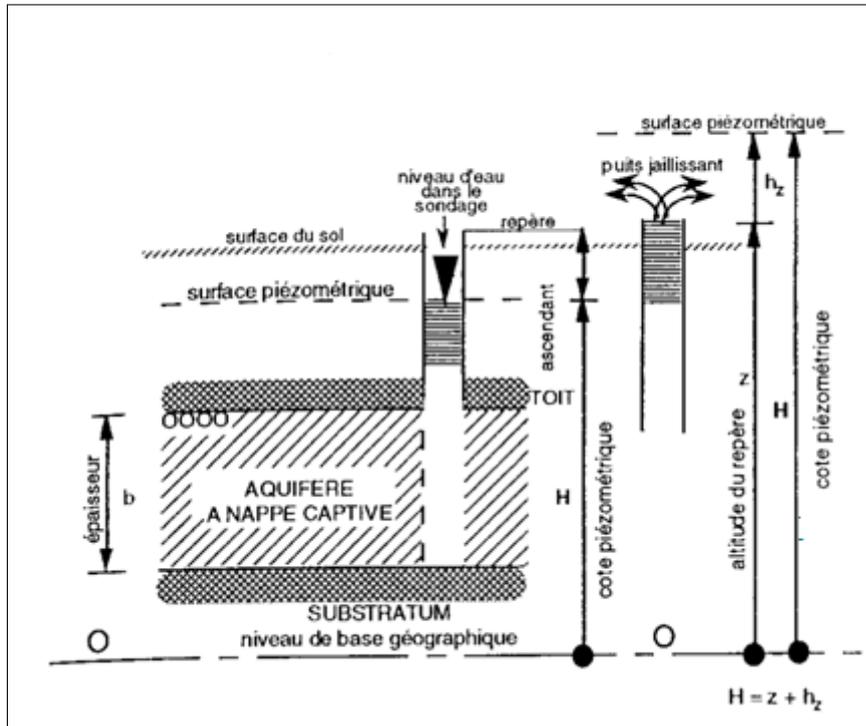


Figure 7a : Schéma de l'aquifère à nappe captive.

Castany G. (1982).

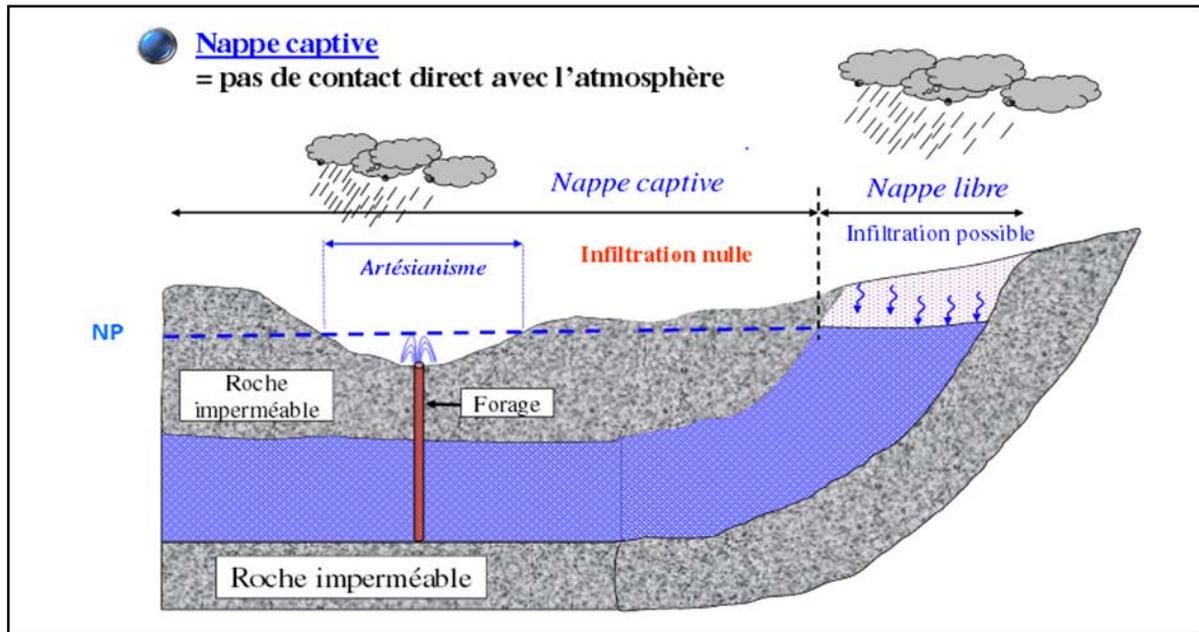


Figure 7 b: Nappe captive et phénomène d'artésianisme.

(Danièle Valdés et Valérie. 2014).

2.4.2.3. Aquifère à nappe semi-captive

Un cas intermédiaire entre les deux types de nappes (libre et captive). Le toit ou le substratum (ou les 2) de l'aquifère sont souvent constitués par une formation semi-perméable. Celle-ci permet, dans certaines conditions hydrodynamiques favorables (différences de charge) des échanges d'eau (ou de pression) avec l'aquifère superposé ou sous-jacent : c'est le phénomène de drainance. L'eau s'écoule de l'aquifère ayant la plus forte charge hydraulique vers celui qui a la plus faible charge hydraulique (figure8).

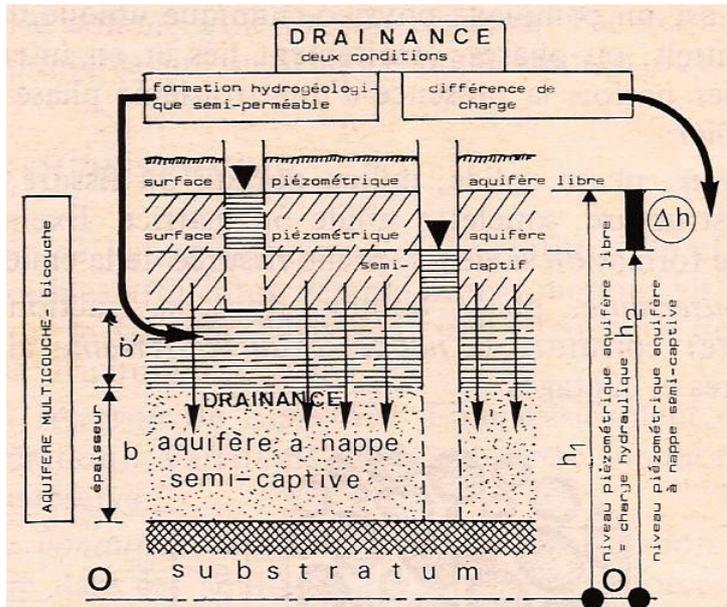


Figure 8 : Schéma d'un aquifère à nappe semi-captive.

Castany G. (1982).

Tableau 1 : Différence nappe libre/ nappe captive

Nappe libre	Nappe captive
<ul style="list-style-type: none"> - Contacte direct avec l'atmosphère - Surface de l'eau à la pression atmosphérique - Recharge (alimentation) rapide - Pas de protection naturelle face aux pollutions de surface 	<ul style="list-style-type: none"> - Pas de contact direct avec l'atmosphère - Pression de l'eau sup P_{atm} - Recharge (alimentation) lente - Protection naturelle face aux pollutions - Eau généralement fortement minéralisée.

Chapitre 4 :

I Hydraulique des puits et essai piézométrique

(Pompage d'essai)

Introduction

Le pompage d'essai est l'un des moyens les plus utiles pour déterminer les propriétés hydrauliques des couches aquifères et de leurs épontes. Les expérimentations par pompage à débit constant sur les puits et forages s'effectuent par les essais de débit (les pompes d'essai) qui consiste à mesurer l'accroissement du rabattement **des niveaux piézométriques en relation avec le temps de pompage** et leur remontée après arrêt de pompage.

1. Objectifs des essais de pompage : B. Genetier. (1984).

- la détermination des différentes caractéristiques hydrodynamiques de la nappe aquifère :
 - ✓ **la perméabilité K**
 - ✓ **la transmissivité T**
 - ✓ **l'étendue de la nappe : le rayon d'action Ra (rayon d'influence)**
 - ✓ **le coefficient d'emmagasinement S**
- le réglage optimal d'exploitation d'un forage pour éviter la surexploitation et l'assèchement de la nappe, à travers :
 - ✓ la détermination du débit spécifique, du rabattement spécifique, la productivité de l'ouvrage, le débit maximum admissible et le rabattement maximum admissible.
 - ✓ la détermination des durées et des périodes de pompage.
 - ✓ la détermination de la position optimale pour l'emplacement de la pompe.
- la détermination des différentes réserves d'eau dans la nappe (réserve exploitable, réserve renouvelable, réserve non renouvelable).

2. Etude préalable :

Avant d'exécuter des essais de nappe, il est nécessaire de prendre connaissance des conditions géologiques et hydrogéologiques. On détermine la géologie de l'aquifère, sa lithologie, son épaisseur et ses limites. **B. Genetier. (1984).**

3. Principe d'un essai

On pompe à un certain débit durant un temps donné dans le puits d'essai crépiné à travers l'aquifère. On mesure l'influence de ce pompage sur le niveau piézométrique dans ce puits et dans quelques piézomètres installés au voisinage.

On peut alors calculer les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère en appliquant des formules appropriées sur les rabattements mesurés dans les piézomètres, leur distance au puits et le débit de pompage.

Définition d'un piézomètre : forage de diamètre plus faible, utilisé pour le suivi du niveau d'eau ou la réalisation de prélèvement de petite quantité.

Puits : forage de diamètre relativement important, d'où l'eau peut être extraite.

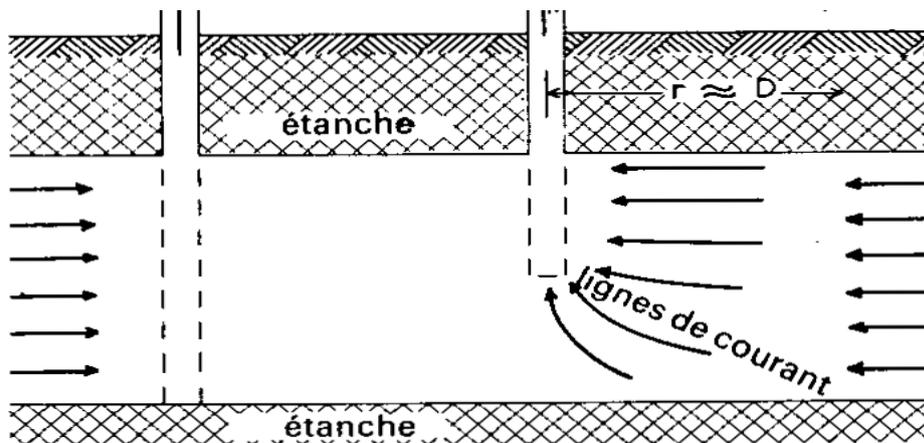


Figure 1 : Coupe schématique d'un puits complet et d'un puits incomplet (B. Genetier. 1984).

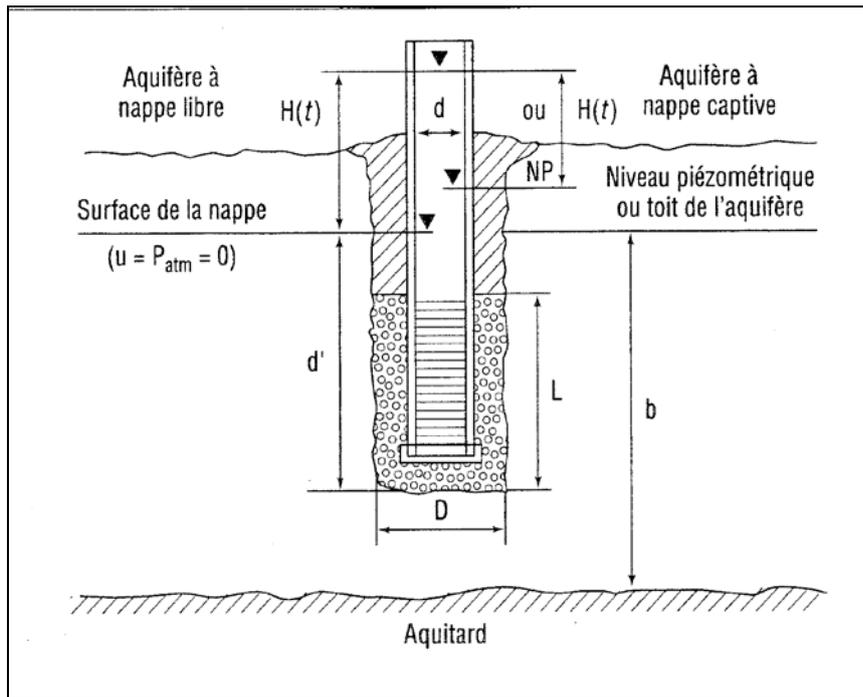


Figure 2 : Pénétration partielle de l'aquifère (Castany 1982)

4. Choix du site d'essai

Pour choisir un site, on doit respecter les points suivants: (B. Genetier. 1984).

- Les conditions hydrogéologiques ne doivent pas être strictement locales, mais représentatives d'une plus ou moins grande partie de la zone étudiée.
- Il serait préférable de ne pas s'installer à **proximité des voies de chemin de fer ou des routes de grande circulation**, car les vibrations produites par le passage des véhicules lourds peuvent entraîner des fluctuations de niveau piézométrique dans les nappes captives.
- L'eau sortie du puits doit être **évacuée de telle manière qu'elle ne retourne pas à la nappe**.

Le personnel et le matériel doivent assurer facilement accéder au site.

5. Caractéristiques du puits d'essai :

- Le diamètre du puits doit être suffisant pour loger la pompe et assurer le rendement hydraulique du puits,
- Il est préférable que le puits traverse la totalité de l'aquifère pour avoir un meilleur débit ;
- Il est souhaitable de crépiner 70% à 80% de l'épaisseur de l'aquifère,

- La pompe doit être puissante pour pouvoir travailler sans arrêt (24/24), à débit constant et durant au moins 2 jours,
- Il faut implanter des piézomètres (puits d'observation) à proximité du puits, pour permettre mesurer les effets du pompage sur les niveaux piézométriques.

NB : durant un pompage d'essai, il ya deux types de mesure à prendre :

- Les mesures de niveau d'eau
- Les mesures de débits.

6. Types d'essais de pompage

On distingue deux types d'essai : (B. Genetier. 1984).

6.1. L'essai de nappe (aquifère test) :

Permet d'obtenir les paramètres hydrodynamiques : la transmissivité (T), le coefficient de perméabilité (K), le coefficient d'emménagement(S) et le rayon d'action (R).

Ce type d'essais s'effectue avec le pompage de longue durée.

La réponse de la nappe au pompage donne des informations sur l'aquifère et sur l'ouvrage

6.1.1. Cas d'une nappe libre : (figure 3)

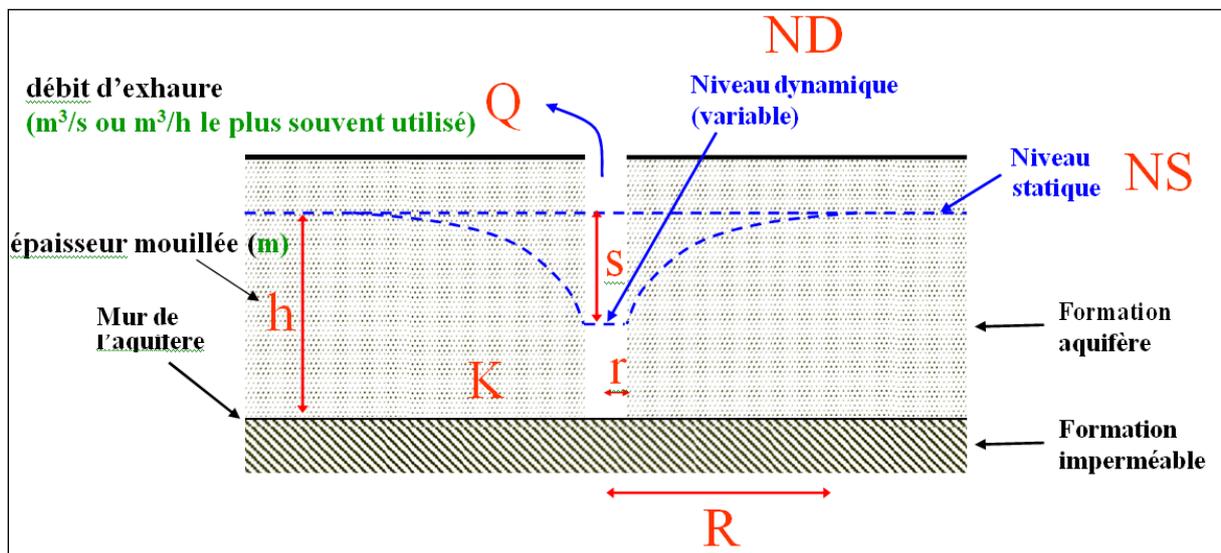


Figure 3 : pompage d'essai en aquifère à nappe libre. (Danièle Valdés et Valérie. 2014).

NS : niveau statique : niveau de la nappe au repos observé dans l'ouvrage (profondeur de la surface piézométrique de la nappe par rapport au sol). Unité=m

ND : niveau dynamique : niveau de la nappe observé dans l'ouvrage après un temps de pompage donné.

T : transmissivité (Castany,1982)

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

6.1.2. Cas d'une nappe captive (figure 4)

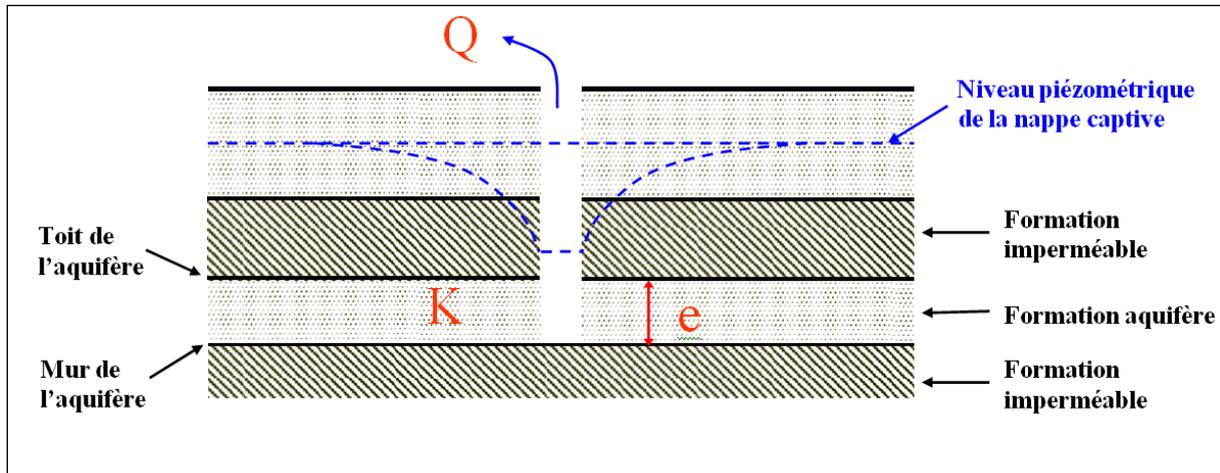


Figure 4 : pompage d'essai en aquifère à nappe captive. (Danièle Valdés et Valérie. 2014).

e (m): épaisseur (puissance de la formation aquifère

T : transmissivité

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

Si la perméabilité de l'aquifère est élevée, le cône de rabattement créé par le pompage sera plat et étendu. Si au contraire la perméabilité est faible, le cône de rabattement sera de forte pente et peu étendu. (Figure 5)

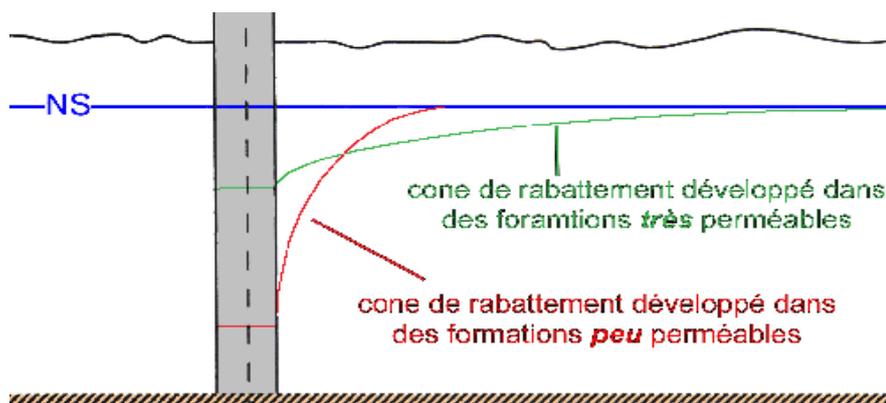


Figure 5 : effet du pompage (Castany, 1982).

Dans la nature, on trouve rarement des nappes parfaitement libres ou parfaitement captives et l'on rencontre plutôt des nappes semi-captives (ou nappes à drainance). Si l'on pompe dans une nappe semi-captive, l'eau provient non seulement de la nappe mais aussi de

la couche semi-perméable qui la surmonte, en admettant que cette couche soit (partiellement) saturée. L'effet du pompage est de faire baisser la charge hydraulique de la nappe, et de créer ainsi une différence de charge entre la nappe principale et la couche semi-perméable. Par conséquent, l'eau de la nappe libre contenue dans cette couche rejoint la nappe principale, par un écoulement vertical et dirigé de haut en bas.

Remarque : Si le puits de pompage est complet, l'écoulement dans la nappe principale est horizontal (figure 6). Le débit du puits se décompose en :

- a) une certaine quantité d'eau fournie par la nappe testée
- b) une certaine quantité d'eau fournie par la couche semi-perméable.

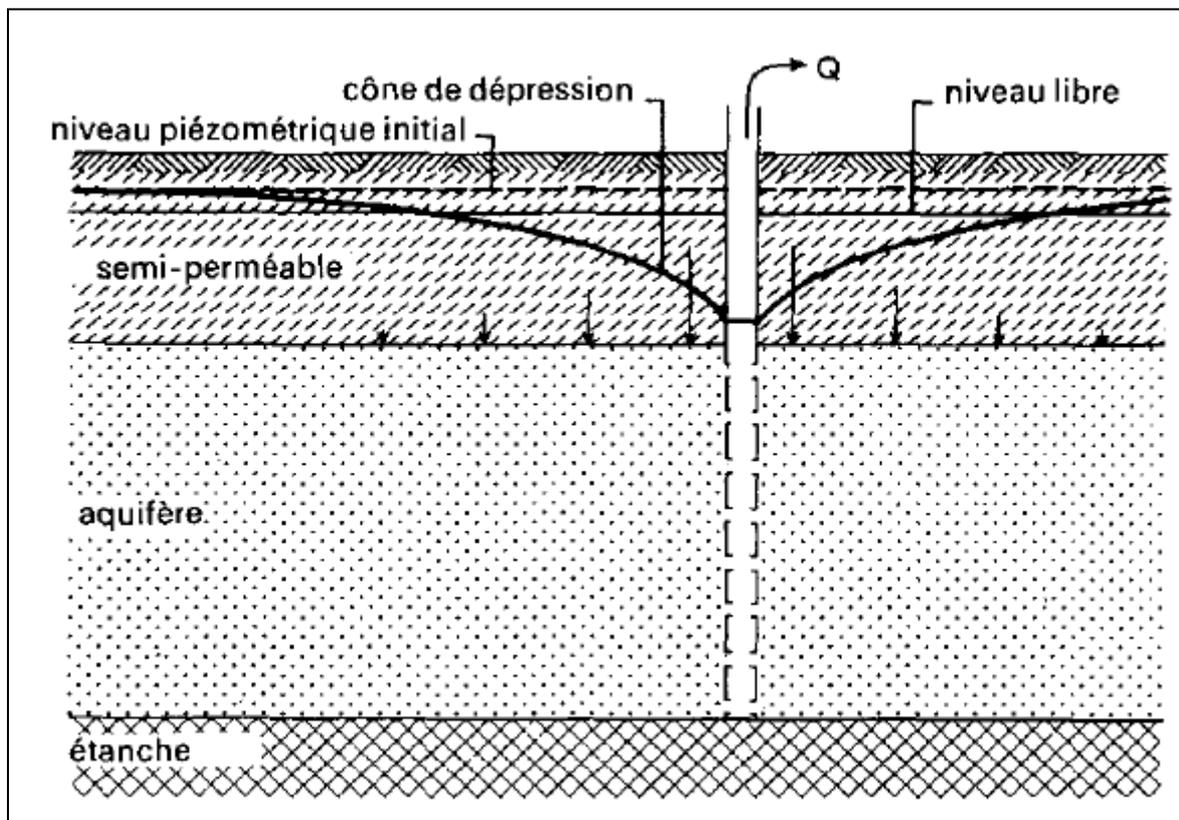


Figure 6 : coupe schématique d'un pompage en aquifère à nappe semi- captive. (B. Genetier, 1984).

II : Equations générales d'écoulement en Régimes permanents & transitoires

L'équation de l'écoulement souterrain est basée sur la loi de conservation de masse de l'eau souterraine en mouvement, combinée à la loi de Darcy, laquelle incorpore les propriétés

du milieu. Il y a deux sortes d'équation de l'écoulement : celles du *régime permanent* et celles du *régime transitoire*.

Un régime d'écoulement peut être défini comme étant le mode de mouvement des particules fluides entre elles dans un écoulement.

Pour différencier les régimes d'écoulement entre eux, Reynolds a développé un nombre adimensionnel qui est le **Nombre de Reynolds**.

$$R_e = VD / \nu = \rho VD / \mu$$

Où

V : est la vitesse moyenne d'écoulement

D : le diamètre intérieur du tube

ν : la viscosité cinématique.

ρ : la masse volumique.

μ : la viscosité dynamique.

Le passage d'un régime à un autre est assez imprécis, mais on adoptera les limites suivantes :

Régime Laminaire : $Re < 2000$

Régime Transitoire : $Re = 2000$

Régime Turbulent : $Re > 2000$

1. Régime permanent

Le régime permanent est un régime d'équilibre, quand il y a *équilibre* entre le débit sortant du puits et le débit entrant par ailleurs dans la nappe. On dira que le régime permanent est atteint si, dans les piézomètres, l'évolution du rabattement dans le temps devient négligeable, ou si le gradient hydraulique devient constant aux abords du puits.

1.1. Equation d'écoulement dans une nappe captive en régime permanent

(Equations de Dupuits en régime permanent) figure 7.

$$Q = 2.73T \frac{H - h}{\log \frac{R_{inf}}{r_p}}$$

Avec $T = K.e$

Le rabattement $s = H_0 - h_1$ est égal à :

$$s = 0.37 \frac{Q}{T} \text{Log} \frac{R_{inf}}{r_p}$$

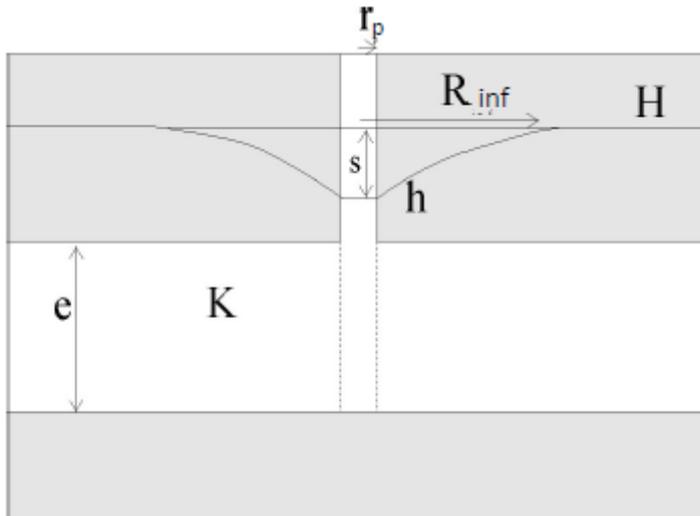


Figure 7: Solution de Dupuits pour le pompage dans une nappe captive en régime permanent

(In Danièle Valdés- Lao et Valérie Planages, 2014).

1.2. Equation d'écoulement dans une nappe libre en régime permanent

(Equations de Dupuits en régime permanent).(Castany1982)

Le modèle de Dupuit est basé sur l'hypothèse que l'écoulement est horizontal et se dirige radialement vers le puits.

- **Conditions d'application**

- l'aquifère est isotrope;
- l'écoulement est en régime permanent;

Dans ces conditions, le débit d'un puits pompant dans un aquifère libre, (figure 8), est donné par l'équation suivante:

$$Q = 1.366K \frac{H^2 - h^2}{\text{log} \frac{R_{inf}}{r_p}}$$

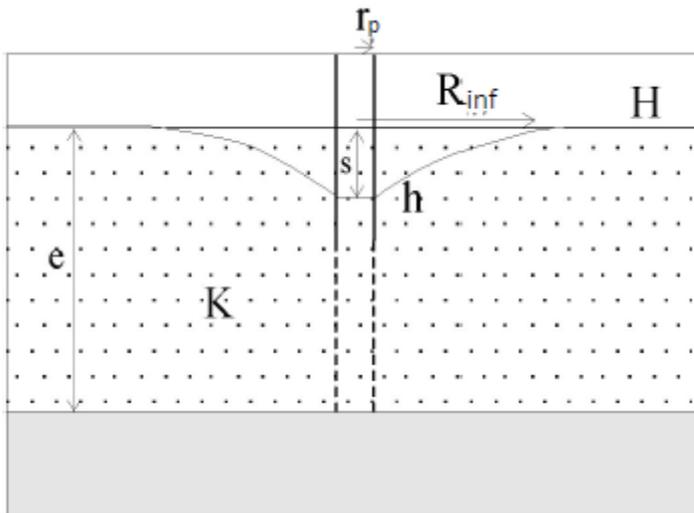


Figure 8 : Solution de Dupuit pour une nappe libre en régime permanent
(In Danièle Valdés- Lao et Valérie Planages, 2014).

2. Régime transitoire

Le régime transitoire, ou de *non-équilibre*, se produit entre le début du pompage et le moment où l'on atteint le régime permanent.

Les méthodes d'interprétation des formules de non équilibre sont très variées. Les équations de *Theis et Cooper-Jacob* sont les plus utilisées pour l'étude d'écoulement en régime transitoire. Deux méthodes sont utilisées selon le but de l'essai :

- 1- Essai de puits, par palier de débit de courtes durées, avec mesure du niveau d'eau dans le puits.
- 2- Essai de puits, à un seul palier de débit de longue durée, avec mesure de niveau d'eau dans le puits et dans les piézomètres.

Les conditions d'application de ces méthodes sont :

- L'aquifère a une extension latérale illimitée.
- L'aquifère est homogène, isotrope et d'épaisseur uniforme dans la zone étudiée.
- Avant le pompage, la surface piézométrique est presque sub-horizontale.
- Le puits est complet.

2.1. L'essai de puits (well test), par palier de débit de courtes durées.

Permettant de déterminer les caractéristiques de l'ouvrage et de son environnement immédiat pour déterminer si l'ouvrage répond aux besoins des usagers, de définir ces limites d'exploitations, de déterminer le débit critique, le débit spécifique et les pertes de charge.

Il permet également d'établir le programme d'équipement de l'ouvrage (tubage, crépine, massif filtrant). Ce type d'essais est effectué en réalisant des pompages par paliers (figure 9), de courtes durées (de 1 à 4 h), à débit constant.

Chaque palier de débit est suivi d'un arrêt de pompage d'une durée au moins égale, permettant la remontée du niveau d'eau et la mesure du rabattement résiduel.

On mesure : - le temps : (h, min,s)

-Le rabattement (m)

-Le débit (m^3/s)

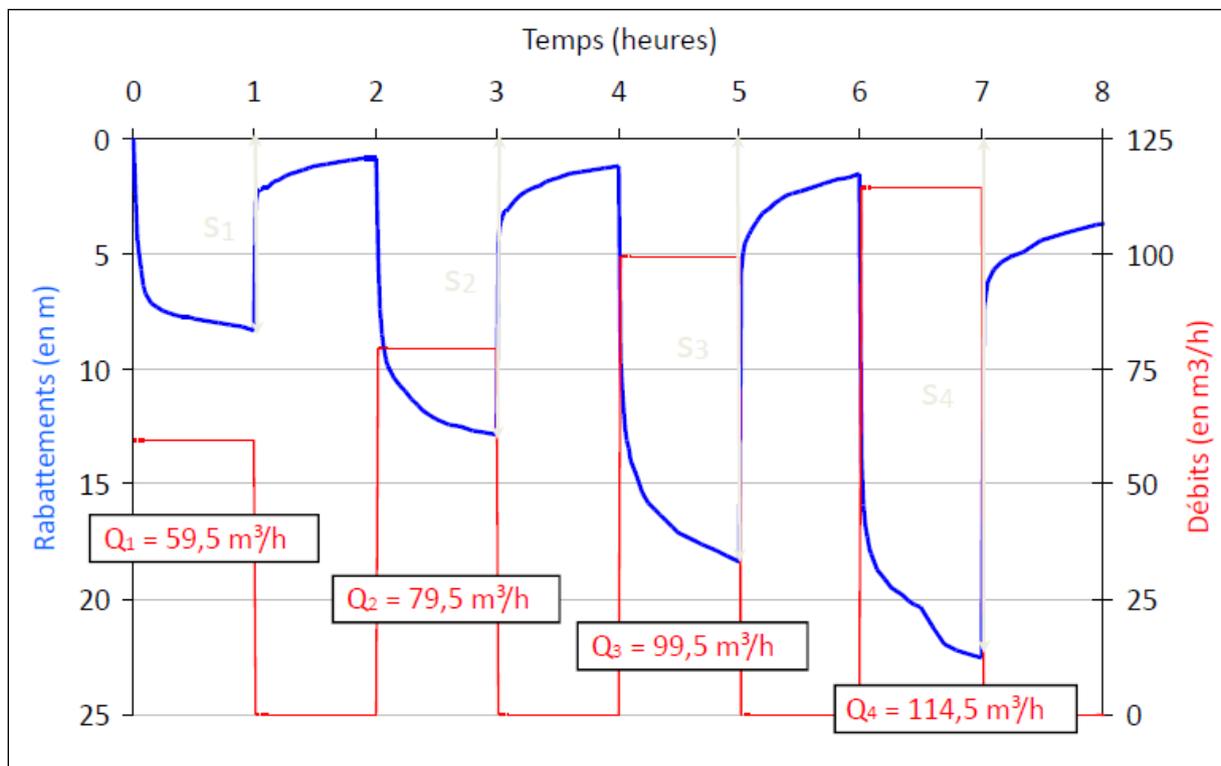


Figure 9: Pompage par paliers.

(In Danièle Valdés- Lao et Valérie Planages, 2014).

Après le pompage d'essai, on est en possession de toutes les informations telles que :

- ✓ le débit du puits (Q),
- ✓ le rabattement dans tous les piézomètres et dans le puits (s),
- ✓ l'allure générale du niveau piézométrique

On doit alors passer à l'analyse des résultats

2.1.1. Calcul de pertes de charge, de l'expression de Jacob :

Le rabattement mesuré dans l'ouvrage à un instant donné, est la somme de deux composantes nommées pertes de charge caractéristiques du complexe aquifère- ouvrage.

- une perte de charge linéaire provoquée par l'écoulement laminaire dans l'aquifère au voisinage de l'ouvrage, notée : **B.Q**
- une perte de charge quadratique provoquée par l'écoulement turbulent dans l'ouvrage, la crépine et le tubage, notée : **C.Q²**

Le rabattement total sera : $S = BQ + CQ^2$

Avec

S : en m,

Q : en m³/h

B et **C** : sont les coefficients de perte de charge linéaire et quadratique respectivement. Cette équation est appelée *l'équation de Jacob*, établie pour les nappes captives.

Si aucune rupture de pente de la courbe $s = f(Q)$ n'apparaît clairement, le **débit maximal est fixé en fonction du rabattement maximal admissible**.

a- Estimation des coefficients de perte de charge

En reportant les valeurs des couples (s_i/Q_i , Q_i) : (rabattements spécifiques, débits), en plaçant les valeurs de rabattements spécifiques en ordonnées et les valeurs de débits en abscisse ; pour tracer la courbe du rabattement spécifique en fonction du débit $s/Q = f(Q)$.

Par comparaison avec l'équation de Jacob, nous obtenons

$$\frac{s}{Q} = CQ + B$$

Cette courbe est toujours une droite, Avec :

C : la pente de la droite.

B : l'ordonnée à l'origine de la courbe (la droite)

Cette courbe peut prendre trois formes (figure 10)

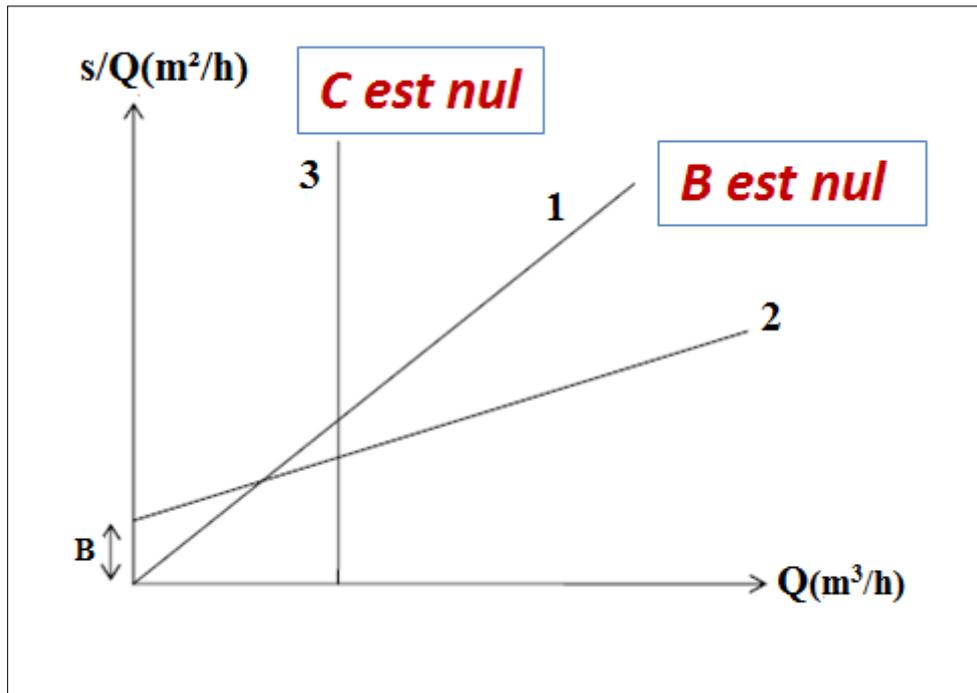


Figure 10: La courbe $s/Q = f(Q)$.

(In Danièle Valdés- Lao et Valérie Planages, 2014).

1-une droite passant par l'origine (droite n°1 sur la figure 10), **B est nul** ; traduisant un régime turbulent et des pertes de charge turbulentes (quadratiques) résultant principalement de **l'écoulement dans l'ouvrage**, et les pertes de charges laminaires sont négligeables.

Dans ce cas : $s/Q = C.Q \rightarrow s = C.Q^2$

2- une droite verticale (**droite n°3 sur la figure 10**), **C est nul** ; traduisant un régime laminaire, et des pertes de charge laminaires résultant principalement de **l'écoulement dans l'aquifère**. Et les pertes de charge **turbulentes sont négligeables**.

Dans ce cas : $s/Q = B \rightarrow s = B.Q$

3- une droite recoupant l'axe des coordonnées (**droite n°2 sur la figure 10**); dans ce cas, la perte de charge résulte de l'écoulement dans l'ouvrage et dans l'aquifère.

b. Etat du puits (figure 11).

$$s/Q = f(Q)$$

Avec Q (m^3/s)

La valeur de C ($m/m^3/s$), donne une idée de l'état et la qualité de l'ouvrage (puits). Une première évaluation est donnée par Detay (1993):

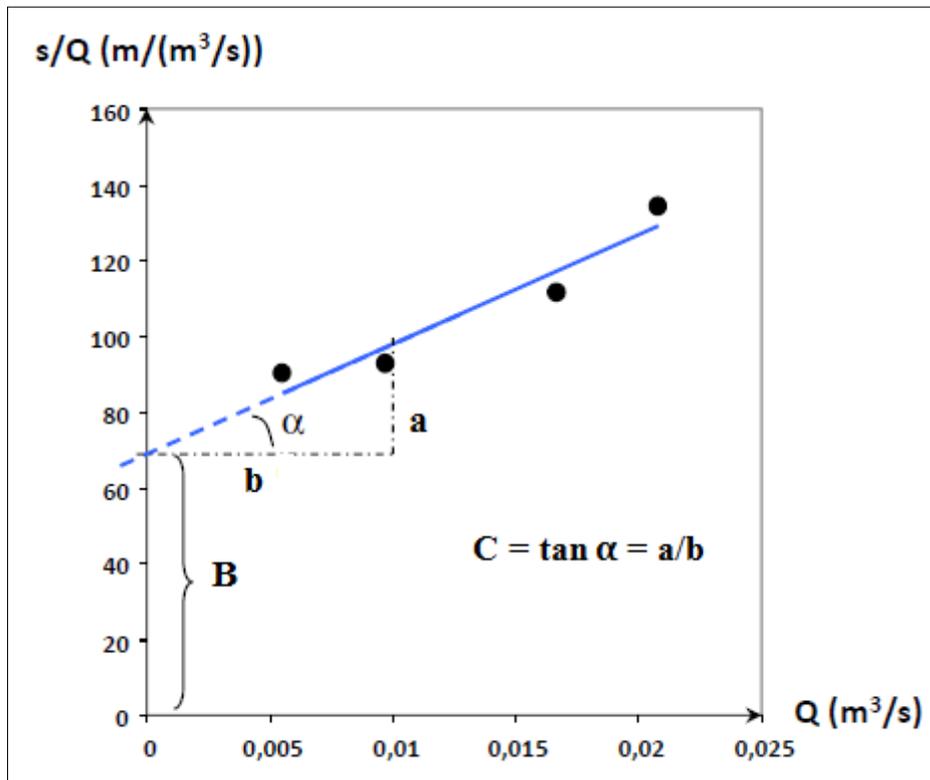


Figure 11 : La courbe $s/Q = f(Q)$. (Castany G. 1982).

Tableau 1 : Etat du puits en fonction de C.

Valeur du coefficient C ($m/m^3/s$)	Etat
$C < 5.10^{-5}$	Ouvrage bien développé
$5.10^{-5} < C < 10^{-4}$	Pertes de charge importantes
$10^{-4} < C < 4.10^{-4}$	Ouvrage colmaté
$C > 4.10^{-4}$	Ouvrage irrécupérable

2.1.2. Estimation du débit maximal d'exploitation et du débit critique

On obtient en fin de chaque palier des couples mesurés

(s_i, Q_i).

En reportant ces valeurs sur un graphique arithmétique, avec s en ordonnées et Q en abscisse pour obtenir finalement la courbe du **rabattement en fonction des débits $s = f(Q)$** .

Cette courbe est formée par deux parties (figure 12)

Une partie droite : correspondant à la perte de charge linéaire, dont la perte de charge quadratique est nulle.

Une partie courbe : correspondant à la somme de la perte de charge linéaire et quadratique. Quand cette partie **est convexe** : la perte de charge quadratique est importante, et quand elle **est concave**, elle se traduit par un essai non valable (mesures altérés, décolmatage, amélioration de la circulation de l'eau au voisinage immédiat de l'ouvrage).

Les deux parties se lient par le point **A** correspondant au débit critique **Q_c**.
Le débit maximal d'exploitation est fixé légèrement inférieur au débit critique.

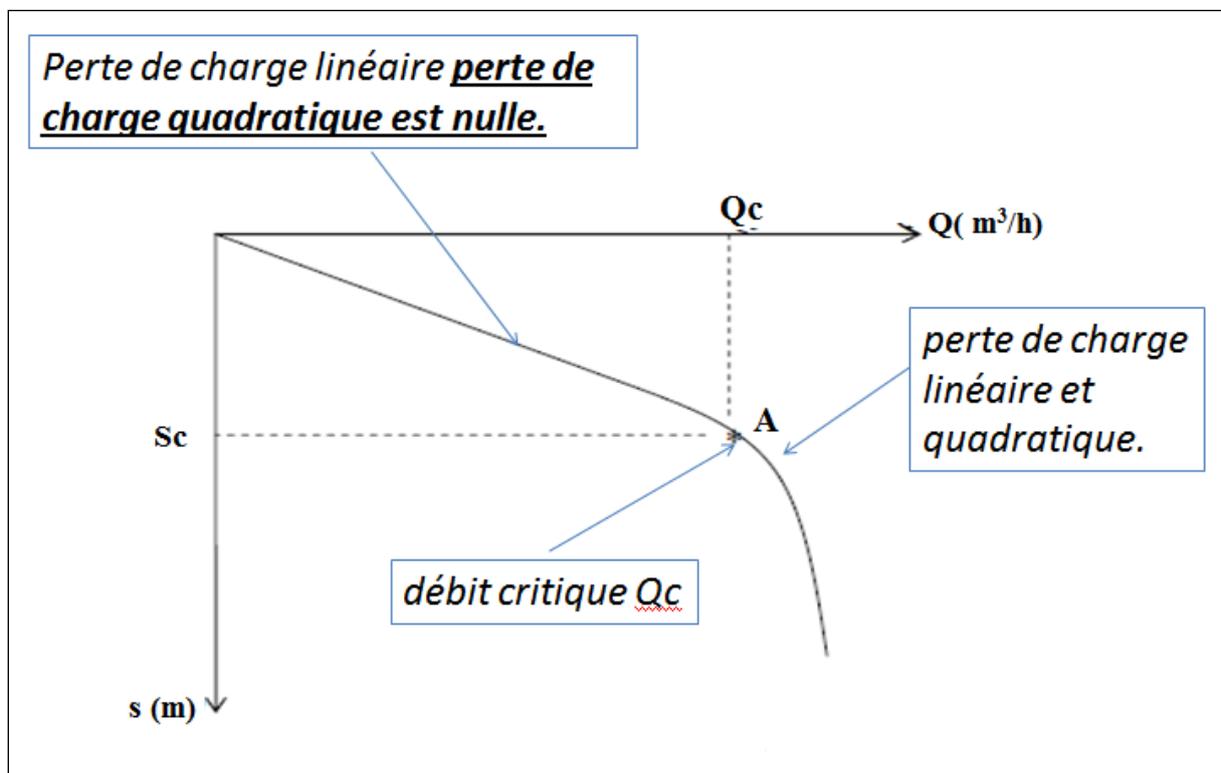


Figure 12 : courbe caractéristique $S = f(Q)$. (Castany G. 1982).

2.1.3. Estimation de la profondeur d'installation de la pompe :

La profondeur d'installation de la crépine de pompe est fonction du niveau dynamique prévisible. Ce niveau est donné par le rabattement induit par le débit d'exploitation (débit max.), majoré par des variations piézométriques annuelles (on augmente la cote de la crépine de 2 à 3m).

2.1.4. Rayon d'action ou rayon d'influence

Au bout d'un certain temps de pompage à débit constant, le cône de rabattement n'évolue plus le régime permanent est atteint (figure13a et b).

R = Rayon d'action

R= Rayon d'influence

Il est nécessaire de mesurer les rabattements dans des piézomètres situés autour du puits.

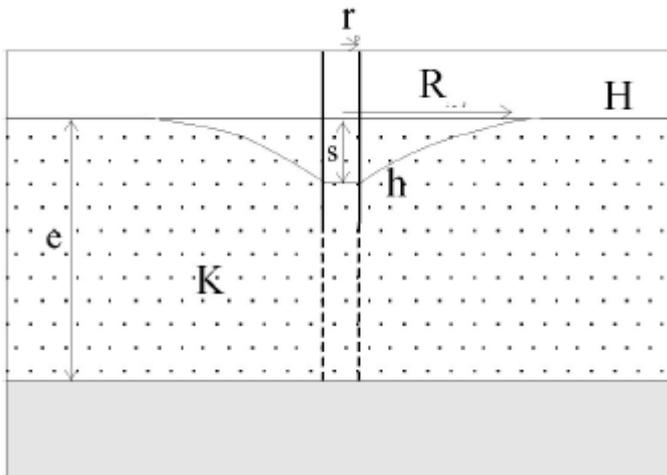


Figure 13 a : Rayon d'action

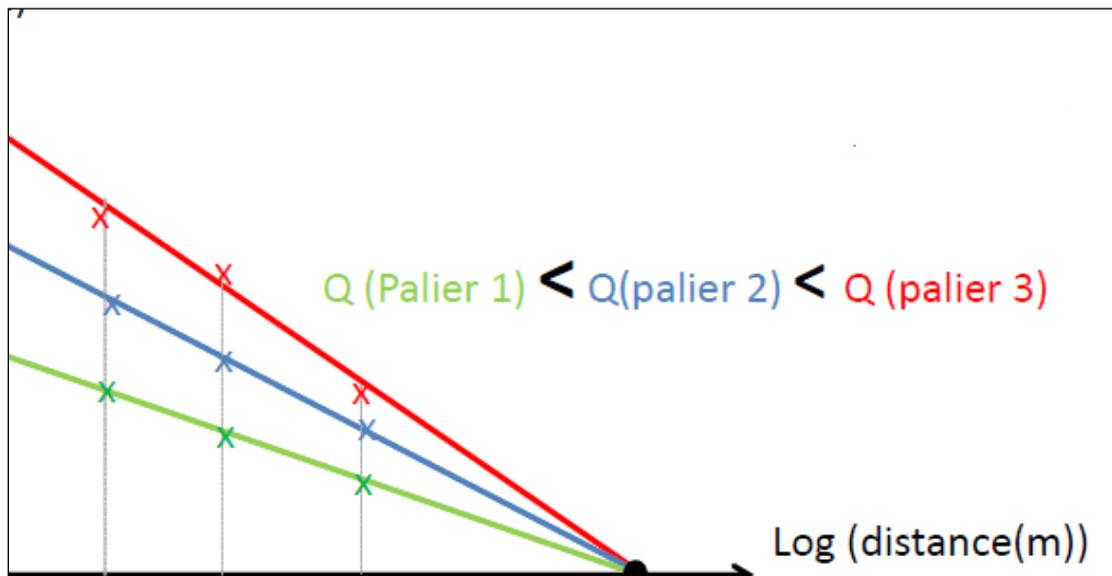


Figure 13b : Rayon d'action

(In Danièle Valdés- Lao et Valérie Planages, 2014).

2.2. Essai de puits de longues durées :

Ces essais sont exécutés par un seul palier de débit constant, durant au moins 48h. (Castany, 1982).

2.2.1.- Méthode de Theis (1935) : Descente

En plus des conditions d'application, citées auparavant, on doit aussi satisfaire aux conditions suivantes :

- Nappe captive
- Régime transitoire
- L'eau provenant de l'emmagasinement est libérée instantanément, avec la baisse de la charge hydraulique
- Le diamètre du puits est très faible.

A: Droite rabattement- log du temps :

Les données du pompage sont reportées sur un papier semi-logarithmique. En abscisses : Log du temps de pompage et en ordonnées : les rabattements, en mètres.

- La courbe observée au début du pompage traduit l'effet de capacité de l'ouvrage.
- Le point d'intersection avec l'axe des abscisses mesure le temps fictif, à l'origine t_0 .

La formule d'approximation logarithmique de Theis est

$$s = \frac{0.183Q}{T} \text{Log} \frac{2.25Tt}{X^2 \cdot S}$$

s: Rabattement résiduel (m)

T : Transmissivité (m²/s)

t : Temps écoulé depuis le début du pompage (s)

x: Distance du piézomètre, à l'axe du puits (m).

S : Coefficient d'emmagasinement

*Calcul des paramètres hydrodynamiques

Transmissivité $T = \frac{0.183Q}{c}$

Coefficient d'emmagasinement $S = \frac{2.25 T t_0}{X^2}$

B. Droite rabattement spécifique / log temps :

$$\frac{s}{Q} = \frac{0.183}{T} \left(\frac{\text{Log } 2.25 T}{X^2 S} + \text{Log } t \right)$$

Transmissivité $T = \frac{0.183}{c}$

Coefficient d'emmagasinement $S = \frac{2.25 T t_0}{X^2}$

c. Droite s/ Log t/x²

$$s = \frac{0.183Q}{T} \text{Log } \frac{2.25Tt}{X^2 \cdot S}$$

Transmissivité $T = \frac{0.183 Q}{c}$

Coefficient d'emmagasinement $S = 2.25 T t_0$

d. Droite s spécifique / Log t/x² :

$$\frac{s}{Q} = \frac{0.183Q}{T} \text{Log } \frac{2.25Tt}{X^2 \cdot S}$$

Transmissivité $T = \frac{0.183}{c}$

Coefficient d'emmagasinement $S = 2.25 T t_0$

-Toutes ces droites (méthodes graphiques) par approximation logarithmique permettent de calculer rapidement T et S.

CHAPITRE 5 : GEOCHIMIE DES EAU X SOUTERRAINES

1. Introduction

Tout au long de son cycle, l'eau est soumise à des processus successifs qui modifient sa composition chimique et affecte ainsi sa qualité. Les processus hydrogéochimiques sont généralement contrôlés ou influencés par différents facteurs tels que la dissolution de certains minéraux présents dans les roches et dans les sols, l'infiltration et l'écoulement de l'eau dans l'aquifère, les interactions entre les minéraux dissous et avec la matière organique, et la salinisation des eaux lorsque l'eau souterraine est en contact prolongé avec des argiles d'origine marine. Plus le **temps de résidence** de l'eau dans un aquifère est long et plus elle atteint des couches profondes, plus elle sera chargée en minéraux dissous. Selon les processus auxquels elle est soumise, l'eau souterraine acquiert ainsi une signature géochimique particulière en fonction du milieu où elle se trouve et de ceux qu'elle a traversés le long de son parcours.

2. Types d'eau

Les types d'eau sont indicateurs de l'origine des eaux souterraines (Figure 1). Par exemple, les eaux souterraines de **type bicarbonaté-calcique** (Ca-HCO_3), liées à la **dissolution** des carbonates par les **eaux météoriques**. Les **eaux de type chloruré-sodique** (Na-Cl) sont souvent des eaux plus anciennes et profondes car leur long temps de résidence leur confère une salinité élevée caractéristique des **saumures** ou des eaux d'origine marine. Les eaux de **type sulfaté-sodique** (Na-SO_4) ont une évolution intermédiaire entre les types bicarbonaté-calcique et chloré-sodique. Elles résultent des processus d'**échanges cationiques** entre le calcium et le sodium et de la dissolution de minéraux contenant du soufre communément présents dans la roche, tels la pyrite par exemple. Elles cheminent ensuite pour se mélanger graduellement avec les eaux salines profondes.

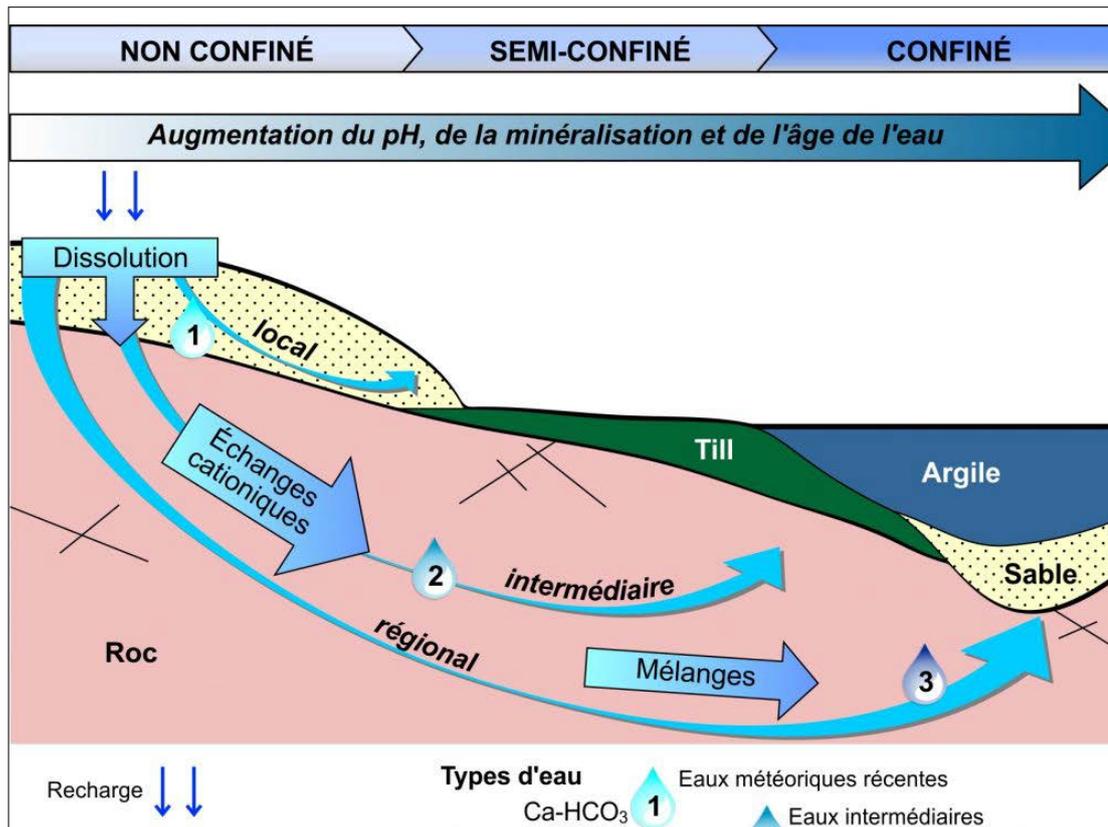


Figure 1 : Évolution géochimique des eaux souterraines, (Jean-Jacques Collin, 2004).

3. La Composition chimique des eaux souterraines:

Il est évident que la chimie des eaux souterraines dépend, principalement, de la composition lithologique des couches traversées (géologie et composition des roches), du temps de séjour des eaux et de la composition des recharges des aquifères.

Les eaux souterraines contiennent des molécules d'eau autour desquelles sont dissous des ions (majeurs, mineurs et traces), des gaz dissous (oxygène, gaz carbonique) et par fois de la matière organique dissoute. Les origines de ces composants sont diverses et proviennent de sources naturelles ou anthropiques (déchets, activités industrielles, agriculture, mines,...). (Jean-Jacques Collin, 2004)

3.1 Particules solides

- Particules en suspension entre 1 micron et 1 mm : bactéries, grains, floculats : sédimentation, filtration
- Colloïdes (inférieures au micron) : argiles, oxydes, virus : ultrafiltration.

3.2 Ions majeurs ($\approx 10^0 - 10^4$ mg/l)

Se retrouvent dans la plupart des eaux souterraines

Cations majeurs : calcium (Ca^{2+}), magnésium (Mg^{2+}), sodium (Na^+), potassium (K^+).

Anion majeurs: chlore (Cl^-), bicarbonate (HCO_3^-), sulfate (SO_4^{2-}).

Les saumures, le strontium (Sr^{2+}) et les bromide (Br^-). On trouve aussi de la silice (SiO_3^0), du fer (Fe^{2+}), éventuellement des nitrates (NO_3^-).

3.3 Ions mineurs ($\approx 10^{-1} - 10^1 \text{ mg/l}$)

Des eaux d'aquifères peuvent avoir des teneurs en ions mineurs différentes. On trouve les nitrates (NO_3^-), ammonium (NH_4^+), silice (SiO_3), manganèse (Mn^{2+}), aluminium (Al^{3+}), strontium (Sr^{2+}), bore (BO_4^{3-}), bromide (Br^-).

Le fer est un élément assez abondant dans les roches sous forme de silicates, d'oxydes et hydroxydes, de carbonates et de sulfures. Le fer est soluble à l'état d'ion Fe^{2+} (ion ferreux) mais insoluble à l'état Fe^{3+} (ion ferrique). La valeur du potentiel d'oxydoréduction (Eh) du milieu conditionne donc sa solubilité et la teneur de l'eau en fer.

3.4 Eléments traces ($\approx 10^{-4} - 10^{-1} \text{ mg/l}$) et gaz dissous

Les espèces dissoutes à très faible concentration représentent des métaux lourds et des composants organiques. Leur concentration est souvent inférieure au mg/l ou même au $\mu\text{g/l}$.

- Métaux traces (zinc, chrome, cuivre, nickel, arsenic, mercure, cadmium, plomb)
- Traces d'hydrocarbures

Les gaz dissous (méthane, CO_2 , oxygène, hydrogène, sulfite) représentent aussi des composants fréquents des eaux souterraines.

Le calcium (Ca^{2+}) est l'un des éléments majoritaires des roches carbonatées (calcaires [CaCO_3], dolomies [(Ca, Mg) CO_3] et craies [CaCO_3]). Il est également abondant dans d'autres types de roches sédimentaires telles que le Gypse [$\text{CaSO}_4 \cdot 2(\text{H}_2\text{O})$], ainsi que dans certaines roches magmatiques.

Le magnésium (Mg^{2+}) s'apparente au calcium. Il est donc souvent dans les roches carbonatées (calcaires dolomitiques, dolomies), les roches évaporitiques (sels de magnésium [MgSO_4]), et les roches magmatiques. Dans les roches carbonatées magnésiennes (ex : dolomies), les concentrations en Mg^{2+} sont de l'ordre de quelques dizaines de mg.L^{-1} . Les aquifères évaporitiques riches en minéraux magnésiens peuvent contenir de fortes teneurs en magnésium, de quelques centaines de mg.L^{-1} à quelques g.L^{-1} . Les minéraux magnésiens sont moins solubles que les minéraux contenant du calcium.

Le sodium (Na^+) est essentiellement présent dans les roches magmatiques. Dans les roches sédimentaires, il est moins abondant mais les minéraux auxquels il s'incorpore peuvent être très solubles (halite [NaCl] par exemple). Les plus fortes concentrations en Na^+ se rencontrent dans les aquifères contenant des sels que l'halite. Le sodium est également abondant dans les aquifères sableux (ex : sables de l'érosion d'anciens massifs cristallins),

avec des concentrations en Na^+ atteignant souvent quelques dizaines à quelques centaines de mg.L^{-1} .

Le potassium (K^+) est généralement peu concentré dans les eaux souterraines. Les concentrations ne dépassent généralement pas 10 mg.L^{-1} , les plus fortes teneurs peuvent cependant être observées dans des eaux ayant traversées des formations évaporitiques riches en sylvite $[\text{KCl}]$.

Les Bicarbonates (HCO_3^-), Les ions bicarbonates se forment à partir de la dissolution des minéraux carbonatés par des eaux météoriques qui se chargent en CO_2 lors de leur percolation à travers le sol :



Dans les aquifères carbonatés, la concentration en bicarbonates sont des quelques centaines de mg.L^{-1} . Certaines eaux minérales drainant des roches magmatiques présentent des teneurs encore plus élevées, sous l'influence d'un CO_2 d'origine profonde.

Chlorure (Cl^-), les teneurs sont généralement faibles dans les eaux souterraines. Dans les aquifères libres, la concentration en chlorure est directement liée à la teneur en chlorure des précipitations. La dissolution d'halite $[\text{NaCl}]$ ou bien la présence d'un biseau salé (aquifère côtier) peuvent éventuellement engendrer des teneurs en chlorures élevées.

Les sulfates (SO_4^{2-}) contenus dans les eaux souterraines peuvent provenir du lessivage de formations évaporitiques (ex : gypse $[\text{CaSO}_4, 2(\text{H}_2\text{O})]$). Dans ce cas, les teneurs en sulfates sont très fortes (quelques centaines de mg.L^{-1} à quelques g.L^{-1}).

La présence de sulfate dans les nappes libres est généralement liée à l'oxydation de pyrite $[\text{FeS}_2]$ (minéral riche en soufre que l'on rencontre dans les calcaires, les sables et dans les roches magmatiques). Les concentrations en sulfate sont de l'ordre de quelques mg.L^{-1} à quelques dizaines de mg.L^{-1} . Dans les nappes captives, le soufre est également présent mais sous sa forme réduite $[\text{H}_2\text{S}]$.

Les teneurs en silice (SiO_2) dans les aquifères carbonatées, n'excèdent généralement pas quelques mg.L^{-1} , mais il est abondant dans les roches magmatiques. Les minéraux silicatés sont souvent peu altérables les teneurs mesurées dans ces environnements sont relativement faibles (quelques mg.L^{-1}).

Les Nitrates (NO_3^-) : l'ion nitrate est la forme la plus oxydée de l'azote. Les sources naturelles de nitrate sont principalement les pluies et les interactions avec le sol et la végétation. A l'état naturel, les concentrations en nitrates dans les eaux souterraines sont faibles (quelques mg.L^{-1} au maximum). Une teneur supérieure à 10 mg.L^{-1} traduit un apport anthropique (lessivage d'engrais, rejets domestiques ou industriels, ...).

Nickel, éléments mineurs toxiques d'origine naturelle dont la pyrite est la principale source naturelle. Pyrite contenant du nickel substitué au fer [(Fe, Ni) S₂], les modifications de conditions d'oxydoréduction du milieu peuvent entraîner une libération du nickel en solution. Norme de potabilité = 20 µg.L⁻¹.

4. Principaux critères de qualité de l'eau souterraine

La qualité d'une eau souterraine est caractérisée par un certain nombre de paramètres physiques et chimiques, déterminant à leur tour des caractères organoleptiques seuls immédiatement perceptibles pour l'utilisateur. Les paramètres pris en compte sont

4.1 Les Caractéristiques Organoleptiques

4.1.1. La Couleur :

L'eau colorée présente des inconvénients : indépendamment des problèmes esthétiques, les substances naturelles qui donnent la coloration à l'eau peuvent, en formant des complexes avec des ions métalliques (*J. Rodier, 2009*).

4.1.2 L'odeur :

Le test de l'odeur ne constitue pas une mesure mais une appréciation et celle-ci a donc un caractère personnel.

L'eau potable doit être sans odeur, non seulement au moment du prélèvement, mais encore après une période de 10 jours en vase clos à la température de 26 °C. Les odeurs proviennent, soit des produits chimiques, soit de matières organiques en décomposition, soit de protozoaires, soit d'organismes aquatiques (*J. Rodier, 2009*).

4.1.3 La Saveur

La minéralisation de l'eau suivant qu'elle est faible ou importante introduit un goût plus ou moins accentué et on peut distinguer par conséquent certains crus d'eau. Une eau potable de bonne qualité doit avoir une saveur faible et agréable.

4.2 Les caractéristiques Physico-chimiques de l'eau

4.2.1 Les caractéristiques physiques

- **La Temperature :**

La température d'une eau potable devrait être inférieure en été et supérieure en hiver à la température de l'air. Pour que l'eau potable soit désaltérante, sa température doit se situer

entre 8 et 15 C° ; entre 20 et 25 C°. Pratiquement, la température de l'eau n'a pas d'incidence directe sur la Santé de l'homme

- **Potentiel d'hydrogène pH**

Le pH est l'un des critères de base permettant de définir l'agressivité, l'objectif de la réglementation est la distribution d'une eau à l'équilibre respectant les valeurs de pH compatibles avec la potabilité de l'eau ($\text{pH} < 8,5$) (Fig.2). Le pH des eaux d'un milieu a une influence sur les phénomènes de corrosion (corrosion plus rapide à un $\text{pH} < 6,5$).

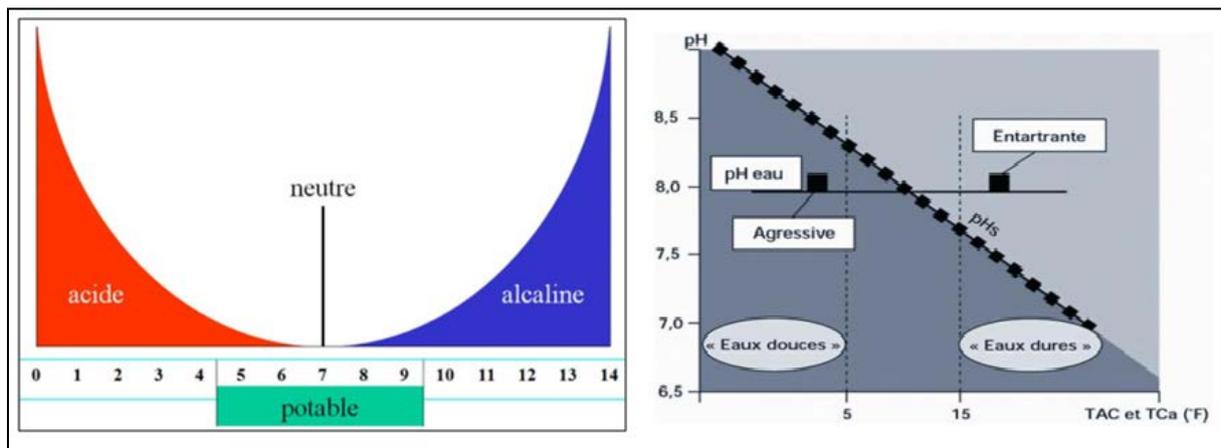


Figure 2 : Caractéristique de l'eau en fonction du pH (Tardat-Henry, 1992).

à pH 7 une eau est dite neutre, à un pH inférieur à 7 une eau dite acide et à un pH supérieur à 7, elle est dite basique.

Il est rare que le pH soit une contre-indication à la potabilité. C'est cependant l'un des paramètres parmi les plus importants de la qualité de l'eau. Il doit être étroitement surveillé au cours de toutes opérations de traitement.

Le pH diminue lorsque la température augmente (Tardat-Henry, 1992)

Tableau 1 : Exemple de la relation pH/T

$^{\circ}\text{C}$	0	18	50	100	200
pH	7.45	7.0	6.61	6.07	5.7

- **Conductivité et résistivité de l'eau**

Elle quantifie la concentration globale en ions dissous. Plus la minéralisation de l'eau est élevée, plus la concentration en ions dissous est élevée et plus la conductivité électrique est grande (J. Rodier ,2009). Cette conductivité électrique est mesurée en microSiemens/cm

La conductivité de l'eau croît avec la minéralisation et la température

- Conductivité < 100 $\mu\text{S/cm}$: minéralisation très faible ;
- 100 $\mu\text{S/cm}$ < conductivité < 200 $\mu\text{S/cm}$: minéralisation faible ;
- 200 $\mu\text{S/cm}$ < conductivité < 333 $\mu\text{S/cm}$: minéralisation moyenne ;
- 333 $\mu\text{S/cm}$ < conductivité < 666 $\mu\text{S/cm}$: minéralisation moyenne accentuée ;
- 666 $\mu\text{S/cm}$ < conductivité < 1000 $\mu\text{S/cm}$: minéralisation importante ;
- conductivité >1000 $\mu\text{S/cm}$: minéralisation élevée.

- **Dureté, titre hydrotimétrique (TH), (Berné et al, 1991)**

La dureté ou titre hydrotimétrique représente la somme des cations alcalinoterreux (ions positifs) sauf les monovalents (Na^+ , K^+ , H^+ , NH_4^+), soit les ions calcium et magnésium essentiellement qui sont des éléments importants dans la formation du tartre.

On distingue:

- Le TH total,
- Le TH calcique qui ne mesure que les ions calcium,
- Le TH magnésien qui ne mesure que les ions magnésium.

Tableau 2: Classification des eaux en fonction de leurs duretés.

$^{\circ}\text{F}$	Qualité d'eau
0 - 5	Eau très douce
5 - 12	Eau douce
12 - 25	Eau moyennement dure
25 - 32	Eau dure
> 32	Eau très dure

$^{\circ}\text{F}$ (degré français) ; 1 $^{\circ}\text{F}$ correspond à 10 mg de carbonate de calcium dans un litre d'eau

- **Titres alcalimétriques TA, TAC, TAOH**

L'eau contient des hydroxydes et des carbonates. Le titre alcalimétrique hydroxyde (TAOH) mesure les hydroxydes. Le titre alcalimétrique (TA), mesure les hydroxydes et la moitié des carbonates. Le titre alcalimétrique complet (TAC) mesure la totalité des hydroxydes et des carbonates (*Berné et al, 1991; Rodier et al, 2016*) (Figure 3).

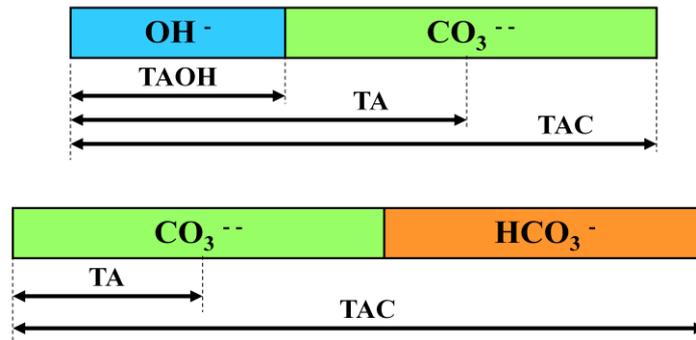


Figure 3: Titres alcalimétriques TA, TAC, TAOH (*Berné et al, 1991*).

- **Titre Alcalimétrique (TA)**

Correspond à la concentration de l'eau en ions OH⁻ (alcalinité libre) et 1/2 de la concentration en ions carbonates

$$\text{TA} = [\text{OH}^-] + 1/2 [\text{CO}_3^{2-}]_3 \quad \text{még/l ou } ^0\text{F}$$

- **TAC: Titre alcalimétrique complet**

Permet de mesurer les teneurs totales en hydroxydes, en carbonates et en hydrogénocarbonates

$$\text{TAC} = [\text{OH}^-] + [\text{CO}_3^{2-}] + [\text{HCO}_3^-] \quad \text{még/l ou } ^0\text{F}$$

- **La turbidité**

La turbidité peut être importante dans les aquifères karstique. Elle provoque des désagréments dans l'aspect de l'eau et sa saveur (goût de terre). Les pics de turbidité suivent les fortes précipitations. Les eaux de ruissellement chargées de particules argileuses et d'autres matières indésirables s'engouffrent dans les puits. La vitesse de circulation de l'eau dans le réseau souterrain en crue ne permet pas leur décantation.

4.2.2. Paramétrés chimiques (Jean-Jacques Collin, 2004).

- **Le Chlorure**

Les teneurs en chlorures des eaux sont liées principalement à la nature des terrains traversés. Les eaux courantes exemptes de pollution ont une teneur généralement inférieure à 25 mg/l, mais dans certaines régions, la traversée de marnes salifères peut conduire à des teneurs exceptionnelles de 1 000 mg/L.

L'OMS recommande pour la teneur en chlorure dans l'eau destinée à la consommation humaine une valeur guide de 250 mg/L pour des considérations gustatives et des risques de corrosion.

- **Les Sulfate :**

La concentration en ion sulfate des eaux naturelles est très variable. Dans les terrains ne contenant pas une proportion importante de sulfates minéraux, elle peut atteindre 30 à 50 mg/L, mais cette valeur peut être très largement dépassé (jusqu'à 300 mg/L) dans les zones contenant du gypse ou lorsque le temps de contact avec la roche est élevé.

L'OMS recommande comme valeur limite admissible 250 mg/l.

- **Les Nitrates :**

La pollution des eaux par les nitrates présente un **double risque**. Ingérés en trop grande quantité, les nitrates ont des **effets toxiques sur la santé humaine**. Par une autre voie, ils contribuent avec les phosphates à **modifier l'équilibre biologique des milieux aquatiques** en provoquant des phénomènes d'eutrophisation. En fonction de la teneur en nitrates retrouvée dans l'eau , on classe la qualité des eaux comme suit :

- ✓ Eau de qualité optimale pour être consommée (< 25 mg/L).
- ✓ Eau de qualité acceptable (de 25 à 50 mg/L).
- ✓ Eau non potable nécessitant un traitement (de 50 à 100 mg/L).
- ✓ Eau inapte à la production d'eau potable (> 100 mg/L).

- **Le Fer**

Le fer est un élément assez abondant dans les roches (quelques %) sous forme de silicates, d'oxydes et hydroxydes, de carbonates et de sulfures Le fer est soluble à l'état d'ion Fe^{++} (ion ferreux) mais insoluble à l'état Fe^{+++} (ion ferrique). La valeur du potentiel d'oxydo-réduction (Eh) du milieu conditionne donc sa solubilité et la teneur de l'eau en fer. La présence de fer dans l'eau peut favoriser la prolifération de certaines souches de bactéries qui précipitent le fer ou corrodent les canalisations.

l'OMS recommande comme valeur limite admissible $\leq 0,3 \text{ mgL}^{-1}$

- **Le Fluor**

La teneur en fluor dépend beaucoup du temps de contact de l'eau avec les minéraux fluorés de l'aquifère. Elle est plus élevée dans les nappes captives. Sa teneur ne doit pas excéder 1,5 mg/l.

A ces paramètres physico-chimiques s'ajoutent des paramètres microbiologiques souvent déterminants dans les aquifères calcaires. Une teneur trop élevée d'un ou plusieurs composants chimiques cause des désagréments au consommateur (saveur, risques sanitaires) et aux canalisations (corrosion, entartrage...) L'eau est alors jugée impropre à la consommation (et à sa distribution) à moins de subir au préalable un traitement approprié (cas des eaux chargées en nitrates). D'autre part, une teneur élevée d'un élément chimique peut être l'indice d'une pollution par d'autres substances toxiques (les résidus de pesticides accompagnent généralement la migration des nitrates d'origine agricole à la nappe).

Dans tous cas, l'eau destinée à la consommation humaine doit respecter un certain nombre de paramètres qui ont été définis par l'OMS (Tableau 3).

Tableau 3 : valeur limite admissible de potabilité (OMS2014)

Paramètres	Unités	Normes OMS
Température	C ^o	< 25
Ph		6,5 – 8,5
CE	μS /cm	180-1000
NH ₄ ⁺	mgL ⁻¹	0,5
NO ₂	mgL ⁻¹	0,2
NO ₃	mgL ⁻¹	≤ 50
Ca	mgL ⁻¹	200
Mg	mgL ⁻¹	150
Na	mgL ⁻¹	≤ 200
K	mgL ⁻¹	≤ 12
Fe	mgL ⁻¹	≤ 0,3
AL ⁺	mgL ⁻¹	≤ 0,3
HCO ₃	mgL ⁻¹	450
Cl	mgL ⁻¹	≤ 250
SO ₄	mgL ⁻¹	≤ 250

TRAVAUX PRATIQUES

CARTOGRAPHIE

Introduction

La cartographie englobe un ensemble de techniques conduisant à l'établissement et à l'étude des cartes. La carte géologique qui utilise comme support la carte topographique est un outil indispensable pour l'étude du sol (pédologie, géographie, écologie, etc...) et du sous-sol (recherche pétrolière, minière, hydraulique, etc...).

La lecture correcte d'une carte topographique est une nécessité. Le choix du type de carte dépend du but recherché, nous allons étudier, dans un premier temps, les cartes topographiques qui permettent de décrire avec précision les différents éléments du relief, nos objectifs seront :

- La lecture des cartes topographiques en général ;
- La compréhension des rapports entre les symboles de la carte, qui est à deux dimensions, et des structures géologiques qu'elle représente.

TP I : LA CARTE TOPOGRAPHIQUE

I-Définition

On appelle carte topographique la représentation, sur un plan, d'une partie de la surface de la terre avec ses formes et son modelé.

Une carte topo c'est donc la représentation sur un papier d'une structure observable sur le terrain. Cette carte topo est une base où on peut ensuite replacer des éléments de géologie (limites de formation, failles, plis, ...) pour ensuite faire le lien entre le relief et la géologie.

Sur la carte topographique, on trouve des éléments **naturels** (relief, cours d'eau, végétation,.....) et **artificiels** (bâtiments, voies de communication,). Tout est symbolisé par des **signes conventionnels**.

Signes conventionnels : ils sont des symboles évocateurs des détails du terrain (qu'il soient naturels ou artificiels), qu'on appelle la planimétrie. La légende de la carte indique tous les symboles utilisés.

Le bleu représente le réseau hydrographique, le vert la végétation, le noir les éléments anthropiques, la toponymie, les limites administratives, le rouge et le blanc le réseau routier. Le brun et le gris sont réservés à l'altimétrie (représentation du relief).

I – Etablissement des cartes topographiques

La mise au point d'une carte nécessite deux opérations importantes : le nivellement et la planimétrie.

A – Le nivellement

Permet de représenter le relief du terrain,

Modes de représentation du relief :

- système des courbes de niveau

B – Planimétrie

C'est la représentation des divers éléments de la surface terrestre sur la carte topographique par des figurés caractéristiques conventionnée dont la signification est indiquée dans la légende de la carte.

1– Cartes en courbes de niveau

La topographie de la surface terrestre est restituée par l'intermédiaire de **courbes de niveau**. Une courbe de niveau correspond à l'intersection de la surface topographique avec un plan horizontal d'altitude donné. Elle joint donc un ensemble de points de même altitude. La différence d'altitude entre les plans horizontaux est appelé **équidistance** des courbes de niveau

a – Principe de l'établissement des courbes de niveau (Fig. 1)

Considérons une série de plans horizontaux (H2, H2 et H3) parallèles, équidistants qui coupent idéalement une surface topographiques (une butte par exemple). Les intersections de la colline avec ces plans sont reportés sur le plan P. Ces projections se nomment, courbes de niveau.

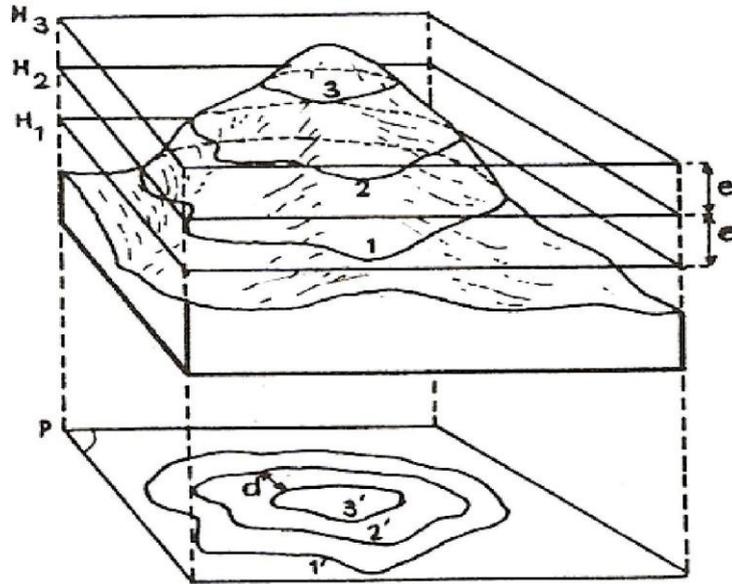


Fig. 1 : Principe d'établissement des courbes de niveaux

b – Echelle

Cette projection ne peut être utilisée que par réduction : celle-ci est exprimée par un nombre fractionnaire qu'on appelle **échelle**.

Définition. L'échelle est le rapport de la longueur entre deux points sur la carte et la longueur couplée horizontalement entre les deux points correspondants sur le terrain.

$$E = Lc / Lt$$

Les unités employées doivent être les mêmes au numérateur et au dénominateur.

Une échelle au 1/50.000, signifie que 1 cm sur la carte représente 50.000 cm ou 500 m sur le terrain.

Les échelles les plus courantes sont : le 1/25.000, 1/50.000, 1/100.000 et au-delà.

L'échelle est d'autant plus grande que le dénominateur est plus petit.

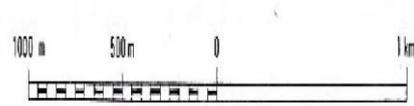
Exemple : si deux points sont distants de 5km sur le terrain et de 10cm sur la carte, l'échelle de celle-ci est :

$$E = \frac{10\text{cm}}{5\text{km}} = \frac{10\text{cm}}{500.000\text{ cm}} = 1/50.000$$

La carte est dite au 50.000 ème ou à l'échelle 1/50.000

Sur un document cartographique l'échelle est indiquée sous une forme :

- graphique : droite subdivisée en segments :



- numérique : en forme de rapport numérique : 1/50 000

c – Altitude des courbes de niveau

L'altitude des courbes est souvent indiquée le long de leur tracé. En principe le bas des chiffres indiquant cette altitude est dirigé vers le bas de la pente



d – Equidistance et écartement (Fig. 1)

C'est la distance qui sépare deux plans horizontaux successifs : sur la carte elle correspond à la différence d'altitude entre deux courbes de niveau consécutives. Il ne faut pas confondre l'équidistance avec l'écartement des courbes en projection sur la carte (d).

- l'équidistance est constante
- l'écartement est variable, il dépend du relief ;

L'équidistance est indiquée dans la légende, en bas de la carte. Dans les zones plates à faible relief elle est de 5 à 10m ; pour les zones montagneuses, elle peut atteindre 20 m, sinon une densité trop grande des courbes de niveau rendrait la carte illisible.

Si l'équidistance n'est pas indiquée, elle peut se calculer en comptant sur une pente toujours montante ou descendante, le nombre d'intervalles séparant deux courbes d'altitude connue est égale à la différence d'altitude entre ces deux courbes divisée par le nombre d'intervalles donnera l'équidistance.

1– Propriétés des courbes de niveau

a – Différentes sortes de courbes de niveau (Fig. 2)

- **Courbes maîtresses** : Elles sont dessinées en traits plus accentués qui indiquent toutes les courbes de rang 5 c'est-à-dire tous les 50 ou 100 m, le plus souvent l'altitude est indiquée sur les courbes maîtresses ; noter que entre deux courbes maîtresses il y a toujours 4 courbes normales.

- **Courbes normales** : Elles sont dessinées en traits fins, elles s'intercalent entre les courbes maîtresses.
- **Courbes intercalaires** : Elles sont dessinées en général en tirette. Lorsque la surface topographique est plate, les courbes de niveau sont espacées, pour amener plus de précision on est conduit à ajouter une courbe dite intercalaire dont l'altitude diffère d'une demi-équidistance de celle des deux courbes qui l'encadrent.

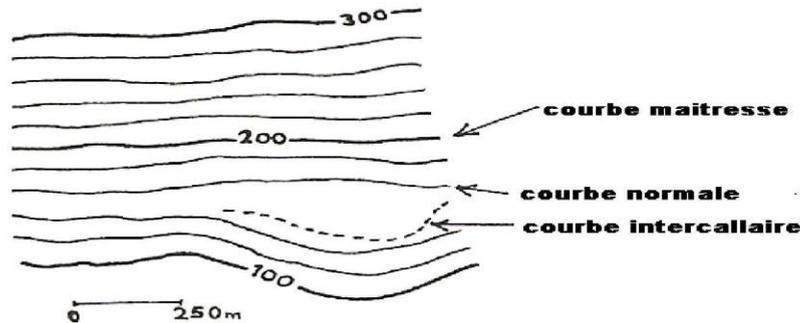


Fig. 2 : Différents types de courbes de niveau

b – la densité des courbes de niveau

Rend compte du relief : les pentes fortes sont caractérisées par des courbes nombreuses et serrées ; à des courbes espacées et peu nombreuses correspond une région plate ou à faible pente (Fig.2).

c – Les points côtés

A côté des courbes de niveau, il existe un certain nombre de points remarquables où l'altitude exacte est donnée, permettant de trouver facilement la valeur des courbes de niveau proches.



Exemple : soit une carte où l'équidistance des courbes est de 10m, supposons qu'au sommet d'une butte il y ait un point côté 374m, la 1^{ère} courbe entourant ce sommet et donc de valeur inférieure sera la courbe 370 car elle sera un multiple de 10.

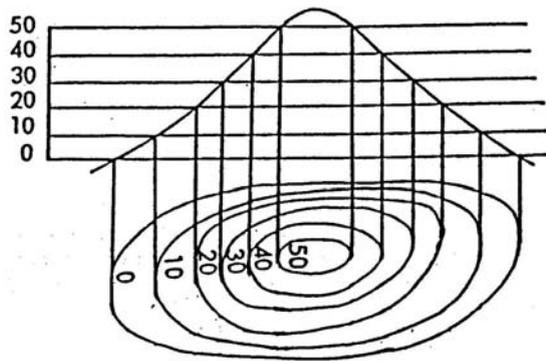
TP 2 : LE PROFIL TOPOGRAPHIQUE

I – Définition

Un profil topographique est une section par un plan vertical de la surface topographique, ce profil qui sera représenté à une certaine échelle, doit rendre compte des formes du relief.

II Principe de l'exécution d'un profil topographique

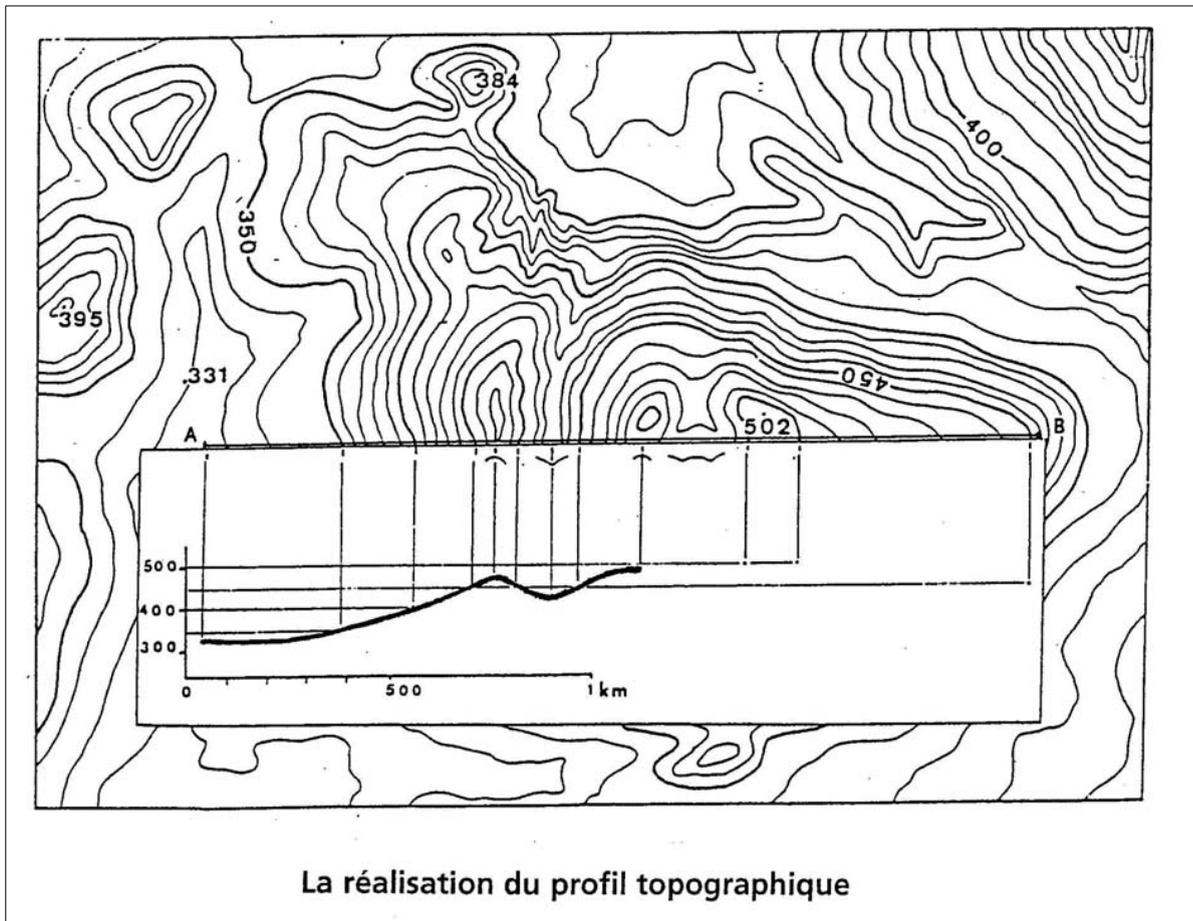
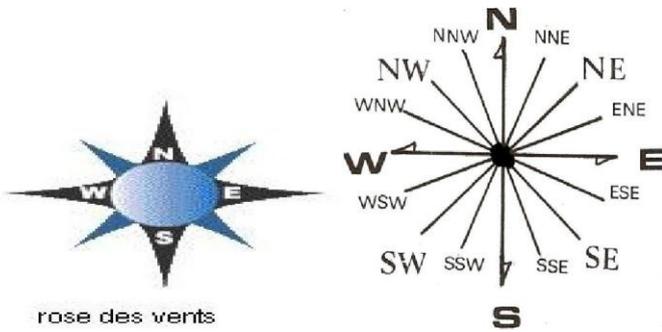
Le profil topo s'établit à partir des courbes de niveau de la carte. On reporte sur en abscisses l'altitude d'un point et en ordonnées la distance entre les courbes. Pour la représentation des coupes topo il faut toujours reporter l'échelle graphique. Souvent on utilise la même que la carte afin d'éviter toute distorsion mais on peut varier si on souhaite accentuer les reliefs



Les étapes à suivre :

- On trace un trait AB (Fig.3) sur une carte à l'échelle E (donnée)
- Ensuite sur un rectangle de papier millimétré on trace 2 axes perpendiculaires, celui des abscisses correspondra à l'échelle des longueurs, celui des ordonnées à l'échelle des hauteurs (altitude).
 - Choisir l'origine de l'axe des hauteurs en fonction de l'altitude la plus basse.
 - Faire coïncider le bord supérieur du papier millimétré contre le trait de coupe AB. Marquer sur ce papier les points A'B' homologues de A et B, ensuite noter les altitudes de ces points et celles des points d'intersection des courbes de niveau avec le trait AB ; ceux-ci étant destinés à disparaître, les inscrire légèrement.
 - Ces points sont abaissés (projetés) à leur altitude correspondante lue sur l'axe des hauteurs précédemment dessiné.
 - Ces points ainsi abaissés seront reliés entre eux, non pas des segments de droite, mais par des courbes rendant compte au mieux de la topographie, les versants avec leur concavité et leur convexité au bon endroit, indiquer les sommets ou les vallées avec leur forme.
- On effacera alors les inscriptions ayant servi à la construction de la coupe.

- terminer la coupe en notant au dessus du profil la toponymie et l'orientation.
- Orientation du profil : pour l'orientation du profil se reporter à la 'rose' ; il faut la dessiner sur un papier transparent, cette rose doit être placée au centre de la coupe de façon que la direction NS soit parallèle au méridien le plus proche du trait de coupe (Nord de la carte).



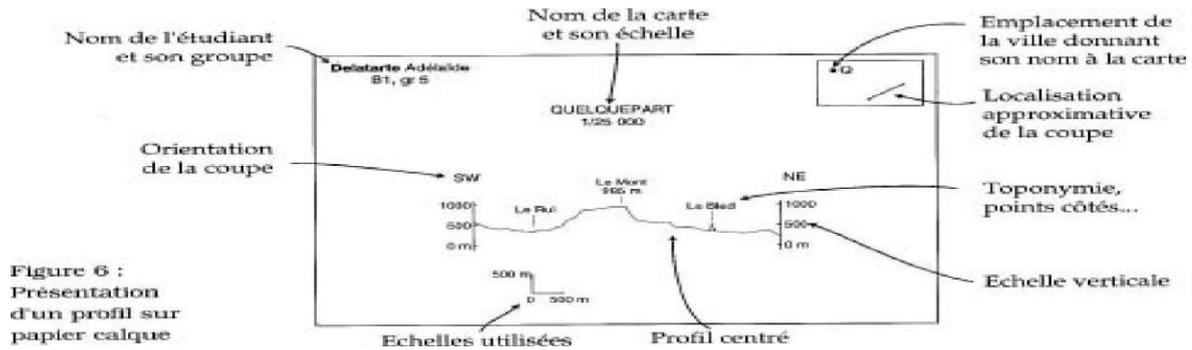


Figure 3 : réalisation d'un profil topographique

III – LES FORMES DU RELIEF EN COURBES DE NIVEAU

1 – Formes des versants

Un versant est la zone reliant une ligne de faite à une ligne de thalweg, il peut être décomposé en un certain nombre d'éléments.

a – Pente constante (Fig. 4)

Lorsque les courbes de niveau sont régulièrement espacées

- plus la pente est forte, plus les courbes de niveau sont rapprochées
- plus la pente est faible, plus les courbes de niveau sont écartées.

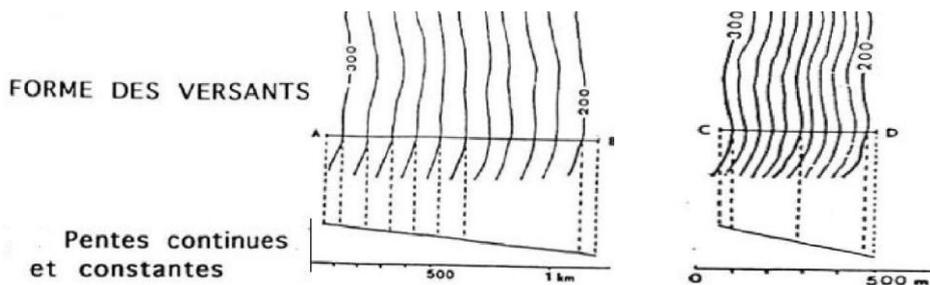
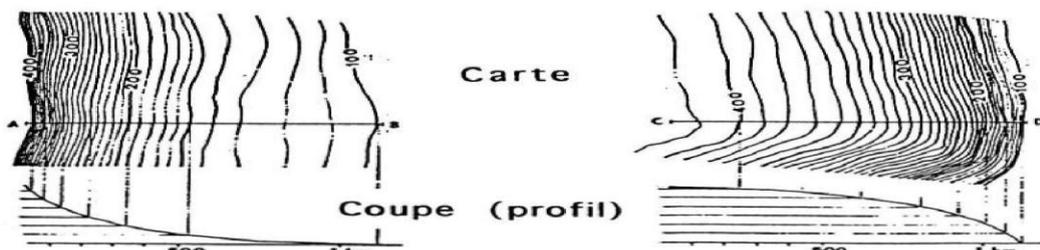


Figure 4 : Pente constante

b – Pente régulièrement variable (Fig. 5)

Une pente concave vers le haut est caractérisée par des courbes de niveau de plus en plus écartées en allant vers le bas.

Une pente convexe vers le haut est caractérisée par des courbes de niveau de plus en serrées en allant vers le bas



Pente concave

Pente convexe

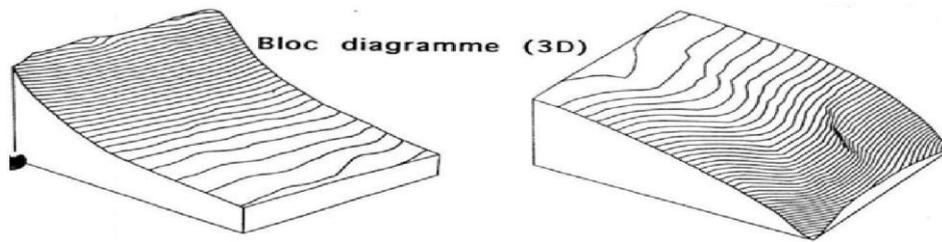


Figure 5 : Pentcs continues mais variables

c – Pentcs à variation brusques : Rupture de pente, abrupts et falaises (Fig. 6 et 7)

L'écartement des courbes de niveau change brusquement.

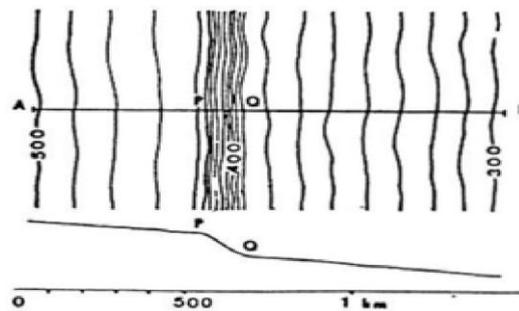


Figure 6: rupture de pente

Les falaises : Lorsque la pente topographique est très forte, la densité des courbes est si grande qu'elles se touchent. Elles arrivent à se confondre et deviennent illisibles. Pour remédier à cet inconvénient on utilise un figuré spécial qui évoque une falaise rocheuse.

Il n'y a pas de continuité des courbes de niveau de part et d'autres de la falaise

Il est très important d'orienter convenablement les falaises c'est-à-dire de dessiner l'abrupt du bon côté. Pour cela il faut déterminer parfaitement le sommet et la base de la falaise.

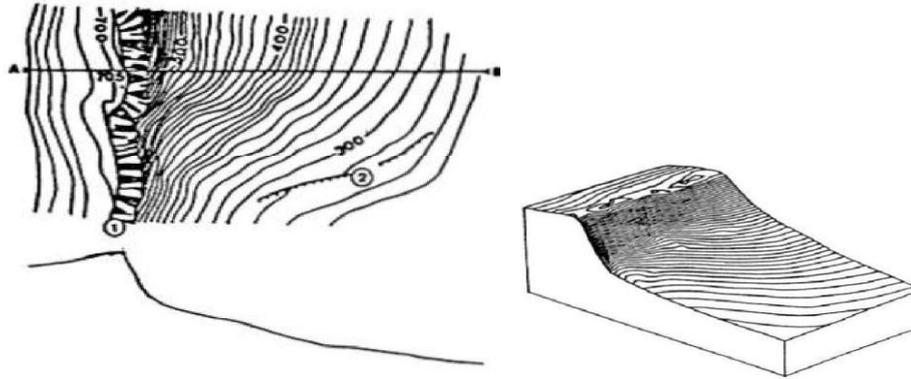
- détermination du sommet

- lorsqu'il y a des points cotés, ils sont généralement placés sur la crête,
- le sommet correspond le plus souvent à un replat et les courbes de niveau y sont donc rares et largement espacées.

- Détermination de la base

La pente qui se trouve au pied de falaise est en général forte et concave vers le haut. Elle est souvent creusée de nombreux ravins.

Le pied est moins marqué que le sommet à cause de l'accumulation d'éboulis



d – Sommet (Fig. 8)

Les courbes de niveau sont concentriques, le point central a une altitude supérieure à celle des courbes qui l'entourent.

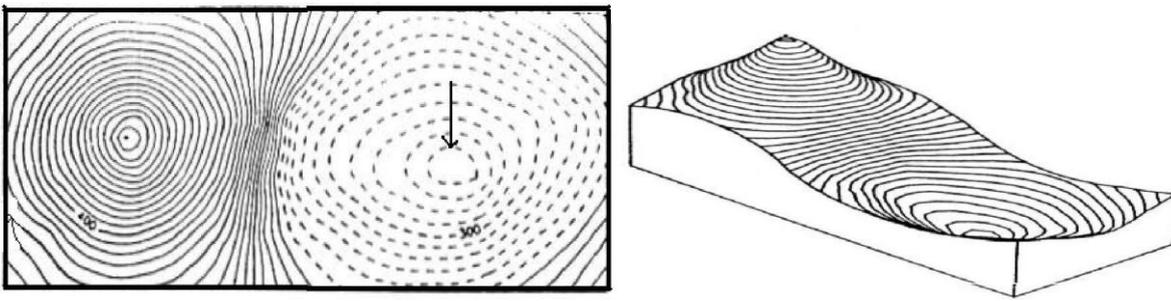


Figure 8 : sommets et cuvettes : bloc-diagramme et carte

e – Cuvettes (Fig. 8)

Les courbes de niveau sont aussi concentriques, l'altitude du point central est inférieure à celle des courbes de niveau qui l'entourent, parfois une flèche indique le centre de la dépression (occupée parfois par un lac).

2 – Formes des vallées (Fig. 9)

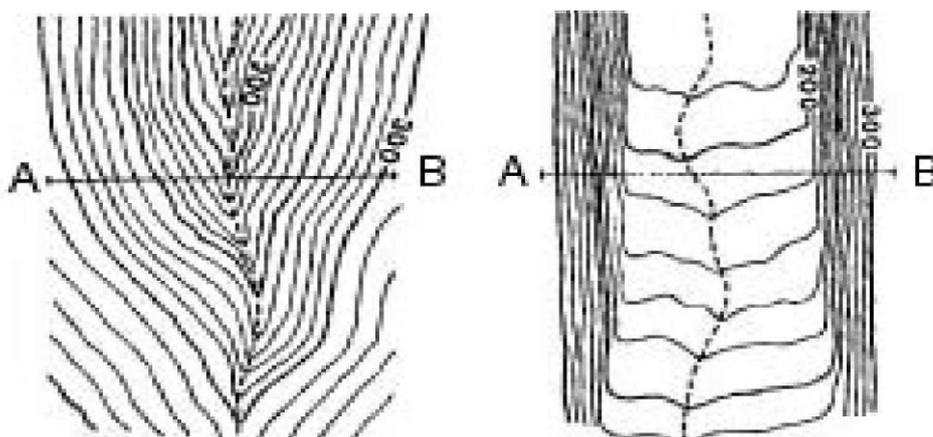
La ligne de thalweg : C'est la ligne joignant les points les plus bas d'une vallée : celle-ci est caractérisée par une forme en V des courbes de niveau, la pointe du V plus ou moins aiguë ou émoussée indique l'amont de la vallée, la courbe enveloppante est à une élévation plus élevée que la courbe enveloppée.

a – Vallée en V

Les courbes de niveau présentent un rebroussement anguleux à la traversée du thalweg.

b – Vallée à fond plat ou en U

Le dessin des courbes de niveau rappelle la forme de la vallée, serrées sur les versants, elles sont écartées dans la partie plate.



Vallées en V

vallées en U

Figure 9 : Formes des vallées

TP 3 : CARTES PIEZOMETRIQUES

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.

3.1 : Establishment 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 **isopiézes**. (Castany, 1982)

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 isopiézes

Pour tracé des courbes piézométriques ou isopiézes on utilise la méthode graphique d'interpolation du triangle. Les données sont groupées par trois aux sommets de triangle et jointes par des segments de droite. Chaque coté du triangle est divisé en segments proportionnels. Les courbes isopiézes sont obtenues en joignant par des segments de droite les points d'égal niveau piézométrique. (Figure 1)

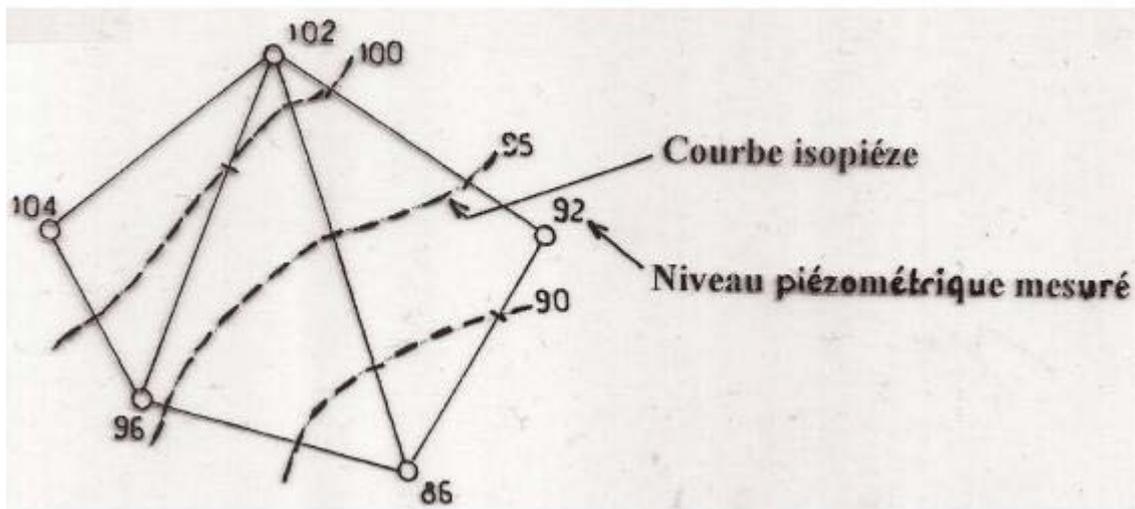
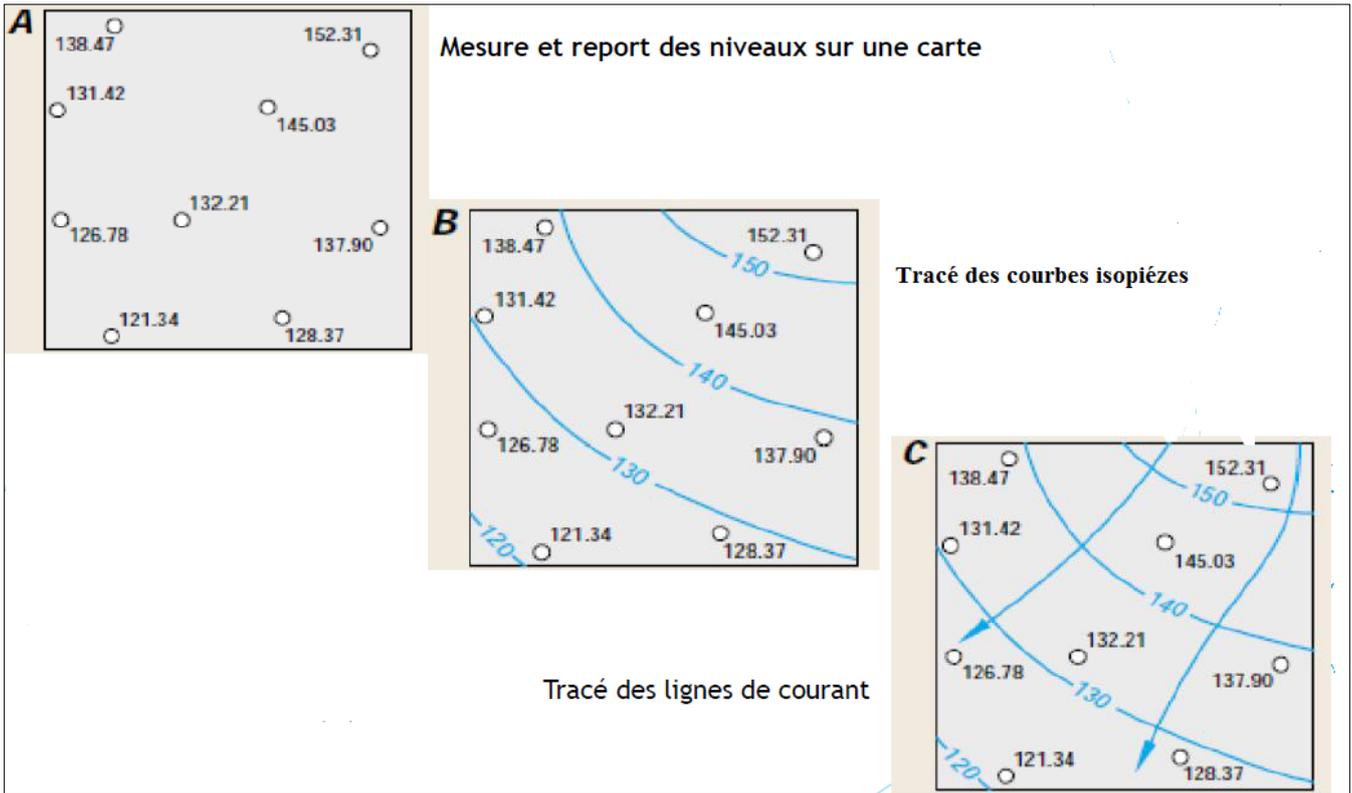


Figure 1 : courbes isopiézes



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 équipotentielles pour les particules liquides, ils correspondent à des courbes d'égales côtes de la surface piézométriques. Les lignes de courant sont perpendiculaires aux courbes équipotentielles qu'elles recoupernt. Elles matérialisent les trajectoires empreintes par l'eau souterraine lors de sa circulation.(figure 2)

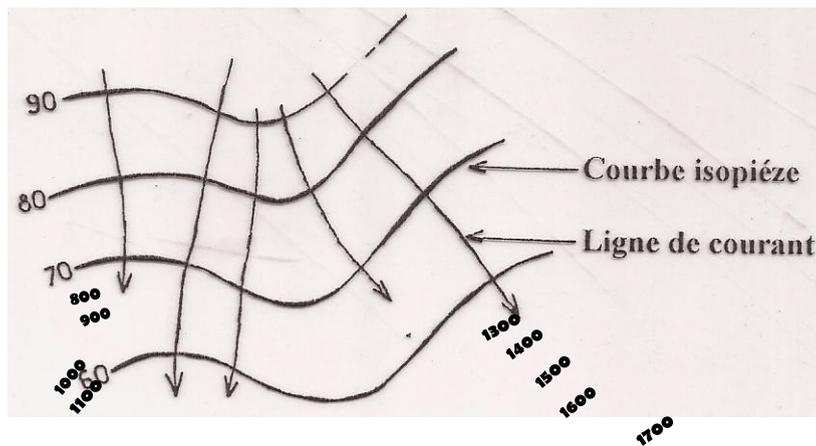


Figure 2 : lignes de courant

d) 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. (Figure 3)

- 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.

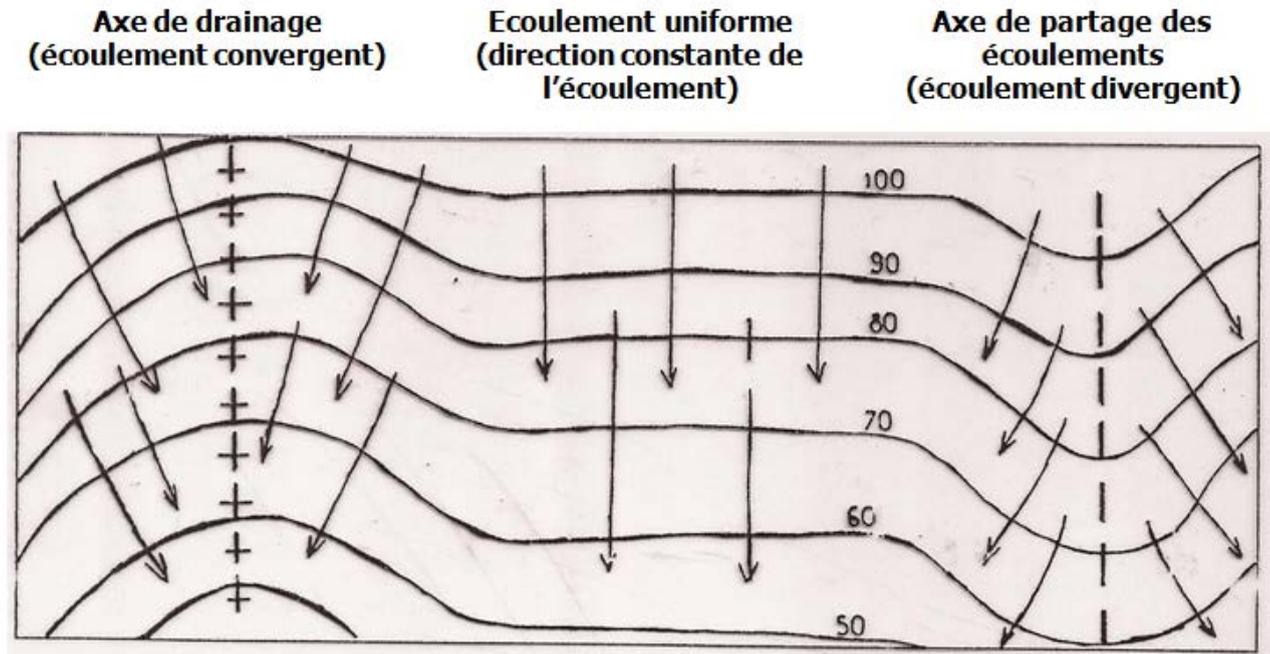


Figure 3 : Sens d'écoulement de la nappe

e) 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. (Figure 4)

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.

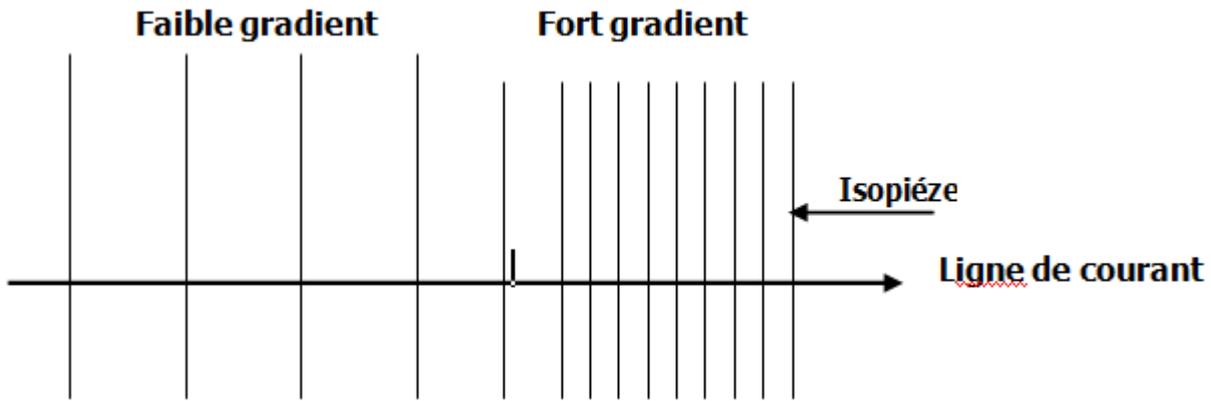


Figure 4 : représentation graphique du gradient hydraulique

f) 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 isopiézes sont perpendiculaires aux limites de l'aquifère, elles identifient une limite étanche. Par contre, si les isopiézes 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.(figure 5)

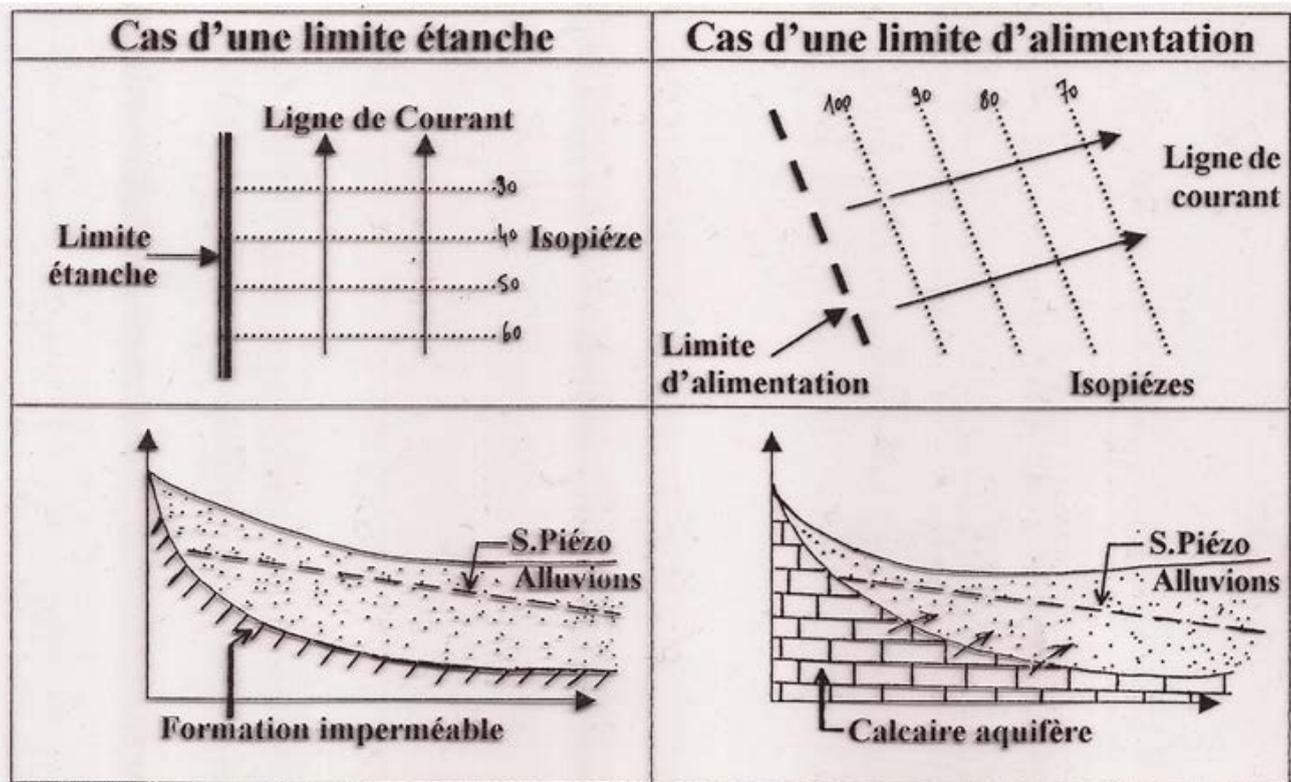


Figure5 : représentation graphique de différentes limites

Loin des limites de l'aquifère, si les courbes isopiézes 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 6)

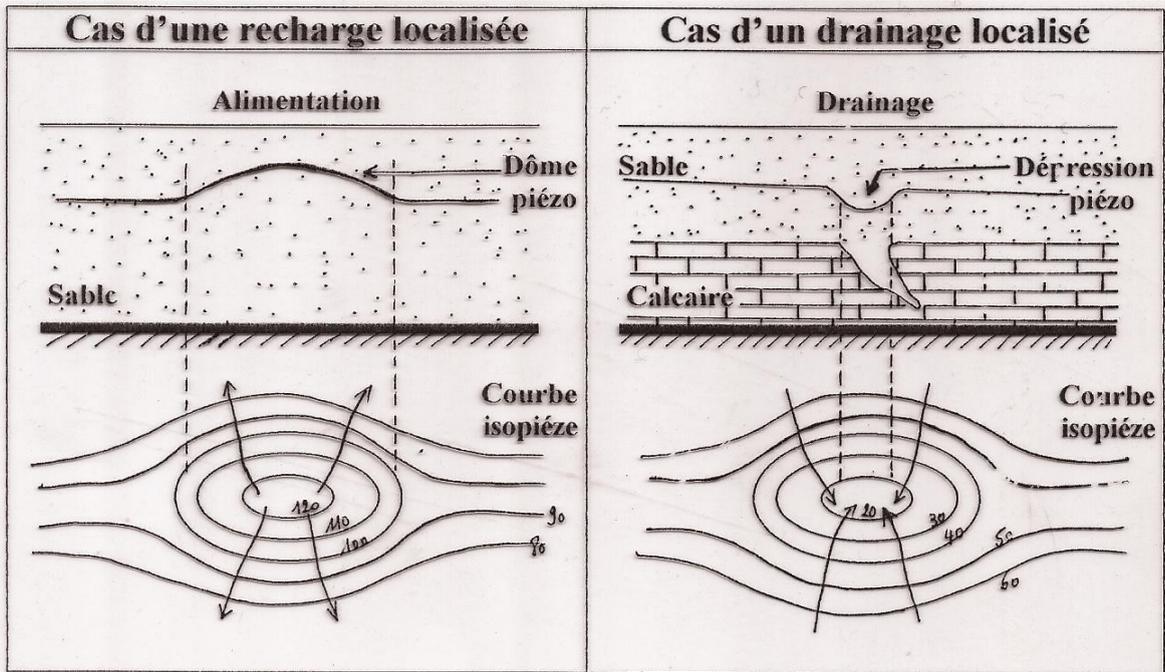


Figure 6 : zone d'alimentation et de drainage

g-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 isopiézes 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 isopiézes 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 7)

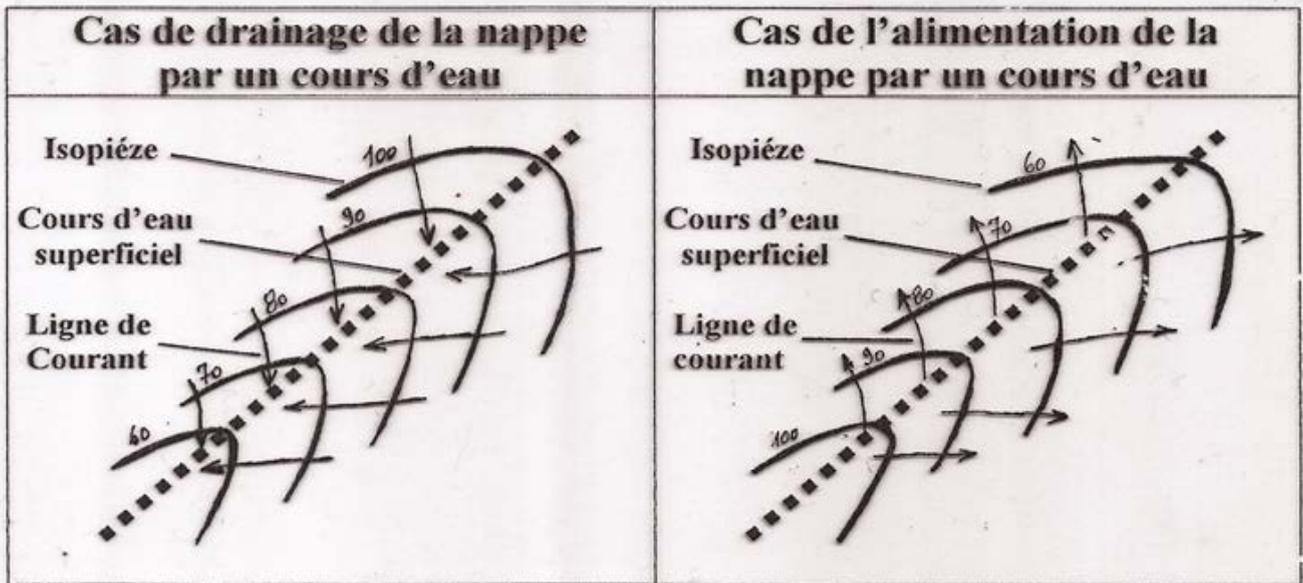
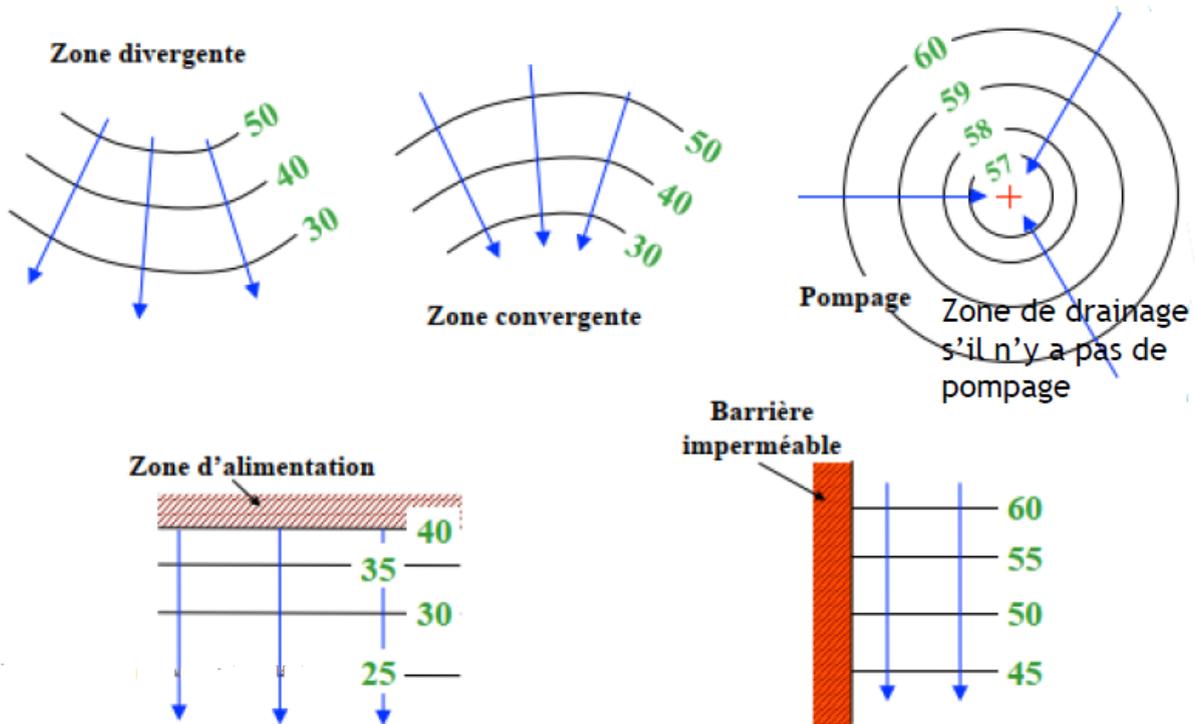


Figure 7 : représentation graphique, Relations hydrauliques nappe – cours d'eau

Résumé des diverses configurations d'écoulement



Références bibliographiques

B. Genetier. (1984). La pratique des pompages d'essai en hydrogéologie, BRGM : Manuels et Méthodes N° 9.

Bruno Arfib. Cours d'Hydrogéologie générale, Université Aix-Marseille Laboratoire CEREGE.

Castany G. (1982). Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod.

Danièle Valdés- Lao et Valérie Planages.(2014). Hydrogéologie, notions fondamentales et applications.

Eric Gilli, Christian Mangan, Jacques Mudry. (2008). Hydrogéologie, objets, méthodes, application. 2^{ème} édition. DUNOD

F. Berné, J. Cordonnier,(1991).Traitement des eaux usées. Editions TECHNIP, Paris,

François Renard. (2014). Cours d'hydrogéologie

Jean-Jacques Collin, (2004). Les eaux souterraines : Connaissance et gestion, Editions Hermann

J.P. Laborde. (2000). Concordance entre les limites des bassins hydrologiques et hydrogéologiques Eléments d'Hydrologie de Surface – VIII.

J. Rodier, B. Legube, N. Merlet. (2009). L'analyse de l'eau. 9^{ème} édition, entièrement mise à jour. DUNOD,

INRS, (2014). Notions de base en hydrogéologie, Université d'avant-garde.

Marsily G. (1986). Hydrogéologie quantitative, Masson

Marsily G, (2004). Cours d'hydrogéologie, Université Paris VI,

M. Tardat-Henry, J. P. Beaudry. (1992). Chimie des eaux, 2^{ème} éditions, Le Griffon d'argile.

SOMMAIRE

Préface.....	1
--------------	---

CHAPITRE 1 :

Notion d'Hydrologie, Bilans et Alimentation des Nappes

1.1 Introduction.....	2
1.2 Aperçu sur les ressources en eau au niveau mondial	2
2. Cycle de l'eau.....	3
2.1. Etats et situations de l'eau.....	5
3. Notion du "bassin versant".....	5
3.1. Bassin versant hydrologique (topographique).....	5
3.2. Bassin versant hydrogéologique.....	6
4. La recharge.....	7
5. Bilan hydrique.....	8
5.1. Les précipitations.....	9
5.2. L'évaporation/l'évapotranspiration.....	10
5.3. Précipitation efficaces : (PE)	11
5.4. Répartition des précipitations efficaces	11
a) Ruissellement (R) (Ecoulement).....	11
b) L'infiltration et la percolation.....	12
5.5. Distinction zone saturée et zone non saturée.....	13

CHAPITRE 2

Propriétés des Aquifères et Ecoulement en Milieux Poreux

Introduction à l'hydrogéologie.....	15
I : Propriétés des Aquifères.....	15
1.1. Caractéristiques physico-chimiques du réservoir.....	15
1.1.1. Morphologie et interconnexions des vides.....	16
Les pores.....	16
Les fissures	16
1.1.2. La granulométrie (Analyse granulométrique)	17
1.2. Porosité (Paramètres des vides)	19
1.3. Coefficient Emmagasinement.....	22

2. Ecoulement d'un fluide en milieu poreux	23
2.1. La conductivité hydraulique (perméabilité) :.....	23
Loi de Darcy : dispositif expérimental.....	24
Enoncé de la loi de Darcy.....	24
Conditions de validité de la loi de Darcy.....	25
Vitesses d'écoulement de l'eau dans une nappe :.....	27
Vitesse de filtration V :.....	28
Vitesse effective V_{ef}	28
Charge hydraulique.....	28
Calcul du gradient hydraulique.....	29
Transmissivité.....	31
Diffusivité.....	32

CHAPITRE 3 :

Réseaux d'Écoulement et Systèmes Régionaux

Introduction.....	33
1. Les eaux souterraines.....	33
1.1. Types d'eau souterraine.....	34
1.1. 1.L'eau gravitaire ou eau mobilisable.....	34
1.1.2. L'eau de rétention (eau pelliculaire et eau adsorbée).....	34
1.2. Origine des eaux souterraines.....	34
1.2.1 Eaux Météorique.....	36
1.2.2. Eaux Connées	36
1.2.3. Eaux juvéniles	36
1.2.4. Eaux de régénérations	36
2. SYSTEMES AQUIFERES.....	36
2.1. Processus général de formation d'une nappe.....	38
2.2. Réseau d'écoulement	39
2.2.1. Identification géologique de l'aquifère (Formations lithostratigraphiques et hydrogéologiques).....	39
2.2.2. Surfaces limites du réservoir.....	41
2.3. Différents types d'aquifère.....	42
2.3.1 Aquifère fluviatiles.....	42

2.3.2 Ecoulement en milieux karstiques.....	42
2.3.3 Ecoulement dans les milieux fissurés.....	42
2.4 Classification des nappes.....	43
2.4.1 Critères géologiques.....	43
2.4.1.1 Nappes de terrains sédimentaires stratifiés.....	43
2.4.1.2 Nappes de terrains sédimentaires mal (ou non) stratifiés.....	43
2.4.1.3 Nappes de terrains cristallins ou éruptifs.....	44
2.4.2 Critères hydrodynamiques.....	44
2.4.2.1. : Aquifère à nappe libre.....	44
2.4.2.2. Aquifère à nappe captive.....	46
2.4.2.3. Aquifère à nappe semi-captive.....	47

Chapitre 4 :

I Hydraulique des puits et essai piézométrique (Pompage d'essai)

Introduction.....	49
1. Objectifs des essais de pompage.....	49
2. Etude préalable.....	50
3. Principe d'un essai.....	50
4. Choix du site d'essai.....	51
5. Caractéristiques du puits d'essai	52
6. Types d'essais de pompage.....	52
6.1.1. Cas d'une nappe libre.....	52
6.1.2. Cas d'une nappe captive	53

II : Equations générales d'écoulement en Régimes permanents et transitoires

1. Régime permanent	55
1.1. Equation d'écoulement dans une nappe captive en régime permanent.....	56
1.2. Equation d'écoulement dans une nappe libre en régime permanent (Equations de Dupuits en régime permanent).....	56
2. Régime transitoire.....	57
2.1. L'essai de puits (well test), par palier de débit de courtes durées.....	58
2.1.1. Calcul de pertes de charge, de l'expression de Jacob	59
2.1.2. Estimation du débit maximal d'exploitation et du débit critique.....	62

2.1.3. Estimation de la profondeur d'installation de la pompe.....	63
2.1.4. Rayon d'action ou rayon d'influence.....	63
2.2. Essai de puits de longues durées.....	64
2.2.1.- Méthode de Theïs (1935) : Descente	64

CHAPITRE 5

GEOCHIMIE DES EAU X SOUTERRAINES

1. Introduction	67
2. Types d'eau.....	67
3. La Composition chimique des eaux souterraines:.....	68
3.1 Particules solides.....	68
3.2 Ions majeurs.....	68
3.3 Ions mineurs	69
3.4 Eléments traces et gaz dissous.....	69
4. Principaux critères de qualité de l'eau souterraine.....	71
4.1 Les Caractéristiques Organoleptiques.....	71
4.1.1. La Couleur.....	71
4.1.2 L'odeur.....	71
4.1.3 La Saveur.....	71
4.2 Les caractéristiques Physico-chimiques de l'eau.....	71
4.2.1 Les caractéristiques physiques.....	71
4.2.2. Paramétrés chimiques.....	75
Le Chlorure.....	75
Les Sulfate	75
Les Nitrates.....	75
Le Fer.....	75
Le Fluor.....	76

TRAVAUX PRATIQUES

CARTOGRAPHIE

Introduction.....	77
-------------------	----

TP I : LA CARTE TOPOGRAPHIQUE

I- Définition.....	77
II- Etablissement des cartes topographiques.....	78
A – Le nivellement.....	78
B – Planimétrie.....	78
1 – Cartes en courbes de niveau.....	78
a – Principe de l'établissement des courbes de niveau.....	78
b – Echelle.....	79
c – Altitude des courbes de niveau.....	80
d – Equidistance et écartement.....	80
– Propriétés des courbes de niveau.....	80
a – Différentes sortes de courbes de niveau.....	80
b – la densité des courbes de niveau.....	81
c – Les points côtés.....	81

TP 2 : LE PROFIL TOPOGRAPHIQUE

I- Définition.....	82
II-Principe de l'exécution d'un profil topographique.....	82
III- les formes du relief en courbes de niveau.....	84
1. formes des versants.....	84
a – Pente constante.....	84
b – Pente régulièrement variable.....	84
c – Pentes à variation brusques.....	85
d – Sommet.....	86
e – Cuvettes.....	86
2. Formes des vallées.....	86
a – Vallée en V.....	86
b- Vallée à fond plat ou en U.....	86

TP 3 : CARTES PIEZOMETRIQUES

3.1 : Establishment des cartes piézométriques.....	88
a- Mesure et report des niveaux sur une carte.....	88
b- Tracé des courbes isopiézes.....	88
c- Tracé des lignes de courant.....	90
d- sens d'écoulement de la nappe.....	90
e- Calcul du gradient hydraulique.....	91
f- Conditions aux limites.....	92
g- Relations hydrauliques nappe – cours d'eau.....	93
Références.....	95

Semestre : 4

Unité d'enseignement : UEM 2.2

Matière 1 : Hydrogéologie

VHS: 37h30,(Cours : 1h30, TP : 1h00)

Crédit : 3

Coefficient : 2

Objectifs de l'enseignement :

Comprendre les réseaux d'écoulement et systèmes régionaux, ainsi que l'hydraulique des puits et se familiariser avec les notions d'hydrologie et la géochimie des eaux souterraines.

Connaissances préalables recommandées

Connaissances en mathématiques, physique 1.

Contenu de la matière :

Chapitre 1: Écoulement en milieux poreux; potentiel et charge hydraulique; loi de Darcy.
2 semaines

Chapitre 2: Propriétés des aquifères: porosité, conductivité hydraulique. 1 semaine

Chapitre 3: Équations générales d'écoulement en régimes permanents et transitoires.
2 semaines

Chapitre 4: Réseaux d'écoulement et systèmes régionaux. 2 semaines

Chapitre 5: Hydraulique des puits et essais piézométriques. 2 semaines

Chapitre 6: Notions d'hydrologie; bilans et alimentation des nappes. 2 semaines

Chapitre 7: Géochimie des eaux souterraines. 2 semaines

Chapitre 8: Programmation de sorties sur terrain. 2 semaines

Mode d'évaluation :

Contrôle Continu : 40%, Examen : 60%

Références:

- 1- Eric Gilli , Christian Mangan , Jacques Mudry, Hydrogéologie - 3ème édition - Objets, méthodes, applications ; DUNOD 2012.
- 2- Jean-Jacques Collin, Les eaux souterraines : Connaissance et gestion, Editions Hermann 2004.