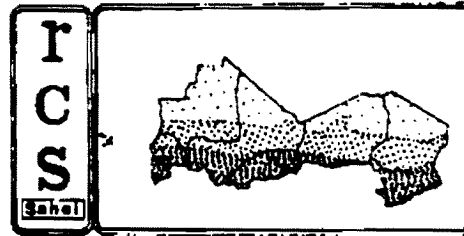
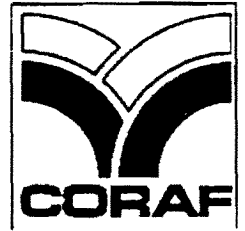


ORSTOM



Atelier de Formation aux Techniques d'Etude de l'eau dans le système Sol - Plante - Atmosphère

Mbour, 30 Novembre - 10 Décembre 1992

**ELEMENTS D'HYDRODYNAMIQUE DE
L'EAU DANS LA ZONE SATURÉE**

J.L. SAOS et R. MALOU

**ELEMENTS D'HYDRODYNAMIQUE DE L'EAU DANS LA ZONE SATUREE
(J.L. SAOS * ET R. MALOU **)**

* Chargé de recherche - ORSTOM - Dakar - Sénégal.

** Assistant - Département de Géologie - UCAD - Sénégal.

I- NOTION DE BASSIN HYDROGEOLOGIQUE

Le transit de l'eau dans le sol et le sous sol est une étape importante du cycle global de l'eau. Le réservoir souterrain est, en dehors des océans et des glaciers, le plus important. Il stocke, environ, 40 % de l'eau douce à l'échelle planétaire (UNESCO, 1978).

Le bassin hydrogéologique est (fig. 1), le prolongement souterrain du bassin hydrologique et correspond, en général, au bassin sédimentaire. Il est constitué d'un ou de plusieurs aquifères.

II- ORIGINE DES EAUX SOUTERRAINES

L'eau du sol et du sous-sol provient des précipitations (P en mm) qui, après avoir fait l'objet de reprises évaporatoires (EP en mm), parviennent à la surface du sol. Cette quantité d'eau précipitée, appelée pluie efficace est alors répartie en deux fractions: le ruissellement (R) qui alimente l'écoulement de surface et l'infiltration qui franchie la surface du sol.

Une partie de cette lame infiltrée est reprise par l'évapotranspiration (ETP), la fraction résiduaire, IE , appelée infiltration efficace, alimente l'écoulement souterrain (Q_w). Elle rejoindra, à plus ou moins long terme, l'écoulement total (QT) (fig. 1).

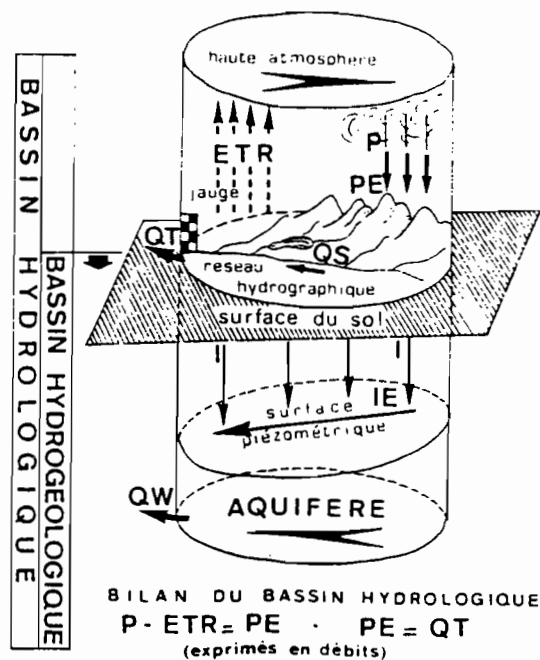


Figure 1 - Trois domaines d'espace identifient trois systèmes hydrologiques emboîtés de grandeurs décroissantes : bassin hydrologique, bassin hydrogéologique et aquifère. P , précipitations ; ETR , évapotranspiration réelle ; PE , précipitations efficaces ; QT , débit de l'écoulement total mesuré à la station de jaugeage de l'exutoire du bassin hydrologique ; QS , débit de l'écoulement de surface ; I , infiltration ; IE , infiltration efficace ; QW , débit de l'écoulement souterrain.

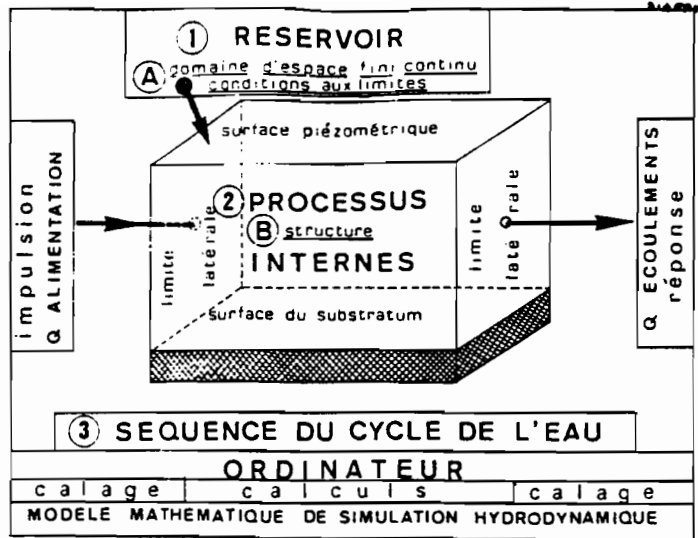


Figure 2 - Schéma d'identification du système aquifère.

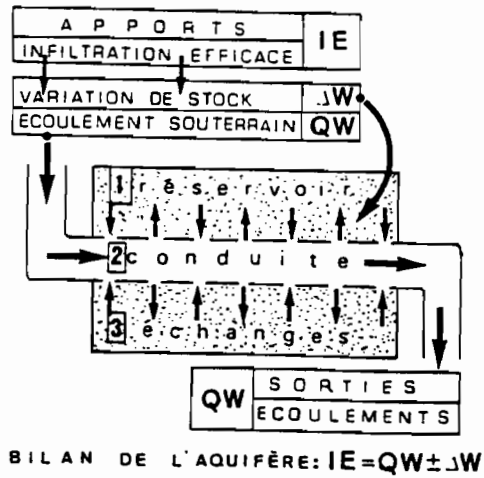


Figure 3 - Le réservoir de l'aquifère remplit trois fonctions vis-à-vis de l'eau souterraine : 1, réservoir (capacitive), 2, conduite (conductrice) et 3, échanges physico-chimiques (interactions eau/roche).

III- NOTION D'AQUIFERE

Un aquifère est une formation hydrogéologique perméable permettant l'écoulement significatif d'une nappe d'eau souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables par des moyens économiques. Il s'agit d'un système hydrologique et hydrodynamique identifiable (fig. 2) par:

- un réservoir (1), domaine d'espace fini, caractérisé par ses conditions aux limites et ses dimensions ou configuration (A) et par son organisation interne ou structure (B);

- des processus internes ou mécanismes (2) hydrodynamiques, hydrochimiques et hydrobiologiques entraînant le stockage, la conduite et les échanges géochimiques de l'eau (fig. 3);

- une séquence du cycle de l'eau, interaction avec l'environnement et caractérisé par le couple impulsion/réponse exprimé par une relation ou fonction de transfert (fig. 4);

- la variabilité dans l'espace de ces caractéristiques;

- des conditions de temps, toutes les mesures des caractéristiques étant rapportées à une date (état initial) ou à une durée moyenne (variabilité des caractéristiques dans le temps).

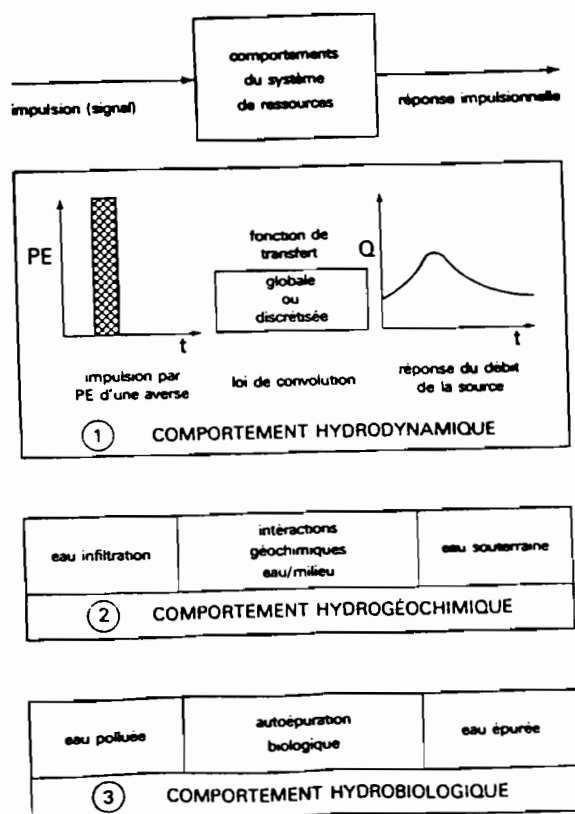


Figure 4 - L'aquifère, séquence de l'écoulement de l'eau dans le bassin hydrogéologique, présente trois comportements, en réponse aux influences de son environnement: hydrodynamique, hydrochimique et hydrobiologique.

IV- AQUIFERES ET STOCKAGE DE L'EAU SOUTERRAINE

L'aquifère est un complexe de deux constituants en interactions: le réservoir et l'eau souterraine. La fonction principale du réservoir est l'emménagement qui règle le stockage et la libération de l'eau gravitaire. Cette fonction est déterminée par les caractéristiques physico-chimiques du réservoir (morphologie et interconnexion des vides):

- la morphologie des pores et milieux poreux: la dimension des pores est directement liée à celle des grains du réservoir;

- interconnexion des pores et milieu continu: la communication des pores permet le déplacement des particules d'eau selon des trajectoires plus ou moins compliquées (tortuosité des trajectoires).

- morphologie des fissures et milieu fissuré: micro et macrofissures, fentes plus ou moins allongées issues d'un processus purement mécanique.

En fonction de ces caractéristiques, les réservoirs se classent en deux grandes catégories:

- Les réservoirs poreux, constitués de roches meubles, non consolidées (fig. 5);

- les réservoirs fissurés, constitués de roches compactes, consolidées (fig. 6).

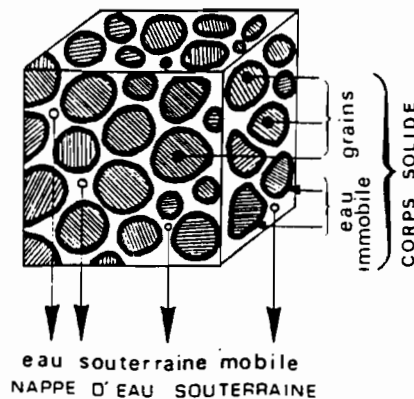


Figure 5 - L'aquifère est un complexe physico-chimique unique de deux constituants ou phases : le réservoir et l'eau souterraine dont la fraction mobile constitue la nappe d'eau souterraine.

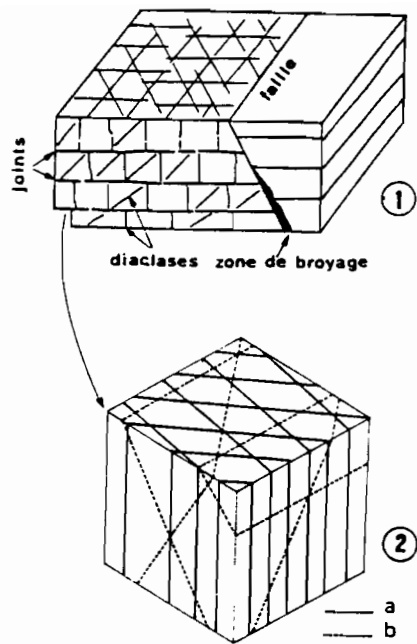


Figure 6 - Microfissures et macrofissures des roches compactes. Milieu fissuré. Formation hydrogéologique perméable carbonatée fissurée de la craie supérieure du bassin de Paris.

1, bloc diagramme d'un grand volume d'aquifère ; 2, échantillon montrant trois grandes familles de microfissures (diaclasses) identifiées par l'étude statistique des affleurements : a, fissures subverticales ; b, fissures obliques aquifères.

Les paramètres du complexe eau/réservoir sont mesurés en laboratoire et sur le terrain par la détermination de la porosité efficace et les pompages d'essai:

- La porosité (n) est le rapport du volume des vides (v_v) au volume total de la roche (v_t):

$$n = v_v / v_t \%$$

- La porosité efficace (n_e) est le rapport du volume d'eau gravitaire (v_e), que le réservoir peut contenir à l'état saturé puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total (v_t) (fig. 7):

$$n_e = v_e / v_t (\%)$$

- L'emmagasinement: le coefficient d'emmagasinement (S) se détermine sur le terrain par des pompages d'essai. Il se définit comme étant le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasiné, par unité de surface de l'aquifère (m^2), à la variation de charge hydraulique (Δh) correspondante. Dans une nappe à surface libre le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique à la porosité efficace, ce qui n'est pas le cas pour une nappe captive où il lui est 10 à 100 fois plus inférieur.

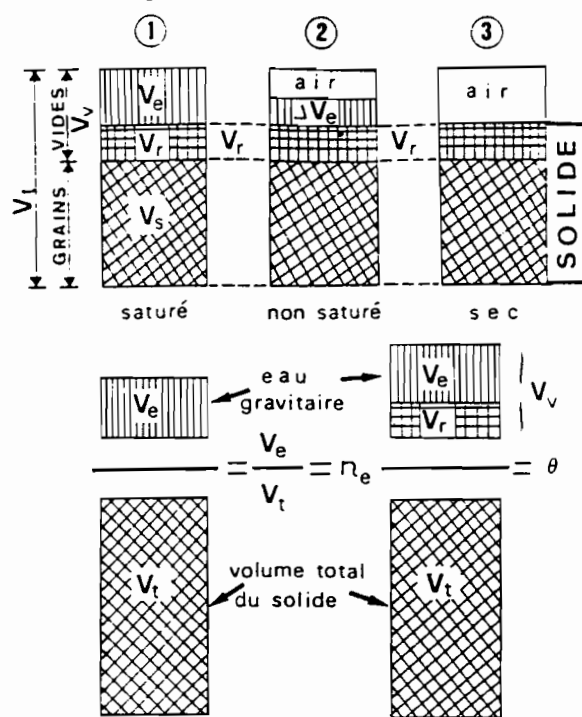


Figure 7 - Schéma des trois états d'un échantillon de sous-sol montrant les types d'eau souterraine présents dans les vides du réservoir. Définition de la porosité efficace, n_e et de la teneur en eau θ . V_e et ΔV_e , volumes d'eau gravitaire ; V_r , volume d'eau de rétention ; V_s , volume de la phase solide ; V_t , volume total de l'échantillon.

- Le niveau piézométrique (H, en m)

Le niveau piézométrique est l'altitude, en m, du plan d'eau par rapport au niveau de référence géographique (niveau marin). Il est mesuré par différence entre la cote du sol (z en m) et la profondeur du plan d'eau en équilibre naturel dans un ouvrage.

$$H = z - H_p$$

Pour une source c'est l'altitude de l'émergence naturelle

$$H = z$$

Pour une nappe artésienne elle est égale à la cote (z) du sol plus l'élevation du niveau d'eau au-dessus du sol.

- La charge hydraulique est le poids de la colonne d'eau au-dessus du niveau de référence. C'est l'énergie par unité de poids.

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

Ces trois paramètres sont assimilable, par convention, étant donné la précision des mesures, au niveau piézométrique.

- Le gradient hydraulique est la différence de niveau entre deux points de la surface piézométrique, par unité de longueur le long d'une ligne de courant.

V- AQUIFERE ET ECOULEMENT DE L'EAU SOUTERRAINE

En hydrodynamique souterraine, l'écoulement est le déplacement de particules d'eau le long de trajectoires théoriques matérialisées par les lignes de courant, encore appelées lignes de flux ou filets liquides.

La perpendiculaire aux lignes de courant successives est la ligne équipotentielle. C'est la ligne d'égal potentiel hydraulique,

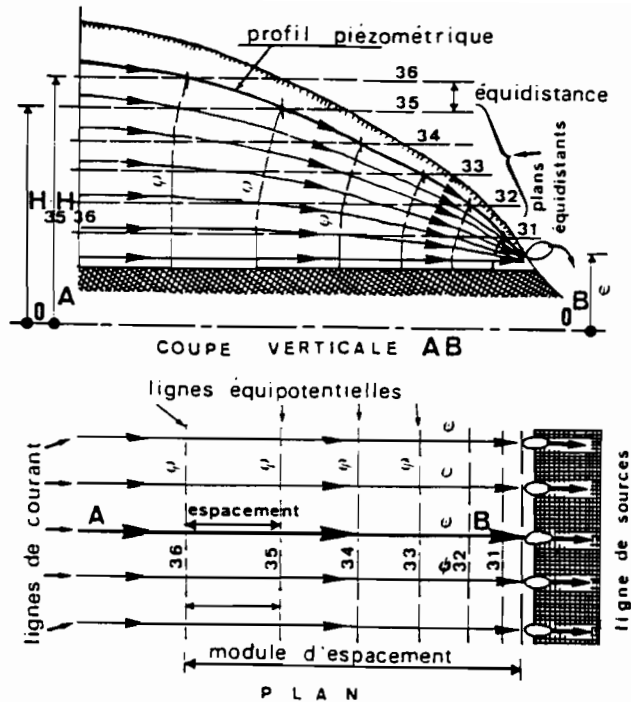


Figure 8 - Réseau d'écoulement. Aquifère à nappe libre alimentant une source de déversement. Équidistance et module d'espacement des courbes hydroisohypses.

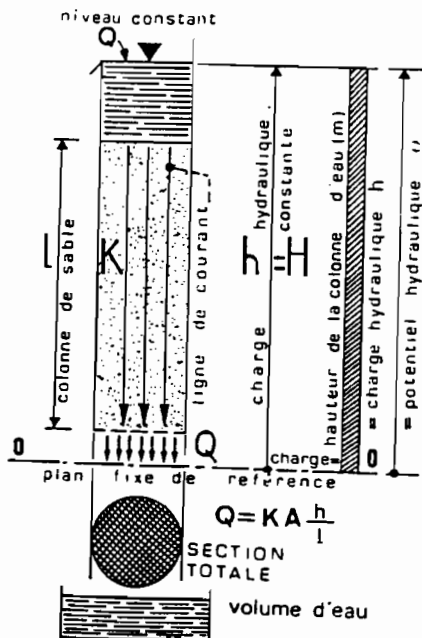


Figure 9 - Expérience de Darcy. Schéma du dispositif expérimental. La vitesse de filtration est calculée avec la section totale intérieure du tube.

assimilable à une ligne d'égal charge ou d'égal niveau piézométrique (fig. 8).

La fonction conduite du réservoir permet le transport des quantités d'eau et la transmission d'influence. Elle est imposée par la structure de l'aquifère (paramètres géométriques et hydrodynamiques).

La loi de Darcy, établie expérimentalement (fig. 9), est à la base de l'hydrodynamique souterraine. Elle montre que le volume d'eau (Q , en m^3), filtrant de haut en bas, dans une colonne de sable de hauteur, l , (en m), à travers la section totale, A , (en m^2), perpendiculaire à la direction verticale d'écoulement, est une fonction d'un coefficient de proportionnalité K (en m/s), caractéristique du sable et de la perte de charge h/l (sans dimension), par unité de longueur du cylindre de sable:

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

Le paramètre (K) est le coefficient de perméabilité; le quotient de la charge (h) par la longueur (l) de la colonne de sable ou perte de charge par unité de longueur (h/l) est appelé le gradient hydraulique, i , sans dimensions).

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

L'expression, Q/A (en m/s) noté q , en m/s est le débit unitaire. Il est égal au produit du coefficient de perméabilité au gradient hydraulique

$$q = K \cdot i$$

Il est l'équivalent de la vitesse de filtration, V , (en m/s), rapportée à la section totale (A en m^2):

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

L'application sur le terrain de loi de Darcy donne le schéma (fig. 10) de l'écoulement latéral de la nappe qui s'écrit:

$$q = - K \cdot (h_1 - h_2)/l = - K \cdot \Delta h/l = K \cdot i$$

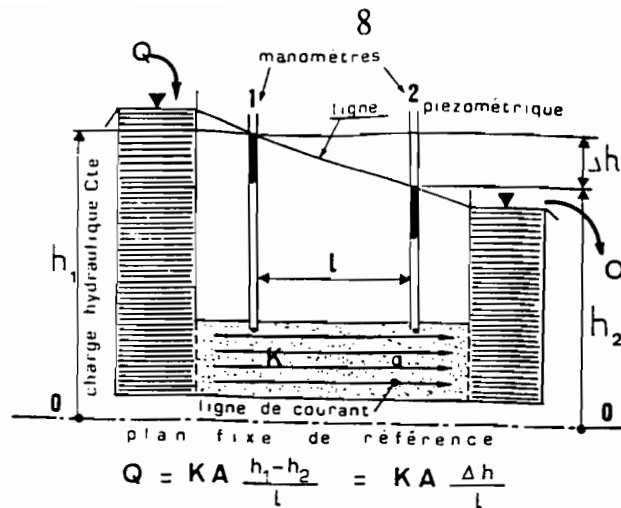


Figure 10 - Dispositif de laboratoire avec écoulement latéral représentatif de l'écoulement de l'eau souterraine dans l'aquifère.

VI- PRINCIPAUX TYPES DE NAPPES D'EAU SOUTERRAINE

La nappe désigne l'eau contenue dans son gisement. Elle évoque la notion de continuité de l'eau dans une formation hydrogéologique (un aquifère).

Il existe trois types de nappes définies par la nature de la limite supérieure de la formation aquifère:

- Nappe libre

La limite supérieure (fig. 11) est constituée par un niveau hydrodynamique, lieu de tous les points constituant la hauteur de l'eau dans l'aquifère et appelé surface piézométrique. Elle est en contact avec l'atmosphère (zone non saturée) et se déplace verticalement en fonction de l'exploitation ou de l'écoulement souterrain.

- Nappe captive

La limite supérieure (fig. 12) est constituée par une formation géologique imperméable appelée toit de l'aquifère. L'eau de la nappe est sous pression entre deux formations imperméables (le substratum ou mur et le toit de l'aquifère).

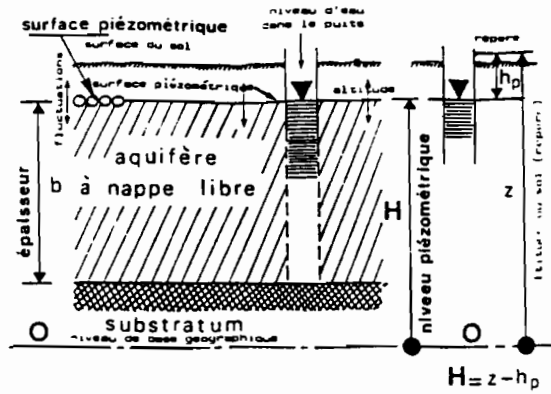


Figure 11 - Schéma de l'aquifère à nappe libre. Mesure du niveau piézométrique.

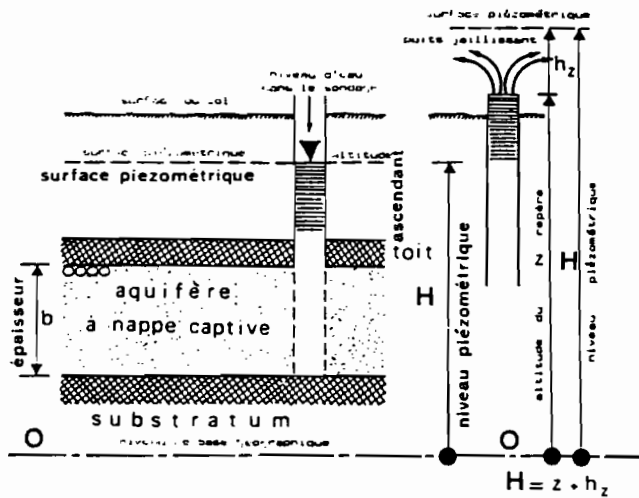


Figure 12 - Schéma de l'aquifère à nappe captive. Mesure du niveau piézométrique.

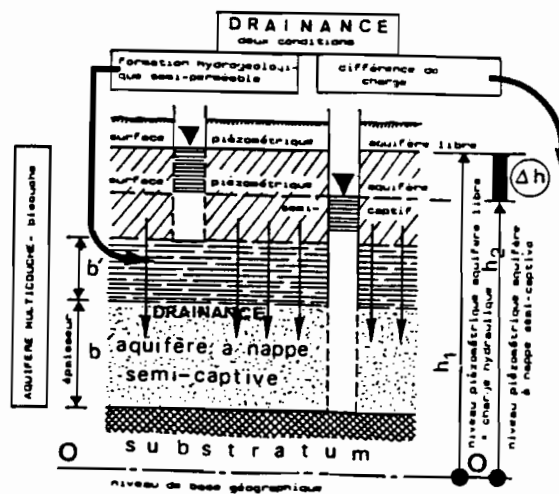


Figure 13 - Drainance et aquifère multicouche (bicouche). La drainance exige deux conditions : présence d'une formation hydrogéologique semi-perméable et différence de charge, Δh .

- Nappe semi-captive ou à drainance

Le toit de l'aquifère est constitué par une formation semi-perméable permettant, dans certaines conditions hydrodynamiques (différence de charge), des échanges d'eau ou de pression avec un aquifère supérieur ou sous-jacent (fig. 13).

VII- ETUDE DES VARIATIONS PIEZOMETRIQUES

La surface piézométrique des nappes présente, en fonction du temps, des fluctuations de niveau qui sont de deux ordres: naturelles et artificielles.

Les variations naturelles sont essentiellement dues aux précipitations, de concert avec l'évapotranspiration. Les fluctuations induites sont cycliques (saisonniers et même séculaires).

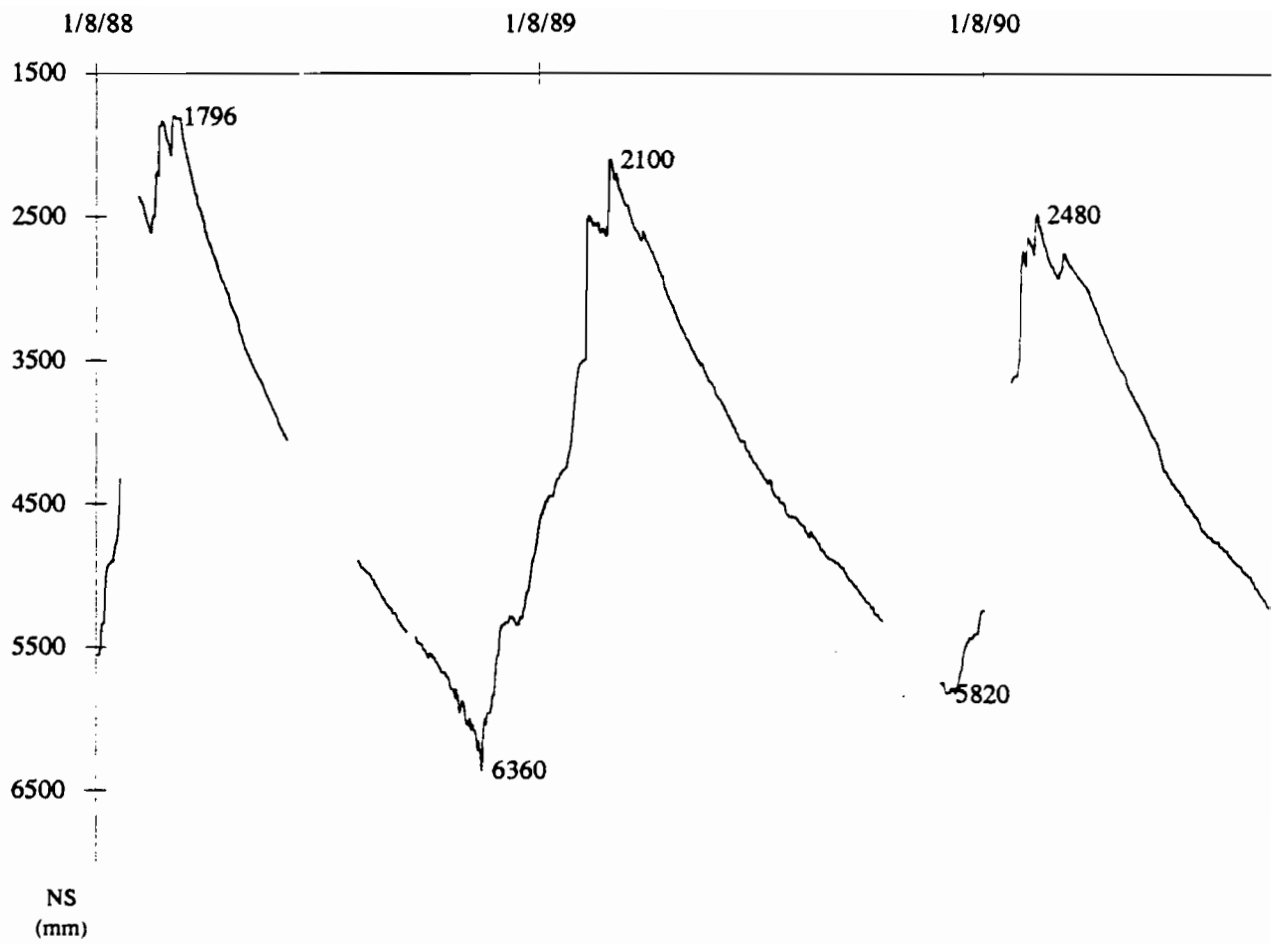
Les variations accidentelles ont des causes diverses (tremblement de terre, ébranlement, tassement, effondrement etc).

Les variations artificielles sont souvent le fait d'actions anthropiques (aménagement, exploitations abusives).

Nous n'insisterons que sur l'influence conjuguée des précipitations et de l'évapotranspiration, facteurs essentiels du bilan hydrologique des nappes superficielles dans les conditions climatiques actuelles de la zone tropicale sèche.

- Influence des précipitations et de l'évapotranspiration

Les précipitations, lorsqu'elles sont suffisantes, provoquent l'existence d'infiltrations efficaces, qui alimentent les nappes d'eau souterraine. En zone tropicale, la périodicité saisonnière des précipitations entraîne, avec un retard, dû au temps de percolation et fonction, essentiellement, de la profondeur de la nappe et de la perméabilité du substratum géologique, celle de l'hydrologie des nappes. La recharge saisonnière relève la surface piézométrique au cours de la saison humide. Au cours de la saison sèche qui suit, se



produit le processus inverse, sous l'effet de l'évapotranspiration (fig. 14).

L'hydrodynamique des nappes superficielles reste dominée par des mouvements verticaux, de recharge et de décharge piézométrique (fig. 15)

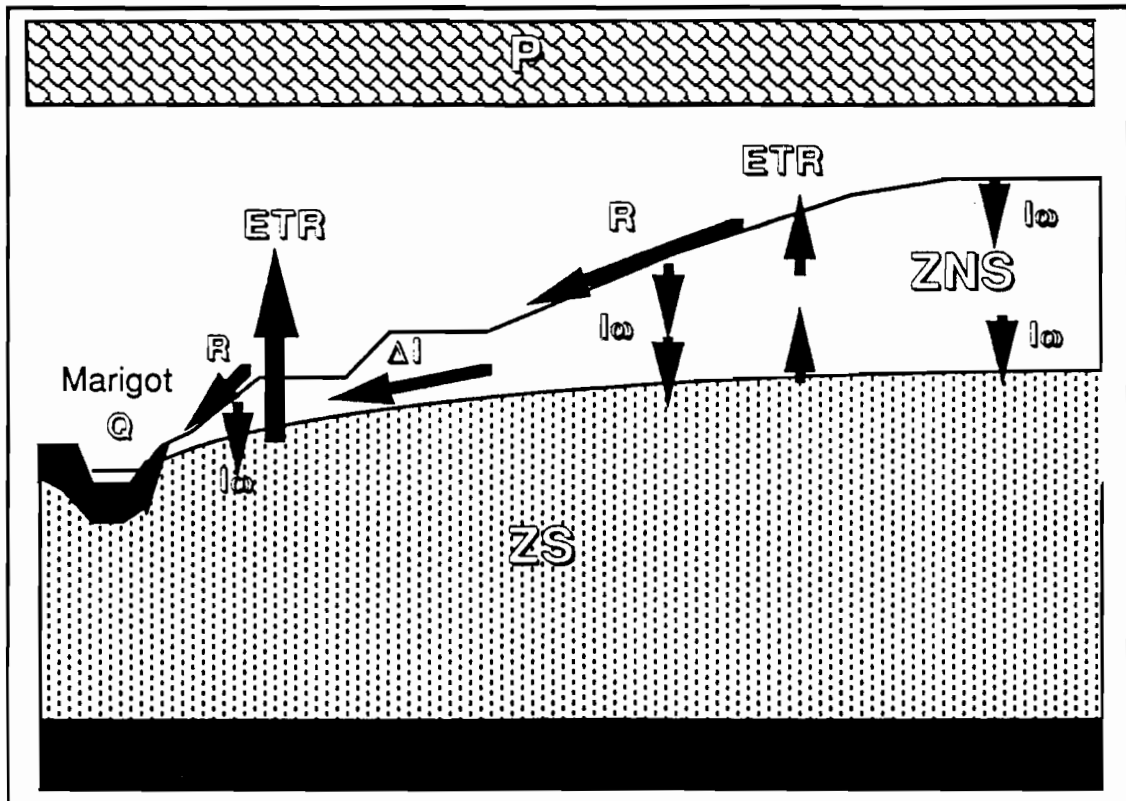


Figure 15 : éléments du bilan hydrique en Basse Casamance.

ETR: évapotranspiration réelle; I_e : infiltration efficace; ΔI : écoulement hypodermique; P: précipitations; Q: écoulement global; R: ruissellement direct; ZNS: zone non saturée; ZS: Zone saturée.