

Chapitre II : SYSTÈMES AQUIFÈRES

2.1. Les aquifères poreux et la circulation de l'eau dans le sous-sol :

Les milieux poreux constituent une catégorie d'aquifères très divers.

2.1.1. Caractéristiques Hydrodynamiques :

La caractéristique hydrodynamique majeure des milieux poreux est que, leur porosité interconnectée étant une propriété sédimentologique, l'écoulement se fait dans toute la section de l'aquifère, avec des vitesses relativement homogènes et faibles, du fait de la grande section d'écoulement. La conséquence en terme d'exploitation est la probabilité élevée d'obtenir les mêmes caractéristiques hydrodynamiques à une certaine distance d'un ouvrage. Cependant, cette remarque ne peut être appliquée à un aquifère deltaïque, dans lequel l'écoulement est hautement chenalisé, et donc où la répartition des vitesses sera très hétérogène : très rapides dans le chenal graveleux, quasi-nulles dans ses épontes limono-argileuses.

2.1.1.1. Porosité :

Dans un milieu on a trois sortes d'eau : une eau gravitaire qui s'écoule, une eau de rétention qui reste autour des grains (humidité) et une eau d'absorption (liée à la surface des grains par le jeu de forces d'attraction moléculaire). La capacité de récupérer l'eau dans une roche meuble ou fissurée, est liée à l'importance de ses vides. On distingue :

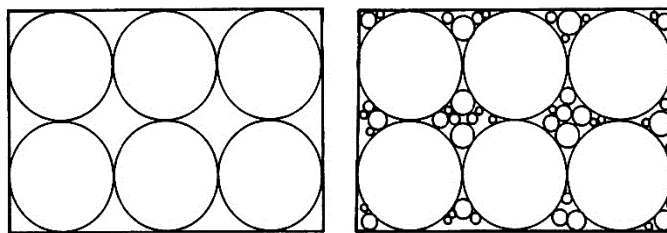
A. Porosité totale n :
$$n = \frac{V_{\text{Vide}}}{V_{\text{Total}}} \times 100$$

B. Porosité efficace n_e :
$$n_e = \frac{V_{\text{Eau gravitaire}}}{V_{\text{Total}}} \times 100$$

Cette porosité efficace intéresse l'hydrogéologue. Il est utile de la relier dans le cas des roches meubles aux caractéristiques physiques des réservoirs.

Les principaux facteurs sont :

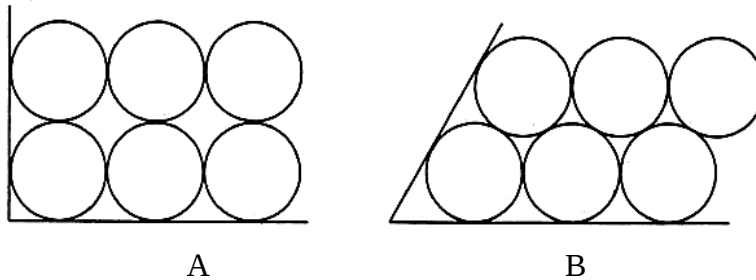
- ❖ **Les diamètres respectifs des grains** : pour une granulométrie uniforme, n_e diminue lorsque le diamètre des grains diminue.
- ❖ **L'homogénéité de la granulométrie** : si le terrain est formé de grains de tailles très différentes (figure B), les plus petits d'entre eux peuvent occuper les interstices entre les plus gros et la porosité se retrouve considérablement réduite.



A

B

- ❖ **L'arrangement des grains** : exprime leur disposition dans l'espace. La porosité est fortement influencée par l'arrangement des grains. Elle décroît de 47,6% pour l'arrangement **cubique** (figure A) à 25,9% pour l'arrangement **rhomboédrique** (figure B).



❖ **La surface spécifique des grains** : c'est la surface de contact **eau - grain**. La porosité efficace croît avec la surface spécifique des grains.

C. Ordres de grandeur de la porosité :

Types de réservoirs	Porosité efficace %	Types de réservoirs	Porosité efficace %
Gravier gros	30	Sable gros + silt	5
Gravier moyen	25	Silt	2
Gravier fin	20	Vases	0.1
Gravier + sable	15 à 25	Calcaire fissuré	2 à 10
Alluvions	8 à 10	Craie	2 à 5
Sable gros	20	Grès fissuré	2 à 15
Sable moyen	15	Granite fissuré	0.1 à 2
Sable fin	10	Basalte fissuré	8 à 10
Sable très fin	5	schistes	0.1 à 2

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

2.1.1.2. Perméabilité :

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

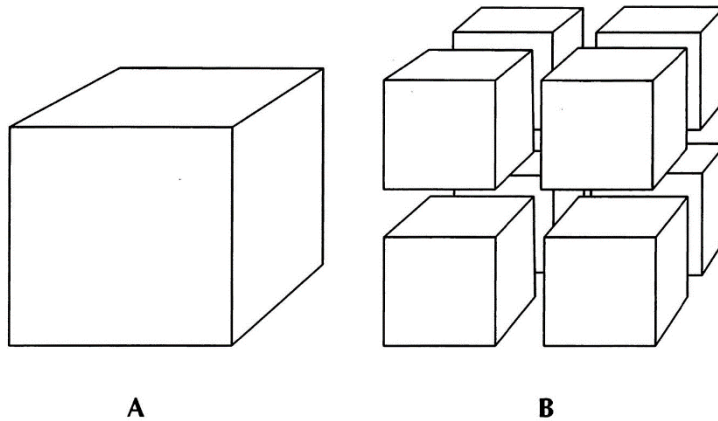
Exemple : une argile, dont les vides sont microscopiques, est beaucoup plus poreuse que la plupart des autres terrains. Il faut donc préciser qu'une formation poreuse n'est pas nécessairement perméable. Par contre une formation perméable est, par définition, poreuse.

La perméabilité est une grandeur qui caractérise la facilité avec laquelle l'eau circule dans un terrain sous l'effet d'un gradient hydraulique. Les matériaux perméables opposent plus ou moins de résistance au passage des fluides. Il existe toute une gamme de perméabilités, depuis les milieux pratiquement imperméables, jusqu'à ceux dans lesquels la circulation des fluides se fait presque sans perte d'énergie.

La perméabilité intrinsèque est fonction de la taille de l'ouverture des pores. Plus la taille des grains de sédiments est petite, plus la surface de contact avec l'eau est grande. Cela augmente la résistance de frottement à l'écoulement, ce qui réduit la perméabilité intrinsèque.

Relation entre la taille des grains de sédiments et la surface de l'espace poreux :

- (A) Un cube de sédiments d'une surface de 6 unités carrées.
- (B) Le cube a été divisé en 8 morceaux, chacun ayant un diamètre égal à la moitié du cube de la partie A. La surface est passée à 12 unités carrées, soit une augmentation de 100 %.



Types de sédiments	d_{10} mm	Porosité (n)	Porosité efficace (n_e)	Coefficient de perméabilité K
Gravier moyen	2.5	45	40	$3 \cdot 10^{-1}$
Sable gros	0.250	38	34	$2 \cdot 10^{-3}$
Sable moyen	0.125	40	30	$6 \cdot 10^{-4}$
Sable fin	0.09	40	28	$7 \cdot 10^{-4}$
Sable très fin	0.045	40	24	$2 \cdot 10^{-5}$
Sable silteux	0.005	32	5	$1 \cdot 10^{-9}$
Silt	0.003	36	3	$3 \cdot 10^{-8}$
Silt argileux	0.001	38	-	$1 \cdot 10^{-9}$
Argile	0.0002	47	-	$5 \cdot 10^{-10}$

2.1.1.3. Granulométrie :

Pour les milieux non consolidés (sables, graviers...), on cherche à connaître la distribution de la taille des grains du milieu et le classement du sédiment. Pour réaliser l'analyse granulométrique, un échantillon de terrain (environ 500 g) est prélevé et séché dans une étuve avant de la peser. Ensuite, on fait passer le sédiment dans une série de tamis de taille décroissante, le tout étant secoué par un agitateur électrique situé à la base. Le refus (fraction du sédiment recueillie) de chaque tamis est pesé séparément, et le poids est transformé en % du poids total de l'échantillon initial.

Une représentation très claire des résultats est la courbe des fréquences cumulées (en %), reportée en fonction du logarithme de la taille des mailles du tamis.

La courbe granulométrique permettra de :

- ❖ Etudier la distribution statistique des diamètres des grains ;
- ❖ Classer l'échantillon et de le désigner par un terme lithologique précis (gravier, sable, argile...) ;
- ❖ Avoir une idée précise sur l'homogénéité ou l'hétérogénéité de l'échantillon à partir de la pente de la courbe, qui est représentée par le coefficient d'uniformité : $C_U = d_{60}/d_{10}$ (si $C_U < 2$ la granulométrie est uniforme) ;
- ❖ Estimer la perméabilité de l'échantillon par différentes formules empiriques, qui se basent sur l'indice caractéristique d_{10} (diamètre correspondant à l'ordonnée 10% de la courbe cumulative), qui conditionne le plus les propriétés de perméabilité du milieu. Les formules les plus utilisées sont :

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

A étant un coefficient qui varie en fonction de la granulométrie du sédiment. La valeur la plus utilisée en hydrogéologie est $A = 100$ (pour les grains : $0,1 < d < 3 \text{ mm}$ et pour un $C_U < 5$).

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

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

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

2.1.1.4. Notions d'isotropie et d'homogénéité :

Un terrain homogène est un terrain qui présente en tout point dans une direction donnée, la même résistance à l'écoulement du fluide. Si en plus cette résistance est la même quel que soit la direction, le terrain est isotrope.

2.1.2. La loi de Darcy, ses domaines d'application :

L'expérience de base de l'hydrogéologie des milieux continus a été réalisée par **Darcy** en **1856**. Dans un cylindre vertical de section **A**, une hauteur Δh d'eau percole à travers une hauteur **L** de sable. **Darcy** observe qu'il existe une proportionnalité entre le débit **Q** d'eau qui traverse le sable et la valeur de $\Delta h/L$. On appelle perte de charge ou gradient hydraulique **i** ce rapport, et coefficient de filtration **K** le facteur de proportionnalité entre perte de charge et débit de percolation.

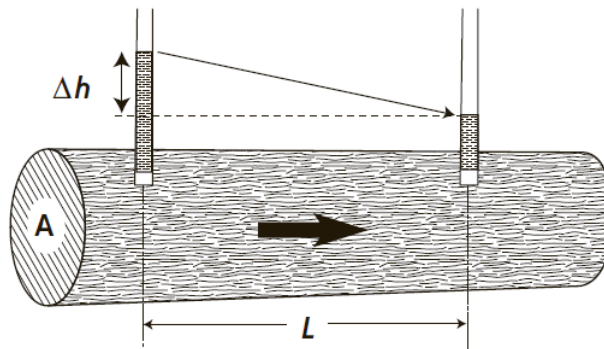


Figure 1- Expérience de **Darcy** appliquée à l'écoulement horizontal d'une nappe.

Cette expérience est transposable à l'écoulement « horizontal » d'une nappe (figure 1).

Formule de **Darcy** :

$$Q = K \cdot A \cdot \Delta h / L$$

Si l'on divise les deux membres par **A**, on obtient :

$$Q/A = K \cdot i$$

La vitesse obtenue par traçage est la vitesse réelle des molécules d'eau dans le milieu poreux. Cette vitesse réelle est égale à la vitesse de filtration de **Darcy**, divisée par la porosité. Ainsi, dans les pores d'un grès dont la porosité est de 10 %, la vitesse réelle sera 10 fois plus élevée que celle de **Darcy**.

2.1.3. Paramètres hydrodynamiques de la nappe :

La **perméabilité K** d'un réservoir caractérise la facilité avec laquelle l'eau le traverse sous l'effet d'un gradient hydraulique. Il s'agit d'un coefficient, défini par la loi de **Darcy**, qui correspond au débit **Q** (en m^3/s) traversant une unité de section **A** (en m^2), sous l'effet d'un gradient hydraulique unitaire (**i**).

Donné par l'expression $K = Q/(A \cdot i)$, il est assimilable à une vitesse de filtration et s'exprime en mètres par seconde (m/s). Sa valeur évolue de 10^{-1} ou $10^{-2} m/s$ dans les terrains les plus perméables à $10^{-7} m/s$ pour les formations peu perméables.

La perméabilité offre une représentation ponctuelle d'un milieu aquifère, mais présente d'importantes variations latérales et verticales, en fonction de la nature lithologique des horizons concernés et de la densité du

réseau de fissures. C'est pourquoi on utilise fréquemment des notions plus globales, qui caractérisent des volumes plus importants et homogènes de la nappe, la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement.

La **transmissivité** T représente le débit d'un niveau aquifère sur toute son épaisseur, par unité de largeur et sous un gradient hydraulique unitaire. Elle correspond donc au produit de la perméabilité moyenne K (en m/s) par l'épaisseur du niveau e (en m), soit $T = K \cdot e$, et s'exprime en m^2/s .

Le **coefficient d'emmagasinement** S est le rapport du volume d'eau libéré par unité de surface, sous une charge hydraulique unitaire, et détermine la fonction capacitive du réservoir.

Il exprime, en nappe libre, la capacité de vidange des pores de la roche et peut donc être assimilé à sa porosité efficace. En nappe captive, il résulte de la décompression de la roche et de l'eau contenue dans ses pores.

Sa valeur varie de 0,2 à 0,01 pour les nappes libres et de 0,001 à 0,0001 pour les nappes captives.

La **diffusivité** $D = T/S$ régit la propagation des influences dans le milieu aquifère. Elle s'exprime en m^2/s et détermine, notamment, le transfert de masses d'eau ou de pressions.

2.1.4. La circulation de l'eau dans le sous-sol : La piézométrie :

On appelle convection (ou parfois advection) l'écoulement de l'eau dans le sous-sol, qui obéit à la loi de **Darcy**.

Une campagne piézométrique consiste à déterminer simultanément la cote de l'eau sur un ensemble spatial de points (puits, forages, piézomètres, sources, eaux de surface) à une période hydrologique caractéristique (étiage, eaux moyennes, crue). Sur le terrain est déterminée la profondeur du niveau de l'eau par rapport à la tête du tube (piézomètres, forages) ou de la margelle (puits, sources). Cette profondeur est lue sur le ruban gradué d'une sonde à électrodes (figure 3).

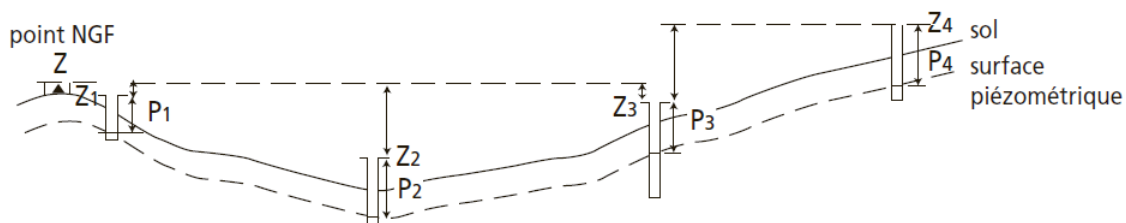


Figure 3- Calage topographique de la piézométrie.

Les courbes qui interpolent la cote de la nappe entre les points de mesure (appelées hydroisohypses, isopièzes ou courbes piézométriques) se présentent comme la surface topographique d'un bassin versant superficiel, l'eau souterraine s'écoulant perpendiculairement aux courbes, des « sommets » de la nappe vers ses points bas.

L'analyse de la géométrie de la surface piézométrique (figure 4) permet de distinguer les zones à grande ou à faible transmissivité dans le cas d'un milieu hétérogène, les zones d'alimentation et de décharge de la nappe en milieu homogène, ainsi que les limites de la nappe.

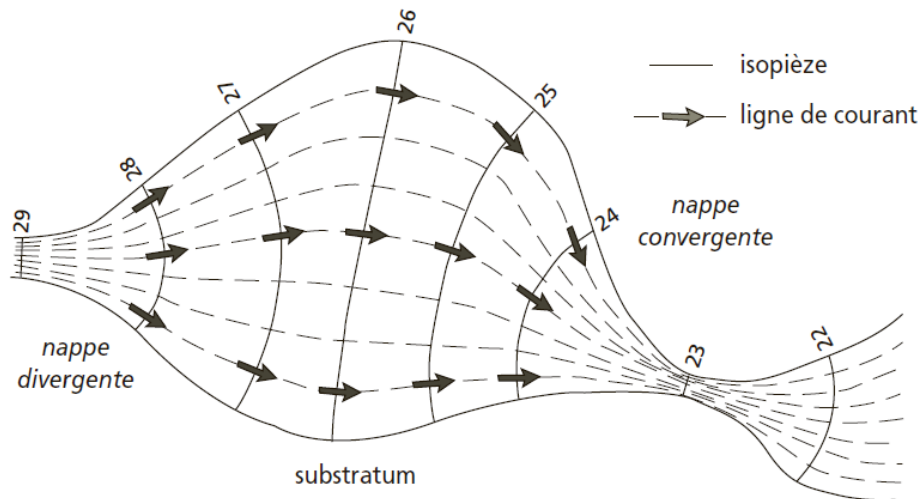


Figure 4- Allure de la surface piézométrique et lignes de courant.

La réaction de la nappe aux épisodes hydrométéorologiques (précipitations, crues des cours d'eau...) peut être suivie avec des piézographes, limnigraphes installés sur des piézomètres. Les enregistrements obtenus, appelés piézoigrammes, permettent de valider les périodes de campagnes piézométriques et d'interpoler leurs valeurs avec précaution.

2.2. Les aquifères fissurés :

Autrefois considérés comme des substratums imperméables, à cause de leur très faible porosité matricielle, les roches des socles ou leurs couvertures de sédiments anciens ont été, à partir des années 1960-1970, forées puis exploitées, conséquence de facteurs :

- hydrologique : l'absence de ressources locales alternatives (zone) ;
- climatique : la sécheresse ;
- technologique : le développement du marteau-fond-de-trou. Auparavant, le battage était une méthode de foration lente, donc coûteuse.

Les roches dures de socle ont une porosité primaire variable : la porosité interfeuillets des roches métamorphiques peut atteindre 7,5 %, alors que dans les granites et gneiss elle n'atteint généralement que 1,8 %. Ces roches ont subi une fissuration de rétraction lors de leur refroidissement, puis une fracturation tectonique lors de leur longue histoire géologique. Elles comprennent des fissures décimétriques jusqu'à des fractures que l'on peut cartographier sur des centaines de kilomètres. L'eau y est donc présente de manière discontinue, et sa prospection apparaît aléatoire : la productivité des forages s'étale sur une large gamme, de mauvaise à bonne.

Les milieux peuvent aller d'une relative homogénéité, avec la présence de fractures à rôle équivalent (figure 5a), jusqu'à une double perméabilité avec de petites fractures connectées par des accidents plus transmissifs (figure 5b).

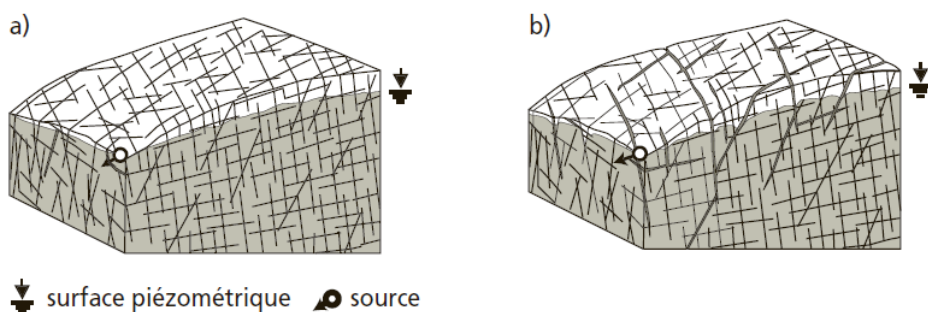


Figure 5- Hétérogénéité des milieux fissuré et fracturé (OFEG, 2003).

2.3. Les aquifères karstiques :

Le **karst** est un milieu particulier, défini comme l'ensemble des formes superficielles et souterraines engendrées par la dissolution de certaines roches, et notamment les roches carbonatées, un phénomène appelé karstification.

Le karst est donc présenté comme un modelé typique, défini dans le **Kras** de **Slovénie**, dont les conditions de formation comprennent une lithologie soluble et un drainage souterrain. La roche est suffisamment résistante pour permettre la conservation des formes de dissolution. La conséquence hydrogéologique est l'existence d'un aquifère atypique, très hétérogène et anisotrope à toutes les échelles.

2.3.1. La karstification :

2.3.1.1. Phénomène :

Le phénomène de karstification ne peut se développer que dans des roches dont les minéraux sont solubles dans l'eau pure (gypse) ou dans l'eau rendue agressive par l'adjonction d'un acide fort (oxydation des sulfures métalliques, hydrogène sulfuré des gisements pétroliers), ou, dans l'immense majorité des cas, par dissociation d'un acide faible, l'anhydride carbonique (**CO₂**) dissous dans l'eau.

La karstification est un processus évolutif qui accroît la perméabilité du massif tant que celui-ci reste capable d'éliminer ses insolubles.

2.3.1.2. Polyphasage :

La karstification se met en place dès que des roches carbonatées sont soumises à l'action de l'eau douce. La karstification d'une zone calcaire peut s'étaler sur des millions d'années. Le double moteur de la karstification est d'une part **chimique** (sous saturation vis-à-vis des minéraux), d'autre part **hydraulique** (énergie potentielle entre l'impluvium et l'émergence, capable de transporter en souterrain la sous-saturation vers l'aval).

2.3.2. L'hydrosystème karstique :

Par rapport à un aquifère poreux, le karst montre une structure hétérogène et anisotrope à toutes les échelles. La notion de **VER** (volumes élémentaires représentatifs) ne peut pas s'y appliquer, ce volume pouvant parfois correspondre au volume total de l'hydrosystème karstique.

Spatialement, l'hydrosystème karstique montre une opposition entre trois structures de perméabilité :

- ❖ **les blocs** microfissurés capacitifs, mais peu transmissifs, dont le comportement hydraulique est assimilable à celui d'un milieu poreux intergranulaire de grande taille ;
- ❖ **le drain**, moins capacitif mais transmissif (vitesses de la dizaine à la centaine de mètres par heure). La géométrie de ce réseau de drainage varie significativement de l'amont (nombreuses fissures inframillimétriques) vers l'aval (drain métrique unique). Ce réseau est donc bien hiérarchisé ;
- ❖ **les systèmes annexes** au drainage, capacitifs, mais aujourd'hui mal connectés au drain.

2.4. Caractérisation des aquifères :

Sur le modèle géologique précédemment élaboré sont reportés les divers indices hydrogéologiques recueillis lors des recherches préalables (documentation, enquêtes et relevés de terrain), puis sont mises en œuvre des reconnaissances spécifiques destinées à préciser le comportement des réservoirs aquifères :

- ❖ par investigation directe, pour étudier l'infiltration des eaux dans le sous-sol, ainsi que leur restitution à l'air libre,
- ❖ par recherches indirectes, pour définir l'organisation spatiale et les caractéristiques des écoulements souterrains dans le massif aquifère et pour caractériser les variations qui s'opèrent au sein du réservoir.

2.4.1. Infiltration de l'eau :

L'infiltration de l'eau sur les affleurements de roches perméables peut s'opérer diversement en fonction des caractéristiques du milieu. Elle varie très sensiblement dans l'espace, peut s'effectuer de façon diffuse ou concentrée et être rapide ou plus ou moins différée.

L'observation détaillée du chevelu hydrographique sur une carte topographique permet souvent de caractériser de façon globale les variations d'infiltration dans le sous-sol et d'établir un prézonage de l'aptitude des terrains.

Plusieurs facteurs conditionnent l'importance de l'infiltration sur une surface perméable :

- la topographie,
- le degré de fracturation des massifs rocheux,
- la nature et l'importance de la frange d'altération,
- le développement d'une couverture meuble superficielle.

2.4.2. Restitution de l'eau :

La restitution de l'eau infiltrée dans un massif est également très variable et répond à de nombreuses situations dictées par les caractéristiques intimes du milieu naturel.

La position des exutoires d'une nappe est conditionnée par la géométrie relative entre le réservoir aquifère, les imperméables bordiers et la surface topographique.

Dans la plupart des cas, les émergences se localisent aux contacts altimétriquement les plus bas entre la formation aquifère et les imperméables qui la limitent à sa base et sur ses bordures.

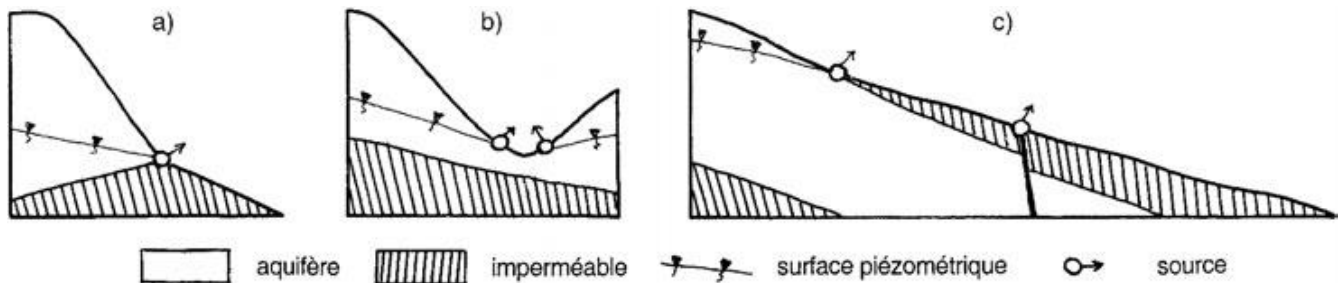


Figure 6- Principaux types de sources.

2.4.3. Échanges entre réservoirs aquifères :

Il arrive fréquemment que des réservoirs aquifères soient totalement dépourvus d'exutoire spécifique, même s'ils offrent une surface d'affleurement importante et un taux d'infiltration élevé.

On peut aussi constater parfois que les débits restitués par le réservoir sont inférieurs aux apports d'eau théoriquement fournis par l'infiltration (bilan déficitaire) ou, au contraire, supérieurs à ces seuls apports (bilan excédentaire).

Ces situations résultent d'échanges entre les aquifères d'un même secteur, en permettant des fuites partielles ou totales des apports d'infiltration sur un impluvium et en participant plus ou moins largement à l'alimentation d'une autre nappe.

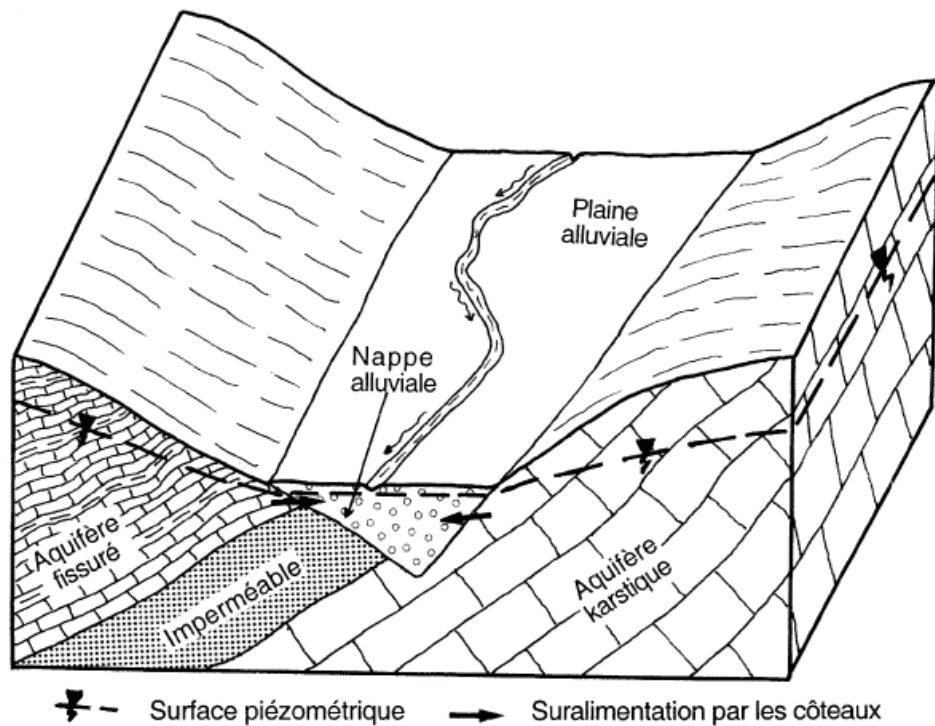


Figure 7- Principaux types de sources.

2.4.4. Piézométrie des nappes :

L'étude piézométrique d'une nappe fournit des renseignements de première importance sur les caractéristiques de l'aquifère. Elle permet, en particulier, d'apprécier de façon globale les conditions d'écoulement des eaux souterraines, ainsi que leurs conditions d'alimentation et de drainage, et la variation de leurs réserves.

Les études piézométriques nécessitent de disposer d'un nivellement très précis des points d'observation (puits, forages, piézomètres, sources) qui permet de garantir la précision dans l'établissement d'une carte piézométrique. Celle-ci est tracée par interpolation entre les cotes relevées, sur la base de courbes hydroisohypses (lignes d'égale altitude de la surface piézométrique) dont la qualité et l'équidistance dépendront de la densité des points de mesure et de l'échelle d'étude adoptée.

Le tracé des courbes hydroisohypses permet de matérialiser, par des droites orthogonales orientées suivant la plus grande pente, les lignes de courant de la surface piézométrique qui soulignent la direction et le sens d'écoulement de la nappe.

La géométrie des courbes hydroisohypses conduit à des représentations parfois complexes, qui résultent de la combinaison de quelques formes élémentaires simples (figure 8) :

- une continuité linéaire avec des lignes de courant rectilignes et parallèles ;
- une courbure avec concavité tournée vers l'aval où les lignes de courant convergent vers un axe de drainage privilégié ;
- une courbure avec concavité tournée vers l'amont et des lignes de courant divergentes ;
- des courbes fermées avec des lignes de courant convergentes. Ces dépressions piézométriques indiquent des ponctions dans la nappe par pompages ou par fuites vers un aquifère sous-jacent ;
- des courbes fermées avec des lignes de courant divergentes. Il s'agit alors de dômes piézométriques qui correspondent à des aires privilégiées d'infiltration.

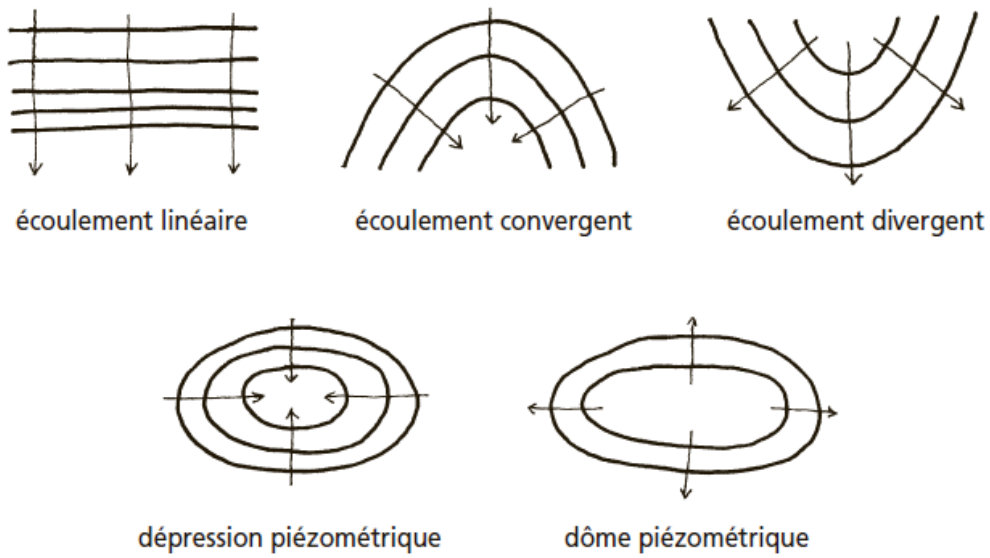


Figure 8- Principales formes élémentaires des courbes hydroisohypses.