

1. FACTORII NATURALI AI ALIMENTĂRII ȘI REGIMULUI APELOR SUBTERANE (Daniel Scărădeanu și Alexandru Gheorghe)

Apele subterane și viața lor misterioasă, cu un regim special, diferențiat net de cel al apelor de suprafață cu care comunică permanent, sunt în mare parte rezultatul alimentării cu apă „din cer” a formațiunilor din adâncurile Pământului.

Alimentarea condiționează volumul rezervelor de apă subterană din acvifere și absența ei o perioadă îndelungată duce la epuizarea acestora.

Regimul special al apelor subterane se diferențiază de cel al apelor de suprafață prin variabilitatea relativ redusă, în timp și spațiu, a caracteristicilor hidrodinamice ale acestuia: cota nivelului piezometric, viteza de curgere, direcția de curgere etc.

Factorii naturali care controlează alimentarea și regimul apelor subterane pot fi grupați în trei categorii (Fig.1.1):

- **factori climatici;**
- **factori hidrologici;**
- **factori geologici.**

Factorii climatici (temperatura, precipitațiile atmosferice, evapotranspirația, umiditatea aerului etc.) sunt responsabili în principal de alimentarea acviferelor. Influența lor asupra regimului apelor subterane scade cu adâncimea acviferelor și cu distanța față de domeniile de alimentare de la suprafață. Acțiunea factorilor climatici asupra scurgerii subterane este „intermediată” de vegetație, sol, scurgerea de suprafață și caracteristicile hidrofizice ale formațiunilor geologice în care se dezvoltă acviferele.

Factorii climatici influențează direct și imediat regimul cursurilor de apă de suprafață. Efectul factorilor climatici asupra regimului cursurilor de apă de suprafață se transmite apelor subterane cu un **decalaj**, uneori considerabil (zeci sau sute de ani!!!), determinat de factorii geologici (tipul formațiunilor, extinderea acviferelor, structura spațială a acestora).

Factorii hidrologici (scurgerea superficială pe versanți, scurgerea totală din rețeaua hidrografică, apele stagnante de suprafață etc.) influențează alimentarea și regimul apelor subterane atât prin elementele de bilanț ale bazinului hidrografic asociat acviferelor cât și prin tipul legăturilor hidraulice dintre acvifere și rețeaua hidrografică. Conexiunile hidrodinamice între apele de suprafață și cele subterane sunt intermediare de factorii geologici.

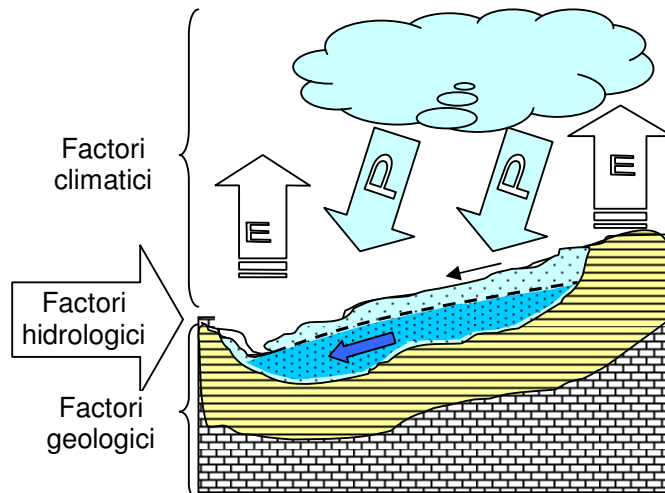


Fig.1.1. Factorii naturali care controlează alimentarea și regimul apelor subterane

Factorii climatici și cei hidrologici sunt utilizați pentru prognoza unor elemente hidrogeologice cum ar fi: bilanțul acviferelor, debitul scurgerii subterane, perioada de epuizare a acviferelor etc.).

Factorii geologici sunt reprezentați prin litologia formațiunilor în care sunt acumulate acviferele, extinderea și structura spațială a acestora. Pentru acviferele de adâncime cu domenii de alimentare și descărcare subterane, influența factorilor geologici asupra alimentării și regimului apelor subterane este predominantă, contribuția celorlalți factori fiind nesemnificativă.

În cazul acviferelor freatice, aflate în legătură hidraulică cu rețeaua hidrografică, ponderea tuturor factorilor naturali este aproximativ egală.

Identificarea factorilor naturali și a ponderii influenței acestora asupra alimentării și regimului apelor subterane are ca obiective:

- clarificarea procesului de formare a acviferului;
- schematizarea distribuției spațiale a parametrilor hidrogeologici;
- schematizarea condițiilor hidrodinamice inițiale și pe conturul acviferelor;

Atingerea acestor obiective conduce la rezolvarea eficientă a problemelor de hidrogeologie aplicată de tipul: captări pentru alimentările cu apă, drenajul apelor subterane din zăcămintele de substanțe minerale utile sau din zona de amplasare a unor construcții industriale sau civile, remediarea calității acviferelor poluate etc.

1.1. Ciclul hidrologic global

Un volum de apă de circa $560 \cdot 10^3 \text{ km}^3$ (0,04% din volumul total de apă aflat pe planeta noastră) participă la un circuit denumit **ciclu hidrologic global**, asigurând permanența apei și deci a vieții pe Pământ.

1.1.1. Resursele de apă ale Pământului

O estimare a resurselor de apă ale Pământului (Mar del Plate, 1977) relevă faptul că **apei sărate** îi revine o proporție de 97,3% (**Tabelul 1.1**) din volumul total de apă. Numai o mică parte din volumul total de apă este disponibilă pentru necesitățile oamenilor.

Tabelul 1.1. Resursele de apă ale Pământului

Componente		Volum	
		Milioane km^3	%
Oceanul planetar		1362,200	97,30
Apă dulce	Ghețari	29,182	77,20
	Ape subterane	8,467	22,40
	Lacuri și mlaștini	0,132	0,35
	Vapori în atmosferă	0,015	0,04
	Râuri	0,004	0,01
	TOTAL apă dulce	37,800	2,70
TOTAL GENERAL		1400,00	100,00

Apă dulce din ghețari, lacuri, mlaștini și din atmosferă nu este utilizată în mod curent pentru necesitățile industriale și potabile.

Volumul de **ape subterane** de 8,467 milioane km^3 corespunde acviferelor situate până la circa 200m adâncime, dar apele subterane dulci se pot găsi și la

adâncimi mai mari. Până la 2000 m adâncime, acviferele au o capacitate de 24 milioane km³, iar până la 5000 m adâncime, capacitatea totală se estimează la 60 milioane km³ de apă subterană (Castany, G.,1980). Ultimele date UNESCO arată că numai 0,63% din volumul total de apă al Pământului este la dispoziția omului (ape dulci în stare lichidă).

Cele mai mari rezervoare de apă ale Pământului au un rol important de **regularizare** (hidraulică, chimică, termică, biologică) datorită masei lor de inerție. În ordine descrescătoare aceste rezervoare sunt: Oceanul planetar, ghețarii, apele subterane (hidrosfera subterană), apele de suprafață ale continentelor (lacuri, mlaștini, cursuri de suprafață) și atmosfera. **Apele subterane** constituie un rezervor important atât prin mărimea resursei cât și prin repartiția geografică cea mai convenabilă.

Cu toate că apa reprezintă elementul predominant din constituția organismelor animale și vegetale, apa biologică reprezintă numai 0,0001% din volumul total de apă al Pământului.

1.1.2. Energia ciclului hidrologic global

Ciclul hidrologic este un sistem deschis în care radiația solară este sursa principală de energie.

Trecerea apei de la o stare de agregare la alta (lichid, vapori, solid) este asociată cu schimbarea energiei termice a acesteia. Energia râurilor este datorată energiei termice provenite de la Soare, energie care evaporă apa de la nivelul oceanelor și o ridică la cote înalte de unde cade pe suprafața Pământului.

Energia termică se exprimă în calorii (1 calorie este energia termică/ căldura necesară creșterii temperaturii unui gram de apă distilată de la 14,5°C la 15,5°C).

La temperaturi cuprinse între 0°C și 40°C căldura latentă de evaporare/condensare a apei, exprimată în *calorii pe gram*, poate fi estimată cu:

$$c_{ev} = 597,3 - 0,564 \cdot T \quad (1.1)$$

în care T este temperatura exprimată în grade Celsius.

Topirea unui gram de gheață la 0°C consumă 79,7 calorii, iar **sublimarea** lui (trecerea directă din stare solidă în stare de vapori) 677 calorii (suma căldurii latente de evaporare și topire: 597,3+79,7=677 calorii/gram).

Transformările apei de-a lungul ciclului hidrologic și transferurile de energie care le însoțesc sunt vitale pentru echilibrul termic al Pământului.

Într-un an calendaristic, datorită înclinării axei globului terestru, emisfera nordică (la latitudini mai mari de 38°) pierde mai multă energie prin radiație terestră decât primește prin radiație solară, având un deficit de energie. Între Ecuator și 38° latitudine nordică energia absorbită este mai mare decât cea radiată, realizându-se un excedent de energie. Pentru a compensa acest dezechilibru, energia termică este transferată de curenții oceanici și de cei atmosferici din zona deficitară în cea excedentară, acest transfer determinând condițiile climatice care afectează profund ciclul hidrologic global.

1.1.3. Dinamica ciclului hidrologic

Cât timp există Soarele, **ciclul hidrologic** nu are început și sfârșit, este **continuu**. Deoarece cea mai mare cantitate de apă se află în oceane, în mod

convențional, descrierea dinamicii ciclului hidrologic începe cu Oceanul iar succesiunea completă a etapelor acestui ciclu este următoarea (**Fig.1.2**):

- **Apa** din Ocean se evaporă, mai mult în zona ecuatorială unde radiația solară este mai intensă și mai puțin în zona polilor și ajunge în atmosferă sub formă de vapori.
- **Vaporii de apă** din atmosferă, în condiții favorabile se transformă în **precipitații** care ajung pe Pământ sau se evaporă din nou înainte să atingă suprafața acestuia.
- **Precipitațiile** care au atins suprafața uscatului intră pe diferite căi în ciclul hidrologic:
 - **evaporare** rapidă la suprafața terenului și revenire sub formă de vapori în atmosferă;
 - **stocare pe suprafața topografică** a apei sub diferite forme: gheață, zăpadă sau apă în stare lichidă;
 - **scurgere de suprafață** sub acțiune gravitațională în rețeaua hidrografică organizată sau difuză;
 - **infiltrare** în formațiuni permeabile.
- Imediat sub suprafața topografică, acolo unde există formațiuni permeabile, este o zonă în care porii conțin apă și aer și care este cunoscută sub denumirea de **zonă vadoasă** sau **zonă de aerare**. Apa din această zonă poartă denumirea de **apă vadoasă** iar această apă urmează diferite căi în funcție de condițiile locale:

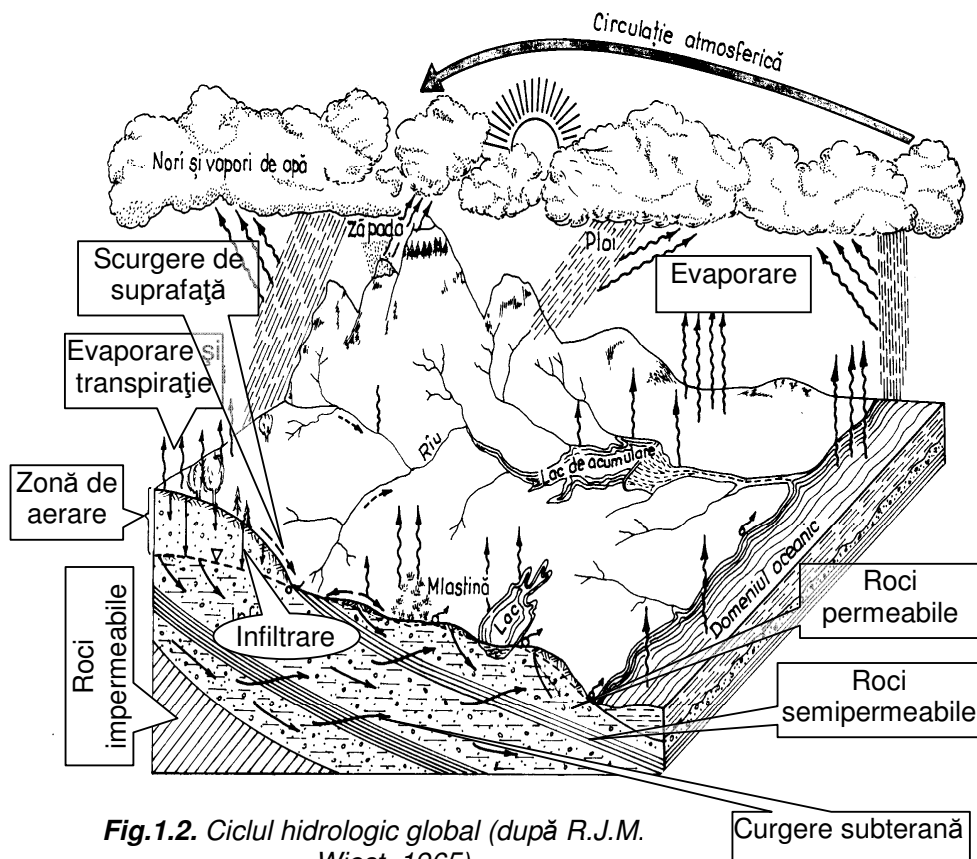


Fig.1.2. Ciclul hidrologic global (după R.J.M. Wiest, 1965)

- **drenată** de rădăcinile plantelor care după ce o utilizează o transmit prin transpirație, sub formă de vapori, în atmosferă;
- **curgere hipodermică** în cazul prezenței unor intercalații impermeabile în zona vadoasă;
- **evaporare** spre suprafața topografică, atunci când temperatura este ridicată și grosimea zonei vadoase este redusă.
- Excesul de apă vadoasă este drenat gravitațional, se transformă în **apă subterană**, saturează formațiunile permeabile și formează **acvifere**. Apa subterană curge sub acțiunea gravitației prin formațiunile permeabile și o parte din ea revine la suprafață prin izvoare, sau este drenată în râuri, lacuri, mări, Oceanul planetar.
- **Apa magmatică** este conținută în magmele din crusta Pământului. Atunci când magmele ajung la suprafață, în domeniul continental sau oceanic, apa magmatică participă la ciclul hidrologic global.
- O parte din **apa oceanelor** conținută în sedimente este antrenată prin subducție și intră în compoziția magmei fiind sustrasă din ciclul hidrologic global.

1.1.4. Ecuația ciclului hidrologic

Ecuația ciclului hidrologic este o modalitate de evaluare cantitativă a acestuia. Ea este o exprimare a legii conservării masei și poate fi scrisă simplificat sub forma:

$$\text{Intrari} = \text{Iesiri} \pm \text{Stocari} \quad (1.2)$$

Ecuația poate fi aplicată sistemelor de orice dimensiune, de la un mic rezervor până la scara continentelor sau globului terestru. Ecuația este dependentă de timp: elementele de intrare trebuie măsurate în aceeași perioadă de timp în care sunt măsurate ieșirile.

Comparând bilanțul **oceanic** cu bilanțul **continental** (Fig.1.3) rezultă un **dezechilibru** de 36.400 km³/an, care este compensat de:

- circuitul continuu de vapori de apă, în atmosfera superioară, din domeniul oceanic către continente;
- scurgerea totală din domeniul continental în cel oceanic.

Acest dezechilibru este compus din **scurgerea de suprafață** (34.400 km³/an) și descărcarea directă a **apelor subterane** în Oceanul planetar (2000 km³).

Ecuația ciclului hidrologic poate fi detaliată pentru diferite domenii spațiale (în Tabelul 1.2 sunt explicitate notațiile din ecuațiile bilanțului):

- pentru Oceanul Planetar (OP)

$$E_{OP} = P_{OP} - Y_{OP} \quad (1.2)$$

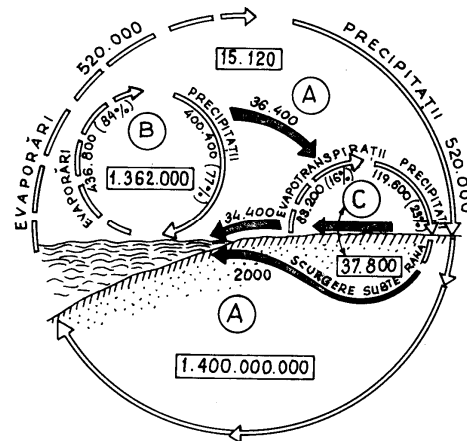


Fig.1.3. Ecuații ale ciclului hidrologic la scară globală (A), oceanică (B) și continentală (C) (cifrele încadrate sunt exprimate în km³ iar restul în km³/an; după Castany, 1980)

- pentru domeniul continental (U):

$$E_U = P_U - Y \quad (1.3)$$

- bilanțul global al întregii Hidrosfere:

$$E_{OP} + E_U = P_{OP} + P_U \quad (1.4)$$

Volumul de apă al precipitațiilor (ploi + zăpezi) într-un an mediu este egal cu volumul de apă evaporată. Circuitul continental mai este cunoscut ca **circuitul mic** datorită cantităților reduse de apă pe care le transportă.

Evaluarea componentelor hidrosferei și a ciclului hidrologic global are un caracter aproximativ, dat fiind dificultatea calculelor respective. În aceste condiții, este important de reținut ordinul de mărime al componentelor bilanțului și raporturile dintre acestea.

O diferențiere a comportării rezervelor de apă ale Pământului se poate face cu ajutorul conceptului de **durată de refacere** (Castany, G.,1980), adică timpul necesar refacerii rezervei, prin alimentare naturală, după ce rezervorul subteran este golit de apă.

Această durată se calculează ca raport între capacitatea rezervorului și aporturile naturale. Cu cât durata de refacere este mai mică, cu atât riscul de propagare a poluării acviferelor este mai mare și cu cât această durată de refacere este mai mare, cu atât procesele de depoluare sunt mai dificile.

Tabelul 1.2. Elementele ecuației ciclului hidrologic

Domeniul	Elemente	Volum	Coloană echivalentă	%
		[km ³ /an]	[mm/an]	
Oceanul planetar	Precipitații (P_{OP})	400.400	1109	77,0
(361x10 ⁶ km ³)	Aportul scurgerii totale (Y_{OP})	36.400	101	
	Evaporări (E_{OP})	436.800	1210	84,0
Regiuni ale uscatului cu scurgere (119x10 ⁶ km ³)	Evapotranspirație (E_U)	74.200	624	14,3
	Scurgere totală (Y)	36.400	306	
	Precipitații (P_U)	110.600	930	21,3
Regiuni endoreice (30x10 ⁶ km ³)	Precipitații	9.000	300	1,7
	Evapotranspirație	9.000	300	1,7
Total Hidrosferă	Precipitații	520.000	1.020	100,0
(510x10 ⁶ km ³)	Evapotranspirație	520.000	1.020	100,0

Tabelul 1.3. Durata medie de refacere a marilor rezervoare de apă

Rezervorul	Durata de refacere	Rezervorul	Durata de refacere
Oceanul planetar	2.600 ani	Lacurile	17 ani
Apele subterane	De la câțiva ani până la mii de ani	Rețeaua hidrografică	18 zile
Umiditatea solului	1 an	Apa biologică	Câteva ore
Calotele glaciare	10.000 ani	Atmosfera	10 zile

Apele subterane (**Tabelul 1.3.**) se caracterizează prin durate mari și foarte mari de refacere, de la câțiva ani pentru acviferele freatice până la mii de ani pentru acviferele adânci.

1.2. Regimul termic

Energia necesară deplasării apei în cadrul ciclului hidrologic global este furnizată în principal de **radiațiile solare** din domeniul lungimilor de undă $\lambda = 0 \dots 2,0 \mu$.

Intensitatea medie a radiației solare recepționată de Pământ este de **0,30 ly** (langley) și poate fi exprimată și în **cal/cm²** sau **kW/m²**:

$$1 \text{ ly} = 0,0697 \text{ watt/cm}^2 = 1 \text{ cal/cm}^2 \quad (1.5)$$

Radiația solară este parțial reflectată în atmosferă, fracțiunea reflectată este numită **albedou** și se exprimă în procente (**Tabelul 1.4.**).

Radiațiile solare, la contactul cu **solul** și **apele** curgătoare, se transformă în **energie calorică** provocând încălzirea **aerului** atmosferic, **solului** și **apelor** de suprafață și subterane. Temperaturile se exprimă în grade Celsius (°C) sau în grade Fahrenheit (°F), relația de echivalență fiind:

$$^{\circ}\text{C} = \frac{5}{9} (^{\circ}\text{F} - 32) \quad (1.6)$$

Propagarea energiei calorice în timp și spațiu, în funcție de neomogenitatea și anizotropia mediului, determină **regimul termic al aerului, solului și apelor**.

1.2.1. Regimul termic al aerului

Sursa de căldură principală care determină regimul termic al aerului este solul. Prin difuzia energiei calorice din sol spre părțile superioare ale aerului se produce o stratificare a temperaturii aerului.

Variabilitatea radiației solare care "încălzește" solul condiționează variația temperaturii aerului care are **valori maxime** vara, când intensitatea insolației este maximă, și **valori minime** (negative) iarna, când insolația este minimă. Variația diurnă a intensității insolației determină diferențe mari între temperaturile aerului din timpul **zilei** și cele din timpul **noapții**.

Regimul termic al aerului se stabilește pe baza **măsurătorilor** sistematice efectuate cu ajutorul termometrelor montate la 2m deasupra solului, în adăposturi speciale care le protejează de incidența directă a radiației solare.

Regimul termic al aerului este cuantificat prin:

- **temperaturile medii** pentru diferite intervale de timp (zi, lună, anotimp, an, perioade multianuale);
- **temperaturi extreme** (minimă, maximă) pentru diferite intervale de timp (zi, lună, anotimp, an, perioadă multianuală);
- **grad zi**, care reprezintă suma gradelor zilnice, dintr-un anumit interval de timp, care depășesc un anumit grad de temperatură (ex.: suma gradelor care depășesc 0°C în timp de o lună de iarnă);

- **grafice de variație în timp** a temperaturii într-un punct de măsurare (stație meteorologică) realizate pe baza seriilor de temperaturi măsurate în timp;
- **hărțile cu izoterme** (linii de egală valoare a temperaturii) realizate la anumite momente și pe anumite zone cu valorile de temperatură din toate punctele de observație măsurate în zona respectivă.

Regimul termic al aerului condiționează în mod direct procesul de evaporare a apei de la suprafața solului (apa din râuri, lacuri etc.), din atmosferă (apa din precipitații) și din zona de aerare a acviferelor freatice (apa subterană care participă la curgerea hipodermică și cea a acviferelor, la nivelul suprafeței piezometrice).

1.2.2. Regimul termic al solului

Energia calorică recepționată de sol de la Soare este separată în două componente distincte:

- o componentă se propagă în profunzime și contribuie la modificarea temperaturii unui strat relativ **subțire** de sol de la suprafață (maximum 8...10 m);
- a doua componentă contribuie la modificarea temperaturii aerului cu care vine în contact (aerul atmosferic și cel din zona de aerare a acviferelor).

Tabelul 1.5. Variația temperaturii solului cu adâncimea, în stația meteorologică Gheorghieni (după I.Vladimir, 1978)

Data	Temp aer [°C] la H = 2m	Adâncimi de măsurare a temperaturii solului [cm]									
		0	-5	-10	-15	-20	-30	-40	-60	-80	-100
		Temperaturi ale solului [°C]									
4.01.63	1.1	-0.3	0	0	0.2	0.5	1.6	1.6	3	4.5	5.4
4.07.63	20.5	29.1	26	25.3	25	24.8	23.9	23.6	22.4	19.8	19.8

Regimul termic al solului, determinat de propagarea căldurii de la suprafață spre adâncime, se obține de regulă prin măsurători directe executate cu **termometre** plasate la diferite adâncimi. Variabilitatea temperaturii se reduce proporțional cu creșterea adâncimii (**Tabelul 1.5; Fig.1.4**)

Variația temperaturii în subsol este influențată de variația temperaturii de la suprafața terenului până la o adâncime de maximum 8-10m. La adâncimi mai mari de 10 m se resimte influența **gradientului geotermic** care determină, în medie, o creștere cu un grad Celsius a temperaturii rocii pentru fiecare 33m.

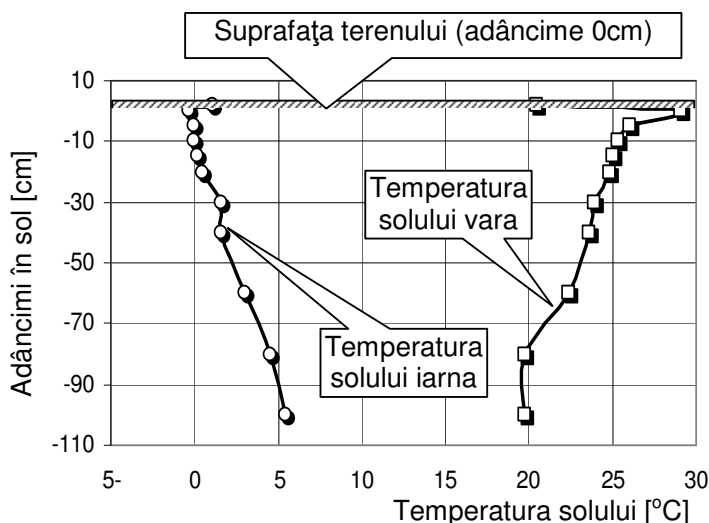


Fig. 1.4. Variația temperaturii solului cu adâncimea în stația meteo Gheorghieni.

1.2.3. Regimul termic al apelor

Variabilitatea intensității radiației solare, modalitatea de transfer a energiei calorice și dinamica maselor de apă determină diferențierea regimului termic al **apelor de suprafață** în raport cu cel al **apelor subterane**.

1.2.3.1. Regimul termic al apelor de suprafață

Regimul termic al apelor de suprafață, **curgătoare** și **stagnante**, se diferențiază net datorită distribuției energiei calorice în masa de apă.

Curgerea în regim turbulent a **apelor curgătoare** determină un amestec continuu al maselor de apă și o uniformizare a temperaturii pe întreaga secțiune de curgere. Temperatura acestor ape urmărește cu un anumit decalaj temperatura aerului. Dacă temperatura aerului scade sub zero grade Celsius, temperatura apei în stare lichidă se stabilizează în jurul acestei temperaturi și se suprarăcește, cu fracțiuni de grad Celsius, numai dacă perioada de timp cu temperaturi negative este suficient de mare.

Dacă apa curgătoare primește un aport de apă subterană cu temperatură diferită, efectul asupra regimului termic este proporțional cu diferența de temperatură dintre apa de suprafață și cea subterană și debitul aportului subteran, și se evaluează pe baza ecuației de bilanț termic:

$$Q_a \cdot t_a + Q_f \cdot t_f = (Q_a + Q_f) \cdot t \quad (1.7)$$

în care

Q_a - debitul apei curgătoare în amonte de aportul din acviferul freatic;

Q_f - aportul de apă subterană din acviferul freatic;

t_a, t_f - temperaturile apei de suprafață și subterană, corespunzătoare debitelor;

t - temperatura apei de suprafață în aval de aportul din acviferul freatic.

Regimul **stagnant** al apei din lacuri configurează cu totul diferit distribuția temperaturii în timp și spațiu.

Distribuția temperaturii apei în lacurile naturale adânci sau în lacurile de acumulare se stabilește în funcție de sursele de căldură și de curenții verticali din masa de apă. **Sursele de încălzire** ale apei din lacuri sunt: radiația solară, aerul și încărcarea termică a cursurilor de apă care alimentează lacurile. **Răcirea** apei lacurilor se produce noaptea, în absența radiației solare și prin fenomenul de evaporare sau prin aportul de apă rece provenit din precipitații sub formă de zăpadă sau din cursuri de apă confluențe.

În aceste condiții, distribuția temperaturii apei din lac este într-o permanentă modificare cu o stratificare caracteristică:

- până la o adâncime cuprinsă între 8 și 10 m, variațiile temperaturii apei sunt foarte pronunțate, în legătură directă cu temperatura aerului și a diverselor surse de încălzire sau răcire;
- la adâncimi cuprinse între 10 și 50 m variațiile temperaturii sunt atenuate datorită inerției termice a apei;
- la adâncimi mai mari de 50...60m, temperatura apei lacurilor rămâne constantă și egală cu 4°C, temperatură corespunzătoare densității maxime a apei.

Pentru evaluarea distribuției temperaturii apei se fac măsurători într-o rețea de puncte cu distribuție uniformă atât în plan orizontal cât și pe adâncime. Reprezentarea distribuției temperaturii se face cu ajutorul **izoplețelor** (Fig.1.5).

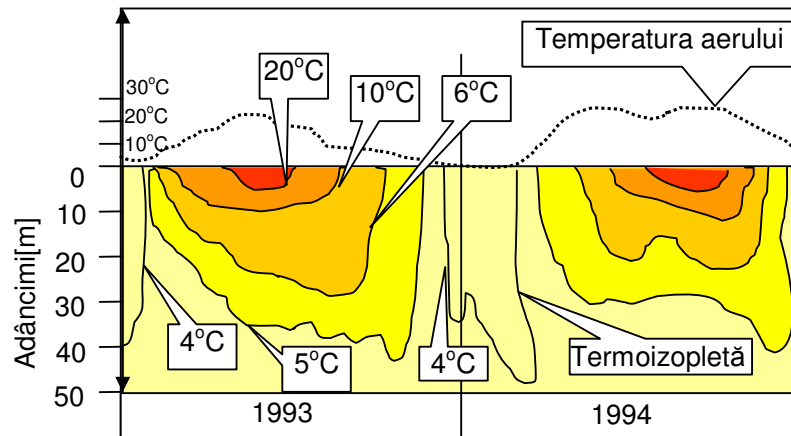


Fig.1.5. Reprezentarea distribuției temperaturii apei din lacuri prin izoplețe.

1.2.3.2. Regimul termic al apelor subterane

Apele subterane, plasate pe o gamă largă de adâncimi și cu o dinamică mult mai lentă decât a apelor curgătoare, au o stratificare caracteristică a regimului termic:

- până la adâncimi de 15 m temperatura apelor subterane este dependentă de temperatura aerului;
- la adâncimi cuprinse între 15 și 25 m, temperatura apelor subterane este constantă și egală cu temperatura medie multianuală a aerului de la suprafață;
- la adâncimi mai mari de 25 m, temperatura apelor subterane se află sub acțiunea gradientului geotermic.

Un factor important în modificarea regimului termic al apelor subterane este și legătura hidrodinamică cu apele de suprafață care pot perturba semnificativ distribuția temperaturilor în hidrostructuri.

Regimul termic al apelor subterane afectează în mod semnificativ capacitatea lor de dizolvare, fiind determinant pentru compoziția lor chimică.

1.3. Precipitațiile atmosferice

Datorită circulației maselor de aer de la temperaturi mai ridicate la temperaturi mai reduse, aerul devine suprasaturat și vaporii de apă în exces se transformă în precipitații. Factorii principali care determină repartiția precipitațiilor sunt: poziția față de oceane și mări, direcția vânturilor dominante, relieful, gradul de împădurire.

1.3.1. Tipuri de precipitații și formarea lor

Precipitațiile se produc direct la suprafața terenului și a corpurilor solide (roua, chiciura, poleiul) sau direct în atmosferă (ploaia, zăpada, măzăricea, grindina). În funcție de condițiile de temperatură în care apar, precipitațiile sunt lichide (ploaie, ceață, rouă, formate prin condensare) sau solide (zăpadă, grindină, chiciură, formate prin sublimare).

Prin **detentă** sau **convecție**, aerul capătă o mișcare ascensională de-a lungul suprafețelor de separație dintre masele de aer cald și rece din formațiunile ciclonice. La temperaturi mai mici decât **temperatura punctului de rouă** a umidității inițiale a

aerului, pe corpurile microscopice solide din atmosferă **condensează** surplusul de umiditate. La temperaturi negative are loc și procesul de **sublimare** prin care se formează mase de cristale fine de gheață.

Condensarea și sublimarea conduc la formarea **norilor** (cumulonimbus, altocumulus, cirrus etc.) la înălțimi (H) ce pot fi evaluate cu formula:

$$H = 122 \cdot (T_a - T_r) \quad [\text{m}] \quad (1.8)$$

în care

T_a - temperatura aerului la suprafața terenului;

T_r - temperatura punctului de rouă corespunzătoare umidității absolute în aerul de la sol (**temperatura punctului de rouă** este temperatura aerului la care umiditatea absolută devine umiditate de saturație).

Norii sunt formați din mici particule sferoide de apă cu raze variind între 1μ și 20μ . Prin contact, acestea își măresc volumul și dacă norul conține cristale de gheață se formează mici sferoide de gheață cu diametre de $0,2 - 3,5$ mm. Dacă în exteriorul norului temperatura este pozitivă, micile sfere în cădere se topesc devenind picături iar dacă temperatura rămâne sub 0°C , cad sub formă de zăpadă. Viteza de cădere la sol variază de la 4 la 8 m/s, în funcție de diametrul picăturilor. Capacitatea norilor de a elibera precipitații din volumul propriu este în medie de 3 litri/ m^3 .

Precipitațiile pot fi clasificate după **modul de formare, durată și intensitate** (intensitatea fiind calculată din cantitatea de precipitații exprimată în milimetri coloană de apă, raportată la o suprafață unitară și o unitate de timp).

După **modul de formare**, precipitațiile pot fi separate în :

- **precipitații frontale (Fig.1.6)**, formate fie prin avansarea **aerului cald** peste o masă de aer rece (frontul ploilor este lat, cu pantă redusă iar ploile sunt "luminoase"), fie prin avansarea **aerului rece** spre cel cald (frontul de ploi este îngust și ploile sunt "întunecoase");

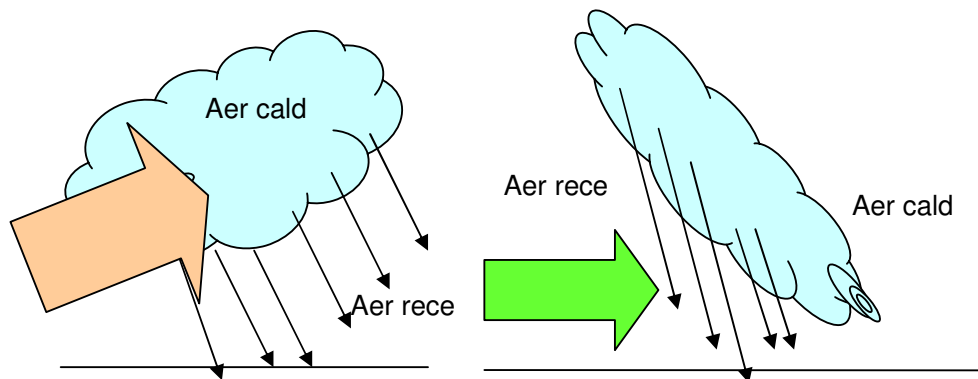


Fig.1.6. Precipitații frontale

- **precipitații convective (Fig.1.7a)**, formate prin ridicarea maselor de aer pe verticală, datorată încălzirii neuniforme a acestora; astfel de precipitații se produc vara și sunt asociate cu nori cumulus;
- **precipitații orografice (Fig.1.7b)**, formate prin deplasarea maselor de aer de-a lungul reliefului, spre zone mai înalte având temperaturi mai joase care determină condensarea vaporilor de apă și precipitarea lor.

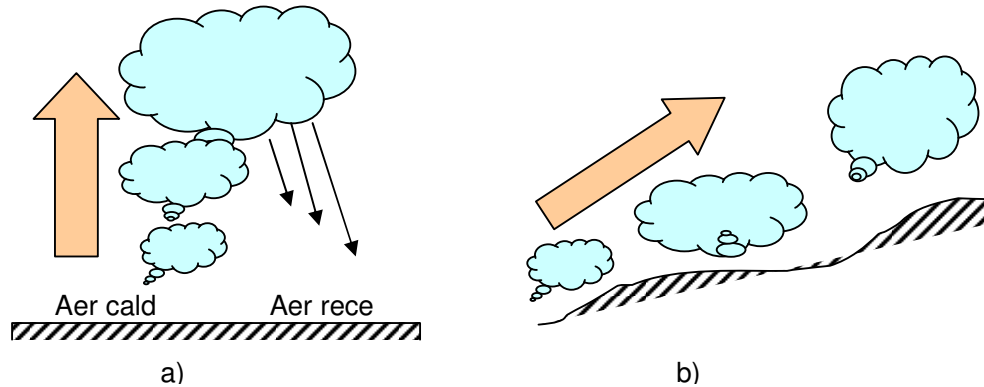


Fig.1.7. Precipitații convective (a) și orografice (b)

După **durată** și **intensitate**, precipitațiile pot fi separate în:

- **ploi torențiale**, caracterizate prin durate care nu depășesc 24 de ore și valori mari ale intensității; ploile torențiale provoacă ridicarea bruscă a nivelului apei din râuri și lacuri cu efect asupra nivelului apelor subterane din zonele riverane.
- **averse**, caracterizate prin durată redusă și intensitate mare (>0,5mm/minut), de regulă pe un areal redus.

Intensitatea precipitațiilor este cuantificată prin raportul dintre coloana de apă acumulată pe unitatea de suprafață (h) și durata corespunzătoare (t):

$$i = \frac{h}{t} ; [\text{mm}/\text{min}] \quad (1.9)$$

În general, intensitatea precipitațiilor este cuprinsă între 0,04 mm/min și 0,5 mm/min, iar ploile lente au intensitatea mai mică de 0,04 mm/min.

Cea mai mare influență în **alimentarea apelor subterane** o au ploile de **durată mare și intensitate moderată** care asigură o perioadă de infiltrare mare. Precipitațiile solide contribuie la alimentarea apelor subterane numai primăvara, prin topirea zăpezilor.

Precipitația efecă reprezintă partea din precipitația totală care rămâne disponibilă la suprafața terenului după scăderea pierderilor prin evapotranspirație, fiind deci echivalentă cu scurgerea totală (de suprafață și subterană) potențială, adică resursa naturală de apă regenerabilă.

1.3.2. Măsurarea precipitațiilor

Măsurarea precipitațiilor se realizează în rețeaua de **stații meteorologice și posturi pluviometrice**. Configurația spațială a acestei rețele trebuie să aibă o densitate suficientă care să asigure precizia necesară estimării repartiției și cantității medii de apă provenită din ploaie sau din topirea zăpezii.

Măsurarea cantității de **apă provenită din ploi** se face cu ajutorul **pluviometrului**. **Pluviometrul** utilizat curent în România este format dintr-un corp cilindric de metal având la partea superioară o pâlnie cu suprafața de 200 cm², prin care se captează apa. Volumul de apă acumulat în decursul unui interval de timp se măsoară cu o eprubetă gradată în unitățile în care se exprimă precipitațiile (litru/m² sau mm coloană de apă/m²). Dacă aparatul este prevăzut cu un dispozitiv de înregistrare automată a cantității de apă acumulată în timp poartă denumirea de **pluviograf**.

Recepționarea precipitațiilor prin pluviometre este în general afectată de acțiunea vântului. Fără măsuri speciale, un pluviometru are următoarele pierderi cauzate de vânt:

Viteza vântului [m/s]	0	2	6	10
Pierderi pluviometru [%]	0	4	19	40

Pentru a reduce pierderile cauzate de vânt se montează ecrane în jurul corpului pluviometrului.

Măsurarea cantității de **apă provenită din zăpadă** necesită măsurarea următoarelor elemente: grosimea stratului de zăpadă inițial și cumulat, greutatea volumică a zăpezii, cantitatea de apă cumulată în timpul căderii de zăpadă, răspândirea suprafețelor acoperite cu zăpadă până la momentul dispariției acesteia.

Grosimea stratului de zăpadă se măsoară cu ajutorul unei rigle gradate sau cu instalații cu emisie de radiații.

Cantitatea de apă cumulată în timpul căderii de zăpadă se măsoară prin nivometre. **Nivometrele** sunt aparate similare pluviometrelor, uneori cu secțiunea pâlniei mai mare, prevăzute cu ecrane de protecție la vânt. Zăpada captată de pâlnie se transformă în apă cu ajutorul unei instalații de încălzire sau prin adăugarea unui volum cunoscut de clorură de calciu.

Suprafața acoperită cu zăpadă se determină cu ajutorul fotografiilor aeriene.

Cantitatea de apă provenită din precipitații (ploi sau zăpezi) se exprimă prin **grosimea** stratului de apă acumulat pe unitatea de suprafață în unitatea de timp sau prin **volumul** de apă acumulat pe unitatea de suprafață în unitatea de timp; exemplu:

$$X = 660 \frac{mm}{an} = 660 \frac{litri}{m^2 \cdot an} \text{ (precipitația medie multianuală în România)}$$

Aceste valori se obțin prin raportarea volumului de apă acumulat la suprafața pe care a fost interceptat și la intervalul de timp corespunzător.

1.3.3. Evaluarea precipitațiilor

Datele pluviometrice înregistrate pe lungi perioade de timp în sistemul meteorologic național se găsesc în publicațiile periodice ale Administrației Naționale de Meteorologie.

Prelucrarea datelor pluviometrice se face cu scopul de a condensa un ansamblu de măsurători în:

- **grafice** pentru reprezentarea **regimului pluviometric**;
- **parametri statistici descriptivi** necesari evaluării alimentării apelor subterane (ex.: precipitația medie anuală, precipitația medie lunară).

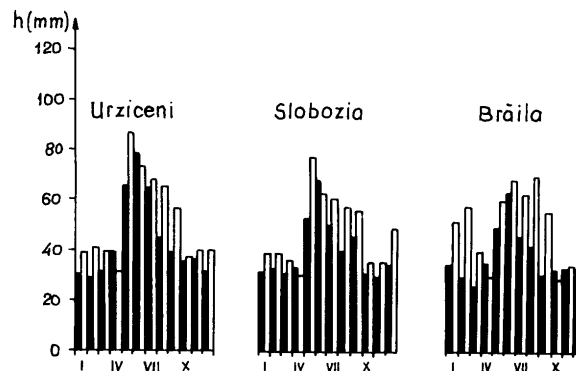


Fig.1.8. Precipitația lunară medie (după Gâștescu, P. și alții, 1979)

■ perioada 1896-1974
□ perioada 1965-1974

1.3.3.1. Regim pluviometric

Regimul pluviometric reprezintă variația precipitațiilor (anuale, sezoniere, lunare, maxime, minime etc.) dintr-o anumită perioadă de studiu în raport cu precipitațiile medii multianuale sau cu precipitațiile medii dintr-o perioadă reper.

Cunoașterea regimului pluviometric este necesară, în special în cazul acviferelor freatice al căror nivel piezometric poate fi puternic afectat în perioadele de exces sau deficit de umiditate.

Regimul pluviometric înregistrat în trei stații din Câmpia Română în perioada 1965-1974 (**Fig.1.8**) se caracterizează printr-un exces de precipitații care a determinat ridicarea nivelului apelor freatice până la suprafața terenului (Gâștescu P. și alții, 1979).

1.3.3.2. Precipitație medie

Calculul **precipitației medii** pe ansamblul unui bazin hidrografic se bazează pe valorile înregistrate la stațiile meteorologice. Pentru calculul mediilor multianuale sunt necesare măsurători realizate pe o perioadă de minimum 20-30 de ani.

Metoda mediei aritmetice simple este cea mai simplă estimare a precipitației medii, luându-se în considerare, cu aceeași pondere, toate pluviometrele din bazinul respectiv. Metoda poate da rezultate bune când rețeaua pluviometrică are o răspândire uniformă iar valorile precipitațiilor au dispersie redusă (nu diferă mai mult de 10% față de medie).

În cazul precipitațiilor cu variabilitate spațială mare se utilizează **metoda izohietelor**, **metoda Thiessen** sau **kriging-ul** zonal.

Metoda izohietelor admite variația liniară a precipitațiilor între două puncte de observație vecine (**Fig.1.9**). **Izohietele** (curbe de egală valoare a precipitațiilor), trasate prin interpolare liniară, delimitează o serie de suprafețe elementare. Pentru fiecare astfel de suprafață (f_i) se calculează o precipitație medie pe baza celor două izohiete (h_i, h_{i+1}) care o delimitează, iar precipitația medie pe întregul bazin (h_m) se calculează ca o medie aritmetică ponderată cu suprafețele elementare:

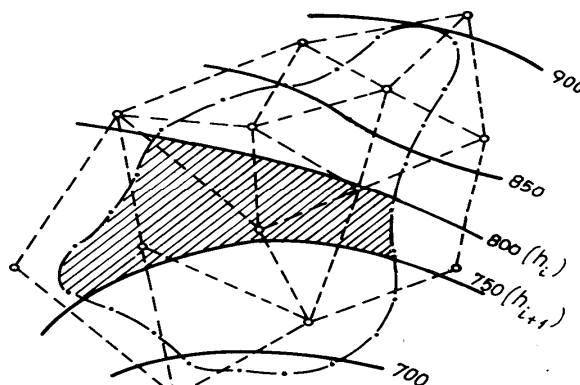


Fig.1.9. Calculul precipitației medii pe un bazin hidrografic prin metoda izohietelor

- post pluviometric
- - - limita bazinului hidrografic
- - - aliniamente de interpolare liniară a precipitațiilor
- ▨ suprafață elementară f_i
- 850 izohieta de 850mm/an

$$h_m = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{h_i + h_{i+1}}{2} f_i \quad (1.10)$$

în care

F - suprafața totală a bazinului hidrografic;

n - numărul total de suprafețe elementare.

Metoda Thiessen atribuie fiecărui post pluviometric o pondere proporțională cu suprafața unui poligon. Delimitarea poligonului unui post pluviometric se realizează prin intersecția mediatoarelor segmentelor care unesc postul pluviometric cu toate posturile vecine. Pentru posturile pluviometrice plasate în vecinătatea limitei bazinului hidrografic, poligonul se închide pe limita acestuia (**Fig.1.10**). Precipitația medie se calculează ca o medie aritmetică ponderată în funcție de suprafețele poligoanelor asociate fiecărui post pluviometric:

$$h_m = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^{i=n} h_i \cdot f_i \quad (1.11)$$

în care

f_i - suprafața poligonului postului pluviometric "i";

h_i - valoarea precipitației măsurată în postul pluviometric "i".

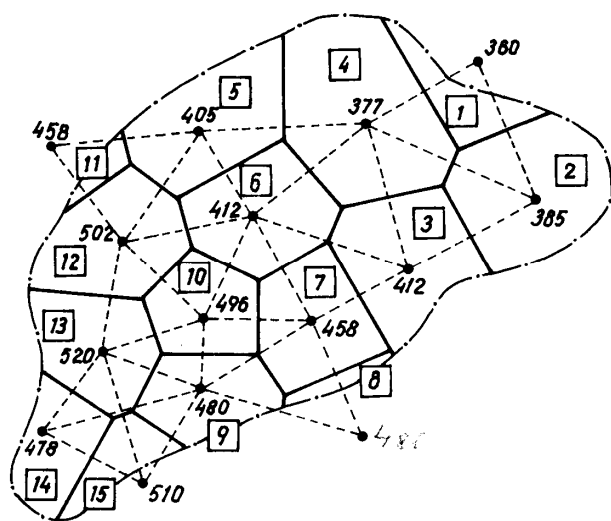


Fig.1.10. Delimitarea suprafețelor poligonale cu metoda Thiessen

12 numărul suprafețelor poligonale

--- limita bazinului hidrografic

○ 360 post pluviometric cu precipitația în mm/an

În calculul precipitației medii pe bazin se pot lua în considerare precipitațiile medii, maxime, minime sau cu o anumită asigurare, dintr-o anumită perioadă.

Metoda Kriging-ului zonal este cea mai performantă pentru estimarea valorii medii a precipitațiilor într-un domeniu spațial bidimensional sau tridimensional (Scrădeanu, D. et al., 2001, 2003). Metoda ponderează valorile din fiecare post pluviometric pe baza legii de variație spațială identificată prin intermediul **variogramului**. Metoda permite calculul erorii de estimare a precipitațiilor medii în orice punct de estimare și în condițiile unei dispersii diferite de la o zonă la alta.

1.3.4. Ploi acide

Depunerea de **material acid** din atmosferă în ecosistemele terestre și acvatice este cunoscută sub denumirea de **ploaie acidă**. Termenul de **ploaie acidă** este aplicabil tuturor formelor de precipitații acide, incluzând ploaia, ceața, roua, zăpada și lapovița.

Precipitațiile puțin influențate de acizii antropogeni au un pH "normal" de aproximativ 5,6. Studii recente sugerează că precipitațiile "normale" au un pH care variază între 5 și 6.

Aciditatea atmosferei este datorată în principal emisiilor antropogene de compuși ai **sulfului** și **azotului**, în principal sub formă de SO_2 și NO_x . Principalele

surse de sulf sunt arderea combustibililor organici (cărbunele și produsele din petrol) și topirea minereurilor. În ultimii 20 de ani industria a redus emisiile de sulf de la 11 la 7 milioane de tone. Majoritatea emisiilor de NO_x sunt asociate cu transporturile (40%), restul provenind din producerea și utilizarea energiei electrice și din industrie (V.P.Singh, 1995).

Compușii sulfurului și azotului sunt oxidați în atmosferă prin oxidarea eterogenă a gazelor dizolvate în aerosolii lichizi și prin oxidare omogenă în fază gazoasă.

Dioxidul de sulf (SO_2) contribuie în principal la creșterea acidității precipitațiilor, mai mult decât dioxidul de carbon (CO_2) prezent în stratele superioare ale atmosferei, din două motive:

- este mai solubil în apă (constanta legii lui Henry pentru SO_2 este

$$1,2 \frac{\text{mol}}{\text{litru} \cdot \text{atm}} \text{ iar pentru } CO_2 \text{ este } 3,38 \cdot 10^{-2} \frac{\text{mol}}{\text{litru} \cdot \text{atm}}$$

- constanta de echilibru (K_a) a reacției de dizolvare pentru SO_2 este

$$K_a = \frac{[H^+] \cdot [HSO_3^-]}{[SO_2]} = 1,7 \cdot 10^{-2}, \text{ cu peste patru ordine de mărime mai mare}$$

$$\text{decât pentru } CO_2, K_a = \frac{[H^+] \cdot [HCO_3^-]}{[CO_2]} = 4,45 \cdot 10^{-7}.$$

Ploile acide nu sunt un fenomen nou. Ele au fost observate acum o sută de ani în Marea Britanie. Prima manifestare a acestui fenomen a fost conținutul ridicat de SO_4^{2-} în precipitațiile colectate din zonele industriale. Dovezi mai recente au fost obținute din analizele precipitațiilor în Suedia în 1950 și în Statele Unite ale Americii în 1960.

Un studiu experimental detaliat asupra ploilor acide a fost realizat în New Hampshire's White Mountains, în perioada 1964-1974. Valoarea medie a pH-ului precipitațiilor a fost $4,0 \pm 0,1$ cu o creștere a concentrației de hidrogen de 36% pentru întreaga perioadă a experimentului.

Concentrațiile ionilor pentru **precipitațiile acide tipice** (Tabelul 1.6) indică predominanța ionului sulfat urmat de cel azotic și pe locul al treilea cel clorhidric.

Tabelul 1.6. Valori tipice ale concentrației ionilor în precipitațiile acide (după S. E. Manahan, 1991)

Cationi		Anioni	
Ion	Concentrație [echiv/litru x10 ⁶]	Ion	Concentrație [echiv/litru x10 ⁶]
H^+	56	SO_4^{2-}	51
NH_4^+	10	NO_3^-	20
Ca^{+2}	7	Cl^-	12
Na^+	5	TOTAL	83
Mg^{+2}	3		
K^+	2		
TOTAL	83		

În raport cu ploile, **zăpada** poate concentra o aciditate mai mare.

Ceața acidă este mult mai agresivă datorită caracterul ei pătrunzător. În decembrie 1982, o ceață persistentă de două zile, cu un pH de 1,7 (mult mai mic decât al tuturor ploilor acide înregistrate până la cea dată în zonă !!), a produs iritarea căilor respiratorii.

Deși emisiile din activitățile industriale și din arderea combustibililor fosili sunt sursele majore pentru formarea gazelor generatoare de acizi, ploile acide sunt semnalate și în zone situate departe de astfel de surse. Acest lucru este datorat în parte faptului că formarea prin oxidare a constituenților acizi durează câteva zile, timp în care masele de aer care conțin aceste gaze se pot deplasa sute sau mii de kilometri. Este cazul arderilor de biomasă practicate în agricultură care conduc la formarea ploilor acide în zone situate la mari distanțe de sursa poluării. În zonele aride, gazele acide uscate sau acizii fixați pe particule solide prin depunere au același efect ca ploile acide.

Ploile acide sunt identificate pe suprafețe de sute și chiar mii de kilometri pătrați. Analiza mișcării maselor de aer indică o strânsă corelație între ploile acide și mișcarea maselor de aer din zonele surselor antropogene de oxizi de sulf și azot. Acest lucru este evident în zona sudică a Scandinaviei care este destinația unei mari cantități de aer poluat provenit din zonele intens populate și industrializate.

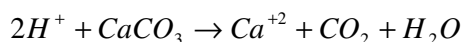
O tehnică importantă în studiul ploilor acide este compararea tipurilor de **sulfați primari** (cei emiși direct de sursele de poluare naturale sau antropogene) cu cele de **sulfați secundari** (formați prin oxidarea atmosferică a SO_2 -ului):

- concentrația redusă de sulfați primari indică transportul poluanților de la o anumită distanță;
- concentrația ridicată de sulfați primari indică surse locale de emisie de poluanți.

Sulfații primari pot fi diferențiați de cei secundari pe baza conținutului izotopic de oxigen 18. Acest conținut este mai mare în sulfații primari emiși direct de activitățile industriale sau arderea combustibililor decât în sulfații secundari formați prin oxidarea SO_2 -ului în atmosferă. Această tehnică poate aduce importante informații utile pentru stabilirea originii ploilor acide.

Principalele efecte ale ploilor acide asupra mediului terestru și acvatic sunt:

- degradarea plantelor datorată excesului de aciditate (exemple evidente: degradarea pădurilor din estul Statelor Unite ale Americii, sudul Scandinaviei, Germania);
- toxicitatea plantelor rezultată prin creșterea conținutului de Al^{+3} eliberat din sol;
- efecte negative asupra căilor respiratorii la om și animale;
- creșterea acidității apei lacurilor, cu efecte toxice asupra florei și faunei, în special asupra somonilor și păstrăvilor;
- coroziunea structurilor expuse, rețelelor electrice, echipamentelor și materialelor ornamentale, din cauza acțiunii ionului de hidrogen,



calcarul ($CaCO_3$) fiind în mod special atacat de ploile acide.

- efecte asociate precum reducerea vizibilității determinată de aerosolii sulfaților și influența acestora asupra caracteristicilor fizice și optice ale norilor (crește reflectanța luminii, reducându-se și încălzirea atmosferei datorată efectului de seră).

Ploilor acide li s-a acordat o atenție deosebită în anii 1980, perioadă în care au fost elaborate modele complexe ce au avut ca obiectiv prognoza fenomenului în

timp și spațiu (Turkey-Mersey Watershed Acidification Model; Lam et al., 1988; Integrated Lake Watershed Acidification Model; Chen et al., 1983, Enhanced Trickle-Down Model; Schnoor et al., 1984; Nikolaidas et al., 1987, Model of Acidification of Groundwater In Catchment; Cosby et al., 1986).

În general, astfel de modele sunt de o mare complexitate iar colectarea datelor și evaluarea modelului necesită un efort imens. Hansen and Mueller (1990) au estimat că pentru realizarea modelului RADM (Regional Acid Deposition Model - model realizat în Statele Unite ale Americii în 1986) costurile se ridică la 20 milioane de dolari, iar pentru colectarea datelor necesare evaluării modelului sunt necesare încă 30 milioane de dolari.