

3.1.2. Porozitate și structura spațiului poros

Porozitatea este proprietatea fizică a terenurilor de a avea **pori**.

Denumirea de **pori** este proprie golurilor intergranulare din nisipurile neconsolidate, primele cercetate pentru capacitatea lor colectoare. Lărgirea cercetărilor și asupra capacității colectoare a **rocilor detritice consolidate** (silturi, gresii, conglomerate), a **rocilor de precipitație chimică** (calcare oolitice, calcare cristalizate), a **rocilor**

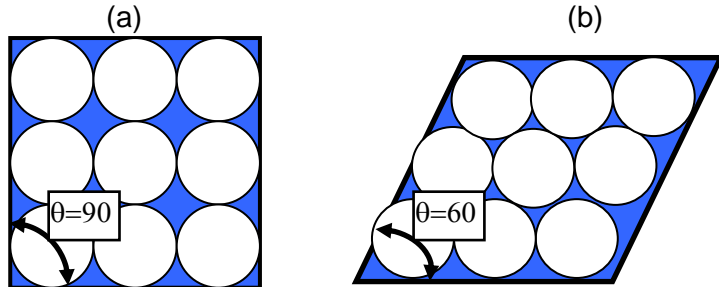


Fig.3.4. Medii poroase fictive cu aranjament cubic (a) și romboedric (b)

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:

$$n = 100 \cdot \frac{V_p}{V} \quad (3.10)$$

în care:

V_p - volumul porilor dintr-o probă;

V - volumul total al probei.

Modelarea porozității pe **medii poroase fictive** ("perfect" uniforme: $U = 1$) alcătuite din sfere cu același **diametru** (d) a condus la concluzia că agregatele de sfere pot prezenta diferite modele de asamblare determinate de forma **poliedrului elementar** (Slichter, 1953; Manolescu G. și Soare G., 1981).

Cele două situații extreme corespund aranjamentului **cubic** (Fig.3.4a), care dă o stare de **afânare maximă** și aranjamentului **romboedric** (Fig.3.4b), corespunzător unei stări de **îndesare maximă**.

În cazul rețelei cubice, **porozitatea** (n) se poate calcula luându-se ca bază cubul elementar:

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{V - V_s}{V} = \frac{d^3 - \frac{\pi \cdot d^3}{6}}{d^3} = 1 - \frac{\pi}{6} = 0,4764 = 47,64\% \quad (3.11)$$

în care

V - volumul total al cubului;

V_s - volumul părții solide;

V_p - volumul porilor.

Formula analitică generală, valabilă pentru orice aranjament, în funcție de unghiul poliedrului elementar (θ) este:

$$n = 1 - \frac{\pi}{6(1 - \cos\theta)\sqrt{1 + 2\cos\theta}} \quad (3.12)$$

Pentru $\theta = 90^\circ$ se obține porozitatea aranjamentului **cubic** (47,64%), iar pentru $\theta = 60^\circ$ se obține porozitatea aranjamentului **romboedric** (25,95%)

În cazul mediilor **neuniforme** formate din sfere de dimensiuni diferite porozitatea **scade** deoarece sferile mici ocupă spațiile create între cele mari. Pentru depozitele **reale**, forma neregulată a granulelor minerale solide atenuează reducerea porozității determinată de creșterea neomogenității

Capacitatea **colectoare (de stocare)** a terenurilor cu o anumită porozitate este condiționată de:

- **factorii geologici** care au determinat formarea și transformarea sedimentelor și rocilor.
- **porometrie** - structura spațială a porilor;

3.1.2.1. Factori geologici care determină porozitatea

Porozitatea mediilor permeabile fiind rezultatul sedimentării particulelor minerale în anumite condiții va fi influențată în primul rând de **litologia** formațiunilor permeabile.

Sub acțiunea fenomenelor geologice naturale **porozitatea** se formează în două etape succesive:

- acumularea fragmentelor și granulelor minerale și consolidarea lor prin **compactare** și **cimentare** (rezultă porozitatea primară, interstițială sau vacuolară);
- **dizolvarea, fisurarea sau fracturarea** sedimentelor consolidate (rezultă porozitatea secundară).

Litologia

Caracteristicile structurale ale spațiului poros se diferențiază fundamental de la un tip de rocă la altul.

Rocile sedimentare au cea mai complexă structură a spațiului poros. Modul de formare al rocilor sedimentare și procesele la care sunt supuse conduc la o varietate extraordinară a structurilor spațiului poros, care se concretizează în porozități totale cu o mare variabilitate:

- în rocile clastice de la 3% până la 40%;
- în calcare și dolomite de la 1% la 30%.

Porozitatea rocilor clastice, de tipul gresiilor, depinde de dimensiunea și gradul de sortare al materialului acumulat. Depozitele nisipoase alcătuite din granule moderat rotunjite și cu un bun grad de sortare au o porozitate primară de 30% până la 40%.

Porozitatea rocilor carbonatice este în multe privințe diferită de cea a rocilor clastice:

- în rocile clastice porozitatea are o bună continuitate în plan orizontal iar în cele carbonatice, de cele mai multe ori cu grosimi foarte mari, are o slabă continuitate atât pe verticală cât și pe orizontală;
- în rocile carbonatice deși deschiderea porilor poate fi foarte mare, porozitatea medie pe un volum mare este în general mai mică decât a rocilor detritice

Rocile magmatice și **metamorfe** au o foarte scăzută porozitate primară. Pentru granite prelevate de la adâncimea de 1600 m au fost determinate porozități de 1,42% (Davis 1969).

Fracturarea crește **porozitatea rocilor cristaline** până la 2% și chiar 5% (Brace et al. 1966; Davis, 1969). Asociată și cu alterarea, fisurarea poate acționa cu mare eficiență pentru creșterea porozității rocilor magmatice și metamorfe pe un domeniu cuprins între 30% și 60% (Stewart, 1964).

Rocile vulcanice (efuzive) deși au aceeași compoziție chimică cu a celor magmatice, deoarece sunt consolidate rapid (în condiții de suprafață), au porozități diferite de acestea.

Porozitatea bazaltelor, formate din magme cu conținut redus de gaze variază de la 1% la 12% (Scholler, 1962).

Piatra ponce, formată din magme cu un mare conținut de gaze poate atinge porozități totale de 87% (Davis, 1969), din care cea mai mare parte este porozitate de retenție.

Depozitele piroclastice formate în diferite condiții din material vulcanic au porozități totale relativ mari:

- **tuf**: 14% - 40% (Keller, 1960);
- **cenușă vulcanică** recentă: 50% (Davis, 1969);
- **depozite vulcanice** alterate: 60% (Davis, 1969).

Compactarea

Compactarea sedimentelor este declanșată de greutatea depozitelor acoperitoare sau de presiunile orogenice. Ea conduce la reducerea porozității. Efectul compactării este redus pentru gresii (care au o compresibilitate foarte redusă) și mare pentru argile.

După consolidarea sedimentelor prin compactare, presiunile litostatice sau orogenice pot determina fisurarea rocilor granulare și creșterea porozității acestora. O dată cu deschiderea fisurilor se poate declanșa procesul de lărgire prin dizolvare sau de colmatare prin cimentare.

În rocile carbonatice consolidarea/compactarea și stressul tectonic conduc la apariția unor sisteme de fisuri complexe la intersecția cărora se formează zone cu porozități fisurale mari care devin căi preferențiale de curgere pentru fluidele subterane.

Cimentarea

Cimentarea are cel mai mare impact asupra porozității primare. Ea afectează *dimensiunea*, *forma* și *continuitatea* porilor prin depunerea de cuarț secundar, calcit sau dolomit, separat sau în combinații. În anumite situații și argila poate acționa ca un ciment pentru pori.

Cimentul silicios, în stadiile incipiente ale cimentării nu modifică forma porilor dar reduc dimensiunea acestora și întrerup anumite conexiuni. O dată cu avansarea cimentării sunt invadați porii cu dimensiuni mari și modificați ca formă iar în stadiul final al cimentării toți porii sunt umpluți și rezultă un cuarț impermeabil.

Cimentul carbonatic, în gresii se poate forma simultan cu nisipul sau imediat după sedimentare. Cimentarea secundară cu calcit sau dolomit este mai puțin importantă decât cea cu ciment silicios. În majoritatea cazurilor cimentul dolomitic formează structuri cristaline bine individualizate iar cel calcitic forme neregulate. Cimentul calcitic poate fi dolomitizat, rezultatul fiind o reducere suplimentară a porozității.

Cimentul argilos nu este un factor de consolidare a rocilor. Prezența particulelor argiloase reduce consistența, rocile devenind friabile. Cimentul argilos se depune în același timp cu granulele de nisip, aderă la ele, contribuind, în funcție de cantitatea în care este prezent, la reducerea mai mare sau mai mică a porozității.

Dolomitizarea

Mecanismul dezvoltării porozității rocilor carbonatice prin **dolomitizare** constă în înlocuirea calciului din calcare cu magneziu, proces care are ca efect o creștere cu 12% a volumului porilor. Dolomitizarea poate fi foarte localizată și sunt frecvente situațiile în care calcarul trece gradat la dolomit o dată cu creșterea porozității.

Calcarele, au mai multe tipuri de porozități, intergranulară, fisurală și vacuolară. Aceste multiple tipuri de porozități sunt responsabile de apariția în calcare a unor canale pe care se deplasează preferențial fluidele în timp ce în porii mici, intergranulari, fluidele stagnează.

Din punct de vedere al porozității și implicit a proprietăților colectoare calcarele pot fi separate în trei clase (Archie, 1951):

- **calcare compact-cristaline**, strălucitoare în spărtură proaspătă, numai cu porozitate primară (fără fisuri sau goluri carstice). Diametrele porilor sunt mai mici de 0,01 mm, porozitatea totală mai mică de 5% iar permeabilitatea nu depășește 0,1 milidarcy ($1 \text{ darcy} = 0,987 \times 10^{-12} \text{ m}^2$);

- **calcare cretoase**, cu aspect pământos și rare cristale individualizate datorită texturii imbricate. Porozitatea este în jur de 10% iar permeabilitatea de 0,1 milidarcy.

- **calcare granulare-zaharoid**, recunoscute după granulația grosieră și aspectul zaharoid. În această categorie sunt incluse și calcarele oolitice. Porozitatea primară și permeabilitatea sunt similare cu cele ale calcarelor compact-cristaline.

Cunoașterea litologiei și a aspectelor particulare pentru cele trei categorii de calcare permite o estimare preliminară a porozității acestora în etapa de cartare a rocilor din zonele de afloriment sau a carotelor extrase din forajele de explorare.

3.1.2.2. Porometrie

Pentru evaluarea cantitativă a colectoarelor nisipoase (și uneori chiar a celor fisurale) o importanță deosebită o are structura spațiului poros caracterizată prin **mărimea și forma porilor**, raporturile cantitative ale porilor de diferite mărimi și forme, precum și caracteristicile porilor dominanți.

Porometria este metodologia prin care pe baza cercetării detaliate a structurii spațiului poros se realizează o descriere completă a proprietăților colectoare ale unei roci. Sunt utilizate **două metode (metoda analizei optice și metoda sucțiunii)** prin care se determină diametrul porilor, diametru utilizat pentru separarea **tipurilor de pori și fisuri** în funcție de mobilitatea apei.

Diametrul porilor capilari este obiectivul principal al porometriei și el reprezintă o valoare medie echivalentă, deoarece de-a lungul unui canal intergranular secțiunile sunt foarte variabile. Acest lucru se poate aprecia din morfologia secțiunilor succesive de-a lungul unui astfel de canal pentru diferite aranjamente geometrice (cubice, romboedrice) în **medii poroase fictive**. Forma acestor secțiuni dă informații asupra dimensiunilor maxime și minime al canalului, element important pentru studierea rezistenței hidraulice a mediului permeabil.

În condiții reale particulele sunt nesortate, mai mult sau mai puțin angulare, introducând dificultăți în studiul structurii spațiului poros. Pentru particulele angulare suprafețele de contact reciproc sunt mai numeroase, conducând la reducerea substanțială a **porozității interstițiale**.

Metoda analizei optice

Metoda analizei optice se realizează pe **secțiuni subțiri** investigate la microscop. Ea aduce elemente suplimentare în evaluarea cantitativă a porometriei. Superioritatea acestei metode constă în faptul că noțiunea de mărime a porilor are un sens geometric precis, ea nefiind legată de un model impus sau de observarea unor fenomene fizice asociate.

Pentru realizarea în bune condițiuni a secțiunilor subțiri (**Fig.3.5**) și păstrarea structurii netulburate, terenurile nisipoase slab cimentate pot fi consolidate prin injectare cu bachelită (fluidizată cu ajutorul unor compuși organici) la o presiune de vacuum de circa 200 mmcol.H₂O, care saturează astfel toată gama de pori capilari, ce pot fi identificați prin culoarea roșie a bachelitei. Fotografiate color, și mărite până la 1000 de ori, aceste secțiuni permit măsurarea porilor și în domeniul subcapilar.

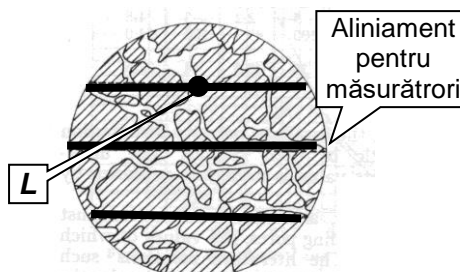


Fig.3.5 Analiza optică a secțiunilor subțiri.

Pe secțiunea subțire, la microscop se poate estima **diametrul hidraulic** al canalului de pori definit ca raport între suprafața și perimetrul udat al fiecărui por secționat. Acesta este modelul cel mai apropiat de realitate dar de multe ori lipsa unui contur clar al granulelor nu permite o planimetrare corectă. În plus volumul mare de măsurători devine prohibitiv pentru aplicarea la scară largă a procedurii.

Modelul aplicat este cel al măsurării de-a lungul unor **aliniamente** paralele a distanței dintre două puncte (**L**) situate pe suprafața a două particule vecine (**Fig.3.5**). Deoarece dimensiunile porilor au un caracter variabil și aleator iar numărul de

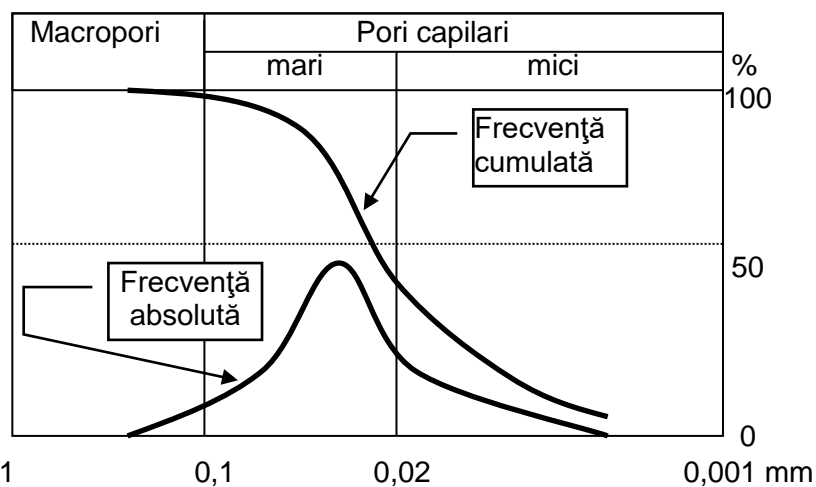


Fig.3.6 Curbele de repartiție ale porometriei (după A.Gheorghe, 1973)

măsurători este foarte mare, descrierea structurii spațiului poros se face cu ajutorul metodelor statistice sub forma curbelor de frecvență cumulată sau absolută (**Fig.3.6**).

Metoda sucțiunii

Metoda **sucțiunii** este utilizată pentru calculul repartiției porilor pe dimensiuni.

Pentru calculul **diametrului echivalent** al porilor dintr-un anumit material granular care nu prezintă variații importante de volum la modificarea umidității se utilizează fenomenul de sucțiune.

Sucțiunea este reducerea presiunii apei din pori, în raport cu presiunea atmosferică, datorită forțelor de interacțiune între apă și scheletul mineral. Rezultatul sucțiunii este formarea în jurul particulelor minerale a unei pelicule de apă a cărei grosime este în funcție de **tensiunea interfacială** și **diametrul granulelor**.

Sucțiunea este pusă în evidență prin introducerea unui vas cilindric poros, plin cu apă și legat la un manometru cu mercur, într-o masă de particule argiloase (**Fig.3.7**). Apa din cilindru este adsorbită și formează pelicule în jurul particulelor până când forțele de adsorbție sunt echilibrate de greutatea coloanei de mercur (h), coloană care exprimată în $cm_{coloana_{H_2O}}$, reprezintă valoarea **sucțiunii**.

Deoarece gama valorilor sucțiunii este foarte întinsă (de la zero pentru formațiunile saturate până la zeci de mii de kgf/cm^2), acestea se exprimă pe o scară logaritmică denumită pF (R. K. Schofield, 1936). **Indicele pF** reprezintă logaritmul zecimal al sucțiunii exprimată în centimetri coloană de apă ($10^3 cmH_2O(4^0 C) = 1kgf/cm^2 = 1at = 0,989665bar = 12,223lb/sqin = 14,223psi$).

Dacă sucțiunea unui teren este $h_{cm}H_2O$, atunci:

$$pF = \lg h \quad (3.13)$$

Pentru calculul diametrului echivalent al porilor dintr-un anumit material granular se utilizează curba **sucțiune** (H) – **grad de saturație** (S_r). Fiecărei valori a sucțiunii (h) îi corespunde un anumit diametru al porilor (d).

Curba **sucțiune - grad de saturație**, este echivalentă curbei cumulative a repartiției porilor pe dimensiuni, iar valoarea gradului de saturație corespunde fracțiunii de porozitate ocupată de apă la o anumită sucțiune.

Egalând sucțiunea cu înălțimea de ascensiune capilară ($h = h_c$ în $cm_{col.H_2O}$) din formula lui Laplace (3.60) și utilizând valorile parametrilor pentru temperatura fluidului $t = 20^0C$ (tensiunea interfacială: $\sigma = 72,53 \text{ dyn/cm}$, greutatea specifică a apei: $\gamma_{apa} = 979 \text{ dyn/cm}^3$ și unghiul de incidentă: $\alpha = 0$ la umezire completă) rezultă formula pentru calculul diametrului tubului capilar pe curba cumulativă, în funcție de sucțiunea măsurată la o anumită saturație S_r :

$$d = \frac{4 \cdot \sigma \cdot \cos \alpha}{\gamma_{apa}} = \frac{4 \cdot 72,53 \cdot \cos 0}{979} = \frac{0,30}{h} \quad [cm] \quad (3.14)$$

Estimarea distribuției dimensiunii porilor prin metoda sucțiunii este afectată de erori de până la 30%, determinate de aproximațiile și simplificările introduse de metodele indirecte bazate pe fenomenele capilare (cauza principală este variația diametrului canalelor de pori).

Tipuri de pori

Clasificarea porilor după mărimea **diametrului** determinat ia în considerare

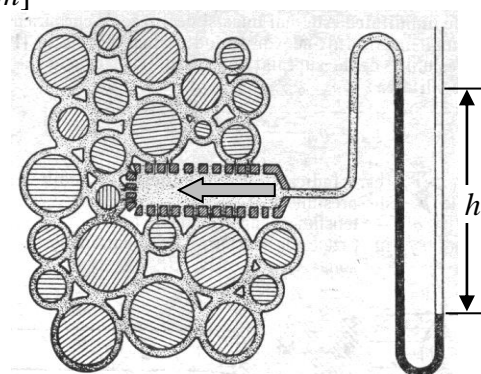


Fig.3.7. Schemă pentru punerea în evidență a sucțiunii apei din porii terenurilor nesaturate (după Silvan, A., 1967)

interacțiunea dintre apă și particula minerală, fenomen care determină gradul de mobilitate a apei și implicit formarea proprietăților filtrante. Toate clasificările existente admit separarea a trei tipuri de pori și fisuri, definite astfel:

- **pori supracapilari** (macropori) cu diametre $d > 0,5mm$ și
 - **fisuri supracapilare** (macrofisuri) cu deschideri $b > 0,254mm$;
- **pori capilari** în limitele $d \in [0,5; 0,0002] mm$ și
 - **fisuri capilare** cu $b \in [0,254; 0,0001] mm$, care determină microporozitatea;
- **micropori subcapilari** cu $d < 0,0002mm$ și
 - **microfisuri capilare** cu $b < 0,0001 mm$, care determină ultramicroporozitatea.

Identificarea acestor tipuri de pori și fisuri este foarte importantă pentru evaluarea condițiilor de formare a acviferelor și a condițiilor de curgere a apelor subterane. În cazul porilor și fisurilor supracapilare are loc o **curgere liberă (gravitațională)**, în cazul golurilor capilare curgerea este mai lentă din cauza forțelor capilare, iar în cazul dimensiunilor subcapilare, rocile

respective sunt practic impermeabile. Se

remarcă faptul că limitele de separație a fisurilor reprezintă jumătate din cele ale porilor, situație justificată de variația secțiunilor de-a lungul unui canal interstițial, spre deosebire de secțiunile unei fisuri care au o variație mult mai mică.

În cadrul **porozității capilare** se pot separa:

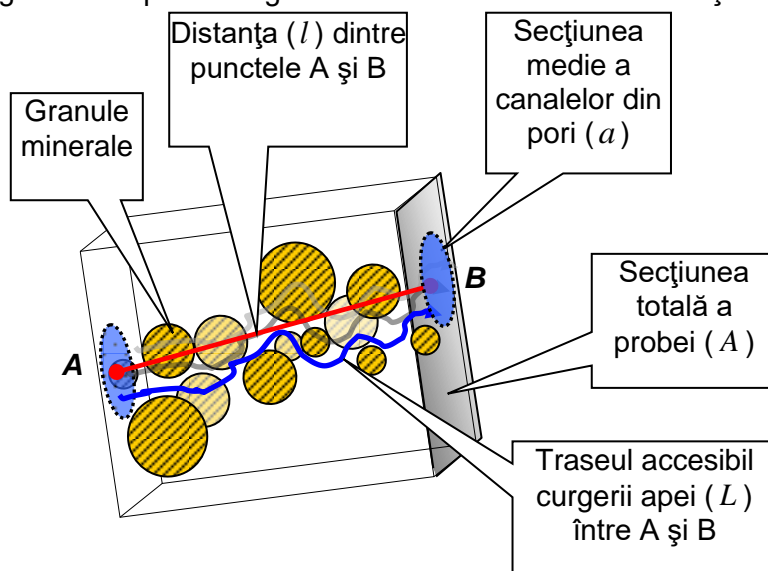


Fig.3.8. Elementele utilizate pentru definirea și determinarea tortuozității unui teren granular prin metode electrice

- **pori capilari mari** cu $d = 20-500 \mu$;
- **pori capilari mici** cu $d = 0,2-20 \mu$.

Separarea porilor capilari mari este justificată de existența secțiunilor în care nu se manifestă tensiuni superficiale. Această categorie de pori poate elibera o parte din apă, care poate fi denumită **apă capilară mobilă**. După unii cercetători, la distanțe mai mari de 0,1mm influența tensiunii superficiale practic poate fi neglijată.

Tortuozitatea

Configurația spațiului poros rezultată din dimensiunea porilor și conexiunile spațiale, condiționează traseul pe care se pot deplasa fluidele între două puncte oarecare (**Fig.3.8**).

Tortuozitatea (ω) este definită ca raport între distanța dintre două puncte (**A, B**) dintr-un mediu poros (l) și lungimea traseului real pe care se pot deplasa fluidele între aceste puncte (L), traseu rezultat din configurația spațiului poros:

$$\omega = \frac{l}{L} \quad (3.15)$$

Determinarea în laborator a valorii tortuozității, totdeauna subunitară, se bazează pe relația între rezistivitatea electrică a rocii și porozitatea ei. Pentru un mediu granular **ideal** constituit din granule sferice identice:

$$\frac{\rho_{roca}}{\rho_{apa}} = \frac{1 + 0,25 \cdot \sqrt[3]{1-n}}{1 - \sqrt[3]{(1-n)^2}} = F \quad (3.16)$$

în care

ρ_{roca} - rezistivitatea electrică a rocii în stare saturată;

ρ_{apa} - rezistivitatea electrică a apei din pori;

n - porozitatea totală a rocii;

F - factorul de rezistivitate sau de formație.

Pentru medii granulare **reale**, neomogene și neuniforme, **factorul de formație** se estimează cu o relație empirică de forma:

$$F = \frac{a_{lit}}{n^m} \quad (3.17)$$

în care:

a_{lit} - coeficient litologic cu valori cuprinse între 0,5 și 1;

m - indice de cimentare cuprins între 1,3 și 3.

În funcție de tipul formațiunii se recomandă utilizarea a două relații:

- **Humble**, pentru formațiuni nisipoase - grezoase slab și mediu cimentate:

$$F = \frac{0,62}{n^{2,15}} \quad (3.18)$$

- **Archie**, pentru formațiuni carbonatice (cu $m \geq 2$ după gradul de cimentare al rocii):

$$F = \frac{1}{n^2} \quad (3.19)$$

Relația între porozitatea mediului real și rezistivitatea rocii și a apei din pori se bazează pe definirea **rezistenței electrice** pentru:

- proba saturată cu apă:

$$R = \rho_{roca} \cdot \frac{l}{A} \quad (3.20)$$

- traseul accesibil apei, saturat cu apă:

$$R = \rho_{apa} \cdot \frac{L}{a} \quad (3.21)$$

Din relațiile (3.16), (3.20) și (3.21) rezultă:

$$F = \frac{\rho_{roca}}{\rho_{apa}} = \frac{L}{a} \cdot \frac{A}{l} = \frac{L}{l} \cdot \frac{A}{a} = \frac{1}{\omega} \cdot \frac{A}{a} \quad (3.22)$$

Relația dintre **factorului de formație** și **porozitate** se stabilește prin intermediul secțiunii probei (A), normală la distanța dintre cele două puncte și a secțiunii cumulate a canalelor prin care circulă apa (a):

$$n = \frac{V_p}{V} = \frac{L \cdot a}{l \cdot A} = \frac{1}{\omega} \cdot \frac{a}{A} \quad (3.23)$$

Din relațiile (3.22) și (3.23) rezultă relația între tortuozitate, factorul de formație și porozitatea totală:

$$\omega = \frac{1}{\sqrt{F \cdot n}} \quad (3.24)$$

în care pentru formațiunile reale $F = \frac{a_{lit}}{n^m}$

Pentru estimarea tortuozității se parcurg următoarele etape:

- măsurarea rezistivităților rocii saturate (ρ_{roca}) și a apei (ρ_{apa});
- calculul **factorului de formație** pe baza relației (3.16);
- calculul **porozității totale** (n) din formulele **Humble** (3.18) sau **Archie** (3.19) formule pentru care sunt elaborate nomograme, rezolvarea ecuațiilor (3.18) și (3.19) implicând o rezolvare numerică;
- calculul **tortuozității** cu relația (3.24)

Valorile tortuozității, totdeauna subunitare, influențează în mod direct valoarea **gradientului hidraulic** al curgerii apelor subterane și a **coeficientului de difuzie efectivă** al fluidelor miscibile cu apa.

3.1.2.2. Tipuri genetice de porozități

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 3.2**).

Tabelul 3.2. Porozități totale

Terenuri cuaternare	n(%)	Roci sedimentare	n(%)
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 algiolos, silt loessoid	35-50	Cretă	10-45
Roci metamorfice		Roci magmatice	
Cuarțite, gnaise, amfibolite	2	Trahite	2-9
Șisturi argiloase și silicioase	1-4	Bazalte	1-4
Șisturi argiloase siluriene	5,2	Lave	4-11
Șisturi argiloase oligocene	21,1	Granite	1-4
Marmore	1-2	Alte roci intruzive	1

Dacă în cadrul aceleiași grupe genetice de roci nu se pot identifica legități privind variația porozității totale, studiul **statistic** al reducerii porozității rocilor cu adâncimea a condus la obținerea unor exprimări cantitative ale acestei legități.

Această legitate, valabilă pentru rocile sedimentare, trebuie pusă pe seama efectului de consolidare dat de presiunea litostatică în timpul procesului de subsidență. Porozitatea rocilor grezoase și nisipoase are un gradient general de reducere mai mic în raport cu cele argiloase.

În urma prelucrării statistice a unui volum important de date, în anumite condiții, dependența porozității de adâncimea de zăcământ poate avea un caracter exponențial de forma:

$$n = n_0 \cdot e^{-C \cdot H} \quad (3.25)$$

în care

n - porozitatea totală la adâncimea H [-];

n_0 - porozitatea totală la suprafață ($H = 0$), [-];

C - coeficient empiric evaluat după unii cercetători la $C=0,45$

H - adâncimea, [km]

Legitatea generală de reducere a porozității cu adâncimea poate fi modificată de acțiunea unor factori naturali, și anume: variații singenetice, tensiuni geomecanice, acțiunea apelor subterane, vârsta rocilor, intensitatea fluxului termic etc. Acțiunea acestor factori explică rezultatele unor sonde foarte adânci (8-10km) din S.U.A. care au identificat acumulări importante de apă, petrol și gaze, colectoarele deschise caracterizându-se prin porozități mari. După unii cercetători, rocile din scoarța terestră au micropori și microfisuri până la suprafața Moho, adică pe continente până la adâncimi de 40-50 km.

Porozitate primară

Porozitatea

primară se formează în timpul depunerii sedimentelor și este determinată de golurile dintre granule (care constituie **porozitatea interstițială**), spațiile dintre planele de stratificație și golurile din rocile eruptive (care constituie **porozitatea**

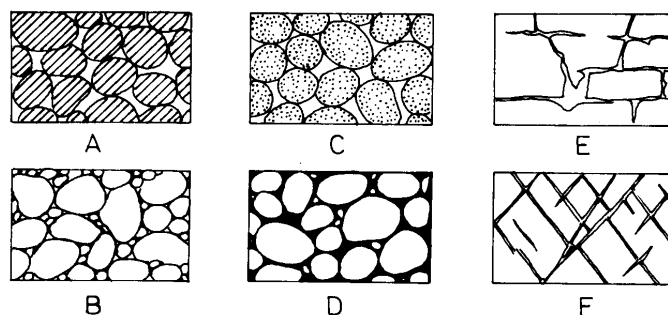


Fig.3.9. Tipuri de porozități interstițiale

vacuolară).

Caracterele și valoarea porozității interstițiale depind de mărimea și forma granulelor (sferice, angulare etc.), gradul de neomogenitate sau de sortare granulometrică, precum și de sistemul de aranjare a particulelor (**Fig.3.9 A,B,C,D**).

Depozitele nisipoase alcătuite din granule moderat rotunjite și cu un bun grad de sortare au o porozitate primară de 30 până la 40%. În sedimentele slab sortate, granulele mici colmatează spațiile dintre granulele mari și reduc considerabil porozitatea.

Porozitatea primară totală (interstițială) este redusă prin compactare, cimentare, recristalizare și alte procese geologice naturale.

Porozitate secundară

Porozitatea secundară, formată după depunerea sedimentelor, poate fi constituită din:

- goluri rezultate în urma acțiunii de dizolvare a apei (**Fig.3.9 E**);
- pori și fisuri formate prin contractarea rocilor;
- pori și fisuri rezultate prin procese de cristalizare și deshidratare;
- fisuri formate sub influența forțelor tectonice, care ajung la adâncimi importante și au o orientare bine determinată (**Fig.3.9 F**);
- fisuri formate în urma alterării și dezagregării rocilor, care se dezvoltă la adâncimi reduse și nu au o orientare bine determinată.

Dacă în cazul **rocilor detritice** mobile, **porozitatea primară** este cea care predomină, în cazul rocilor consolidate și la cele **carbonatice** ponderea **porozității secundare** este semnificativă.

Porozitatea secundară este condiționată de structura și textura rocilor, tipurile de ciment și structura spațiului poros (Vinogradov,C., et.al.1983).

În funcție de particularitățile structurale, **porozitatea interstițială** (cunoscută și sub denumirea de **porozitate matricială**, sau **intergranulară**) poate prezenta mai multe variante:

- **porozitatea interstițială simplă**, în care granulele având dimensiuni apropiate lasă între ele goluri importante, necolmatate cu granule fine (**Fig.3.9 A**);
- **porozitatea interstițială redusă** datorită prezenței granulelor mici în interspațiile fracțiunii grosiere (**Fig.3.9 B**), sau cimentării parțiale a spațiului poros primar (**Fig.3.9 D**);
- **porozitatea interstițială dublă** în cazul când chiar granulele sunt constituite din roci poroase (**Fig.3.9 C**).
- **porozitate fisurală** care este o porozitate secundară rezultantă a proceselor de fisurare și dizolvare (**Fig. 3.9 E,F**)

Porozitate fisurală

Fisurile din masivele de roci se distribuie în general în trei sistemele ortogonale și pot fi generate de: **contractia** datorată consolidării sedimentelor care generează roca, **dilatarea** cauzată de gelifracție sau încălzire și **forțele tectonice** care acționează asupra scoarței și conduc la deformarea și dislocarea ei.

Porozitatea fisurală

(n_f), este de fapt o porozitate secundară și depinde de:

- **densitatea de fisurație** estimată pe baza **distanțării** dintre fisuri sau a **gradului de fisurație** ;
- **deschiderea** fisurilor.

Distanțarea (δ) sau pasul discontinuităților (numită și distanța medie între fisuri) reprezintă **media distanțelor** dintre suprafețele de separație măsurată pe o direcție normală la aceste suprafețe (**Fig.3.10**):

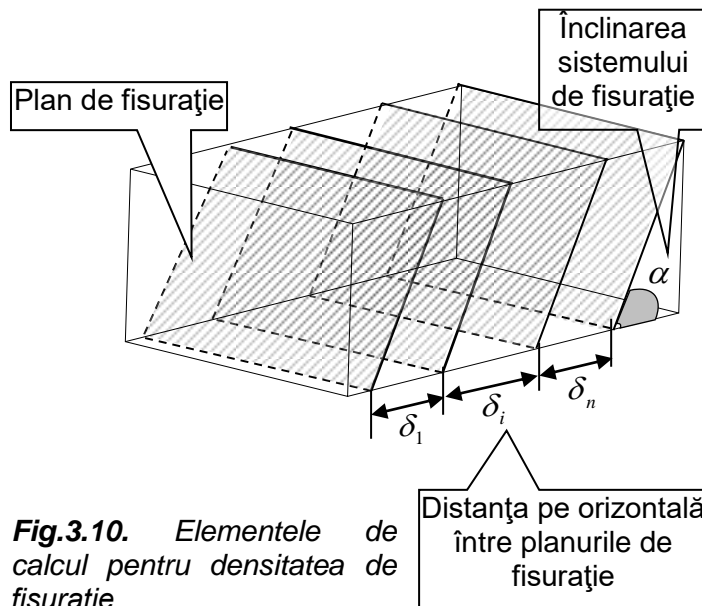


Fig.3.10. Elementele de calcul pentru densitatea de fisurație

$$\delta = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} d_i \cdot \sin \alpha}{n} = \frac{1}{D} \quad (3.26)$$

în care

δ_i - distanță măsurată între două plane de fisurație consecutive;

n - numărul de măsurători.

Gradul de fisurație (D) reprezintă numărul de fisuri pe unitatea de lungime și este inversul distanțării (ec. 3.14).

Deschiderea fisurilor (d) reprezintă distanță măsurată perpendicular pe pereții discontinuității deschise, spațiul creat de discontinuitate fiind ocupat de apă, aer sau alte fluide.

În cazul unei fisurații omogene și izotrope, rezultatul a trei sisteme de fisurație ortogonale cu deschideri constante, **porozitatea fisurală** a masivului de rocă divizat în **blocuri elementare cubice** se obține printr-un calcul simplu (**Tabelul 3.3; Fig.3.11**).

Valoarea porozității fisurale crește proporțional cu reducerea dimensiunii blocului elementar și cu creșterea deschiderii fisurilor.

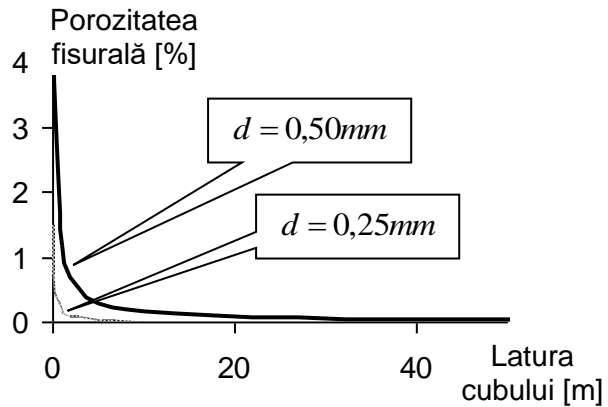


Fig.3.11. Variația porozității fisurale în funcție de latura blocului elementar și deschiderea fisurii.

Tabelul 3.3. Porozitatea fisurală într-un masiv cu blocuri elementare cubice

Latura blocului elementar[m]	Deschiderea fisurii	
	$d = 0,25mm$	$d = 0,50mm$
	Porozitate fisurală (n_f)[%]	
100,0	0,0015	0,015
10,0	0,015	0,15
1,0	0,15	1,48
0,1	1,48	14,8

În majoritatea masivelor de roci compacte densitatea, orientarea și deschiderea fisurilor au o mare variabilitate spațială. **Parametrii medii** ($\bar{\delta}, \bar{D}, \bar{d}$) ai sistemelor reale de fisuri utilizați pentru estimarea **porozității fisurale** se obțin prin prelucrarea **geostatistică** a datelor cartării aflorimentelor și carotelor extrase de forajele de explorare.

3.1.2.3. Tipuri de porozități după gradul de mobilitate a apei subterane

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:

$$n = n_a + n_r \quad (3.27)$$

Pentru terenurile granulare, o diagramă sintetică a raporturilor dintre componentele porozității interstițiale (**Fig.3.12**) evidențiază ca valoarea maximă a porozității active (aproximativ 30%) este plasată la nivelul fracțiunilor de nisip mijlociu și nisip grosier.

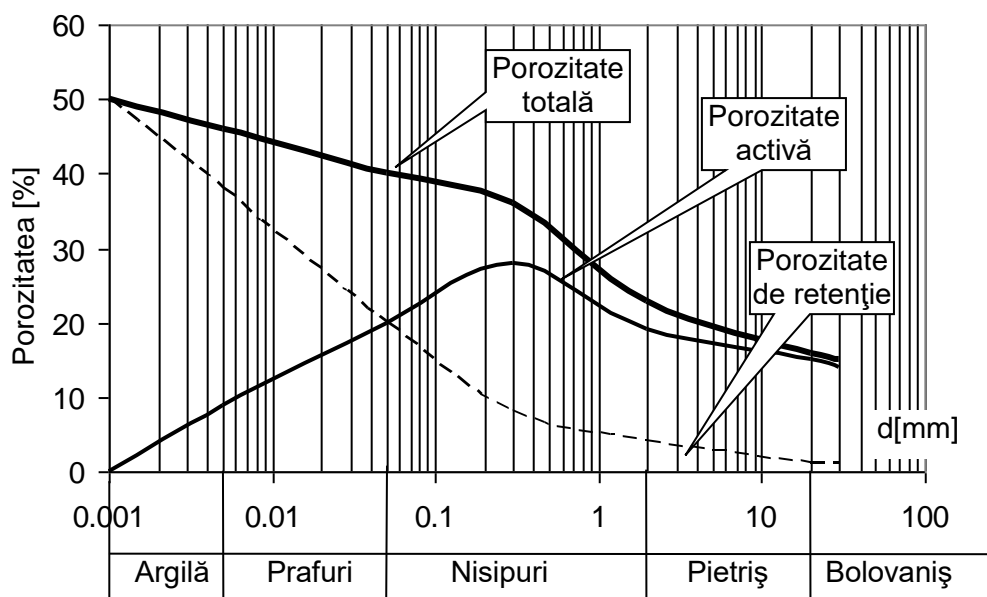


Fig.3.12. Relația între componentele porozității interstițiale: porozitatea totală, activă și de retenție pentru terenuri granulare

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.

Porozitate activă

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.

În laborator, prin metodele directe utilizate în mod curent, se determină porozitatea deschisă/activă/eficace. Metodologia de determinare constă în:

- măsurarea volumului total al probei (V);
- uscarea probei la temperatura de 105°C până când, la trei măsurători succesive, realizate în trei momente diferite, greutatea probei se menține constantă.
- saturarea probei prin scufundare într-un volum cunoscut de apă (prin saturare se umple cu apă toți porii aflați în comunicare);
- calculul volumului porilor saturați ($V_{p_comunicanti}$) prin diferența dintre volumul inițial de apă și cel rămas după extragerea probei saturate din cuva de saturare;
- calculul porozității active/eficace (n_a):

$$n_a = \frac{V_{p_comunicanti}}{V} \quad (3.28)$$

Porozitatea activă (n_a) este o caracteristică finală a drenajului gravitațional, ea reprezentând diferența dintre **hidrocapacitatea de saturație** (egală cu **porozitatea totală**: n) și **hidrocapacitatea moleculară maximă** (w_{Max}):

$$n_a = n - w_{Max} \quad (3.29)$$

Deoarece drenajul acviferelor și al terenurilor în general, nu ajunge până la etapa finală, așa după cum se realizează în laborator, valoarea de calcul a porozității active este mai mică decât valoarea sa maximă.

Pentru un nisip fin argilos cu porozitatea totală de 30% și un diametru eficace de 0,47 mm, porozitatea eficace determinată în laborator este:

- 15% după o încercare de o oră;
- 24% după o încercare de nouă zile;
- 25% după o încercare de 30 luni.

Efectul duratei experimentului asupra porozității eficace crește progresiv cu reducerea diametrului efectiv. La nisipuri mai fine, cu porozitatea totală de 39% și diametrul efectiv de 0,08 mm porozitatea determinată în laborator este:

- 2% după o încercare de o oră;
- 11% după o încercare de nouă zile;
- 15% după o încercare de 30 de luni (G.Castany, 1972).

Pe aceste considerente se poate defini o **porozitate dinamică** (n_d), care se referă la acea parte din secțiunea porilor și fisurilor ocupată de apa în mișcare, adică:

$$n_d = n - w_d \quad (3.30)$$

unde

w_d - umiditatea volumică în stare dinamică.

Porozitatea dinamică, ca parametru **determinat pe teren**, reprezintă volumul de apă (V_a) obținut de pe unitatea de suprafață a acviferului la o reducere unitară a sarcinii piezometrice:

$$n_d = \frac{V_a}{\Delta h_m \omega} \quad (3.31)$$

în care

ω - suprafața pe care se reduce sarcina piezometrică;

Δh_m - reducerea medie a sarcinii piezometrice pe suprafața ω ;

Raportul dintre cele trei tipuri de porozități (**totală**, **activă** și **dinamică**) sunt diferite, în funcție de mărimea porilor și a fisurilor:

- în cazul terenurilor cu pori și fisuri **supracapilare**, valorile acestor porozități sunt practic egale:

•

$$n \cong n_a \cong n_d \quad (3.32)$$

- în cazul terenurilor cu pori și fisuri **capilare**, valorile acestor porozități descresc în ordinea:

$$n > n_a > n_d \quad (3.33)$$

- în terenurile cu pori **subcapilari**, de regulă porozitatea totală este mare, iar celelalte porozități au valori practic neglijabile.

O dată cu creșterea vitezei de curgere (și implicit a gradientului hidraulic), forțele dinamice exercitate de moleculele de apă în mișcare devin din ce în ce mai mari față de forțele de atracție ale fazei solide, determinând o reducere treptată a peliculei de apă adsorbită. În felul acesta, **porozitatea dinamică** crește proporțional

cu **gradientul hidraulic**, tinzând către valoarea **porozității active** la valori foarte mari ale acestuia. Drenajul terenurilor nisipoase uniforme și neuniforme, pentru un domeniu de variație a gradientului hidraulic de la $I=0,001$ până la $I=0,1$, reflectă elocvent această proporționalitate (Nosova 0., 1962):

- $n_d = (0,7...0,9)n_a$ pentru nisipuri cu $U \leq 5$;
- $n_d = (0,6...0,8)n_a$ pentru nisipuri cu $U > 5$.

Interesul pentru **porozitatea dinamică** este mai redus în practică din cauza dificultăților de determinare, după cum s-a precizat mai sus. În aceste condiții se poate aproxima că $w_d \approx w_{Max}$, fapt care duce în final la egalitatea numerică a celor două porozități și la folosirea **porozității active** în calculele hidrogeologice.

Porozitatea activă și cea **totală**, reprezentând parametri ai proprietăților colectoare, pot fi exprimați și prin conținutul de apă (totală și liberă) înmagazinat în unitatea de volum a rocii saturate (**Tabelul 3.4**)

Tabelul 3.4. Volumul de apă înmagazinat într-un metru cub de rocă saturată (după Bodelle J. și Margat J., 1980)

Tipuri formațiuni	Total apă		Apă liberă	
	litri/m ³	n [%]	litri/m ³	n _a [%]
Nisipuri și pietrișuri	200...400	20...40	150...250	15...25
Nisipuri fine	300...350	30...35	100...150	10...15
Gresii	50...250	5...25	20...150	2...15
Cretă	100...400	10...40	10...50	1...5
Calcare fisurate	10...100	1...10	10...50	1...5
Argile	400...500	40...50	10...20	1...2
Șisturi	10...100	1...10	1...20	0,1...2
Granite fisurate	1...50	0,1...5	1...20	0,1...2

Pentru toate tipurile de roci, domeniul de variație al **porozității active** este mult mai redus în raport cu cel al **porozității totale**.

Tabel.3.5 Coeficienți de productivitate specifică (după C.W.Fetter, 1988)

Sediment granular	Coeficientul de productivitate specifică [%]		
	Minim	Mediu	Maxim
Argilă	0	2	5
Argilă nisipoasă	3	7	12
Silt	3	18	19
Nisip fin	10	21	28
Nisip mediu	15	26	32
Nisip grosier	20	27	35
Nisip și pietriș	20	25	35
Pietriș fin	21	25	35
Pietriș mediu	13	23	26
Pietriș grosier	12	22	26

În literatura anglo-saxonă pentru **porozitatea deschisă/activă/dinamică** echivalentul este **coeficientul de productivitate specifică** (S_y):

$$S_y = \frac{V_{apa_drenat}}{V} \quad (3.34)$$

$V_{\text{apa_drenant}}$ - volumul de apă drenată gravitațional dintr-un eșantion saturat;

V - volumul eșantionului saturat.

Coeficientul de productivitate specifică este determinat de granulozitatea rocii și coeficientul de neuniformitate (**Tabelul 3.5**). Nisipurile medii și grosiere sunt cel mai bine drenate gravitațional.

Porozitate de retenție

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.

3.1.2.4. Porozitatea rocilor carbonatice

Porozitatea totală a rocilor carbonatice este în general **redușă**. Aparenta **contradicție** între valoarea redusă a porozității și manifestarea unor fenomene cum ar fi efectul de maree terestră din acviferele carstice (Mangin, 1975), debitele extraordinare ale izvoarelor carstice, vitezele reale de curgere ale apelor subterane determinate cu ajutorul trasorilor (**Tabelul 3.6**), **este explicată** de existența căilor preferențiale de curgere localizate pe sisteme de fisuri cu deschideri mari, din masivele carstice.

Tabelul 3.6. Porozități totale ale rocilor carbonatice (după Albu, M., 1981 și Fetter, W., 1994)

Denumirea rocii	Porozitatea totală	Sursa de informare
Calcar	8,4	Murray, 1960
Calcare și dolomite poroase	5	Fetter, 1994
Dolomit	6,3	Murray, 1960
Cretă	14,0-44,0	Castany, 1963
Cretă	32,67	Amyx și Bass, 1962
Creta cretacică	29,2	Schoeller, 1962
Cretă	10-45	Fetter, 1994
Calcar	0,5-17,0	Castany, 1963
Calcar	17,47	Amyx și Bass, 1962
Calcar oolitic	3,0-20,0	Castany, 1963
Calcar oolitic	21,6	Archie, 1952
Calcar permian	10,1	Archie, 1952
Calcar cretacic	4,6	Schoeller, 1962
Dolomit	2,9	Castany, 1963
Dolomit	27,8	Murray, 1960
Dolomit ordovician	11,9	Murray, 1960
Dolomit ordovician	0,4	Murray, 1963

Circulația apei subterane în acviferele carbonatice se face prin spațiile datorate **porozității primare** și mai ales a celei **secundare** mărită prin lărgirea fisurilor datorită solubilizării calcarului și dolomitului în apa cu aciditate medie

Porozitatea primară a rocilor carbonatice este mică la rocile carbonatice de precipitație chimică (calcare fin granulare, calcare alochemice-oolitice, peletale) și semnificativă la cele clastice (rudite calcaroase, arenite calcaroase).

O categorie aparte de roci carbonatice o constituie **creta**, care este un calcar bioacumulat (Carrozzi, 1975) de culoare albă, uneori fin dungată, poroasă și friabilă, constituită din cca 97% calcit și 1-3% substanță organică. Porozitatea totală a cretei ajunge până la 45% (**Tabelul 3.6**) fiind gazda unor acvifere cu resurse remarcabile.

Arenitele calcaroase conțin material detritic reprezentat prin toate formele de calcare autohtone, fragmente de roci, schelete, oolite etc. Acestui material i se adaugă glauconitul și cuarțul care determină aspectul grezos și porozitatea mai mare.

Gradul de carstifiere

Porozitatea secundară a rocilor carbonatice este datorată **fisurilor** și **golurilor carstice** care constituie căi preferențiale de curgere a apelor subterane.

Pentru rocile carbonatice, datorită particularităților distribuției golurilor și fisurilor precum și a conexiunilor hidrodinamice se definește **gradul de carstifiere** (G), care înglobează atât porozitatea primară cât și pe cea secundară:

$$G = \frac{\text{Volumul}_{\text{fisurilor_si_golurilor_carstice}}}{\text{Volumul}_{\text{total_al_masivului}}} \cdot 100 \quad [\%] \quad (3.35)$$

O parte importantă a fisurilor și golurilor carstice sunt colmatate cu material granular sau argilos motiv pentru care se diferențiază un:

- **grad de carstifiere totală** (G_T) care vizează toate fisurile și golurile carstice din masivul de roci carbonatice sau carstificabile;
- **grad de carstifiere activă** (G_a) care se referă numai la fisurile prin care curg apele subterane.

Valorile medii ale gradului de carstifiere pentru masivele carstice sunt reduse, de ordinul procentelor (1-3%). Curgerea în aceste masive se face pe căi preferențiale care se găsesc la intersecția sistemelor de fisuri, în rest masivul fiind impermeabil.

Gradul de carstifiere se reduce cu adâncimea datorită reducerii gradului de fisurație și a dinamicii apelor subterane.

La scară regională, din analizele statistice realizate pe baza carotelor executate în principalele regiunii miniere din zonele carstice ale Rusiei, rezultă valori reduse ale gradului de carstifiere până la maximum 1,5%.

Reducere gradului de carstifiere cu adâncimea este accentuată până la adâncimi de 150m după care, până la adâncimi de 400m reducerea este mai lentă (**Tabelul 3.7**; **Fig.3.13**).

Tabelul 3.7. Valori ale gradului de carstifiere în câmpurile miniere din URSS (Academia de științe a URSS, 1963)

Adâncime [m]	Grad de carstifiere	
	G_T [%]	G_a [%]
0-50	1,42	1,12
50-100	0,96	0,66
100-150	0,51	0,36
150-200	0,30	0,21
200-300	0,29	0,20
300-400	0,22	0,15

Abateri de la această „regulă” de variație a gradului de carstifiere cu adâncimea sunt oricând posibile, motiv pentru care este periculos de generalizat. Heterogenitatea gradului de fisurație și respectiv a gradului de carstifiere este determinată de caracteristicile litologice ale formațiunilor calcaroase, sistemele de fisuri prezente, chimismului apei subterane și dinamicii acesteia. Evaluarea experimentală a gradului de carstifiere este soluția recomandată.

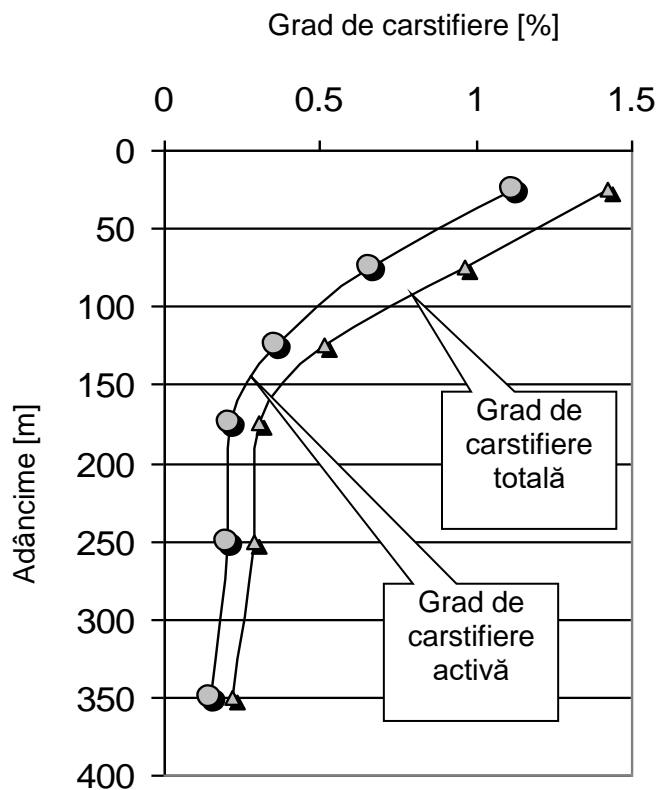


Fig.3.13. Distribuția gradului de carstifiere în adâncime în câmpurile miniere din URSS (Akademik Nauk, 1963)