

2.2. Distribuția generală a apelor subterane

Diferitele forme de apă din scoarța terestră determină o anumită zonare a umidității pe verticală. Geneza hidrosferei și mișcarea diferitelor forme ale apei subterane în geosfere condiționează zonarea hidrogeodinamică la scară globală.

2.2.1. Forme de apă din scoarța terestră

Apa din scoarța terestră se găsește mai mult sau mai puțin legată de rocă, în diferite stări de agregare:

- apa în stare de vapori;
- apa legată fizic sau apa de retenție;
- apa legată chimic (de cristalizare sau de constituție);
- apa capilară;
- apa liberă sau hidrodinamic activă;
- apa în stare solidă;
- apa în stare supracritică.

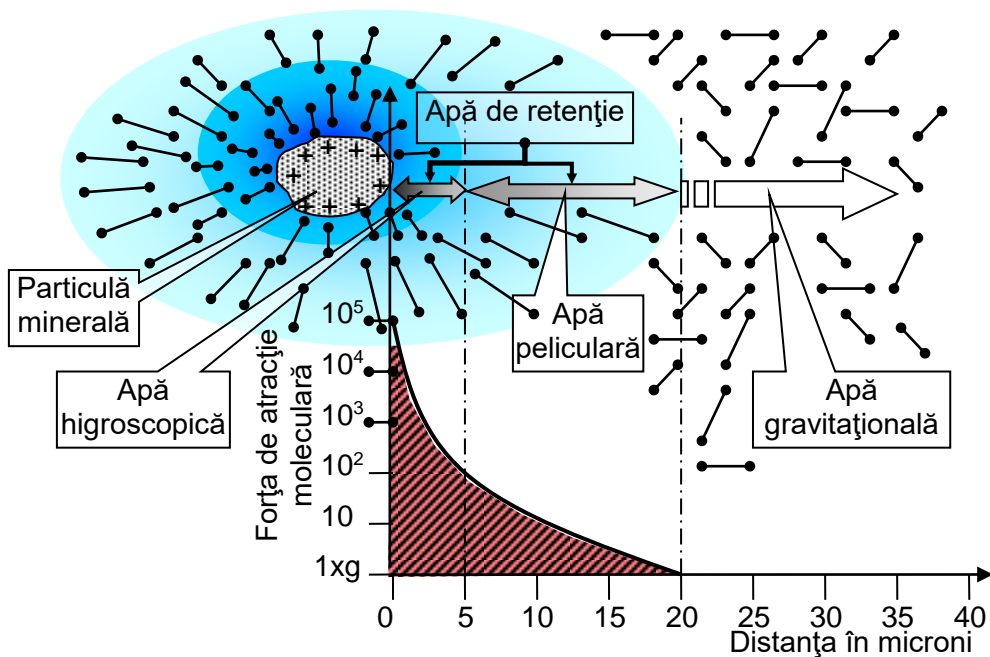


Fig.2.6. Individualizarea formelor de apă subterană în jurul particulei minerale (după Castany, G., 1980; se remarcă gradul de orientare diferit al moleculelor de apă —●— în funcție de distanța față de particula minerală)

2.2.1.1. Apa în stare de vapori

Apa în stare de vapori (vapori de apă) se găsește în terenurile nesaturate, ea fiind într-un echilibru dinamic cu celelalte forme de apă, precum și cu vaporii din atmosferă. Ca rezultat al condensării vaporilor se formează apa legată fizic și apa hidrodinamic activă. Vaporii de apă au o mare mobilitate în zona vadoasă, ei deplasându-se în diferite direcții, în funcție de distribuția presiunii vaporilor.

2.2.1.2. Apa legată fizic

Apa legată fizic (apa de retenție) este menținută în porii și microfisurile unui teren saturat sau nesaturat de către forțele de atracție moleculară (de natură electrostatică), care acționează la contactul particulelor cu moleculele de apă. Aceste forțe descresc rapid cu distanța, astfel încât moleculele de apă își pierd orientarea și pot fi antrenate gravitațional (**Fig.2.6**).

În funcție de nivelul energetic, apa de retenție se poate separa în **apă higroscopică** și **apă peliculară**.

Apa higroscopică este fixată la suprafața particulelor uscate, prin adsorbție, dintr-o atmosferă umedă, deci prin transfer de vapori. Higroscopicitatea maximă se realizează la o umiditate relativă a aerului de 100%.

Apa peliculară corespunde unui nivel energetic mai redus și se poate deplasa sub formă lichidă, de la o particulă cu peliculă mai groasă către o particulă cu pelicula de apă mai subțire (**Fig.2.7**). Acest proces de migrație a apei peliculară, între particulele vecine, are loc până când grosimea apei peliculară la cele două particule ajunge la aceeași valoare.

Cazul particulei **e** din **figura 2.7**, este un exemplu tipic de trecere a unei forme de apă în alta, datorită schimbărilor fizico-chimice și hidraulice din teren. În cazul respectiv, apa peliculară aferentă particulei fiind în exces, o parte din ea se transformă în **apă gravitațională**.

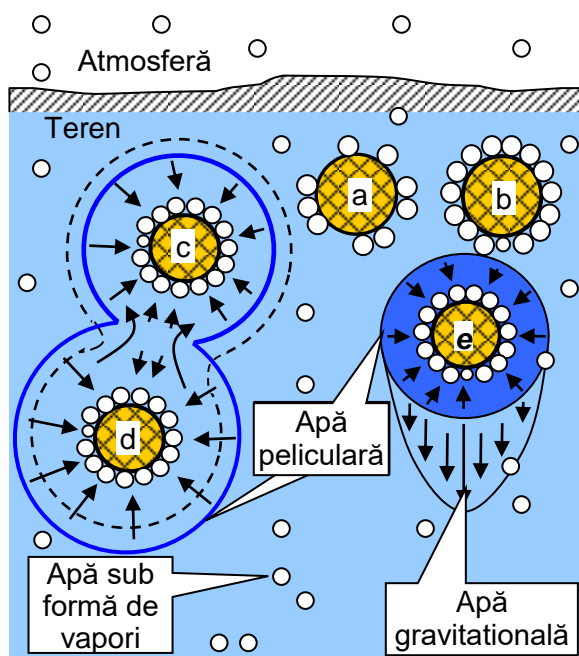


Fig.2.7. Diferitele forme de apă din teren (după A.F.Lebedev): a-granulă minerală cu higroscopicitate parțială; b-granulă minerală cu higroscopicitate maximă; c+d- granule cu apă peliculară ce se deplasează de la d la c; e- granulă minerală cu apă peliculară în exces care trece în apă gravitațională.

2.2.1.3. Apa legată chimic

Apa legată chimic se comportă diferit, în funcție de prezența moleculei de H₂O (apă de cristalizare) sau a grupării hidroxil (OH)⁻ (apa de constituție).

Mineralele hidratate cedează apa de cristalizare la temperaturi nu mai mari de 300-400°C, în timp ce mineralele hidroxilice se deshidratează la temperaturi mari, variind între 400 și 1300°C, când are loc distrugerea completă a moleculei. În aceste condiții se poate aprecia că apa de cristalizare se poate transforma în apă liberă chiar în interiorul *scoarței terestre*, în timp ce apa de constituție poate trece în stare liberă numai în cadrul *mantalei*.

2.2.1.4. Apa capilară

Apa capilară este menținută în porii și fisurile terenurilor sub acțiunea forțelor de capilaritate, fiind supusă unei presiuni mai mici decât presiunea atmosferică. După poziția în raport cu suprafața piezometrică a acviferului freatic și starea de umiditate a terenului, se pot defini patru forme de apă capilară:

- **apa capilară suspendată** care poate forma mici acumulări de apă în zona vadoasă;
- **apa capilară mobilă**, localizată la baza zonei de ascensiune capilară, ocupă practic tot spațiul poros-capilar (gradul de saturație, $S_r=1$); ea este supusă acțiunii gravitației, deci se comportă ca o apă liberă (**Fig.2.9**);
- **apa capilară discontinuă**, localizată la partea superioară a zonei de ascensiune capilară, generează un grad de saturație subunitar ($S_r < 1$) terenurilor respective;
- **apa capilară legată (de contact)**, localizată în zonele de contact unghiular al particulelor, se comportă practic ca o apă de retenție.

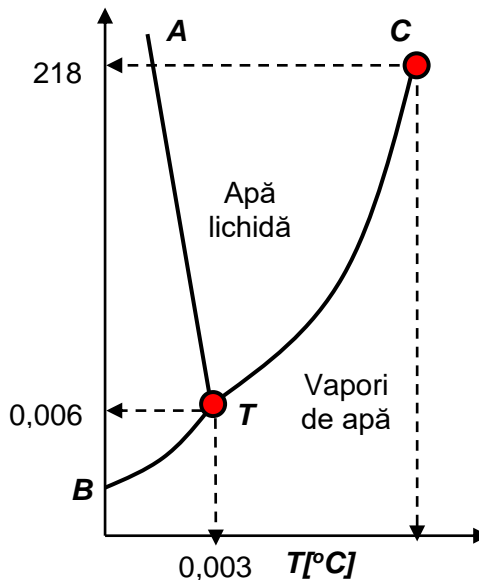


Fig.2.8. Diagrama de stare pentru apa pură

2.2.1.5. Apa liberă

Apa liberă (numită și apă hidrodinamic activă) cuprinde **apa gravitațională** (sau gravifică) și **apa capilară mobilă**, ea saturând spațiul poros al terenurilor, rămas liber. Apa liberă este forma de apă care generează acvifere și poate fi extrasă din teren prin procedee tehnice, practic utilizabile, deci reprezintă partea activă a **apelor subterane**. Noțiunea de **apă subterană** (înțeleasă în sens practic) cuprinde toate formele de apă definite mai sus, cu excepția apei legată chimic.

2.2.1.6. Apa în stare solidă

Apa în stare solidă (gheața subterană) are un caracter sezonier în regiunile temperate, ea formându-se în limitele zonei de îngheț (care în țara noastră este în medie de 1,0m).

La temperaturi negative, procesul de înghețare a apei subterane începe cu apa gravitațională și se continuă cu apa capilară și cu cea peliculară. Procesul de înghețare determină o migrație pe orizontală și pe verticală a apei subterane din zonele neînghețate spre zona de îngheț, situație care face ca umiditatea rocilor după îngheț să fie mai mare decât cea anterioară înghețului.

2.2.1.7. Apa în stare supracritică

Apa în stare supracritică este generată de temperaturi și presiuni supracritice. La valori superioare celor critice (pentru apă curată acestea sunt: $P_{cr}=218\text{at}$; $T_{cr}=374^{\circ}\text{C}$), diferența dintre cele două stări, gazoasă și lichidă, dispăre, iar fluidul este constituit dintr-un amestec de substanțe foarte mobile, care în afară de H_2O mai cuprinde și alte produse rezultate din degazeificarea mantalei.

Sub presiunea și temperatura critică (**Fig.2.8**) domeniile celor trei stări de agregare sunt bine definite. Pe traseul curbelor **TA**, **TB** și **TC** se realizează un echilibru între două stări de agregare, iar în punctul **T** între toate cele trei stări de agregare ale apei. În starea supracritică, datorită legăturilor foarte slabe, unele

molecule de apă se pot descompune în H^+ și $(OH)^{-1}$, iar vâscozitatea foarte redusă mărește capacitatea de migrație a apei. Creșterea temperaturii și presiunii determină o capacitate de dizolvare mărită, care depinde și de concentrația soluției.

Parametrii diagramei de stare depind de concentrația soluției; de exemplu, pentru o soluție de NaCl, cu mineralizația de 50 g/l, parametrii critici cresc la 450°C și 340at. Starea supracritică este caracteristică pentru apele din bazinele magmatice, magmele având un conținut de apă ce variază între 4-10%. În scoarța terestră, trecerea apei din stare supracritică în stare de vapori sau lichidă se produce treptat, fiind însoțită de o creștere a volumului apei (1,5-2 ori) și de eliminarea din soluție a unor componenți.

Se apreciază că apa în stare supracritică se poate găsi la izoterma de 700°C și presiuni de $p=50 \times 10^3$ at. În conformitate cu unele date experimentale, apa își poate păstra proprietățile sale individuale până la presiuni de $p=250 \times 10^3$ at. În aceste condiții, se presupune că apa în stare supracritică se poate afla și în mantaua superioară.

2.2.2. Zonarea umidității pe verticală

În cazul unei litologii cu permeabilitate omogenă ridicată, distribuția umidității pe verticală, este separată în: **zona nesaturată**, **zona de ascensiune capilară** și **zona de saturație** (Fig.2.9).

Zona nesaturată sau **zona de aerare** este cuprinsă între suprafața terenului și suprafața acviferului freatic, terenurile respective având de regulă $S_r < 1$. Dinamica umidității este controlată în principal de forțe fizico-chimice și capilare, fapt care determină ca presiunea apelor subterane să fie mai mică decât presiunea atmosferică. În acest domeniu se mai separă o zonă de evapotranspirație, o alta de retenție și partea nesaturată a zonei de ascensiune capilară:

- **zona de evapotranspirație** are regimul de umiditate determinat în mare măsură și de pierderea apei prin evaporare fizică și biologică, corespunde practic cu profilul de *sol* iar în condițiile climatului temperat grosimea acestei zone variază între 1 și 3m și are un conținut important de vapori de apă;
- **zona de retenție (tranziție)** se caracterizează prin valori neglijabile ale evapotranspirației precum și prin transferuri predominant descendente ale apei infiltrate, grosimea acestei zone fiind foarte variabilă (de la zero până la zeci de metri), fiind în funcție de poziția nivelului piezometric.

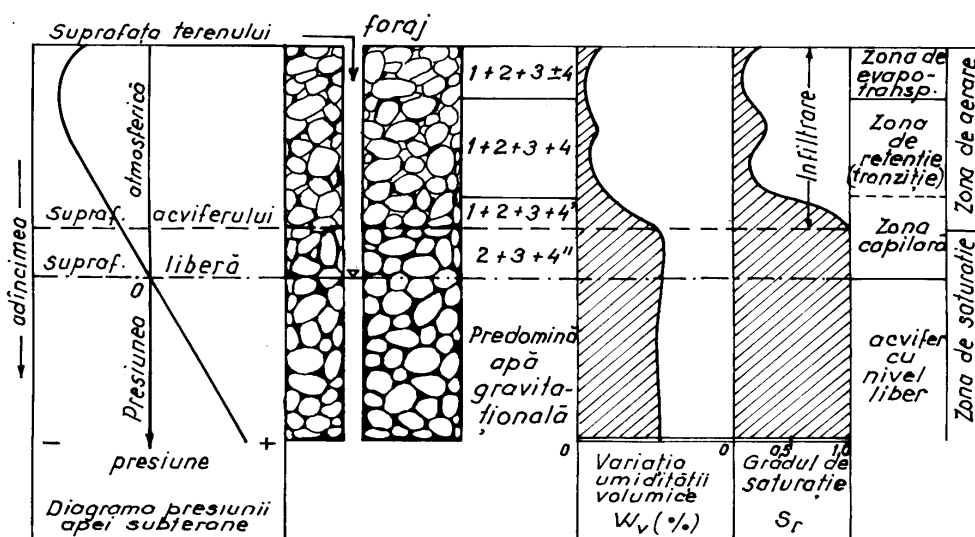


Fig.2.9. Schematizarea zonelor de umiditate

1-vapori de apă; 2-apa higroscopică; 3-apa peliculară; 4-apa capilară suspendată; 4'-apa capilară discontinuă; 4'' – apa capilară mobilă.

Zona de ascensiune capilară este generată de suprafața piezometrică a unui acvifer cu nivel liber. În funcție de gradul de saturație, se pot separa: partea inferioară a zonei de ascensiune capilară, saturată cu apă capilară mobilă, și partea ei superioară, nesaturată, cu apă capilară discontinuă. Grosimea acestei zone este invers proporțională cu granulozitatea, respectiv cu gradul de permeabilitate:

- **valori minime** (câțiva centimetri), pentru terenuri foarte permeabile (pietrișuri);
- **valori maxime** (până la 30m pentru argile).

Zona de saturație corespunde terenurilor situate sub suprafața primului acvifer (freatic). La acviferule sub presiune, această suprafață coincide cu acoperișul impermeabil al acviferului. Toți porii, toate fisurile și golurile acestei zone sunt saturate cu apă lichidă.

Zona saturată are o dezvoltare mare în adâncime fiind constituită din formațiuni mai mult sau mai puțin permeabile. În cazul terenurilor cu permeabilitate ridicată va predomina apa gravitațională care va genera acviferele.

Terenurile cu **permeabilitate foarte redusă** vor fi saturate cu formele de apă higroscopică, peliculară și capilară. Terenurile cu **permeabilitate medie** vor conține toate formele de apă.

În adâncime, datorită alternării acviferelor cu formațiuni compacte impermeabile și cu formațiuni slab permeabile, cele trei diagrame (presiunea apei, w_v și S_r) vor prezenta discontinuități și variații mari.

Limita inferioară a zonei de saturație corespunde adâncimii temperaturilor critice (374-459°C), sub care se găsește apă în stare supracritică. Această adâncime variază între 12-20km în domeniul continental și 2-3 km în regiunile cu vulcanism actual. Începând de la 1,5 -2 km adâncime, sub acțiunea temperaturii și presiunii, apa legată fizic trece în stare liberă. Se consideră că apa în stare supracritică se poate găsi până la baza scoarței terestre (suprafața Mohorovicic; **Fig.2.10**). Această suprafață are un regim geotermic diferențiat, de la 250°C în structurile precambriene, până la 1100°C și mai mult în regiunile cu vulcanism terțiar (Pavlov, A.N., 1977). Pe de altă parte, la temperaturi mai mari de 450°C are loc o activitate chimică de deshidratare a mineralelor, formându-se curenți ascendenți care, între izotermele de 374 și 450°C (domeniul temperaturilor critice), determină o circulație permanentă după schema vapori-soluție. Această zonă termobarică poate fi considerată ca învelișul de drenaj al Pământului.

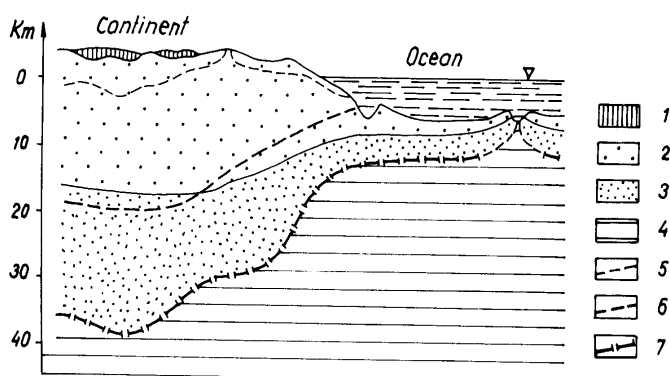


Fig.2.10. Zonalitatea verticală a hidrosferei subterane (după Obsciaia ghidrogheologia, 1980)

1-zona de îngheț; 2-zona de saturație; 3-zona cu apă în stare supracritică; 4-mantaua superioară; 5-limita dintre pătura sedimentară și cea granitică; 6-suprafața Conrad (limita dintre pătura granitică și cea bazaltică); 7-suprafața Mohorovicic.

2.2.3. Geneza hidrosferei

Mantaua Pământului poate fi considerată ca generatorul principal al apelor naturale. Din cantitatea inițială de 20×10^{18} tone de apă (aflată în diferite stări de agregare) din manta, în scoarța terestră și în Oceanul planetar au migrat aproximativ $3,4 \times 10^{18}$ tone, adică 17%. Celelalte două surse ale hidrosferei, meteoriții din spațiul cosmic și straturile înalte ale atmosferei, au furnizat o cantitate de apă foarte redusă. O cantitate importantă de apă (circa 1×10^{18} tone) a fost pierdută de Pământ în spațiul cosmic.

Dacă se raportează cantitatea de apă pierdută de manta ($3,4 \times 10^{18}$ tone) la greutatea scoarței terestre (47×10^{18} tone) rezultă un aport juvenil de 7%, care practic coincide cu conținutul mediu în vapori de apă al erupțiilor vulcanice. Pirolitul, amestecul de piroxen și olivină din manta, care a participat la formarea scoarței terestre și a hidrosferei, are o umiditate de 7% (Vinogradov A.P.). Această umiditate (conținutul de H_2O , exprimat ca raport între greutatea apei și greutatea mantalei) este specifică, probabil, materiei din astenosferă aflată într-o stare de plasticitate avansată.

Rocile din litosfera inferioară au un conținut de apă redus (0,2-1,0%; Fig.2.11) datorită deshidratării care a condus la formarea hidrosferei. Hidrosfera este considerată ca fiind rezultatul a două procese:

- diferențierea timpurie a mantalei Pământului (se apreciază că în arhaic s-a format masa principală de apă; Sidorenko, 1978);
- degazeificarea și deshidratarea lentă a mantalei, care a avut loc în toată istoria geologică a Pământului.

În domeniul temperaturilor și presiunilor foarte mari se poate considera un grad ridicat de discretizare a hidrosferei subterane datorită prezenței apei sub formă de molecule dissociate. Schimbul de apă, în acest context, trebuie înțeles ca un transfer de masă molecular în condițiile unor interacțiuni structurale complicate între apă și minerale.

Aceste considerații justifică punctul de vedere (Pavlov, A.N., 1977) conform căruia **hidrosfera este un sistem geologic**, iar circuitul general al apei reprezintă numeroase conexiuni, a căror cunoaștere ajută la înțelegerea multor procese geologice, printre care și formarea apelor subterane.

Adânc. [km]	Geosfere		Roci	Conținut H_2O [%]		
	Scoarța terestră			2	6	10
50			Sedim.	Roci sedimentare	/	/
			Granitică	Gnaise și granite		
			Bazaltică	Gabbrouri		
100	Mantaua superioară	față oară		Dunite și		

Fig.2.11

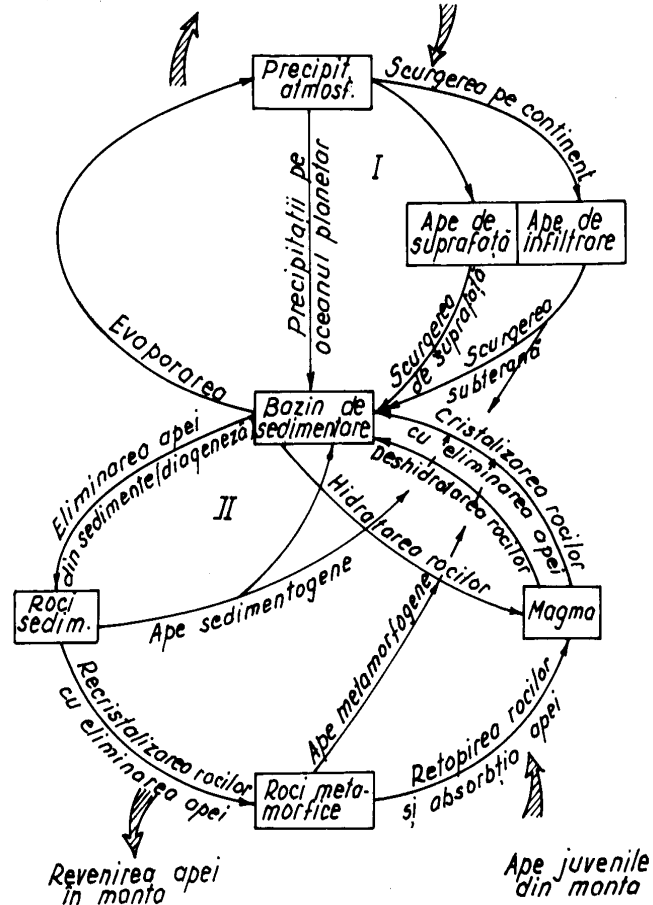


Fig.2.12. Conexiuni între ciclul hidrologic (I) și cel geologic (II) al apei din scoarța terestră.

Prin gruparea tuturor componentelor și conexiunilor între ciclul **hidrologic (climatic)** și cel **geologic** rezultă un model complet al circuitului apei din scoarța terestră (**Fig.2.12**):

- **ciclul hidrologic** controlează procesele de deplasare a umidității din ocean, prin atmosferă, pe continent, asigurând totodată refacerea continuă a rezervelor de ape subterane.
- **ciclul geologic** produce eliminarea apei din sedimente și participarea acesteia la procesele geologice până în fazele de metamorfism, în diferite zone termodinamice ale scoarței terestre.

2.2.4. Mișcarea apei în geosfere

Formele de mișcare a apei în geosferele Pământului sunt foarte diferite, dar în ansamblu ele se caracterizează prin unitate și interdependență. Apa legată fizic se poate transforma în apă liberă, faza lichidă în vapori, apa higroscopică în peliculară etc. În acest sens se poate vorbi de **forma geologică de mișcare a apei**, care reprezintă o componentă principală a formei geologice de mișcare a materiei. Această mișcare are o natură complexă legată de deplasarea apelor atât prin roci cât și împreună cu materia scoarței terestre, începând de la suprafața Pământului și terminând cu zonele de metamorfism și magmatism de adâncime.

Ținând seama de condițiile termodinamice și de forțele care controlează mișcarea apei subterane, se pot deosebi trei tipuri de **forme geologice de mișcare a apei**:

- **mișcarea meteogenă** a apei subterane este localizată în partea superioară a scoarței terestre (adâncimi de 0,5-1,0, mai rar 3km, iar în condiții favorabile se dezvoltă până la 5 km) în care presiunea de strat a apelor subterane nu depășește presiunea hidrostatică și unde predomină mișcarea hidraulică propriu-zisă (filtrarea liberă) cu manifestarea în secundar și a altor forme de mișcare a apei (capilară, difuzie etc.).
- **mișcarea litogenă** a apei subterane se produce în cadrul proceselor de diageneză a complexelor sedimentare, este specifică domeniului submarin și orizonturilor inferioare ale bazinelor sedimentare, la adâncimi mai mari de 1-3 km, unde apele regenerate pot crea presiuni de strat superioare celor hidrostatice;
- **mișcarea magmatogenă** a apei subterane este caracteristică pentru domeniile de adâncime ale hidrosferei subterane unde la temperaturi și presiuni ridicate se produce separarea apei din bazinele magmatice sau din rocile metamorfozate, cu un important conținut important de gaze, formându-se de regulă sisteme hidrominerale.

În legătură cu formele geologice de mișcare a apelor subterane sunt interesante concluziile lui W.Galloway referitoare la **regimul** și geochimia apelor subterane în cadrul unui bazin sedimentar din Texas (S.U.A). Modelul general de evoluție într-un astfel de bazin cuprinde două faze principale, cea de **sedimentare** și cea de **subsidență**, a căror desfășurare este influențată de :

- **regimul meteoric** (de infiltrare) localizat în zonele marginale ale bazinului, caracterizat prin manifestarea presiunilor hidrostatice care pot persista până la adâncimi de 3-4 km;

- **regimul de compactare**, caracterizat prin expulzarea ascendentă și descendentă a apei interstițiale, cauzată de compactarea sedimentelor prin presiune litostatică sau tectonică și declanșarea procesului de **geopresurizare**, dacă drenajul nu este satisfăcător datorită orizonturilor groase cu permeabilitate redusă, (presiunea de strat a apelor subterane depășește pe cea hidrostatică, Fig.2.13);
- **regimul termobaric**, (de adâncime) care include zonele adânci ale bazinului subsident, unde permeabilitatea este substanțial redusă prin compactare și cimentare, iar presiunile și temperaturile ridicate generează reacții de deshidratare a mineralelor, cu eliminarea unui volum mare de apă.

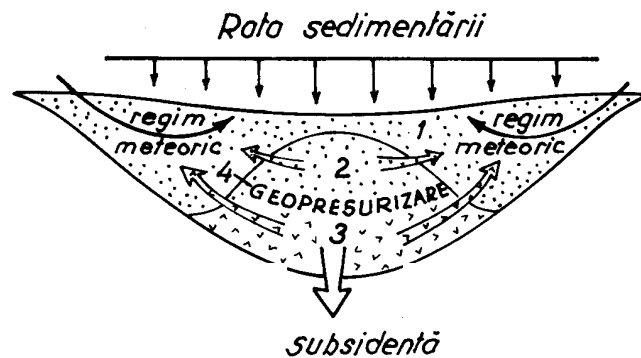


Fig.2.13. Regimul apelor subterane într-un bazin sedimentar, aflat în faza de sedimentare și subsidență.

1-regim hidrostatic; 2-regim de compactare; 3-regim termobaric; 4-geopresurizare.

Serpentinizarea, circulația apelor juvenile prin **zonele de rift**, amestecul apelor juvenile cu cele vadoase sunt procese asociate dinamicii apei din mantaua terestră.

Serpentinizarea (hidratarea) crustei oceanice este rezultatul acțiunii fluidelor juvenile și nu a apei oceanice, așa cum se susține în modelele circuitului geologic al apei pentru că pătura de serpentinite nici nu vine în contact nemijlocit cu apa oceanică.

Zonele de rift continental și oceanic sunt căi de pătrundere și descărcare nemijlocită a fluidelor juvenile (împreună cu substanțele fluide din manta). În zonele de rift continental, care au de regulă un grad de deschidere mai redus, apa poate avea o origine mixtă, datorită îmbogățirii fluidelor juvenile în timpul migrației ascendente prin scoarța terestră. Datele experimentale au arătat că în **rifturile continentale** conținutul de apă este de câteva ori mai mare decât în **rifturile oceanice**. Fluidele rifturilor oceanice se caracterizează printr-un conținut mai mare de apă juvenilă datorită perioadei de migrație reduse.

Apa juvenilă, legată de serpentinitele din crusta oceanică, unde crusta de tip oceanic se scufundă sub cea de tip continental, retopindu-se, în faza migrației ascendente se amestecă cu apele vadoase. După evaluările cele mai optimiste, componenta juvenilă a apelor geotermale din regiunile vulcanice are valori reduse, de 5-10% și în cazuri rare 25% (White, 1969).

Căile de drenaj și de curgere în adâncime care favorizează amestecul celor două tipuri genetice de ape (juvenile și vadoase) sunt reprezentate de :

- **zonele de minimă rezistență** (corpurile magmatice și faliile adânci deschise) care drenează mantaua și pot asigura pătrunderea apelor gazoase la adâncimi mari;

- **rifturile oceanice și continentale**, de-a lungul cărora poate avea loc migrația ascendentă sau descendentă (a componentei vadoase) a apei subterane.

La scara timpului geologic apele de origine vadoasă pot atinge adâncimi de 5-6 km. Mișcarea apei până la aceste adâncimi este asigurată nu numai de presiunea hidrostatică dar și de diferența de densitate dintre apele infiltrate reci și apele migrate din adâncime, cu densitate mai redusă. Apele reci infiltrate au o circulație descendentă sub acțiunea hidrostatică dar în același timp, datorită diferenței de densitate, deplasează ascendent apele geotermale. Acest mecanism explică formarea și descărcarea la suprafața terenului a hidrostructurilor geotermale (Fig.2.12). Se poate în acest fel aprecia că apele vadoase pot circula pe zonele slăbite tectonic până la partea superioară a păturii granitice.

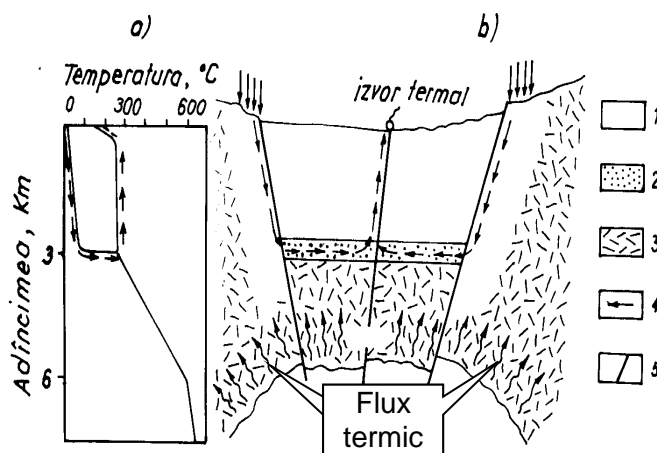


Fig.2.14. Schema de formare și descărcare a hidrostructurilor geotermale de origine vadoasă (după White, 1967).

1-roci sedimentare impermeabile; 2-orizont permeabil; 3-roci cristaline(impermeabile); 4-direcția de curgere a apei; 5-fracturi adânci deschise

geotermale (Fig.2.12). Se poate în acest fel aprecia că apele vadoase pot circula pe zonele slăbite tectonic până la partea superioară a păturii granitice.

2.2.5. Zonalitatea hidrogeodinamică

Zonalitatea hidrogeodinamică pe verticală a apelor subterane (în stare liberă) din bazinele sedimentare arată o tendință de reducere a dinamicii acestora în adâncime (reducerea vitezei și duratei schimbului de apă).

Noțiunea de **durată a schimbului de apă** se referă numai la forma meteogenă și litogenă de mișcare a apei. În domeniul temperaturilor și presiunilor foarte mari, unde hidrosfera subterană are un grad de discretizare ridicat, iar apa se găsește sub formă de molecule disociate, se poate vorbi de **intensitatea transferului de masă moleculară**.

În cadrul marilor bazine hidrogeologice se pot separa, de sus în jos, trei zone hidrogeodinamice:

- **zona schimbului activ;**
- **zona schimbului lent;**
- **zona schimbului pasiv.**

Zona schimbului activ este cea care drenează rețeaua hidrografică și se găsește sub influența factorilor climatici sezonieri. Ea se dezvoltă până la **baza locală de eroziune**, apele sunt dulci, cu o mineralizație totală sub 1gram/litru iar durata schimbului de apă este de ordinul lunilor și a anilor, ajungându-se la adâncimi mai mari și la sute de ani.

Zona schimbului lent de ape este slab influențată de rețeaua hidrografică iar factorii climatici se manifestă numai prin ciclurile de variație de lungă durată. Această zonă se dezvoltă sub baza locală de eroziune, mineralizația apelor este cuprinsă între 1 și 35 g/litru (deci apele sunt sărate), iar durata schimbului de apă ajunge la mii sau chiar zeci de mii de ani.

Zona schimbului pasiv de ape, cu regim practic stagnant, prezintă mineralizații mai mari de 35 grame/litru (saramuri) și durate ale schimbului de apă de ordinul milioanei de ani.

Descreșterea vitezei de migrare a apei în adâncime este drastică, astfel că, în zona schimbului pasiv de ape, valorile foarte reduse ale acesteia (se ajunge la ordinul 0,1mm/zi) nu pot fi măsurate cu mijloacele tehnice actuale. Influența dinamicii asupra formării compoziției chimice a apelor subterane determină formarea zonelor hidrogeochimice, corespunzătoare celor hidrogeodinamice. O sinteză a **zonării verticale directe** este prezentată în **tabelul 2.2**.

În afară de zonarea verticală normală (scăderea dinamicii și creșterea mineralizației în adâncime), se mai pot întâlni, datorită complexității condițiilor litologice, structurale și tectonice, **inversiuni (anomalii) hidrogeodinamice și hidrogeochimice** (dinamica crește și mineralizația scade cu creșterea adâncimii). Astfel de anomalii pot fi explicate cu ajutorul gradului de deschidere (sau închidere) hidrogeologică a structurii. Din punct de vedere hidrogeologic, structurile sau elementele de structuri se împart în:

- **structuri hidrogeologice deschise**, care sunt localizate deasupra bazei locale de eroziune, aflorează pe suprafețe mari sau sunt acoperite cu depozite superficiale permeabile;
- **structuri hidrogeologice parțial deschise**, care sunt localizate între baza de eroziune locală și baza de eroziune regională, prezintă deranjamente tectonice neetanșe și se pot găsi atât în zona schimbului activ cât și a celui lent;
- **structurile hidrogeologice închise**, care sunt acoperite de depozite impermeabile groase și nu sunt afectate de deranjamente neetanșe.

În bazinele sedimentare arteziene, zona schimbului activ de ape, cu ape dulci, este localizată în părțile marginale ale bazinului, zona schimbului lent de ape (ape sărate) în interiorul bazinului, iar partea centrală și profundă corespunde schimbului pasiv de ape (saramuri).

În cazul marilor bazine sedimentare, datorită variației condițiilor geologice, este necesar ca analiza hidrogeologică să se facă atât pe elemente structurale, delimitate în plan, cât și în secțiune. Existența unor formațiuni impermeabile (**Fig.2.15**), cu grosimi mari, în partea superioară a secțiunii, dă structurii, în ansamblu, un caracter închis. Local, datorită prezenței unui sistem de falii, care afectează întreaga secvență, structura închisă devine parțial deschisă, apele din depozitele cuaternare putând circula de-a lungul faliilor, până în stratele de cărbune.

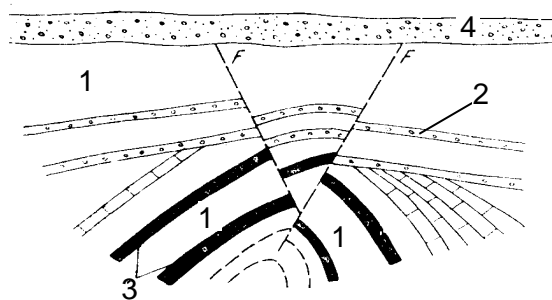


Fig.2.15. Structură deschisă prin falii locale

1-formațiuni impermeabile; 2-formațiuni permeabile (gresii); 3-stratele de cărbuni; 4-formațiuni permeabile (pietrișuri); F-falii permeabile

Tabelul 2.2. Schema zonalității hidrogeodinamice pe verticală a apelor subterane.

Zone geochimice	Zone geohidro dinamice	Structura geologică și structura batimetrică	Tipul genetic și caracterul rezervelor	Zone hidrochimice		Importanța economică
				Procese caracteristice	Tipul chimic de apă	
Zonă de hipergeneză	Zona schimbului de ape activ: apele subterane participă intens la schimbul cu apele de suprafață	Structuri deschise și puternic erodate, aflate în zona de influență a drenajului rețelei hidrografice; adâncimi < 300m	Apele actuale de origine atmosferică. Rezervele dinamice predomină față de cele statice.	Dizolvare intensă a clorurilor și sulfatilor al căror conținut crește către zonele depresionare și în direcția climatului arid.	Ape hidrocarbonatate, iar în regiunile aride, ape sulfatate și sulfato-clorurate. Compoziția apei depinde în mică măsură de constituția rocilor.	Ape dulci folosite de regulă în scopuri potabile. În acest grup intră toate apele freatice.
	Zona schimbului de ape lent: circulația apelor subterane este încetinită	Zonele adânci ale structurilor deschise. Pe platforme până la 500-600m iar în regiunile cutate, cu dislocații tectonice până la 1000-2000 m ad.	Ape vechi care se reînnoiesc lent. Rezervele statice predomină față de cele dinamice.	Spălare lentă a mineralelor din complexele acvifere.	Apele au compoziții chimice diferite, adeseori cu un conținut ridicat de gaze și de elemente rare. Tipul chimic al apei depinde de constituția rocilor.	Se includ majoritatea apelor drenate din exploatarea subterane, precum și apele termominerale și geotermale.
Zonă de catageneză	Zonele apelor cu regim practic stagnant: la scara timpului geologic are loc un schimb de ape foarte lent.	Structuri închise, slab erodate și zonele adânci ale depresiunilor.	Ape foarte vechi, parțial fosile, cu rezerve statice foarte mari.	Procese geochimice (difuzie, osmoză etc.) cu formare de saramuri.	Apele au conținuturi ridicate de Na ⁻ , Cl ⁻ , Ca ⁺⁺ , când sunt acumulate în roci sedimentare și caracter hidrocarbonato-sodic în roci cristaline.	Saramuri din care se pot extrage Br, F, Ra. Ca ape fosile, pot contura zăcăminte de petrol și gaze.