

1.4. Evapotranspirația

Evapotranspirația este un proces complex de transformare a apei în vapori printr-o serie de procese **fizice** (*evaporare* în cazul fazei lichide și *sublimare* în cazul zăpezii și gheții) și **biologice** (*transpirație*).

Transformarea apei în vapori se produce **la suprafața terenului, în teren** (la adâncimi reduse) și **în învelișul vegetal** (natural sau cultivat).

În zonele de câmpie cu climat arid cea mai mare parte a apei ajunsă sub formă de precipitații la suprafața solului revine în atmosferă sub formă de vapori. Șansa ca apa din precipitații să ajungă în acvifere este favorizată de panta redusă a suprafeței topografice, permeabilitatea mare a formațiunilor acoperitoare, temperatura redusă a aerului (deasupra celei de îngheț!).

1.4.1. Evaporarea

Evaporarea poate afecta toate formele de apă lichidă:

- **apa meteorică** din atmosferă, reținută de învelișul vegetal și apa căzută pe suprafața terenului;
- **suprafețele de apă liberă** ale Oceanului Planetar, lacurilor și cursurilor de apă;
- **apa subterană** din profilul de sol, din zona vadoasă, din zona capilară și chiar din acviferele freatice situate la mică adâncime.

Procesul de evaporare constă în “desprinderea” moleculelor de la suprafața apei sau din terenul umed sub acțiunea radiației solare și trecerea lor în stare de vapori care revin în atmosferă. În toate cazurile, viteza de evaporare este influențată de: **puterea evaporantă** a atmosferei, **tipul suprafeței evaporante** și **aptitudinea de alimentare** a evaporării.

Puterea evaporantă a atmosferei se referă la starea acesteia în vecinătatea suprafeței evaporante și la capacitatea sa de a provoca evaporarea; ea poate fi măsurată direct pe teren cu ajutorul **evaporimetrelor**, reprezintă grosimea stratului de apă evaporat și se exprimă în **mm/zi**.

Factorii care determină puterea evaporantă sunt: deficitul de saturație al atmosferei, temperatura aerului și a apei, presiunea barometrică, chimismul apei, altitudinea etc. Numai o determinare in situ poate să țină seama, simultan, de toți acești factori.

Suprafețele umede evaporante sunt studiate din punct de vedere al disponibilităților de apă și al aptitudinii lor de a alimenta evaporarea. În acest sens, în cercetarea hidrogeologică este interesantă evaporarea la suprafața unui teren lipsit de vegetație, precum și în condițiile unor stări de umiditate diferite:

- teren (sol) saturat cu apă;
- teren nesaturat;
- acvifer freatic situat la adâncime redusă.

Dacă terenul este saturat cu apă, viteza de evaporare este egală cu cea de la nivelul unei suprafețe libere de apă.

În afară de caracteristicile fizice ale terenurilor din zona vadoasă (porozitate, granulație, grad de saturație), evaporarea la suprafața unui teren lipsit de vegetație depinde și de adâncimea acviferului freatic.

Când **nivelul piezometric** al acviferului freatic se găsește la **adâncime redusă**, evaporarea atinge valori maxime, determinate de puterea evaporantă a atmosferei, deoarece alimentarea suprafeței evaporante se face continuu prin mișcarea capilară ascendentă a apei acviferului. Prin experiențe în teren se poate determina adâncimea de la care evaporarea devine nesemnificativă, aceasta fiind **adâncimea critică** sub care nu se mai depun săruri în profilul de sol.

Când **nivelul piezometric** al acviferului freatic se găsește la **adâncime mare** evaporarea este alimentată numai de apele meteorice infiltrate la adâncimi reduse.

Terenul este saturat numai periodic, după precipitații abundente, iar evaporarea este limitată numai la umiditatea reținută în stratul superficial de sol. Procesul de evaporare depinde și de distribuția gradientului de umiditate precum și de componenta dată de difuzia masei apă-vapori.

Evaporarea în teren încetează atunci când se atinge umiditatea higroscopică este în echilibru cu cea a atmosferei și nu poate fi eliminată prin evaporare.

Evaporarea la suprafața unui acvifer freatic poate fi determinată prin măsurători de regim în foraje. Rata evaporării scade o dată cu creșterea adâncimii nivelului piezometric, respectiv a grosimii zonei vadoase (**Fig.1.11**).

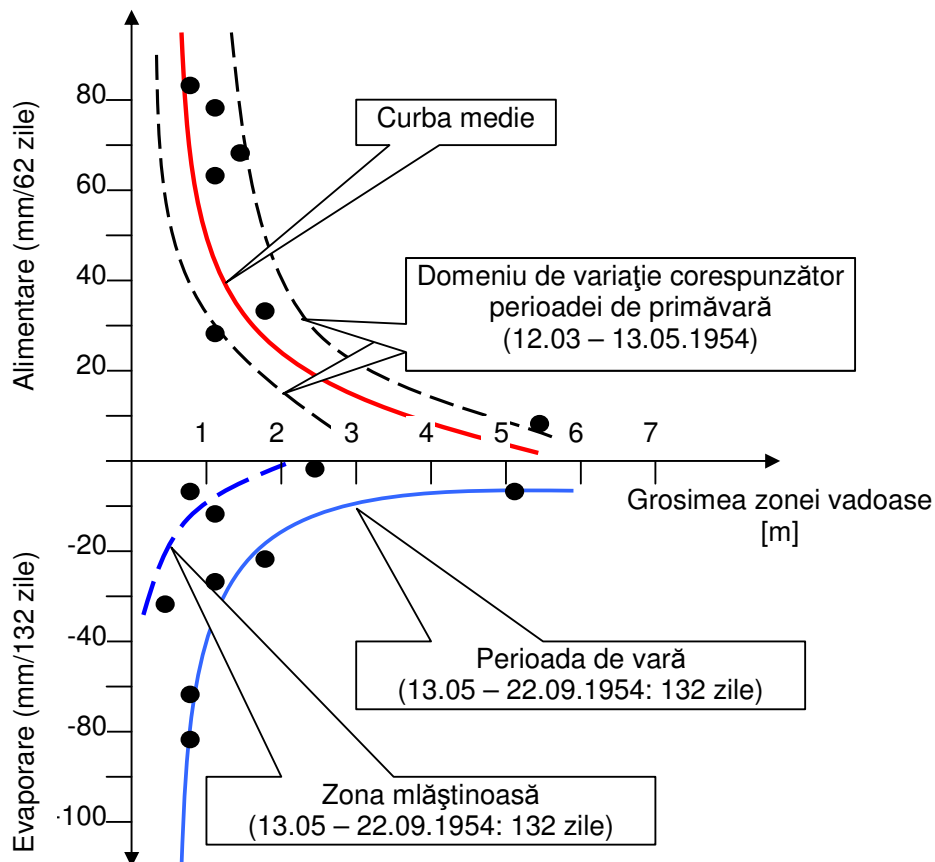


Fig.1.11. Raporturile dintre alimentarea prin infiltrații și descărcarea prin evaporare a unui acvifer freatic în funcție de grosimea zonei vadoase (după Ground-Water Studies, 1972)

Evoluția ratei evaporării pe adâncime și în timp depinde de litologia zonei vadoase și de condițiile climatice. Pentru o perioadă îndelungată de 132 zile se remarcă, la o zonă de aerare de peste 5 m grosime, o descărcare totală a acviferului de 10mm, ceea ce reprezintă o viteză medie de evaporare de 0,08mm/zi. În cazul zonelor mlăștinoase, adâncimea de evaporare a apei freatice nu depășește 4m datorită efectului protector al terenului saturat.

În zonele aride din Rusia s-au efectuat cercetări lizimetrice, stabilindu-se dependența evaporării apelor freatice de: compoziția litologică și grosimea zonei de aerare, tipul învelișului vegetal și adâncimea nivelului apei freatice (Ganiev, 1979). Cercetările au vizat trei tipuri de terenuri (nisipuri, prafuri nisipoase și argile prăfoase) și au condus la următoarele concluzii importante (**Fig.1.12**):

- evaporarea crește proporțional cu reducerea granulației (datorită fenomenului de capilaritate);
- influența litologiei asupra evapotranspirației scade proporțional cu creșterea grosimii zonei de aerare;
- la grosimi reduse ale zonei de aerare (<1,5m) evaporarea apei este intensă și foarte intensă (500-700mm/an) depășind valoarea precipitației anuale.

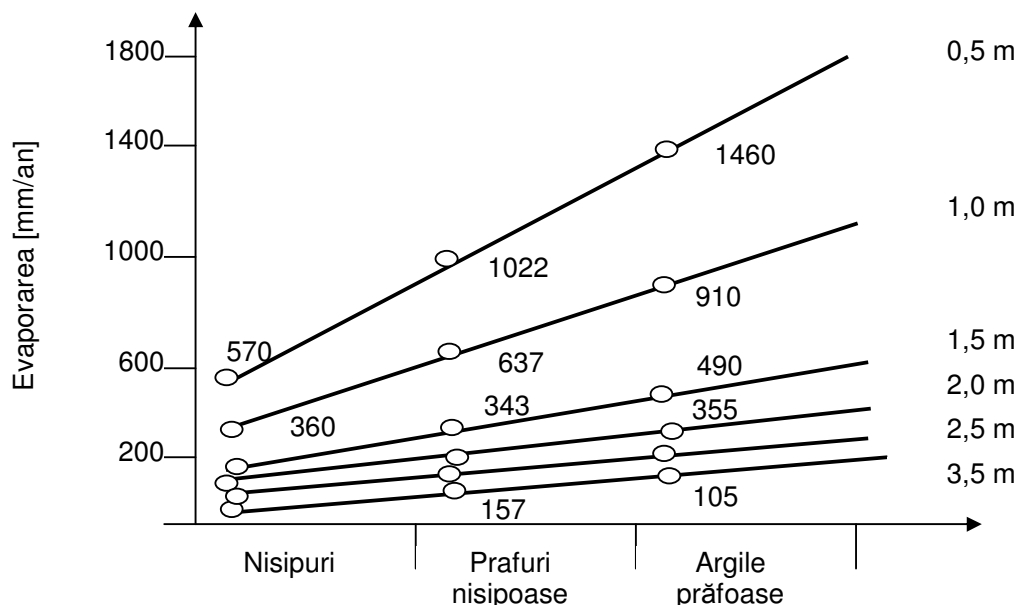


Fig.1.12. Dependenta evaporării apelor freatice de compoziția litologică și grosimea zonei de aerare (după Ganiev, K., 1979)

1.4.2. Transpirația

Transpirația este procesul fiziologic de transformare a apei subterane (în principal din profilul de sol) în vapori (prin intermediul vegetației) care revin în atmosferă. Ea este influențată atât de factori **fizici** (puterea evaporantă a atmosferei, factorii meteorologici, umiditatea terenului) cât și de cei **fiziologici** (specia vegetală, vârsta sau stadiul de vegetație, dezvoltarea sistemului radicular și a frunzelor, adâncimea de înrădăcinare).

Plantele, prin rădăcinile lor, pot absorbi apa din sol până la adâncimi de 0,30-1,50m, în cazul culturilor, dar se poate ajunge și până la 10m în cazul arborilor. Cercetările au arătat că sistemele radiculare se pot dezvolta până la limita superioară a zonei capilare generată de acviferul freatic. Unele sisteme radiculare pot atinge o lungime totală de 100m și chiar 1000m, contribuind astfel la o creștere importantă a cantității de apă transpirată.

Cantitativ, efectul transpirației poate fi exprimat în două moduri:

- **coloană de apă (mm) pe un anumit interval de timp**, valoare ce poate fi transformată în debit, corespunzător suprafeței de teren acoperite de vegetație; în climatul temperat, cantitatea de apă „transpirată” variază între 400 și 1200mm/an.
- **coeficientul de transpirație**, definit ca raport între greutatea apei absorbite, tranzitate și evaporate de plantă și greutatea de țesut uscat format (excluzând

rădăcinile!) în perioada respectivă; acest parametru variază între 250 și 1000 la plantele cultivate și 80-1200 pentru arbori.

Valorile foarte ridicate ale celor doi parametri se datorează faptului că plantele rețin mai puțin de 1% din apa absorbită pentru formarea țesuturilor. Vegetația sustrage procesului de infiltrație o cantitate enormă de apă care este redată apoi circuitului general al apei.

Freatofitele prezintă un interes hidrogeologic special prin cantitatea de apă absorbită, fie din zona capilară a acviferului freatic, fie direct din zona saturată. Ele cresc de regulă în regiuni aride și semi-aride, dar pot fi găsite și în regiunile temperate.

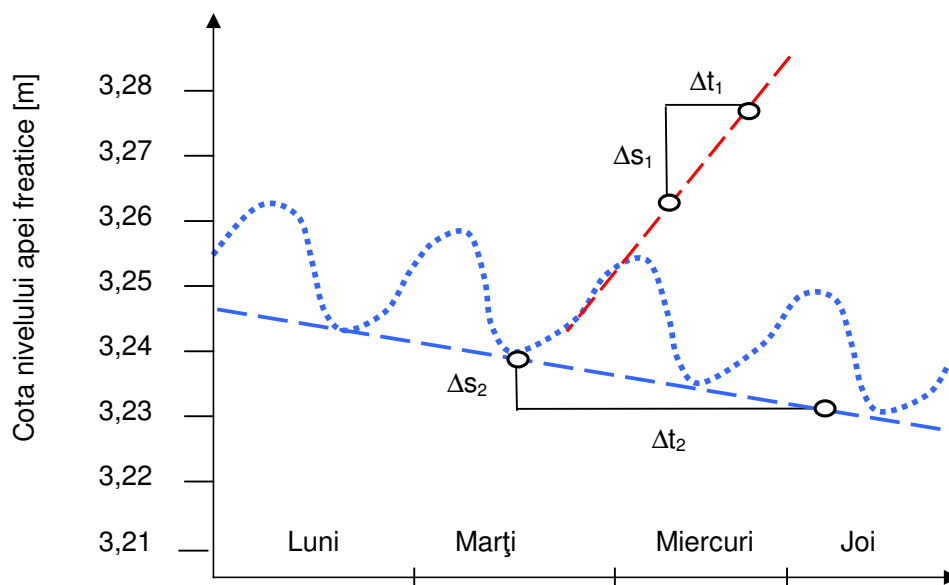
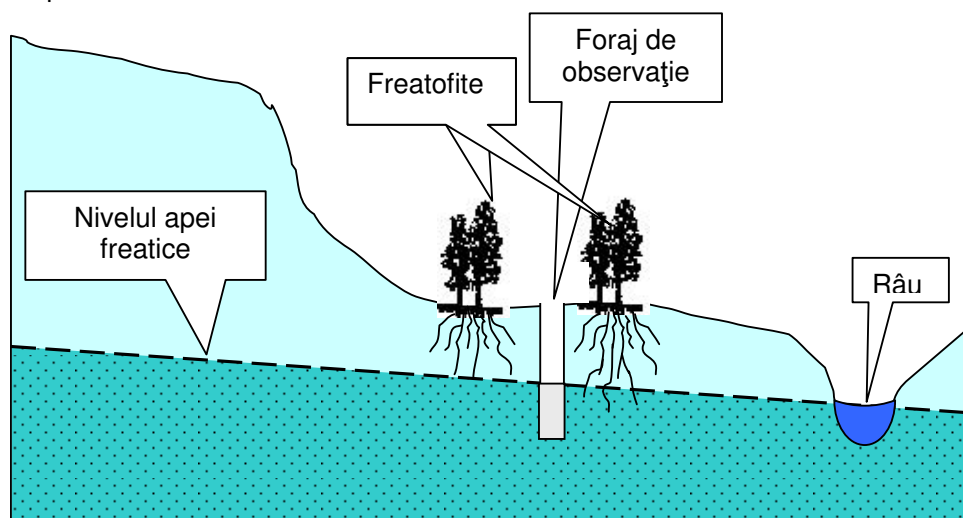


Fig.1.13. Oscilațiile zilnice ale nivelului apei freatice într-un foraj de observație, determinate de transpirația freatofitelor (după Davis, S. și DeWiest, R., 1966)

În partea sudică a Statelor Unite ale Americii freatofitele consumă anual circa 30 miliarde m³ de apă freatică. Aici s-a realizat un experiment de teren (Davis, S. și DeWiest, R., 1966) care a avut ca obiectiv determinarea cantitativă a descărcării unui

acvifer freatic prin fenomenul de transpirație al freatofitelor, plecându-se de la faptul că în timpul nopții fenomenul încetează iar nivelul freatic se restabilește (**Fig.1.13**).

Prin însumarea **vitezei de restabilire** a nivelului freatic (v_1):

$$v_1 = \frac{\Delta s_1}{\Delta t_1} = \frac{15}{10} = 1,5 \text{ mm/ora} \quad (1.12)$$

cu tendința stabilă de reducere a rezervei de apă a acviferului (v_2):

$$v_2 = \frac{\Delta s_2}{\Delta t_2} = \frac{8}{40} = 0,7 \text{ mm/ora} \quad (1.13)$$

se obține **grosimea stratului de apă** (v) consumat prin transpirație:

$$v = v_1 + v_2 = 1,5 + 0,7 = 2,2 \text{ mm/ora} \quad (1.14)$$

1.4.3. Evapotranspirația reală și potențială

Transformarea apei în vapori care revin în atmosferă prin procesul de **evapotranspirație** (evaporare și transpirație) este influențată în mod determinant de cantitatea de apă disponibilă, motiv pentru care au fost definiți doi parametri:

- **evapotranspirația reală** (E_r), care se produce în condițiile umidității naturale;
- **evapotranspirația potențială** (E_p), reprezentând cantitatea de apă susceptibilă de a fi evaporată și transpirată în condițiile unor rezerve de apă suficiente pentru a compensa pierderile maxime.

Considerând **precipitațiile** (X) ca rezervă de apă existentă, în funcție de raporturile dintre X , E_r și E_p , se disting două situații (**Fig.1.14**):

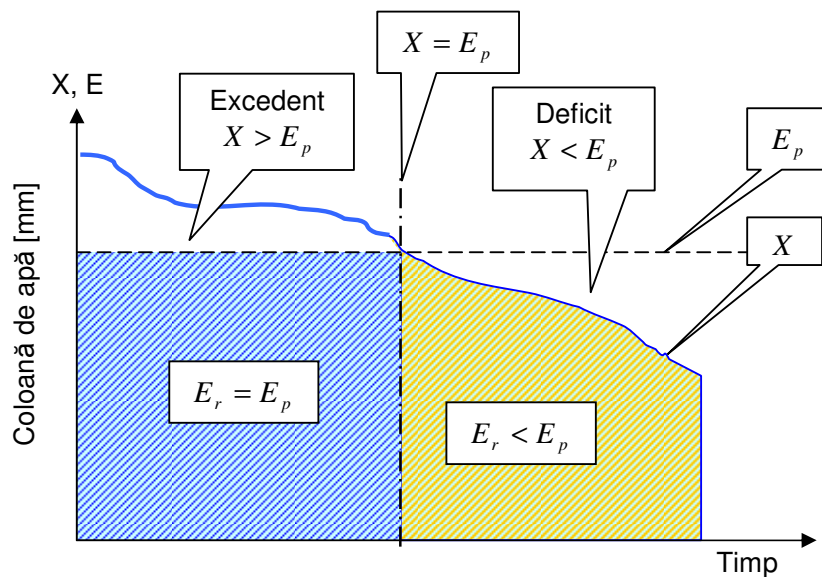


Fig.1.14. Raporturile dintre precipitație (X), evapotranspirație reală (E_r) și evapotranspirație potențială (E_p)

- $X > E_p$ și în consecință $E_r = E_p$ (excedent de umiditate);
- $X < E_p$ și în consecință $E_r < E_p$ (deficit de umiditate).

Delimitarea în timp a perioadelor cu **deficit** și **excedent** de umiditate este foarte importantă deoarece în cazul deficitului se produce o epuizare a rezervei de umiditate din zona de aerare (care poate fi urmată de o **descărcare prin evaporare a apelor freatice**). Dacă precipitațiile cresc ($X > E_p$) are loc refacerea rezervei de umiditate din zona de aerare urmată de **alimentarea acviferelor**.

În cadrul metodelor directe de determinare a evapotranspirației reale, un loc important îl ocupă **lizimetrele**. Prin determinări succesive în timp ale profilului de umiditate și poziției nivelului freatic se poate calcula, prin metoda bilanțului, volumul de apă transformat în vapori prin evapotranspirație.

Evapotranspirația reală (E_r) și **potențială** (E_p) pot fi evaluate și cu ajutorul **formulelor empirice**. Aceste formule necesită numai date climatice, care se găsesc cu ușurință în anuarele meteorologice, dar caracterul lor empiric și gradul de simplificare a fenomenului pot introduce erori semnificative.

Evapotranspirația reală anuală (E_{ra}) poate fi evaluată cu formula Turc (Castany, G., 1972), în funcție de temperatură și precipitații:

$$E_{ra} = \frac{X}{\sqrt{0,9 + \frac{X^2}{L^2}}} \text{ [mm/an]} \quad (1.15)$$

în care

$$L = 300 + 25 \cdot T_m + 0,05 \cdot T_m^2$$

X - precipitația anuală [mm];

T_m - temperatura medie anuală a atmosferei care se calculează ca o medie ponderată cu precipitațiile lunare (X_i ; $i=1, \dots, 12$):

$$T_m = \frac{X_1 \cdot T_1 + X_2 \cdot T_2 + \dots + X_{12} \cdot T_{12}}{X_1 + X_2 + \dots + X_{12}} \quad (1.16)$$

Pentru estimarea **evapotranspirației potențiale lunare** (E_{pl}) s-au propus formule empirice care iau în considerare numai deficitul de saturație cu vapori de apă din aer (d ; ec.:1.20). Astfel, formula Ivanov, care poate da erori de 10 % are forma:

$$E_{pl} = 18,4 \cdot d \text{ [mm/lună]} \quad (1.17)$$

în care

d - valoarea medie lunară a deficitului de saturație exprimat în mm.

Tabelul 1.7. Perioadele și valorile precipitațiilor eficace la stația Târgoviște.

Anul	Luna	P_{ef} [mm]	P_{ef}/P [%]
1954	I-IV	198	51
	X-XII	166	
1955	I-IV	364	32
	X-XII	227	
1956	I-IV	9	57
	X-XII	236	
		289	
		104	
		393	

Cu formula Ivanov s-a calculat **evapotranspirația potențială lunară** pentru stația Târgoviște în perioada 1954-1956. Prin suprapunerea curbei medii (calculată cu ajutorul mediilor mobile) a evapotranspirației potențiale cu cea a precipitațiilor (**Fig.1.15**) au rezultat perioadele și valorile **precipitațiilor eficace** la stația Târgoviște (**Tabelul 1.7**).

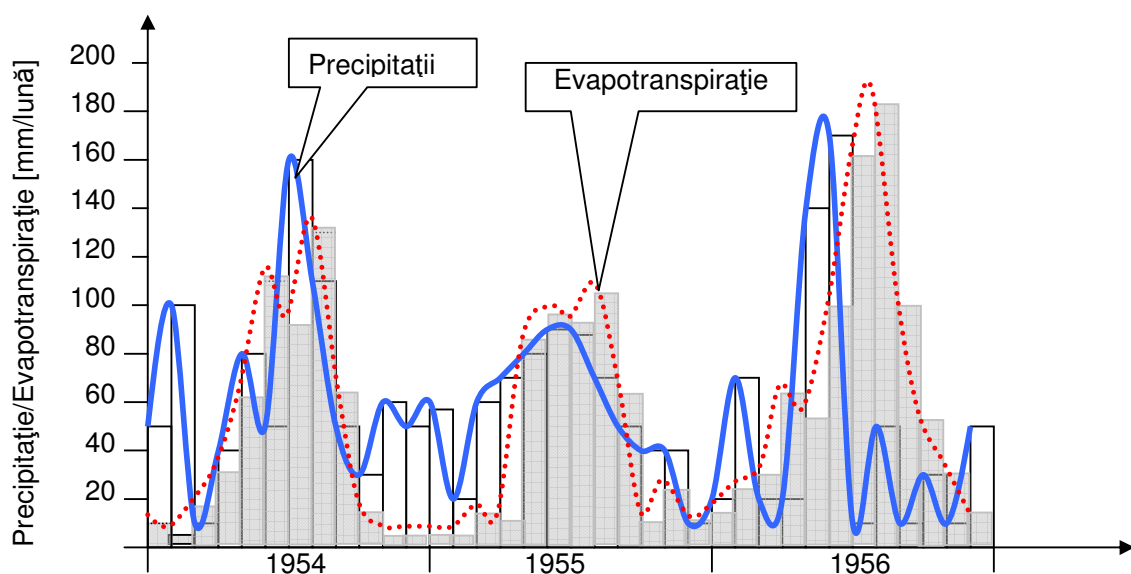


Fig.1.15. Curba medie a precipitațiilor (—) și a evapotranspirației (·····) potențiale lunare la stația Târgoviște.

1.5. Umiditatea aerului

Cantitatea de vapori de apă din aerul atmosferic este rezultatul fenomenului de evaporare a apei prin procese fizice și biologice. **Umiditatea** aerului atmosferic este variabilă în timp și spațiu și contribuie semnificativ la alimentarea apelor subterane prin infiltrare. Fenomenul nu trebuie limitat numai la **atmosfera terestră** ci trebuie extins și la **atmosfera subterană**, respectiv la conținutul în vapori de apă din **zona de aerare**.

Umiditatea aerului se exprimă în diferite forme:

- **umiditatea absolută** (U_a), care reprezintă cantitatea de vapori de apă existentă la un moment dat în atmosferă și se măsoară cu ajutorul **psihrometrelor**, aparate care au două termometre cu mercur identice, unul umed (învelit cu un tifon saturat cu apă) și celălalt uscat:

$$U_a = U_s - c(t_1 - t_2)p_a \quad (1.18)$$

în care

U_s - umiditatea de saturație;

c - coeficient;

t_1 - temperatura în grade Celsius a termometrului uscat;

t_2 - temperatura în grade Celsius a termometrului umed;

p_a - presiunea atmosferică.

- **umiditatea de saturație** (U_s), care reprezintă cantitatea maximă de vapori de apă ce poate fi reținută de atmosferă la o temperatură dată; această noțiune este legată de **punctul de rouă** (de condensare), care desemnează temperatura la care aerul este complet saturat și sub care se produce în mod normal condensarea (**Tabelul 1.8** și **Fig.1.16**);

Tabelul 1.8 Valorile umidității de saturație și temperatura punctului de rouă.

Temperatura de rouă[°C]	0	5	10	15	20	25	30
U_s [g/cm ³]	4,80	5,36	9,40	12,70	17,50	22,80	30,80
U_s [mmcolH ₂ O]	4,56	6,60	9,52	13,20	16,90	22,30	31,40
U_s [mb]	6,17	8,96	12,60	20,60	22,80	30,20	42,50

- **umiditatea relativă** (U_r), este exprimată prin raportul :

$$U_r = \frac{U_a}{U_s} \cdot 100 \text{ [%]} \quad (1.19)$$

și se măsoară cu ajutorul **higrometrelor** sau **higrografelor**, prevăzute cu fire de păr a căror lungime variază cu umiditatea;

- **deficitul de umiditate** (d)

$$d = U_s - U_a \quad (1.20)$$

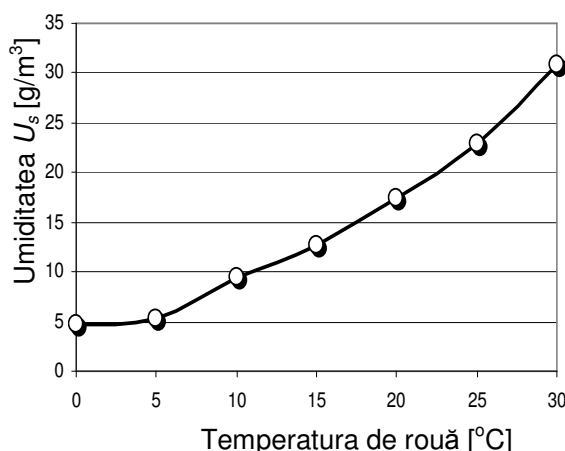


Fig.1.16. Corelația între valorile umidității de saturație și temperatura punctului de rouă.

- **masă a vaporilor de apă** conținuți într-un m³ de aer, adică: **g/m³**;
- **tensiune a vaporilor de apă**, care reprezintă fracțiunea din presiunea atmosferică datorată exclusiv vaporilor de apă, adică **mm.col.Hg**.

Umiditatea absolută a aerului are o mare variabilitate pe verticală, reducându-se la jumătate la o înălțime de 1,5- 2 km și la un sfert la o înălțime de 3-4 km, iar în timpul verii, **umiditatea relativă** are valori mici în vecinătatea solului și crește proporțional cu înălțimea până la 2 – 3 km.

1.6. Date climatice ale teritoriului României

România are un climat **temperat-continental de tranziție** care este situat între clima temperat-oceanică a Europei de vest și cea pronunțat continentală, cu evidente tente de ariditate, a stepelor rusești.

Clima României poartă amprenta unui caracter continental de tip central-european, în spațiul său interferându-se cele două mari componente ale climei temperate: cea oceanică și cea strict continentală. **Poziția geografică** și prezența **lanțului muntos carpatic** având o dublă flexură (în zona Maramureșului și în zona Vrancei) și o bună continuitate cu cel balcanic imprimă climei din România trei **caracteristici specifice**:

- diferență medie de 2°C între temperatura din lunca Dunării și cea din nordul extrem al Moldovei, determinată de reducerea intensității radiației solare dinspre nord spre sud proporțional cu reducerea unghiului de incidență a razelor solare cu suprafața geoidului;

- etajarea climatică pe trepte de relief, pornind de la climatul de câmpie, de podiș și deal, ajungând până la cel al munților foarte înalți, într-o dispunere spațială cvasi-concentrică în raport cu arcul central carpatic;
- diferențe climatice semnificative între teritoriile situate de o parte și de alta a lanțului muntos carpatic datorate rolului de baraj pe care acesta îl joacă pentru masele de aer în mișcare, indiferent de direcția din care vin.

1.6.1. Tipurile de climă

Particularitățile geomorfologice conduc la diferențierea climatului României pe zone geografice:

- climatul temperat-continental de tranziție cu nuanțe **oceanice** în câmpia și dealurile situate la nord de râul Bega, în Munții Apuseni și depresiunea colinară a Transilvaniei;
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe **sub-mediterraneene** în câmpia și dealurile vestice situate la sud de râul Bega, în Munții Banatului, în Podișul Mehedinți și parțial în Câmpia Olteniei;
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe **baltice** în Podișul Suceava și versantul estic al grupei de nord a munților Carpați Orientali;
- climatul temperat-continental de tranziție cu nuanțe de **ariditate** în Câmpia Jijiei, în Podișul Bârladului, în Bărăgan și în Dobrogea continentală (cu excepția litoralului);
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe evidente ale **interferenței circulației atmosferice** cuprinde o arie central-sudică a României, pornind din Subcarpați și Podișul Getic până în câmpia și lunca Dunării, arie delimitată la est de râul Mostiștea și la vest de râul Jiu;
- climatul temperat-continental de tranziție cu influențe **pontice**, numit și climatul litoral, este prezent în zona litorală a Mării Negre, cu o lățime cuprinsă între minimum 15 km și maximum 30 km, precum și în Delta Dunării.

Principalele caracteristici prin care se diferențiază tipurile de climat din România sunt **temperatura** și **precipitațiile**.

1.6.2. Temperatura

Temperatura medie multianuală în România este de 11°C în lunca Dunării și de 8,5°C în Podișul Moldovei.

În planul treptelor de relief, temperatura este distribuită astfel:

- între 9°C și 11°C la câmpie;
- între 8°C și 10°C în podișurile și dealurile joase;
- între 6°C și 8°C în dealurile înalte și munții joși;
- între 0°C și 6°C în munții cu înălțimi medii;
- între -2°C și 0°C în munții înalți, la altitudini mai mari de 2000m.

Din distribuția spațială a temperaturii medii multianuale rezultă o **temperatură medie multianuală** pentru întregul teritoriu al României de **8°C**. Amplitudinea anuală a temperaturilor depășește 20°C.

1.6.3. Precipitațiile

În România, precipitațiile cresc valoric dinspre câmpie spre munte și descresc, în plan orizontal, de la vest la est.

Reducerea rezervei de umiditate, transportată de masele de aer aduse din vestul continentului, este determinată de cedarea unei mari cantități, sub formă de precipitații, datorită efectului munților Carpați, în zona Banatului. Aici se înregistrează o **precipitație medie multianuală de 630 mm** în timp ce pe litoral (în dreptul localității Sulina) aceasta este sub **360 mm**.

Pe trepte de relief, cantitățile medii multianuale de precipitații se dispun astfel:

- sub 400 mm anual în Delta Dunării, pe litoralul Mării Negre și în sudul extrem al Dobrogei continentale;
- între 400 și 500 mm anual în restul Dobrogei, în Bărăgan, în sudul Podișului Moldovei și al Câmpiei Olteniei și în Câmpia Jijiei;
- între 500 și 700 mm anual în centrul și estul Câmpiei Române, în Câmpia de Vest, în depresiunea colinară a Transilvaniei și în centrul și nordul Podișului Moldovei;
- valori de 700-1000 mm se înregistrează în Subcarpați, zonele joase ale munților Carpați Occidentali precum și în munții Carpați Orientali de altitudine mijlocie;
- între 1000 și 1200 mm anual în masivele muntoase carpatice cu altitudini cuprinse între 1000 și 2000m, exceptând munții Carpați Occidentali unde înălțimea de referință se oprește la 1600m;
- valori mai mari de 1200 mm anual (ajungându-se în unii ani la 1400mm în masivele Retezat, Făgăraș și Rodna) se înregistrează în toate masivele muntoase mai înalte de 2000 m din munții Carpați Meridionali și de 1600m din munții Carpați Occidentali.

Din analiza distribuției spațiale a precipitațiilor rezultă o creștere a gradului de continentalitate de la vest spre est. În regiunile colinare și muntoase, această zonalitate în plan orizontal este modificată de zonarea verticală care are o mare influență în formarea zonelor de umiditate pe teritoriul României.

Cantitatea **medie multianuală de precipitații** la nivelul întregii țări a fost evaluată la **638 mm anual**, ceea ce reflectă o continentalitate ridicată și o umiditate relativ redusă.

Pe baza regimului **termic** și a regimului **pluviometric** se evaluează alimentarea prin **infiltrare** a apelor subterane, infiltrare cuantificată prin intermediul **modulului de infiltrare atmosferică** (w_a).

Modulul de infiltrare atmosferică (w_a) reprezintă cantitatea de apă infiltrată pe unitatea de suprafață și în unitatea de timp, iar valoarea lui se exprimă în **mm/an**.

Pentru condiții hidrogeologice favorabile formării acviferelor (adică formațiuni acoperitoare nisipoase - argiloase), infiltrarea totală poate fi de 15% până la 20% din precipitație. În cazul valorilor extreme ale precipitațiilor din România, rezultă că:

- pentru $X_{\min} = 360 \text{ mm/an}$, $w = 0,20 \times 360 = 72 \text{ mm/an}$;
- pentru $X_{\max} = 1200 \text{ mm/an}$, $w = 0,20 \times 1200 = 240 \text{ mm/an}$.

Raportul de 3,3 dintre valorile extreme ale infiltrației evidențiază, la scara unei compensări anuale în condiții hidrogeologice favorabile, **alimentarea semnificativă prin infiltrare a apelor subterane din România**, dar și o variație importantă a acestui proces, în funcție de repartitia precipitațiilor.