

CHAPITRE II : Porosité des roches et relation fluide-solide dans le milieu poreux

La plupart des roches et des sols contiennent naturellement un certain pourcentage de vides qui peuvent être occupés par de l'eau ou des fluides. C'est ce que l'on appelle leur **porosité**. Il faut tout de suite distinguer l'existence de ces vides avec leur interconnexion permettant à un fluide d'y circuler: **la perméabilité**.

Le sol et le sous-sol ne peuvent contenir de l'eau que s'ils possèdent une porosité significative. Les eaux souterraines se trouvent dans les pores des sédiments et des roches, ou encore dans les fractures de la roche.

II-1/ La porosité totale

La porosité est dépendante de la forme, de l'agencement des grains constituant la roche, mais aussi de leur degré de classement, de compaction, de cimentation. La fracturation et l'altération par dissolution des niveaux rocheux peuvent également constituer des facteurs favorables au développement de la porosité (Fig.3). **L'eau peut, selon le type de roche, pénétrer : c'est la porosité de la roche.**

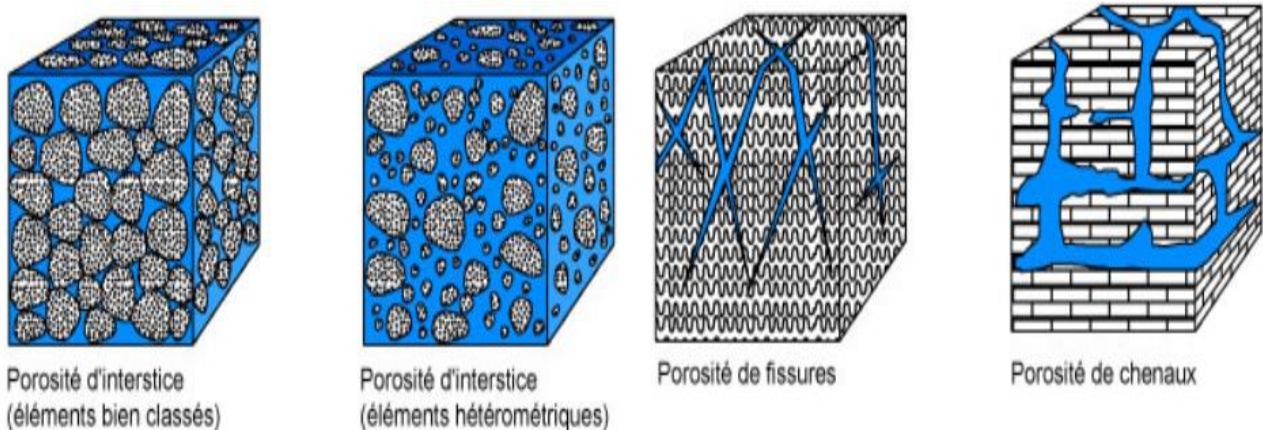


Figure. 03 : Différentes porosités liées à la structuration des grains rocheux

II-1-1/ Roches grenues

La plupart des roches sont constituées de particules minérales solides, plus ou moins cimentées, formant un squelette autour duquel subsistent des espaces vides: ce sont les milieux poreux au sens des mécaniciens des fluides. Par exemple, les sables et les grès ont une porosité totale qui peut aller jusqu'à 30 %. Mais même les roches que l'on suppose généralement compactes

ont une certaine porosité: calcaires, dolomies et même les roches cristallines et métamorphiques (de 1 à 5 %).

Les argiles constituent une catégorie à part: leurs éléments constitutifs, lamellaires, sont organisés en "feuillettes": ce sont des empilements de couches parallèles séparées par des intervalles variables où un fluide peut se loger: cela leur procure, en particulier, des propriétés de gonflement en présence d'eau. Nous verrons de plus que cette eau est fortement liée aux particules solides argileuses. Le pourcentage de vide peut cependant être très élevé: jusqu'à 90 %.

II-1-2/ Roches fissurées

Un cas particulier de vide dans les roches compactes est la fissuration: par le jeu de la tectonique, la quasi-totalité des roches de l'écorce terrestre est fracturée: failles, fissures, diaclases. Ces fissures s'organisent généralement en au moins deux directions principales de fissuration qui découpent la roche en blocs:

On est donc en présence d'un réseau de fissures, plus ou moins interconnectées, qui peut créer des vides dans la roche si les fissures ne sont pas colmatées par un remplissage quelconque : argile, calcite, quartz, etc..

On parle alors de porosité de fissure par opposition à la porosité d'interstice. Ces deux types de porosité peuvent d'ailleurs coexister (grès, calcaires, etc...).



La porosité totale est le rapport du volume des vides et des interstices (V_v) par rapport au volume total de l'échantillon (V_t). La porosité varie en fonction de l'agencement des grains qui est fonction de la consolidation, du tassement du milieu. La porosité totale n s'exprime en pourcentage : $n = \frac{V_v}{V_t} \times 100$ (%)

On reconnaît aussi d'autres paramètres à savoir :

*L'indice des vides (e), qui est le rapport entre le volume des vides et le volume des particules solides dans un échantillon, d'après la relation : $e = \frac{V_v}{V_s}$

La relation entre la porosité totale et l'indice des vides est comme suite :

$$n = \frac{e}{1+e} \quad / \quad e = \frac{n}{1-n}$$

*La teneur en eau (W), qui est définie par le rapport du poids de l'eau (W_e) au poids des particules solides (W_s) d'un volume donné de sol en pourcentage : $W = \frac{W_e}{W_s} \times 100$ (%)

*Le degré de saturation (S_r), qui indique dans quelle proportion les vides sont remplis par l'eau, est défini comme le rapport du volume de l'eau (V_e) au volume des vides (V_v) en pourcentage : $S_r = \frac{V_e}{V_v} \times 100$ (%)

Le degré de saturation peut varier de 0% (sol sec) à 100% (sol saturé)

La porosité totale peut se décomposer en :

***Porosité efficace (n_e)** : c'est la quantité d'eau de gravité contenue dans une roche, ou quantité d'eau mobile. Par définition, la porosité efficace est le rapport du volume d'eau gravitaire (V_e) à son volume total (V_t) : $n_e = \frac{V_e}{V_t} \times 100$ (%)

***Capacité de rétention (Cr)** : c'est la quantité d'eau liée aux particules et/ou capillaire.

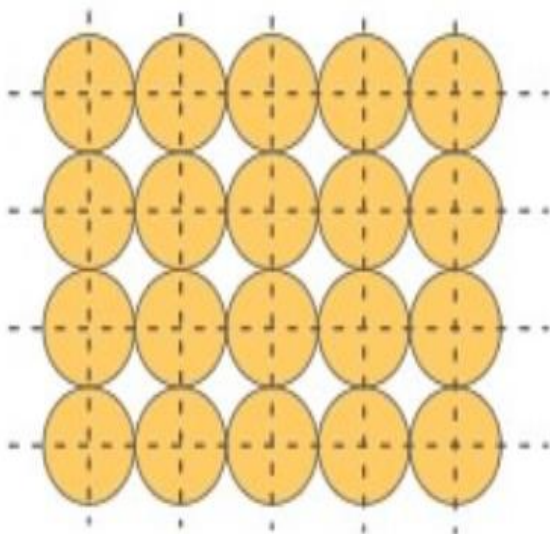
II-2/ L'eau dans les roches et les sédiments

Certains sédiments sont très poreux, comme les sables et les graviers, d'autres très peu, comme les argiles. La porosité d'un sable dont les particules sont de taille uniforme peut être très élevée.

Par exemple, si on empile des sphères (particules) de taille égale de sorte que leurs axes forment un réseau cubique, le pourcentage des vides, soit l'espace disponible pour le fluide, est de 47,6%. C'est un tassement cubique, un tassement lâche. A l'autre extrême, si on tasse au maximum les sphères, sans les déformer cependant, on obtiendra un tassement rhomboédrique, avec un espace de vides de 25,9%. Malgré ce tassement serré, il y a encore passablement d'espace pour emmagasiner l'eau. Dans la nature, on a le plus souvent ce dernier tassement, mais les situations intermédiaires entre tassement serré et tassement lâche existent aussi (Fig.4).

Tassement cubique,

Porosité égale à 47,6%



Tassement rhomboédrique,

Porosité égale à 25,9%

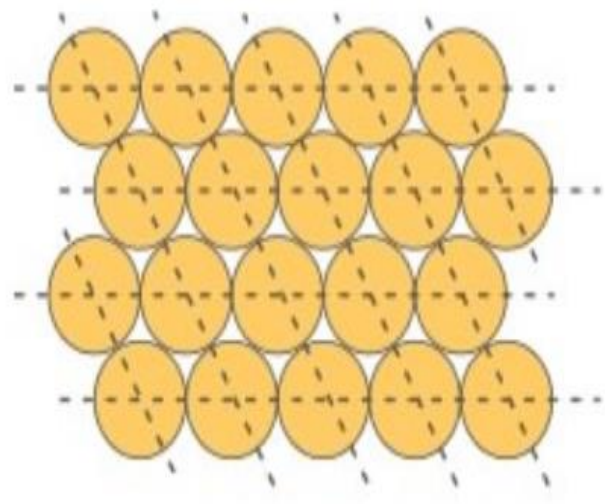


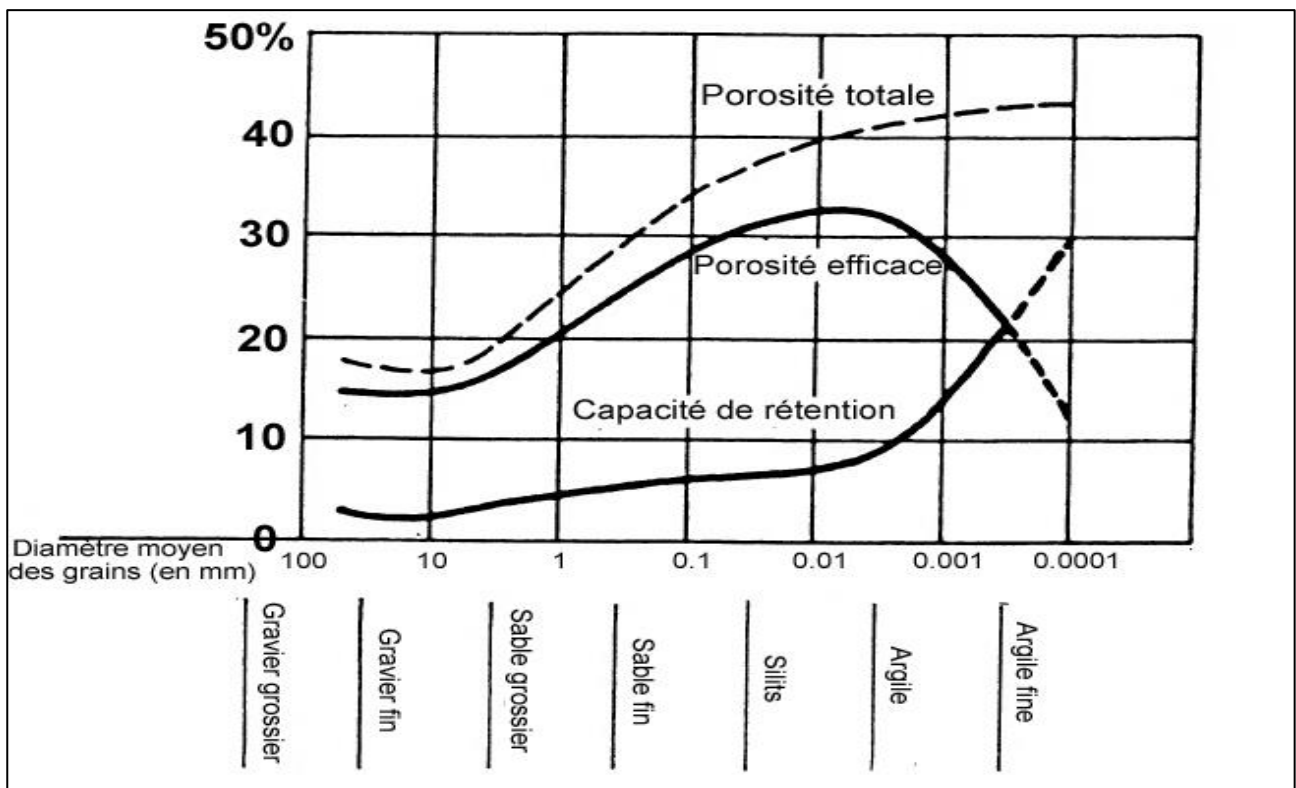
Figure. 04 : Relation grains et pores dans un sol tassé

Les porosités deviennent plus faibles lorsque les particules du sédiment ne sont pas de taille uniforme, par exemple, un mélange de petites et de grosses particules, ou encore lorsque la charge sur un sédiment due à l'accumulation est suffisamment élevée pour déformer les particules. En généralisant, on peut dire que la compaction reliée à l'accumulation des sédiments diminue progressivement la porosité. Les phénomènes de la cimentation durant la diagenèse viennent aussi boucher progressivement la porosité.

Tableau. 02 : Porosité totale et efficace dans des roches

Roche	Argile	Sable moyen	Gravier	Grès	Calcaire fissuré	Basalte massif	Schiste
<i>n</i> totale (%)	45 à 55	30 à 40	25 à 35	0 à 10	5 à 15	0 à 5	0 à 20
<i>n</i> efficace (%)	0 à 5	25 à 35	20 à 30	0 à 5	0 à 10	0 à 5	0 à 5

En règle générale, plus les grains d'une roche sont fins, plus la porosité efficace diminue, et plus la capacité de rétention augmente et même pour la porosité totale qui augmente aussi, ainsi que l'illustre le diagramme ci-dessous mais qu'il ne faut pas prendre à la lettre pour fixer la porosité en fonction de la taille des grains (Fig.5).

**Figure. 05 : Relation Dimensions des grains et porosités**

II-3/ Ecoulement des eaux en milieu poreux

Le sol tire son originalité de l'aspect granulaire de ses constituants. Le sol est un matériau discontinu à l'échelle microscopique mais le nombre de ses constituants est tel que le concept de continuité peut le plus souvent être conservé : pour donner un ordre de grandeur, un dé à coudre rempli de sable fin contient environ un million de grains. A la structure granulaire du sol est associée une porosité qui correspond au volume libre entre les grains. Ce volume est rempli d'un fluide, liquide ou gaz, eau ou air.

Un milieu poreux est un milieu constitué de granulométrie varié où les pores interstitiels et les fissures sont interconnectés entre eux. On représente un milieu poreux sous forme d'un corps solide avec à l'intérieur de très petites cavités appelées *pores*.

Les pores sont des vides plus au moins sphériques, de petites dimensions (ordre de grandeur millimétrique), ménagés entre les particules solides ou grains qui ne sont jamais jointifs. Les dimensions des vides sont étroitement liées à celles des grains.

La catégorie des terrains poreux comprend en premier lieu toutes les alluvions fluviátiles ou glacières les masses d'éboulis et tous les remblais. On peut également y rattacher les formations gréseuses et conglomérats. Ces terrains sont formés de grains cimentés ou non entre eux. Ils sont parcourus par un réseau très dense de canaux interstitiels. Lorsque le volume des pores ne bouge pas, le milieu poreux est considéré comme *indéformable*. Le mouvement d'un fluide dans le milieu poreux est considérablement différent du mouvement du fluide dans les conduites fermées ; les parois rugueuses opposent une très grande résistance au déplacement du fluide.

II-4/ La loi de Darcy

Le chevalier Henri Darcy, étudiant les fontaines de la ville de Dijon vers 1856, établit expérimentalement que le débit d'eau s'écoulant à travers un massif de sable peut se calculer:

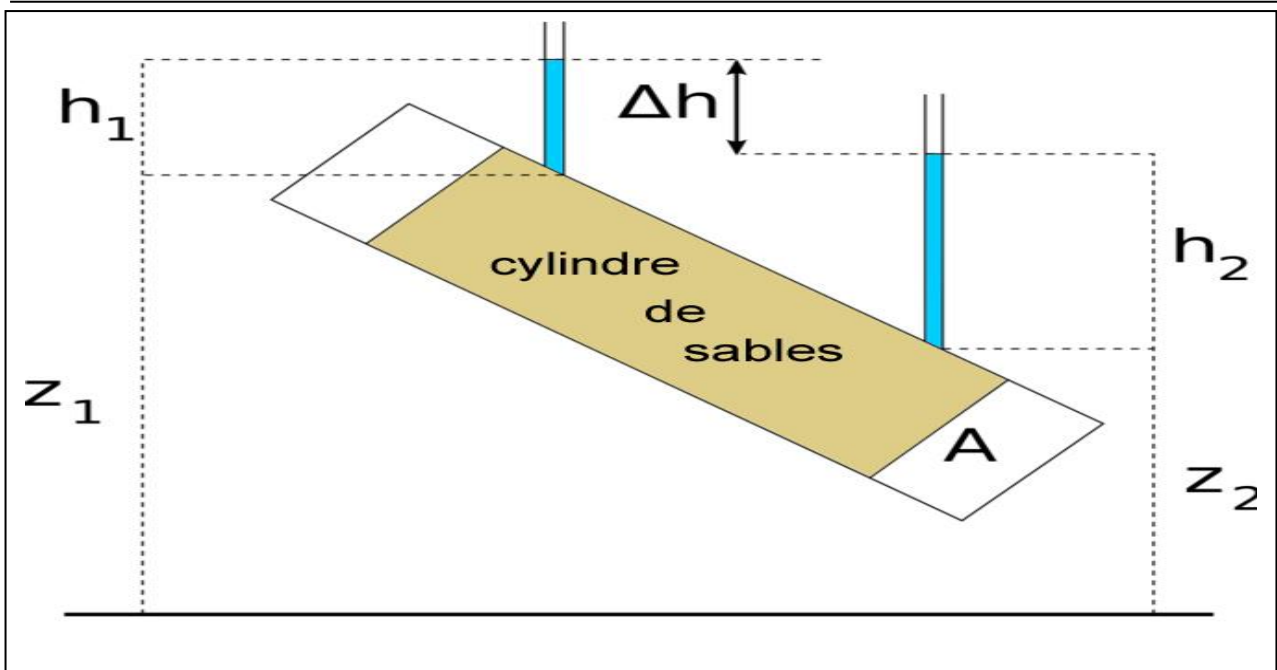


Figure. 06 : Expérience de Darcy

$$Q = KSi = KS \frac{\Delta h}{L}$$

Donc le débit d'eau (Q) est égal au produit du gradient hydraulique (i) par le coefficient de perméabilité (K) par unité de surface (S), avec :

Q= débit volumique (m³/s);

K= coefficient de perméabilité exprimé en m/sec ou cm/sec ;

S=Section du sol (en m²) ;

i=gradient hydraulique (sans dimension) = $\Delta h/L$;

Δh =la perte de charge de l'eau entre le sommet et la base du sol (en m) ;

L=épaisseur du sol (en m).

En divisant les deux parties par la section S, on fait apparaître la vitesse fictive (V) du fluide à la sortie du massif sableux (sol). C'est ce que nous avons appelé la vitesse de filtration :

$$\frac{Q}{S} = \frac{KSi}{S}$$

Généralement, la relation Q/S définit la vitesse de filtration (en m/sec). Donc, on obtient la relation : $V = Ki \rightarrow$ qui représente l'expression la plus simple de la loi de Darcy.

=>La perméabilité est la capacité que possède un corps de se laisser traverser par un fluide. Il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit obligatoirement être poreuse.

1/ Donné par l'expression : $K = \frac{Q}{Si}$. Dans les terrains les plus perméables, la valeur de K évolue de 10^{-1} ou 10^{-2} m/s à 10^{-7} m/s pour les terrains 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 (Tab. 03).

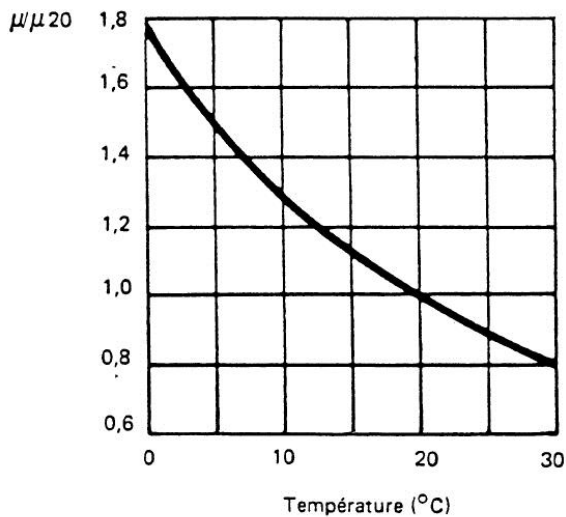
Tableau. 03 : Quelques exemples de perméabilité de sol

Nature du sol	Ordre de grandeur de k (en m/sec)	Degré de perméabilité
Graviers moyens à gros	10^{-3} à 10^{-1}	Très élevé
Petits graviers, sables	10^{-3} à 10^{-5}	Assez élevé
Sables très fin, sables limoneux	10^{-5} à 10^{-7}	Faible
Limons compact, argile silteuse	10^{-7} à 10^{-9}	Très faible
Argile franche	10^{-9} à 10^{-12}	Pratiquement imperméable

2/ le coefficient de perméabilité K et la perméabilité intrinsèque (k) du milieu poreux (en m^2) et la viscosité d'un fluide (μ), nous avons la relation :

$$K = \frac{k\rho g}{\mu}$$

Ce coefficient de perméabilité est fonction du fluide, car on s'intéresse pas toujours à l'eau, mais aussi de sa viscosité. Or la viscosité varie sensiblement avec la température (Fig.7-Tab.4). Par exemple, pour une température de 20°C, la viscosité (ρ) est de 1,002 centi-poise, ou encore $1,002 \times 10^{-3}$ Newton.s/m² (ou kg/m.s) [1 centi-poise = 10^{-3} pascal.seconde].



1 centipoise = 10^{-3} Pa.s

Les valeurs sont mesurées à la pression atmosphérique.

Température °C	Viscosité μ en centipoises à la pression atmosphérique
0°	1,787
10°	1,310
20°	1,002
40°	0,653
60°	0,466
80°	0,355
100°	0,282

Relation entre la viscosité des fluides et la température de l'air

La perméabilité intrinsèque (k), pour une température de 20°C, égale à 1 millidarcy proche de 10^{-8} m/sec et encore $9,87 \times 10^{-16}$ m². La masse volumique (ρ) de l'eau est de 1000 kg/m³. L'accélération de la pesanteur (g) est de 9,81 m/sec². Donc on aura :

$$K = \frac{0,987 * 10^{-15} * 10^3 * 9,81}{1,002 * 10^{-3}} = 0,966 * 10^{-8} \text{ m/sec}$$