

# LES SYSTEMES AQUIFERES

## 1. QUELQUES DEFINITIONS

Le bassin hydrologique est délimité par les lignes de crêtes topographiques isolant le bassin versant d'un cours d'eau et de ses affluents. Il correspond en surface au bassin hydrographique.

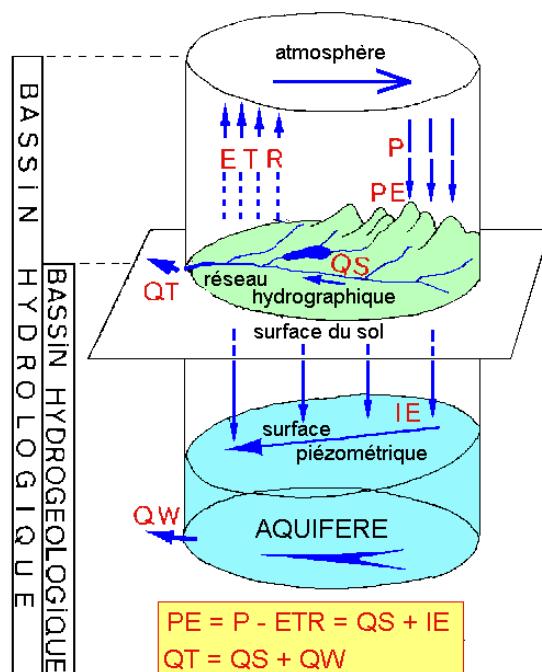
Le bassin hydrogéologique correspond à la partie souterraine du bassin hydrologique

Un *aquifère* est un corps (couche, massif) de roches perméables comportant une zone saturée suffisamment conductrice d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantité d'eau appréciable. Un aquifère peut comporter une zone non saturée (définition de Margat et Castany). L'aquifère est homogène quand il a une perméabilité d'interstices (sables, graviers); la vitesse de percolation y est lente. Il est hétérogène avec une perméabilité de fissures (granite, calcaire karstique) ; la vitesse de percolation est plus rapide.

Les formations peu perméables (dites semi-perméables), comme les sables argileux, peuvent stocker de l'eau mais la vitesse de transit est faible : on parle d'*aquitard*. Ces formations peuvent assurer la communication entre aquifères superposés par le phénomène de drainance.

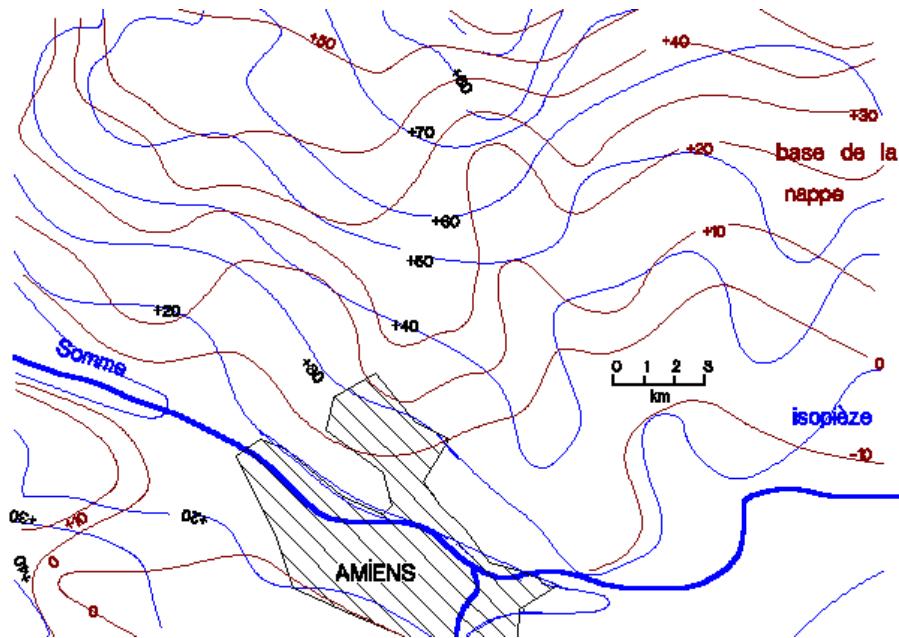
Les *aquiclades* sont des formations imperméables ne produisant pas d'eau.

Une *nappe* est l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère, dont toutes les parties sont en liaison hydraulique (Margat et Castany).



Bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère.

La surface piézométrique d'une nappe libre est la surface supérieure de la zone saturée de l'aquifère. Les mêmes cotes de cette surface forment des courbes de niveau appelées courbes isopiézométriques car elles correspondent à des points de même charge hydraulique. L'eau de la nappe se déplace perpendiculairement aux courbes isopiézométriques; sa vitesse est inversement proportionnelle à la distance entre 2 courbes consécutives.



Hydrogéologie de la région d'Amiens.

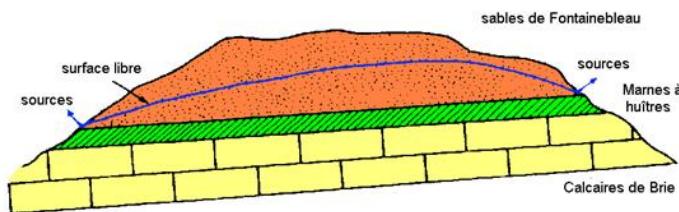
## 2. DIFFERENTS TYPES DE NAPPES

### 2.1 Nappes libres

La surface piézométrique coïncide avec la surface libre de la nappe qui est surmontée par une zone non saturée.

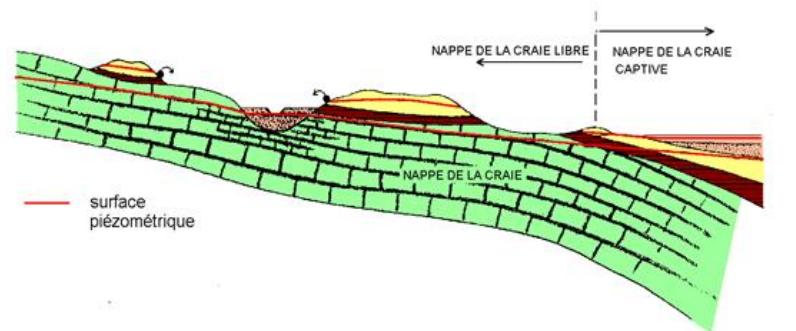
\* *Nappe de vallée en pays tempéré*

Ce type de nappe est la première directement atteinte par les puits : c'est la nappe phréatique. Lorsque le sol est uniformément poreux et perméable, l'eau de pluie s'infiltra jusqu'à une couche imperméable et sature la roche jusqu'à un certain niveau appelé surface libre de la nappe. Dans la nappe, l'eau circule jusqu'à des exutoires qui sont dans les points bas de la topographie : sources, rivières. Les courbes iso-piézométriques indiquent la pente de la surface libre et le sens d'écoulement de la nappe. Les lignes de crête correspondent aux zones de divergence des courants. L'eau circule dans toute l'épaisseur de l'aquifère, plus ou moins parallèlement à la surface libre sauf au niveau des exutoires et des lignes de crête ; les vitesses sont plus élevées vers la surface. Quand l'exutoire n'est pas localisé, on parle de "surface de suintement".



Nappe libre des Sables de Fontainebleau.

La nappe de la craie du nord de la France est de ce type. La partie supérieure de la craie, altérée et fissurée sur quelques dizaines de mètres, constitue l'aquifère. L'alimentation se fait par les plateaux crayeux. Les exutoires sont les vallées des rivières dont le niveau est plus ou moins en équilibre avec la nappe ; d'ailleurs, une pollution de la rivière peut contaminer la nappe. Les vallées plus hautes que la surface de la nappe sont sans cours d'eau : ce sont des "vallées sèches".



L'aquifère de la craie en Artois

#### \* Nappe alluviale

L'aquifère est constitué par les alluvions d'une rivière. L'eau de la nappe est en équilibre avec celle de la rivière et les échanges se font dans les deux sens. Les alluvions sont très perméables; elles peuvent être très épaisses (une centaine de mètres) et constituer un réservoir très important qui sert à l'alimentation en eau des villes situées le long de la rivière: c'est le cas du Rhin, du Rhône. Ces nappes, soutenues par l'apport de la rivière (ou d'un lac), sont très vulnérables à la pollution. L'aménagement du cours des rivières diminuent leur vitesse (barrage) et favorise le dépôt des particules fines qui tendent à colmater le fond du lit et interrompre les échanges avec la nappe.

En pays aride, la nappe alluviale est alimentée par les crues de la rivière (oued) qui est à sec en période d'étiage. Comme pour les oueds, les eaux de la nappe s'écoulent souvent vers les dépressions endoréiques où elles s'évaporent (lacs temporaires avec dépôt de sels ou sebkha continentale).

#### \* Nappe en pays karstique

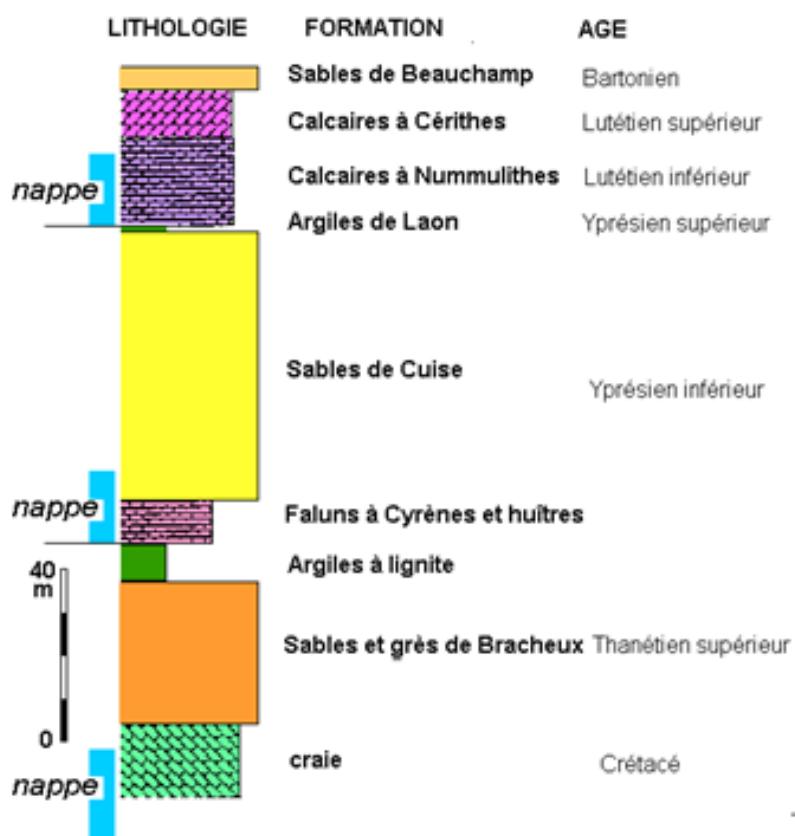
En pays calcaire, l'eau remplit et circule dans les cavités du karst dont certaines sont complètement ennoyées. Les vitesses de circulation sont grandes et les sources peuvent être temporaires et abondantes (résurgences).

#### \* Nappe en plaine littorale

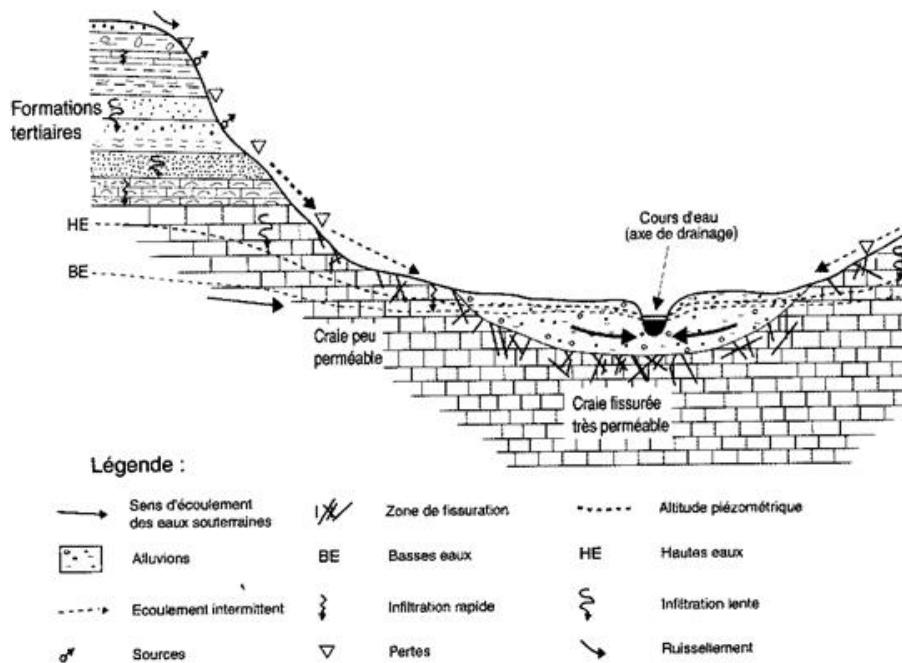
La nappe d'eau douce qui est située dans les alluvions est en équilibre hydrostatique avec la nappe salée issue de l'eau de mer. Ces 2 nappes se mélangent peu, leur interface constitue un biseau salé. Tout rabattement de la nappe d'eau douce entraîne la rupture de l'équilibre et la progression du biseau salé vers l'intérieur des terres.

#### \* Soutien d'une nappe

Une nappe est limitée vers le bas par un niveau imperméable. Elle peut être alimentée, ou soutenue, par l'infiltration de l'eau d'une rivière. Une nappe est dite perchée si elle surmonte une autre nappe libre qu'elle peut alimenter par drainance. Par exemple, dans la région de Soissons, les nappes du Tertiaire sont localisées dans des nappes perchées ; la nappe de la craie et les nappes alluviales sont soutenues par les rivières.



Exemple d'aquifères superposés

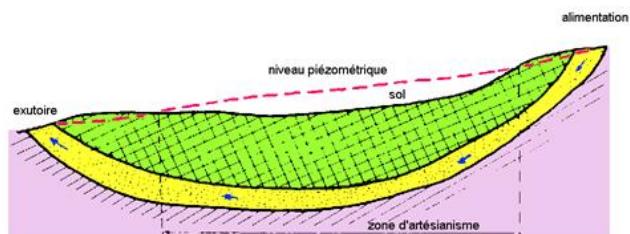


Relation nappe-rivière et amplitude piézométrique annuelle

## 2.2 Nappes captives

La nappe est confinée car elle est surmontée par une formation peu ou pas perméable ; l'eau est comprimée à une pression supérieure à la pression atmosphérique. A la suite d'un forage au travers du toit imperméable, l'eau remonte et peut jaillir : la nappe est artésienne. Le jaillissement peut disparaître par la suite si la nappe est exploitée au point de diminuer sa pression (cas historique du forage artésien de Grenelle).

Exemple de nappe captive



Exemple de source jaillissante



### **3. ALIMENTATION ET STOCKAGE DE L'EAU**

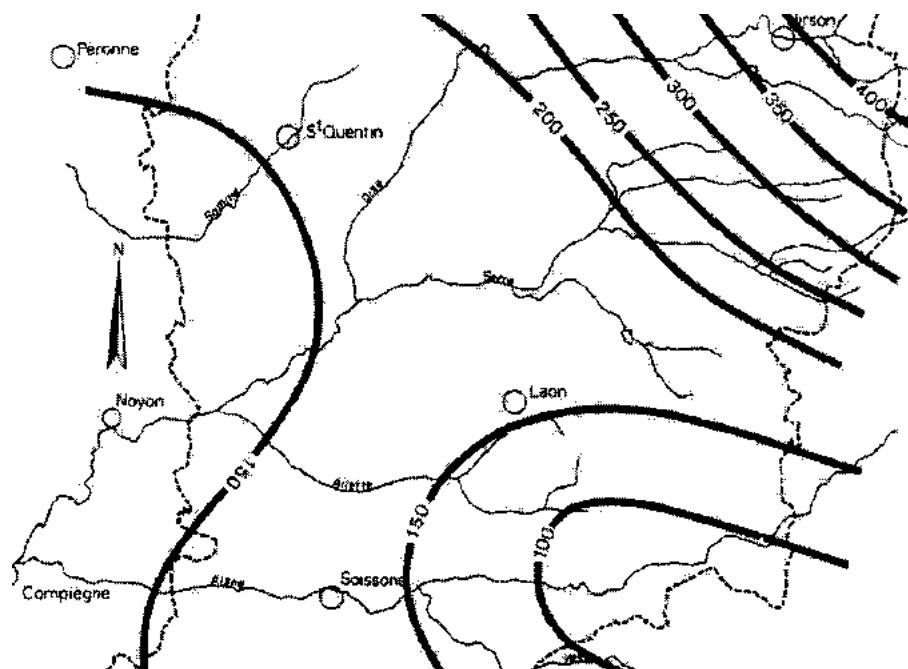
### **3.1 Alimentation d'une nappe**

Les eaux souterraines proviennent essentiellement de l'infiltration des eaux superficielles : on parle d'*eaux vadouses*. Les eaux dites *juvéniles* sont d'origine profonde. Les *eaux fossiles* sont des eaux d'infiltration anciennes. Les *eaux connées* sont des eaux salées datant de l'époque du dépôt des sédiments. Les *eaux géothermales* sont généralement des eaux vadouses réchauffées en profondeur.

La source d'alimentation en eau d'un bassin hydrologique est donc fournie par les *précipitations efficaces*, c'est à dire par le volume d'eau qui reste disponible à la surface du sol après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle. L'eau se répartit en 2 fractions :

- le ruissellement qui alimente l'écoulement de surface collecté par le réseau hydrographique ;
  - l'infiltration qui alimente le stock d'eau souterrain.

La hauteur d'infiltration est la quantité d'eau infiltrée à travers le sol pendant une durée déterminée. Le taux d'infiltration est le rapport entre la hauteur d'infiltration et la hauteur de précipitation efficace.

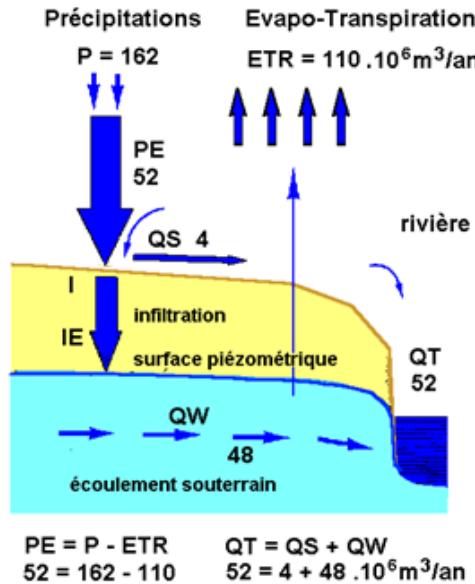


## Pluies efficaces moyennes dans le département de l'Aisne (Atlas hydrogéologique de l'Aisne).

Les parts respectives du ruissellement et de l'infiltration sont régies par de nombreux facteurs :

- la géomorphologie du bassin : pente topographique, réseau hydrographique ;
  - la lithologie du sous-sol ;
  - le sol: nature, humidité, couverture végétale;
  - la profondeur de la surface piézométrique ;

- l'aménagement des eaux et des sols : barrages, dérivation des cours d'eau, rectification de lit, drainage des zones humides, imperméabilisation des surfaces (zones urbaines, voies de communication), pratiques agricoles...



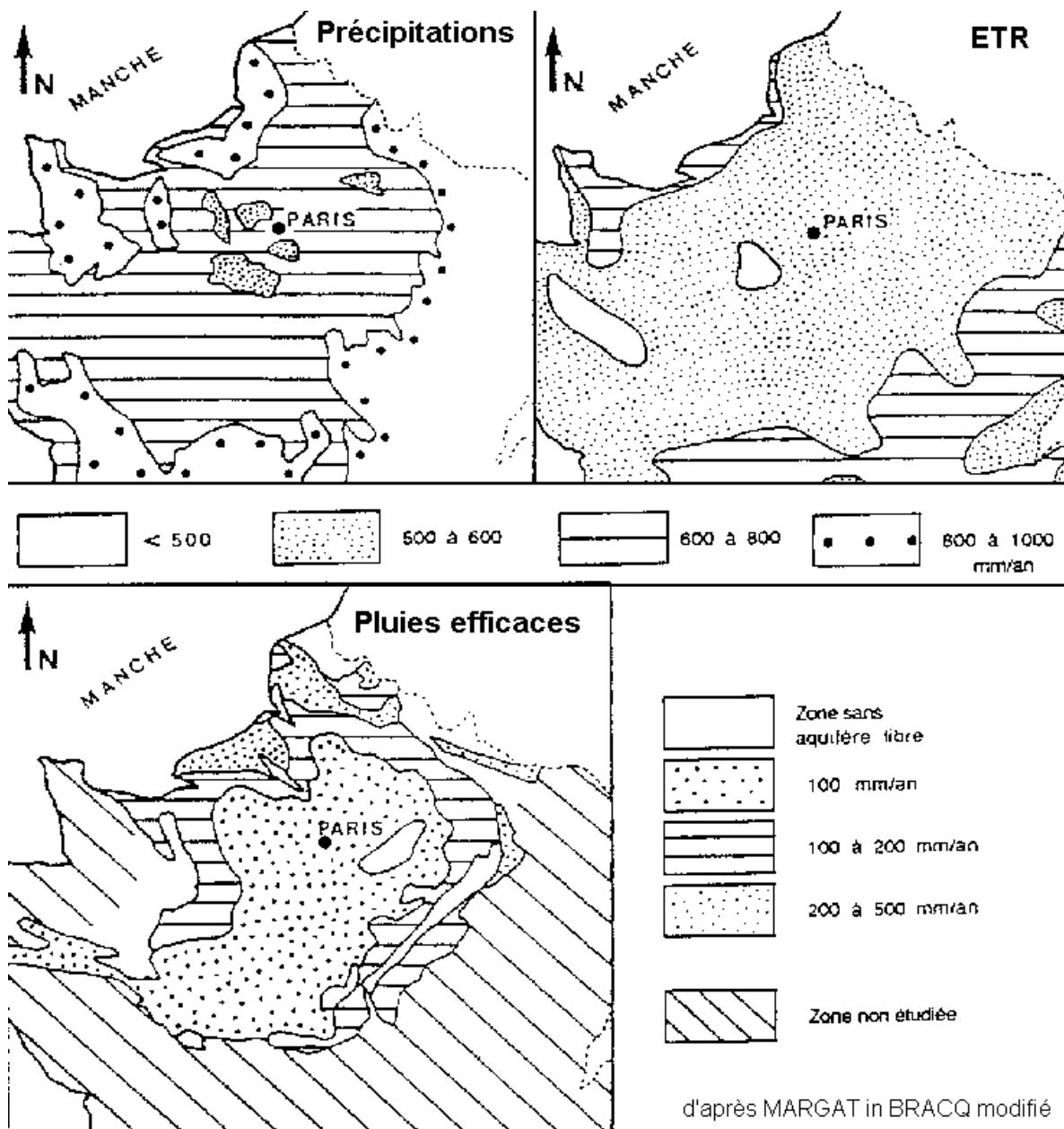
Exemple de bilan hydrique (Bassin de l'Hallue).

Dans le bassin versant de l'Hallue, sous-affluent de la rivière Somme, pour une hauteur de précipitation annuelle de 740 mm, l'ETR a été évaluée à 510 mm et l'infiltration à la nappe à 220 mm.

Débit des apports (m <sup>3</sup> /s)	Débit des écoulements (m <sup>3</sup> /s)
Infiltration efficace.....1,5	Pertes souterraines (vers la mer) .....1
Infiltration des irrigations.....5,5	Emergences et drains.....6
Apports des aquifères voisins.....1	Prélèvements .....1
<b>TOTAL.....8</b>	<b>TOTAL.....8</b>

Bilan annuel moyen de l'aquifère à nappe libre des alluvions de la Crau, superficie 520 km<sup>2</sup> (d'après Bodelle et Margat).

L'infiltration efficace est la quantité d'eau qui parvient effectivement à la nappe: en effet il se produit de l'évapotranspiration pendant la migration de l'eau vers la profondeur. La vitesse d'infiltration varie de 1 m par an dans la craie de Champagne à quelques m par heure dans un karst.



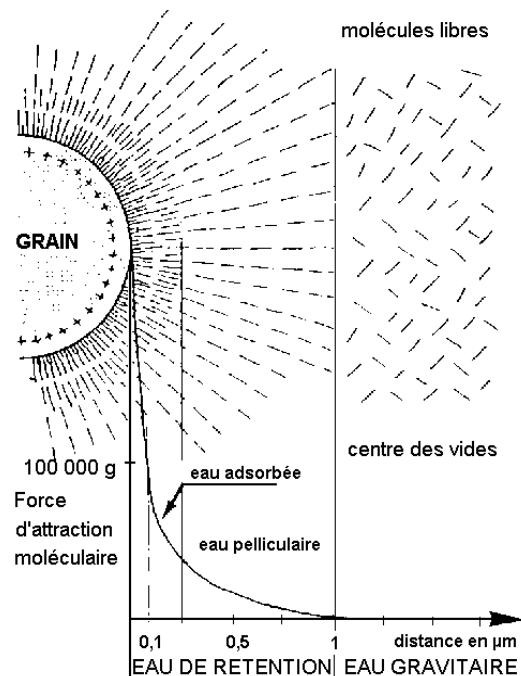
d'après MARGAT in BRACQ modifié

Précipitations, évapotranspiration réelle et pluies efficaces dans le Bassin Parisien  
(d'après MARGAT in BRACQ, modifié).

### 3.2 Eau gravitaire et eau de rétention

L'eau gravitaire est la fraction de l'eau souterraine soumise à la seule force de gravité. C'est elle qui circule dans un aquifère et alimente les exutoires. On peut l'extraire d'un échantillon de roche par égouttage. Son volume dépend de la granulométrie de l'échantillon : il est le plus grand pour des grains grossiers (il y a 3 fois plus d'eau gravitaire dans un gravier que dans un sable fin)

L'eau de rétention est la fraction de l'eau maintenue dans les vides et la surface des grains par des forces supérieures à celle de la gravité. Elle n'est pas mobilisable. Les forces d'attraction moléculaires, consécutives de la polarité de la molécule d'eau, peuvent atteindre 200 000 fois celle de la gravité. On distingue l'eau adsorbée et l'eau pelliculaire.



Différents types d'eau au voisinage d'un grain dans un aquifère  
(Polubrina-Kochina in Castany)

L'eau adsorbée forme un mince film autour des grains, d'une épaisseur de l'ordre du dixième de micron. Sa quantité augmente en fonction inverse de la granulométrie :

- sables grossiers: 2-5%

- sables fins: 10-15%

- argiles: 40-50%

L'eau pelliculaire est une couche d'environ 1 micron d'épaisseur qui tapisse les cavités délimitées par les grains. Elle est moins fortement liée.

### 3.3 Porosité efficace et coefficient d'emmagasinement

La porosité efficace est le rapport du volume d'eau gravitaire au volume total de la roche saturée en eau :

$$\text{Porosité efficace (\%)} = \frac{\text{volume eau gravitaire}}{\text{volume total}} \times 100$$

Exemple : un échantillon de craie de 1 000 cm<sup>3</sup>, prélevé dans un aquifère, libère par égouttage 20 cm<sup>3</sup> d'eau : sa porosité efficace est de 2%.

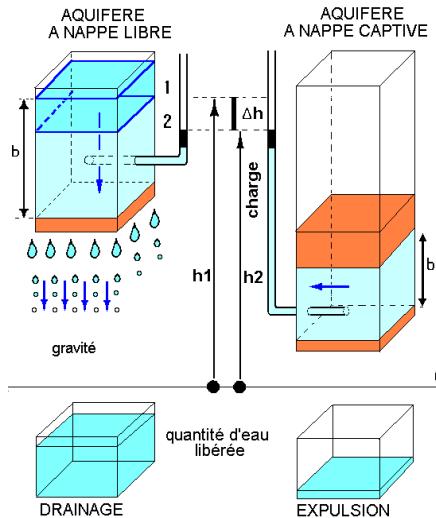
Porosité efficace et perméabilité moyenne pour les principaux réservoirs.

TYPES DE RESERVOIRS	POROSITE EFFICACE (%)	PERMEABILITE K (m/s)
Graviers	25	$3 \cdot 10^{-1}$
Sables	15	$6 \cdot 10^{-4}$
limons	2	$3 \cdot 10^{-8}$
Vase argileuse	0.1	$5 \cdot 10^{-10}$
Calcaires fissurés	2 à 10	
Craie	2 à 5	
Granite fissuré	0,1 à 2	
Basalte fissuré	8 à 10	
Schistes	0,1 à 2	

La teneur en eau volumique est la quantité d'eau totale contenu dans un réservoir rapportée au volume du réservoir. Elle est égale à la porosité du réservoir. La valeur obtenue ne correspond pas à la quantité d'eau effectivement disponible puisque l'eau de rétention est comptabilisée.

La porosité efficace dépend des caractéristiques texturales de l'aquifère qui sont: le diamètre des grains, l'arrangement des grains et leur état de surface. Elle diminue avec le diamètre des grains et lorsque la granulométrie n'est pas homogène : en effet les plus petits grains se logent entre les gros grains et diminuent ainsi les espaces vides. L'arrangement des grains influent également sur la proportion des espaces vides et donc sur la porosité. L'arrangement cubique offre 47,6% d'espaces vides alors que l'arrangement rhomboédrique n'en offre que 25,9%. La profondeur et la pression lithostatique associée produisent des arrangements plus compacts qui diminuent la porosité. La surface des grains enfin influe sur la porosité efficace qui croît avec la surface.

Le coefficient d'emmagasinement d'un aquifère est déterminé à partir de la quantité d'eau libérée pour une perte de charge donnée, c'est à dire une baisse de pression. Dans un aquifère, la perte, ou le gain, d'une certaine quantité d'eau se traduit par une variation de la charge hydraulique. Celle-ci est mesurée à l'aide de piézomètres. Pour une nappe libre, c'est la gravité qui provoque l'écoulement de l'eau. Pour une nappe captive, l'expulsion d'une petite quantité d'eau provoque une grande variation de pression et donc une forte perte de charge. D'une façon générale, pour une même différence de charge, la quantité d'eau libérée est beaucoup plus grande dans une nappe libre.



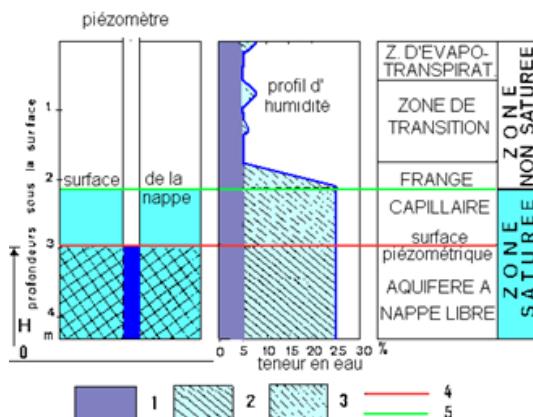
Variation de charge et volume d'eau libérée (adapté de G. CASTANY).

Le coefficient d'emmagasinement  $S$  est défini comme le rapport du volume d'eau libérée (ou emmagasinée) par unité de surface sur la différence de charge hydraulique. Dans les nappes libres, le coefficient d'emmagasinement est égal à la porosité efficace (eau gravitaire); il est compris entre 0,2 et 0,01. Dans les nappes captive, il est beaucoup plus petit, 0,001 à 0,0001. Il est mesuré sur le terrain par des pompages d'essai qui rabattent la nappe.

### 3.4 Zonalité d'un aquifère

Une coupe depuis la surface du sol jusqu'à la nappe phréatique montre la zonalité suivante :

- une zone non saturée contenant de l'air, de l'eau de rétention et de l'eau gravitaire en transit ; la base de cette zone est imprégnée d'eau provenant de la remontée capillaire à partir de la zone saturée.
- une zone saturée contenant de l'eau de rétention et de l'eau gravitaire ; la partie supérieure est imprégnée d'eau remontant par capillarité. Les piézomètres indiquent la position du sommet de l'eau gravitaire alors que le sommet de la nappe libre se situe au niveau de l'eau capillaire.



Zonalité de l'eau dans un aquifère à nappe libre (adapté de G. CASTANY).

- (1) Eau de rétention; (2) Eau gravitaire; (3) Remontées capillaires;
- (4) Surface piézométrique; (5) Surface de la nappe.

## 4. DEPLACEMENT DE L'EAU

### 4.1 Loi de Darcy (écoulement vertical)

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 définit un coefficient de perméabilité **K**, mesuré en m/s, dépendant du type de milieu poreux. La quantité d'eau transitant dans ce milieu est proportionnelle à la section totale traversée **A**, au coefficient de perméabilité **K** du milieu et à la charge hydraulique **h** et inversement proportionnelle à la longueur **l** du milieu traversé :

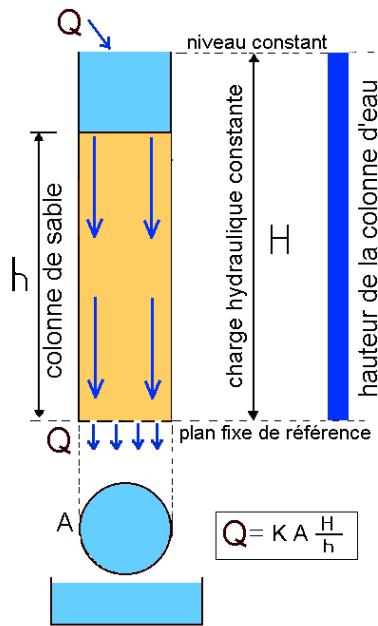
$$Q(m^3/s) = K(m/s) \cdot A(m^2) \cdot h/l$$

**h/l** est la perte de charge par unité de longueur, appelée encore gradient hydraulique **i**  
:

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

La vitesse de filtration **V** 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 :

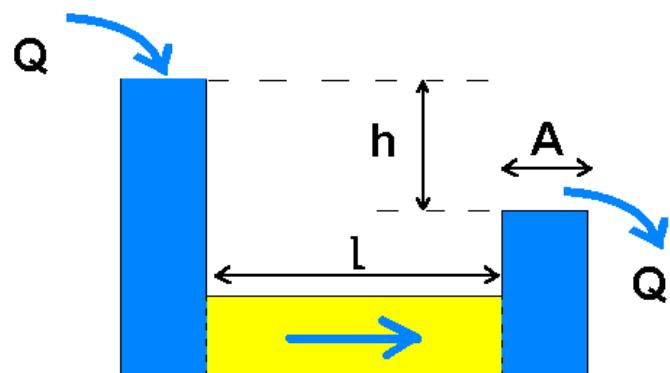
$$V(m/s) = Q/A = K \cdot h/l$$



Dispositif expérimental pour la loi de Darcy.

### 4.2 Généralisation de la Loi de Darcy

Dispositif avec écoulement latéral : il représente mieux l'écoulement des eaux dans un aquifère.



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

Dispositif avec écoulement latéral.

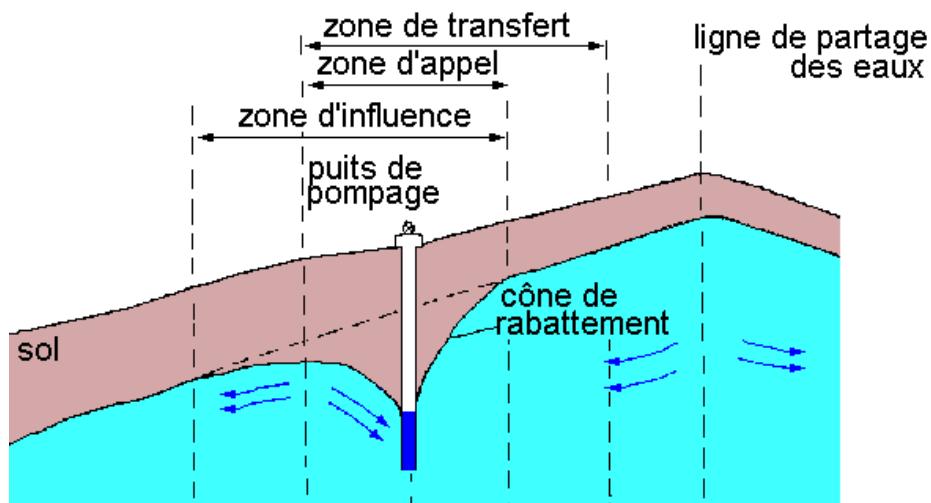
La loi de Darcy n'est strictement applicable que pour des milieux homogènes où l'écoulement de l'eau est laminaire. Elle ne peut être utilisée en particulier pour les réseaux karstiques.

Le coefficient de perméabilité est propre à chaque réservoir; il dépend notamment de la porosité efficace et de la viscosité du fluide; il augmente avec la profondeur (l'augmentation de température diminue la viscosité).

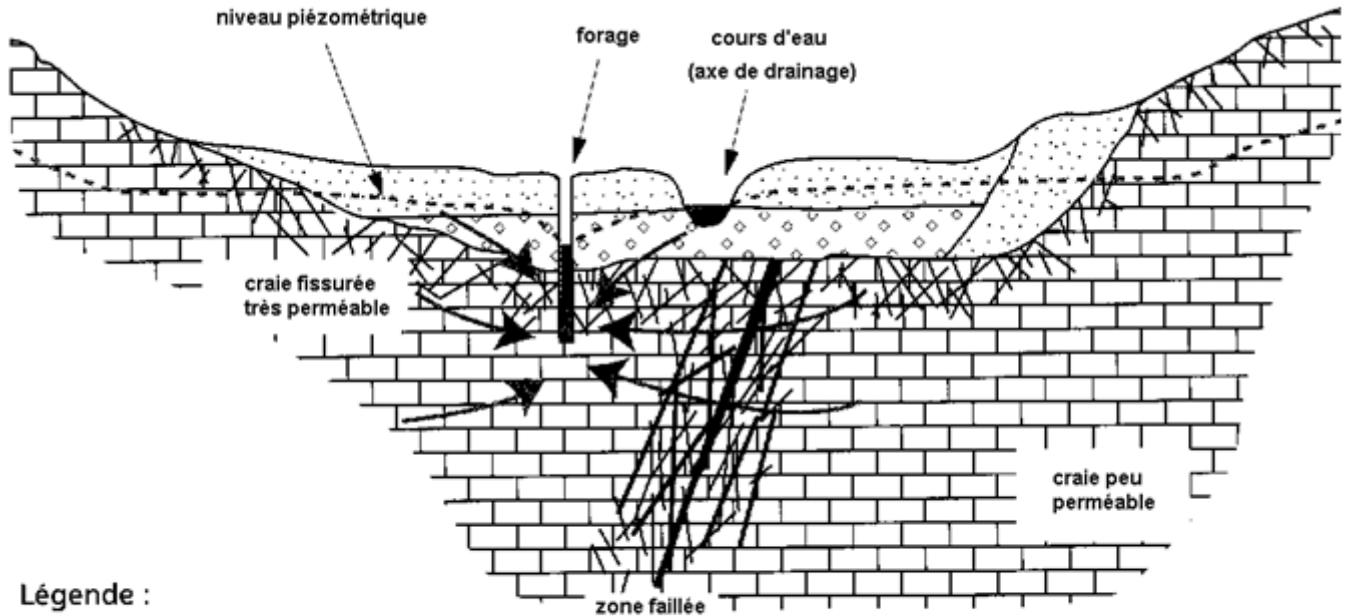
#### 4.3 Application à un aquifère

\* *Niveau piézométrique.*

La mesure du niveau piézométrique est l'opération de base en hydrogéologie ; on utilise généralement des sondes automatiques qui enregistrent les fluctuations du niveau de la nappe au cours de l'année. Pour les nappes artésiennes, on mesure l'altitude du jet d'eau au-dessus du sol. Le pompage provoque le rabattement de la surface piézométrique.



Cône de rabattement induit par un pompage.



Légende :



Sens d'écoulement  
des eaux souterraines



Zone de fissuration



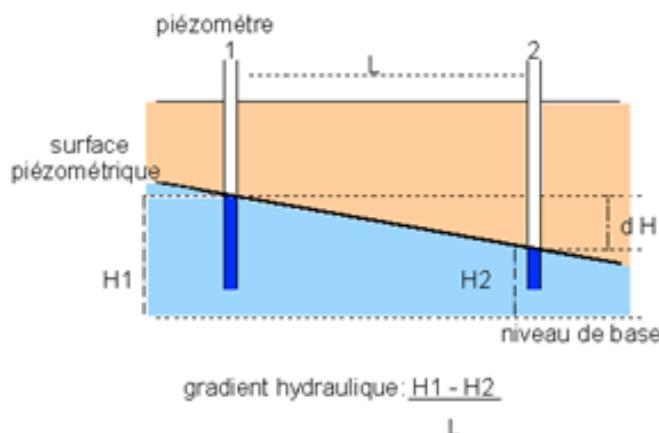
Altitude piézométrique

Influence d'un prélèvement en nappe à proximité d'un cours d'eau

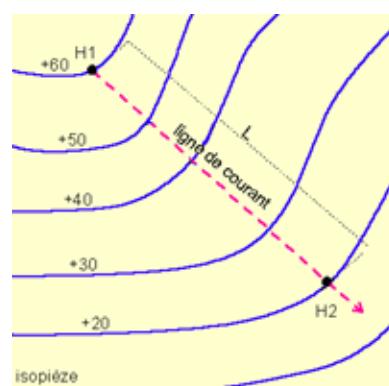
(D'après Rouxel-David et Cordonnier).

#### \* Gradient hydraulique

On calcule en plaçant 2 piézomètres distants de  $L$  mètres. Le gradient est le rapport entre la différence de niveau  $Dh$  des piézomètres et la distance  $L$ . On utilise également les cartes piézométriques en mesurant la distance entre 2 courbes isopiézométriques (hydroisohyposes) consécutives.



Calcul du gradient hydraulique à l'aide de 2 piézomètres.



Calcul du gradient hydraulique à partir d'une carte piézométrique

### \* Perméabilité et transmissivité

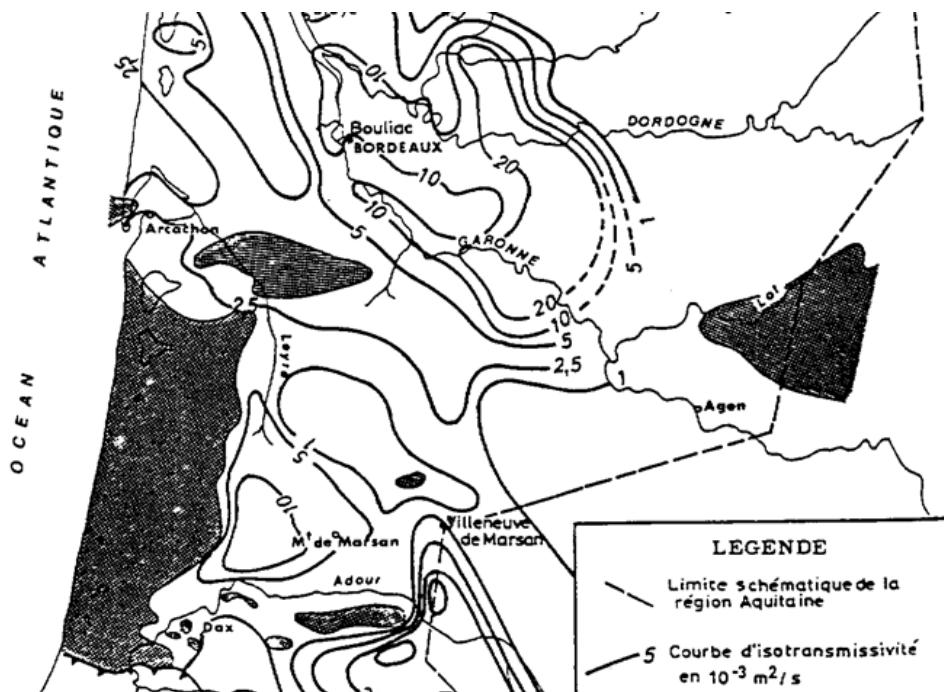
"La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique" (G. CASTANY). Elle est mesurée notamment par le coefficient de perméabilité K défini par la loi de Darcy comme le volume d'eau gravitaire traversant une unité de section perpendiculaire à l'écoulement en 1 seconde sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique. En prenant comme unités le  $\text{m}^2$  et le  $\text{m}^3$ , K est exprimé en  $\text{m/s}$

Le coefficient de perméabilité dépend à la fois des caractéristiques du réservoir (granulométrie, porosité efficace) et des caractéristiques du fluide (viscosité, donc température, et masse volumique). Il est grossièrement proportionnel au carré du diamètre des grains pour une nappe libre. Il varie de 10 m/s à 10 -11 m/s. Un matériau est considéré comme imperméable au-delà de  $10^{-9}$  m/s.

La transmissivité caractérise la productivité d'un captage. C'est le produit du coefficient de perméabilité K par l'épaisseur de la zone saturée h.

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

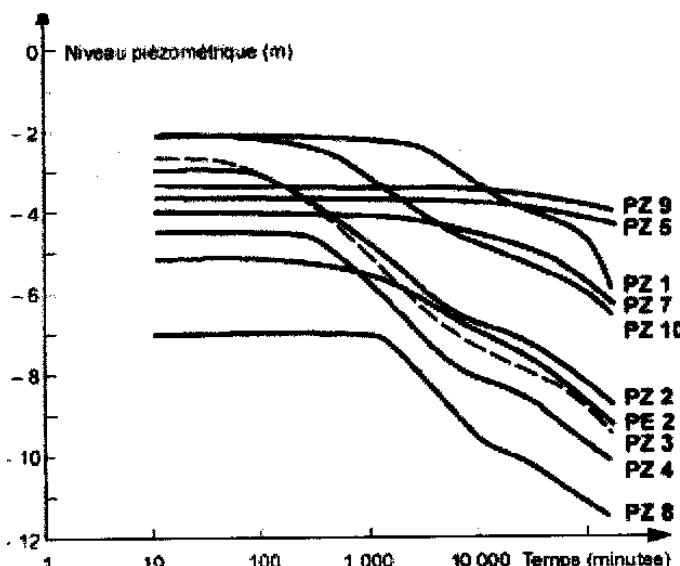
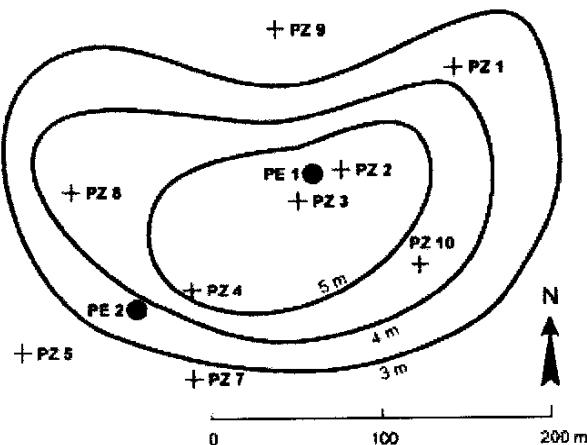
La diffusivité est le rapport de la Transmissivité sur le coefficient d'emmagasinement ; elle caractérise la vitesse de réaction d'un aquifère face à une perturbation.



Carte des transmissivités en Aquitaine(D'après J. MANIA).

Sur le terrain, la transmissivité est mesurée par les pompages d'essai. Un pompage d'essai consiste à pomper dans un forage selon un protocole déterminé et à interpréter le rabattement de la surface piézométrique de la nappe au moyen de plusieurs piézomètres disposés à quelques dizaines ou centaines de mètres du point de forage.

L'interprétation des données nécessite un traitement complexe qui est largement informatisé de nos jours. Cet essai permet de connaître la quantité optimale d'eau pouvant être prélevée dans la nappe.



Pompage d'essai dans le forage PE1 et état des rabattements au niveau des piézomètres PZ (d'après ROCHE).

#### \* Débit d'une nappe

C'est le volume d'eau traversant une section transversale de l'aquifère en une unité de temps. Son calcul est délicat ; il faut connaître l'épaisseur de l'aquifère et l'écartement des courbes isopiézométriques. Pour les grandes nappes, on subdivise la section générale en sections élémentaires équipées de couples de piézomètres (forages d'essai).

Le débit d'une nappe peut être évalué par la loi de Darcy :

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

Q: débit en  $\text{m}^3/\text{s}$

K: coefficient de perméabilité en m/s

A: section de la nappe en m<sup>2</sup>

i: gradient hydraulique

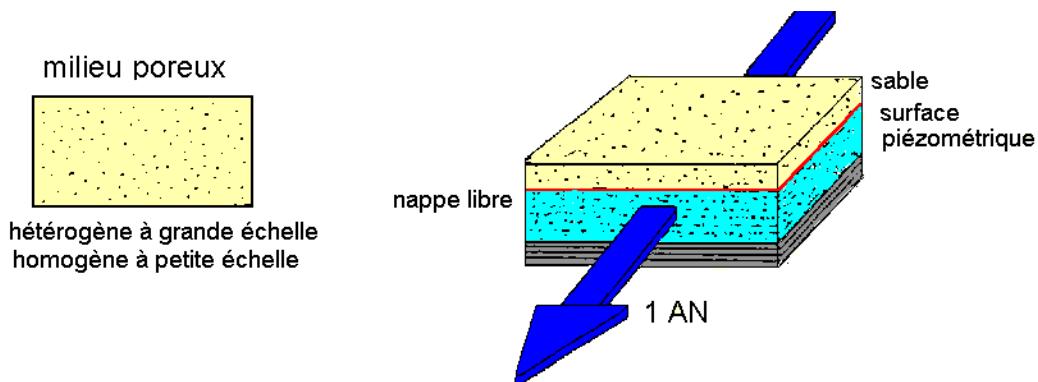
#### \* Vitesse d'écoulement

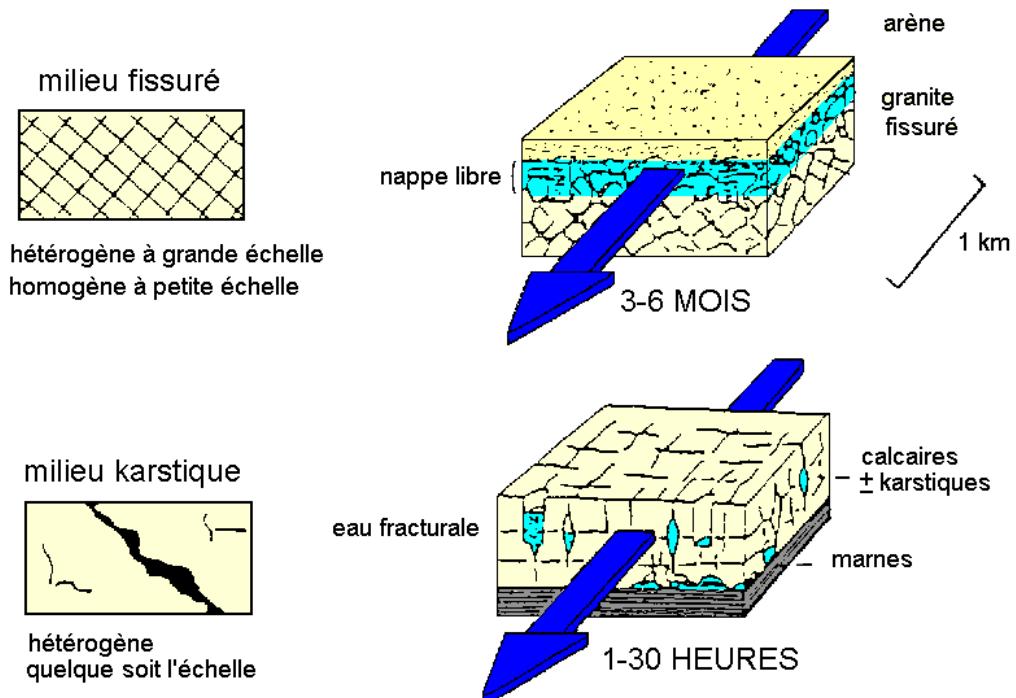
Il est possible d'évaluer la vitesse de transfert de l'eau par utilisation d'un marqueur radioactif, le Tritium. Cet isotope radio-actif de l'hydrogène est produit naturellement par la composante neutronique du rayonnement cosmique sur l'azote atmosphérique. La teneur induite dans les pluies est de l'ordre de 5 U.T. Mais la production principale de tritium résulte des essais aériens de la bombe H à partir de 1952. La teneur des précipitations a été multipliée par 1000 en 1963 sous nos latitudes. L'arrêt des essais après 1963 a entraîné une décroissance exponentielle de la teneur en tritium: dans les années 90, il y en a encore 15 U.T., soit 3 fois plus que la normale d'avant 1952.

Des eaux dépassant 20 U.T. ont un âge de quelques dizaines d'années car elles reflètent le pic de 1963. Des teneurs comprises entre 10 et 20 U.T. indiquent des eaux récentes, infiltrées dans la dernière décennie ou des mélanges d'eaux post-nucléaires, à tritium thermonucléaire, et d'eaux plus récentes. Des teneurs comprises entre 2 et 10 U.T. correspondent à des eaux post-nucléaires mélangées à une eau ancienne. Enfin, des teneurs très faibles sont celles d'une eau infiltrée avant les essais thermo-nucléaires (il ne subsiste plus que 0,5 U.T. après 42 ans dans une eau primitivement à 5 U.T.) ; c'est le cas de nombreux aquifères profonds.

Des analyses systématiques de la teneur en tritium des précipitations et de l'eau des sources d'une même région permettent d'obtenir une évaluation plus précise. Les mesures ont été faites à Evian.

En 1963, la source d'Evian-Cachat ne contenait pas de tritium alors que les pluies en avaient 2900 U.T. L'apparition du tritium en 1965 s'explique par une contamination de l'eau ancienne par quelques pourcents d'eau de surface. Le pic du tritium est localisé en 1979 dans l'eau de la source, ce qui implique un temps de filtration de 16 ans. Le trajet parcouru dans l'aquifère est d'environ 4 km depuis la zone d'alimentation : on aboutit à une vitesse d'écoulement de la nappe de 250 m par an.





Hétérogénéité des aquifères et vitesse d'écoulement  
(Adapté de DROGUE in GUILLEMIN et ROUX).

Types d'aquifères	Vitesses calculées (m/an)	Vitesses par traceurs (m/an)	Temps de séjours (an/km)
Sables verts du Bassin de Paris	3	-	250-300
Continental Intercalaire (Sahara)	2-3	4	300-500
Alluvions du Rhin	1700	100-2000	0,5-1
Alluvions du Rhône	-	1800	0,5
Aquifère karstique	-	10-100 m / heure	

Vitesse d'écoulement dans quelques aquifères