

6.2. Caracteristici hidrofizice fundamentale ale terenurilor .....	1
6.2.1. Granulozitatea și porozitatea.....	2
6.2.2. Permeabilitatea .....	4
6.2.3. Conductivitatea hidraulică .....	5
6.2.4. Coeficientul de înmagazinare.....	7
6.2.5. Coeficientul de difuzivitate hidraulică .....	8

## 6.2. Caracteristici hidrofizice fundamentale ale terenurilor

**Apa subterană**, în cea mai mare parte, provine din **precipitațiile** care se infiltrază printr-un **sistem de discontinuități** cu geometrie variabilă sub acțiunea gravitației.

Caracteristicile sistemelor de discontinuități separă mediul prin care se mișcă apa subterană după caracteristicile geometrice predominante:

- **Mediu poros** este format dintr-un sistem complex de canalicule cu diametre variabile, rezultat prin comunicarea golurilor care separă granulele din care sunt formate majoritatea rocilor. Discontinuitățile mediului poros sunt de regulă primare/singenetice și caracterizează în special rocile sedimentare și vulcanice.
- **Mediu fisural** este reprezentat printr-un sistem reticular de canale alcătuit din diaclaze, falii, fisuri sau chiar galerii subterane. Discontinuitățile mediului fisural sunt în general secundare cu dimensiuni de o mare variabilitate (de la câțiva angstromi pentru discontinuitățile din rețeaua cristalină a mineralelor până la kilometri în cazul galeriilor din formațiunile carstice).
- **Mediul fisural-poros** este specific rocilor fisurate/fracturate care sunt caracterizate atât printr-un sistem de discontinuități primare (pori) cât și printr-un sistem de discontinuități secundare (fisuri, fracturi etc.). Pentru astfel de medii se consideră un **volum reprezentativ** extins care să înglobeze ambele discontinuități și pentru care se determină o **conductivitate hidraulică** echivalentă.

**Mediile discontinui**, în raport cu comportamentul lor față de apă, se separă în patru categorii: **acvifug**, **acviclud**, **acvitard** și **acvifer** ( **Tabelul 1**)

**Tabelul 1.** Comportamentul mediilor discontinui în raport cu apa

Denumire mediu	Comportament în raport cu apa		
	Stochează	Transferă	Cedează
acvifug	-	-	-
acviclud	+	-	-
acvitard	+	+	-
acvifer	+	+	+

Studiul **mișcării reale** a apei subterane în aceste medii, utilizând legile generale ale **hidromecanicii** este imposibil de realizat datorită necunoașterii geometriei și distribuției porilor și fracturilor, la precizia cerută de o abordare deterministă. **Mișcarea reală** a apei subterane din mediul discontinuu poros/fisural este înlocuită cu o **mișcare aparentă** într-un **mediu continuu** (solid+goluri), cu condiția ca **debitul** ce trece printr-o secțiune să fie egal cu cel real. Această abordare a studiului mișcării apei subterane apelează la noțiunea de **viteză de filtrație/viteză aparentă** ( $V$ ) definită ca raport dintre debitul ( $Q$ ) ce trece printr-o secțiune și suprafața totală a acesteia ( $\Omega$ ):

$$V = \frac{Q}{\Omega}$$

Echivalarea **mediului discontinuu** (poros/ fisural) cu un **mediu continuu** se face prin medierea pe volum (volum elementar reprezentativ) a caracteristicilor, rezultatul depinzând de:

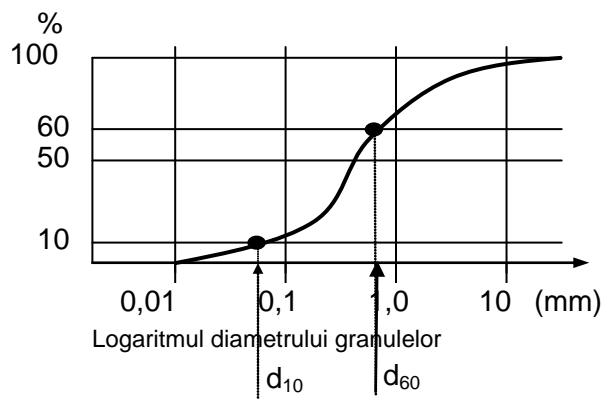
- poziția punctului în care se face echivalarea
- **caracteristica hidrofizică** aleasă
- extinderea domeniului spațial pe care se face medierea.

**Caracteristicile hidrofizice fundamentale** ale terenurilor, utilizate în ecuațiile curgerii apei subterane și determinate de **granulozitatea** și **porozitatea** acestora sunt: **permeabilitatea** ( $K_p$ ), **conductivitatea hidraulică** ( $K$ ), **coeficientul de înmagazinare** ( $S/S_s$ ) și **coeficientul de difuzivitate hidraulică** ( $a$ ).

### 6.2.1. Granulozitatea și porozitatea

**Granulozitatea** terenurilor este reprezentată de variabilitatea geometrică a granulelor componente. Tehnicile de laborator și metodologia generală de prelucrare a datelor de granulozitate constituie obiectul *Mecanicii rocilor* (Florea M., 1983). Pentru rocile nisipoase analiza de granulozitate se face prin metoda **cernerii**, iar la rocile argiloase se folosește metoda **sedimentării**.

Rezultatele se reprezintă grafic în **histograme** și **curba de granulație** (curba cumulativă), care exprimă distribuția procentuală a granulelor în funcție de dimensiunea acestora (**Fig.1**). Curba de granulație este utilizată pentru calculul **parametrilor** necesari estimării proprietăților **filtrante** și **colectoare** ale formațiunilor reale.



**Fig.1.** Curba de granulație (curba cumulativă)

**Porozitatea** este proprietatea fizică a terenurilor de a avea **pori** și este determinată în principal de **granulozitatea** acestora.

Denumirea de **pori** este proprie golurilor intergranulare din nisipurile neconsolidate, primele cercetate pentru capacitatea lor colectoare. Extinderea cercetărilor și asupra capacității colectoare a **rocilor detritice consolidate** (silturi, gresii, conglomerate), a **rocilor de precipitație chimică** (calcare oolitice, calcare cristalizate), a **rocilor eruptive și metamorfice** (andezite, bazalte, granite, gneise, micașisturi), a extins noțiunea de por asupra tuturor tipurilor de goluri din aceste tipuri de roci.

Cantitativ, **porozitatea** unui teren este definită de proporția de **pori/goluri** pe care îi conține într-un anumit volum. Ea determină capacitatea **colectoare (de stocare)** a terenului și este exprimată sub formă de procente:

$$n = 100 \cdot \frac{V_p}{V}$$

în care:

$V_p$  - volumul porilor/golurilor dintr-o probă;

$V$  - volumul total al probei.

Din punct de vedere genetic, **porozitatea totală**, calculată pe baza volumului tuturor porilor, poate fi **primară** și **secundară**. Variația **porozității totale** a rocilor este foarte mare chiar în cadrul aceleiași grupe genetice de roci (**Tabelul 2**).

**Tabelul 2. Porozități totale**

<b>Terenuri cuaternare</b>	<b>n(%)</b>	<b>Roci sedimentare</b>	<b>n(%)</b>
Turbă	80	Nisipuri	25-35
Soluri	50-80	Gresii neozoice și mezozoice	20-28
Mâluri recente	80-90	Gresii paleozoice	3-12
Nisipuri	30-50	Calcare și dolomite poroase	5
Pietrișuri	20-40	Argile din regiuni de platformă	40
Loessuri	40-60	Argile din regiuni cutate	20
Luturi	20-40	Gipsuri	3-5
Argile și prafuri	35	Anhidrit	1
Tufuri calcaroase	25	Cărbuni	4
Silt argilos, silt loessoid	35-50	Cretă	10-45
<b>Roci metamorfice</b>		<b>Roci magmatice</b>	
Cuarțite, gnaise, amfibolite	2	Trahite	2-9
Șisturi argiloase și silicioase	1-4	Bazalte	1-4
Șisturi argiloase siluriene	2-5	Lave	4-11
Șisturi argiloase oligocene	1-21	Granite	1-4
Marmore	1-2	Alte roci intruzive	1

În studiul dinamicii apelor subterane, **porozitatea totală** ( $n$ ) este separată în două componente:

- **porozitate deschisă/activă** ( $n_a$ );
- **porozitate închisă/de retenție** ( $n_r$ ).

cu relația:

$$n = n_a + n_r$$

**Porozitatea activă** ( $n_a$ ) sau **eficace** ( $n_e$ ) este cuantificată prin raportul dintre volumul de apă liberă pe care un mediu poros saturat îl eliberează sub efectul unui drenaj complet (drenare liberă, gravitațională, a apei din probă) și volumul său total.

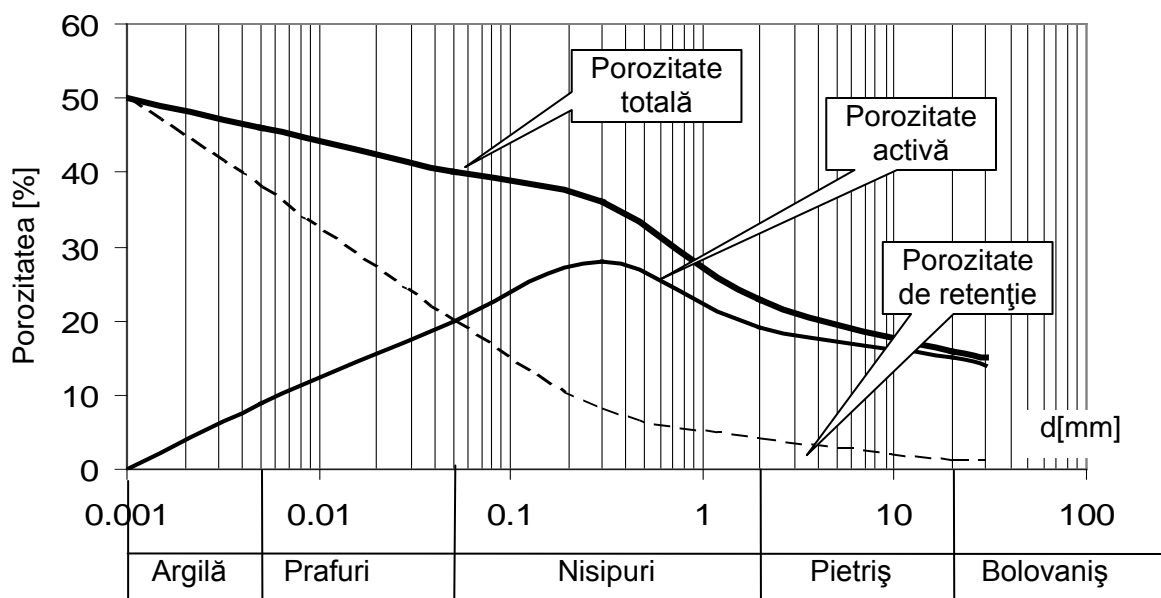
**Porozitatea închisă/retenție** ( $n_i$ ) este condiționată de interstițiile și golurile vacuolare care nu comunică între ele și nu participă la formarea permeabilității.

Porozitatea de retenție crește proporțional cu reducerea granulației. Pentru o argilă cu porozitatea totală de 50%, porozitatea de retenție poate ajunge până la 48%.

Porozitatea de retenție este semnificativă și în rocile vulcanice (piatra ponce) și în anumite roci carbonatice.

Pentru terenurile **granulare**, o diagramă sintetică a raporturilor dintre componentele porozității interstițiale (**Fig.2**) evidențiază ca valoarea maximă a porozității active (aproximativ 30%) este plasată la nivelul fracțiunilor de nisip mijlociu și nisip grosier.

Terenurile argiloase și prăfoase au **porozități de retenție** de peste **20%**, în timp ce pentru nisipuri și pietrișuri porozitatea de retenție nu depășește această valoare.



**Fig.2.** Relația între componentele porozității interstițiale: porozitatea totală, activă și de rețenție pentru terenuri granulare

### 6.2.2. Permeabilitatea

**Permeabilitatea** este o caracteristică intrinsecă a formațiunilor geologice dependentă de **dimensiunea** și **forma** golurilor prin care se pot deplasa fluidele. Cu cât este mai mare diametrul porilor ( $d$ ) cu atât rezistența mediului la curgerea fluidelor este mai mică iar permeabilitatea formațiunilor geologice este mai mare.

**Permeabilitatea** se cuantifică prin intermediul **coeficientului de permeabilitate** ( $K_p$ ) definit de expresia:

$$K_p = C \cdot d^2$$

în care

$C$  – coeficient adimensional determinat de forma granulelor;

$d$  – diametrul mediu al particulelor.

**Coeficientul de permeabilitate** ( $K_p$ ) are dimensiuni de suprafață și se exprimă în  $cm^2$ ,  $m^2$  sau în **darcy** ( $1 \text{ darcy} = 9,87 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$ ; **Tabelul 3**).

**Tabelul 3.** Coeficienți de permeabilitate  
(după C.W. Fetter, 1994)

Sediment	K[darcy]
Argilă	$10^{-6} - 10^{-3}$
Silt, silt nisipos, argilă nisipoasă, til	$10^{-3} - 10^{-1}$
Nisip siltic, nisip fin	$10^{-1} - 1$
Nisip bine sortat	$1 - 10^2$
Pietriș bine sortat	$10 - 10^3$

### 6.2.3. Conductivitatea hidraulică

**Conductivitatea hidraulică** ( $K$ ) este un parametru complex determinat de:

- permeabilitatea intrinsecă a formațiunilor geologice ( $K_p$ );
- proprietățile fizice ale apei ( $\gamma, \mu$ );
- gradul de saturare a formațiunilor ( $w_v$ ).

În literatura de specialitate termeni echivalenți pentru **conductivitatea hidraulică** sunt:

- **coeficient de filtrare;**
- **coeficientul lui Darcy,**
- **coeficientul de permeabilitate al lui Darcy;**
- **coeficient de hidroconductivitate .**

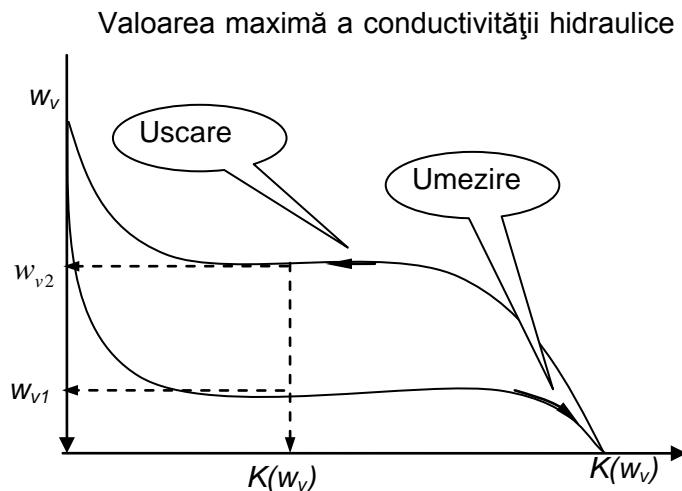
Pentru o formațiune geologică granulară cu **permeabilitatea intrinsecă**  $K_p$ , **saturată** cu un fluid cu **greutatea specifică**  $\gamma$  și **vâscozitatea dinamică**  $\mu$ , **conductivitatea hidraulică**  $K$  este definită de relația:

$$K = K_p \cdot \frac{\gamma}{\mu} = C \cdot d^2 \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu}$$

în care  $d$  este diametrul particulei caracteristice (de cele mai multe ori fiind echivalat cu diametrul  $d_{10}$ ).

Pentru formațiunile geologice **nesaturate**, valoarea conductivității hidraulice nu mai este o constantă a formațiunii. Conductivitatea hidraulică a formațiunilor **nesaturate** se modifică în funcție de **umiditate**. În general într-o formațiune geologică nesaturată un fluid se deplasează cu atât mai ușor cu cât **umiditatea** formațiunii este mai mare:

$$K \sim w_v$$



**Fig.3.** Efectul sensului de variație al umidității asupra valorii conductivității hidraulice

Valoarea maximă a conductivității hidraulice se atinge la saturarea cu apă a formațiunii. Relația dintre conductivitatea hidraulică a unei formațiuni geologice nesaturate și umiditate se determină experimental și este influențată de sensul în care se modifică umiditatea (este prezent fenomenul de "histeresis").

Fenomenul de histeresis face ca o anumită formațiune geologică să aibă aceeași conductivitate hidraulică ( $K(w_v)$ ) la două umidități diferite ( $w_{v1}, w_{v2}$ ), după cum una dintre ele a fost atinsă prin creșterea umidității (*Umezire*) iar cealaltă prin scăderea (*Uscare*) acesteia (**Fig.3**).

Conductivitățile hidraulice ale formațiunilor geologice **saturate** sunt în funcție de granulozitatea depozitelor și au un domeniu de variație larg, de la 1 până la  $10^{-6}$  cm/sec ( **Tabelul 4**).

**Tabelul 4.** Valori medii ale conductivității hidraulice și ale coeficientului de permeabilitate

Grupa	Caracterizarea rocii	Conductivitatea hidraulică ( $K$ ) pentru ape cu mineralizație redusă la $t = 20^0 C$		Coeficientul de permeabilitate ( $K_p$ )	
		[m/zi]	[cm/sec]	cm <sup>2</sup>	darcy
I	<b>Roci cu permeabilitate foarte mare</b> (bolovănișuri și pietrișuri cu nisipuri grosiere, calcare puternic carstificate și roci intens fisurate)	100 ÷ 1000 și mai mare	0,12 ÷ 1,16	$1,2 \times 10^{-6} \div 1,2 \cdot 10^{-5}$	116 ÷ 1160
II	<b>Roci cu permeabilitate mare</b> (bolovănișuri și pietrișuri colmatate cu nisip fin, nisipuri grosiere, roci carstificate și fisurate)	10 ÷ 100	0,012 ÷ 0,12	$1,2 \times 10^{-7} \div 1,2 \cdot 10^{-6}$	11,6 ÷ 116
III	<b>Roci permeabile</b> (bolovănișuri și pietrișuri colmatate cu nisip fin și parțial cu argilă, nisipuri mijlocii și fine, roci slab carstificate și puțin fisurate)	1 ÷ 10	$1,2 \times 10^{-3} \div 1,2 \times 10^{-2}$	$1,2 \times 10^{-8} \div 1,2 \cdot 10^{-7}$	1,6 ÷ 11,6
IV	<b>Roci slab permeabile</b> (nisipuri făinoase, nisipuri argiloase, roci cu fisurație fină, loessuri etc.)	0,1 ÷ 1,0	$1,2 \times 10^{-4} \div 1,2 \times 10^{-3}$	$1,2 \times 10^{-9} \div 1,2 \cdot 10^{-8}$	0,12 ÷ 1,16
V	<b>Roci foarte slab permeabile</b> (argile nisipoase, prafuri, roci foarte slab fisurate)	0,001 ÷ 0,1	$1,2 \times 10^{-6} \div 1,2 \times 10^{-4}$	$1,2 \times 10^{-9} \div 1,2 \cdot 10^{-8}$	$1,2 \times 10^{-3} \div 1,2 \times 10^{-1}$
VI	<b>Roci practic impermeabile</b> (argile, marne, roci masive)	< 0,001	< $1,2 \times 10^{-6}$	< $1,2 \times 10^{-11}$	< $1,2 \times 10^{-3}$

## 6.2.4. Coeficientul de înmagazinare

În cazul înmagazinării cu **nivel liber** ( $h < M$ ; **Fig.4a**) porozitățile  $n$  și  $n_e$  se mențin practic invariabile în raport cu **presiunea** ( $p = \rho_{apa} \cdot g \cdot h$ ) astfel încât coeficienții de înmagazinare devin:

$$S_0 = n$$

și

$$S_{e0} = n_e$$

**Porozitatea eficace** numită și **cedare specifică** (Theis, 1935, 1938) este totdeauna mai mică decât porozitatea totală corespunzătoare fiecărui tip de rocă. Valorile porozității eficace sunt cuprinse între 0,5% pentru nămoluri și argile și 40% pentru pietrișuri și bolovănișuri (**Tabelul 5**).

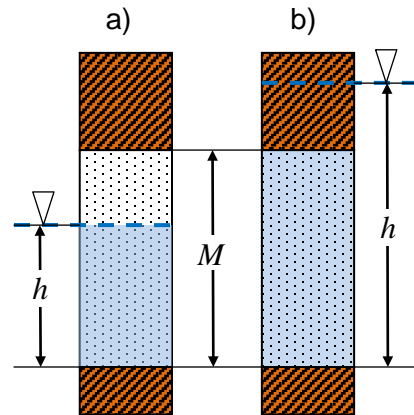


Fig.4. Coeficientul de înmagazinare

**Tabelul 5. Porozități eficace pentru diferite tipuri de roci (după M.Albu, 1981)**

Denumirea rocii	Porozitatea eficace (%)	Sursa de informație
Nămoluri și argile	0,5-5,0	Castany, 1963
Crete	2,0-5,0	Castrany, 1963
Aluviuni cu fracțiuni argiloase de Buzău de Rin	1,2-1,8 2,0-3,0	Constantinescu et al., 1971 Castany, 1963
lipsite de fracțiuni argiloase	10,0-20,0	Castany, 1963
Nisipuri cu fracțiuni argiloase lipsite de fracțiuni argiloase	2,0-15,0 10,0-25,0 19,3	Castany, 1963 Castany, 1963 Avramescu et. al., 1971
Pietrișuri și bolovănișuri cu fracțiuni argiloase lipsite de fracțiuni argiloase	9,8 30,0-40,0	Constantinescu et. al., 1971 Castany, 1963

În cazul înmagazinării **sub presiune** ( $h = M$ ; **Fig.4b**) variația greutatei specifice, a porozității totale și efective și a grosimii acviferului datorate variației presiunii nu pot fi neglijate, expresia **coeficientului de înmagazinare** fiind (Jacob 1940, 1950; Cooper 1966):

$$S = \rho_{apa} \cdot g (\alpha + n \cdot \beta) \cdot M \quad ; [-]$$

în care

$\rho_{apa}$  - densitatea apei [ $M / L^3 : kg / m^3$ ];

$g$  - accelerația gravitațională [ $L / T^2 : m / s^2$ ];

$\alpha$  - compresibilitatea scheletului mineral [ $1 / M / LT^2 : 1 / (N / m^2)$ ];

$n$  - porozitatea totală [ $L^3 / L^3$ ];

$\beta$  - compresibilitatea apei [ $1 / M / LT^2 : 1 / (N / m^2)$ ]

$M$  - grosimea acviferului [ $L : m$ ].

Raportat la unitatea de grosime a acviferului, coeficientul de înmagazinare poartă denumirea de **coeficient specific de înmagazinare** ( $S_s$ ) și reprezintă cantitatea de apă pe unitatea de volum a acviferului care este înmagazinată/cedată datorită creșterii/reducerii unitare a presiunii:

$$S_s = \rho_{apa} \cdot g(\alpha + n \cdot \beta)$$

Valorile **coeficientului specific de înmagazinare** sunt exprimate în [ $1/L$ ] de regulă  $1/m$  și sunt cuprinse în intervalul  $10^{-5} \div 10^{-3} m^{-1}$ .

### 6.2.5. Coeficientul de difuzivitate hidraulică

Pentru caracterizarea proprietăților de inerție ale mișcării apei subterane se utilizează noțiunea de **coeficient de difuzivitate a presiunii apei din pori** cunoscut și sub denumirile:

- coeficient de piezoconductibilitate (A.Gheorghe, 1973);
- coeficient de difuzivitate hidraulică (Sarocchi și Levy-Lambert, 1967, Peaudecerf, 1970, Brown et.al., 1972, M.Albu, 1981);
- coeficient de piezotransmisivitate (Trupin, 1970; Constantinescu et. al., 1971).

Acest coeficient este un parametru al elasticității acviferului, utilizat în modelele matematice ale curgerii **nestaționare** și este definit, pentru mediile **nesaturate** cu relația (A., Silvan, 1967):

$$a_w = \frac{K_w}{c_w \cdot \rho_{us}}$$

în care

$K_w$  - coeficient de hidroconductivitate /conductivitate hidraulică;

$\rho_{us}$  - densitatea aparentă a terenului absolut uscat;

$c_w$  - hidrocapacitate specifică a acviferului măsurată prin cantitatea de apă necesară pentru a schimba potențialul unității de masă a scheletului mineral solid cu o unitate:

$$c_w = \frac{dQ}{dH}$$

În raport cu **coeficientul specific de înmagazinare** coeficientul de hidroconductivitate în medii **saturate** este definit pentru **acvifere sub presiune** prin relația (V.N.Scelcacev):

$$a = \frac{K \cdot M}{S_e}$$

în care

$K$  - conductivitatea hidraulică în mediu saturat;

$M$  - grosimea acviferului sub presiune.



Pentru **acviferele cu nivel liber** este definit un parametru similar cunoscut sub denumirea **parametrul lui Bousinesque** (A., Gheorghe, 1973) sau **coeficient al variației de nivel** (Iazvin, 1961; Bindeman, 1962; Brown et al., 1972) cu relația:

$$a^* = \frac{K \cdot h_m}{n_s}$$

în care

$h_m$  - grosimea medie a acviferului cu nivel liber;

$n_s$  - coeficientul de cedare superficială

$$n_s = n_0 \cdot (1 - I)$$

$n_0$  - coeficientul de cedare totală

Pentru gradienti hidraulici  $I < 0,001$ , coeficientul de cedare superficială se poate considera invariabil la gradientul hidraulic și egal cu coeficientul de cedare totală ( $n_0$ )

Domeniile de variație ale difuzivității hidraulice se diferențiază în funcție de tipul granulometric al formațiunilor, gradul de saturare al acestora și tipul acviferelor (**Tabelul 6**).

**Tabelul 6.** Valori ale coeficienților de difuzivitate hidraulică

Tipul de teren	Nisip			Praf nisipos	Argila nisipoasă
	mare	mijlociu	fin		
$a [m^2 / zi]$	-	1000000	5000...1000000	1000	100...500
$a^* [m^2 / zi]$	1000...3000	500...2000	50...500	20...100	-

Pentru terenurile **saturate** valorile coeficienților de difuzivitate hidraulică sunt de la zeci de metri pătrați pe zi până la mii de metri pătrați pe zi pentru **acvifere cu nivel liber** și de la sute până la sute de mii de metri pătrați pe zi pentru **acvifere sub presiune**.

Coeficientul de difuzivitate hidraulică, în terenurile **nesaturate** variază mult cu umiditatea. Corelația între valorile coeficientului de difuzivitate hidraulică și umiditate (**Fig.3.47**) este de formă exponențială:

$$a_w = a_w^0 \cdot \exp[\beta \cdot (w - w^0)]$$

în care

$a_w^0$  - coeficientul de difuzivitate pentru  $w = w^0$ ;

$\beta$  - constantă adimensională.

Forma exponențială a corelației între coeficientul de difuzivitate hidraulică și umiditate rezultă din structura modelului matematic utilizat pentru metodele de determinare experimentală cu flux netaționar (R.Gardner, 1956, 1960).