

Polycopie : hydrogéologie

Première partie

*Rappel d'hydrogéologie et d'hydraulique
souterraine*

2018

sommaire

Introduction

I. Rappel d'hydrogéologie et d'hydraulique souterraine

I.1. Aquifères

I.1.1. Aquifère à surface libre

I.1.2. Aquifère à nappe captive

I.1.3. Aquifère à nappe semi-captive ou à drainance

I.2. Charge hydraulique

I.3. gradient hydraulique

I.4. Perméabilité

I.4.1. Loi de Darcy (H. DARCY, Dijon 1856)

I.5. Homogénéité et isotropie

I.6. Transmissivité

I.7. Porosité

I.8. Coefficient d'emmagasinement

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

INTRODUCTION

L'hydrogéologie est la science qui étudie les modalités de stockage et d'écoulement de l'eau souterraine. Toutes les études et évaluations doivent s'effectuer sur une unité d'espace (bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère) et se rapporter à une durée moyenne.

La simulation du fonctionnement hydrologique d'un aquifère peut se faire au moyen d'un modèle élaboré à partir de méthodes de modélisation quantitative. Ce dernier, pour fonctionner, nécessite l'intégration des lois de comportement et des paramètres caractéristiques du sol où se déroulent les écoulements. On en déduit ainsi les hypothèses de départ (nombre de mailles, fourchette des paramètres, etc...) nécessaire au calage du modèle.

Liste des paramètres à identifier pour la modélisation et moyens de les déterminer :

- ↯ **Paramètres topographiques, géologiques et hydrogéologiques du site**
 - • **Altimétrie** ⇔ calage par rapport aux bornes IGN (Système IGN69) ;
 - • **Coupe géologique** ⇔ sondages in-situ ;
 - • **Limites de l'aquifère** ⇔ étude carte géologique et topographie du site (canal, fossé de drainage, station de relevage, etc..)
 - • **Conditions initiales** ⇔ étude de la piézométrie ;
 - • **Conditions aux limites** ⇔ étude des potentiels imposés (canal, drainage, relevage, etc...).
 - • **Porosité efficace** ⇔ essai de sol ;
 - • **Perméabilité horizontale (transmissivité) et verticale** ⇔ essai de sol et pompage d'essai ;
 - • **Coefficient d'emménagement** ⇔ essai de sol et pompage d'essai ;
 - • **Pluie totale et pluie efficace** ⇔ données hydrologiques et étude des infiltrations ;
 - • **Propriétés géologiques et physico-chimiques du milieu** ⇔ prélèvements et essais ;

- ↯ **Eléments spatio-temporel**
 - • **Localisation de la pollution** ⇔ historique et campagne d'échantillonnage ;
 - • **Date, durée et temps de transfert de la pollution** ⇔ historique ;

- ↯ **Paramètres liés à l'écoulement de la pollution**
 - • **Caractéristiques du milieu poreux où se propage la pollution (saturé, non saturé) ;**
 - • **Type de polluants (miscibles ou non miscibles dans l'eau) ;**
 - • **Caractéristiques hydrodispersives du couple polluant/sol ;**
 - • **Type d'écoulement (mono, bi ou polyphasiques) ;**
 - • **Lois de comportement.**

On obtient ces renseignements en effectuant une étude de nappe au moyen de l'exploitation **de pompages d'essais (ou essais d'eau)** réalisés sur site. Avant d'explicitier les moyens à mettre en œuvre pour leur caractérisation, il apparaît important d'expliquer leur signification d'où la nécessité de quelques rappels d'hydrogéologie et d'hydraulique souterraine.

Nous nous intéresserons dans cet aide-mémoire aux essais de pompage des eaux souterraines superficielles (soit 0,31% du volume total des eaux sur la planète pour les profondeurs n'excédant pas 800m) qui sont alimentées en France par les 20% des précipitations qui s'infiltrent.

I. *Rappel d'hydrogéologie et d'hydraulique souterraine*

I.1. *Aquifères*

On distingue trois grands types de terrains selon leurs capacités à laisser passer l'eau :

- ↪ les terrains semi-perméables où l'eau circule très lentement
- ↪ les terrains imperméables.
- ↪ et les terrains aquifères où l'eau circule librement.
-

L'aquifère est un complexe de deux constituants en interactions : **le réservoir** et **l'eau souterraine**.

Le réservoir :

Il s'agit d'une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine ou son exploitation par captage. Le réservoir représente la trame solide de la structure de l'aquifère. L'eau souterraine mobile s'emmagine et circule dans les vides.

La première fonction du réservoir est capacitive. Elle caractérise le stockage ou la libération de l'eau souterraine. Ces deux actions sont groupées sous le terme **d'emmagement souterrain de l'eau**.

Le réservoir est identifié par ses caractéristiques et la genèse de ses vides (pores ou fissures). On établit donc une classification hydrogéologique des réservoirs d'eau souterraine en fonction du type de vides :

- ↪ **les réservoirs homogènes**, à perméabilité d'interstices, constitués de roches meubles ou non consolidées (sable, gravier ou de grès). C'est le cas des nappes alluviales en fond de vallée ou dans les bassins sédimentaires.
- ↪ **Les réservoirs hétérogènes**, à perméabilité de fissures, constitués de roches fissurées ou consolidées (surtout de calcaire mais également de roches volcaniques).

L'eau souterraine :

L'eau souterraine constitue un milieu continu dans le réservoir dont seule une fraction, l'eau gravitaire, est mobile dans l'aquifère.

La configuration des aquifères porte sur les caractéristiques de ses limites géologiques et hydrodynamiques : on parle de conditions aux limites. En simplifiant, on assimile la base de

l'aquifère à une formation imperméable (substratum). Pour sa limite supérieure, on distingue trois types :

- ↗ hydrodynamique avec fluctuation libre : **aquifère à nappe libre** ;
- ↗ géologique imperméable : **aquifère à nappe captive** ;
- ↗ géologique semi perméable : **aquifère à nappe semi-captive**.

1.1.1. Aquifère à surface libre

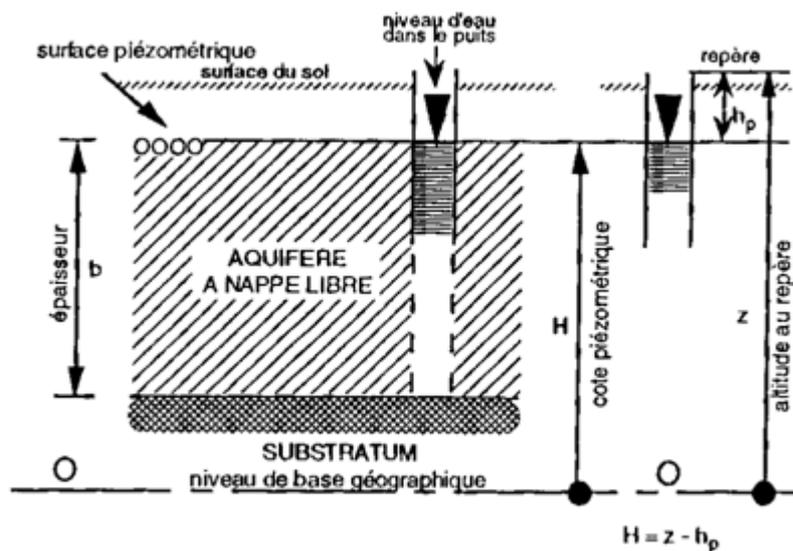


Figure 1 Aquifère à surface libre.

Cas représenté sur la *Figure 1*. Il s'agit de la configuration la plus courante en nappe superficielle. La formation aquifère n'est pas saturée sur toute son épaisseur. Il existe entre la surface de la nappe et la surface du sol une zone de terrain non saturé contenant de l'air. Le niveau supérieur de la nappe est appelé niveau piézométrique, il se trouve toujours sous le niveau du sol.

1.1.2. Aquifère à nappe captive

La formation représentée sur la *Figure 2*, est un aquifère saturé sur toute son épaisseur ; il est limité vers le haut par une couche imperméable (argile) ou semi-perméable. Le niveau piézométrique, différent de celui de la surface de la nappe et toujours au-dessus de la base de la couche imperméable supérieure, est virtuel tant qu'un forage ou un piézomètre n'a pas atteint l'aquifère au travers de son toit. Un tel forage est appelé **forage artésien** et si l'eau remonte jusqu'à la surface (niveau piézométrique au-dessus de la surface du sol) on l'appellera **forage artésien jaillissant**. Il s'écoule naturellement sans pompage.

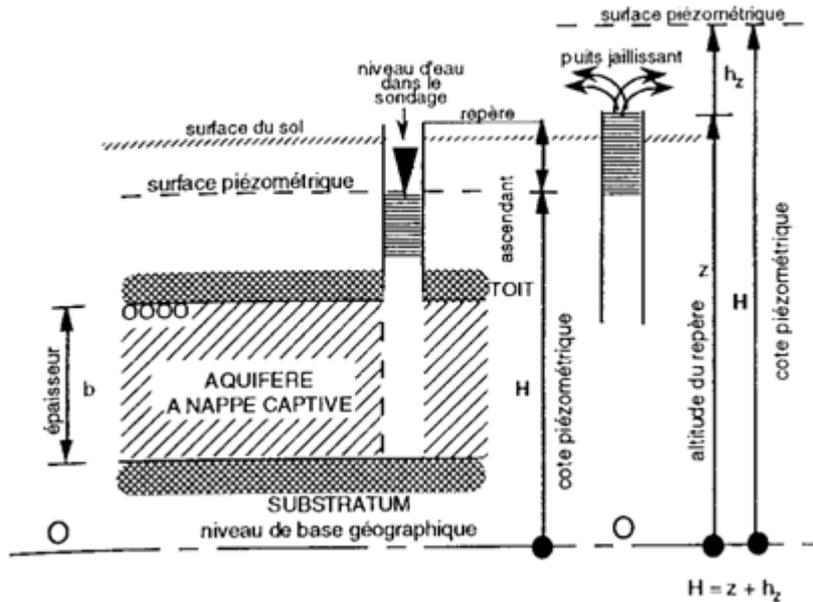


Figure 2 Aquifère à nappe captive.

I.1.3. Aquifère à nappe semi-captive ou à drainance

L'importance du mécanisme de drainance, illustré sur la *Figure 3*, repose sur le fait que des volumes importants d'eau peuvent traverser des horizons imperméables ou semi-perméables lorsque la superficie de cet horizon est grande et qu'il existe une différence de pression de part et d'autres de cet horizon. Ce phénomène permet des échanges importants entre nappes superposées ou sous-jacentes au travers du substratum ou du toit en cas de différence de charge. On parle alors de nappes semi-captives avec substratum et toit semi-perméables.

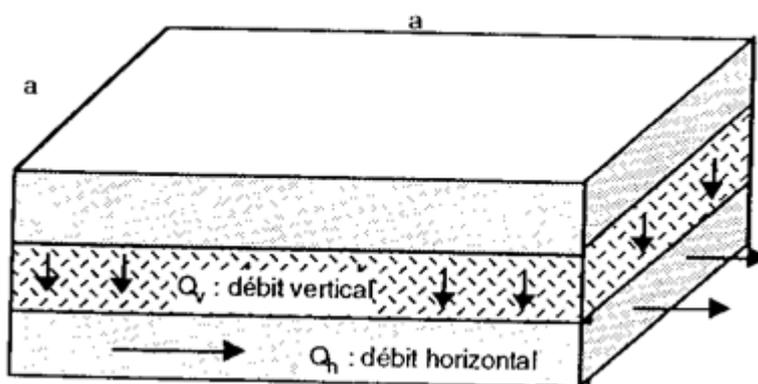


Figure 3 Principe de fonctionnement d'un aquifère semi-captif

I.2. 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)

En M, la charge hydraulique vaut
$$h_M = Z_M + \frac{P_M}{\rho \cdot g} + \frac{V_M^2}{2g}$$

- ✓ La composante d'énergie cinétique $\frac{V_M^2}{2g}$ est négligeable en raison des faibles vitesses d'écoulement dans les sols (quelques cm/s) soit pour $V=10$ cm/s, $\frac{V^2}{2g} = 0,5$ mm ;
- ✓ ρg = poids volumique de l'eau = γ_w (=10 kN/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 une constante près, devient :

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

I.3. gradient hydraulique

Le gradient hydraulique est représenté la différence de niveaux piézométrique entre deux points.

$$\vec{i} = -\text{grad}(h) = \begin{pmatrix} \frac{\partial h}{\partial x} \\ \frac{\partial h}{\partial y} \\ \frac{\partial h}{\partial z} \end{pmatrix}$$

\vec{i} indique la direction et l'intensité de l'écoulement (l'eau s'écoule des charges les plus élevées vers les charges les plus faibles).

Si \vec{i} est constant, l'écoulement est dit **uniforme** (hypothèse très fréquente en écoulement souterrain).

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} = \frac{h_1 - h_2}{l}$$

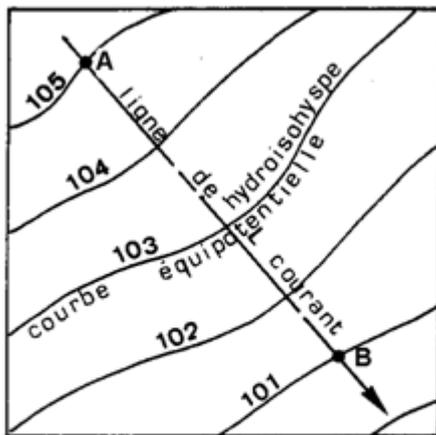
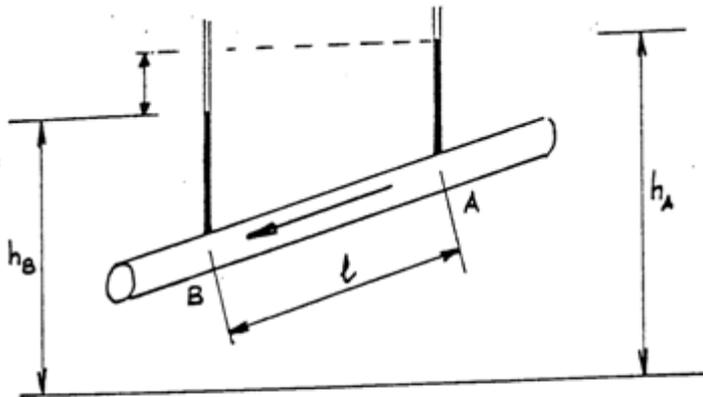
Écoulement uniforme (cas le plus fréquent, *Figure 4*)

i est constant et son module vaut :

Figure 4

Gradient hydraulique d'un écoulement uniforme

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta l} = \frac{h_A - h_B}{l}$$



$$i = \frac{H_A - H_B}{L} = \frac{105 - 101}{3\ 250}$$

I.4. 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. Elle est mesurée par deux paramètres : le **coefficient de perméabilité** et la **perméabilité intrinsèque**.

I.4.1. Loi de Darcy (H. DARCY, Dijon 1856)

Darcy propose une loi expérimentale à la suite d'observations d'écoulements d'eau sous pression dans une conduite verticale remplie de sable. **La vitesse apparente v** d'écoulement de l'eau (débit par unité de surface) est proportionnelle à la perte de charge et inversement proportionnelle à la hauteur de la conduite.

Loi de Darcy : $\vec{v} = k\vec{i}$ avec **k coefficient de perméabilité du sol en [m/s]**

La perméabilité (**conduction hydraulique**) représente la vitesse avec laquelle l'eau (ou fluide de viscosité de 1 centipoise) traverse une unité de section perpendiculaire par rapport au sens du courant d'un milieu poreux sous un gradient hydraulique unité à 20°C.

Q : débit d'écoulement $Q = vS = kSi$ en m³/sec

- ✓ v : vitesse d'écoulement en m/s ;
- ✓ S : section traversée par l'écoulement en m² ;
- ✓ k : perméabilité de Darcy m³/sec ;
- ✓ i : gradient hydraulique.

La loi de Darcy est valable sous 4 conditions : continuité, isotropie et homogénéité, du réservoir, et écoulement laminaire.

Pour l'écoulement laminaire

il est respecté lorsque le nombre de Reynolds est inférieur à 2000.

$$R = \frac{v.d}{\mu.\rho}$$

On rappelle Nombre de Reynolds

- ✓ v : vitesse d'écoulement en m/s ;
- ✓ μ : viscosité dynamique du liquide en centipoise;
- ✓ ρ : masse volumique en t/m³ ;
- ✓ d : diamètre moyen des pores du terrain.

Il en résulte que pour l'eau, l'écoulement reste laminaire tant que la vitesse n'excède pas $1,7 \cdot 10^{-4}$ m/sec (0,17 mm/sec), soit la grande majorité des aquifères à l'exception des cônes de rabattement.

Pour l'application de la loi de Darcy, il est nécessaire d'admettre que les eaux souterraines suivent ce type d'écoulement dans la plus grande partie de leur trajet. Des écoulements turbulents peuvent apparaître parfois à proximité immédiate des zones de captage (crépines); ils sont dus à l'accroissement des vitesses de circulation de l'eau mais ce phénomène reste limité dans l'espace.

En réalité, les cas où la loi de Darcy n'est pas applicable sont limités aux formations très hétérogènes, aux réseaux karstiques et lorsque la vitesse d'écoulement est très élevée.

La perméabilité k ainsi définie par Darcy est une caractéristique physique du milieu indépendante des caractéristiques de l'eau en mouvement.

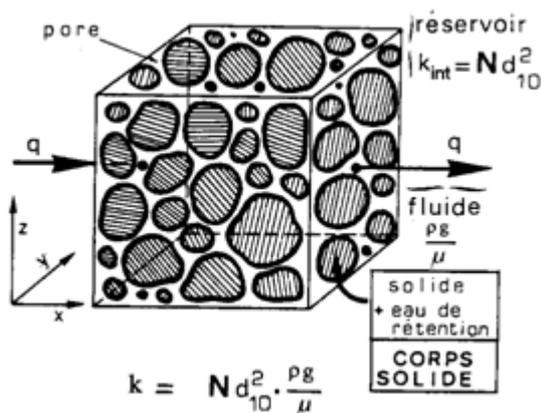
Extension aux différents liquides et aux grandes profondeurs (\nearrow pression et température)

Le coefficient de perméabilité doit tenir compte de toutes les caractéristiques du milieu poreux (structure du réservoir) et de l'eau qui le traverse (viscosité dynamique et poids volumique). Ce coefficient de perméabilité au sens large ne correspond plus à la conception initiale d'H. Darcy valable pour les eaux souterraines normales de faibles profondeurs.

K. Hubbert a développé en 1969 une expression généralisée applicable dans tous les cas en différenciant le réservoir du fluide (Figure 5) :

Figure 5

Principe d'écoulement d'un fluide dans un réservoir



$$V = N \cdot d_{10}^2 \cdot \frac{\rho g}{\mu} \cdot i = k \cdot i$$

avec k_{int} perméabilité

intrinsèque : $k_{int} = N \cdot d_{10}^2$ en m^2 ou en Darcy

$$d'où \quad k = k_{int} \cdot \frac{\rho g}{\mu}$$

- $\checkmark v$: vitesse d'écoulement en m/s ;
- $\checkmark \mu$: viscosité dynamique du liquide en centipoise (= $\rho \times$ viscosité cinématique) ;
- $\checkmark \rho$: masse volumique ;
- $\checkmark N$: facteur de forme sans dimension (100

en moyenne) ;

- $\checkmark i$: gradient hydraulique ;
- $\checkmark d_{10}$: diamètre efficace des grains en cm ;
- $\checkmark g$: force de gravité.

Il est nécessaire de rechercher les paramètres spécifiques du fluide lorsque que l'on sort de l'étude des nappes superficielles classiques. Ces derniers évoluent en fonction de sa viscosité (hydrocarbures par exemple), de sa pression et de sa température (grandes profondeurs).

Pour les réservoirs, les propriétés propres seront ainsi exprimées par sa perméabilité intrinsèque.

k en m/s	10	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰	10 ⁻¹¹
Granulométrie homogène	gravier pur			sable pur		sable très fin			limons		argile		
Granulométrie variée	gravier gros&moy	gravier et sable		sable et limons argileux									
degrés de perméabilité	TRES BONNE		BONNE		- MAUVAISE						NULLE		
type de formation	PERMEABLE				SEMI-PERMEABLE						IMPER-MEABLE		

Tableau 1

Valeurs de perméabilité selon G. Castagny, 1992.

L'utilisation des coefficients de perméabilité, du *Tableau 1*, sont valables pour caractériser les aquifères d'eau jusqu'à une profondeur d'un millier de mètres. Au-delà, il faut tenir compte de l'augmentation de température et de pression.

Remarque :

Une perméabilité de 10⁻⁸ m/s représente une vitesse de 30 cm par an environ.

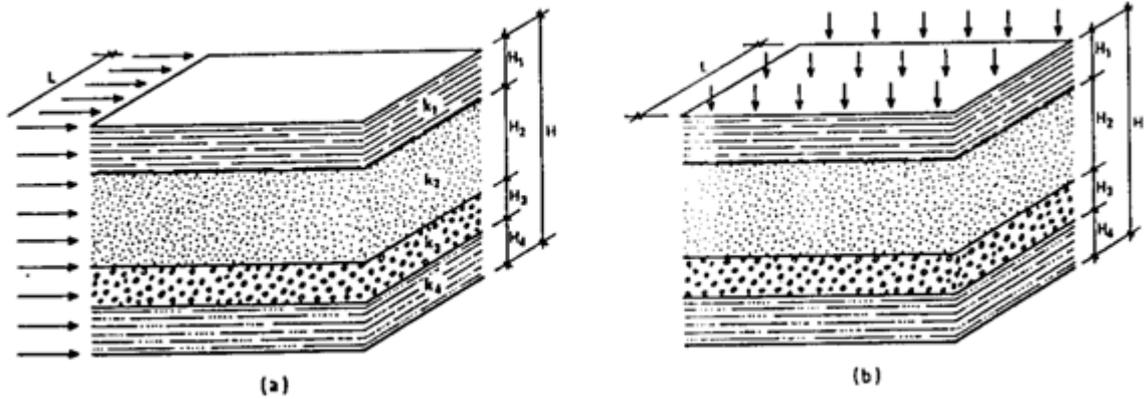
Dans les alluvions, une nappe libre met entre 0,5 à 1 an pour parcourir 1 km.

Expressions empiriques des coefficients de perméabilité - Formules de Hazen :

$$k_{\text{est}} = 100 d_{10}^2 \text{ en cm}^2 \text{ si } d_{10} \text{ en cm ;}$$

si $\frac{d_{60}}{d_{10}} \leq 2$ $k = C d_{10}^2$ avec C =25 pour des grains de 25 mm
C=100 pour des grains compris entre 0,1 et 3mm.

Coefficient de perméabilité équivalent en terrain stratifié (*Figure 6*)



$$(a) \quad k_{eq} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n k_i H_i$$

$$(b) \quad \frac{1}{k_{eq}} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{k_i}$$

Figure 6 Configuration des sols stratifiés pour le calcul de coefficient de perméabilité équivalent.

I.5. Homogénéité et isotropie

Les terrains aquifères ne sont jamais isotropes et homogènes. Mais dans la pratique, on néglige souvent cette anisotropie et cette hétérogénéité.

En effet, les filets d'eau sont à peu près parallèles à la stratification du terrain et les perméabilités varient peu suivant cet écoulement. On peut donc considérer l'aquifère comme isotrope.

Par ailleurs comme on fait toujours appel à des volumes importants de terrain et que les caractéristiques ne sont que les moyennes des valeurs ponctuelles de celui-ci, les hétérogénéités se compensent et sont fortement réduites. Le résultat, dans son ensemble, peut donc être appliqué à un aquifère homogène

On considérera donc **un aquifère comme un milieu homogène et isotrope**. Cette hypothèse sera admise durant toute la suite de cet exposé.

I.6. Transmissivité

La productivité d'un captage dans un aquifère dépend du coefficient de perméabilité k et de l'épaisseur e de l'aquifère. On définit ainsi la transmissivité :

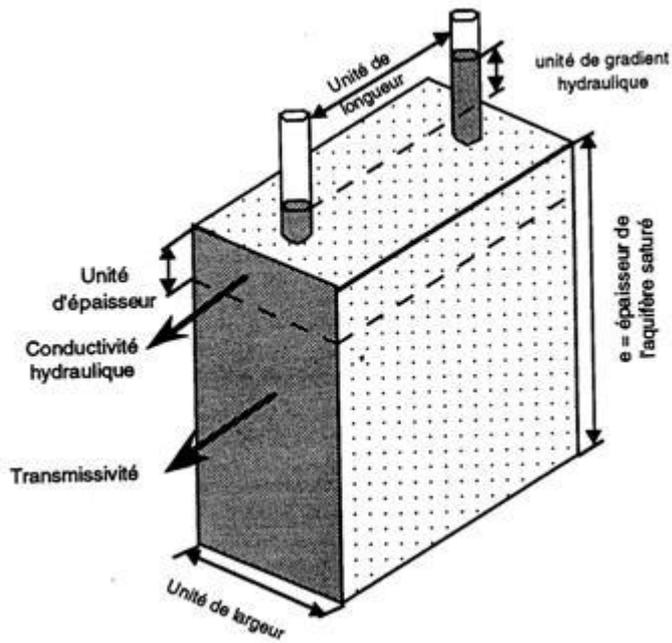


Figure 7 Conductivité/Transmissivité d'un aquifère.

Transmissivité : $T = k \cdot e$ en m²/sec

- ✓ k : perméabilité ;
- ✓ e : épaisseur de l'aquifère.
-

La transmissivité est le volume d'eau qui traverse une tranche verticale de 1 m de large sur toute la hauteur de l'aquifère sous un gradient hydraulique unitaire pendant 1 seconde à 20°C (Figure 7).

Pour l'utilisation d'un forage, l'aquifère devra satisfaire au moins 12 m³/jour pour une utilisation domestique et 125 m³/jour pour une utilisation industrielle, municipale ou pour l'irrigation.

I.7. Porosité

La porosité est le rapport des volumes des vides ou des pores avec le volume total de l'échantillon (Figure 8).

Porosité totale: $n = \frac{V_v}{V_t}$ en %

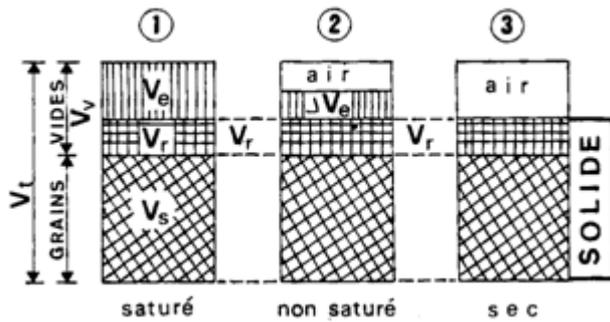


Figure 8 Constituants d'un sol.

Un sol à l'état naturel se compose de grains de différentes dimensions. Les fines se logent donc dans les interstices laissés entre les éléments de forte granulométrie ce qui permet une diminution de la porosité. Cette dernière dépend donc uniquement de l'arrangement des grains indépendamment de leurs dimensions

Pour mesurer cette porosité, il faut mesurer le volume des vides, ce qui revient à estimer le volume d'eau pour un aquifère.

On distingue 2 deux catégories d'eau :

- l'eau gravitaire : mobilisable par gravité, elle circule dans les aquifères et alimente les captages et sources ;
- l'eau de rétention ou eau capillaire : non mobilisable, sauf par étuvage, elle est retenue sur la surface des grains

Toutefois, un réservoir n'est jamais dépourvu de son eau de rétention. En hydrogéologie, on préfère donc parler de porosité efficace que de porosité totale plus théorique.

$$n_e = \frac{V_e}{V_t}$$

Porosité efficace: en % avec V_e volume d'eau gravitaire.

On définit ainsi la vitesse réelle v_r de cheminement de l'eau dans les pores du sol en fonction de v :

$$v_r = \frac{v}{n}$$

vitesse réelle de l'eau : en m/s avec n porosité totale.

Un terrain drainé donne une porosité efficace (eau gravitaire).

L'eau de rétention donne la porosité résiduelle (eau capillaire)

La somme de ces deux porosités donne la porosité totale.

Tableau 2

Tableau de valeurs - porosités moyennes pour les principaux réservoirs (d'après G. CASTAGNY, Michel DETAY).

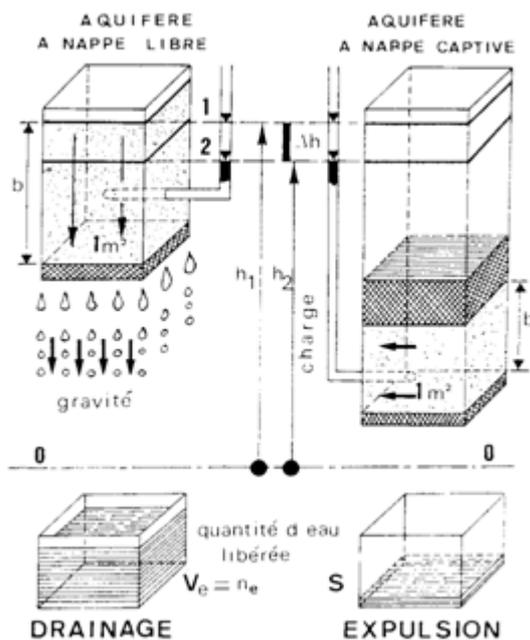
Sols	Porosité totale en %	Porosité efficace en %	Sols	Porosité totale en %	Porosité efficace en %
Vases		0,1 %	gravier + sable		15 à 25 %
Limons	36 %	2 %	gravier fin		20 %
Argile	45 %	3 %	gravier moyen	45 %	25 %
sable gros + limons	32 %	5 %	gravier gros		30 %
sable très fin	35 %	5 %	grès fissuré	16 %	2 à 15 %
sable fin	35 %	10 %	craie		2 à 5 %
sable moyen	35 %	15 %	calcaire fissuré	4,8 %	2 à 10 %
sable gros	35 %	20 %	granite fissuré	1,2 %	0,1 à 2 %
Alluvions		8 à 10 %			

I.8. Coefficient d'emmagasinement

Une caractéristique hydraulique importante d'un aquifère est la connaissance du volume d'eau libéré ou emmagasiné par unité de surface à la variation de charge correspondante.

Figure 9

Libération de l'eau gravitaire



C'est le coefficient d'emmagasinement : **S**.

Physiquement, on le définit (Figure 9) comme la quantité d'eau libérée (eau gravitaire) d'un prisme vertical de 1 m² de base et de la hauteur de l'aquifère sous une variation unitaire de la charge hydraulique ($\Delta h=2-1=1$).

S s'exprime en %

S se mesure par des pompages d'essai.

Dans un aquifère libre, l'eau est libérée par l'action des forces de gravité (drainage). Le coefficient d'emmagasinement S est égale, en

pratique, à la porosité efficace (la porosité résiduelle concerne l'eau de rétention). Les valeurs usuelles vont de 1% pour certains limons et jusqu'à 30- 40% pour les alluvions grossiers bien lavés.

Dans un aquifère captif ou semi-captif, l'expulsion de l'eau est le résultat de la compression de l'aquifère et de la baisse du niveau statique lors du pompage provoquant une baisse de pression, une détente élastique et une déformation du solide libérant l'eau (actions d'élasticité de l'eau et du solide). Les modules d'élasticité étant faibles, le volume d'eau libéré est beaucoup plus petit, à caractéristiques égales, que pour les nappes libres. Le coefficient d'emmagasinement S est ici de 100 à 1 000 fois (voir 10 000 fois) plus petit. Les valeurs usuelles se situent entre 0,1 et 0,01 %.

Le coefficient d'emmagasinement se mesure sur le terrain au moyen d'essais de pompage.

I.9. Diffusivité

La diffusivité régit la propagation d'influence dans l'aquifère.

$$\text{Diffusivité} = \frac{T}{S} \text{ en m}^2/\text{s}$$

I.10. Dispersion

La représentation de la dispersion de l'eau (donc des polluants dissous) peut se faire au moyen d'un traceur injecté dans le sol.

La courbe de restitution montre que les particules du traceur, donc les particules d'eau, injectées à un instant donné, au point de départ, n'arrivent pas simultanément en bas de la colonne. A la sortie, elles sont étalées dans le temps et dans un volume plus ou moins grand. Ce fait n'est pas conforme à la loi de Darcy. Ce phénomène est appelé **la dispersion**.

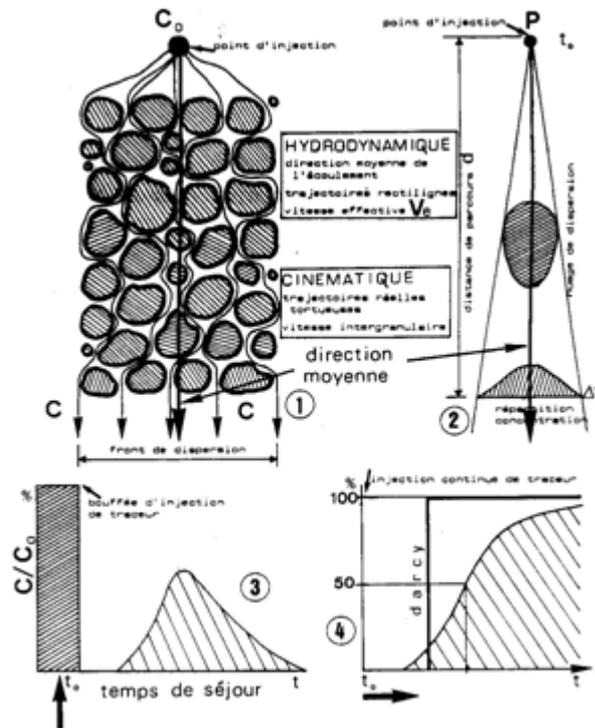


Figure 10 Hydrodynamique et hydrocinématique : phénomène de dispersion

La Figure 10 décrit ce phénomène avec :

1 : trajectoire réelle des particules d'eau.

2 : cône de dépression.

3 : traçage par bouffées.

4 : traçage par injection continue.

L'étude à l'échelle microscopique montre que les particules d'eau se déplacent dans les vides continus, alignés selon la direction moyenne générale de l'écoulement. Elles décrivent des trajets compliqués liés à la tortuosité des trajectoires. Au cours de ces trajets, les caractéristiques physiques du milieu entraînent des variations de la vitesse des molécules, causées par la dispersion mécanique. Cette action mécanique n'est pas la seule qui intervient. La dispersion est due à trois groupes de facteurs :

- ↪ la structure physique du réservoir, cause de la dispersion mécanique étudiée précédemment, laquelle est prépondérante ;

- ↷ la structure du fluide dont l'agitation thermique des molécules provoquant la diffusion moléculaire ;
- ↷ les interactions eau/roche à l'origine de l'adsorption et de la désorption.

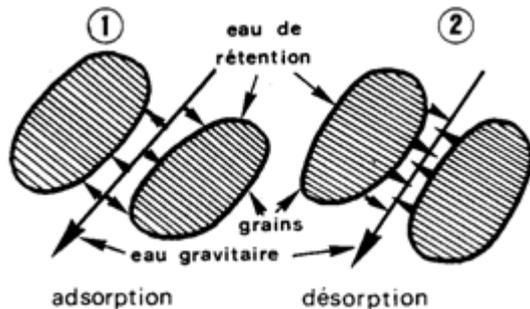


Figure 11

Adsorption/désorption.

Les interactions entre la phase mobile en déplacement (eau gravitaire) et la phase immobile ou corps solide (solide + eau de rétention) sont des deux types (*Figure 11*) :

- ↷ échanges dynamiques avec déplacement des molécules d'eau entre l'eau gravitaire et l'eau de rétention, sous l'action, sous l'action des forces d'attraction moléculaires ;
- ↷ échanges géochimiques, sous l'action d'ions, entre l'eau de rétention et le solide, d'une part et entre l'eau de rétention et l'eau gravitaire d'autre part. Suivant le sens de ces échanges, il y a adsorption (eau gravitaire vers le corps solide) ou désorption (corps solide vers eau gravitaire).

L'étude de l'écoulement de l'eau souterraine, véhicule de transport de toutes substances minérales ou organiques, nécessaire pour la diffusion des polluants (hydrocarbures) en zone saturée doit considérer les trajectoires et les vitesses réelles de déplacement sur le terrain.