

## Chapitre IV : Estimation des réserves et Bilan d'eau

### 1. Introduction

Vue certaine confusion régnant dans la terminologie, il est utile tout d'abord de distinguer nettement les réserves et les ressources en eaux souterraines.

*Les réserves* représentent le *volume d'eau gravifique ou libérable* emmagasiné dans un horizon aquifère, Elles sont donc conditionnées par la structure hydrogéologique et les caractéristiques hydrogéologiques, porosité efficace et coefficient d'emmagasinement de cet horizon.

*Les ressources* ne considèrent que le *volume d'eau exploitable*. En effet, la quantité d'eau pouvant être prélevée dans un horizon aquifère, si elle dépend des réserves, est déterminée par des impératifs techniques, économiques et de conservation des ressources. Les caractéristiques hydrogéologiques de l'horizon aquifère: perméabilité, transmissive ou vitesse réelle d'écoulement, conditionnent le débit unitaire. Les caractéristiques techniques des ouvrages de captages : drains, galeries? Sondages, puits simples ou complexes, sont également à considérer. Le prix de revient de l'eau captée intervient.

*L'horizon aquifère*, détermine à la base par le substratum imperméable et au sommet par la surface piézométrique dans la nappe libre ou le toit imperméable dans la nappe captive, comprend la roche réservoir et l'eau qu'elle renferme (*fig. 2 et 3*).

### 2. Classification des réserves

Nous devons distinguer les nappes libres et les nappes captives.

#### 2.1. Nappes libres

Dans la nappe libre, la surface piézométrique subit, dans les conditions naturelles, des fluctuations de niveaux, souvent importantes, en relation avec le cycle des précipitations et l'intensité de l'évapotranspiration. Ces fluctuations peuvent être observées soit sur l'année hydrologique, soit sur l'année hydrologique moyenne. *L'année Hydrologique* est déterminée par un cycle élémentaire des précipitations. Elle débute avec une surface piézométrique maximale pour se terminer par une surface piézométrique minimale (*fig. 1 et 2*). Sa durée est variable suivant les régions climatiques et n'est pas rigoureusement constante sur des périodes successives. En général, elle est d'environ douze mois dans les zones tempérées.

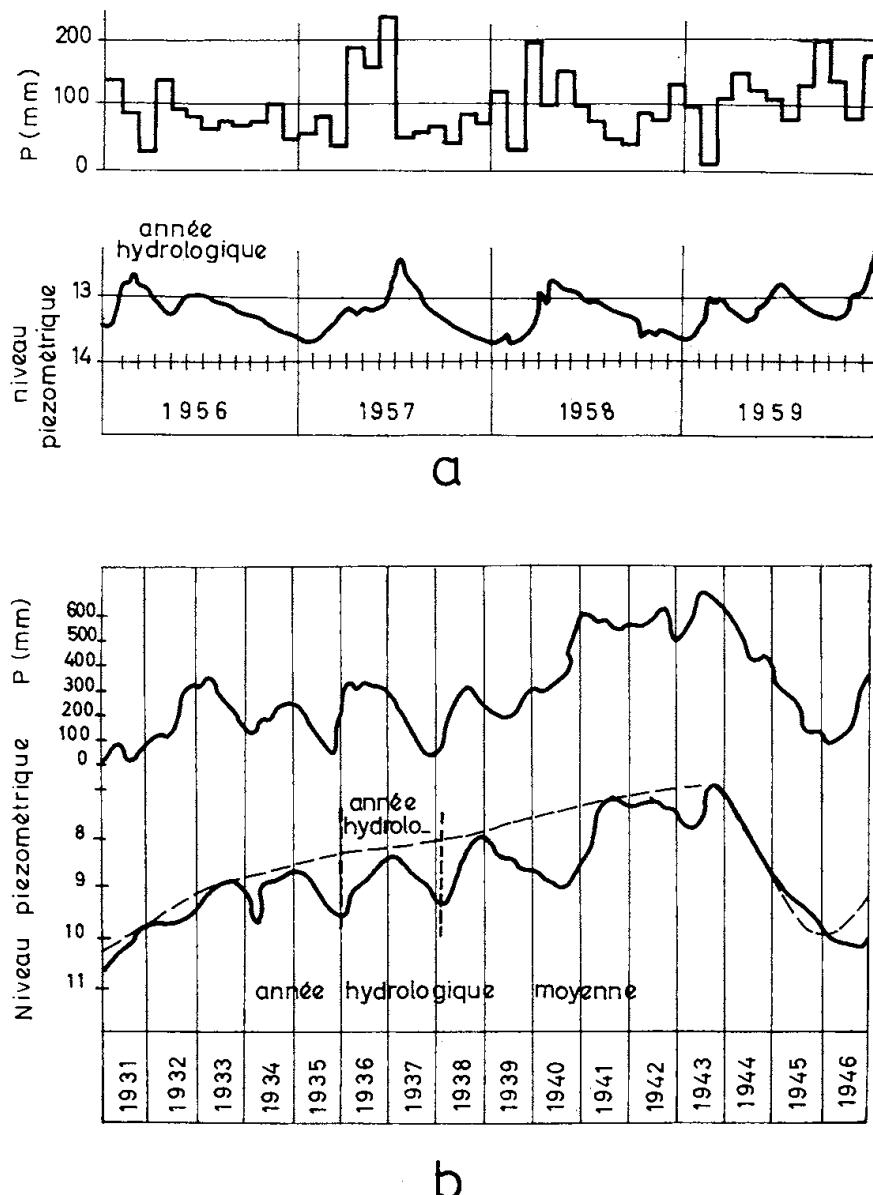


Figure 1 : Pluviométrie et fluctuations du niveau piézométrique des nappes (Castany 1962)

a) nappe phréatique du gave de Pau (Pyrénées). D'après A. ALET, G. LETERRIER et A. SCHERRER.

L'année hydrologique, d'une durée de douze mois, correspond à l'année calendaire;

b) Station de Esperanza (Argentine). D'après J.M. RAFFO.

L'année hydrologique est d'environ 24 mois et l'année hydrologique moyenne de 16 années (1931-1946).

Pour les nappes alluviales l'année hydrologique s'étale d'octobre à septembre. Dans les régions arides à faible pluviométrie, elle est plus longue (fig. 1). L'année hydrologique moyenne se rapporte à un cycle pluriannuel des précipitations.

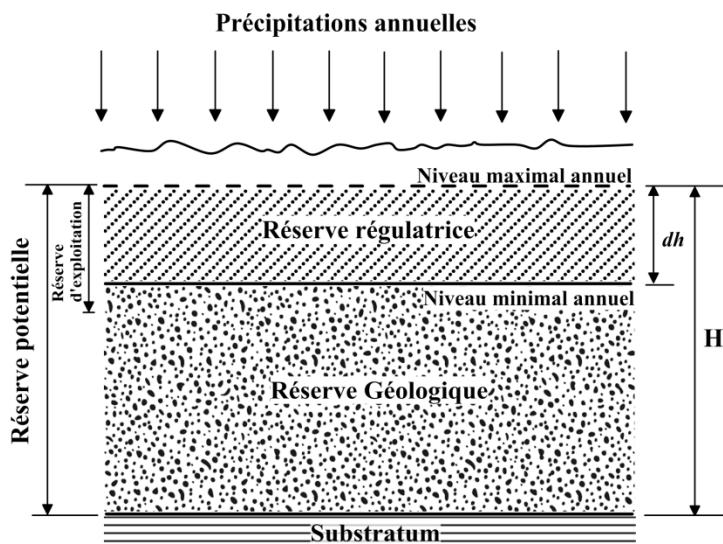
Elle correspond à une surface piézométrique maximale extrême et une surface piézométrique minimale extrême.

Si nous prenons l'exemple d'une nappe libre, les surfaces piézométriques maximale et minimale permettent de distinguer trois types de réserves (*fig. 2*) :

- les réserves régulatrices ;
- les réserves géologiques;
- les réserves potentielles.

**Réserves régulatrices** : Elles correspondent au volume d'eau gravifique stocké dans l'horizon aquifère délimité par les surfaces piézométriques maximale et minimale, dont l'amplitude détermine la puissance  $dh$  (*fig. 2*). Ces réserves sont alimentées par les précipitations et diminuées par l'évapotranspiration ou suite au pompage. Elles concernent essentiellement les nappes libres.

**Réserves géologiques**: Parfois appelées réserves profondes, elles représentent le volume d'eau stocké dans l'horizon aquifère compris entre le substratum imperméable et la surface piézométrique minimale (*fig. 2*). Leur alimentation s'effectue sur de longues périodes, à l'échelle géologique pouvant atteindre plusieurs siècles ou millénaires.

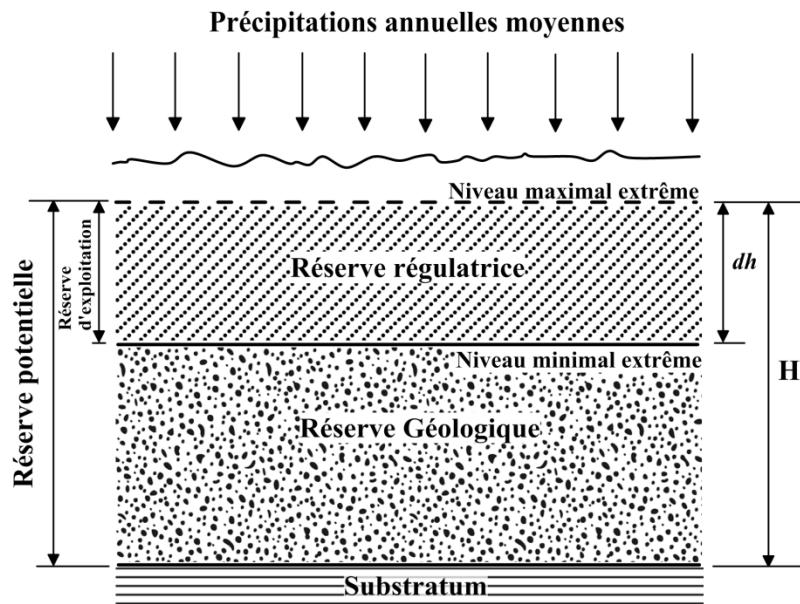


$dh$ : amplitude de la fluctuation de la surface piézométrique au cours de l'année hydrologique.

**Figure 2 : Détermination des réserves en nappe libre sur l'année hydrologique (Castany, 1962).**

**Réserves potentielles**: Elles représentent la totalité du volume d'eau gravifique stocké dans l'horizon aquifère, du substratum à la surface piézométrique maximale. Elles sont donc égales à la somme des réserves régulatrices et géologiques (*fig. 2*).

Si l'on choisit comme référence l'année hydrologique moyenne, on considère les surfaces piézométriques maximales extrêmes et minimales extrême (*fig. 3*).



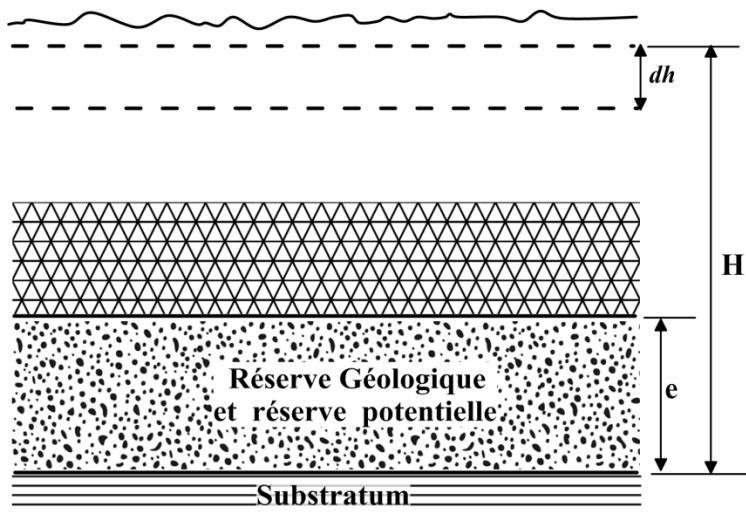
$dh$ : amplitude de la fluctuation de la surface piézométrique au cours de 1'année hydrologique moyenne.

Figure 3 : Détermination des réserves en nappe libre sur 1'année hydrologique moyenne (Castany, 1962).

## 2.2. Nappes captives

Dans les nappes captives les conditions sont différentes. La surface piézométrique est au-dessus du toit imperméable et ses fluctuations n'influencent pas la puissance de l'horizon aquifère (fig. 4). Aussi, la libération de l'eau est conditionnée par le phénomène de compressibilité.

Les réserves géologiques sont déterminées par la puissance de l'horizon aquifère et le coefficient d'emmagasinement. Elles sont égales aux réserves potentielles. Pour la nappe captive les réserves régulatrices ne sont pas définies.



$dh$ : amplitude de la fluctuation de la surface piézométrique.

Figure 4 : Détermination des réserves en nappe captive (Castany, 1962).

## 3. Calcul des réserves

Le calcul des réserves a pour objectif d'évaluer le *volume d'eau libérable* par l'horizon aquifère considéré. Ce calcul concerne la réserve régulatrice pour les nappes libres. Il porte sur l'évaluation directe du volume d'eau gravifique contenu dans l'horizon aquifère (le volume d'eau évacué aux exutoires). Cette évaluation exige la connaissance et la détermination de la structure hydrogéologique et la porosité efficace.

Il est basé essentiellement sur l'étude des fluctuations de la surface piézométrique, d'où l'importance de la cartographie des eaux souterraines (cartes structurales et cartes piézométriques).

### **3.1. Détermination de la structure hydrogéologique**

Il s'agit de déterminer le volume de terrain aquifère compris entre deux surfaces piézométriques maximale et minimale. Les mesures de niveaux, effectuées dans les puits, forages et piézomètres, permettent l'établissement de cartes en courbes isopièzes de chaque surface libre. Leur interprétation permet également de dresser des cartes isopaques. Le calcul se complique du fait que les déformations de la surface piézométrique ne sont pas uniformes en tous les points. Il en résulte des variations de superficie et d'amplitude de la fluctuation  $dh$ .

Dans le cas d'une nappe régulière, de plaine alluviale par exemple, nous pouvons retenir une surface moyenne et un  $dh$  moyen.

### **3.2. Détermination de la porosité efficace**

La porosité efficace,  $n_e$ , est le rapport du volume d'eau gravifique au volume total (solide + eau). Pour les nappes libres, sa valeur est voisine de celle du coefficient d'emmagasinement  $S$ . La porosité efficace peut être déterminée en laboratoire sur échantillons ou par des essais sur le terrain. Comme il est nécessaire d'obtenir, non pas des données ponctuelles, mais une porosité efficace moyenne de l'horizon aquifère, les essais sur le terrain donnent des résultats plus utilisables.

### **3.3. Calcul de la réserve**

La puissance de l'horizon aquifère est égale à l'amplitude moyenne  $dh$  des fluctuations de la surface piézométrique au cours de l'année hydrologique considérée. Le volume unitaire de la réserve  $dR$ , la porosité efficace moyenne étant  $n_e$ , sera donc:

$$dR = \frac{dh}{n_e} \quad (1.5)$$

$dR$  est parfois appelé *indice d'emmagasinement*. Il peut être exprimé en unités de volumes ou en millimètres de hauteur d'eau. Par exemple dans un horizon aquifère alluvial, si  $dh = 2$  m. pour l'année hydrologique et  $n_e = 15\%$ :

$$dR = \frac{2 \times 15}{100} = 0,3m^3 \text{ ou } 300mm$$

Si  $A$  est la surface moyenne, la réserve régulatrice  $R$  sera:  $R = dR \times A$  (2.5)

Avec  $A = 200 \text{ km}^2$ , nous aurons :  $R = 0,3 \times 2.000.000 = 600.000 \text{ m}^3/\text{an}$ .

#### 4. Evaluation par le volume d'eau évacué aux exutoires de surfaces. Courbes de tarissement

La réserve régulatrice peut être calculée par la courbe de tarissement des sources ou du débit d'écoulement à l'exutoire principal collectant les eaux du bassin hydrogéologique étudié (fig.5). La courbe de tarissement, c'est-à-dire des débits en fonction du temps, en régime non influencé, donc en l'absence de précipitations, correspond à la vidange de l'horizon aquifère et permet de calculer par résolution graphique le *coefficent de tarissement ( $\alpha$ )* (fig.6). Celui-ci, fonction de la réserve régulatrice, est d'autant plus petit que le volume d'eau stocké dans l'horizon aquifère est grand.

Un exemple d'un suivi des débits d'une source en phase de tarissement sont reportés au tableau N° 01.

**Tableau 01:** évolution du débit d'une source en phase de tarissement

t (jours)	5	10	15	20	42	60	70
Q (m <sup>3</sup> /s)	7	4,5	3,2	2,3	1	0,5	0,35

La formule de la courbe de tarissement ou appelée aussi formule de Maillet utilisée est:

$$Q_t = Q_0 - e^{-\alpha t} \quad (3.5)$$

$Q_0$  est le débit initial au début du tarissement en m<sup>3</sup>/s;

$Q_t$ , le débit à l' instant  $t$  en m<sup>3</sup>/s;

$t$ , le temps en jours;

$e = 2,718$  la base des logarithmes népériens.

$\alpha$ , coefficient de tarissement.

Cette formule peut s'écrire également:

$$\log Q_t = \log Q_0 - (\alpha \log e) t \quad (4.5)$$

Comme  $\log e = 0,4343$

$$\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha) t \quad (5.5)$$

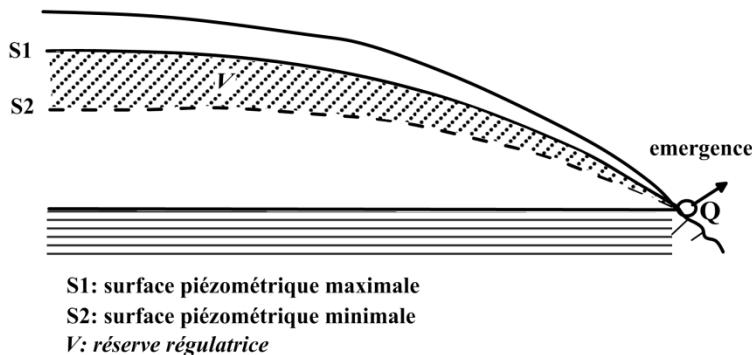


Figure 5 : schéma de la vidange de l'horizon aquifère.

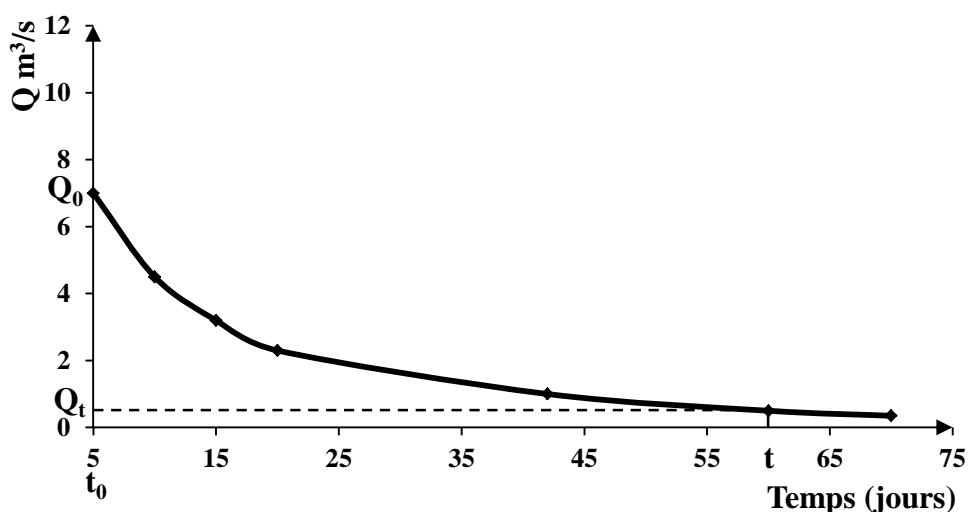


Figure 6 : Courbe de tarissement de l'horizon aquifère

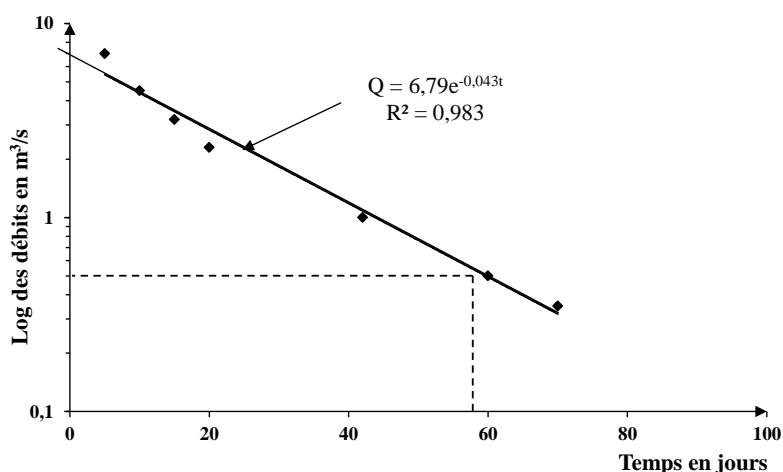


Figure 7 : Droite représentative du tarissement de la source.

Les débits mesurés en  $\text{m}^3/\text{s}$  à l'émergence sont portés en ordonnées logarithmiques et les temps correspondants en abscisses arithmétiques (fig. 7). Les points obtenus, permettent de tracer une droite moyenne, solution graphique de la formule de la courbe de tarissement.

L'ordonnée à l'origine donne la valeur de  $Q_0 = 6,79$ ; d'après le graphique pour  $Q_t = 0,5$ ,  $t = 60$ .

$$\log 0,5 = \log 6,79 - (0,4343 \alpha) 60$$

D'où :

$$\alpha = 0,043$$

La formule de tarissement de la source ou de Maillet est :

$$Q_t = 6,79 e^{-0,043t} \quad (6.5)$$

Si on intègre l'équation de Maillet tout en se rappelant que le volume d'eau écoulé durant le temps  $dt$  est  $Q \cdot dt$  et que ce volume est égal à la diminution (vidange) du stock d'eau emmagasinée ( $-dS_t$ ) durant le même intervalle de temps, on aura successivement :

$$\int Q_t dt = - \int dS_t \quad (7.5)$$

$$\int_0^\infty Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \cdot dt = - \int_0^{S_t} dS_t \quad (8.5)$$

$$S_t = Q_t / \alpha \quad (9.5)$$

Ce qui donne une réserve de  $2,14m^3$  à l'instant  $t=100$  jours.

Le volume  $V$  de l'eau emmagasiné dans l'horizon aquifère est donné par la formule de Maillet:

$$V = \int_{t_0}^\infty Q dt \quad (10.5)$$

$$V = 6,79 \int_{t_0}^\infty e^{-0,043t} dt \quad (11.5)$$

d'où l'on tire:

$V = 106,5$  millions de mètres cubes, volume des réserves régulatrices qui alimentent la source étudiée.

## 5. Calcul de la réserve géologique

Le calcul de réserve géologique a pour but la détermination du volume d'eau libérable contenu dans l'horizon aquifère. Il est calculé d'après les résultats des études hydrogéologiques.

Nous considérerons les nappes libres et les nappes captives.

### 5.1. Nappes libres

Le volume d'eau libérable stocké dans l'horizon aquifère libre, est celui de l'eau gravifique. Il faut donc déterminer le volume de l'horizon aquifère et la porosité efficace.

#### Calcul du volume de l'horizon aquifère

Ce volume est limité à sa base par le substratum imperméable et au sommet par la surface piézométrique minimale. Une étude hydrogéologique permet, d'après les données géologiques, complétées par les puits, forages et piézomètres, et des prospections géophysiques, de dresser des cartes structurales du substratum (cartes isobathes). Il est possible également d'établir des cartes d'épaisseur de l'horizon aquifère (cartes isopaques).

## **5.2. Nappes captives**

Dans les nappes captives, la libération de l'eau de l'horizon aquifère, phénomène complexe lié à la compressibilité, est en rapport étroit avec le coefficient d'emmagasinement, **S**. En particulier si le volume reste constant, dans les conditions normales d'exploitation, la masse spécifique de l'eau subit des variations importantes. Il a été démontré que, pour les nappes captives, le coefficient d'emmagasinement était toujours inférieur, de plusieurs puissances de 10, à la porosité efficace. Il en résulte que le volume d'eau libérable, par unité de volume, est inférieur, dans un horizon aquifère captif, à celui d'une nappe libre.

### **Calcul du volume de l'horizon aquifère**

L'horizon aquifère captif est délimité par le Substratum et le toit imperméables. Les études hydrogéologiques, basées sur la géologie, la tectonique, les puits et forages et les prospections géophysiques permettent de dresser des cartes et coupes structurales de l'horizon aquifère : isobathes du toit et du substratum, épaisseur (isopaques) de la formation aquifère.

### **Calcul du coefficient d'emmagasinement**

Le coefficient d'emmagasinement est déterminé par des essais de débits sur les puits et forages, et parfois, par l'étude des fluctuations de niveau piézométriques sous l'action des variations de la pression atmosphérique ou des marées océaniques.

Le calcul de la réserve géologique de la nappe du Continental Intercalaire par A. Cornet pour une épaisseur moyenne de l'horizon aquifère de 800 m, estimée à l'aide des forages, une porosité totale de l'ordre de 25% et une surface moyenne de 600.000 km<sup>2</sup>, a donné un volume total d'eau stocké de l'ordre de 50.000 milliards de mètres cubes. Cependant ce volume est surévalué, puisqu'au lieu de la porosité totale, il y aurait lieu de prendre un chiffre voisin du coefficient d'emmagasinement, ce qui donnerait environ 100 milliards de mètres cubes.

### **En résumé :**

Le calcul des réserves en eaux souterraines, repose sur les données des études hydrogéologiques

- régionales qui permettent d'établir ou de déterminer:
- cartes piézométriques;
- cartes et coupes structurales:
- porosité efficace et coefficient d'emmagasinement.

Ces études utilisent toutes les méthodes de la géologie appliquée: géologie stratigraphique et structurale, hydrogéologie et plus particulièrement inventaire des ressources hydrauliques, prospections géophysiques, forages, géomorphologie appliquée.