

## 1.10. Infiltrarea

**Infiltrarea** este fenomenul de pătrundere a **apei** de la suprafața terenului în **zona de aerare** (sol, sediment sau rocă permeabilă), unde urmează o mișcare descendentă care se finalizează în zona de saturație. Fenomenul de infiltrare, în sens larg, are două faze distincte:

- pătrunderea apei prin suprafața terenului și intrarea ei în teren, sub suprafață topografică;
- mișcarea descendentă a apei cu componenta principală verticală, într-un teren nesaturat, de la suprafața terenului până la primul nivel piezometric, care marchează limita superioară a acviferelor freatice.

Procesul de infiltrare contribuie la transformarea precipitațiilor atât în **apă de retenție** cât și în **apă hidrodinamic activă** care generează **scurgerea hipodermică, scurgerea subterană** și refacerea **rezervei acviferelor**.

Pe perioade mai mari, infiltrarea acționează ca un proces de regularizare a regimului hidrologic, punând în rezervă o parte din apa atmosferică, restituită ulterior, mai lent, cursului de apă. Capacitatea de retenție a bazinului hidrogeologic se reflectă în forma hidrografului, pe porțiunea curbei de epuizare (**Fig.1.33**).

Procesul fizic de infiltrare a apei este dominat de interacțiunile complexe dintre cele trei faze prezente:

- faza solidă reprezentată de **matricea minerală** a formațiunilor din zona nesaturată prin care se produce infiltrarea;
- faza lichidă reprezentată de **apa** provenită din precipitații;
- faza **gazoasă** reprezentată de aerul prezent în spațiul poros nesaturat cu apă.

Forțele determinante ale infiltrării sunt **gravitația** și **capilaritatea**, care pun în mișcare apa din zonele mai umede către cele cu grad de umiditate mai redus. Ca forțe rezistente apar: **frecarea** apei de suprafața particulelor minerale și **contrapresiunea** exercitată de aerul conținut în teren. Dintre factorii secundari se menționează **vâscozitatea** apei influențată de temperatură și **mineralizația** (conținutul de săruri dizolvate) apei.

În stadiul inițial al infiltrării, acțiunea **forțelor capilare** este mult mai importantă decât cea a gravitației, motiv pentru care **liniile de curent**, care indică traseul de deplasare a apei, pot fi deviate în toate direcțiile. Efectul capilar descrește pe măsura înaintării frontului umed, astfel încât la adâncimi de ordinul a un metru, infiltrarea gravitațională devine dominantă, ea dezvoltându-se în adâncime cu o viteză relativ uniformă.

Un rol important în dinamica infiltrării îl are **aerul din teren**. La început, frontul umed înaintază neuniform, aerul este evacuat în diferite direcții, iar viteza de infiltrare scade datorită consumului de energie. Dacă procesul de infiltrare continuă, o parte a aerului este dizolvat și se poate înregistra chiar și o creștere a vitezei de infiltrare.

### 1.10.1. Evaluarea infiltrării cu infiltrometrul

Complexitatea procesului de infiltrare a stimulat dezvoltarea studiilor **empirice** care se bazează exclusiv pe **experimentări in situ sau în laborator** și nu pe ecuația generală a mișcării apei în mediul nesaturat. Rezultatele experimentelor sunt sintetizate în **formule empirice** de formă exponențială, din care cea mai frecvent utilizată este formula lui Horton (1933):

$$u(t) = u_c + (u_0 - u_c) \cdot e^{-\gamma t} \quad (1.35)$$

unde

$u(t)$ - viteza de infiltrare la momentul  $t$ ;

$u_0$ - viteza inițială de infiltrare/capacitatea de infiltrare;

$u_c$ - viteza de infiltrare constantă, atinsă după o anumită perioadă;

$\gamma$ - parametrul infiltrării, care sintetizează efectul a numeroși factori de teren.

### Capacitatea de infiltrare

(infiltrarea potențială)  $u_0$  reprezintă viteza maximă cu care un teren poate absorbi un flux de apă în condițiile date. Viteza de infiltrare ( $u(t)$ ) descreește exponențial în timp, de la  $u_0$  până la o valoare constantă ( $u_c$ ) (Fig.1.36).

Experimentul de teren se realizează cu ajutorul unor dispozitive numite **infiltrometre**. Un tip de infiltrometru frecvent utilizat este format din doi cilindri concentrici în care se menține un nivel de apă constant, folosind un flacon gradat (Fig.1.37). Cilindrul exterior are rolul de a dirija vertical-descendent liniile de curent din interior, putându-se în felul acesta să se ia în calcule, ca secțiune de umezire,

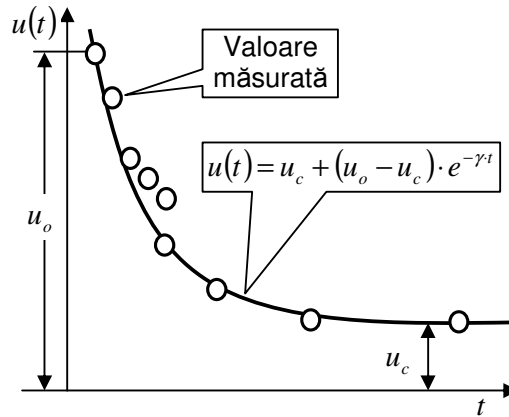


Fig.1.36. Variația vitezei de infiltrare în raport cu timpul (model Horton).

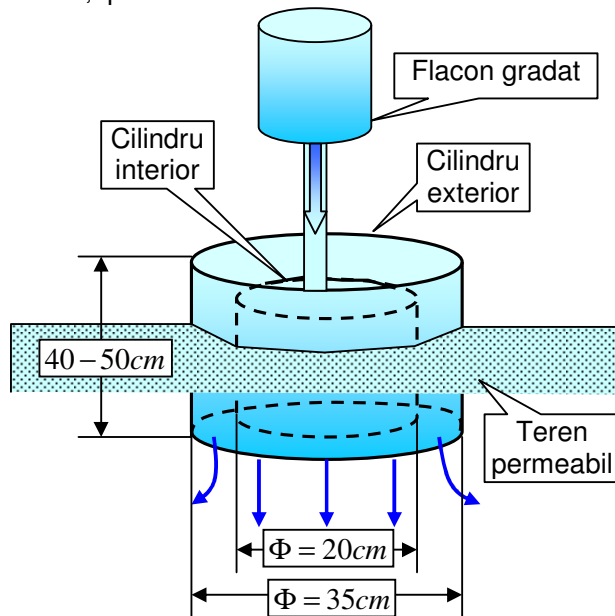


Fig.1.37. Infiltrometru cu doi cilindri

ca secțiune de umezire, secțiunea cilindrului interior. Împărțind volumele de apă scoase din flacon, la secțiunea cilindrului interior se obțin vitezele de infiltrare ( $u(t)$ ) pe baza cărora se trasează curba exponențială.

Prin liniarizarea modelului exponențial se determină parametrul  $\gamma$ , el reprezentând coeficientul unghiular al dreptei trasate pe un grafic în coordonate

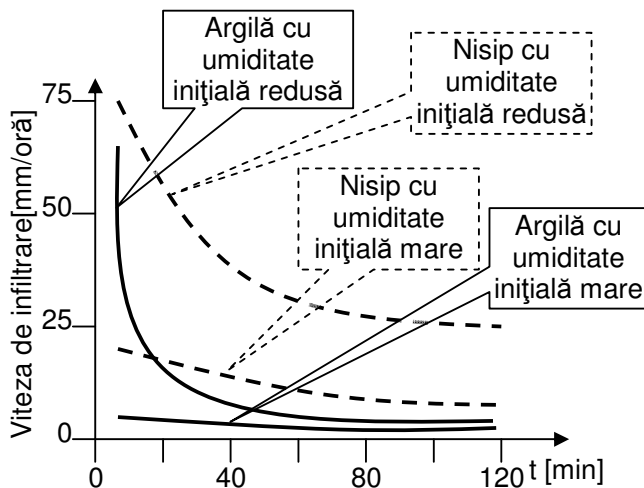
$\ln \frac{u(t) - u_c}{u_0 - u_c}$  și  $t$ , de forma:

$$\ln \frac{u(t) - u_c}{u_0 - u_c} = -\gamma \cdot t \quad (1.36)$$

Fenomenul de infiltrare

este influențat de:

- factori hidrogeologici: permeabilitatea și gradul de umiditate al terenurilor la începutul precipitației;
- factori meteorologici: cantitatea totală, durata și intensitatea precipitației;
- caracteristici ale suprafeței terenului: morfologie și covor vegetal.



**Fig.1.38.** Curbe de infiltrare-timp pentru terenuri cu permeabilități și umidități inițiale diferite.

Starea inițială a umidității terenului are o mare influență asupra vitezei de infiltrare; dacă umiditatea inițială este mare (datorită unei precipitații anterioare), vitezele de infiltrare vor fi reduse ca mărime.

Alături de umiditate, granulometria și permeabilitatea determină viteza de infiltrare (**Fig.1.38**). Terenurile argiloase se saturează rapid cu apă, după care viteza

de infiltrare este foarte redusă independent de umiditatea inițială.

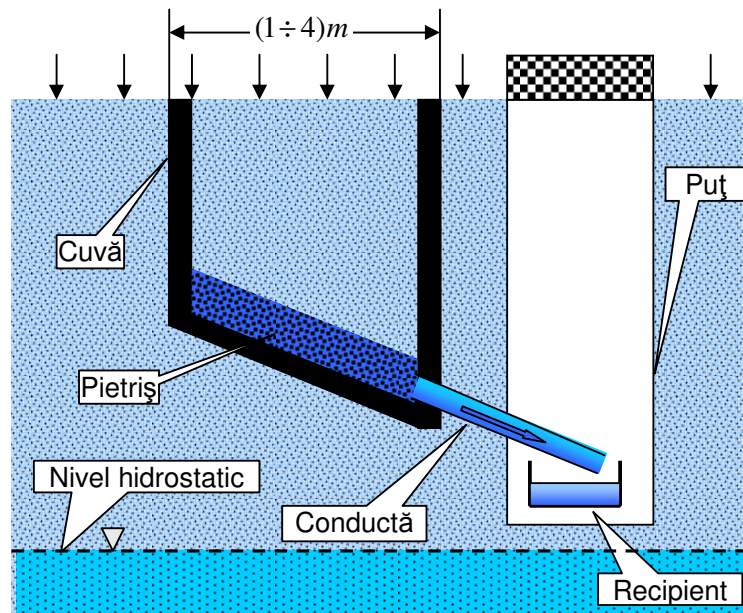
### 1.10.2. Evaluarea infiltrării cu lizimetrul

**Lizimetrele** sunt dispozitive de observație și de măsură „in situ”, a componentelor bilanțului apei în zona de aerare (evapotranspirație și infiltrare), cu perturbarea minimă a condițiilor naturale. Ele permit determinarea directă a infiltrării.

O instalație **lizimetrică** (**Fig.1.39**) cuprinde o **cuvă** pătratică sau dreptunghiulară

etanșă, metalică sau din beton, în care se depune terenul cu respectarea succesiunii litologice a structurii naturale. Pentru realizarea drenajului, la baza cuvei se utilizează un strat de **pietriș**. O **conductă** înclinată permite scurgerea apei infiltrate către un **recipient** instalat în baza unui **puț**.

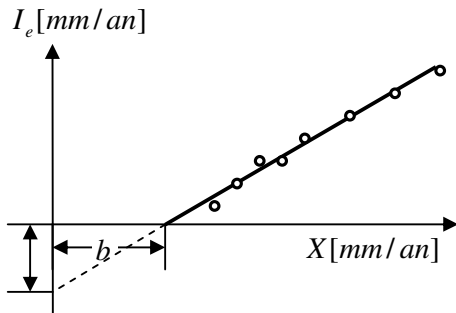
Fiecare instalație lizimetrică este completată cu o **stație meteorologică**, pentru a putea corela infiltrarea cu factorii climatici.



**Fig.1.39.** Schema unui lizimetru

**Lizimetrele de mică** adâncime (de la 1 la 3 m) măsoară infiltrația totală în zona de aerare.

**Lizimetrele de adâncime** au o construcție mai complicată, cuprinzând una sau mai multe galerii amplasate în jurul unui puț central. Scopul acestor instalații este de a furniza date asupra infiltrării în adâncime până la **nivelul freatic**.



**Fig.1.40.** Corelație liniară între infiltrarea eficace și pluviometrie

*mm.col.H<sub>2</sub>O pe unitatea de timp.*

În interpretarea datelor lizimetrice se stabilește o corelație, de cele mai multe ori liniară, între **precipitație** ( $X$ ) și **infiltrarea eficace** ( $I_e$ ; **Fig.1.40**) de forma:

$$I_e = (X - b) \cdot a \quad (1.37)$$

Constantele  $a$  și  $b$  sintetizează efectul factorilor hidrogeologici și climatici precum și al caracteristicilor suprafeței terenului (morfologie, covor vegetal).

**Pragul pluviometric** ( $b$ ) reprezintă valoarea minimă a precipitației de la care apare infiltrația eficace. Sub valoarea pragului pluviometric, toată precipitația este reținută în cadrul zonei de aerare. În condițiile regimului temperat, pragul pluviometric variază între 150 și 600 mm/an.

### 1.11. Evaluarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului

Evaluarea scurgerii subterane care contribuie la alimentarea cursurilor de apă de suprafață (râurile) este controlată de tipul de relații hidrodinamice între **acvifere** și **rețeaua hidrografică** precum și de extinderea acviferelor care determină perioada de epuizare a acestora.

#### 1.11.1. Caracteristicile cursurilor de apă

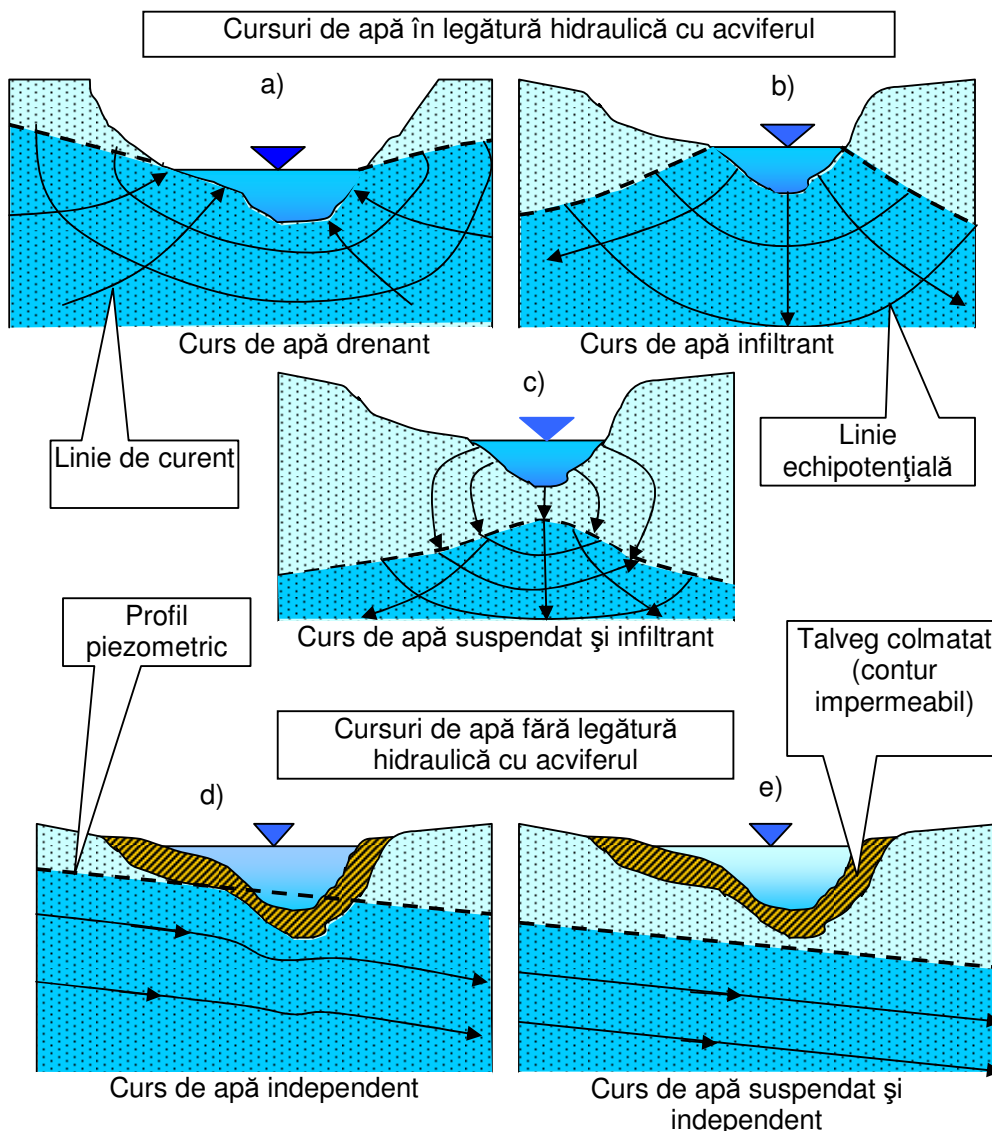
Cursurile de apă de suprafață (la care se adaugă și celelalte suprafețe de apă liberă: lacuri, oceane etc.), în funcție de relațiile cu acviferele, se pot diferenția în:

- **curs de apă drenant**, aflat în legătură hidrolică directă cu un acvifer riveran (cu nivel liber sau sub presiune) pe care îl drenează și pentru care constituie o frontieră hidrodinamică de tip sarcina piezometrică impusă (**Fig.1.41a**);
- **curs de apă independent**, care datorită colmatării patului văii nu are legătură hidrolică directă și nici schimburi de apă cu acvifere riverane; dacă nu este suspendat, patul colmatat constituie un contur impermeabil al acviferului, interior sau marginal, adică o frontieră hidrodinamică de tip debit impus nul (**Fig.1.41d,e**);
- **curs de apă infiltrant**, care alimentează acviferele libere riverane; cursul de apă poate fi în legătură hidrolică cu acviferul, pentru care reprezintă un

contur de alimentare de tip Dirichlet, sau poate fi suspendat, situație în care funcționează ca un contur de alimentare de tip Neumann (**Fig.1.41b,c**);

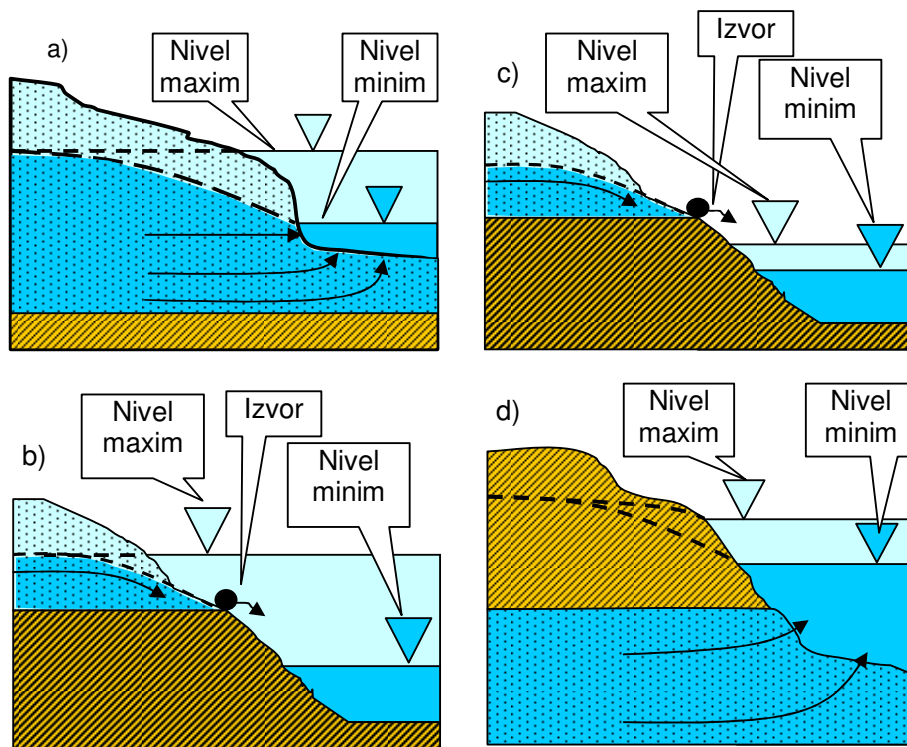
- **curs de apă suspendat**, separat de acviferul cu nivel liber riveran printr-o zonă nesaturată, fără o legătură hidrolică directă între ele; el poate sau nu să alimenteze acviferul devenind infiltrant sau independent (**Fig.1.41c,e**).

Aceste patru tipuri fundamentale de cursuri de apă (la care se adaugă și combinații între acestea, cum ar fi: curs de apă **suspendat și infiltrant**, **suspendat și independent**) sunt determinate de relațiile structural-geologice și geomorfologice din secțiunea albiei minore, precum și de condițiile hidrologice și hidrogeologice.



**Fig.1.41.** Relațiile hidrologice între cursurile de apă de suprafață și acviferul riveran (după Castany, G., Margat, J., 1977)

Același curs de apă, în timp, își poate schimba caracterul: în perioada viiturilor el poate funcționa ca **infiltrant** iar în rest ca **drenant**. Existența și continuitatea în timp a legăturilor hidrologice depinde, în principal, de poziția patului impermeabil al acviferului aluvionar în raport cu nivelul apei în albia râului, nivel care are un regim variabil în timp (**Fig.1.42**). În aceste condiții **alimentarea subterană** a unui curs de apă poate avea un **regim constant** sau **variabil** în timp.



**Fig.1.42. Legături hidraulice între cursurile de apă și acviferele aluvionare:**  
a) legătură hidraulică permanentă, cu un acvifer cu nivel liber;  
b) legătură hidraulică periodică;  
c) fără legătură hidraulică;  
d) legătură hidraulică permanentă cu un acvifer sub presiune.

În hidrologie, scurgerea subterană are o importanță deosebită deoarece pentru cursurile de apă permanente scurgerea minimă este asigurată în totalitate prin descărcarea acviferelor riverane.

Din punct de vedere hidrogeologic, **scurgerea subterană**, evaluată cu ajutorul hidrografului debitului scurgerii totale, reprezintă o informație globală asupra potențialului **bazinului hidrogeologic** situat în amonte de secțiunea hidrografului studiat. Datorită variației în timp a condițiilor de alimentare și descărcare a acviferelor riverane, scurgerea subterană (respectiv debitul de alimentare subterană a unui curs de apă de suprafață) va avea variații în timp.

### 1.11.2.Perioada de epuizare a acviferelor

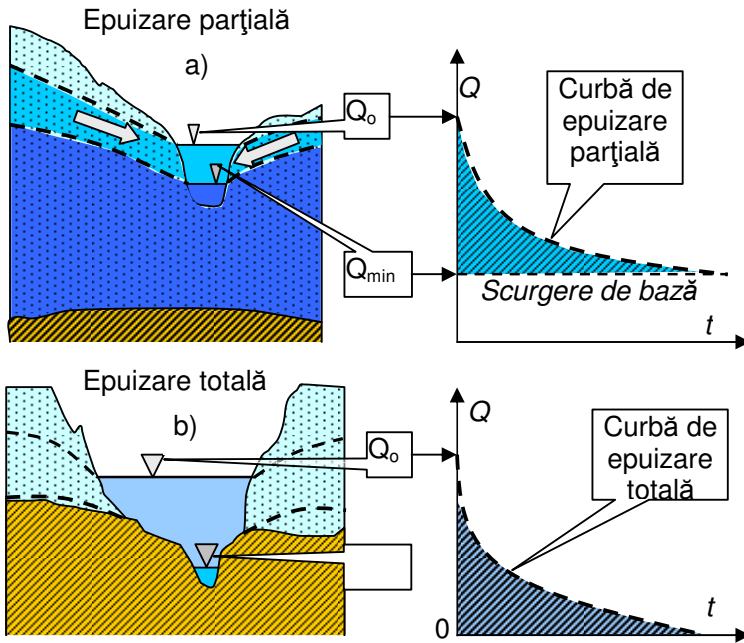
Scurgerea subterană, pentru o evaluare corectă, trebuie studiată în două perioade distincte:

- **perioada de epuizare** a acviferelor;
- restul anului hidrologic.

Hidrologic, **perioada de epuizare** a acviferului coincide cu perioada de secare a cursurilor de apă. În cadrul unui hidrograf anual, această perioadă fără alimentare a acviferului din precipitații sau din cursul de apă de suprafață, începe acolo unde curba hidrografului își reduce semnificativ coeficientul unghiular (în momentul corespunzător punctului **D** de pe curba descendentă a hidrografului; **Fig.1.33**).

De la acest moment al începutului perioadei de epuizare are loc o descreștere continuă a debitului cursului de apă, corespunzătoare epuizării acviferelor, în lipsa oricărei precipitații. Chiar dacă în această perioadă intervin accidental averse, ele nu schimbă alura generală a curbei hidrografului.

Regimul apelor mici și de etiaj vor fi condiționate de mărimea rezervei de apă subterană acumulată în acvifer la sfârșitul perioadei cu precipitații. Regimul de secare a cursurilor de apă depinde de posibilitatea de epuizare a acviferului.



**Fig.1.43.** Faza de epuizare a acviferelor

$Q_0$  – debitul cursului de apă la începutul perioadei de epuizare;

$Q_{min}$  – debitul cursului de apă de la sfârșitul perioadei de epuizare.

Dacă patul albiei se găsește în limitele acviferului, există posibilitatea unei epuizări parțiale a acviferului, iar cursul de apă este permanent chiar la perioade mari de secetă (Fig.1.43a). Într-o astfel de situație, **scurgerea de bază** corespunde unui debit minim constant care apare după o perioadă secetoasă lungă.

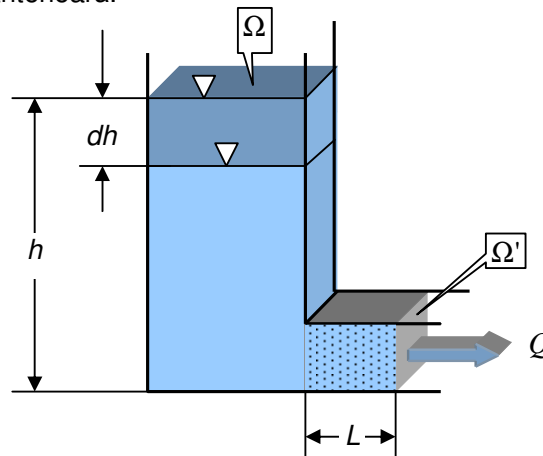
Dacă patul albiei este situat în formațiunea impermeabilă, la perioade lungi de secetă acviferul poate fi complet epuizat, iar scurgerea de bază devine nulă (Fig.1.43b).

regim neinfluențat prezintă importanță pentru regimul cursurilor de apă și al rezervelor de apă subterană. Aceste rezerve au efect de regularizare, ele fiind înmagazinate în acvifer într-o perioadă anterioară.

**Originea** unei curbe de epuizare corespunde practic cu începutul perioadei secetoase, iar debitul corespunzător acestui moment este notat cu  $Q_0$  și se determină pe hidrograf.

**Finalul** curbei de epuizare corespunde cu debitul minim al scurgerii de bază. Acest moment final este evident pe hidrograf deoarece, după el, urmează o creștere a debitului.

Se poate studia analitic epuizarea unui acvifer, asimilându-l cu un rezervor care se golește printr-un bușon poros, prevăzut la baza acestuia (Fig.1.44). Dacă în timpul  $dt$  nivelul



**Fig.1.44.** Modelul de tip exponențial al epuizării unui acvifer

apei coboară cu  $dh$  se poate scrie ecuația volumului de apă respectiv:

$$\Omega \cdot dh = -Q \cdot dt \quad (1.38)$$

în care

$\Omega$  - secțiunea rezervorului;

$Q$  - debitul drenat prin bușon.

Același debit ( $Q$ ) traversează bușonul poros de lungime  $L$  și conductivitate hidraulică  $K$ , iar cu viteza de filtrare exprimată din legea lui Darcy se poate scrie ecuația:

$$dQ = K \frac{dh}{L} \cdot \Omega' \quad (1.39)$$

Prin eliminarea lui  $dh$  din ecuațiile (1.38) și (1.39), rezultă:

$$\frac{L}{K \cdot \Omega'} dQ = -\frac{Q}{\Omega} \cdot dt \quad (1.40)$$

din care, prin separarea variabilelor se obține:

$$\frac{dQ}{Q} = -\frac{K \cdot \Omega'}{L \cdot \Omega} dt = -\alpha \cdot dt \quad (1.41)$$

ecuație în care s-a notat  $\alpha = \frac{K \cdot \Omega'}{L \cdot \Omega}$ , un **coeficient de epuizare a acviferului** care depinde de **conductivitatea hidraulică** ( $K$ ) și **dimensiunea** ( $L$ ) acviferului.

Prin integrarea ecuației (1.41) de la începutul perioadei de epuizare ( $t_0$ ) până la un moment dat ( $t$ ):

$$\int_{Q_0}^{Q_t} \frac{dQ}{Q} = -\alpha \int_{t_0}^t dt \quad (1.42)$$

se obține:

$$\ln Q_t - \ln Q_0 = -\alpha \cdot (t - t_0) \quad (1.43)$$

din care, dacă momentul inițial  $t_0 = 0$ , se obține ecuația de golire (epuizare) a **rezervorului**. Această ecuație este de tip **exponențial** și mai poate fi scrisă sub forma:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (1.44)$$

În cazul acviferelor, parametrul  $\alpha$  are o structură particulară care înglobează efectul tuturor caracteristicilor hidrogeologice ale rezervorului. Astfel Maillet (Castany, G., 1968) a ajuns pe cale analitică la aceeași ecuație, în cazul unui **acvifer cu nivel liber**.

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha_1 t} \quad (1.45)$$

unde

$Q_t$  - debitul la momentul  $t$  în perioada secetoasă;



$\alpha_1$  - coeficientul de epuizare a acviferului a cărui structură este (Boussinesq; Schoeller, H.,1962):

$$\alpha_1 = \frac{\pi \cdot K \cdot H}{4 \cdot n_a \cdot L^2} \quad (1.46)$$

în care

$K$  - conductivitatea hidraulică a acviferului;

$H$  - presiunea acviferului;

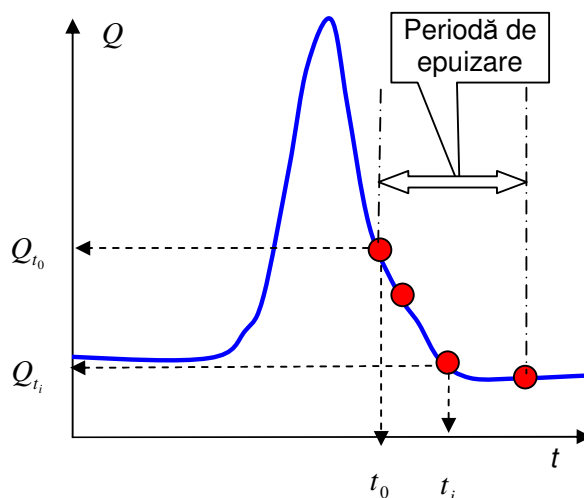
$n_a$  - porozitatea activă;

$L$  - distanța dintre albia minoră și cumpăna acviferului.

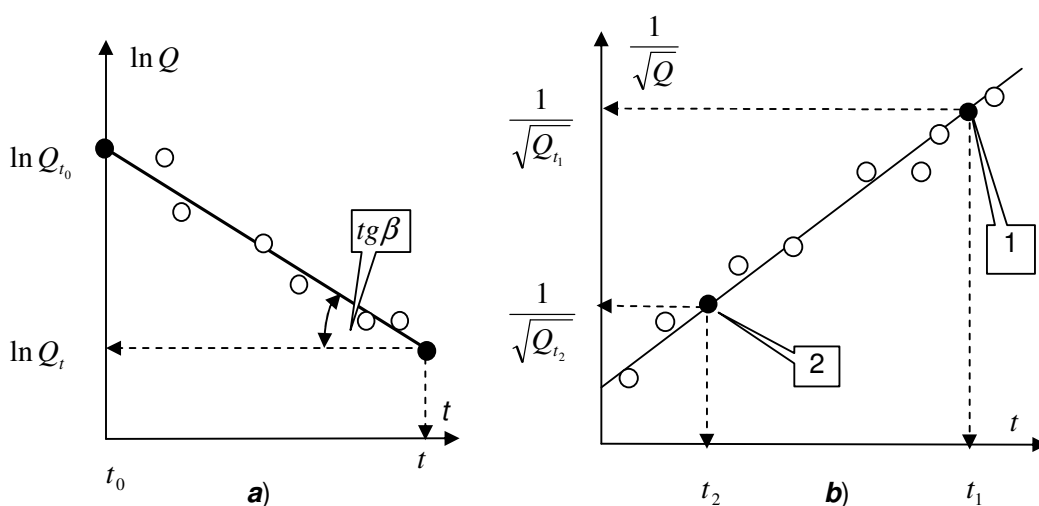
Pentru calculul coeficientului de epuizare  $\alpha_1$  nu se utilizează ecuația (1.46) deoarece operația de evaluare a parametrilor reprezentativi ai acviferului ( $K, n_a$ ) este costisitoare.

Coeficientul de epuizare ( $\alpha_1$ ) se evaluează pe baza formei curbei de epuizare a acviferului. Pentru modelarea matematică a curbei de epuizare a acviferului se utilizează ecuația Maillet iar datele necesare sunt minimum trei perechi de valori ( $Q_i, t_i; i = 1, 2, \dots, n$ ; **Fig.1.45**) măsurate pe durata perioadei de epuizare a acviferului.

Într-un sistem de referință rectangular, de coordonate  $\ln Q - t$ , se reprezintă prin puncte perechile de valori ( $Q_i, t_i$ ) măsurate în perioada de epuizare (**Fig.1.46a**).



**Fig. 1.45.** Datele necesare evaluării coeficientului de epuizare a acviferelor ( $Q_i, t_i; i = 0, 1, 2, \dots, n$ )



**Fig.1.46.** Soluțiile grafice pentru schemele de calcul Maillet (a) și Tisson (b)

Distribuția punctelor este interpolată de dreapta de ecuație:

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha_1 \cdot t \quad (1.47)$$

al cărui coeficient de epuizare se calculează cu:

$$\alpha_1 = \frac{\ln Q_0 - \ln Q_t}{t} = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,434 \cdot t} = \frac{\lg \beta}{0,434} \quad (1.48)$$

Valoarea medie a coeficientului de epuizare determinată pe baza ecuației (1.48) este valabilă riguros pentru  $H=\text{constant}$ . Utilizarea modelului Maillet este admisă doar dacă reducerea sarcinii piezometrice în perioada secetoasă este mică în raport cu grosimea acviferului.

Dacă grosimea acviferului de un anumit volum ( $V$ ) este mică în raport cu reducerea nivelului piezometric, se poate folosi soluția analitică a lui **G. Tison**:

$$Q_t = \frac{Q_0}{(1 + \alpha_2 \cdot t)^2} \text{ în care } \alpha_2 = 5,572 \cdot \frac{K \cdot V}{4 \cdot n_a \cdot L^3} \quad (1.49)$$

Calculul coeficientului  $\alpha_2$  se bazează pe același procedeu grafo-analitic. Prin liniarizarea ecuației (1.49) sub forma:

$$\frac{1}{\sqrt{Q_t}} = \frac{1}{\sqrt{Q_0}} + \frac{\alpha_2}{\sqrt{Q_0}} \cdot t \quad (1.50)$$

pe baza a două perechi de valori  $(Q_t, t)_1$  și  $(Q_t, t)_2$  citite pe grafic (**Fig.1.46, b**), calculul lui  $\alpha_2$  se face cu relația:

$$\alpha_2 = \frac{\sqrt{Q_0}}{t_1 - t_2} \cdot \frac{\sqrt{Q_{t_2}} - \sqrt{Q_{t_1}}}{\sqrt{Q_{t_1} \cdot Q_{t_2}}} \quad (1.51)$$

În mod practic, alegerea uneia din cele două soluții analitice (Maillet sau Tison) se face pe baza analizei corelației datelor experimentale  $(Q_t, t)$ :

- se calculează coeficientul corelației liniare  $r_1$  pentru perechile  $(\ln Q_t, t)$ ;
- se calculează coeficientul corelației liniare  $r_2$  pentru perechile  $(\frac{1}{\sqrt{Q}}, t)$ ;
- dacă  $r_1 > r_2$  se calculează coeficientul de epuizare cu modelul Maillet (ec.1.48);
- dacă  $r_1 < r_2$  se calculează coeficientul de epuizare cu modelul Tison (ec.1.51).

Ecuațiile (1.45) și (1.49) sunt utilizate pentru evaluarea **capacității de înmagazinare** a acviferelor la momentul  $t_o$ , exprimată sub formă de **rezervă de regularizare** ( $V_s$ ):

- modelul Maillet:  $V_s = \int_0^{\infty} Q_t \cdot dt = Q_0 \int_0^{\infty} e^{-\alpha t} dt = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (1.52)$

- modelul Tisson:  $V_s = \frac{Q_0}{\alpha_2}$  (1.53)

Pentru ambele modele rezerva de regularizare este invers proporțională cu coeficientul de epuizare a acviferului. O valoare redusă a coeficientului de epuizare asigură o alimentare continuă din subteran a cursurilor de apă pe o lungă perioadă de timp.

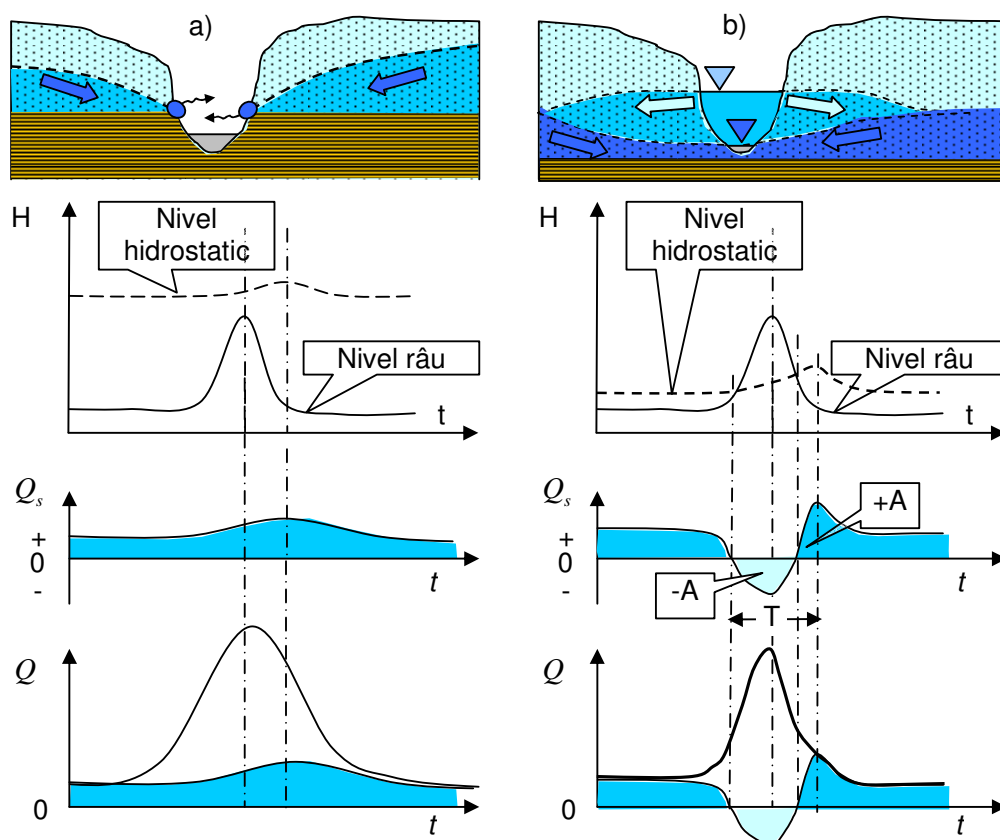
### 1.11.3. Procedee de separare a scurgerii subterane

Pentru evaluarea **scurgerii subterane** care contribuie la formarea **scurgerii totale** a rețelei hidrografice se utilizează în mod curent **metoda hidrografului** și **metoda hidrochimică**.

#### 1.11.3.1. Metoda hidrografului

Separarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului debitelor scurgerii totale se bazează pe reflectarea relației hidraulice între râu și acvifer în variația debitelor. În funcție de particularitățile relațiilor hidrodinamice între râu și acvifer se separă patru situații:

- alimentarea râului din acvifer cu nivel liber *fără legătură hidraulică* cu râul (**Fig. 1.47a**);



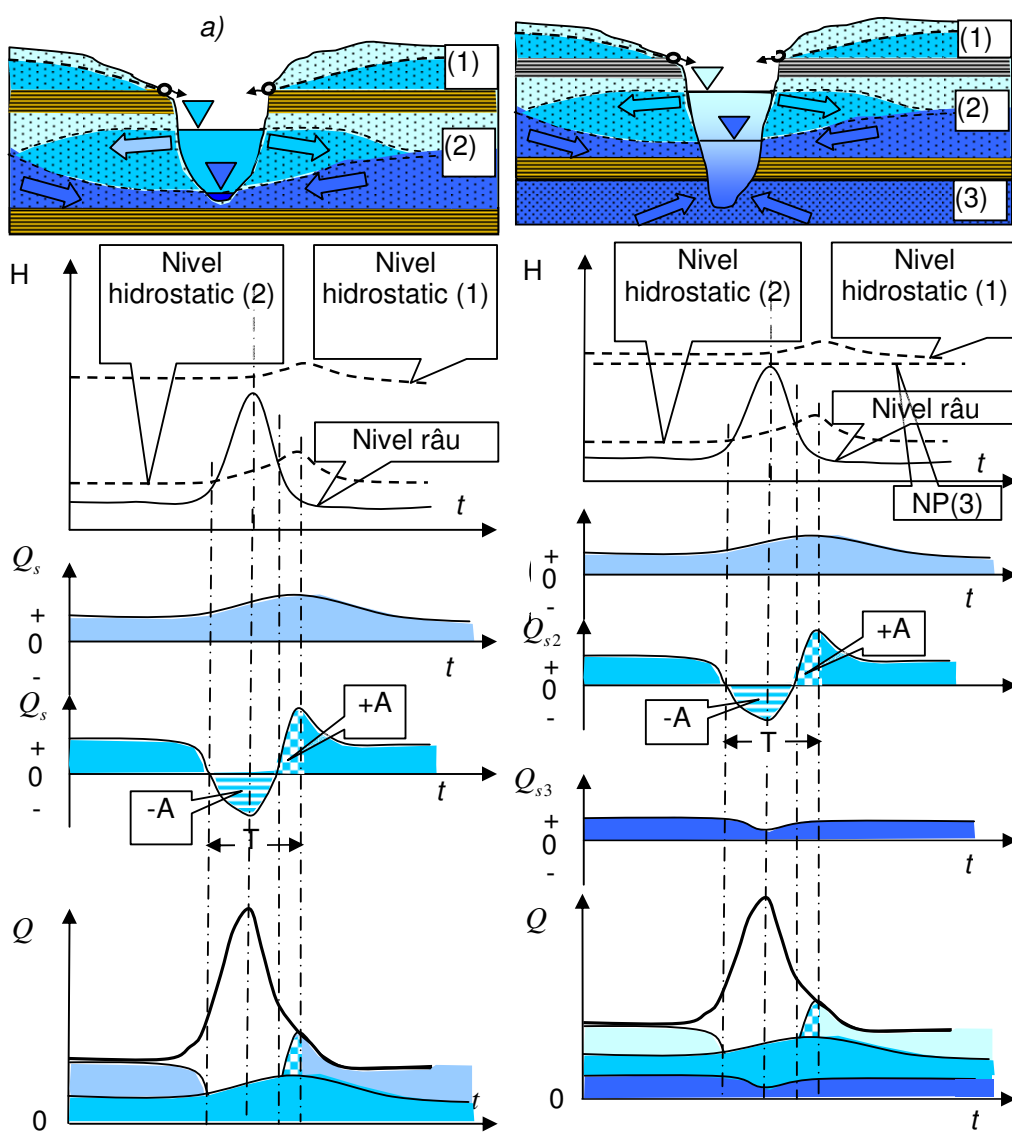
**Fig. 1.47.** Separarea scurgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat de un singur acvifer freatic:

- a) fără legătură hidraulică cu râul;
- b) în legătură hidraulică cu râul

- alimentarea râului din acvifere cu nivel liber *în legătură hidrolică cu râul (Fig.1.47b)*;
- alimentarea râului din două acvifere cu nivel liber (*Fig.1.48*);
- alimentarea râului din trei acvifere, două cu nivel liber și unul sub presiune (*Fig.1.49*).

**Acviferele cu nivel liber/freatice fără legătură hidrolică cu râul** (cota culcușului impermeabil al acviferului este mai mare decât cota nivelului maxim al apei din râu) îl alimentează continuu prin intermediul izvoarelor (*Fig.1.47a*). Creșterea alimentării subterane în perioada apelor mari este datorată alimentării prin infiltrație a acviferelor freatice care este mai intensă în perioadele cu precipitații abundente. Decalajul în timp dintre nivelul hidrostatic maxim al acviferului freatic și nivelul maxim al apei din râu este direct proporțional cu grosimea zonei de aerare.

În cazul **acviferelor freatice în legătură hidrolică cu râul (Fig.1.47b)**, se remarcă faptul că în perioada apelor mari și a viiturilor, nivelul apei în râu crește rapid, depășind nivelul hidrostatic al acviferului și provocând schimbarea sensului de



**Fig.1.48.** Separarea scurgerii subterane pe hidrograful unui râu alimentat:  
 a) din două acvifere freatice;  
 b) din două acvifere freatice și unul sub presiune.

curgere, deci o alimentare a acviferului de către râu. După retragerea viiturii are loc o cedare lentă a apei acumulate anterior în acviferul riveran. Acest fenomen, cu cele două faze (**-A** și **+A**), reprezintă regularizarea hidrogeologică a viiturii (**T**- perioada de regularizare hidrogeologică a viiturii).

Alimentarea subterană a unui râu din **două acvifere freatice (Fig.1.48a)**, unul în legătură hidrolică și celălalt suspendat (fără legătură hidrolică cu râul), este o însumare a alimentărilor subterane din cele două acvifere. În perioada de regularizare hidrogeologică a viiturii, continuitatea alimentării subterane este asigurată de acviferul freatic suspendat. Sunt mai rare cazurile în care un râu este alimentat de **trei acvifere**, două freatice și unul sub presiune (**Fig. 1.48b**).

Variabilitatea celor patru tipuri de alimentare subterană a râurilor este reflectată de hidrografele nivelurilor din râu și din cele trei acvifere. Contribuția rezistenței hidrolice a formațiunilor permeabile este esențială în reducerea variabilității scurgerii subterane în raport cu cea de suprafață.

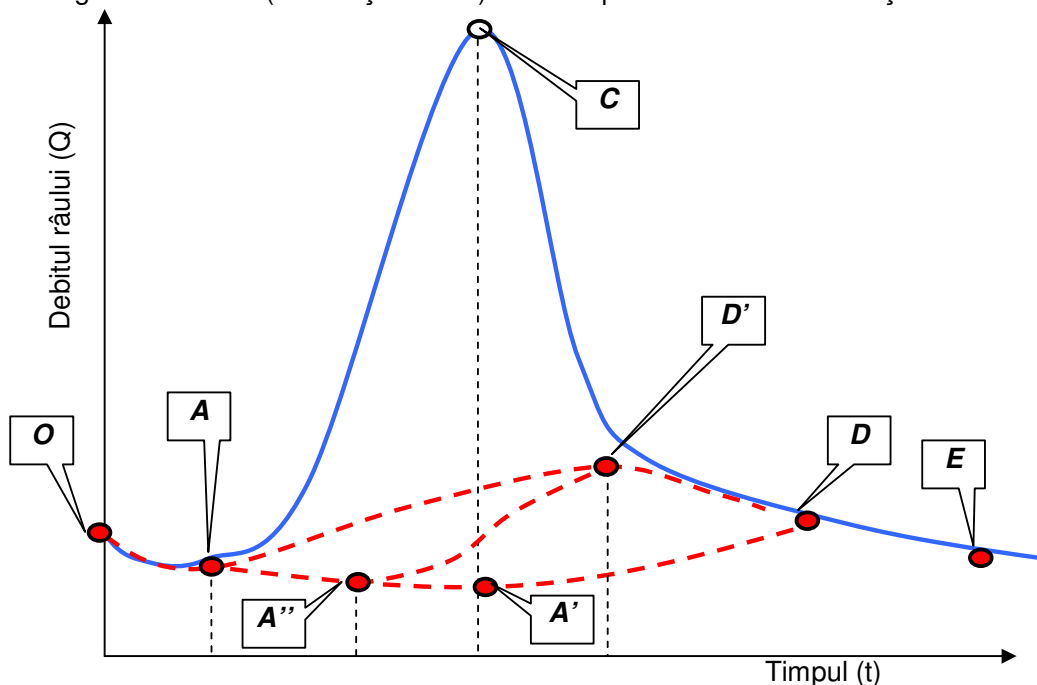
Estimarea scurgerii subterane cu ajutorul hidrografului are un caracter aproximativ. Eroarea poate fi redusă prin cunoașterea distribuției în spațiu și timp a sarcinii piezometrice a acviferelor și a hidrografelor nivelului apei râului în mai multe secțiuni caracteristice.

În cazul unui acvifer cu nivel liber în legătură hidrolică cu râul (**Fig.1.49**), segmentele **OA** și **DE** reprezintă perioade de epuizare ale acviferului, perioadă în care scurgerea subterană se confundă cu hidrograful scurgerii totale. Între punctele **A** și **D** legea de variație a scurgerii subterane este necunoscută.

O metodă simplistă constă în a considera că **valoarea minimă** a scurgerii subterane coincide în timp cu maximum hidrografului. În această ipoteză se extrapolează forma tronsonului **OA** până în **A'** (intersecția cu verticala din apexul **C**) și se trasează curba **A'D**.

Când punctul **A'** cade sub abscisă ( $Q_{acvifer} < 0$ ) se produce regularizarea hidrogeologică a viiturii, perioadă în care râul alimentează acviferul.

Eroarea metodei constă în faptul că cele **două momente principale** ale scurgerii subterane (**minim și maxim**) au fost approximate. Dacă în secțiunea studiată



**Fig.1.49.** Estimarea scurgerii (alimentării) subterane cu ajutorul hidrografului debitelor

(aproape de albia râului) există un foraj hidrogeologic, cele două momente pot fi stabilite cu precizie pe baza comparării cotei **nivelului hidrostatic** cu **cota nivelului apei din râu**:

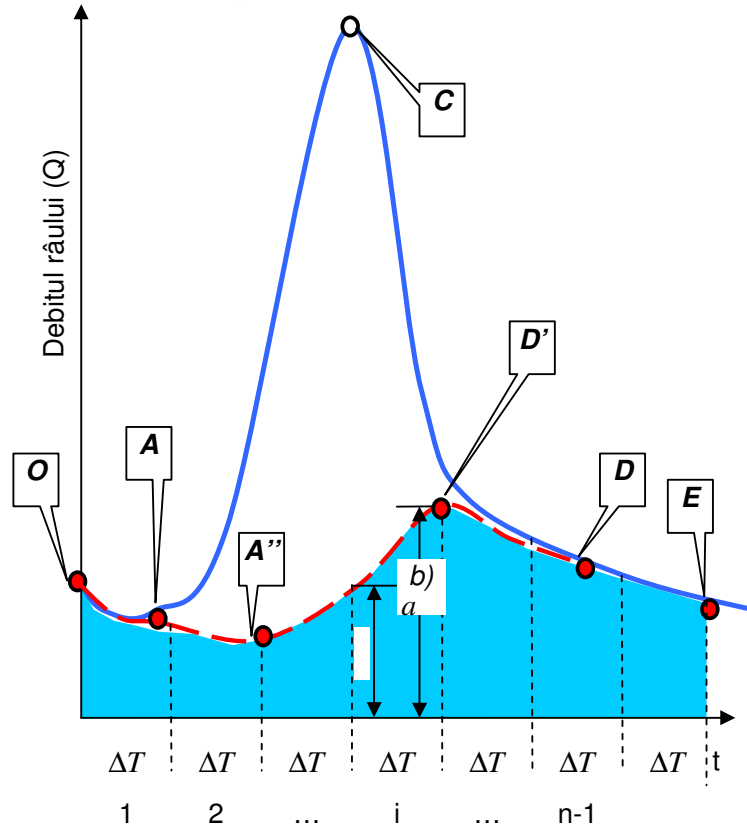
- momentul înregistrării diferenței minime între cele două niveluri ( $\Delta H_{min}$ ) corespunde scurgerii subterane minime (**A''**);
- momentul înregistrării diferenței maxime ( $\Delta H_{max}$ ) între cele două niveluri corespunde scurgerii subterane maxime (**D'**).

Cunoscând cele două momente (corespunzătoare punctelor A'' și D') rezultă hidrograful scurgerii subterane **AA''D'D** (Fig.1.49).

Dacă acviferul freatic nu este în legătură hidrolică cu râul, scurgerea subterană minimă corespunde punctului **A** iar cea maximă punctului **D'**, determinat pe cale grafică sau pe baza nivelurilor hidrostatice măsurate în foraj. Între cele două puncte se consideră o creștere lineară a scurgerii subterane.

În cazul scurgerii subterane de adâncime, provenită din acvifere sub presiune, se poate considera că ea este constantă și egală cu debitul minim al râului în anii secetoși și în consecință hidrograful acestei scurgeri apare ca o linie orizontală.

Cu ajutorul hidrografului scurgerii subterane, pe perioada **AA''D'D** se poate calcula volumul scurgerii respective, folosind **metoda trapezelor** pentru integrare:



**Fig.1.50.**Calculul volumului scurgerii subterane prin metoda trapezelor

$$V_s = \int_0^t Q_s dt \cong \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Q_{si} + Q_{sf}}{2} \cdot \Delta T \quad (1.54)$$

Pentru aceasta, hidrograful se împarte în  $n$  intervale de timp  $\Delta T$ , fiecare interval având debitul inițial  $Q_{si}$  și cel final  $Q_{sf}$  și o pantă constantă a curbei ( $Q_s$ ) (Fig.1.50).

### 1.11.3.2. Metoda hidrochimică

Scurgerea subterană poate fi estimată cu ajutorul metodei hidrochimice folosind ecuațiile bilanțului debitelor:

$$Q = Q_{sub} + Q_{sup} \quad (1.55)$$

și bilanțului concentrațiilor unui component din apa râului:

$$Q \cdot c = Q_{sub} \cdot c_1 + Q_{sup} \cdot c_2 \quad (1.56)$$

unde

$Q$  - debitul măsurat în râu;

$c$  - concentrația unui component (de exemplu clorul) din apa râului, în perioada de observație;

$c_1$  - concentrația aceluiași component în apa subterană (acviferul drenat de râu);

$c_2$  - concentrația aceluiași component în scurgerea de suprafață (în aceeași perioadă);

$Q_{sup}$  - debitul scurgerii de suprafață;

$Q_{sub}$  - debitul scurgerii subterane.

Din ecuația (1.56) rezultă că dacă:

- $c = c_1$ , râul se alimentează numai pe cale subterană, deci  $Q_{sub} = Q$ ;
- $c = c_2$  rezultă că alimentarea subterană este nulă și  $Q_{sup} = Q$ .

Din ecuațiile (1.55) și (1.56) rezultă:

$$Q_{sub} = Q \cdot \frac{c - c_2}{c_1 - c_2} \quad \text{și} \quad Q_{sup} = Q \cdot \frac{c - c_2}{c_2 - c_1} \quad (1.57)$$

Repetând determinările în mai multe perioade caracteristice ale anului se pot construi hidrografele alimentării subterane și a celei de suprafață, pe baza cărora se poate stabili regimul surselor de alimentare a râului respectiv.

