



République Algérienne Démocratique Et Populaire

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Centre universitaire Elhadj Moussa

Ag Akhamouk –Tamanrasset

Institut des sciences et de la technologie

Département de géologie

Polycopie de cours

HYDROGEOLOGIE FONDAMENTALE

Destiné aux étudiants/ 1ere année Master Hydrogéologie

*Élaboré par : Mr. Boucenna Fatih
Maitre de conférences 'B'*

Année 2020

Table des matières

HYDROGEOLOGIE FONDAMENTALE	1
I-1- Étymologie et définition.....	1
I-2- Quelques chiffres sur l'eau	1
I-3-1- Le cycle de l'eau « cycle hydrologique ».....	2
I-3-2- L'équation de conservation hydraulique :.....	3
I-3-3- Variations des réserves.....	4
I-3-4- Bilan hydrologique	4
I-4 - Les eaux souterraines	4
I-4-1- Les origines des eaux souterraines.....	5
I-4-2- Propriétés générales de l'eau	5
I-4-3- Les différents types d'eau	5
I-5- Relations air-eau pour différents degrés de saturation.....	6
II-1- Mécanisme de l'infiltration	8
II-2- Les mouvements de l'eau dans les roches.....	9
II-2-2- Isotropie - anisotropie	10
II-2-3- Homogénéité et hétérogénéité.....	10
II-2-4- Granulométrie	11
II-2-5- Perméabilité (K) :	11
II-2-6- Conductivité hydraulique (k) :.....	12
II-3- Classification des eaux souterraines.....	13
II-3-2-La nappe :	13
II-5-1- L'Expérience de Darcy.....	18
II-5-5- Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral	20
II-6- Notion de charge hydraulique / niveau piézométrique :	22
III-1- Ecoulements permanents :	25
III-2- Les essais de pompage	27
III-2-1- Essai de puits	28
III-2-1-2- La notion de pertes de charges linéaires et quadratiques	29
III-2-2- Essai de nappe :	30
IV-1- Le karst : définition.....	34
IV-1-1- Morphologie karstique	34
IV-1-2- Sols, formes superficielles et épikarst :	34
IV-2- Caractère hydrodynamique du karst	36
IV-4- Méthodes d'analyse de l'aquifère karstique	40
IV-4-5- Le potentiel de karstification	42
IV-6- L'hydrosystème karstique : organisation spatiale.....	43
IV-6-1- Principe général.....	43
IV-6-2- Fonctionnement hydraulique.....	44
V-1- Infiltration autochtone favorisée.....	46
V-2- Apport allochtone par dérivation de cours d'eau.....	46

V-3- Réalimentation artificielle des aquifères (d'après Detay, 1997)	47
V-3-1- RAN par infiltration	48
V-3-2- RAN par injection.....	49
V-3-4- Barrages d'inféro-flux	49
VI-1- Le milieu souterrain	50
VI-2- Les modèles "boite noire" et les modèles a "réservoirs"	53
VI-2-1- Principe des modèles "boite noire"	53
VI-2-2- Domaine d'application des modèles "boite noire" en hydrogéologie	54
VI-3- Les modèles numériques déterministes	55
IV-3-1- Les modèles numériques déterministes en hydrogéologie.....	55
VI-3-2- Les modèles numériques déterministes de transport de masse.....	57
VI-3-3- Synthèse sur les modèles déterministes.....	58

LISTE DES FIGURES

Fig.01 : Deux bassins versant voisins.....	2
Fig.02 : Le cycle hydrologique naturel.	3
Fig.03 : Schéma de la structure de l'eau souterraine au voisinage d'un grain, d'après Polubrina-Kochina (1962).....	5
Fig.04 : Désaturation progressive d'un sol.....	7
Fig.05 : les différents types de lithologie	11
Fig.06 : Valeurs de la conductivité hydraulique selon la lithologie.....	13
Fig.07 : Typologie des nappes.....	14
Fig.08 : Zones de recharge et décharge dans un aquifère régional.....	14
Fig.09 : Coupe représentant une SAC dans une nappe libre (Vernoux et al., 2014).	17
Fig.10 : Dispositif expérimental vertical pour la loi de Darcy.....	19
Fig.11: Dispositif avec écoulement latéral.....	21
Fig.12 : La différence de charge entre deux piézomètres.	22
Fig.13: Calcul du gradient hydraulique à partir d'une carte piézométrique.	24
Fig.14: Ecoulements vers un ouvrage de captage	25
Fig.15 : Le pompage par paliers.....	28
Fig.16 : Interprétation d'un essai de puits.....	27
Fig.17 : Le rabattement en fonction du temps.....	31
Fig.18 : Essai de nappe.....	29
Fig.19: Paysage et morphologie karstiques.....	35
Fig.20 : Champ de lapiaz (Michel Bakalowicz Montpellier 2002).....	35
Fig.21 : Avens d'effondrement (Michel Bakalowicz Montpellier 2002).....	36
Fig.22 : Coupe et paysage synthétique d'un aquifère karstiques. (D'après Mangin, 1975).	38
Fig.23 : Coupe de principe au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est découpé en lapiaz à gauche et cryptodoline à droite sous la couverture perméable sableuse. (Quinif, 2010).....	40
Fig.24 : phases de dissolution d'une formation carbonatée	41
Fig.25 : Modelé karstique et fonctionnement hydrogéologique	42
Fig.26 : Polyphasage d'un système karstique (J. Mudry 2007).....	43
Fig.27 : Fonctionnement hydraulique du karst (J. Mudry 2007)	45
Fig.28 : Différentes méthodes de RAN.....	48
Fig.29 : RAN par infiltration.....	45
Fig.30 : Stockage d'eau par barrage d'inféro-flux	49

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 01 : Distribution sommaire des eaux terrestres (Nace, 1976).....	2
Tableau 02 : les ordres de grandeurs des valeurs de porosités totale et efficace.....	8

Hydrogéologie fondamentale

Introduction

L'hydrogéologie, c'est une branche des sciences de la terre qui a pour objectifs l'étude du rôle des matériaux constituant le sous-sol, les aquifères et l'acquisition des données numériques par le sondage ou l'expérimentation sur terrain, de permettre l'implantation des ouvrages de captage, ainsi que l'exploitation et la gestion de l'eau souterraine. L'hydrogéologie se spécialise dans l'exploration et l'exploitation des eaux souterraines à usage domestique, agricole ou industriel et étudie comment la lithologie influe sur la circulation et la qualité des eaux souterraines. Outre des connaissances géologiques, l'hydrogéologue doit avoir de bonnes connaissances en hydraulique. Il contribue en effet dans la recherche, l'exploitation et la gestion des nappes aquifères, dans l'étude de la qualité des eaux ainsi que dans leur protection. L'hydrogéologue doit être capable d'estimer la quantité et la qualité de l'eau et *prédire son comportement dans les aquifères*.

I-1- Étymologie et définition

L'hydrogéologie (du grec *hydra* : l'eau, *ge* : la terre et *logos* : le discours) peut être définie comme la science qui traite de l'eau souterraine. Cependant, l'eau est une entité : eau des précipitations, eaux de surface, glaces, eaux souterraines participent à un cycle perpétuel. L'hydrogéologie est donc indissociable de l'hydrologie de surface, de la climatologie, de la géologie, de la géographie. De plus, comme toutes les sciences modernes, elle fait appel aux innombrables domaines de la physique, de la chimie et de la biologie. L'eau devenant un enjeu de plus en plus important, l'hydrogéologue moderne est aussi confronté à des problèmes sociaux et politiques.

Plus, peut-être, que toute autre science, l'hydrogéologie exige aujourd'hui une approche pluridisciplinaire. La définir exactement est donc un travail difficile. Où commence et où se termine le monde de l'hydrogéologue ? L'eau juvénile en fait-elle partie ? Les sources chaudes des dorsales sous marines relèvent-elles de l'hydrogéologie ? Doit-on qualifier d'eau souterraine une rivière qui traverse une grotte-tunnel ? Le sol, où se produisent d'importantes réactions physico-chimiques et d'où l'eau peut être extraite par la végétation, est-il un domaine souterrain ? Le pergélisol et les glaces souterraines n'intéressent-ils pas plus le glaciologue ? Le lecteur comprendra donc que la définition toute simple de « science de l'eau souterraine » est suffisamment vague pour rester la plus précise.¹

Pourquoi étudier l'hydrogéologie?

- eau souterraine = ressource en eau potable, relations eau souterraine - eau de surface (qualité de l'eau, quantité d'eau, écosystèmes), eau dans de nombreux risques (mouvements gravitaires (mouvement de terrain, avalanches), inondations, coulées boueuses).

I-2- Quelques chiffres sur l'eau

Rappel : l'eau douce ne représente que 3% des ressources en eau mondiale dont l'eau salée constitue 97%. D'autre part, l'eau souterraine représente 30% de ces réserves mondiales en eau douce.

¹ Eric Gilli, Christian Mangan, Jacques Mudry. Hydrogéologie Objets, méthodes, applications, Dunod 3edit, page, 13

En Algérie, en moyenne, un algérien utilise environ 165 litres d'eau par jour. Ceci inclut l'usage personnel uniquement. Les utilisations d'eau les plus coûteuses sont les chasses d'eau, les douches et la consommation d'eau reliée à l'entretien des jardins (arrosage) et au lavage des voitures.

Pour économiser l'eau de manière significative, on cherche à diminuer les arrosages des pelouses, à utiliser des pommes de douche à faible consommation et à réduire le volume des chasses d'eau sans réduire leur puissance.

1-3- Le bassin versant :

Définition : le bassin versant d'un cours d'eau est la superficie limitée par une ligne de crêtes « la ligne de partage des eaux » à l'intérieur duquel l'eau précipitée se dirige vers le même exutoire.

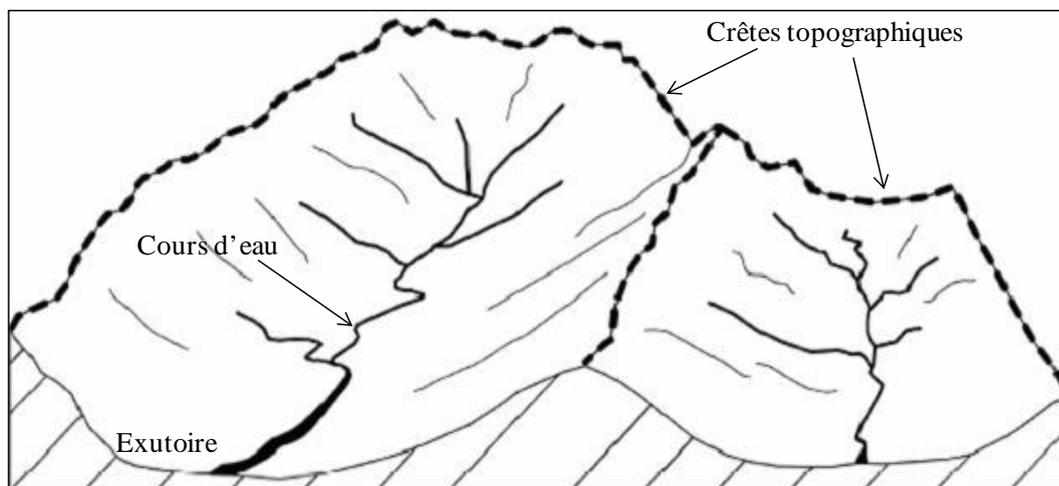


Fig. 01 : deux bassins versant voisins

Nb : Les bassins versants hydrologique et hydrogéologique sont souvent identiques.

I-3-1- Le cycle de l'eau « cycle hydrologique ».

Pour des fins pratiques, la quantité d'eau sur la terre est plus ou moins constante. Le tableau 1 suivant résume la distribution voisine de cette eau à tout instant.

Tableau 01- Distribution sommaire des eaux terrestres (Nace, 1976)

Source de l'eau	Quantité (km ³)	% du total
Océans	1.323.000.000	97.20
lacs salés, mers	104.000	0.008
Glaciers	30.500.000	2.15
eaux souterraines	8.350.000	0.61
eau capillaire	67.000	0.005
lacs d'eau douce	125.000	0.009
rivières (valeur moyenne)	1.670	0.0001
atmosphère (vapeur)	12.900	0.001
Autres	375.000	0.028
Total	1.362.000.000	100.00

D'après le tableau plus de 97 % et de 2% des eaux sont, respectivement, dans les océans et les glaciers. Les ressources en eau douce ayant trait à l'utilisation humaine (lacs, rivières, nappes souterraines etc...) représentent en moyenne moins de 1% du volume global de l'eau. Le volume de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, est de (0.001%), est toujours renouvelé par le phénomène d'évapotranspiration en plusieurs endroits du globe. Le stock d'eau douce est quasi-totalement assuré par les précipitations résultant de l'évaporation des eaux océaniques et marines. Le mouvement de l'humidité de la mer vers le continent puis de nouveau vers la mer forme le cycle hydrologique (fig. 01).

La notion du **cycle hydrologique** est un point essentiel, à partir duquel commence l'étude l'hydrologique et hydrogéologique. Ce cycle peut être visualisé en débutant par l'évaporation de l'eau des milieux aquatique. Cette vapeur est ensuite transportée par des masses d'air en mouvement. Sous des conditions bien déterminées, elle se condense pour former des nuages qui ensuite donnent naissance aux précipitations. La pluie tombant sur les continents se répartit en plusieurs directions. La plus grande partie $\approx 2/3$, est retournée temporairement vers les milieux aquatiques, après, vers l'atmosphère suite aux phénomènes d'évapotranspiration. Il faut dire, que la figure 1 n'est qu'une simple schématisation du cycle hydrologique et ne peut en rien exprimer les complexités naturelles de ce dernier.

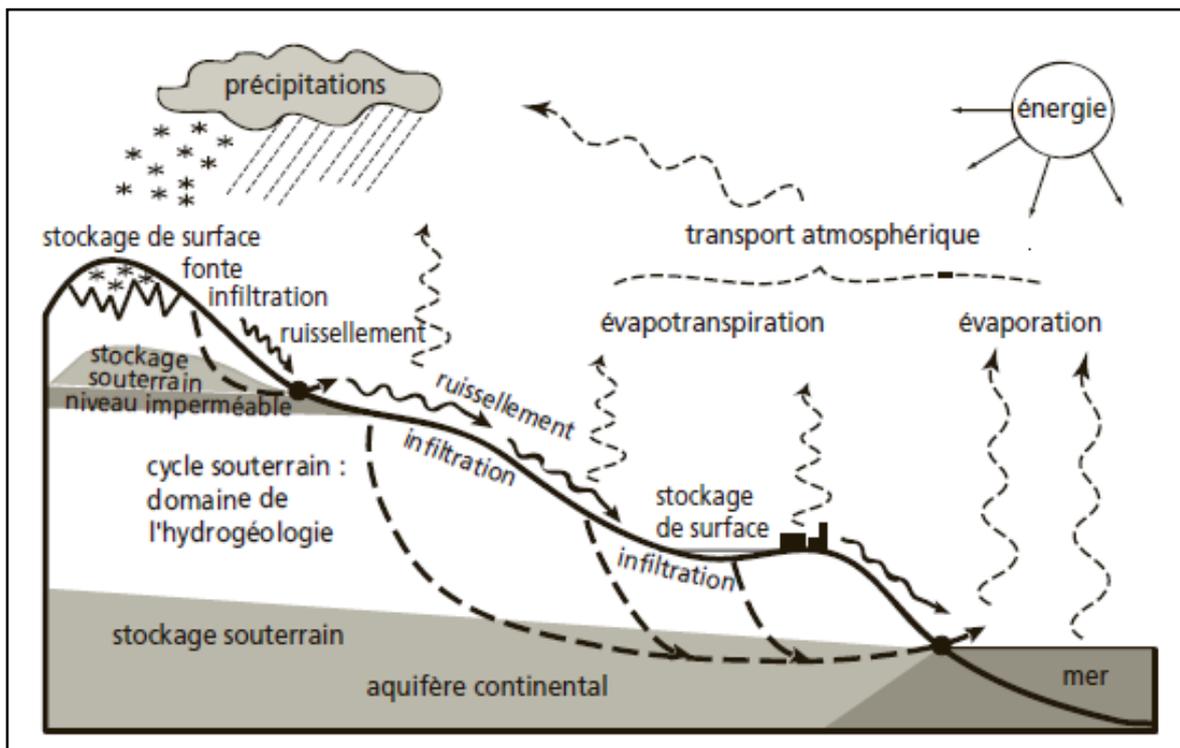


Fig. 02 : Le cycle hydrologique naturel.

- ✓ **Atmosphère vers surface :** précipitation (pluie, grêle, neige)
- ✓ **Surface vers atmosphère :**
 - A. évaporation : liquide vers vapeur
 - B. sublimation : solide vers vapeur
 - C. transpiration : évaporation d'eau par les plantes.

I-3-2- L'équation de conservation hydraulique :

Un système hydraulique est défini comme un volume d'eau que l'on veut étudier. Ce système

peut être un lac, une rivière, un aquifère, un bassin versant etc. L'équation de base dans un système hydrogéologique s'écrit :

$$\text{Entrée} - \text{Sortie} = \text{Variation des réserves}$$

Ce qui représente un cas spécifique d'une loi de conservation de masse. Cette équation est indépendante du temps : les entrées et les sorties doivent rester constantes dans le temps. Si la variation des réserves est nulle, le système est en *état stationnaire*, sinon le système est dans *un état transitoire*.

Entrées
- Précipitation ;
- infiltrations dans le sol ;
- infiltrations souterraines ;
- apport artificiel (stockage souterrain d'eau).

Sorties
- évaporation ;
- transpiration ;
- ruissellement de surface et souterrain
- Pompage

I-3-3- Variations des réserves

- ✓ Variation du débit ou de la hauteur d'une rivière, d'un lac.
- ✓ Changements de l'humidité du sol.
- ✓ Variations de la couverture de neige ou de glace.
- ✓ Stockage dans de dépressions occasionnelles.
- ✓ Constructions d'ouvrages tels que les routes, tunnels, barrages.

I-3-4- Bilan hydrologique

$$P - E - T - R = \Delta S$$

P : précipitations

E : évaporation

T : transpiration

R : ruissellement

ΔS : variations de stocks sur le bassin versant.

- ❖ Ou encore dans le cadre d'un réservoir d'eau souterraine

$$I_s + I_r - E - T - R_s - R_r = \Delta S$$

I_s : infiltration depuis la surface du sol

I_r : infiltration d'eau de rivière ou de lac

R_s : écoulement souterrain à l'exutoire

R_r : résurgences d'eau

I-4 - Les eaux souterraines

Quand elle s'infiltré dans le sol, l'eau rencontre différentes régions :

- ✓ **La zone non saturée (ZNS)** où les pores sont remplis partiellement d'eau et partiellement d'air.
- ✓ **La frange capillaire** où 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)** (phréatique).

I- 4 -1- Les origines des eaux souterraines

- **Eaux météoriques** : La plupart des eaux souterraines ont une origine météorique, c'est à dire proviennent des précipitations (pluie, neige) et de leur infiltration dans le sous-sol. Dans les aquifères de grande taille, l'eau peut provenir de périodes où le climat était différent et peut donc servir d'indicateur de paléoclimats.
- **Eaux connées** : Les eaux que l'on trouve en profondeur dans la croûte terrestre (à partir de 1 à 2 km) sont dérivées de réservoirs d'eaux météoriques qui ont réagi avec les roches environnantes. Souvent ces eaux sont relativement salées. Les eaux connées peuvent contribuer à l'hydrologie de formations géologiques qui se sont enfouies très récemment (Gulf Coast aux USA) ou bien rester piégées dans des roches dont la perméabilité est très faible et dont toute l'eau n'a pas été expulsée. Souvent cette eau est présente depuis la formation de la roche.
- **Eaux juvéniles** : Ces eaux sont libérées directement par des processus magmatiques en profondeur. Elles sont difficilement distinguables des eaux situées en profondeur, par exemple l'eau remplissant le forage profond (11 km) dans la péninsule de Kola en Russie. Les processus magmatiques peuvent relâcher, en plus de l'eau, des composés gazeux (CO₂) par exemple.

I-4-2- Propriétés générales de l'eau

1. Molécule rigide et liaison hydrogène
2. Masse volumique de 999.8 à 0 degré Celsius et 958.4 à 100 degrés (maximale à 3,98 degrés, 999.972 kg/m³).

I-4-3- Les différents types d'eau

Une roche contient de l'eau sous différentes formes :

- Eau de constitution entrant dans la structure cristalline des minéraux (le gypse par exemple a pour formule CaSO₄, 2H₂O) ;
- Eau adsorbée à la surface des minéraux par des interactions électrostatiques.
- Eau non-libre située dans les pores fermés et inclusions fluides.
- Eau libre circulant dans les pores et les fissures.

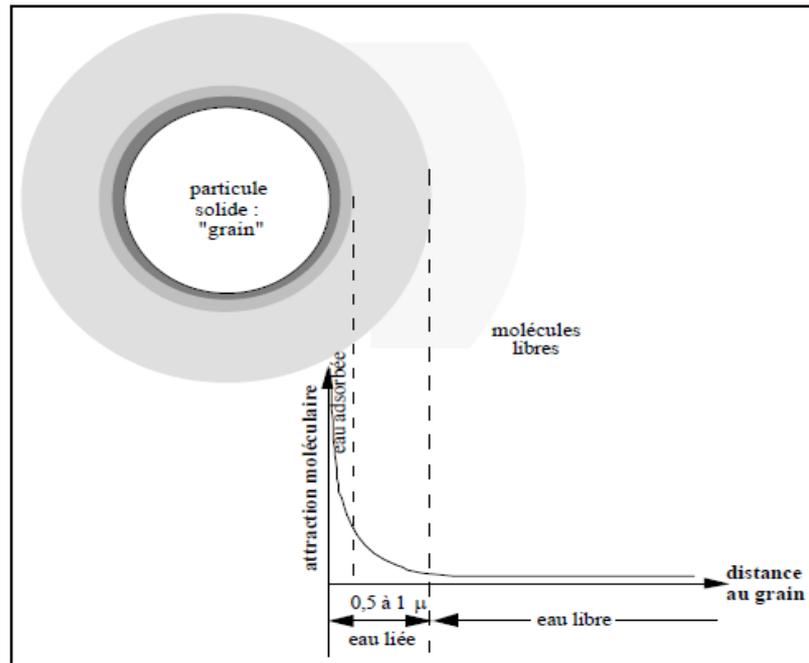


Fig. 03: Schéma de la structure de l'eau souterraine au voisinage d'un grain, d'après Polubrina-Kochina (1962).

L'eau libre : est donc celle qui est en dehors du champ d'attraction des particules solides et qui est susceptible de se déplacer sous l'effet de la gravité ou des gradients de pressions.

Le volume où l'eau peut circuler est inférieur à la porosité totale puisque *l'eau liée* peut être considérée du point de vue du déplacement des fluides comme faisant partie du solide. La porosité efficace (ou cinématique) ne (ou w_c) exprime le pourcentage d'eau qui peut circuler par rapport au volume total du terrain; elle est donc inférieure à la porosité totale.

Des phénomènes autres que l'adsorption peuvent limiter la porosité cinématique : les pores non connectés, les pores culs de sac.

I-5- Relations air-eau pour différents degrés de saturation

Dans un sol contenant à la fois de l'air et de l'eau, on remarque que l'eau libre enferme les grains tandis que l'air a tendance à être disposé au milieu des vides. Suivant le degré de saturation, différents stades peuvent être observés :

- ✓ Dans un sol proche de la saturation, l'eau peut circuler sous l'influence de la gravité, c'est l'eau gravifique, ou encore qualifiée de funiculaire, car elle forme des fils continus. La phase air, qui peut occuper jusqu'à 10 à 15% des vides, est discontinue et ne circule pas.
- ✓ Lorsque la phase eau est continue, mais ne circule pas sous l'action de la gravité et que la phase air est également continue mais ne circule pas, le sol est à la saturation d'équilibre ou encore à la *capacité de rétention* capillaire.
- ✓ Pour de faibles teneurs en eau, l'eau entoure les grains du terrain et occupe des espaces qui ne sont continus qu'aux points où les grains du sol sont proches. On parle d'eau pendulaire ou d'anneaux pendulaires pour ces fils d'eau qui entourent les grains. L'air est continu.

- ✓ Si la teneur en eau décroît encore par des phénomènes d'évaporation ou de transpiration des végétaux, la teneur en eau va pouvoir encore décroître et il ne restera que l'eau liée ou hygroscopique.

II-L'infiltration de l'eau dans le sous-sol et la notion d'aquifère

II-1- Mécanisme de l'infiltration

Le terme infiltration est imprécis, car il indique à la fois le phénomène de saturation des sols superficiels (zone d'infiltration ou zone non saturée) et celui d'atteinte de la surface de la zone saturée. On appelle nappe d'eau souterraine cette zone saturée en permanence. On appelle porosité le volume des vides du sol ou de la roche divisé par son volume total.

$$\eta = V_v/V_t$$

Rôle du sol : interface entre l'atmosphère et l'aquifère, le sol étale le signal d'entrée dans le temps. Son rôle dépend de son argilosité, de la pente et de la nature de la surface. Dans le sol, l'infiltration de l'eau dépend des relations entre microporosité (écoulement lent) et macroporosité (écoulement rapide).²

À son arrivée sur un substratum argileux, l'eau s'infiltré à faible profondeur à travers les sols altérés et circule à la limite des argilites saines (ruissellement hypodermique).

Dans les terrains poreux, l'eau de pluie s'infiltré, en donnant un front d'infiltration plus ou moins plan. Dans les zones fracturées très ouvertes (accidents tectoniques, secteurs karstifiés), le drainage est rapide vers la profondeur.

L'eau tapisse les parois des matériaux solides, puis remplace « l'air » présente dans les vides. L'eau d'infiltration remplis donc temporairement la porosité du sol

Cette eau qui occupe les interstices est soumise à la gravité et s'écoule de haut en bas. En revanche, l'eau des pores de petite taille est soumise à la gravité, mais surtout à la capillarité.

L'eau présente à très faible profondeur subit le phénomène d'évaporation, et le plan de flux nul, sépare l'eau qui repart vers l'atmosphère en phase vapeur de celle qui s'écoule en phase liquide vers la nappe (infiltration efficace)

Le plan de flux nul est caractérisé par sa teneur en eau maximale; au-dessus de ce plan, la charge saline est élevée et la teneur en isotopes lourds enrichie. La caractéristique générale de la circulation de l'eau en cours d'infiltration est, aux hétérogénéités lithologiques près, d'avoir une forte composante verticale. Le transfert de l'eau vers la profondeur se traduit par une désaturation progressive du milieu (figure 3). Lorsque la phase liquide prédomine, l'eau s'écoule gravitairement et le gaz du sol est immobile. Le stade pour lequel la phase gazeuse devient continue et ouverte sur l'atmosphère permet l'évaporation de l'eau, et c'est la forme liquide qui n'est plus mobile.³

²Eric gilli, Christian mangan, Jacques mudry ; Hydrogéologie objets, méthodes, applications page 30

³Eric gilli, Christian mangan, Jacques mudry ; Hydrogéologie objets, méthodes, applications page 31

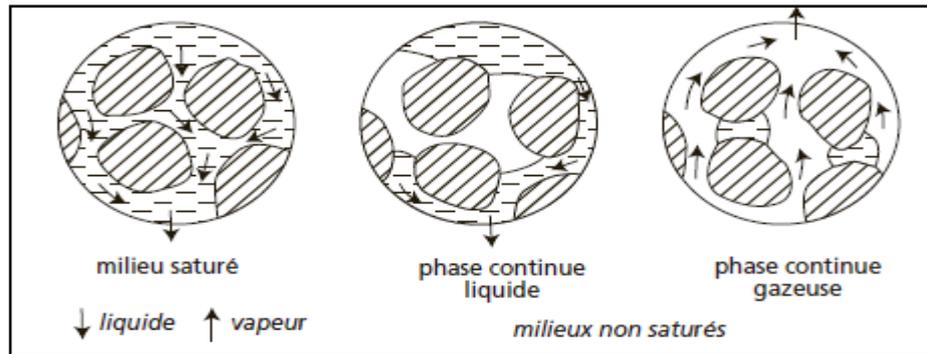


Fig. 04 : Désaturation progressive d'un sol.

Lorsque l'eau d'infiltration atteint la nappe, le trajet des particules se fait avec une composante horizontale distinguée en direction de l'exutoire.

On appelle aquifère l'ensemble des formations géologiques renfermant la nappe ; il contient donc la partie supérieure ou la zone d'autoépuration.

II-2- Les mouvements de l'eau dans les roches

Nous nous contenterons, dans cette partie, d'une étude essentiellement descriptive. Une vision plus mécaniste est développée dans une autre partie. Pour que l'eau circule dans un terrain il est nécessaire que les vides (pores et fissures) soient interconnectés.

II-2-1- La porosité :

$$\text{Porosité} = \eta, \varphi \% = \frac{V_{\text{vides}}}{V_{\text{total}}} \times 100\%$$

Où :

- V_{total} : le volume total de la roche.
- V_{vide} : le volume des vides qu'elle contient.

On définit aussi la **porosité efficace**, η_e , qui correspond à la porosité connectée.

$$\eta_e = \frac{V_{\text{eau libre}}}{V_{\text{total}}}$$

La porosité dépend principalement de :

- la forme des grains : sphériques, allongés, angulaires ;
- la distribution des tailles ;
- l'intensité de la cimentation de la roche.

II-2-1-1- Les différents types de porosité

Les eaux souterraines s'écoulent :

- dans les pores des roches sableuses. C'est la porosité d'interstice.
- dans les fissures et fractures des roches compactes sans pores interconnectés (granites, calcaires...). C'est la porosité de fissure.
- dans les karsts, c'est-à-dire dans des réseaux de galeries ouvertes creusées par l'eau. C'est la porosité de karst.

D'une manière générale, les roches meubles sont poreuses « en petit » (porosité d'interstice) et les roches compactes poreuses « en grand » (porosité de fissures et de karst).

Tableau 02 : les ordres de grandeurs des valeurs de porosités totale et efficace

Quelques ordres de grandeurs des valeurs de porosités totale et efficace		
Lithologie	<u>Porosité totale</u>	<u>Porosité efficace</u>
Sables	20 à 40 %	10 à 25 %
Craie	10 à 40 %	1 à 5 %
Calcaires massifs fissurés	1 à 10 %	1 à 5 %
Argiles	40 à 50 %	1 à 2 %

II-2-2- Isotropie - anisotropie

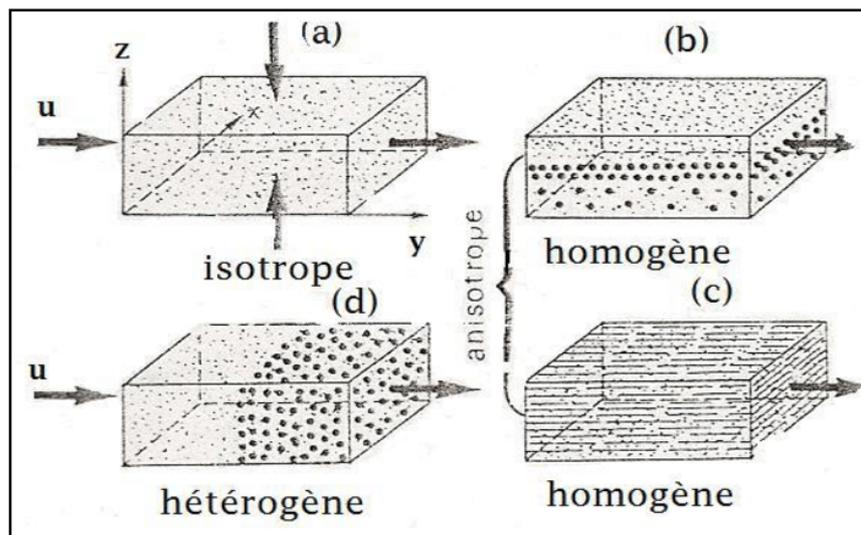
Un milieu est **isotrope** lorsque ses caractéristiques physiques (perméabilité, granulométrie en particulier) sont constantes dans les 3 directions de l'espace. Dans le cas contraire le milieu est **anisotrope**. La définition d'isotropie est dépendante de la taille du réservoir considéré. A l'échelle millimétrique un aquifère formé de cailloux centimétriques est anisotrope. A l'échelle métrique ce même aquifère aura un comportement parfaitement isotrope. La définition d'un volume unitaire d'écoulement doit donc être assez grande par rapport aux dimensions des vides où l'eau circule afin de permettre la continuité de l'écoulement.

Dans un milieu isotrope, la conductivité hydraulique est identique dans les trois directions de l'espace (x, y, z).

Dans un milieu anisotrope, la conductivité hydraulique varie selon certaines directions préférentielles, par exemple les formations sédimentaires.

II-2-3- Homogénéité et hétérogénéité

L'aquifère est homogène quand il a une perméabilité d'interstices (sables, graviers); la vitesse de percolation y est lente. Il est hétérogène lorsqu'il a une perméabilité de fissures (granite, calcaire Karstique), la vitesse de percolation est plus rapide.⁴



⁴ Les systemes aquiferes www.u-picardie.fr > Beauchamp > cours.qge date 100/10/2020 a 12^h.30

Fig.05 : les différents types de lithologie**II-2-4- Granulométrie**

Il n'existe pas de méthode parfaite pour *déterminer la granulométrie*; l'exactitude de la méthode dépend de la nature du sol et, plus précisément, de la forme géométrique des particules et du pourcentage des matières organiques qu'elles renferment.

La **granulométrie** a pour but d'étudier la taille des particules du sol mais aussi leur répartition. Il existe ainsi plusieurs classifications **granulométriques**. En effet, les argiles permettent une bonne rétention de l'eau dans le sol.

II-2-4-1- Le coefficient d'uniformité :

Caractérise la répartition en taille des éléments qui composent un matériau de type sol. Il se calcule de la façon suivant : $Cu = d_{60}/d_{10}$.

Le coefficient d'uniformité caractérise la répartition en taille des éléments qui composent un matériau de type sol. Il se calcule de la façon suivant : $Cu = d_{60}/d_{10}$.

II-2-5- Perméabilité (K) :

La perméabilité est la capacité d'une roche à transmettre un fluide. Les facteurs intervenant sont la taille des grains, la porosité, la nature du fluide transmis et son gradient de pression. Tandis que la porosité décrit les espaces dans lesquels le fluide peut se déplacer, la perméabilité (k) et la conductivité hydraulique (K) *décrivent la facilité qu'a un fluide de se déplacer dans une formation*. La porosité et la perméabilité ne sont pas reliées directement. Les argiles peuvent avoir une porosité élevée (30 à 80%) mais des perméabilités très faibles tandis qu'un sable a une porosité plus faible (30 à 40%) mais une perméabilité forte. L'unité de perméabilité est le m^2 , on utilise cependant une valeur plus faible, le Darcy ($1 \text{ Darcy} = 10^{-8} m^2$). *La valeur de la perméabilité ne dépend que de la roche et pas du fluide.*

La perméabilité du sol est un facteur important en ce qui concerne les infiltrations. Si l'eau ne peut s'infiltrer, son accumulation à la surface peut provoquer des inondations. C'est ce qui arrive dans les régions froides à la fonte des neiges. Le sol est encore gelé et possède une perméabilité faible. Toute l'eau de fonte des neiges et les pluies ruissellent donc uniquement à la surface et augmentent la probabilité des crues et inondations.

II-2-5-1- Quelques formules pour K

La formule générale de K fait intervenir une dépendance fonctionnelle de la porosité n, qui peut être représentée par f(n).

La fonction f est généralement déterminée par l'expérience, ce qui conduit à une formulation semi empirique pour la conductivité hydraulique.

La fonction f dépend en outre de la granulométrie du sol en question et des dimensions caractéristiques usuelles des grains ainsi que de l'enchevêtrement.

Dans la pratique, les essais in-situ sont souvent incontournables pour une estimation réelle de la conductivité hydraulique d'un sol donné, ceci sera abordé dans un chapitre ultérieur. Des formules empiriques existent cependant pour une approche de ce paramètre et elles sont nombreuses ; pour les utiliser, il faut tout de même être attentif à leur domaine de validité et éventuellement aux conditions dans lesquelles elles étaient établies.

II-2-5-1-1- Formule de Hazen :

L'auteur remplace le sol réel par un sol fictif de granulométrie uniforme dont la conductivité K serait la même.

Il définit K en fonction du diamètre du grain de ce sable qu'il prend égal au diamètre effectif d_{10} du sol en question.

Il a enfin mené ses expériences sur l'eau à la température de 10°C et une porosité $n = 0.45$.

Ses essais aboutissent à la formule suivante :

$$K = A \cdot d_{10}^2$$

Où K est en cm/s et d_{10} en cm.

Le coefficient A varie de 45.8 pour les sables très argileux à 142 pour les sables non argileux ; on peut prendre pour une approximation la valeur moyenne de 100.

La formule de Hazen est valable pour $0.1 \text{ mm} < d_{10} < 3 \text{ mm}$ et $d_{60}/d_{10} < 5$.

II-2-5-1-2- Formule de Casagrande

La formule précédente ne fait pas figurer explicitement la porosité. Casagrande propose à cet effet pour un sable sa formule suivante :

$$K = 1.4 \times K_{0.85} n^2$$

Dans cette formule :

- K_n est la conductivité hydraulique pour un sable de porosité n
- $K_{0.85}$ est la conductivité hydraulique pour un sable de porosité 0.85.

II-2-6- Conductivité hydraulique (k) :

La conductivité hydraulique, k, est reliée de manière étroite à la perméabilité.

Contrairement à la perméabilité qui n'est fonction que de la roche, la conductivité hydraulique dépend à la fois de la roche et du fluide qui y circule. L'unité de la conductivité hydraulique est le m/s.

$$K = k \rho_f g / \mu$$

μ = viscosité dynamique du fluide (kg/m.s),

ρ_f = densité du fluide (kg/m³),

g = constante de la gravité (m/s²)

K = perméabilité (m²)

- ✓ Un fluide plus visqueux diminue la conductivité hydraulique.
- ✓ Un fluide plus dense (plus lourd) augmente la conductivité hydraulique.
- ✓ Une roche plus perméable possède une conductivité hydraulique plus élevée.
- ✓ Des fluides avec des compositions différentes (eau, eau salée, hydrocarbures) peuvent induire des conductivités hydrauliques différentes dans une même roche.

Selon le type de roche (peu perméable ou très perméable) la conductivité hydraulique peut varier entre 10^{-14} m/s et 10^{-1} m/s).

II-2-6-1- Quelques ordres de grandeurs de coefficients de perméabilité

La distinction entre roche perméable et roche imperméable a arbitrairement été choisie à 10^{-9} m/s.

Les argiles sont ainsi considérées comme imperméables, malgré leur porosité totale élevée car ses pores petits et non interconnectés lui confèrent une porosité efficace très faible.

- ✓ Concernant les roches compactes et fissurées (perméabilité en grand), les valeurs perméabilité sont extrêmement variables.

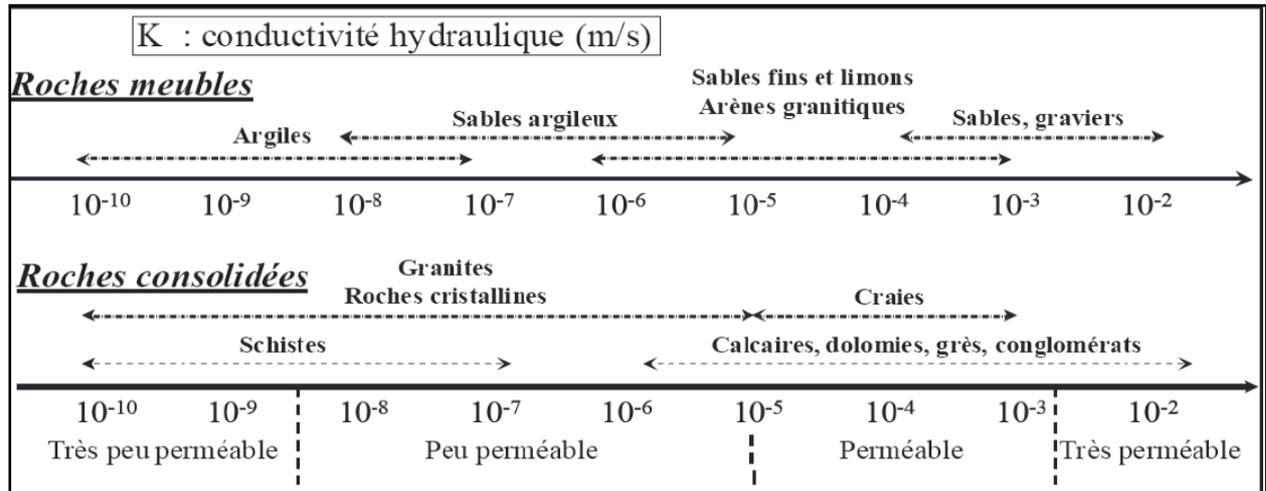


Fig. 06 : valeurs de la conductivité hydraulique selon la lithologie.

II-3- Classification des eaux souterraines

II-3-1- Notion d'aquifère :

Formation géologique contenant de façon temporaire ou permanente de l'eau «Un aquifère peut comporter une zone non saturée » et constituée de roches perméables et capable de la restituer naturellement et/ou par exploitation.

II-3-2-La nappe :

On appelle nappe l'ensemble 3D de l'eau souterraine circulant dans une formation géologique perméable à une surface piézométrique sa surface supérieure d'équilibre. Cette limite est *réelle* dans le cas des nappes libres et *virtuelles* dans le cas des nappes captives. Une nappe est dite libre lorsqu'elle est en contact direct avec l'atmosphère, aucune couche imperméable ne la recouvre. Elle est dite captive lorsqu'elle est recouverte par un toit imperméable à une cote inférieure à celle de la surface piézométrique. La notion de «gisement» ou de «réservoir» d'eau souterraine implique son exploitation possible (par exemple par pompage) en vue de l'alimentation en eau potable, l'irrigation ou l'industrie.

- **Aquitard** : formation géologique trop imperméable pour être exploitée, mais dont les écoulements à long terme ne sont pas négligeables
- **Aquiclude** : formation géologique imperméable
- **Niveau piézométrique**: défini en chaque point par le niveau le plus haut (niveau piézométrique) atteint par l'eau d'une nappe montant dans un conduit de forage atteignant cette nappe. En coupe cette surface décrit des lignes de niveaux piézométriques identiques ou **isopièzes**.
- **La surface piézométrique** Correspond à la *pression hydrostatique* de la colonne d'eau. La limite supérieure de l'aquifère peut être recouverte par une couche plus ou moins perméable: on parlera alors du **toit** de la nappe. La limite inférieure d'un aquifère est constituée par une formation géologique à très faible perméabilité. Si le corps même de l'aquifère est de nature particulière (sable, gravier, cailloux...) et le fond est formé par

une masse rocheuse massive on appellera ce fond «*substratum imperméable*». Il est important de noter que le terme «aquifère» peut être associé à n'importe quelle formation géologique selon l'intérêt hydrogéologique et pratique. La formation rocheuse épaisse peu perméable désignée auparavant «substratum imperméable» peut devenir l'aquifère d'intérêt dans un contexte différent (par exemple absence d'autres formations plus perméables).

Dans les aquifères plus profonds «captifs» les eaux souterraines peuvent être stockées dans des formations géologiques perméables, entre deux formations imperméables fixes: le substratum à la base et le toit au sommet. La surface piézométrique se situe alors généralement au-dessus de la ZS de cet aquifère, il s'agit d'une nappe captive. S'il s'agit d'un aquifère peu profond, cet aquifère affleure probablement à un niveau plus élevé, et c'est le niveau de l'affleurement qui déterminera la pression hydrostatique de la colonne d'eau (surface piézométrique).

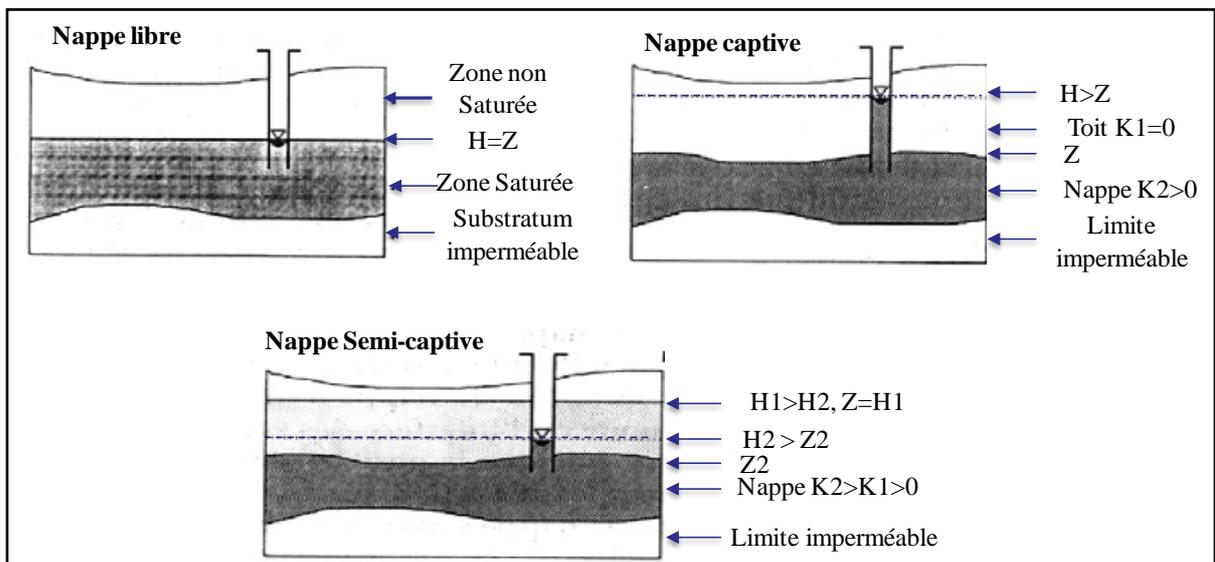
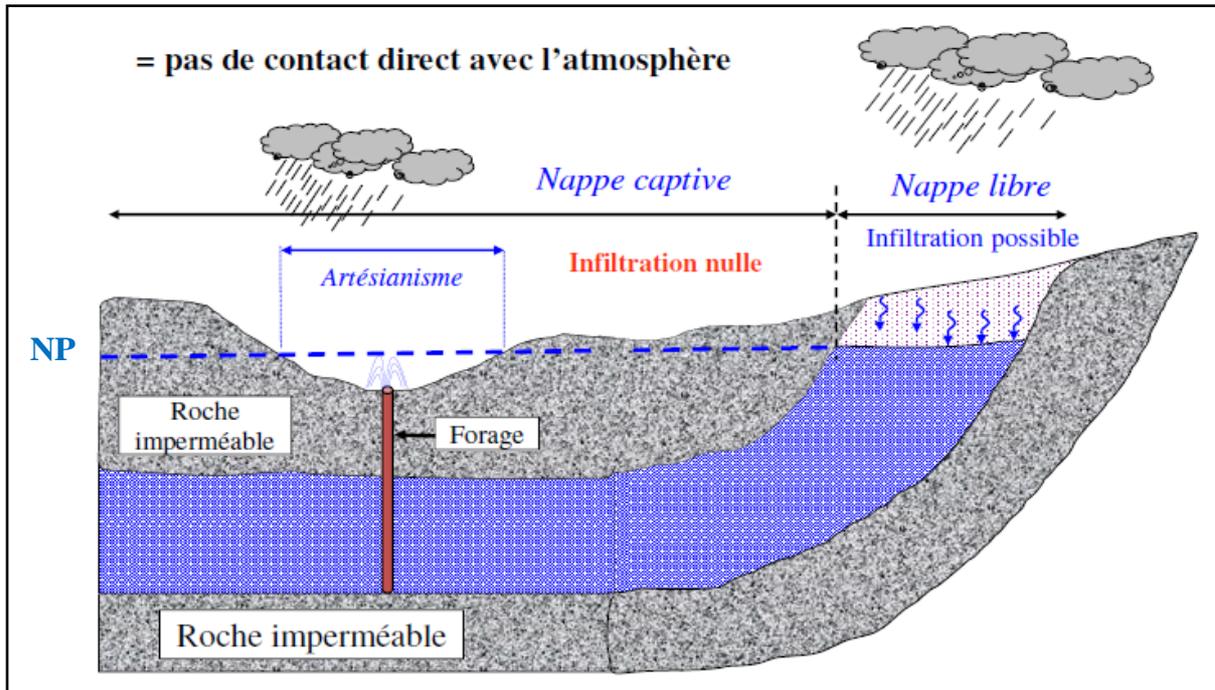


Fig. 07 : typologie des nappes

D'une manière générale il faut noter que la *notion d'aquifère est proportionnelle, voir arbitraire*. Elle est fonction des caractéristiques hydrogéologiques (perméabilité, étendue, exploitabilité...) d'une couche particulière plus favorable que les couches environnantes. Ainsi, un aquifère s'écoulant dans les alluvions d'une rivière pourrait avoir comme substratum imperméable des grès micacés. Ces mêmes grès, relativement peu perméables comparés aux alluvions, peuvent être désignés comme aquifère d'intérêt en cas d'absence de formation plus favorables (sable graviers...) et/ou exploitables. Les réserves d'un aquifère ainsi que les débits de pompage admissibles varient donc fortement en fonction de la nature lithologique de l'aquifère.

II-3-2-1- Facteurs d'existence d'une nappe

L'existence d'une nappe est conditionnée par la conjonction de trois facteurs :

- facteur lithologique : il doit exister une roche "réservoir" à la fois poreuse et perméable qui constituera le terrain aquifère. Cette roche doit avoir à sa base un mur imperméable pour soutenir la nappe ou plus simplement qui servira de fond "étanche" au réceptacle constitué par le réservoir ;
- facteur d'alimentation : il faut que de l'eau puisse venir remplir les pores de la nappe ;
- facteur de structure : il est nécessaire d'avoir une structure favorable à l'accumulation de l'eau (une structure anticlinale est défavorable).

Ces trois facteurs ont une influence variable selon les types de nappes rencontrées. Les conditions d'alimentation, lithologiques et structurales ne peuvent pas être considérées isolément.

A. Cas d'une alimentation et d'une lithologie favorables :

Si l'eau parvient de façon abondante et continue à une région constituée par un terrain très perméable d'une part, au mur duquel se trouve un terrain très imperméable d'autre part (conditions d'alimentation et lithologiques excellentes), une accumulation souterraine pourra se former et persister.

B. Cas d'une lithologie et d'une structure favorables :

Si deux terrains, l'un très perméable et l'autre pratiquement imperméable, sont disposés de telle sorte que la limite de perméabilité forme un creux (conditions lithologiques et structurales excellentes), il suffira d'un faible apport d'eau, même temporaire, pour qu'une nappe, même permanente, se forme.

C. Cas d'une alimentation et d'une structure favorables :

Si les apports d'eau sont abondants et continus dans une structure en creux (conditions d'alimentation et de structure excellentes), il suffira d'une faible différence de perméabilité entre deux terrains pour qu'une partie de l'eau soit retenue et s'accumule au-dessus de la limite de perméabilité.

II-3-2-2- L'Alimentation

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.

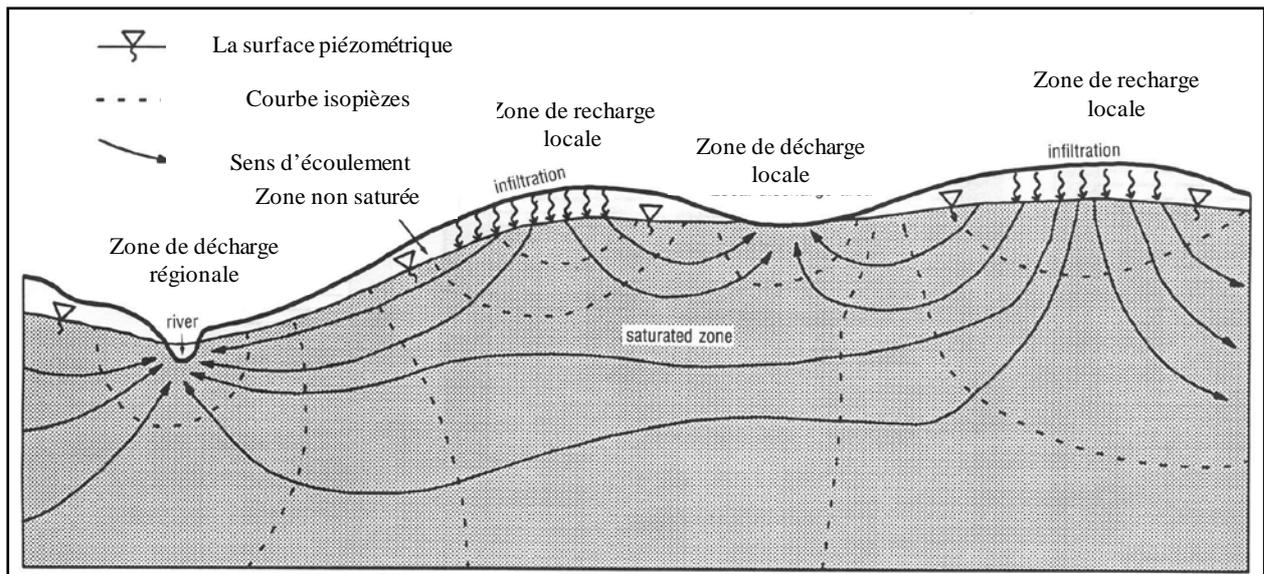


Fig.08 : zones de recharge et décharge dans un aquifère régional

II-3-2-3- Exutoires

Si on reprend la représentation schématique du terrain perméable réceptif qui se remplit par les eaux d'infiltration efficace de la pluie, lorsque le réservoir est plein, l'eau s'écoule de ce réceptif, soit à la surface topographique, formant ainsi une source ou une émergence, soit dans un terrain sous-jacent.

II-4- La piézométrie et la surface d'alimentation d'un ouvrage de captage

II-4-1- La carte piézométrique

La piézométrie, c'est la mesure de la profondeur de la surface de la nappe, en un point et à un instant donné. Elle peut être exprimée soit en mètres par rapport au sol, soit en mètres NGT (Nivellement Général topographique) ou l'altitude 0 du niveau de la mer.

Une carte piézométrique est une carte qui permet de visualiser les niveaux d'eau dans le sous-sol. Ces niveaux sont représentés par des courbes d'égale niveau piézométrique, ou isopièzes, qui rejoignent les niveaux piézométriques similaires ; elles sont tracées grâce à des méthodes d'interpolations triangulaires.

La carte piézométrique c'est une représentation spatiale des niveaux piézométriques. Elle se présente classiquement avec les hydro-isohips tracés sur un fond blanc et entourés par les limites de la nappe d'eau ou de l'aquifère étudié.

les cartes piézométriques permettent de mieux comprendre l'hydrogéologie. L'analyse de ces cartes permet de.

- Effectuer une étude morphologique de la surface piézométrique, en traçant les lignes d'écoulement des eaux souterraines et les principaux axes de flux. Cela permet de reconnaître les sens d'écoulement souterrain grâce au calcul des gradients hydrauliques de la nappe
- Etudier la structure de l'aquifère et estimer sa capacité, i-e ses réserves potentielles en eau.
- Identifier la distribution spatiale des réserves d'eau et des axes de drainage.

- localiser les surfaces d'alimentation et déterminer les relations possibles entre le eaux de surface et la nappe.
- Analyser les fluctuations du niveau piézométrique et suivre leur évolution dans le temps et ainsi prévoir leur effet sur la surface piézométrique locale d'une nappe exploitée. De plus, l'étude de ces variation permet de déterminer les cycles de recharge et de vidange de la nappe (hautes et basses eaux)
- Comblent les vides de mesures par interpolation

L'interprétation globale des cartes structurales et piézométriques permet l'identification des zones favorables à l'implantation des ouvrages de captage. Elle participe encore à la prescription des mesures de protection de la qualité des eaux souterraines destinées à l'alimentation en eau potable. D'une façon générale, leur utilisation est très grande et elles sont essentielles à partir du moment où on veut apprendre le comportement hydrogéologique d'un aquifère ou d'une nappe d'eau en particulier.

II-4-2- La surface d'alimentation d'un ouvrage de captage (SAC)

La surface d'Alimentation de Captage (SAC) est aussi appelée Bassin d'Alimentation de Captage (BAC).elle s'agit de l'ensemble des aires contribuant à l'alimentation du captage ; i-e les surfaces sur lesquelles tombe une goutte d'eau qui arrivera jusqu'au captage. La figure 07 la montre la représentation en coupe simplifié d'une SAC. Il ne faut pas la confondre avec les Périmètres de Protection de Captage (PPC) qui visent à protéger les ouvrages contre les pollutions ponctuelles ou diffuses sur des périmètres limités. Les « études BAC » ou « SAC » sont les prospections qui tentent à déterminer précisément la SAC, définir ses limites et identifier la vulnérabilité de la nappe vis-à-vis les pollutions de surface.

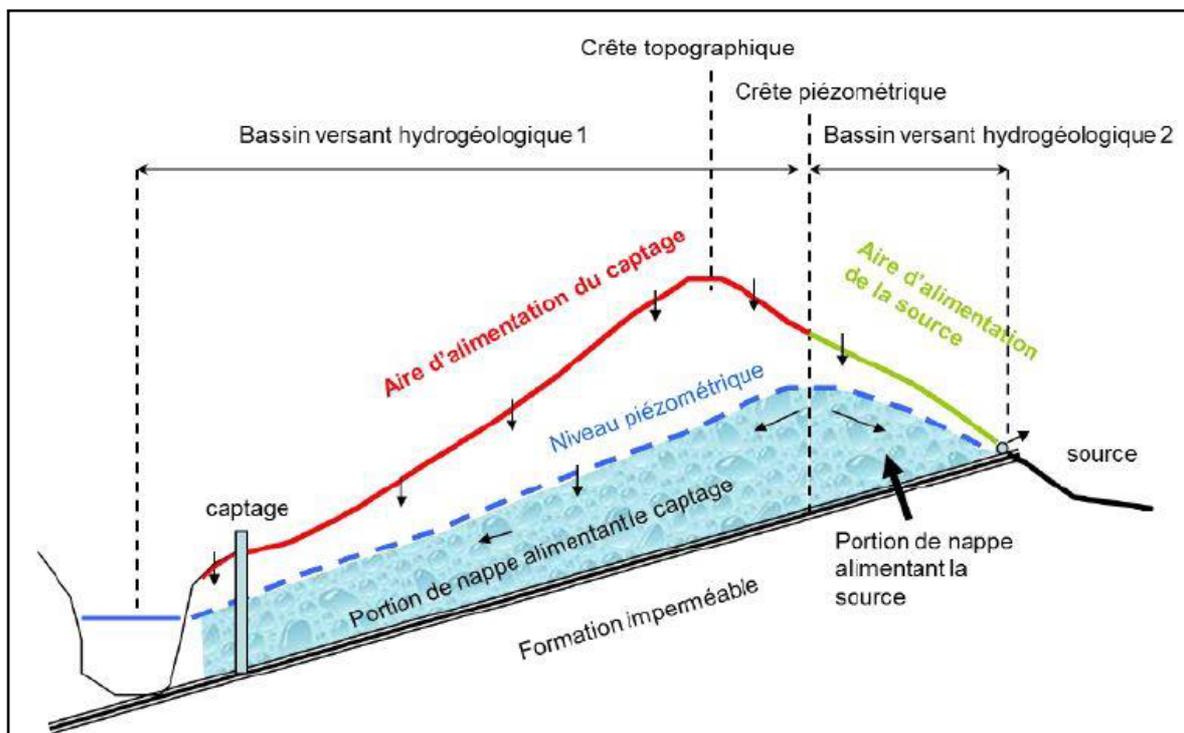
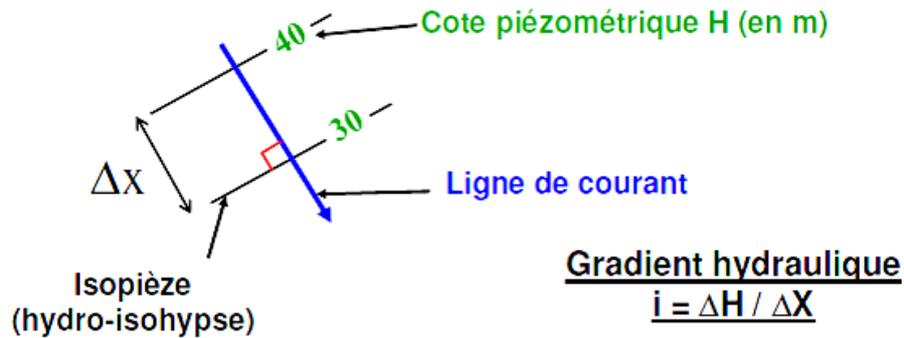


Fig. 09 : Coupe représentant une SAC dans une nappe libre (Vernoux et al., 2014).

- Vocabulaire spécifique aux cartes piézométriques

**Exercice :**

Dans une nappe artésienne, on réalise 4 forages. On les ferme au niveau du sol et on mesure la P de l'eau en tête de puits.

Forage	pression lue kPa	cote du sol du manomètre (m)
A	150	130
B	175	110
C	218	108
D	307	89

1. Calculer la charge hydraulique en chaque point
2. Tracer les isopièzes (équidistance 10m) *et les lignes d'écoulement*

II-5- Transport d'un fluide dans un milieu poreux

L'aquifère est un complexe de deux constituants en interaction : le réservoir et l'eau souterraine. L'eau souterraine désigne toute l'eau contenue ou circulant dans le réservoir.

- 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'emmagasinement souterrain de l'eau.
- Le réservoir a également une fonction *conduite* qui assure l'écoulement de l'eau, c.-à-d. le transport de quantité d'eau ou flux souterrain.

II-5-1- L'Expérience de Darcy

L'écoulement de l'eau à travers les formations perméables a été étudié par H. Darcy en 1856 (ingénieur de pont et chaussé).

Henry Darcy est né et décédé à Dijon (France) entre 1803 et 1858. Par l'expérience, Darcy a découvert le secret d'une loi parmi les lois de la nature, c'est la loi de Darcy. Elle constitue la base fondamentale du calcul de quantité d'eau souterraine ou débit d'une nappe par l'hydrodynamique souterraine.

Il faut signaler que seule l'eau souterraine gravitaire « libre » (par opposition à l'eau de

rétenion) participe à l'écoulement et est soumise aux lois de l'hydrodynamique souterraine.

II-5-2- Dispositif expérimental de Darcy

Le dispositif expérimental comportait un cylindre vertical de 2.50 m de hauteur et de 0.35 m de diamètre intérieur, rempli 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. L'eau est introduite dans le cylindre, sature les pores du sable avant de s'écouler par gravité à l'autre extrémité. Le volume d'eau, recueilli à la base, est mesuré en fonction du temps, en seconde ou en heure.

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.

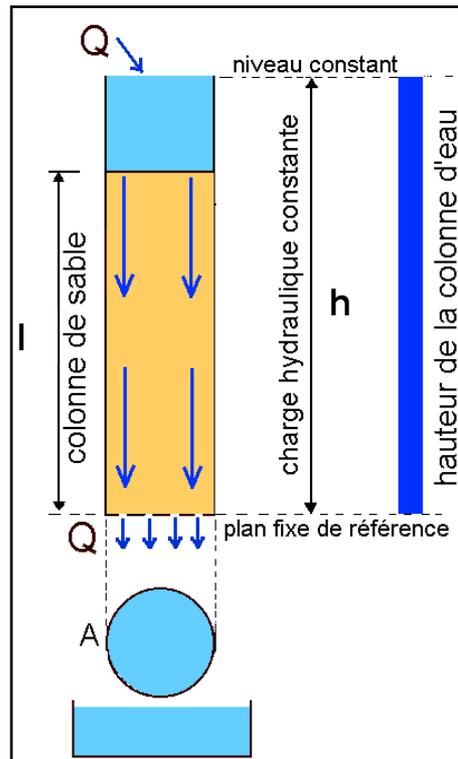


Fig. 10 : Dispositif expérimental vertical pour la loi de Darcy.

II-5-3- Enoncé de la loi de Darcy

Avec ce dispositif, Darcy a montré que le débit d'eau, Q en m^3/s , filtrant de haut en bas dans la colonne de sable de hauteur l en m, à travers la section totale, perpendiculaire à la direction verticale d'écoulement, A en m^2 , est fonction d'un coefficient de proportionnalité, K en m/s , caractéristique du sable et de la perte de charge par unité de longueur du cylindre de sable, h/l sans dimension.

D'où l'expression de la loi de Darcy, représentant l'écoulement de l'eau dans un milieu poreux :

$$Q_{(m^3/s)} = K_{(m/s)} \times A_{(m^2)} \times \frac{h}{l}$$

✓ Q : débit transitant à travers la colonne de sable.

- ✓ **K** : est défini par Darcy comme un "coefficient dépendant de la perméabilité de la roche", appelé coefficient de perméabilité ou conductivité hydraulique.
- ✓ **A** : Section de la colonne de sable
- ✓ **h** : charge hydraulique, en m (poids de la colonne d'eau)
- ✓ **l** : longueur de la colonne de sable, en m
- ✓ **h/l** : noté "i", gradient hydraulique, perte de charge par unité de longueur du cylindre de sable.

L'équation peut s'écrire :

$$Q_{(m^3/s)} = K_{(m/s)} \times A_{(m^2)} \times i$$

II-5-4- Débit unitaire.

Q/A est le débit unitaire à travers le cylindre, noté **q**. Il est appelé aussi débit spécifique. C'est le débit en m^3/s traversant l'unité de section, perpendiculaire à la direction de l'écoulement en milieu saturé. C'est aussi la quantité d'eau (volume) traversant le milieu saturé par unité de surface, dans l'unité de temps en seconde. il s'exprime en m/s :

$$q_{(m/s)} = K_{(m/s)} \times i$$

Il a la dimension d'une vitesse. C'est pourquoi on appelle quelquefois le débit spécifique ou unitaire, la vitesse de Darcy ou la vitesse de filtration, noté **v** en m/s. C'est la vitesse parfaitement fictive d'un flux d'eau en écoulement uniforme à travers un milieu aquifère saturé (il est préférable de ne parler que du débit spécifique). Elle est fictive car elle se rapporte à la section totale **A**, donc elle n'a pas de réalité physique.

Mais seule l'eau gravitaire se déplace. La surface efficace d'écoulement, ainsi réduite aux vides laissés par le matériau solide (grains + eau de rétention), dépend de la porosité efficace, n_e . Elle est égale à $A \cdot n_e$. L'expression de la loi de darcy, corrigée, rapportée à la section efficace, pour le calcul de la vitesse effective, v_e , est :

$$v_e = \frac{v}{n_e} = \frac{k \times i}{n_e}$$

La vitesse effective se rapproche de la vitesse de déplacement, réelle, mesurée sur terrain (par traçage).

II-5-5- Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral

Il représente mieux la circulation des eaux souterraines dans les aquifères. Les résultats obtenus par cette expérience permettent d'écrire :

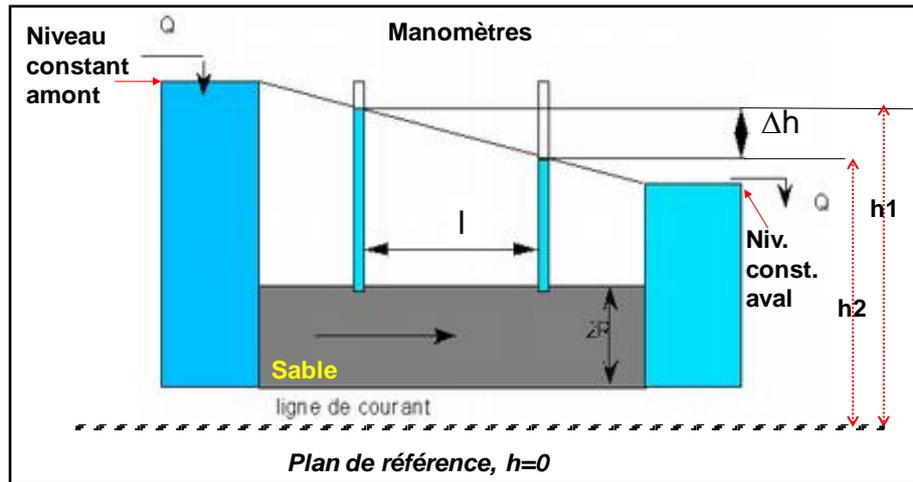


Fig. 11: Dispositif avec écoulement latéral.

$$Q_{(m^3/s)} = K_{(m/s)} \times A_{(m^2)} \times \frac{h_1 - h_2}{l}$$

- ✓ $h_1 - h_2 / l$ est le gradient hydraulique.
- ✓ $h_1 - h_2$ est la différence de charge.

$$Q = K \times A \times \frac{\Delta h}{l} = K \times A \times i$$

II-5-6- Les conditions de validité de la loi de Darcy

La loi de Darcy, établie initialement selon des conditions particulières, a été vérifiée expérimentalement en laboratoire, dans toutes les conditions possibles, à savoir :

- Toutes les directions d'écoulement,
- Différents types de liquides,
- Tous les milieux poreux continus.

Pour la validité de la loi de Darcy, quatre conditions doivent être respectées :

- continuité: exprime la conservation de la masse, ce qui signifie qu'aucun fluide ne peut-être créé, ni disparaître dans un volume donné.
- isotropie du réservoir (caractéristiques physiques constantes dans les 3 directions de l'espace).
- homogénéité du réservoir (caractéristiques physiques, ex K, constantes dans le sens de l'écoulement).
- écoulement laminaire (lignes de courant continues, rectilignes, individualisées et occupant entre elles la même position relative ; la vitesse de l'écoulement de l'eau est constante et elle est inférieure à la vitesse critique (perte de charge proportionnelle au débit) au-delà de laquelle l'écoulement devient turbulent (perte de charge non proportionnelles au débit).

II-6- Notion de charge hydraulique / niveau piézométrique :

II-6-1- Niveau piézométrique:

Défini en chaque point par le niveau le plus haut (niveau piézométrique) atteint par l'eau d'une nappe montant dans un conduit de forage atteignant cette nappe.

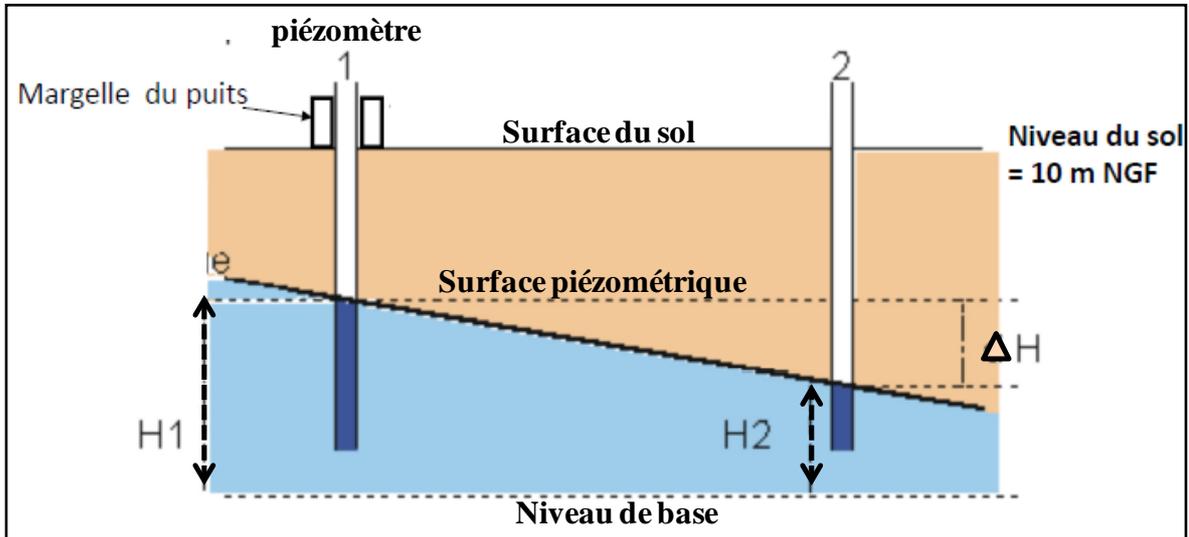


Fig.12 : la différence de charge entre deux piézomètres.

Le niveau piézométrique **NP** se mesure par rapport au niveau du sol, puis transformé en m NGF.

$$NP = Z_{sol} - h_{eau/sol}$$

II-6-2- La charge hydraulique :

Considérons un fluide parfait i.e. incompressible et non visqueux. Si ce fluide est en mouvement et que sa vitesse ne varie pas dans le temps, c'est-à-dire que son mouvement est permanent, les particules suivent des trajectoires invariables dans le temps. Dans ce cas la trajectoire = filet liquide = **ligne de courant** (nous rappelons que la ligne de courant est la ligne tangente à la vectrice vitesse en chacun de ces points à l'instant considéré).

Dans le sol, toute eau possède un potentiel d'énergie relié à :

- sa position verticale (altitude),
- la pression qu'elle subit (atmosphérique ou hydraulique),
- sa vitesse instantanée dans le sol.

On appelle charge hydraulique la quantité H

Equation de BERNOULLI :

Exprime le fait que la somme des 3 énergies (potentielle, de pression et cinétique). Est constante le long d'une ligne de courant en régime permanent.

$$h = z + \frac{P}{\rho \omega g} + \frac{v^2}{2g} \quad \text{Fluide non visqueux Écoulement unidimensionnel}$$

- z = énergie potentielle

- $\frac{P}{\rho\omega g}$ = énergie de pression
- $\frac{v^2}{2g}$ = énergie cinétique

- ✓ Z étant l'altitude du point (en m),
- ✓ P la pression en un point (Pa ou N/m²),
- ✓ ρ_w la masse volumique du fluide (kg/m³),
- ✓ v est la vitesse du fluide (m/s).
- ✓ g l'accélération de la pesanteur (N/Kg ou m/s²)

Remarque : Théorème de Bernoulli : Si le liquide est parfait, la charge hydraulique reste constante.

La charge hydraulique correspond à la hauteur d'équilibre de l'eau en un point donné de l'espace, c.-à-d. la hauteur à laquelle s'élèverait et se stabiliserait l'eau pour se mettre en équilibre avec la pression atmosphérique.

Niveau piézométrique : altitude du plan d'eau

Charge hydraulique : poids de la colonne d'eau au dessus du niveau de référence

Le potentiel hydraulique : est l'énergie nécessaire pour porter l'unité de masse au-dessus du niveau de référence.

Sur le terrain, seule la mesure du NP est accessible

Par convention, les deux paramètres sont identifiés au NP

Les niveaux piézométriques permettent de calculer i « gradient hydraulique ».

$$i = \frac{H1 - H2}{L}$$

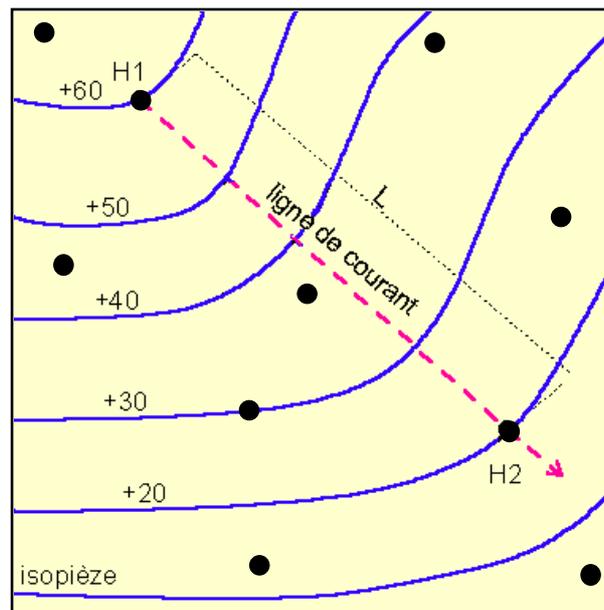


Fig. 13: calcul du gradient hydraulique à partir d'une carte piézométrique.

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

III-Définitions préalables et hypothèses de base en hydrodynamique

III-1- Ecoulements permanents :

Un régime d'écoulement vers un **ouvrage de captage** est dit permanent ou stationnaire si les paramètres qui le caractérisent (pression, température, vitesse, masse volumique, ...), ont une valeur constante au cours du temps.

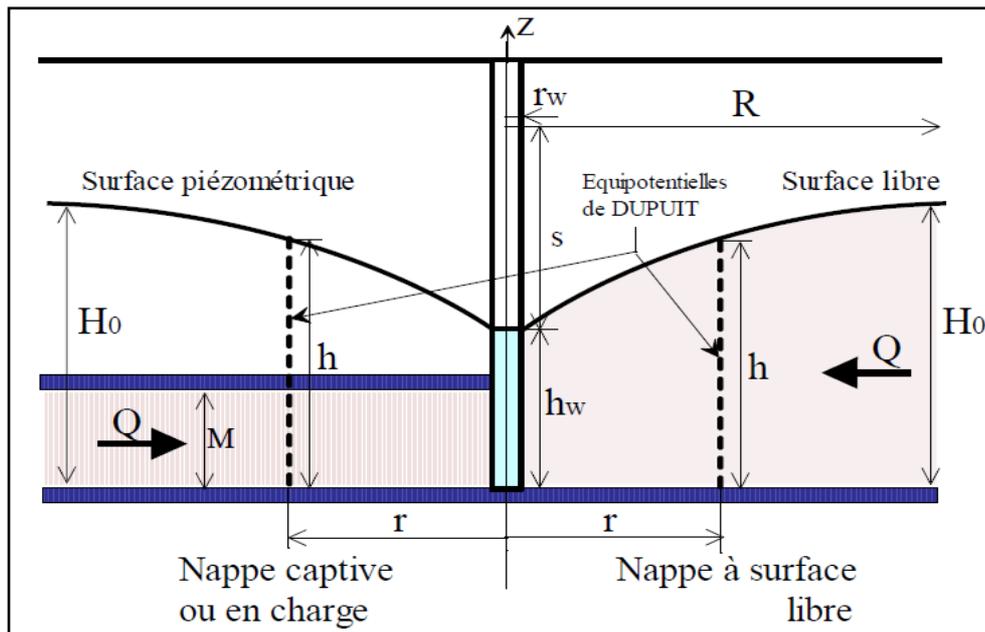


Fig. 14: écoulements vers un ouvrage de captage

Ouvrages de captage

Ouvrages permettant de mobiliser l'eau gravitaire du sol. Ouvrages de captage pour l'approvisionnement en eau:

- **Puits** : diamètre important et faible profondeur
- **Forages** : faible diamètre et profondeur élevée

Ouvrages de captage pour l'élimination des eaux excédentaires:

- nuisibles aux cultures (fossés de drainage, drains, puits de drainage)
- nuisibles aux ouvrages de génie civil.

III-1-1- Nappe libre

Examinons le schéma suivant : un puits où l'on pompe à un débit Q constant et un piézomètre (c'est-à-dire un forage où l'on pratique une prise de pression statique), situé à une distance r du puits, où l'on observe un niveau piézométrique h .

Considérons les hypothèses suivantes:

- l'aquifère a une épaisseur e constante,

- le substratum est supposé horizontal,
- Le milieu infini (ou très grand dans toutes les directions),
- le puits est équipé d'une crépine sur la totalité de l'aquifère,
- le débit Q de pompage est constant.

La vitesse à la distance r est :

$$V = k \frac{\Delta H}{\Delta R}$$

ΔR : étant le trajet du filet liquide.

Ici, nous faisons l'approximation de **Dupuit** en assimilant l'arc dl à sa projection horizontale dr. Ceci est admissible loin de l'axe du puits, mais ne l'est plus au voisinage.

La surface offerte à l'écoulement est $S = 2 \pi r h$ (si h est la hauteur de la nappe à une distance r du puits). Le débit est donc

$$Q = VS = 2\pi r h k \Delta h / \Delta r$$

D'où :

$$\frac{\Delta r}{r} = \frac{2\pi h k}{Q} * \Delta h$$

$$\frac{\Delta r}{r} = \frac{2\pi k}{Q} * h \Delta h$$

Soit en intégrant entre deux distances r1 et r2 où les niveaux piézométriques sont h1 et h2...

$$\ln \frac{r1}{r2} = 2\pi \frac{k}{Q} \int_{h2}^{h1} (h1^2 - h2^2) \text{ Ou}$$

$$\ln \frac{r1}{r2} = \pi \frac{k}{Q} (h1^2 - h2^2)$$

Ou encore, en supposant qu'il existe une distance RA (dite rayon d'action) à partir de laquelle le niveau piézométrique est le même que le niveau initial h0.

$$(h0^2 - h^2) = \frac{Q}{k\pi} \ln \frac{Ra}{r}$$

$$(h0^2 - h^2) = 0.732 \frac{Q}{k} \ln \frac{Ra}{r}$$

$$\text{Or } (h_0^2 - h^2) = (h_0 - h) \times (h_0 + h) = (h_0 - h) \times (2h_0 + h - h_0)$$

Et s = (h0 - h)

$$\text{Donc } s(2h_0 - s) = 0.732 \frac{Q}{k} \ln \frac{Ra}{r}$$

Les courbes caractéristiques [Q = f (s)] sont dans ce cas des paraboles.

III-1-2- Nappe captive

Nous supposerons que les conditions sont les mêmes que précédemment, mais dans ce cas, la nappe est libre et a une hauteur initiale constante h0.

La vitesse à la distance r est

$$V = k \frac{\Delta H}{\Delta R}$$

La surface offerte à l'écoulement est $S = 2 \pi r e$

Donc le débit et :

$$Q = VS = 2\pi r e k \Delta h / \Delta r \quad \text{d'ou}$$

$$\frac{\Delta r}{r} = \frac{2\pi e k}{Q} \Delta h$$

Soit en intégrant

$$\ln \frac{r_1}{r_2} = 2\pi \frac{ke}{Q} [(h_1 - h_2)]$$

Or : $T = ke$

$$\ln \frac{r_1}{r_2} = 2\pi \frac{T}{Q} (h_1 - h_2)$$

Si h_0 est la charge hydraulique initiale, on note $s = h - h_0$ (rabattement).

En supposant qu'il existe une distance R_a (appelé rayon d'action) à partir de laquelle $s \approx 0$,
L'équation (2) devient :

$$2.3 \log \frac{R_a}{r} = 2\pi \frac{T}{Q} S$$

Ou encore

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R_a}{r} = 0.366 \frac{Q}{T} \ln \frac{R_a}{r}$$

Cette relation est également appelée *formule de Dupuit*.

NB : cette notion de rayon d'action est discutable (et contesté) car lié à la signification de $s \approx 0$. Il était préférable de définir par rapport à une valeur absolue, par exemple : $s = 10^{-2}$. Cette notion est également fonction du moment où l'on considère que l'on a atteint le régime permanent. En effet le rabattement est fonction du temps de pompage, la formule du rabattement en régime permanent peut aussi être soustraite de la formule générale du rabattement en régime transitoire, quand les temps de pompage sont très longs.

Les courbes caractéristiques [$Q = f(s)$] *sont des droites*.

III-2- Les essais de pompage

Un essai de pompage est une opération dont l'objectif principal est connaître l'aquifère (transmissivité T et coefficient d'emmagasinement S) essai de nappe et pour connaître l'ouvrage essai de puits. Pour cela, pour un débit connu, les rabattements sont mesurés dans le puits et dans un ou plusieurs piézomètres situés à des distances connues du puits. Les essais de pompage peuvent être interprétés en régime transitoire ou permanent.

- Essai par paliers : *série de paliers de débits* différents et croissants, d'une durée de une heure généralement,
- Essai de nappe : *pompage de « longue durée »*, à débit constant pendant une durée d'un

jour à une semaine (dans la plupart des cas).

Nb : Pendant les pompages d'essai, les débits et les niveaux d'eau (dans le forage et dans les piézomètres à proximité) sont obligatoirement mesurés.

III-2-1- Essai de puits

L'essai de puits consiste à réaliser un **pompage par paliers** qui permet d'établir la courbe caractéristique de l'ouvrage : c'est la courbe des rabattements dans l'ouvrage en fonction des débits pompés. Elle constitue la fiche d'identité de l'ouvrage.

III-2-1-1- Le débit critique :

Cette courbe présente généralement une première partie linéaire, puis une augmentation rapide du rabattement en fonction du débit, traduisant un passage en régime d'écoulement turbulent. Le passage d'un écoulement majoritairement linéaire à un écoulement turbulent correspond à un débit appelé « **débit critique** ». Il est parfois possible de mettre en évidence graphiquement le débit critique en repérant le point d'inflexion qui sépare les deux portions de courbes. Dans la pratique, cette détermination est un peu subjective : elle est fortement liée à la position des points de l'essai par palier et dépendante de la bonne exécution du test. Pour vérifier que l'essai par paliers s'est déroulé sans perturbations (telles que des influences externes, le développement ou le colmatage de l'ouvrage pendant l'essai), le graphique des rabattements spécifiques (s/Q) en fonction du débit (Q) doit donner une droite.

La détermination du débit critique par le calcul, dite méthode du point d'équivalence entre les pertes de charges linéaires et quadratiques, applicables dans la plupart des cas (sauf cas particuliers : karsts et milieux très transmissifs, dénoyage de venue d'eau en milieu fracturé...). La courbe caractéristique est également un des critères pour fixer le rabattement maximal admissible susceptible de limiter le débit d'exploitation (afin d'éviter de dénoyer la pompe, les crépines ou des venues d'eau).

Le pompage par paliers de la figure ci-dessous présente 4 paliers de débit d'une heure, séparés par des arrêts de pompage, nécessaires pour que la nappe retrouve son niveau d'origine. Les rabattements (S_i) varient de 3 à 12 m environ sur cet exemple.

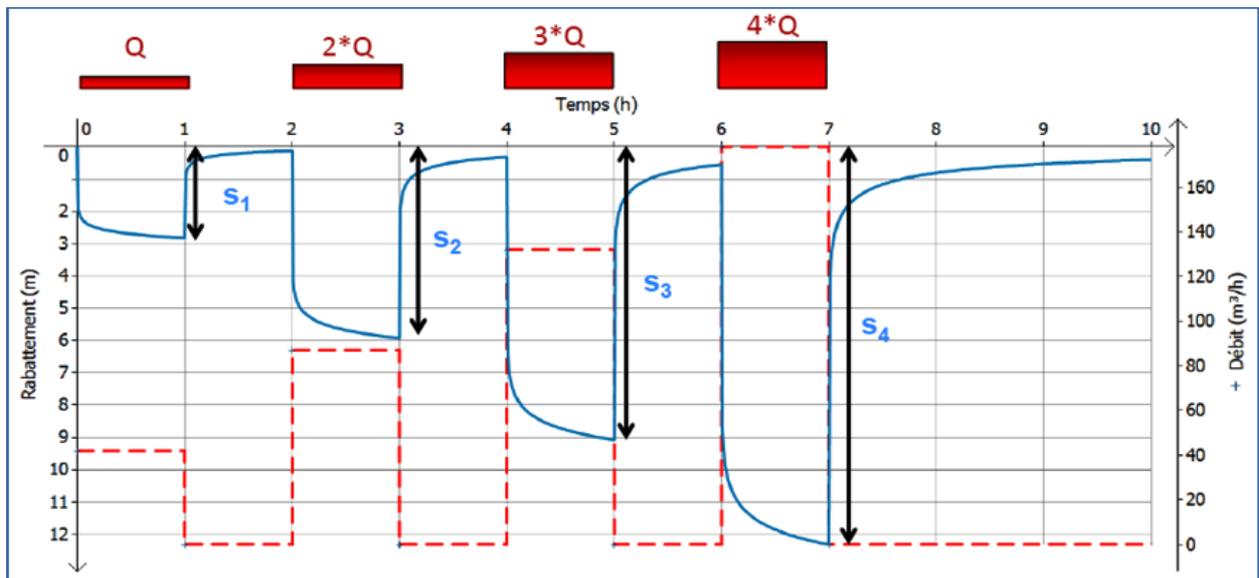


Fig. 15 : le pompage par paliers

III-2-1-2- La notion de pertes de charges linéaires et quadratiques

Le rabattement peut s'exprimer et se décomposer en deux termes :

$$s = BQ + CQ^2$$

Le premier terme (BQ) correspond au rabattement induit par des pertes de charge linéaires dues à la circulation de l'eau dans l'aquifère et à proximité du forage.

Le deuxième terme (CQ²) correspond à un rabattement additionnel induit par des pertes de charge quadratiques, c'est-à-dire proportionnelles au carré du débit (ou de la vitesse de l'eau). Elles sont :

- provoquées par l'écoulement turbulent dans les crépines et dans le massif de gravier (mis en place dans le trou du forage, entre le tubage et le terrain naturel),
- négligeables dans l'aquifère, mais au-delà d'une certaine valeur, appelée débit critique, elles peuvent devenir prépondérantes et néfastes à proximité immédiate du forage,
- dépendantes de l'équipement du captage (un équipement bien conçu réduit les pertes de charge quadratiques).

Il faut éviter de pomper au-delà du débit critique pour 2 raisons :

- éviter l'augmentation de la dépense énergétique du pompage,
- éviter les risques de détérioration de l'ouvrage : remaniement du massif de gravier avec perte de son rôle de filtre et venues d'eau turbide, érosion des crépines, usure de la pompe, etc.

Les pertes de charge quadratiques sont déterminées par le pompage par paliers, avec plusieurs couples de valeurs débit-rabattement (3 à 5 généralement).

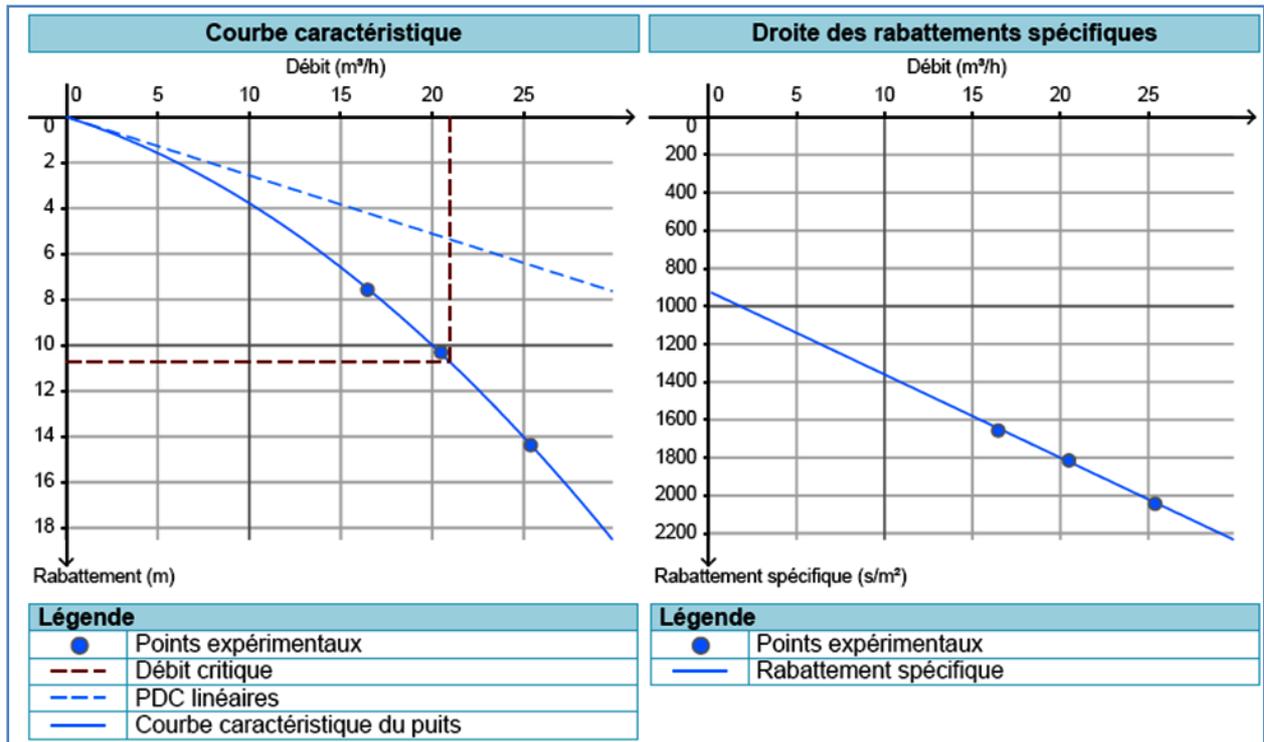


Fig. 16 : Interprétation d'un essai de puits

III-2-2- Essai de nappe :

La réaction de la nappe à un pompage va se traduire par des rabattements au sein de l'aquifère et en particulier dans le forage. Le rabattement sera maximal au point de prélèvement, puis se propagera dans l'espace à partir de ce point. L'importance de la baisse des niveaux est liée aux caractéristiques hydrodynamiques de la nappe (à qualité d'ouvrage et débit de pompage identiques).

Ces *caractéristiques hydrodynamiques* se résument essentiellement à deux paramètres :

- le 1^{er} caractérise la capacité de stockage : c'est le *coefficient d'emmagasinement* (**S**), équivalent à une porosité : plus les vides dans le terrain sont importants, plus l'eau pourra être emmagasinée dans l'aquifère.

NB : ne pas confondre l'emmagasinement « S » avec le rabattement de la nappe « s »

- le 2^e caractérise l'aptitude de l'aquifère à se laisser traverser par l'eau, en lien avec la connexion des vides entre eux. Ce paramètre est appelé « *transmissivité* » (**T**) qui est égal à la perméabilité multipliée par l'épaisseur saturée de l'aquifère.

D'autres aspects de l'aquifère interviennent également sur la relation « débit de pompage/niveau ». Certains peuvent être reconnus lors du *pompage d'essai de longue durée* (ou essai de nappe) : limite alimentée (tel un cours d'eau alimentant la nappe sous l'effet du pompage), limite étanche (aquifère bordé par une formation argileuse, une faille, un changement de faciès), alimentation par drainance à partir d'un autre aquifère...

Dans l'exemple ci-dessous, le pompage a été réalisé à 12 m³/h pendant 8 h. Le rabattement maximal est légèrement supérieur à 2 m. La remontée des niveaux après arrêt des pompes doit être également suivie.

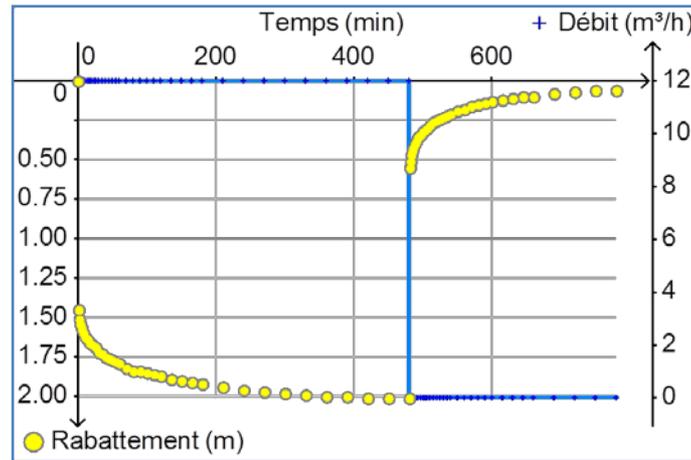


Fig. 17 : le rabattement en fonction du temps

III-2-2-1- Exemple d'interprétation

Les méthodes graphiques étaient les méthodes traditionnelles pour estimer les paramètres hydrauliques de la nappe. Elles ont été remplacées par des méthodes de calcul par logiciel qui présentent plus de souplesse, de capacité numérique et de rapidité.

Par ajustement graphique interfèrent aux rabattements observés. Les effets perturbateurs (effet de capacité, effet de vidange, pertes de charges quadratiques) sont pris en compte de même que les effets de limites (alimentée, étanche). On peut interpréter le test même si les débits sont variables, ce travail est beaucoup envisageable avec les moyens informatiques de calcul. La courbe rouge représente la courbe théorique selon la méthode de **Theis**, obtenue après ajustements des paramètres T et S.

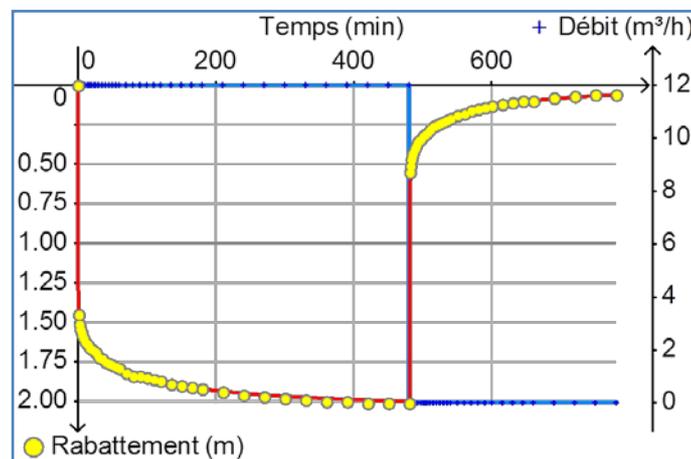


Fig. 18 : essai de nappe

Le schéma d'interprétation de base est celui de **Theis** (1935) qui exprime le rabattement en fonction du débit et qui dépend de :

- T = transmissivité
- S = coefficient d'emmagasinement
- t = temps
- r = distance au forage

Formule de Theis : $s = 0.08 * Q * W(u) / T$

$W(u)$ = fonction connue et tabulée avec $u = r^2 * S / 4Tt$

Avec :

- s = rabattement
- Q = débit

La formule de Theis peut être approchée par la formule logarithmique de Jacob sous certaines conditions ($u < 0.001$). Soit :

$$s = 0,183 * (Q/T) * \log ((2,25 * T * t) / (r^2 * S))$$

D'autres formules analytiques permettent de prendre en compte des cas de plus en plus complexes comme par exemple :

- Drainance à partir d'une éponte semi-perméable,
- Milieu à double porosité
- Milieu fracturé

Les interprétations des essais de nappes continuent à être améliorées par de nouvelles méthodes d'interprétation comme par exemple, la *méthode des dérivées* (dérivée du rabattement en fonction du logarithme du temps) qui permet de faire un diagnostic des régimes d'écoulements durant le pompage (écoulement radial, contraint, effet de limite, drainance, etc), et par de nouvelles technologies de mesure (enregistrement du niveau d'eau à des pas de temps courts).

Remarque : Les essais de puits et de nappe font partie intégrante de la réalisation d'un forage. Il ne faut évidemment pas négliger d'autres aspects de ce type de projet : études d'implantation, conception du forage, position des crépines, exploitation d'un seul aquifère par ouvrage, développement et mise en production de l'ouvrage, protection de l'ouvrage contre des pollutions... et enfin rebouchage dans les règles de l'art de l'ouvrage en fin de vie.

Nb : Dans les cas particuliers tel que les aquifères limités par au moins une frontière, Aquifère anisotrope. Aquifère en biseau. Aquifère fissuré et aquifère karstifiés. On peut appliquer d'autres méthodes (Cooper-Jacob, Scott-Aron, superposition de l'écoulement ou la théorie des images, méthode de Warren-Root et la Méthode de Drogue).

Le Rapport d'un essai de pompage doit contenir au minimum:

- ✓ Carte de localisation du forage d'essai et des ouvrages voisins,
- ✓ Carte géologique avec localisation des ouvrages et des limites imperméable ou d'alimentation
- 3. Coupe lithologique et technique du forage d'essai et des piézomètres
- ✓ Tableau des données brutes (s , Q) avec date et conditions de l'essai
- ✓ Éventuellement limnigramme illustrant les corrections appliquées sur les données
- ✓ Courbes et interprétations des pompages d'essai par palier (essai de puits), Commentaires
- ✓ Courbes des essais de nappe (représentation linéaire, bi-logarithmique, et adaptée à la méthode d'interprétation)
- ✓ Commentaire sur le raisonnement suivi pour choisir la méthode d'interprétation

- ✓ Calculs abrégés et résultats obtenus, discussion sur le degré de confiance (concordance courbe théorique, courbe mesurée)
- ✓ Éventuellement modélisation d'exploitation
- ✓ Recommandation pour l'exploitation ou pour des recherches futures

IV-Hydrogéologie karstique

IV-1- Le karst : définition

Le Karst, nom allemand de la zone des plateaux calcaires du nord-ouest de la péninsule balkanique entre la Carniole et l'Istrie.

Ensemble de formes de surface et souterraines résultant de la dissolution de calcaires ou de dolomies par les eaux souterraines rendues acides par le dioxyde de carbone. Par extension, ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite), dénommé aussi pseudo-karst.

Le karst dans le monde : 12 % des terres émergées

IV-1-1- Morphologie karstique

La morphologie karstique se distingue des autres paysages par :

Ensemble de formes de surface (*exokarst*) et de formes souterraines (*endokarst*) intégrées les unes aux autres.

En surface, pas de vallées, sinon démantelées et sèches, mais des *dépressions fermées* plus ou moins profondes et plus ou moins étendues, de 10 m à plusieurs km de diamètre.

IV-1-2- Sols, formes superficielles et épikarst :

Une grande diversité morphologique et hydrographique est constatée dans les différentes régions karstiques (Figure). La composition chimique de la roche et le climat, sa couverture sédimentaire, la tectonique de la région, la présence et l'épaisseur de couches imperméables intercalées, sont des facteurs qui peuvent contrôler l'évolution de la karstification et provoquer des différences morphologiques considérables entre les régions karstiques.

On peut distinguer les formes karstiques de surface (*exokarst*) des formes souterraines (*endokarst*). Les dolines, avec les lapiaz sont, les premières expressions du karst en surface, même si on peut des fois retrouver ces morphologies plus en profondeur, particulièrement sous une couverture de sol (Figure). Les poljés, gouffres, avens et ouvalas sont également des formes superficielles exceptionnels par leurs dimensions car si les poljés et les ouvalas peuvent s'étaler sur de larges surfaces, les gouffres et les avens peuvent parfois atteindre des profondeurs de plusieurs centaines de mètres comme dans le système de Mammoth Cave aux Etats-Unis (Palmer, 1989)⁵. En profondeur justement, on peut trouver des cavités de plus ou moins grande dimension, ainsi que des réseaux de conduits se développant parfois sur plusieurs dizaines de kilomètres linéaires et plusieurs centaines de mètres verticalement. Toutes ces morphologies sont très bien décrites dans les ouvrages de Nicod (1972) et Salomon (2006).

⁵ Palmer, A.N. 1989. Geomorphic history of the Mammoth cave system. In Karst Hydrology: Concepts from the Mammoth cave area, WhiteWB, WhiteEL (eds). Van Nostrand Reinhold: New York, 317-327.

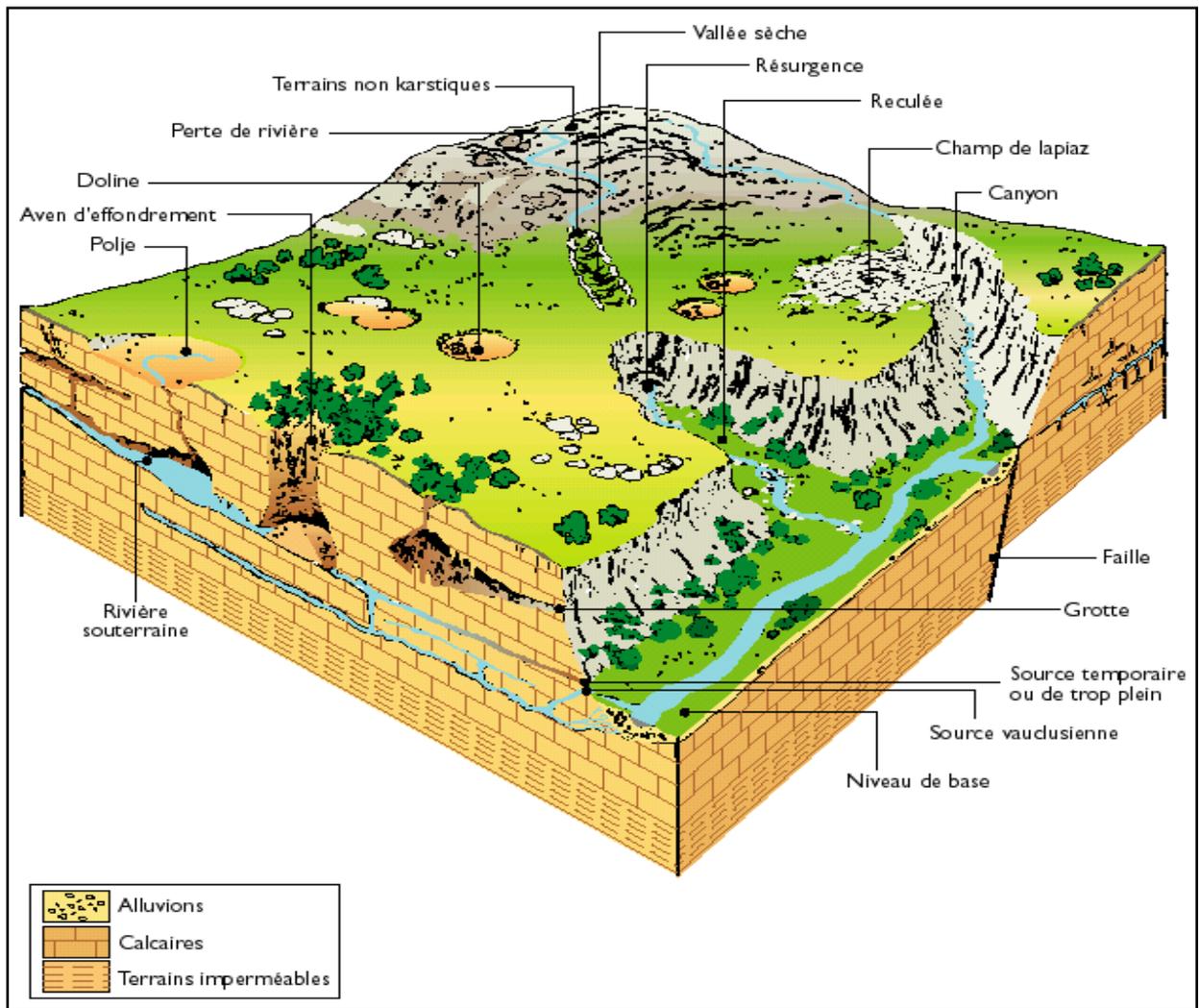


Fig.19: Paysage et morphologie karstiques.

Le lapiaz : (aussi appelé lapié, lapiéz, lapiés, lapiès ou Karren, mot d'origine jurassienne), est une formation géologique de surface dans les roches carbonatées.

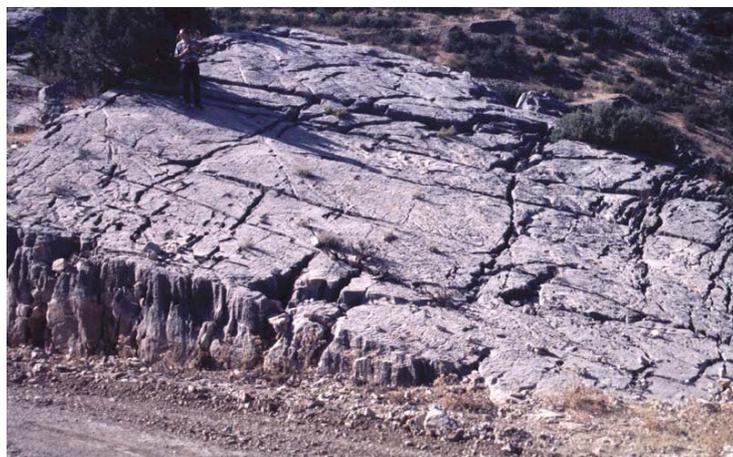


Fig. 20 : champ de lapiaz (Michel Bakalowicz Montpellier 2002)

Doline : Une doline est une forme caractéristique d'érosion des calcaires en contexte karstique. La dissolution des calcaires de surface conduit à la formation de dépressions circulaires mesurant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de diamètre.

Poljés : Dépression fermée d'origine karstique, de grandes dimensions (quelques kilomètres, ou même quelques dizaines de kilomètres de longueur), à fond plat et à bordures escarpées.

Un aven d'effondrement ; est un abîme, formation géologique caractéristique des régions karstiques. Il est le plus souvent formé par l'effondrement de la voûte d'une cavité karstique (ou grotte) dû à la dissolution des couches calcaires par l'eau de pluie.

Canyon ; Une gorge (appelé aussi en anglais *canyon*, de l'espagnol *cañón*), est un passage encaissé entre deux reliefs résultant de l'érosion hydraulique sur tout type de roche mais préférentiellement sur les sédimentaires. Une gorge peut-être confondue avec une cluse ou un défilé.

Résurgence : Réapparition à l'air libre, au terme de son parcours souterrain, d'un écoulement de surface qui avait disparu par une perte en amont.

Rivière souterraine : Drain karstique noyé de façon permanente dont la sortie est une source karstique.

Gouffre : Ouverture naturelle par laquelle s'engouffre de l'eau, donnant accès au réseau karstique souterrain.

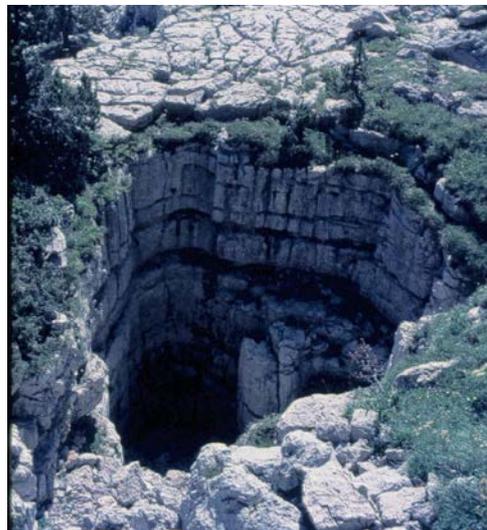


Fig. 21 : avens d'effondrement (Michel Bakalowicz Montpellier 2002)

Source karstique : Exutoire principal, souvent unique, d'un bassin d'alimentation carbonaté.

IV-2- Caractère hydrodynamique du karst

Le fonctionnement des aquifères karstiques est étudié globalement, c'est à dire à l'échelle du bassin hydrogéologique en analysant les eaux à l'exutoire du système. de vue hydrochimique en étudiant les ions de l'eau et les isotopes (*Plagnes, 1997; Emblanch, 1997*), d'un point de vue hydrodynamique en étudiant les variations des débits par rapport aux entrées de pluie efficace a

travers les zones d'alimentation et/ou d'infiltration (Labat, 2000) ou encore à l'aide de modèles pluie-débit (Moussu et al., 2011). La plupart du temps, plusieurs de ces approches sont combinées aux nombreux travaux similaires et des observations in-situ, l'aquifère karstique proprement dit est divisé en trois zones principales: l'*épikarst*, la zone d'infiltration (*zone non saturée*) et la zone noyée (*zone saturée*) (Bakalowicz, 1979). Dans la zone noyée (Figure), les conduits assurent le rôle transmissif de l'aquifère, tandis que le côté capacitif est plutôt localisé dans les cavités moins bien connectées aux drains et aussi dans les fractures et la porosité intergranulaire de la matrice rocheuse. Des études de décharge de conduits avec des traceurs ont montré des zones plus ou moins transmissives dans le réseau de drains (Morales et al., 2010). La zone d'infiltration fait elle aussi l'objet d'études hydrodynamiques avec notamment des pluviomètres installés sous des stalactites pour corrélérer ce signal à celui de la pluie (Baker et Brunson, 2003; Arbel et al., 2010). Les auteurs ont montré un effet piston (transfert de pression entre la pluie nouvelle et les eaux plus profondes) et un mélange entre eaux d'infiltration rapide et eaux ayant un certain temps de séjour dans le système karstique. Ces phénomènes ont déjà été décrits dans la littérature à partir de l'analyse chimique à l'exutoire (Plagnes, 1997).

La zone d'alimentation est la partie la plus proche de la surface. Cette partie est caractérisée par un fort degré de fracturation et d'altération. Les eaux d'infiltration peuvent être temporairement retenues en formant un petit réservoir temporaire perché : l'*épikarst* (Figure). Cette zone saturée temporaire et discontinue, constitue l'aquifère épikarstique, elle assure l'interface entre le karst sous-jacent et les phénomènes externes et une alimentation permanente via l'infiltration lente vers la zone noyée (Perrin et al., 2003). Les eaux y sont soumises à l'évapotranspiration.

Il faut noter également que même si la majorité de la porosité de l'*épikarst* est souvent représentée par des fractures, on peut aussi y trouver des conduits ainsi qu'une porosité matricielle (plus forte pour les dolomies par ailleurs).

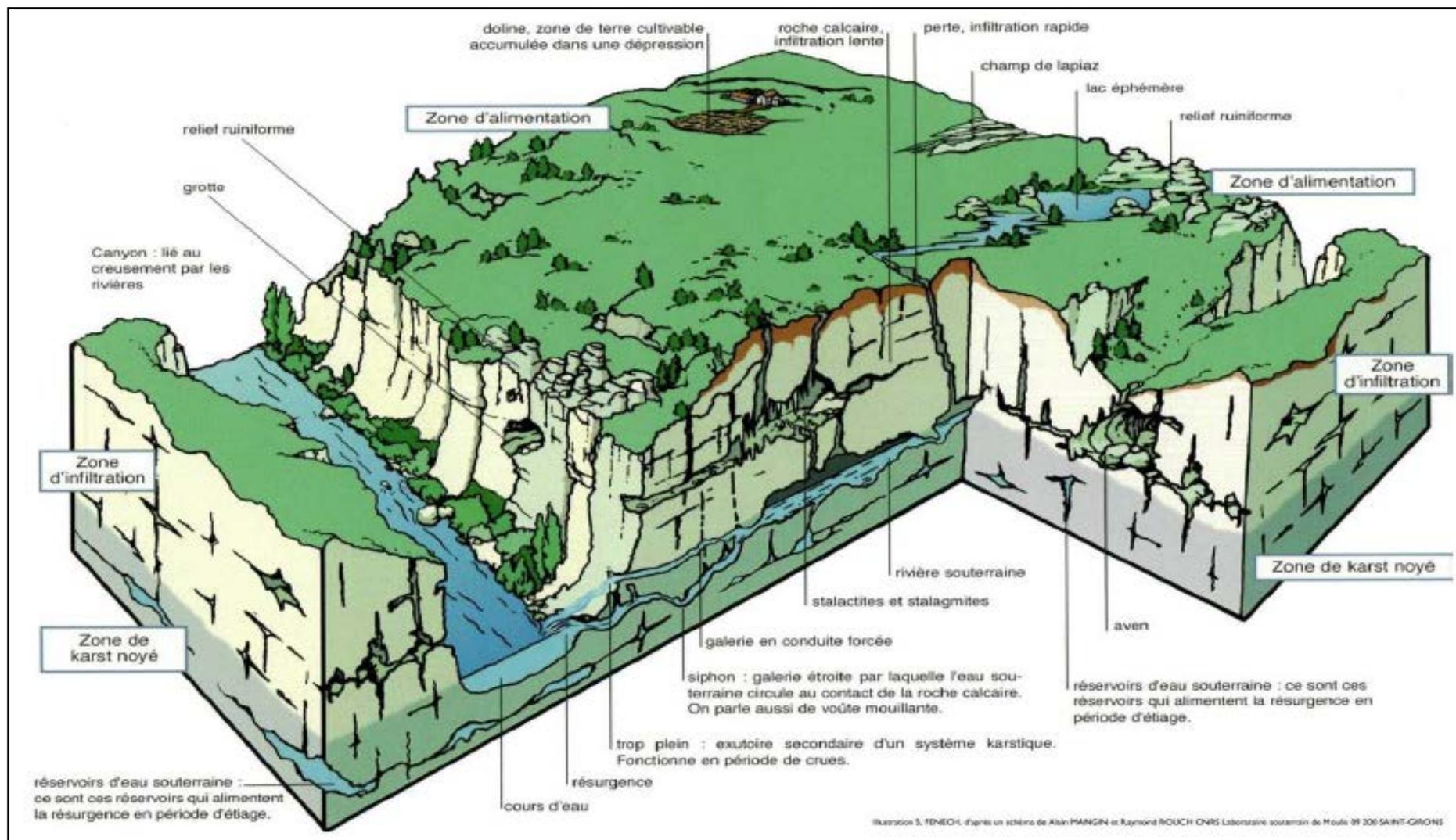


Fig.22 : Coupe et paysage synthétique d'un aquifère karstiques. (D'après Mangin, 1975).

IV-3- Karstification et type d'altérations

Le système karstique provient d'une structuration spatiale et temporelle d'un ensemble de vides creusés au détriment de discontinuités dans une masse rocheuse grâce à une dissipation d'énergie (Quinif, 1998)⁶.

- La dissipation d'énergie résulte de la changement de trois types d'énergies (chimique, potentielle et mécanique) : l'énergie chimique est la dissolution des roches carbonatées et la mise en solution d'ions de calcium et d'hydrogénocarbonate (Ca^{2+} , HCO_3^- par exemple) et la précipitation de particules solides (argiles, sables...). L'eau acquiert un potentiel chimique plus important si elle est chargée en CO_2 (les pluies acides). L'énergie potentielle permet l'évacuation des particules solides et en solution et donc dépend de la différence d'altitude entre l'entrée (impluvium) et la sortie (la vallée) et aussi de la quantité d'eau reliant ces deux points.

Et enfin, l'énergie mécanique, produisant et ré-ouvrant la fracturation ou provoquant la subsidence du massif, ce qui accroît l'énergie potentielle.

Les discontinuités du massif rocheux permettent une circulation des eaux souterraines par certaines type de fractures, dépendant de la perméabilité de celles-ci et donc des directions de contraintes tectoniques et du gradient hydraulique.

- La structuration temporelle et spatiale qui aboutit à la formation du système karstique résulte de la distraction des énergies mises en œuvre dans un système ouvert. Le système de drainage tend à s'organiser de mieux en mieux au fil du temps.

C'est donc à partir de la surface que va se développer la majorité de l'altération, là où les eaux se seront chargées en CO_2 pédologique créant ainsi d'exceptionnelles morphologies karstiques de subsurface.

L'altération chimique joue un grand rôle dans la karstification car elle est à la base de l'exportation de matière hors du système (Ford et Williams, 1989). Cependant, les observations spéléologiques et en surface ont permis de dégager plusieurs modes d'actions parmi lesquels:

IV-3-1- La corrosion

C'est le mode d'action le plus couramment invoqué pour expliquer la création des vides en surface comme en profondeur. L'action chimique de l'eau sur la roche provoque le départ de matière et donc la formation de vides.

IV-3-2- La cryptoaltération

La cryptoaltération se développe au contact des calcaires et d'une couverture plus perméable et non karstifiable (Jaillet, 2000 ; Salomon, 2006). L'eau se charge en CO_2 dans les sols et la couverture, et dissout le calcaire à l'interface. Ce processus ne produit pas de vides car la couverture s'enfoncé dans les zones où la matière a été dissoute. On peut ainsi trouver des cryptolapiaz et des crypto-dolines comme la montre la Figure 21.

⁶ Quinif Y, 1998. Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, 31, 1-11.

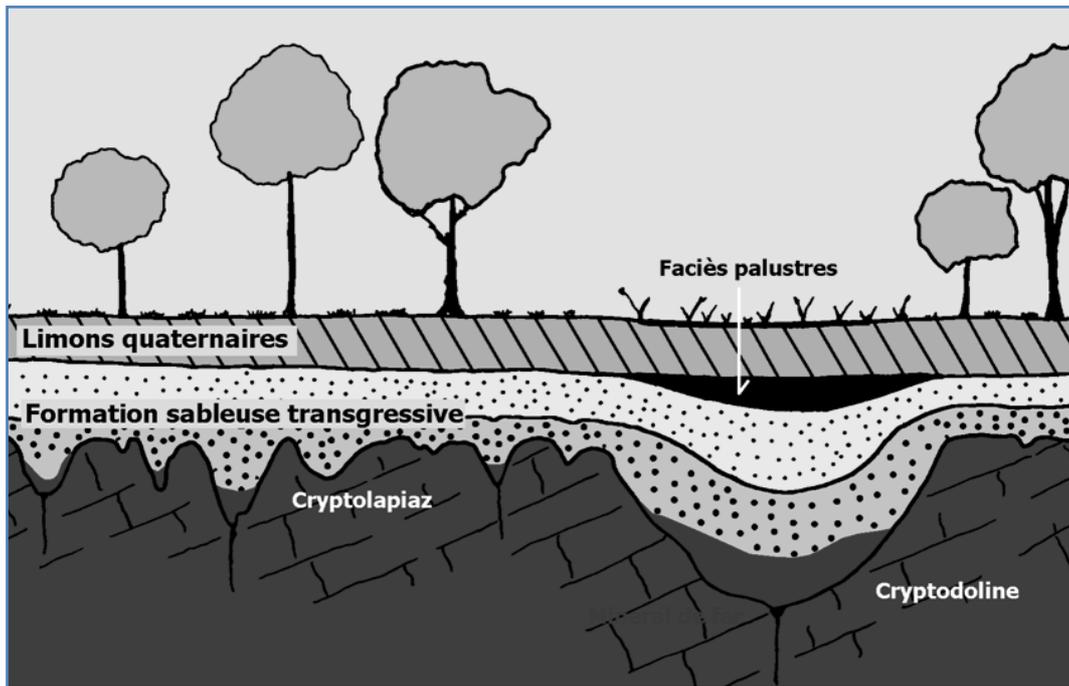


Fig.23 : Coupe de principe au travers d'un cryptokarst. Le toit du calcaire est découpé en lapiaz à gauche et cryptodoline à droite sous la couverture perméable sableuse. (Quinif, 2010)

IV-4- Méthodes d'analyse de l'aquifère karstique

IV-4-1- Caractérisation de l'architecture :

- Cadre géologique (lithologie et structure)
- Cadre morphologique (relief)

IV-4-2- Caractérisation de la structure karstique :

- Morphologie karstique
- Inventaire des phénomènes karstiques et des points d'eau

IV-4-3- Caractérisation du fonctionnement par l'analyse :

- des mouvements de l'eau
- du traçage naturel
- du traçage artificiel

Processus de base : le karst résulte de la dissolution d'une roche carbonatée par de l'eau de précipitation.

Solubilité des carbonates dans l'eau pure comparée à celle d'autres sels

- | | |
|--|---------------------------------------|
| 1. - <i>Calcite</i> CaCO_3 : | $K_s = 3,80 \cdot 10^{-9}$ 5 mg/l |
| 2. <i>Aragonite</i> CaCO_3 : | $K_s = 6,09 \cdot 10^{-9}$ 5,5 mg/l |
| 3. <i>Magnésite</i> MgCO_3 : | $K_s = 5,75 \cdot 10^{-9}$ 5,5 mg/l |
| 4. <i>Dolomite</i> $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$: | $K_s = 10^{-17}$ 1,5 mg/l |
| 5. <i>Gypse</i> $(\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O})$. | $K_s = 2,5 \cdot 10^{-5}$ 1500 mg/l |
| 6. <i>Anhydrite</i> CaSO_4 : | $K_s = 2,831 \cdot 10^{-5}$ 2200 mg/l |
| 7. <i>Halite</i> NaCl : | $K_s = 10^{-3}$ 310 000 mg/l |

K_s : constante de dissociation

Les minéraux carbonatés et les roches qu'ils constituent sont bien moins solubles que les évaporites!

Solubilité de la calcite dans l'eau associée à une phase gazeuse contenant du CO₂

- pCO₂ = 0,5 mg/l
- pCO₂ = 0,03 10⁻² (atmosphère) 50 mg/l
- pCO₂ = 0,1 10⁻² (sol de montagne) 115 mg/l
- pCO₂ = 1 10⁻² (sol, climat tempéré) 215 mg/l
- pCO₂ = 3 10⁻² (sol, climat méditerranéen) 315 mg/l
- pCO₂ = 10 10⁻² (production de CO₂ profond) 650 mg/l

IV-4-4- Dissolution des roches carbonatées

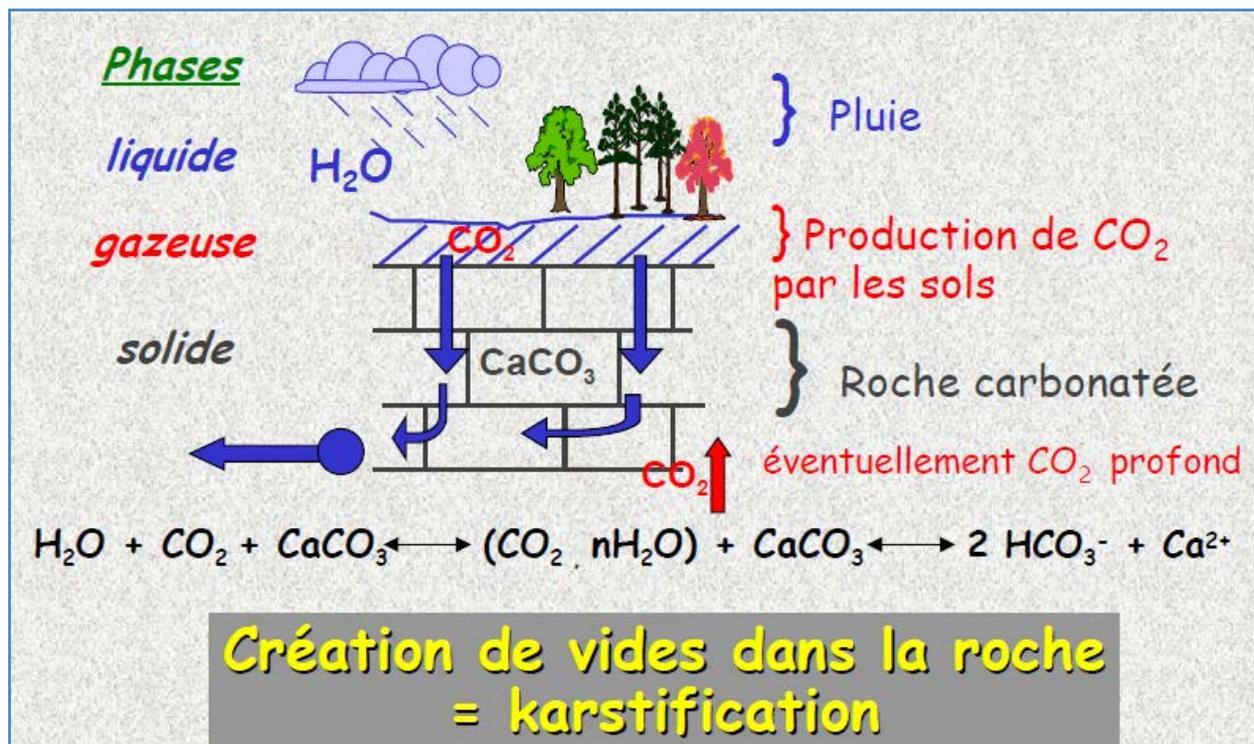


Fig. 24 : phases de dissolution d'une formation carbonatée

Le CO₂ présent dans l'eau est-il suffisant pour créer le karst?

Les principales sources de CO₂ (Bakalowicz, 1979 ; Plagnes, 1997) sont le sol (karsts météoriques) ou les venues profondes (karst hydrothermal). Il faut ajouter la minéralisation de la matière organique naturelle (acides humiques et fulviques), qui peut donner jusqu'à 30 % des hydrogénocarbonates de l'eau, ainsi que celle de la matière organique anthropique, carbone organique de la pollution par les eaux usées, les effluents d'élevage ou l'épandage d'engrais organiques.

Pour que l'eau agressive puisse s'infiltrer, il est nécessaire que la dissolution fait sur des discontinuités préexistantes (joints de stratification, diaclases, failles) qui permettront un drainage souterrain de l'eau, des ions produits et des résidus insolubles de la dissolution (argiles, silicates).

Non, certainement!! Mais le CO₂ est nécessaires :

- de l'eau et du CO₂, pour dissoudre la roche,
- un gradient hydraulique, pour évacuer les matières dissoutes et renouvellement du stock.

On appelle l'ensemble de ces conditions nécessaires: le potentiel de Karstification

IV-4-5- Le potentiel de karstification

C'est l'ensemble des conditions externes imposées à un système karstique : un « moteur » de l'écoulement + un solvant

- Moteurs possibles = gravité, gradients de densité (température, salinité)
- Solvants possibles = CO₂ ou H₂S + eau, mélange d'eaux de salinités différentes.

IV-5- La karstification

un processus évolutif qui accroît la perméabilité du massif tant que celui-ci reste capable d'éliminer ses insolubles. La vitesse d'évolution est fonction de l'état de sous-saturation de la solution vis-à-vis des minéraux constitutifs de l'aquifère, mais avant tout, de la solubilité de ces minéraux et des flux d'eau entraînant les ions mis en solution (pluie efficace). Ainsi, l'évolution de la karstification des gypses est-elle visible à l'échelle annuelle, celle des karsts des carbonates à une échelle séculaire.

L'aspect spectaculaire du karst est son modelé superficiel et souterrain (Figure.23), avec ses conséquences hydrogéologiques :

- différenciation des zones à infiltration diffuse (lapiés nus ou sous couverture), localement concentrée (dolines), ou concentrée (ponors ou pertes) ;
- équilibre hydraulique à grande variation piézométrique entre eau de surface et nappe karstique (poljés, estavelles, trop-pleins) dû à la saturation des conduits ;
- sources peu nombreuses, à fort débit, débouchés d'un conduit drainant un vaste impluvium.

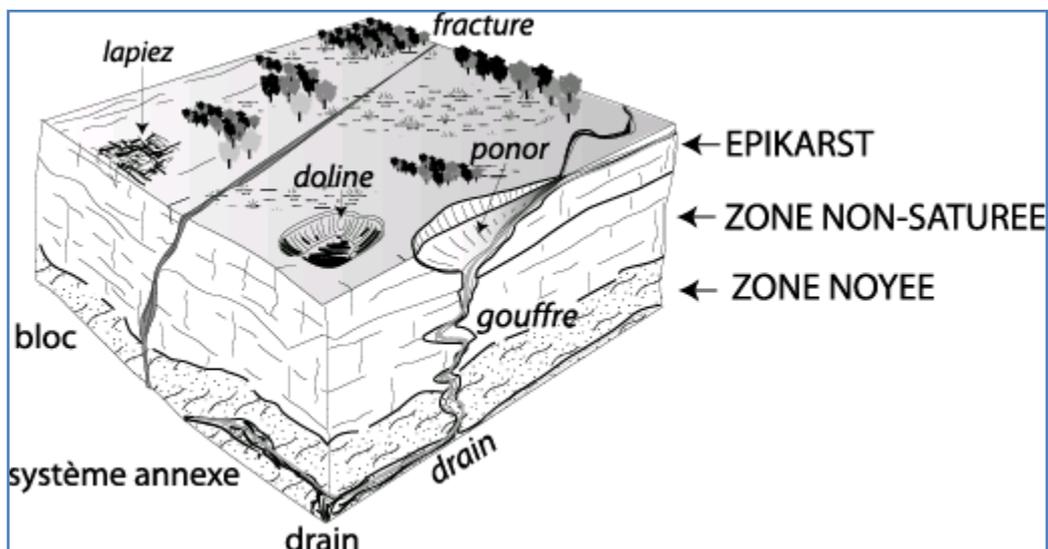


Fig. 25 : Modelé karstique et fonctionnement hydrogéologique

IV-5-1- Polyphasage :

La karstification se met en place dès que des roches carbonatées sont soumises à l'action de l'eau douce. Elle affecte, par exemple, les platiers coralliens dès leur émergence sous l'effet de l'eustatisme ou de la tectonique. La karstification d'une zone calcaire peut donc 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. L'évolution de cette énergie potentielle au cours du temps peut être induite par un accroissement de la perméabilité, une orogénèse, la néotectonique, les variations eustatiques). La genèse polyphasée des massifs karstiques en fait des milieux géométriquement complexes (alternance de phases d'enfoncement et de phases d'équilibre avec le niveau de base local), ce qui se traduit par une modification des zones d'écoulement au cours du temps (colmatages, décolmatages, inversions de circulations).

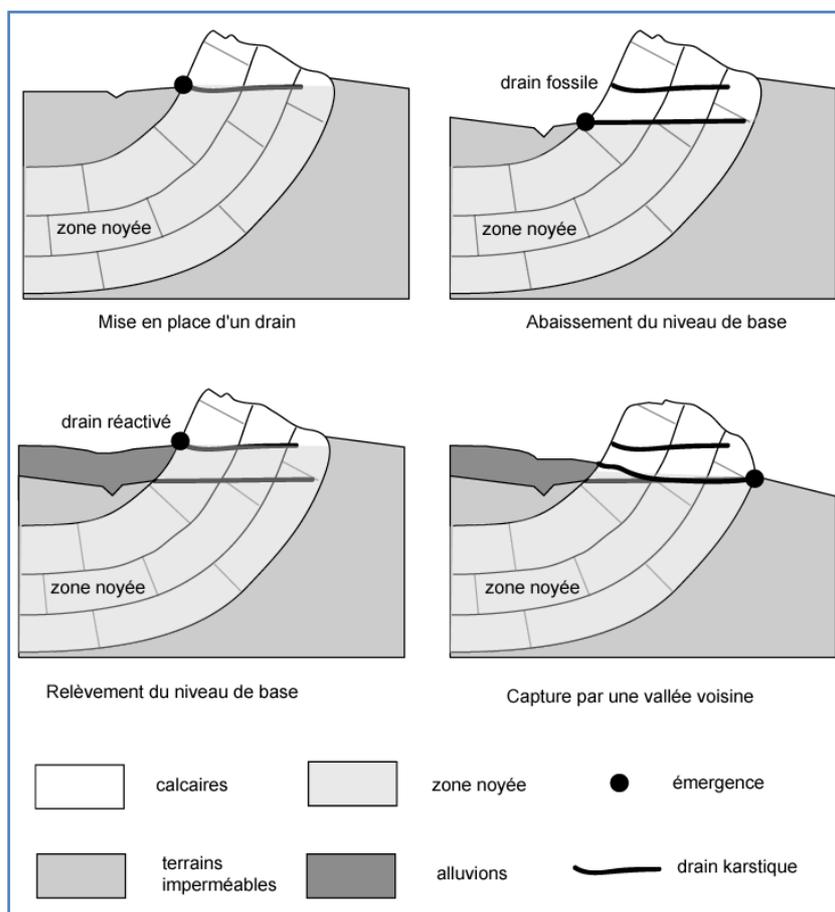


Fig.26 : Polyphasage d'un système karstique (J. Mudry 2007)

IV-6- L'hydrosystème karstique : organisation spatiale

IV-6-1- Principe général

Par rapport à un aquifère poreux, le karst montre une structure hétérogène et anisotrope à toutes les échelles. La notion de VER 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 (fig. jm5) :

- 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, pénétrable par les spéléologues). Ce réseau est donc bien hiérarchisé ;

- les systèmes annexes au drainage, capacitifs, mais aujourd'hui mal connectés au drain. Certains de ces vides, situés au voisinage de l'axe du drainage peuvent y avoir été connectés dans le passé (paléokarsts).

De l'amont vers l'exutoire, le karst apparaît comme un réseau hydrographique de surface, dont les faibles écoulements de l'amont confluent vers l'aval pour donner des drains de plus en plus importants, mais de moins en moins nombreux.

Verticalement, le karst se différencie des autres hydrosystèmes par sa zone non-saturée (ZNS) à structure différenciée (Mangin, 1975). Du haut vers le bas, on distingue :

- l'épikarst, zone décomprimée dans laquelle la dissolution a agi dans toutes les directions pour élargir les discontinuités. L'épikarst est moins anisotrope que le reste de la ZNS. C'est un milieu très perméable, capable de stocker une partie non négligeable des précipitations. Dans les karsts méditerranéens, l'épikarst correspond à une RFU de 15 à 30 mm. Le caractère superficiel de l'aquifère qui peut y exister (aquifère épikarstique) permet une reconcentration des isotopes lourds de l'eau (oxygène-18, deutérium) et des solutés apportés par la pluie (halogénures, alcalins) ;
- la zone non-saturée au sens strict, peu ouverte, découpée par des accidents tectoniques. Non-saturé signifie que l'ensemble de cette zone n'est pas rempli d'eau ; cependant, des écoulements pérennes y sont observables comme dans le Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) à Rustrel (galerie de l'ancien PC de tir du plateau d'Albion), où ils sont inférieurs au L.mn-1, ou dans la rivière souterraine d'Albion à Saint-Christol (Vaucluse), où ils atteignent plusieurs dizaines de L.s-1 ;
- la zone noyée, caractérisée par ses blocs microfissurés, son drain et ses systèmes annexes.

IV-6-2- Fonctionnement hydraulique

Les conséquences hydrauliques de cette structure très différenciée sont que :

- les trajets dans la zone noyée sont à forte composante horizontale, avec un rôle important des drains. Les écoulements dans ces chenaux très ouverts peuvent être turbulents, occasionnant des remobilisations de sédiments accumulés et un bon mélange des solutions ayant des états de saturation différents vis à vis des minéraux .
- la zone non-saturée au sens strict permet surtout des trajets à composante verticale prédominante.
- dans l'épikarst, les circulations d'eau se font avec de fortes composantes horizontales, du fait du contraste de perméabilité entre épikarst et ZNS .
- entre basses eaux et crues, les inversions piézométriques entre drain et bloc voisin changent le sens des flux d'échange (Figure 29) : en basses eaux, le drain plus rabattu draine la roche voisine. En crue, le drain, dans lequel affluent les eaux d'infiltration, recharge les blocs contigus plus lentement atteints par les eaux d'infiltration verticale.

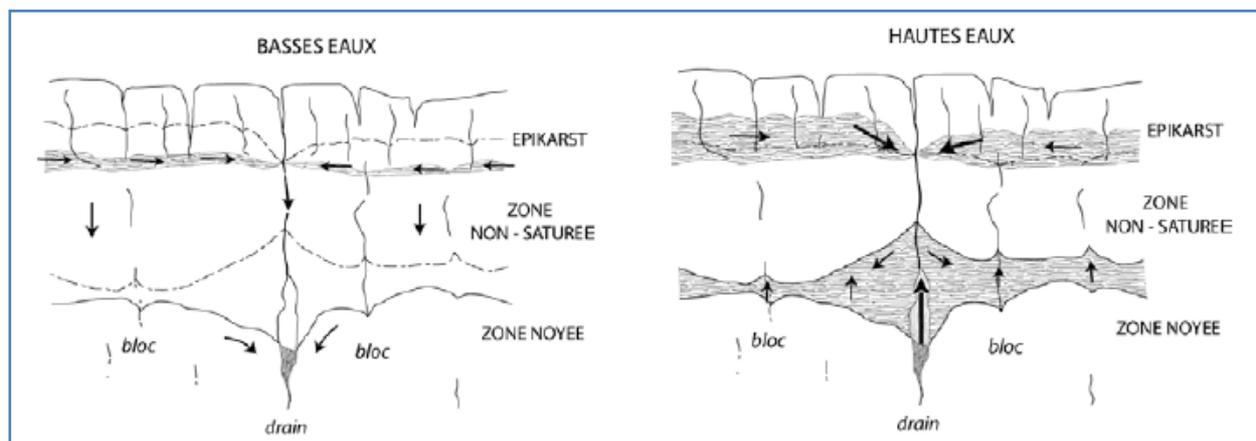


Fig. 27 : Fonctionnement hydraulique du karst (J. Mudry 2007)

Tout d'abord, l'alimentation par la pluie est différente suivant la présence ou l'absence d'une couverture végétale, c'est-à-dire aussi d'un sol recouvrant le calcaire. C'est en effet de beaucoup plus l'évapo-transpiration que le manque de précipitations qui est la cause du régime non influencé en période estivale. Si évidemment le massif calcaire est recouvert d'une bonne couche de sol et d'une épaisse couverture végétale, le fort déficit d'eau de rétention du sol et le grand pouvoir d'interception de la végétation diminuent fortement et même annulent le plus souvent l'infiltration, la courbe de récession sera régulière. Ne présentera pas ou très peu de remontée. On s'approchera de la courbe parfaite.

V-Méthodes de recharge des aquifères

Introduction

Les besoins en eau croissent souvent au point de devoir doubler au bout de la décennie. Le problème de leur satisfaction revêt une acuité et une urgence tout aussi vraies en pays tempérés qu'en zones arides ou semi arides. Pour y faire face une gestion intégrée des ressources en eaux de surface et souterraines, comprenant notamment des opérations d'alimentation où recharge artificielle,

La recharge artificielle des nappes est une pratique qui vise à augmenter les volumes d'eau souterraine disponibles en favorisant, par des moyens artificiels, l'infiltration d'eaux extérieures (ex. rivière) jusqu'à l'aquifère. C'est une des mesures qui peut être mise en œuvre pour sécuriser l'approvisionnement en eau, compenser certains effets du changement climatique et, plus généralement, aménager la pression quantitative et qualitative sur les masses d'eau souterraine.

V-1- Infiltration autochtone favorisée

Une méthode fréquemment employée est la construction de petits barrages sur les cours d'eau afin de réguler les écoulements de surface et de favoriser l'infiltration dans les retenues ainsi créées. Les exemples sont nombreux en zones semi désertiques, comme dans le Sud tunisien où une vaste campagne d'aménagement du cours des oueds est conduite depuis plusieurs années. Cette technique offre de plus l'avantage de stocker des terres arables et de permettre ainsi des cultures. Sur l'île de Malte, des retenues collinaires ont été mises en place sur les oueds pour favoriser l'infiltration, dans le but de limiter l'intrusion saline induite par les pompages.

Un abaissement du niveau de la nappe alluviale du Var (Alpes Maritimes), obligeant maraîchers et exploitants d'eau à abaisser le niveau de leurs forages, a pu être limité par la construction de plusieurs retenues sur le cours du fleuve. Cependant ces retenues se sont peu à peu colmatées, limitant les possibilités d'infiltration. Le colmatage est le principal problème des systèmes de recharge. La création d'un parcours sinueux peut être envisagée pour ralentir les circulations et favoriser l'infiltration sur les berges

L'agriculture peut jouer un rôle dans la recharge des aquifères. En Espagne, dans l'Alpujara, des canaux d'irrigation datant de l'époque romaine (Sabovik, 1973) détournent l'eau des rivières pour alimenter la nappe. En France, Lacroix et Blavoux (1994) soulignent ainsi le rôle bénéfique de l'irrigation sur la nappe de la Basse

Durance dont le niveau montre des maxima en juillet-août. A l'inverse, une réflexion peut aussi être conduite pour favoriser l'infiltration dans les zones agricoles, afin de limiter les effets néfastes du ruissellement : érosion des sols, transport solide et contribution aux débits de crue.

Les eaux pluviales des surfaces imperméabilisées par l'urbanisation peuvent aussi être dirigées vers des dispositifs d'infiltration. Ce système offre le double avantage de remédier au déficit d'infiltration causé par l'imperméabilisation des surfaces et d'éviter les effets négatifs du ruissellement. 80% des eaux pluviales de Valence-Lautagne (Drôme) sont ainsi dirigées vers trois bassins d'infiltration d'un volume total de 70 0003 sur une surface de 4,1 ha. En zone karstique l'eau pluviale peut être dirigée vers des cavités naturelles, sous réserve d'une qualité satisfaisante car le milieu n'assure qu'une épuration naturelle réduite.

V-2- Apport allochtone par dérivation de cours d'eau

L'eau de surface d'un cours d'eau peut être détournée pour alimenter un aquifère. Les

milieux karstiques, grâce à leur propriétés de recharge rapide, peuvent donner lieu à d'intéressantes recharges, comme c'est le cas en Cisjordanie où l'aquifère du Yarqon- Taninim (formation carbonatée du Cénomano-Turonien) sollicité à raison de $400.106 \text{ m}^3/\text{an}$, reçoit un complément d'environ $100.106 \text{ m}^3/\text{an}$ par infiltration des eaux de surface du Jourdain.

Mais l'action quantitative peut aussi se faire en utilisant l'aquifère comme système capacitif régulateur. On peut ainsi réguler le débit de certains cours d'eau en injectant leur eau dans les aquifères bordiers. L'eau de l'Oise est ainsi prélevée en période de crues, infiltrée dans l'aquifère crayeux et restituée par pompage en période d'étiage pour augmenter le débit d'étiage de l'Oise d'environ $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Detay, 1997).

V-3- Réalimentation artificielle des aquifères (d'après Detay, 1997)

La réalimentation artificielle d'un aquifère implique de disposer d'une ressource en eau superficielle (cours d'eau ou lac), d'une qualité suffisante pour éviter des traitements préalables trop coûteux, et d'un débit compatible avec les objectifs de recharge. Le réservoir aquifère doit de plus obéir à plusieurs contraintes :

- importante tranche de terrain non saturé au-dessus de la nappe pour autoriser le stockage et permettre l'autoépuration ;
- transmissivité favorable ;
- conductivité hydraulique verticale forte pour faciliter la formation d'une réserve ;
- conductivité hydraulique horizontale modérée pour permettre la conservation de la réserve constituée.

Ces paramètres se retrouvent dans les craies et les formations poreuses (sables, graviers). Les aquifères fissurés et les karsts, dans lesquels l'eau circule trop rapidement et n'est que mal filtrée, sont généralement peu favorables à la réalimentation artificielle, mais d'autres méthodes de gestion active peuvent être développées.

- La RAN est très développée aux USA, et particulièrement en Californie. La ville de Los Angeles utilise pour AEP 40% d'eau souterraine réalimentée artificiellement.
- La RAN est diversement utilisée en Europe. En France les principaux sites de RAN sont situés dans la région parisienne (Croissy/Seine et Flins-Aubergenville), à Dunkerque, Dijon et Lyon. Ils représentent Environ 200 millions de m^3/an infiltrés. Différentes méthodes décrites ci-dessous sont utilisées (Figure 25).

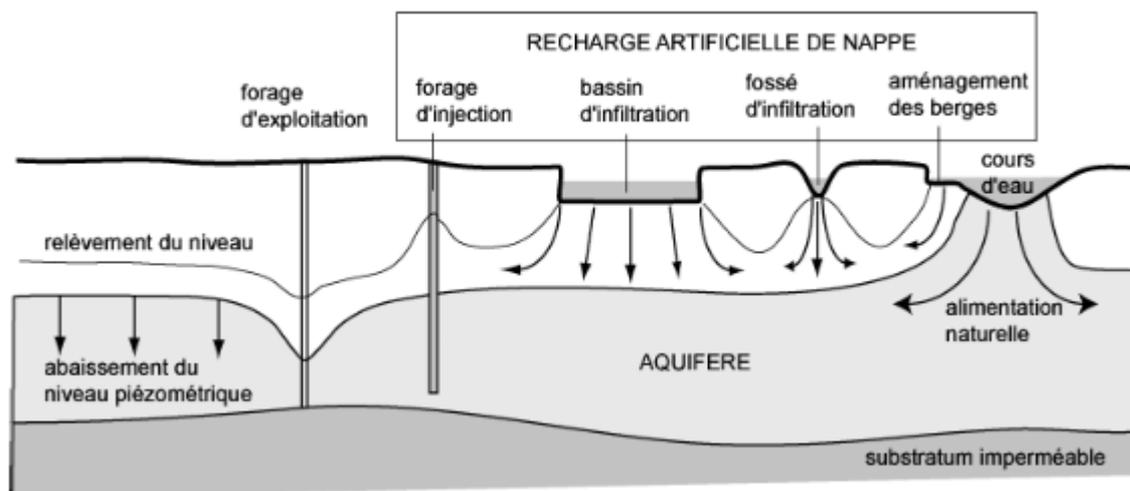


Fig. 28 : différentes méthodes de RAN

V-3-1- RAN par infiltration

La réalimentation artificielle des aquifères se fait généralement à partir de bassins ou de fossés d'infiltration (Figure 28), souvent équipés d'un lit de sable. Le taux d'infiltration est compris entre 15 m et 0,1 m/jour selon les installations. Il se situe en général autour d'1m/jour. On peut aussi procéder à des aménagements des berges des cours d'eau pour augmenter la surface de contact avec la formation géologique contenant l'aquifère. Des barrages de dérivation permettent de diriger l'eau des cours d'eau vers les bassins d'infiltration. Des barrages gonflables en caoutchouc sont utilisés en Californie (USA), pour dériver vers des bassins d'infiltration l'eau de la rivière Santa

Ana et recharger artificiellement un aquifère alimentant 2 millions d'habitants. 70% de l'eau prélevée provient de ce dispositif. Les barrages sont gonflés et dégonflés à volonté, en fonction du débit de la rivière et de sa turbidité, afin de ne recueillir que des eaux limpides et éviter le colmatage des bassins (Detay, 1997).

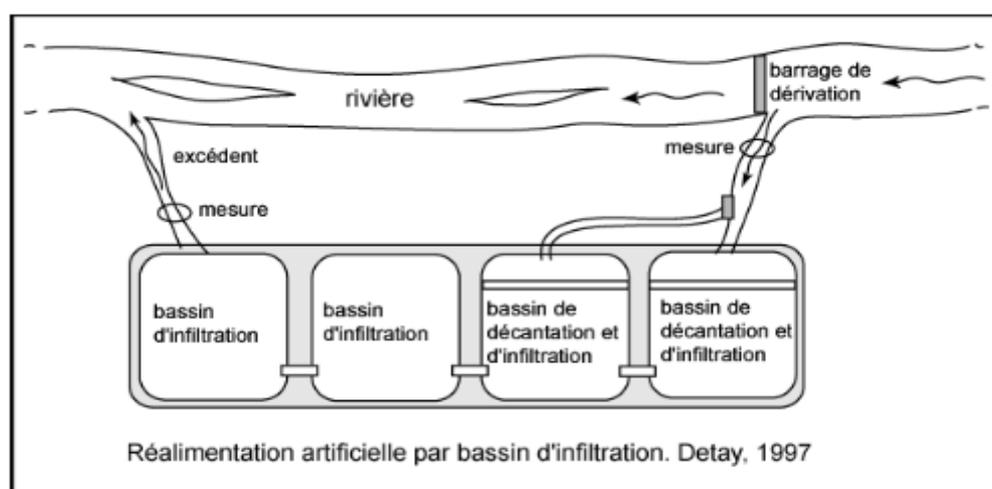


Fig. 29 : RAN par infiltration.

V-3-2- RAN par injection

Des forages ou des puits atteignant la nappe peuvent être utilisés pour injecter de l'eau dans l'aquifère que l'on souhaite soutenir. Cependant les forages se colmatent rapidement ; aussi une méthode a été développée aux USA, l'ASR (aquifer storage recovery) où le même forage est utilisé pour l'injection et le pompage. Ces actions alternées évitent le colmatage. Cette méthode offre l'intérêt de ne nécessiter que des espaces réduits contrairement aux bassins ou fossés d'infiltration.

V-3-4- Barrages d'inféro-flux

Les méthodes précédentes concernent la fonction conductrice à l'entrée du système, mais on peut aussi agir à l'intérieur de l'aquifère, en modifiant localement les conditions de transfert. Des voiles étanches peuvent être construits dans l'aquifère pour y stocker l'eau et rehausser localement le niveau de la nappe (Figure 27). Cette méthode est utilisée au Sahel, ainsi qu'au Brésil dans les zones agricoles. L'eau ainsi stockée est protégée de l'évaporation.

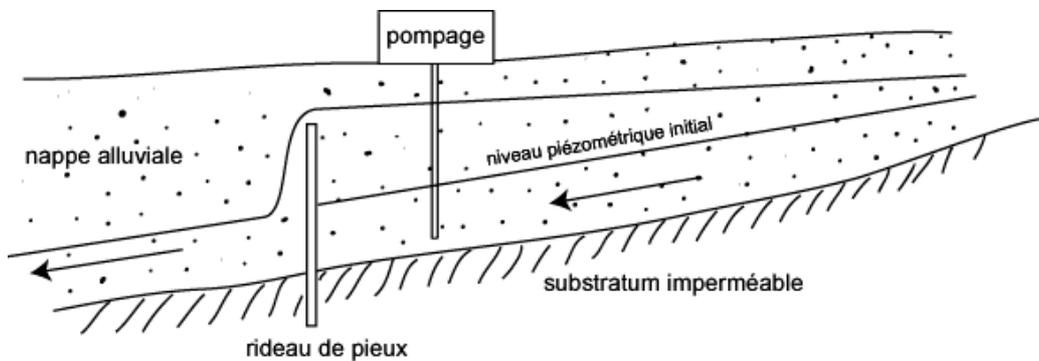


Fig. 30 : Stockage d'eau par barrage d'inféro-flux

En raison de leur disponibilité, les eaux de surface issues de cours d'eau sont généralement utilisées si l'objectif de la recharge artificielle est principalement quantitatif. Il est toutefois souvent difficile d'utiliser ce type d'eau en période déficitaire sans courir le risque de dégrader le débit du réseau hydrographique, sauf dans les cas où s'il s'agit de grands fleuves ou de rivières importantes, ou dans les régions sahariennes là où il y a une pénurie totale des eaux de surface.

VI- Modélisation en hydrogéologie

Introduction

Le domaine de l'eau souterraine est représenté par les formations géologiques dont les interstices sont en permanence complètement saturés par l'eau. Ce domaine constitue un des maillons importants de l'ensemble du cycle de l'eau, objet de longue date des préoccupations de l'hydrogéologie, et ceci pour deux raisons majeures. En premier lieu, le domaine souterrain est un organe de transfert capable de permettre, dans certaines conditions, la mobilisation de la ressource en eau, le plus souvent sur les lieux mêmes de son utilisation. En second lieu, le domaine souterrain constitue un organe de stockage naturel capable d'amortir les irrégularités des autres composantes du cycle de l'eau et présentant une vulnérabilité relativement faible aux altérations de sa qualité. De nombreux efforts de recherche ont ainsi été consacrés à une bonne compréhension et à une bonne description de cet élément essentiel de la ressource en eau. Tout d'abord entreprise pour les besoins de l'exploitation pétrolière, l'étude scientifique des rapports entre les fluides et les roches s'est étendue à l'hydrogéologie, science qui, à l'heure actuelle, combine :

- un aspect naturaliste: la description des circulations souterraines;
- un aspect pratique: la quantification des écoulements.

Plutôt que de décrire de manière détaillée la mise en œuvre des méthodes de l'hydrogéologie quantitative, l'objectif de ce mémoire vise à définir les rapports entre les besoins et les méthodes, c'est à dire la manière dont il convient d'aborder la modélisation du milieu souterrain en fonction de la question posée.

Un modèle est une représentation plus ou moins conceptuelle d'un système; il s'agira, dans notre cas particulier, d'un système hydrogéologique.

Nous distinguerons ultérieurement les différents modèles selon leur degré de conceptualisation.

Le niveau de conceptualisation nécessaire varie avec le problème posé. L'étude fine des écoulements en milieu poreux requiert un modèle très détaillé basé sur les relations phénoménologiques entre des grandeurs physiques définissant le milieu. La simulation du débit à l'exutoire d'un bassin versant peut, par contre, n'exiger qu'une représentation plus globale du domaine souterrain pour laquelle un modèle à réservoirs conviendra parfaitement. Enfin, la méconnaissance de la structure du système étudié peut rendre obligatoire une approche entièrement paramétrique au moyen d'un modèle du type "boite noire"⁷.

VI-1- Le milieu souterrain

Les problèmes pratiques qui se posent sont très différents selon la nature du milieu qui constitue le domaine souterrain. On distingue habituellement:

- le milieu finement divisé,
- le milieu discontinu.

Nous entendons par milieu finement divisé tout milieu où la distinction entre les pleins et les vides ne peut se faire qu'à l'échelle microscopique. Entrent ainsi dans cette catégorie le milieu poreux constituant une très grande partie des aquifères, mais également le milieu finement fissuré qui renferme également une part non négligeable des disponibilités en eau. A l'opposé, la description

⁷ Ledoux Emmanuel ; Modèles mathématiques en hydrogéologie, Centre d'Informatique Géologique Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2003 page 6.

du milieu discontinu tendra à opérer une distinction nette entre la matrice rocheuse et les vides éventuellement occupés par l'eau; ce sera le cas du milieu peu fissuré et des systèmes karstiques.

Une grosse difficulté s'élève dès à présent à la limite entre les deux domaines finement divisé et discontinu. En effet, si l'on peut dire que l'hydrogéologie quantitative offre, à l'heure actuelle, -des méthodes opérationnelles pour l'étude des milieux poreux ou des systèmes karstiques, il n'en est pas de même pour le milieu fissuré où le modéliste se trouve relativement désarmé. La raison tient évidemment aux difficultés théoriques, mais également à la demande restée, jusqu'ici, assez faible à cause d'un moindre intérêt accordé jusqu'à présent à ce mode de gisement de l'eau souterraine. Des progrès devraient cependant être effectués dans un avenir proche grâce aux études sur les possibilités d'évacuation des déchets radioactifs dans les formations géologiques profondes imperméables où les problèmes de transfert à travers les éventuels réseaux de fractures se posent avec acuité. Le présent mémoire est consacré à l'étude des écoulements dans le milieu finement divisé.

Nous nous efforcerons d'y définir d'une part les besoins en modélisation, d'autre part les différents types de modèles apportant une réponse aux questions posées. La mise en œuvre des modèles, les problèmes rencontrés à cette occasion et leurs limitations seront ensuite abordés à la faveur d'exemples. Les méthodes mathématiques ne seront cependant pas décrites en détail, mais seront seulement signalées en ce qui concerne leur adaptation particulière à telle ou telle catégorie de modèles. Le lecteur pourra se reporter aux ouvrages spécialisés pour les développements détaillés les concernant.

Le milieu finement divisé pour lequel la prospection de la ressource en eau est plus aisée a retenu tout d'abord l'attention des hydrogéologues. La division du milieu peut être due soit à une porosité d'interstices (sables, grès, dolomies, ...), soit à une porosité de fissure (calcaires compacts, roches cristallines, roches cristallophylliennes). Suivant l'aptitude que présente un tel milieu à la circulation des fluides. Il est d'usage de classer les différents types de formations géologiques rencontrées en trois catégories:

- les formations dites perméables qui constituent les aquifères et qui autorisent une circulation aisée de l'eau de telle sorte qu'il soit envisageable de la mobiliser grâce à des captages;
- les formations dites imperméables qui, bien que pouvant contenir une grande quantité de fluide, n'en permettent pas la mobilisation;
- les formations de type intermédiaire, souvent qualifiées de semi-perméables, dans lesquelles l'eau n'est pas non plus mobilisable, mais à travers lesquelles des transferts sont possibles à l'échelle régionale entre les formations aquifères.

Il convient de noter que ces distinctions sont relatives et dépendent notablement de l'échelle du problème posé. Ainsi l'étude d'un champ de captage de la nappe de la Craie dans le Bassin parisien peut être faite en considérant que la formation sous-jacente de l'argile du Gault est imperméable; il n'en serait pas de même s'il s'agissait de considérer les écoulements de la nappe de l'Albien à l'échelle de l'ensemble du bassin, car c'est justement la drainance vers la craie à travers cette argile qui constitue l'exutoire des sables verts de l'Albien. Apparaît ainsi, dès à présent, l'importance de

l'identification judicieuse de la structure qui doit être modélisée pour traiter un problème pratique, indépendamment de tout choix de modèle.

Parmi les problèmes qui se posent en matière d'hydrologie, certains sont d'ordre purement hydrodynamique et requièrent la mise en œuvre de modèles dits quantitatifs, d'autres plus complexes font intervenir des variables de qualité de la ressource en eau et sont dits qualitatifs. La distinction entre ces deux catégories n'a pas en réalité de sens physique; seul les distingue le degré de conceptualisation auquel il est fait appel pour la représentation des phénomènes.

Les sujets d'étude se ramenant à un problème d'écoulement pur concernent habituellement les domaines suivants:

- l'étude quantitative des ressources en eau: quantification des écoulements dans un aquifère ou un système d'aquifères, simulation de l'impact de phénomènes naturels ou provoqués par l'activité humaine;
- les problèmes de génie civil: rabattement de nappe, dénoyage d'ouvrages, exhaure de mines, écoulement dans les digues et barrages, impact de l'écoulement sur les travaux souterrains.

Les modèles adaptés à ces types d'étude sont généralement très conceptuels et basés sur les relations phénoménologiques de la mécanique des fluides appliquées à des structures pouvant approcher la réalité de manière complexe. Dans d'autres cas, le modèle souterrain ne sera qu'un élément d'un modèle plus général et il sera approprié de sacrifier une partie de la conceptualisation au profit d'un allègement des calculs. Tel sera le cas des modèles de bassin qui doivent considérer simultanément plusieurs maillons du cycle de l'eau comme le ruissellement de surface, l'écoulement en rivière, l'infiltration, l'évaporation et l'écoulement souterrain.

L'aspect qualitatif associé à l'écoulement la migration de substances accompagnant l'eau dans son mouvement. Ces phénomènes, souvent très délicats à modéliser car ils combinent les aspects hydrodynamiques et physico-chimiques, concernent les problèmes suivants:

- pollution des aquifères: question complémentaire de l'étude de la ressource en eau, évolution naturelle de la qualité de l'eau, impact des aménagements, protection des eaux souterraines contre la pollution des aquifères;
- stockage en milieu souterrain: stockage temporaire des hydrocarbures, évacuation définitive des déchets industriels ou radioactifs;
- transfert de chaleur en aquifère: exploitation des ressources géothermiques, stockage de la chaleur dans le sol.

Les modèles décrivant ces mécanismes de transfert auront a priori un niveau de conceptualisation élevé. Il convient cependant de noter que les relations phénoménologiques explicatives demeurent encore assez mal connues et que les paramètres sont, en général, d'une acquisition difficile. Un effort particulier est cependant actuellement entrepris dans cette voie. Nous aborderons, dans cette étude, la description des modèles suivant un niveau de conceptualisation croissant en distinguant ainsi:

- les modèles de type « boîte noire » et les modèles à « réservoirs »;
- les modèles phénoménologiques basés sur la mécanique des fluides en milieu poreux.

Nous en exposerons, dans chaque cas, les principes et donnerons un aperçu des méthodes mathématiques nécessaires à leur mise en œuvre.

VI-2- Les modèles "boîte noire" et les modèles à "réservoirs"

Les modèles de type "boîte noire" ou à "réservoirs" ne prennent en compte qu'un degré limité de conceptualisation du milieu souterrain.

Les modèles "boîte noire" considèrent les écoulements de manière globale assimilant une structure hydrogéologique à un système physique mettant en relation des données d'entrée, en général un historique de précipitation, et des données de sortie, en général un historique débit.

Un tel modèle s'attachera à l'identification selon des critères mathématiques d'un opérateur reliant l'entrée à la sortie. Cet opérateur dépendra bien évidemment des caractéristiques internes du système, mais celles-ci ne seront pas identifiables d'après l'aspect de l'opérateur et de plus n'interviendront généralement pas dans la méthode d'identification. Ce procédé d'étude est généralisable à de nombreux systèmes physiques naturels, nous n'en discuterons ici que l'application aux phénomènes hydrologiques souterrains.

Les modèles paramétriques dits à « réservoirs » ne présentent que peu d'intérêt pour l'étude des ressources en eau souterraine qui fait l'objet de notre étude. Leur emploi est par contre fréquent dans la plupart des modèles hydrologiques appelés à représenter les relations entre les précipitations et le débit des cours d'eau.

Ces modèles prennent ainsi en compte une composante appelée débit de base traduisant la contribution des aquifères. Dans la mesure où ils ne considèrent pas toutes les variables d'état d'un système hydrogéologique, telle que le niveau piézométrique par exemple, leurs prévisions ne peuvent être calibrées sur des données expérimentales autres que globales (débit des principaux exutoires, quantité globale d'eau stockée), et leur utilisation ne peut donc être envisagée que comme élément constitutif d'un modèle plus général.

VI-2-1- Principe des modèles "boîte noire"⁸

Considérons un système dont les caractéristiques sont mal connues et qui a pour effet de transformer une grandeur d'entrée E en une grandeur de sortie S . On cherche, en l'absence de connaissances sur la structure physique des phénomènes ou bien avec la volonté de les ignorer, à étudier la relation entre l'entrée et la sortie. On résout ce problème en recherchant un opérateur f dont l'application sur l'entrée soit une représentation satisfaisante de la sortie:

$$E \xrightarrow{F} S$$

Le problème à résoudre est donc une identification d'opérateur (Marsily, 1978).

⁸ Ledoux Emmanuel, Modèles mathématiques en hydrogéologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2003, pages 12-14.

Hypothèses concernant la relation entrée-sortie: convolution Un certain nombre d'hypothèses doivent être imposées à l'opérateur pour tenir compte du comportement du système simulé. L'hypothèse de linéarité conduit à une application pratique intéressante.

Cette hypothèse stipule les propriétés suivantes:

$$F(E1+E2)=F(E1)+F(E2)=S1+S2$$

$$F(\lambda E)=\lambda F(E)=\lambda S$$

Physiquement, l'hypothèse de linéarité signifie que les contributions séparées de deux entrées indépendantes, par exemples deux averses, se superposent par addition. On notera alors que, dans ces conditions, l'opérateur f revêt la forme générale d'un produit de convolution faisant intervenir une fonction F caractéristique du système.

$$S_t = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t)E(T-t)dt$$

Pour la majorité des applications aux phénomènes hydrologiques, la variable t représente le temps, ce qui implique que les composantes de F pour τ négatif sont nulles, la sortie ne pouvant dépendre d'un phénomène à venir.

L'expression précédente se met donc sous la forme:

$$S_t = \int_0^{+\infty} E(T-t)f(t)dt = \int_{-\infty}^t E(t)f(T-t)dt$$

Pratiquement, cela revient à considérer que $S(t)$ est une somme pondérée des valeurs de E comprises entre $-\infty$ et t . La fonction F est appelée réponse impulsionnelle, car elle est la sortie du système quand l'entrée est une distribution de Dirac représentant une impulsion unitaire.

VI-2-2- Domaine d'application des modèles "boite noire" en hydrogéologie

Dans la mesure où la compréhension des écoulements souterrains passe généralement par l'étude des variations de l'état du système au moyen de mesures piézométriques, les modèles "*boite noire*", qui ignore a priori les variables d'état, ne présentent qu'un intérêt modeste. Certains types de problèmes peuvent cependant se contenter de la recherche d'une relation pluie-débit, soit parce que la représentation phénoménologique des mécanismes est difficile (cas des systèmes karstiques), soit parce que les buts à aboutir ne demandent pas la simulation détaillée de l'état du système.

La réalisation d'un modèle "boite noire" est en général rapide et son calage assez facile pour peu que l'on dispose de données en quantité et qualité suffisantes.

Les inconvénients principaux de tels modèles sont les suivants:

- il est nécessaire de rassembler un historique continu d'entrées et de sortie (au moins pour les sorties);
- l'opérateur ainsi identifié caractérise un système donné pour un historique d'états donné. Le modèle n'est donc pas transposable à un autre système, même s'il est le siège de

phénomènes identiques. Toute prévision ou extrapolation dans le temps au moyen du modèle ne peut être valable que sous l'hypothèse d'une invariance de la structure. Ce type de modèle n'autorise pas, en particulier, l'étude des conséquences d'un aménagement.

VI-3- Les modèles numériques déterministes

IV-3-1- Les modèles numériques déterministes en hydrogéologie

Ce type de modèle mathématique est basé sur un ensemble d'équations qui, moyennant certaines hypothèses et certaines approximations, décrivent le phénomène physique étudié.

L'approche déterministe se base sur le principe de causalité liant par une relation unique la cause et les résultats (Dassargues A., 1991). En appliquant ce principe aux écoulements souterrains, on obtient : une nappe aquifère caractérisée par ses paramètres (porosité, perméabilité...), soumise à une sollicitation extérieure représentée par exemple par les variables de surface (infiltration, flux et charge imposées aux limites, pompages...), régie d'une manière définie par l'équation de diffusivité, cette réaction étant mesurée par les variables dépendantes (niveaux piézométriques).

La résolution de modèles déterministes peut s'opérer par une approche stochastique (ou probabiliste). L'approche stochastique postule que les paramètres représentant la nappe et les variables indépendantes sont des variables aléatoires possédant des fonctions de probabilité déterminées (de Marsily, 1982 d'après Dassargues A., 1991). En utilisant les mêmes équations différentielles que les modèles déterministes, les modèles stochastiques déterminent la loi de distribution de probabilité de la variable dépendante, en quantifiant de surcroît une certaine variabilité qui s'apparente à l'erreur.

Dans cet état des lieux nous n'aborderons que les systèmes déterministes physiquement significatifs qui utilisent l'expression mathématique des lois qu'ils simulent, nous n'aborderons donc pas l'approche stochastique. Le calcul est réalisé en résolvant l'équation aux dérivées partielles de diffusivité (voir paragraphe sur les solutions analytiques) avec les paramètres spécifiés, les sollicitations extérieures et les conditions aux limites imposées. La solution proposée par le modèle consiste en un calcul de la piézométrie (ou du champ de pression), et des flux aux limites du modèle.

Dans une approche tridimensionnelle, les paramètres caractéristiques du système sont :

- la perméabilité caractéristique de chaque milieu poreux ou fissuré,
- le coefficient d'emmagasinement spécifique caractérisant la compressibilité du fluide et du milieu encaissant.

En deux dimensions, ces paramètres sont remplacés par la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement.

Les conditions aux limites du domaine sont de trois types :

- condition de Dirichlet : la charge hydraulique, ou potentiel, est imposée sur la frontière considérée, par exemple au niveau d'un contact nappe/rivière,
- condition de Neuman : un flux est imposé au niveau de la limite considérée,
- condition de Fourier : ce troisième type de condition permet d'imposer une relation entre le potentiel et le flux.

Les solutions les plus opérationnelles de l'équation de diffusivité sont obtenues à l'aide de méthodes numériques telles que les différences finies, les éléments finis et les éléments frontières. Ces méthodes sont définies ci-dessous (définitions proposées par G. de Marsily, 2004).

- La méthode des différences finies est facile à comprendre et à programmer. Elle convient très bien à la résolution de problèmes régionaux d'écoulement des nappes, en une ou deux dimensions, dans des systèmes multicouches ou à trois dimensions.

Bien qu'elle soit, en principe, capable de traiter des mailles de n'importe quelle forme et taille, elle est, en pratique, limitée à des mailles simples : des carrés réguliers, des carrés gigognes, des rectangles ou des parallélépipèdes rectangulaires à trois dimensions. Elle peut très bien représenter les hétérogénéités du milieu, pourvu que la forme de ces hétérogénéités puisse être décrite de façon adéquate par la forme des mailles ; dans la pratique, l'anisotropie doit être limitée aux directions parallèles aux côtés des mailles. Elle convient moins bien à la résolution de l'équation de transfert d'un élément en solution sauf dans les cas où les méthodes des caractéristiques et du calcul des trajectoires des particules sont utilisées.

- La méthode des éléments finis est moins facile à expliquer et beaucoup moins facile à programmer que la précédente. Comme cette approche est plus flexible que celle des différences finies, un programme d'éléments finis peut être plus compliqué à utiliser. Cependant la forme des mailles est beaucoup moins limitée : en pratique, on prend des triangles et des quadrilatères en 2D et, en trois dimensions, des tétraèdres et des parallélépipèdes de n'importe quel angle. Ceci permet de décrire d'une manière beaucoup plus satisfaisante la forme des limites du milieu ainsi que celle des hétérogénéités ou les fonctions sources, ce qui rend également la méthode des éléments finis idéale pour résoudre les problèmes à limite mobile, par exemple ceux ayant une surface libre et une interface abrupte entre eau douce et eau salée ou entre deux fluides immiscibles. Elle est capable de traiter toutes les directions d'anisotropie et ces directions peuvent changer d'un élément à l'autre et avec le temps. En pratique, dans les problèmes d'écoulement, la méthode des éléments finis peut être employée pour des études régionales, mais elle est particulièrement efficace dans les problèmes locaux de génie civil tels que l'exhaure de l'eau d'une excavation, le drainage d'une mine où les formes des limites et des hétérogénéités doivent être représentées avec précision. Pour résoudre l'équation de transfert d'un élément en solution, la méthode des éléments finis est bien supérieure à celle des différences finies, puisqu'elle peut traiter l'anisotropie du tenseur de dispersion, et que la taille des mailles peut être adaptée à la grandeur de la vitesse ; on peut ainsi rechercher un compromis entre la stabilité et la dispersion numérique.
- Des approches d'éléments aux limites ou d'intégrales de limites ont été proposées pour résoudre l'équation d'écoulement. L'avantage principal de celle-ci est que la précision du calcul ne dépend pas de la taille des éléments utilisés, contrairement aux deux méthodes précédemment décrites. Ainsi, on peut se servir de quelques éléments très grands (ou même infinis), ce qui rend la méthode très efficace du point de vue du temps de calcul. Dans un premier temps la solution numérique se calcule uniquement le long des limites des éléments ; si l'on demande en plus explicitement la solution à l'intérieur d'un élément, sa valeur est calculée dans un second temps par une intégration numérique dans cet élément. La restriction principale est que les propriétés du milieu, dans un élément donné, sont supposées constantes : si les hétérogénéités du milieu sont telles qu'il faille inclure un grand nombre d'éléments afin de les décrire convenablement, alors la méthode de l'intégrale des limites perd sa supériorité. Par conséquent, cette méthode est beaucoup moins flexible et moins générale que les précédentes (Tal et Dagan, 1983 ; Herrera, 1984 d'après G de Marsily, 2004).

Plusieurs outils de modélisation des écoulements souterrains existent dont voici quelques exemples. Ces modèles utilisent :

- la méthode des différences finies : MODFLOW, MARTHE, NEWSAM
- la méthode des éléments finis : FEFLOW, METIS.

VI-3-2- Les modèles numériques déterministes de transport de masse

Les processus intervenant dans la propagation d'un polluant miscible dans un milieu poreux

saturé sont les suivants (B. Adebnego et al., 1989 d'après Dassargues A., 1991) :

- l'advection ou convection : transport de polluant dû au mouvement global de l'eau mobile.
- la diffusion moléculaire : déplacement du polluant dû au gradient de concentration décrit par l'équation de Fick.
- la dispersion mécanique qui consiste en la propagation d'un polluant dans l'eau mobile caractérisé par un étalement du polluant ;
- l'adsorption, la désorption et l'échange d'ions.

Pour décrire les équations décrivant ce processus, les hypothèses suivantes sont posées :

- le polluant est miscible dans l'eau interstitielle pour les concentrations envisagées et ne modifie pas sensiblement la distribution de vitesse de l'eau dans lequel il est mélangé,
- l'écoulement est laminaire.

La modélisation déterministe du transport d'une espèce en solution est basée sur l'équation de la dispersion suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t}(1 + x) = -C' * Q' - \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta \left[C v_i - (Dh)_{ij} * \frac{\partial C_w}{\partial x} \right] \right)$$

- θ : la porosité

- C : concentration de polluant dans l'eau.

- $(Dh)_{ij}$: composantes du tenseur de dispersion.

v_i : composantes de la vitesse convective (vitesse de Darcy divisée par la porosité)

Q' : flux d'eau externes.

C' : concentration dans les flux externes

Le terme $C.v_i$ représente l'advection et le terme $(Dh)_{ij} * \frac{\partial C_w}{\partial x}$ la dispersion. Pour un milieu isotrope et saturé, le tenseur de dispersion hydrodynamique peut s'exprimer par :

$$((Dh)_{ij}) = a_T v. \partial_{ij} + (a_L - a_T) + \frac{v_i v_j}{v} + dm \partial_{ij}$$

a_T : dispersivité transversale

a_L : dispersivité longitudinale

dm : coefficient de diffusion moléculaire

v : valeur absolue de la vitesse moyenne

Plusieurs outils de modélisation utilisent cette équation de transport pour modéliser la concentration en soluté dans un milieu poreux aquifère. A partir d'un maillage défini, l'équation de transport est résolue par une méthode itérative de type différences finies ou éléments finis.

VI-3-3- Synthèse sur les modèles déterministes

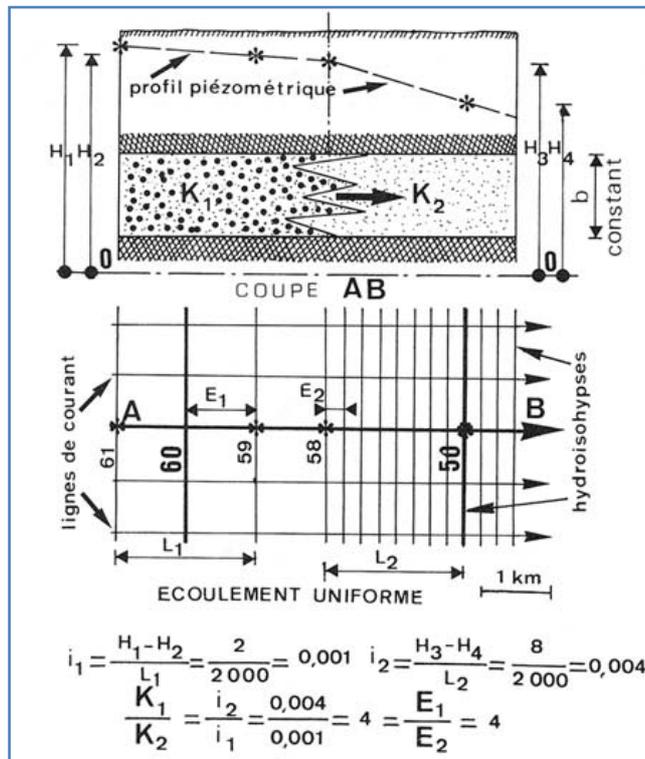
Par rapport aux solutions analytiques, les solutions numériques des équations de l'écoulement et/ou de transfert s'imposent dans les cas suivants (E. Ledoux) :

- Le domaine d'écoulement est délimité par des limites complexes jouant un rôle pendant le temps qui intervient dans la solution recherchée.
- Le problème peut être non-linéaire (les solutions analytiques ne pourraient pas s'appliquer)
- Les propriétés du milieu peuvent varier dans l'espace (milieux non homogènes)
- La géométrie et la grandeur du terme source sont trop complexes pour qu'elles puissent être représentées par une source ponctuelle ou une ligne de source suivant un tracé simple.
- On peut trouver une solution analytique mais son expression est si complexe que les calculs numériques de sa valeur demandent beaucoup plus d'effort que l'utilisation directe d'une solution numérique du problème originel.

Par rapport aux modèles *boîte noire*, les *modèles déterministes* prennent en compte les phénomènes physique mais nécessitent une bonne description du fonctionnement du bassin versant: ce sont des modèles de comportement (Adebnego et al., 1989).

Exercices d'application

Exercice 1) Calculer le gradient hydraulique et le contraste de perméabilité K_2/K_1 .



Exercice2 :

1-déterminer le débit d'un puits en nappe captive compte tenu des informations suivantes ; la différence de hauteurs piézométriques est 2.5m entre deux piézomètres situés respectivement à 10 et 30 m du centre de puits, l'épaisseur de la nappe est $e=30\text{m}$ et la perméabilité est d'ordre de 0.0001 m/s.

2-un puits de 0.5m de diamètre est foré pour capter une nappe captive, l'épaisseur de la couche aquifère est 20m. Des piézomètres situés respectivement à 10m et 30m du puits indiquent des rabattements de 1.25m et 0.75m pour un débit de pompage $Q= 6 \text{ l/s}$. -déterminez le coefficient de perméabilité ?

Exercice3 :

1-Un puits de rayon $r=0.5\text{m}$, dans la qu'elle on pompe un débit $Q=60 \text{ l/s}$, se trouve dans une nappe captive d'épaisseur $e= 50\text{m}$ et d'une perméabilité $K= 2.10^{-4}\text{m/s}$. si le rayon d'action égale 500m – calculez le rabattement dans le puits.

2- S'il ya un oued qui alimente cette nappe captive se trouve a un distance de $d=100\text{m}$ de puits – calculez le rabattement de la nappe dans cette cas ?

Exercice 4 : Un échantillon d'argile saturée a une masse de 1230 g. Après passage à l'étuve, sa masse n'est plus que 983 g. Le constituant solide des grains a une densité de 2,7. Calculer: La teneur en eau, l'indice des vides, la porosité, la densité humide ainsi que le poids volumique.

Exercice 5: Un échantillon de sol a une masse de 128 g et un volume de 58,4 cm³. La masse des grains est de 120,5 g. Le constituant solide des grains a une densité de 2,6. Calculer: La teneur en eau, l'indice des vides et le degré de saturation.

Exercice 06- Irrigation, piézométrie et qualité des eaux (d'après Blavoux & Lacroix, 1991)

La figure 7 montre la variation piézométrique saisonnière de deux ouvrages de la nappe de la Basse Durance (Plan d'Orgon et Eyragues).

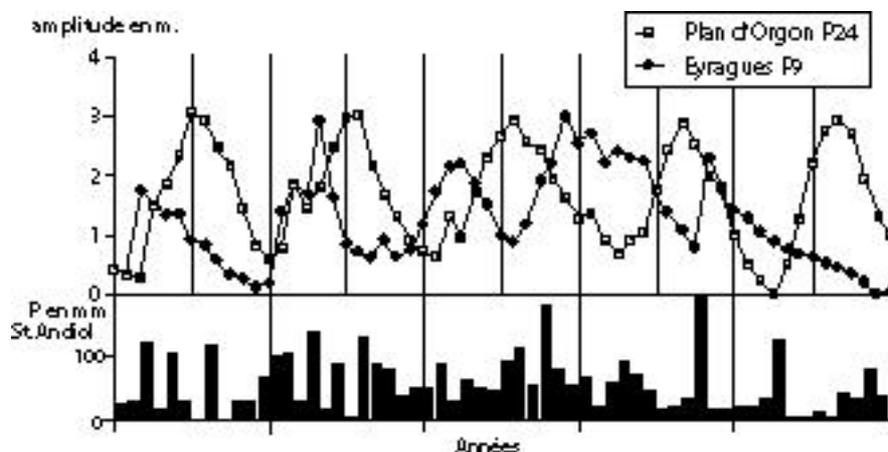


Fig. 1 : Cycles hydrologiques et piézométrie sur les ouvrages de la nappe de la Durance

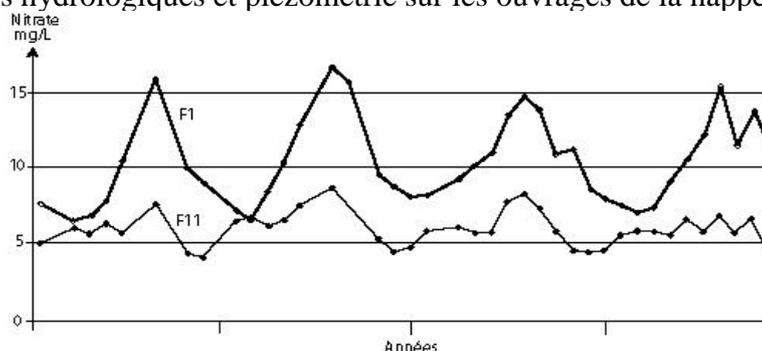


Fig. 2 : Cycles hydrologiques et teneurs en nitrates sur les ouvrages de la nappe de la Durance (Mudry, 1988)

La figure 2 (d'après Mudry, 1988) montre la teneur en nitrates de 2 ouvrages du champ captant de la Saïgonne à Avignon dans la nappe de la Basse Durance (F1 situé à 800 m de la Durance et F11 situé à 560 m de la rivière).

Question 1 : Comment réagit la piézométrie de cette nappe soumise à l'irrigation ?

Question 2 : Quel fonctionnement nous révèle le suivi de la teneur en nitrates ?

Exercice 7 : Perméamètre à charge constante

Un Perméamètre à charge constante contient un échantillon de sable à grains moyens : longueur de 15 cm ; section de 25 cm² ; la différence de charge est de 5 cm ; un total de 100 cm³ d'eau est collectée en 12 minutes.

Trouvez le coefficient de perméabilité (conductivité hydraulique) de cet échantillon ?

Exercice 8 : Débit d'eau souterraine d'une nappe captive

Calculez le débit d'eau souterraine circulant dans une nappe captive pour une largeur de nappe de 100 mètres (figure 1).

Calculez également la vitesse d'écoulement (advection pure) :

- conductivité hydraulique : $K = 1,2 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$
- épaisseur de l'aquifère captif : $e = 33 \text{ m}$
- distance séparant les points 1 et 2 : $L = 1,2 \text{ km}$

- charge hydraulique au point 1 : $h_1 = 97,5$ m
- charge hydraulique au point 2 : $h_2 = 89$ m
- porosité cinématique : $n = 0,2$

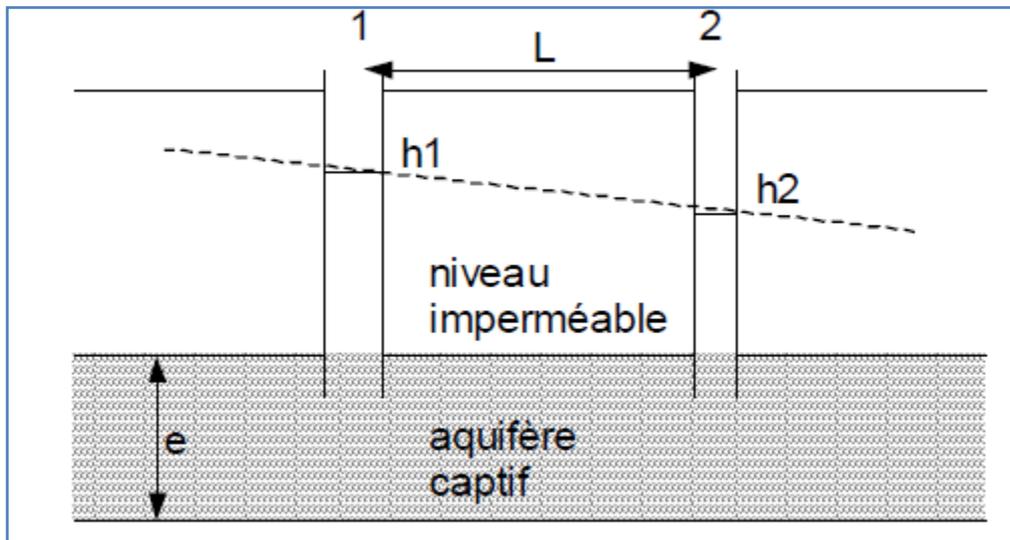
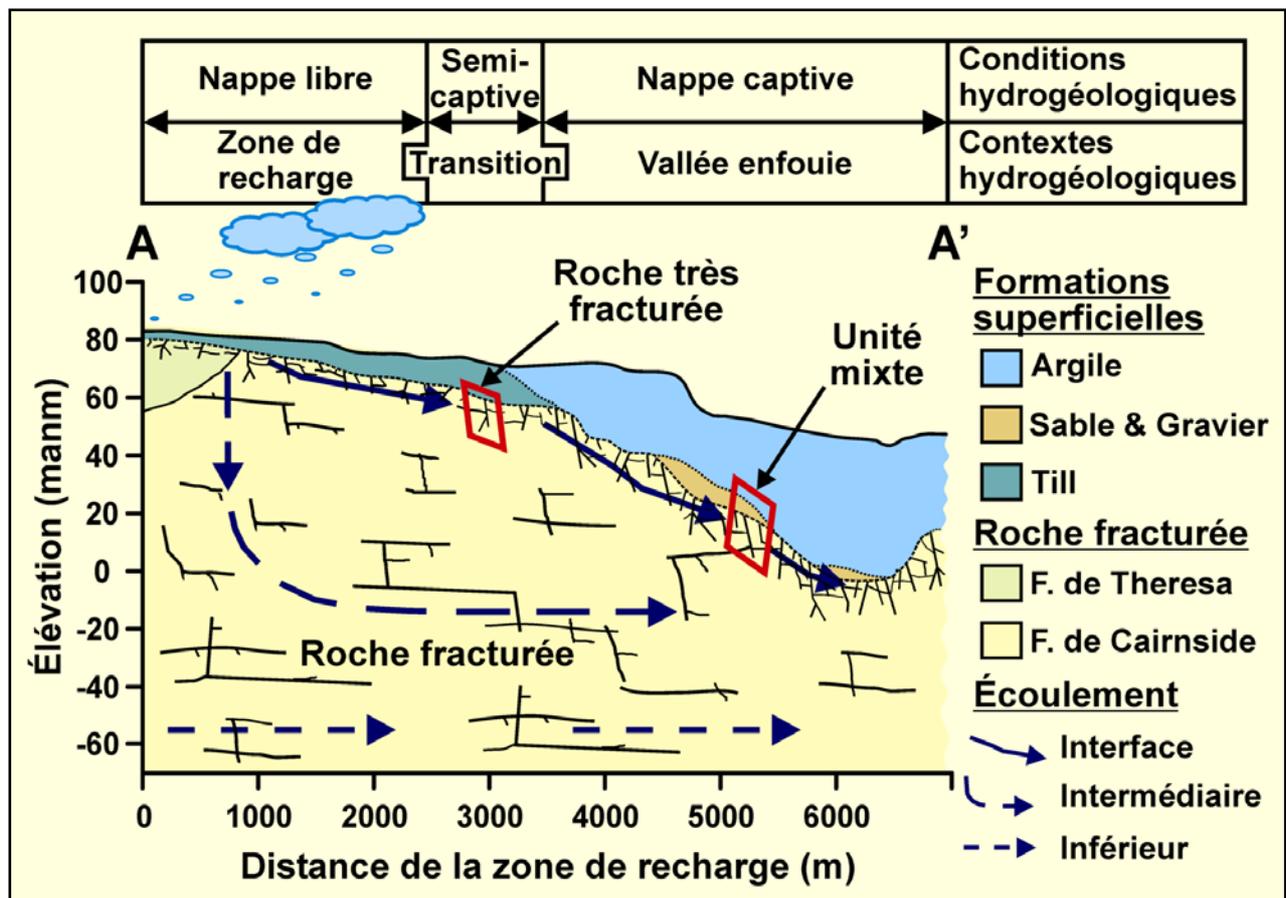
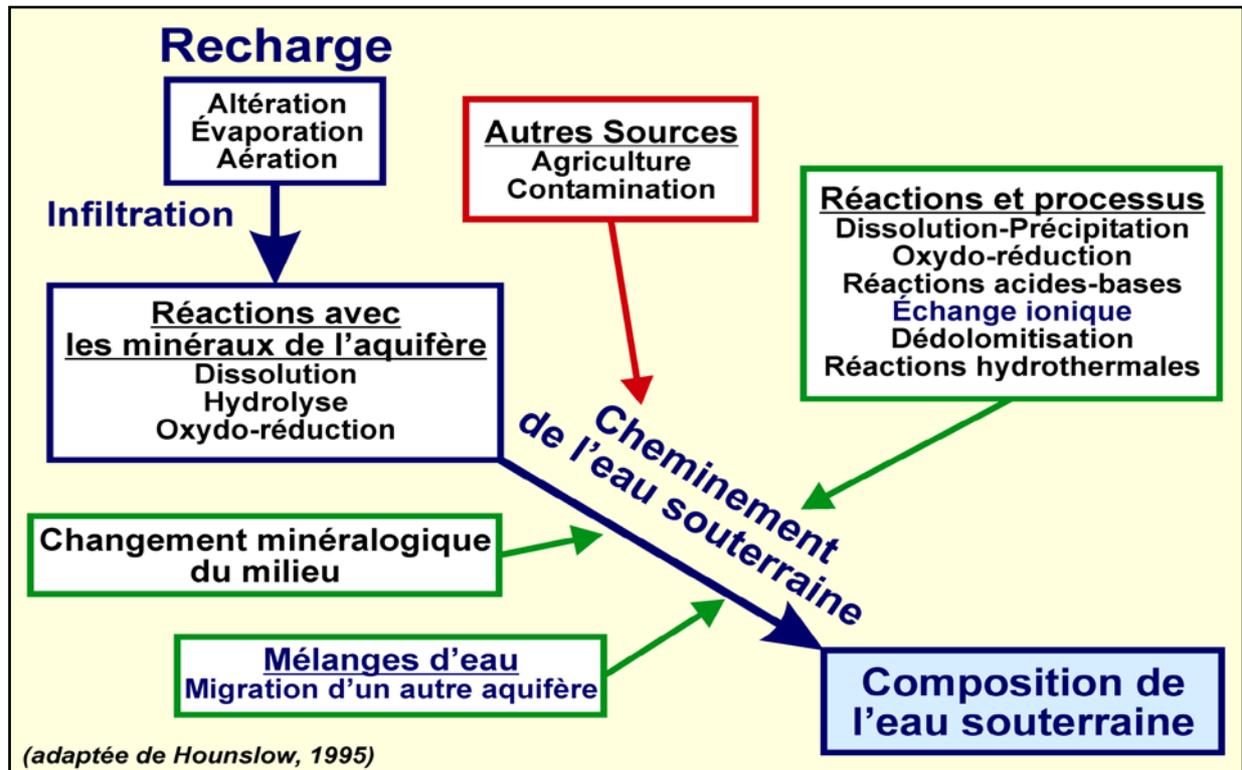


Figure 01

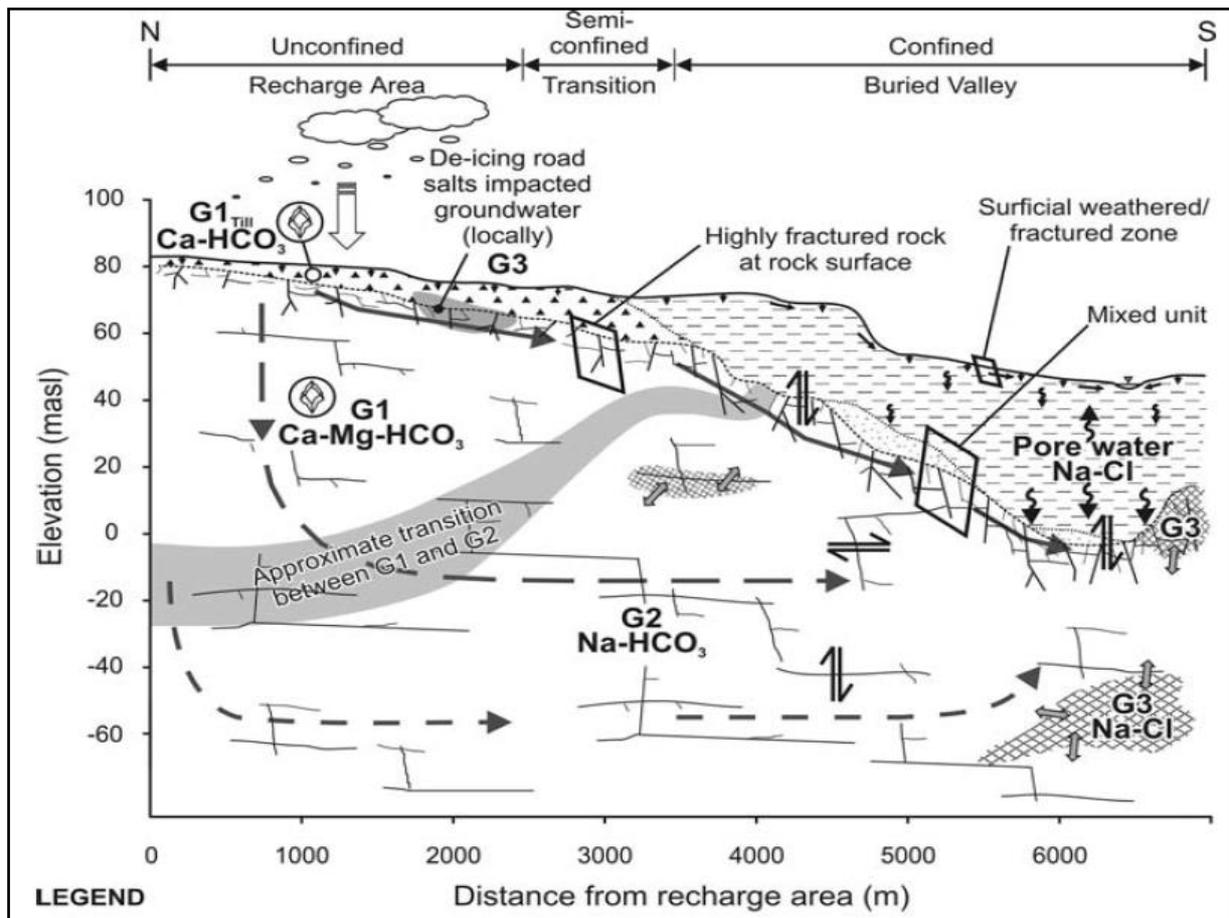
Model conceptuel d'écoulement (cloutier 2004)



Evolution chimique des eaux souterraines



Relations entre réservoirs et la géochimie (cloutier 2004)



Références Bibliographiques

- B. Adebnego, P. Meylan et A. Musy (1989). "Modélisation hydrologique orientée objet". *Institut de Génie Rural, Hydrologie et Aménagements, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne*.
- Arbel Y, Greenbaum N, Lange J, Inbar M, 2010. Infiltration processes and flow rates in developed karst vadose zone using tracers in cave drips. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 1682-1693.
- Bakalowicz M, 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 257 p.
- Baker A, Brunson C, 2003. Non-linearities in drip water hydrology: an example from Stump Cross caverns, Yorkshire. *Journal of Hydrology*, 277, 151-163.
- H. Darcy (1857). "Recherches expérimentales relatives au mouvement de l'eau dans les tuyaux". Volumes 2, Mallet-Bachelier, Paris. 268p.
- Dassargues (1991). "Modèles mathématiques en hydrogéologie et paramétrisation." *Annales de la Société Géologique de Belgique*. Pp 217-219
- G. de Marsily (2004). "Cours d'hydrogéologie." *Université Paris VI*.
- DETAY M., La gestion active des aquifères, Masson édit., Paris, 416 p. 1997
- J. Dupuit (1863). "Etudes théoriques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. Dunod, Paris (2e éd.).

- Eric gilli, Christian mangan, Jacques mudry ; Hydrogéologie objets, méthodes, applications page 30
- Ford DC, Williams P, 1989. *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman Ed., London, 601 p.
- R.E. Horton (1940). "An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity". *Soil sci. Amer.*
- Ledoux, E. Gomez , J.M. Monget, C. Viavattene, P. Viennot, A. Ducharne, M. Benoit, C. Mignolet, C. Schott, B. Mary (2007). "Agriculture and groundwater nitrate contamination in the Seine basin. The STICS–MODCOU modelling chain". *UMR Sysiphe, Ecole des Mines de Paris*.
- Jaillet S, 2000. Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois (Lorraine / Champagne, France). Structure - Fonctionnement - Evolution. Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux 3, 710 p.
- Ledoux Emmanuel, Modèles mathématiques en hydrogéologie, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2003, pages 12-14.
- Morales T, Uriarte JA, Olazar M, Antiguada I, Angulo B, 2010. Solute transport modelling in karst conduits with slow zones during different hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, 390, 182-189.
- Moussu F, Oudin L, Plagnes V, Mangin A, Bendjoudi H, 2011. A multi-objective calibration framework for rainfall-discharge models applied to karst systems. *Journal of Hydrology*, 400, 364-376.
- Perrin J, Jeannin PY, Zwahlen F, 2003. Épikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279, 106–124.
- Plagnes V, 1997. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II, Editions BRGM n°294, 376 p.
- Salomon JN, 2006. *Précis de karstologie*. Presses Universitaires de Bordeaux, 245 p.
- Vernoux J.F., Wuilleumier A., Perrin J, 2014, Délimitation des aires d'alimentation de captages d'eau souterraine et cartographie de leur vulnérabilité vis-à-vis des pollutions diffuses. Version révisée du guide méthodologique, Rapport BRGM.