

Faza gazowa gleby



Porowatość powietrzna (gazowa)

Powietrze glebowe wypełnia przestrzeń wolne w glebie i określa stan napowietrzenia gleby

Zawartość powietrza w glebie wyraża stosunek objętości porów do objętości gleby

$$n_a = V_a/V$$

wyraża ją również zależność:

$$n_a = n - W_o$$

gdzie

n – porowatość całkowita

W_o – wilgotność objętościowa



Porowatość powietrzna

- ❖ Waha się w granicach od 0 (tereny zabagnione) do n (silnie przesuszone gleby).
- ❖ Jest parametrem bardzo dynamicznym - zmienia się w czasie (opady, zmiany sezonowe) i w przestrzeni (zmiany z głębokością - zwykle spadek).
- ❖ Powietrze glebowe wypełnia pory większe niż woda glebowa (komplementarność).



Krytyczna porowatość gazowa $n_{a,kryt}$

Zawartość powietrza poniżej, której pojawiają się trudności w oddychaniu gleby.

Wartość krytycznej porowatości gazowej $n_{a,kryt} = 0,10$

Poniżej $n_{a,kryt}$ powietrze glebowe nie tworzy ciągłych połączeń co uniemożliwia wymianę gazową między glebą a atmosferą.

Stan gleby charakteryzuje się utrudnieniem oddawania CO_2 do atmosfery, co powoduje zakwaszenie.



Skład chemiczny powietrza glebowego

Zależy od:

- zróżnicowania aktywności biologicznej gleby,
- intensywności wymiany gazowej z atmosferą.

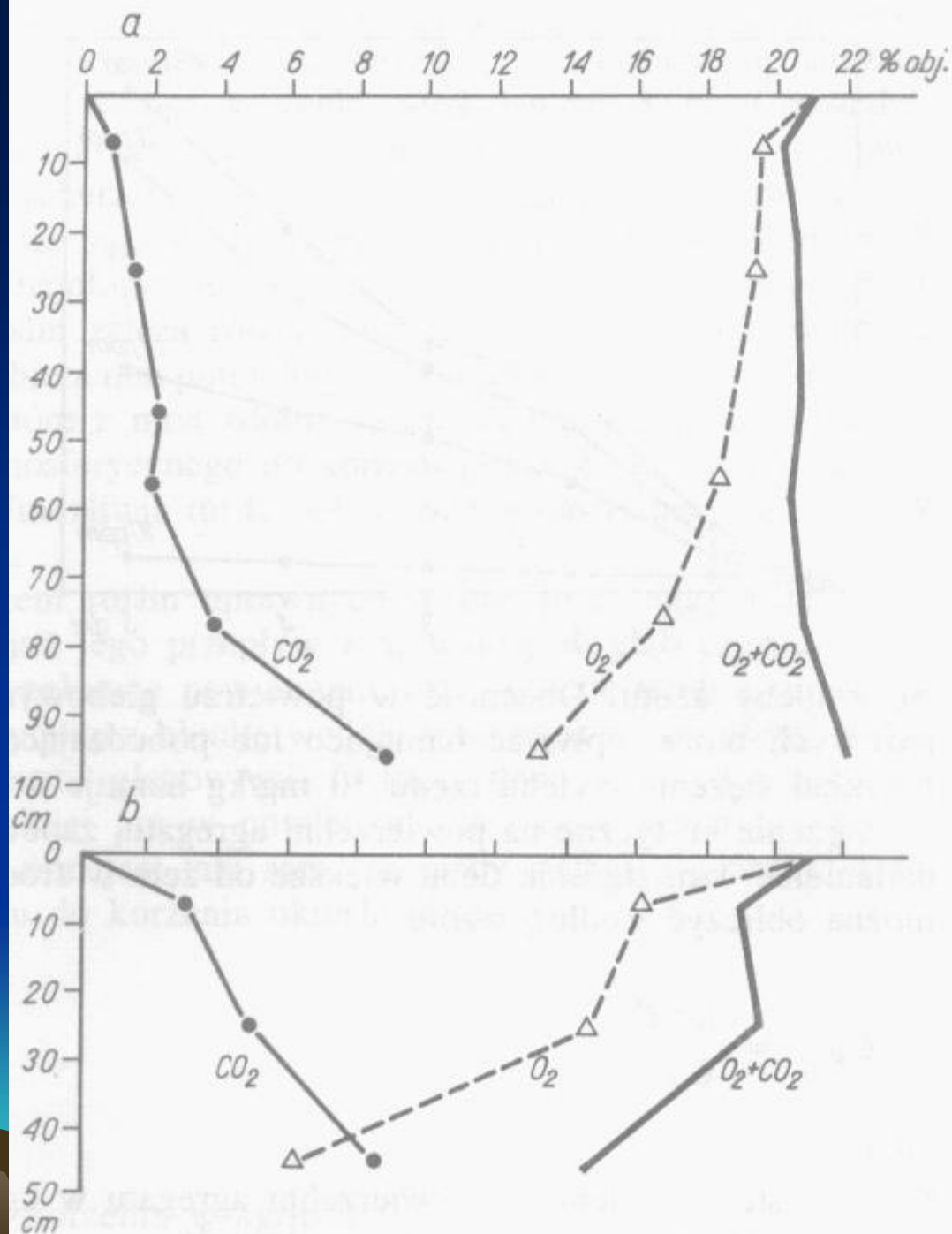
Główne składniki: tlen, azot, ditlenek węgla, para wodna.
W mniejszych ilościach: metan, etylen, podtlenek azotu, siarkowodór, amoniak, wodór, tlenek węgla.

Ilość O_2 w powietrzu glebowym wynosi 15-20%,
Ilość CO_2 zwykle kilka %.

Skład powietrza glebowego zależy od natlenienie gleby.



Zawartość O_2 i CO_2 w
profilu gleby łąkowej
a) poziom wody gruntowej
150 cm,
b) poziom wody gruntowej
85 cm (wg Stępniewskiego)



Formy pierwiastków

W zależności od natlenienia trzy główne pierwiastki chemiczne budujące substancję organiczną przyjmują różne formy:

Pierwiastek	Forma występowanie w glebach	
	natlenionych	niedotlenionych
Węgiel	CO_2	CH_4 C_2H_2
Azot	NO_3^-	N_2 , NH_3 , N_2O , NO_2^-
Siarka	SO_4^{2-}	H_2S , SO_3^{2-}

(Gleboznawstwo, red Zawadzki, 1999).



Natlenienie gleb w skali makro i mikro

- Obok porów międzyagregatowych (skala makro) występują pory wewnątrzagregatowe (skala mikro).
- Skład powietrza w obu tych typach porów może się istotnie różnić. W tej samej glebie obok miejsc dobrze natlenionych mogą istnieć obszary niedotlenione.



Niedotlenienie gleb

- ❖ Świadczy o nim pojawienie się CH_4 i H_2S
- ❖ CH_4 pojawia się w glebach zalanych wodą (tereny bagienne, pola ryżowe). W glebach uprawnych może pojawiać się w głębszych partiach lecz jego stężenie nie przekracza kilku ppm. Może ulec mikrobiologicznemu utlenieniu w glebie.
- ❖ Występowanie etylenu nie ma odniesienia do natlenienia. Może on pojawiać się nawet przy stężeniu $\text{O}_2 > 15\%$.
- ❖ N_2O może powstawać w każdym stanie natlenienia (w warunkach tlenowych podczas nitryfikacji, w warunkach beztlenowych podczas denitryfikacji).



Aktywność respiracyjna gleby

- ❖ Gleba pobiera O_2 (procesy rozkładu materii organicznej) i wydziela CO_2 – oddychanie glebowe
- ❖ Miarą aktywności respiracyjnej jest intensywność pobierania tlenu (pomiar BZT_5) bądź intensywność wydzielania CO_2 .
- ❖ Wpływa na zmianę składu powietrza glebowego
- ❖ BZT_5 gleb uprawnych – ok. 200 mg/l



Iloraz oddychania

Stosunek wydzielonego CO₂ i pobranego O₂.

$$I = \frac{V_{CO_2}}{V_{O_2}}$$

Na podstawie wartości ilorazu oddychania, można wnioskować o procesach zachodzących w glebie.



Sumaryczny zapis reakcji oddychania tlenowego



Iloraz oddychania zależy od:

- rodzaju substratu węglowodany $I=1$, białka $I = 0.8$, tłuszcze $I=0.7$

- typu przemiany:

warunki tlenowe $I \leq 1$,

warunki beztlenowe $I > 1$, gdyż funkcje utleniacza spełnia nie tlen gazowy lecz utlenione związki azotu, manganu, żelaza, siarki.

Część CO_2 powstaje więc w efekcie przemian beztlenowych, które można przedstawić następująco:



Czynniki determinujące aktywność respiracyjną

1. Wilgotność - wzrost wilgotności do pewnej wartości powoduje wzrost pobrania tlenu (rozwój populacji mikroorganizmów) po przekroczeniu maksimum aktywność zaczyna spadać (nadmiar wody organiczna dostęp tlenu do komórek - bariera fizyczna).

Znaczące obniżenie aktywności respiracyjnej następuje dopiero wtedy, gdy zawartość tlenu w bezpośrednim sąsiedztwie komórek mikroorganizmów lub korzeni jest $< 1\%$ w fazie gazowej.

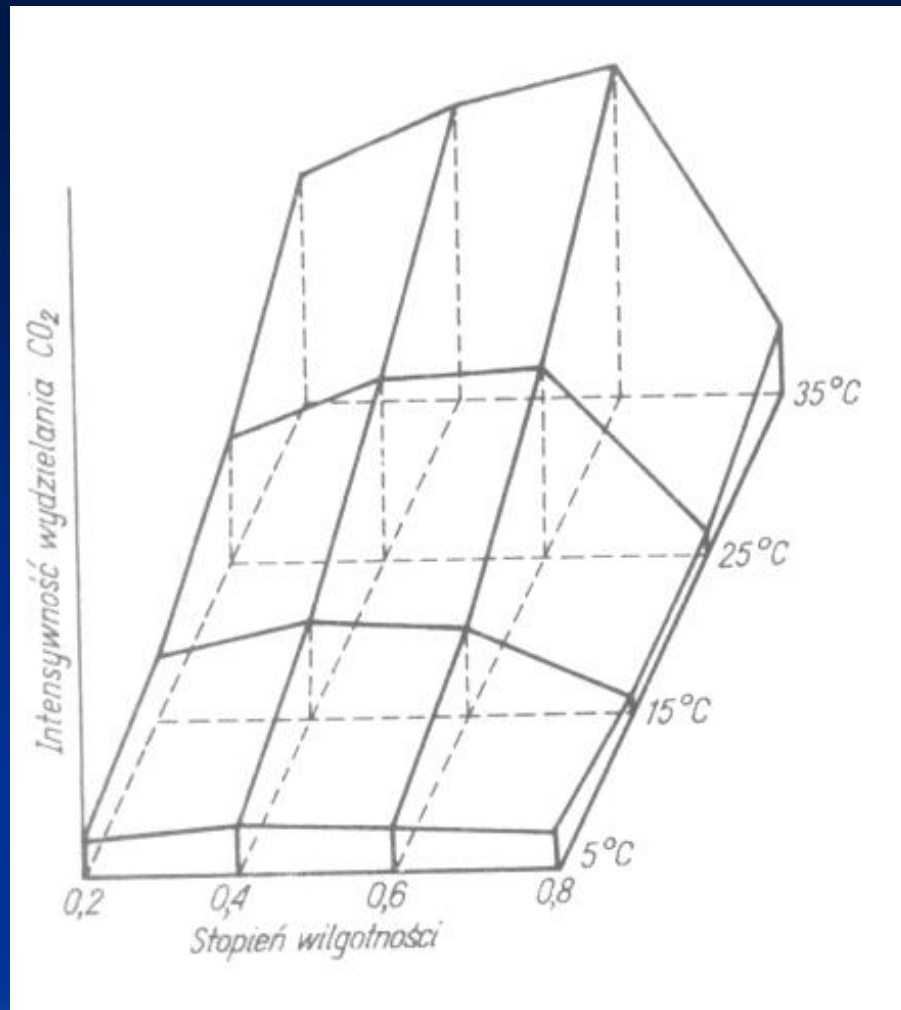
Glebę można uznać za natlenioną gdy zawartość tlenu na powierzchni komórek przekracza 1% co jest zapewnione gdy zawartość O_2 w powietrzu glebowym jest wyższa.



Czynniki determinujące aktywność respiracyjną, c.d.

2. **Temperatura** - wzrost o 10°C powoduje zwykle 3-krotny wzrost aktywności respiracyjnej
3. **Nawożenie organiczne i mineralne**: powoduje 2-3 krotny wzrost aktywności respiracyjnej.
4. **Pokrywa roślinna**: okres największego przyrostu biomasy wyraża się nawet kilkukrotnym wzrostem aktywności respiracyjnej.
5. **Zabiegi spulchniające**: wzrost aktywności spowodowany lepszą wymianą gazową.





Zależność aktywności respiracyjnej od wilgotności i temperatury (wg Tamma i Krzyscha)

Zmiany aktywności w profilu glebowym i w czasie

- Pomiar respiracji prowadzi się podobnie do pomiaru BZT, określając biochemiczne zapotrzebowanie na tlen w ciągu 5 lub 7 dni.
- Aktywność respiracyjna jest najwyższa w poziomie próchnicznym i spada wraz z głębokością.
- Zapotrzebowanie na tlen w poziomie próchnicznym w przeliczeniu na suchą masę gleby, wynosi **0,2-10 mg kg⁻¹ h⁻¹**.
- Całkowite pobranie tlenu przez cały profil glebowy, przypadające na jednostkę powierzchni w okresie letnim waha się od **30 do 300 kg ha⁻¹doba⁻¹**.
- Rocznie 1 ha gleby pobiera więc **do kilkunastu ton O₂** i wydziela podobną ilość CO₂



WYMIANA GAZOWA W GLEBIE

Wymiana obejmuje:

- dopływ gazu do gleby,
- odprowadzenie gazu.

Od ciągłości i intensywności wymiany zależy skład powietrza i natlenienie korzeni.

Mechanizmy wymiany gazowej w glebie:

1. DYFUZJA

2. PRZEPŁYW LEPKI



Dyfuzja gazów w glebie

Przepływ dyfuzyjny (zapewnia 90% całkowitej wymiany gazowej między glebą a atmosferą oraz 100% przemieszczania się gazów w fazie ciekłej wokół korzeni i wewnątrz nasyconych wodą agregatów glebowych).

- Dyfuzja stężeniowa – różnice stężeń gazów powstające w wyniku aktywności biologicznej powodują przepływ gazów proporcjonalny do gradientu stężeń i współczynnika dyfuzji gazów charakterystycznego dla danego ośrodka porowatego. Opisuje to **I prawo Ficka**

$$F_x = - D \frac{dC}{dx}$$

Gdzie:

F_x – strumień przepływu gazu [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$],

D - współ. dyfuzji gazu w glebie [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]

C – stężenie [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]

x – głębokość [m]

Współczynnik dyfuzji gazu w glebie

- Charakteryzuje właściwości ośrodka glebowego.
- Zależy od objętości porów zajętych przez powietrze, ich kształtu, długości, ciągłości
- Najczęściej podaje się **względny współczynnik dyfuzji D/D_0** , czyli stosunek współ. dyfuzji w glebie do współ. dyfuzji w powietrzu atmosferycznym, mierzony w tych samych warunkach temperatury i ciśnienia.
- D/D_0 nie zależy od rodzaju gazu, jest wartością bezwymiarową, **mniejszą od 1** (im mniejszy tym trudniejsza dyfuzja).
- Współczynnik dyfuzji nie zależy od wielkości kapilar ani porów (w odróżnieniu od przepuszczalności powietrznej, która jest zależna od kwadratu promienia porów), pod warunkiem, że średnica tych porów jest większa od średnicy drogi swobodnej cząstek.



D/D_o a porowatość

Zależność współczynnika dyfuzji od porowatości powietrznej opisuje równanie:

$$D/D_o = b \times n_a^c$$

Gdzie:

n_a - porowatość powietrzna

b, c – współczynniki charakteryzujące kształt porów, ich ciągłość i krętość (gleby o strukturze gruzełkowej lub piaszczyste $b=1$ $c=2$, gleby ciężkie $b=3$, $c=3$)



Wartości D_o

Wartości D_o powietrzu

$$D_o \text{ dla } O_2 = 1,8 \cdot 10^{-5} \text{m}^2\text{s}^{-1} (20^\circ\text{C})$$

$$D_o \text{ dla } CO_2 = 1,5 \cdot 10^{-5} \text{m}^2\text{s}^{-1} (20^\circ\text{C})$$

Wartości D_o w glebie całkowicie nasyconej wodą

$$D = 0,6n D_{ow}$$

n - porowatość całkowita

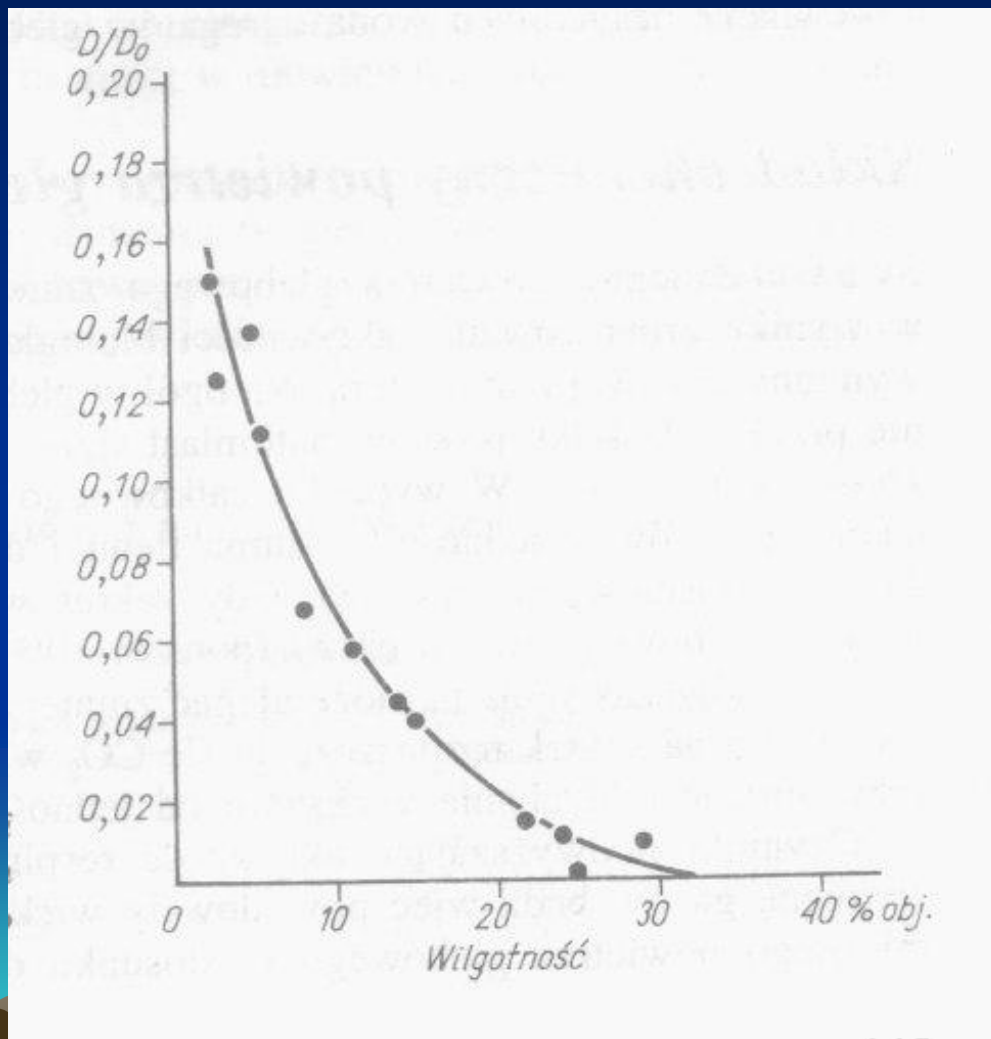
D_{ow} – współ. dyfuzji w czystej wodzie, dla $O_2 = 2,4 \cdot 10^{-9} \text{m}^2\text{s}^{-1} (20^\circ\text{C})$

Dyfuzja gazów w wodzie przebiega ok. 10 000 razy wolniej niż w fazie gazowej, co wpływa na powstawanie dużych różnic stężeń tlenu w agregatach glebowych i wokół korzeni roślin, w odległościach nawet rzędu 1mm.



D/D_0 a wilgotność

- Wzrost wilgotności (spadek pF) powoduje obniżenie współczynnika dyfuzji



Zależność D/D_0 od wilgotności
dla gleby o składzie
granulometrycznym piasku
gliniastego (wg
Stępniewskiego)

Prawo zachowania masy

Zmiana ilości gazu dyfundującego w jednostce objętości gleby (dG) w czasie (dt) równa jest zmianie zachodzącej w przepływie $d(F_x)$ na drodze dx pomniejszonej o jednostkową konsumpcję lub powiększonej o produkcję (q).

$$\frac{dG}{dt} = - \frac{d(F_x)}{dx} \pm q$$

W określonej warstwie profilu glebowego (gdy można przyjąć że D , n_a , q , W_0 są stałe stosuje się uproszczone równanie, które po założeniu, że D jest niezależne od C w zakresie stosowalności prawa Ficka i po pominięciu rozpuszczalności gazu w fazie ciekłej ma postać:

$$\frac{dC}{dt} = \frac{D}{n_a} \frac{d^2 C}{dx^2} \pm \frac{q}{n_a}$$

Gdzie:

D/n_a – współczynnik dyfuzji w porach suchych

Przy braku aktywności respiracyjnej $q = 0$ otrzymujemy

II prawo Ficka

$$\frac{dC}{dt} = \frac{D}{n_a} \frac{d^2 C}{dx^2}$$

2. PRZEPŁYW LEPKI

- ❖ Oprócz gradientu stężeń na przepływ gazów w glebie może wpływać **gradient ciśnień**.
- ❖ Ten typ wymiany ma znaczenie głównie w powierzchniowej warstwie gleby.
- ❖ Przepływ ten opisywany jest **równaniem Darcy**



$$\frac{dV}{dt} = -A \frac{k}{\eta} \frac{dp}{dx}$$

Gdzie:

$\frac{dV}{dt}$ - objętościowa prędkość przepływu [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$],

A - pole przekroju o środka porowatego,

η - dynamiczna lepkość gazu [$\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$]

$\frac{dp}{dx}$ - gradient ciśnień [Pa m^{-1}] lub [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-2}$]

k - przepuszczalność gazowa [m^2]

O zmianach ciśnienia decydują

- **zmiany temperatury:** różnice temp. dnia i nocy. W nocy gleba ochładza się wolniej niż atmosfera. Powietrze glebowe ma większą objętość i dostaje się do atmosfery, w dzień powietrze atmosferyczne łatwiej się ogrzewa jest więc wpychane do gleby. Taka wymiana gazowa ma niewielkie znaczenie 0,2-0,4% całkowitej aeracji głębszych partiach gleby.
- **ciśnienie atmosferyczne**, ma znaczenie jedynie w glebach z głębokim poziomem wody gruntowej i lekkich. Stanowi do 4 % całkowitej aeracji, ale tylko w powierzchniowej części.
- **nasilenie wiatru** – 0,03-0,1 % całkowitej aeracji.
- **wsiąkanie wody opadowej** – woda wypełnia pory wypierając z nich powietrze glebowe, a następnie przemieszczając się w głąb zasysa powietrze z atmosfery. Równocześnie niesie zapas tlenu rozpuszczonego w głębsze części gleby.
- **wahania zwierciadła wód gruntowych** – działanie podobne do pompki. Przy podnoszeniu się poziomu następuje wpychanie powietrza glebowego, przy obniżaniu zaś zasysanie powietrza atmosferycznego. Dostarcza do 10% tlenu.



Dostępność tlenu dla korzeni roślin

Natlenienie gleby jest wypadkową procesów biologicznych i chemicznych mających miejsce w glebie oraz procesów fizycznych umożliwiających wymianę gazową w układzie: atmosfera – gleba – korzenie.

Wpływ niedotlenienia na rośliny:

- bezpośredni**- brak tlenu- zatrzymanie oddychania komórkowego
- pośredni** – nagromadzenie CO_2 w stężeniu ponad 10% jest szkodliwe, przemiany beztlenowe prowadzą do denitryfikacji związków azotu i strat azotu powodowanych uwalnianiem się N_2 do atmosfery, powstają związki toksyczne, np. jony Mn^{2+} , Fe^{2+} , CH_4).

Rośliny pobierają tlen do oddychania korzeni z powietrza glebowego (tylko niektóre mają zdolność pobierania go z powietrza atmosferycznego do korzeni przez łodygę - ryż, rośliny bagienne-mogą funkcjonować przy całkowitym zalaniu gleby wodą).



Etapy dyfuzji tlenu do korzeni

- **makrodyfuzja** – z atmosfery w głąb gleby przez pory, dyfuzja w profilu glebowym
- **mikrodyfuzja** – w gruzełkach glebowych oraz z powietrza glebowego przez błonkę wodną do korzenia. Opór dyfuzyjny stawiany przez błonkę wodną o grubości 0,1 mm jest taki sam jak suchej gleby o grubości 1m.



Dopływ dyfuzyjny tlenu do korzenia określa równanie

$$F = \frac{D'(C_z - C_a)}{a \ln[1 + \frac{d}{a}]}$$

Gdzie:

F - dopływ O_2 do korzenia [$m^3m^{-2}s^{-1}$],

D' – współczynnik dyfuzji tlenu przez błonkę wodną otaczającą korzeń

a - promień korzenia [m]

d- efektywna grubość błonki wodnej [m]

C_z – stężenie tlenu na zewnątrz błonki wodnej [m^3m^{-3}]

C_a – stężenie tlenu na powierzchni korzenia [m^3m^{-3}]



Dyfuzja tlenu do korzeni roślin

Rośliny zaspokajają zapotrzebowanie na tlen gdy stężenie O_2 na powierzchni korzenia jest wyższe **niż $4 \cdot 10^{-6}$ mola (1% w powietrzu)**. Jednak krytyczna wartość tlenu w powietrzu może być dużo wyższa. Zależy to od wilgotności gleby i jej struktury.

Dostępność tlenu dla korzeni mierzy się metodą elektrometryczną (na elektrodzie platynowej, spolaryzowanej ujemnie, umieszczonej w glebie następuje redukcja tlenu. Prędkość tej redukcji świadczy o możliwości pobierania tlenu przez korzenie. Zmierzona w ten sposób wielkość nazywa się **natężeniem dyfuzji tlenu (ODR)**.

$ODR > 70 \mu g m^{-2}s^{-1}$ wartość korzystna dla roślin

$ODR 35 \text{ do } 70 \mu g m^{-2}s^{-1}$ częściowe niedotlenienie korzeni, mniejszenie tempa wzrostu

$ODR < 35 \mu g m^{-2}s^{-1}$ – zahamowanie wzrostu,



Poprawa warunków powietrznych gleb

- ❖ Drenowanie – zmiana warunków wodno-powietrznych, zwiększenie przewietrzania, zmniejszenie uwilgotnienia, wzrost strefy aeracji, wzrost ODR.
- ❖ Agro- i fitomelioracja – zwiększenie porowatości powietrznej poprzez zmianę struktury gleby (na struktura gruzełkowata), rozkruszanie zbitych warstw podornych, zapobieganie zaskorupieniu warstw powierzchniowych.



WŁAŚCIWOŚCI WODNE GLEB

ŹRÓDŁA WODY W GLEBIE:

- opady atmosferyczne,
- kondensacja pary wodnej,
- podsiąg od wód gruntowych,
- nawadnianie.



SIŁY DZIAŁAJĄCE NA WODĘ GLEBOWĄ

Siły elektrostatyczne - pochodzące od niezobojętnionych ładunków elektrycznych występujących na powierzchni cząstek gleby. Decydują o istnieniu wody molekularnej.

Siły kapilarne – powstające na granicy trzech faz, jako efekt działania napięcia powierzchniowego (na granicy fazy ciekłej i gazowej) oraz zjawisk towarzyszących zwilżaniu (na granicy fazy ciekłej i stałej). Decydują o istnieniu wody kapilarnej.

Siły osmotyczne – powstają wskutek różnic w koncentracji roztworów w otoczeniu cząstek glebowych. Wpływają na kierunek ruchu wody.

Siła grawitacji- skierowana pionowo w dół, Ujawnia się głównie przy dużych wilgotnościach, gdyż przy małych jest równoważona przez siły kapilarne.

Siła ssąca korzeni

Całkowita siła wiążąca wodę z glebą nazywa się **siłą ssącą gleby** lub **potencjałem wody glebowej** (w ujęciu termodynamicznym).



POSTACIE WODY GLEBOWEJ

FORMY WODY GLEBOWEJ (kryterium - rodzaj i wielkość sił działających na wodę w glebie):

- **woda w postaci pary wodnej**
- **woda molekularna**
 - higroskopijna
 - błonkowata
- **woda kapilarna**
 - kapilarna właściwa
 - kapilarna przywierająca (zawieszona)
- **woda wolna**
 - infiltracyjna
 - gruntowo-glebowa
- **woda w postaci ciała stałego**
- **woda konstytucyjna** – wchodząca w skład związków chemicznych



Ad 1) Woda w postaci pary wodnej

Wchodzi w skład powietrza glebowego, pozostaje w równowadze dynamicznej z wodą znajdującą się w stanie ciekłym.

Przemieszczanie się pary wodnej

- wymiana z parą wodną w powietrzu - gdy prężność pary wodnej w powietrzu jest mniejsza niż p.p.w. w glebie to gleba wysycha, gdy jest większa to gleba pochłania wodę z powietrza atmosferycznego.
- na zasadzie różnicy prężności w sąsiednich porach glebowych (od ciśnienia wyższego do niższego, czyli od obszarów wilgotniejszych do bardziej suchych).
- pod wpływem gradientu temperatury - wzrost temperatury powoduje wzrost prężności pary wodnej w pewnej części gleby, a tym samym jej dyfuzję w kierunku temperatury niższej.



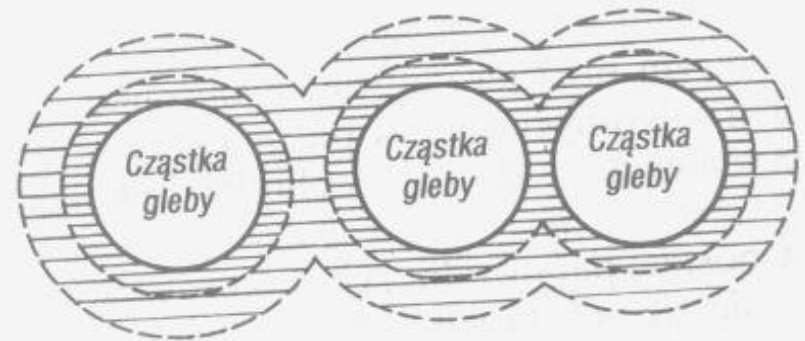
Ad 2) woda molekularna

Dipole wodne łączą się z cząstkami fazy stałej siłami adhezji. Przyczynami adhezji są siły Van der Waalsa oraz hydratacja kationów wymiennych kompleksu sorpcyjnego.

Największa ilość wody, która może być związana tymi siłami nazywa się ***molekularną pojemnością wodną gleby***.

WODA HIGROSKOPOWA - bezpośrednio przylegająca do cząstki fazy stałej. Niedostępna dla roślin (siły molekularne przewyższają siłę ssącą korzeni). Nie porusza się w glebie, nie rozpuszcza soli, ulega odparowaniu dopiero w 105°C, jej temperatura zamarzania jest mniejsza od 0°C

WODA BŁONKOWATA - związana jest siłami molekularnymi przez zewnętrzne warstwy wody higroskopowej. Tylko jej część może ulegać przemieszczaniu się w glebie i być dostępna dla roślin (przedział wody bardzo trudno dostępnej).



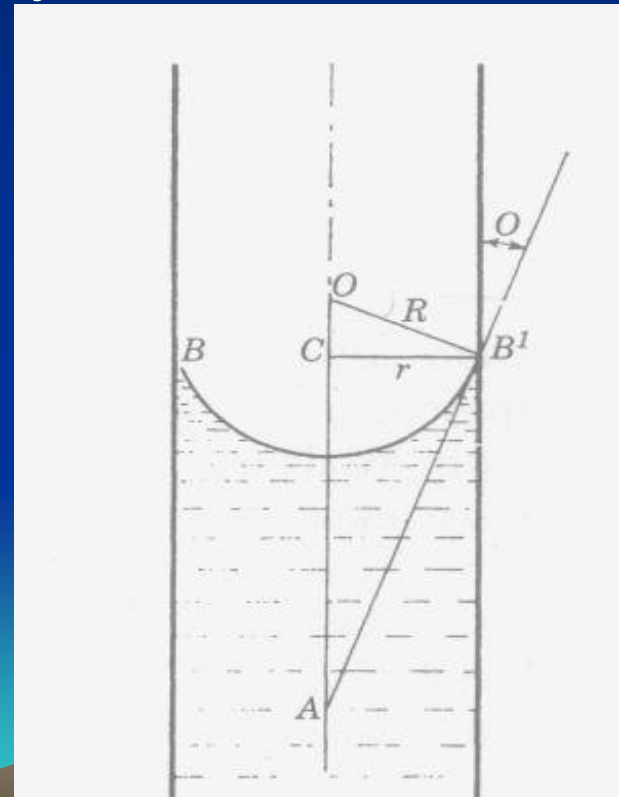
Ad 3) Woda kapilarna

Występuje w przestrzeniach wolnych o średnicach rzędu dziesiątych lub setnych mm

Siły kapilarne (włoskowate) objawiają się wciąganiem lub wypychaniem cieczy z kanalików glebowych.

$$P_s = \frac{2 \sigma}{R}$$

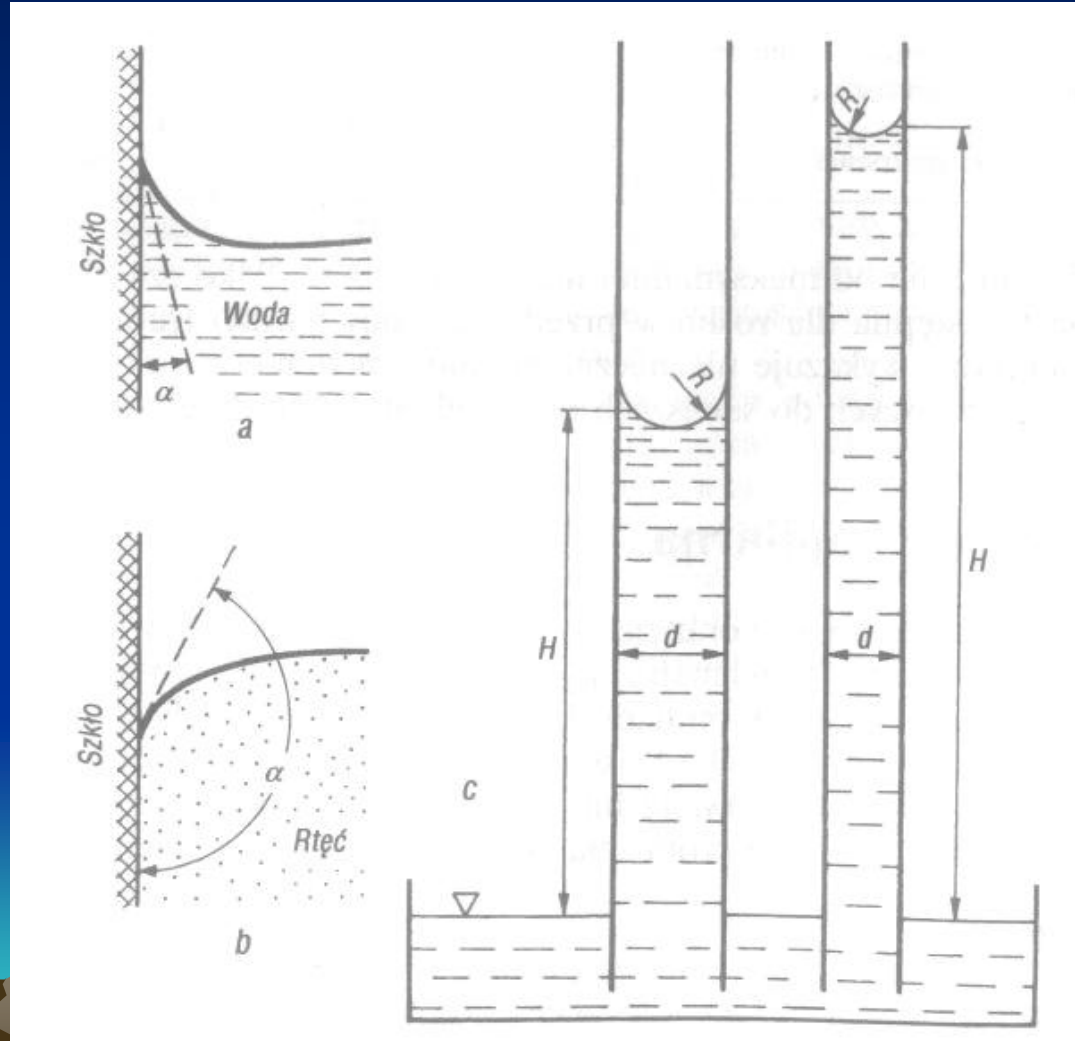
gdzie: P_s – ciśnienie kapilarne
 σ - napięcie powierzchniowe cieczy
 R - promień krzywizny menisku



Ad 3) Woda kapilarna

Menisk (w zależności od zwilżalności ścianek kapilary):

- wklęsły (gdy są zwilżalne)
- wypukły (gdy są niezwilżalne)



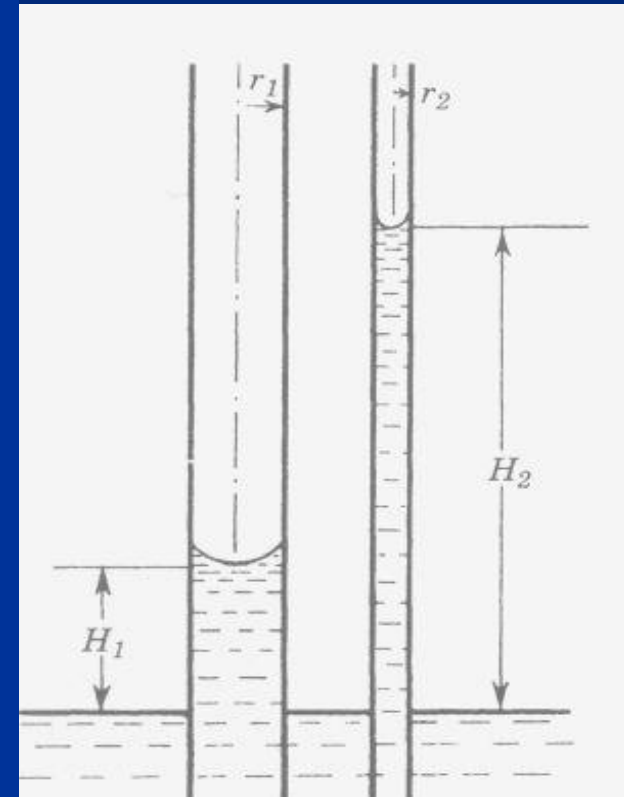
Ad 3) Woda kapilarna

Podsiąk kapilarny (mierzony wysokością słupa cieczy, który równoważy ciśnienie kapilarne).

Układ gleba-woda, jak woda – szkło (menisk wklęsły, zjawisko zwilżania).

$$H = \frac{4 \sigma \cos \alpha}{\rho_w r g}$$

Gdzie: H - wysokość słupa wody
 σ - napięcie powierzchniowe wody
 ρ_w - gęstość wody
 g - przyspieszenie ziemskie
 r - średnica kapilary
 α - kąt zwilżania



Ad 3) Woda kapilarna

Skrócony wzór dla gleb:

$$H = \frac{0,3}{d}$$

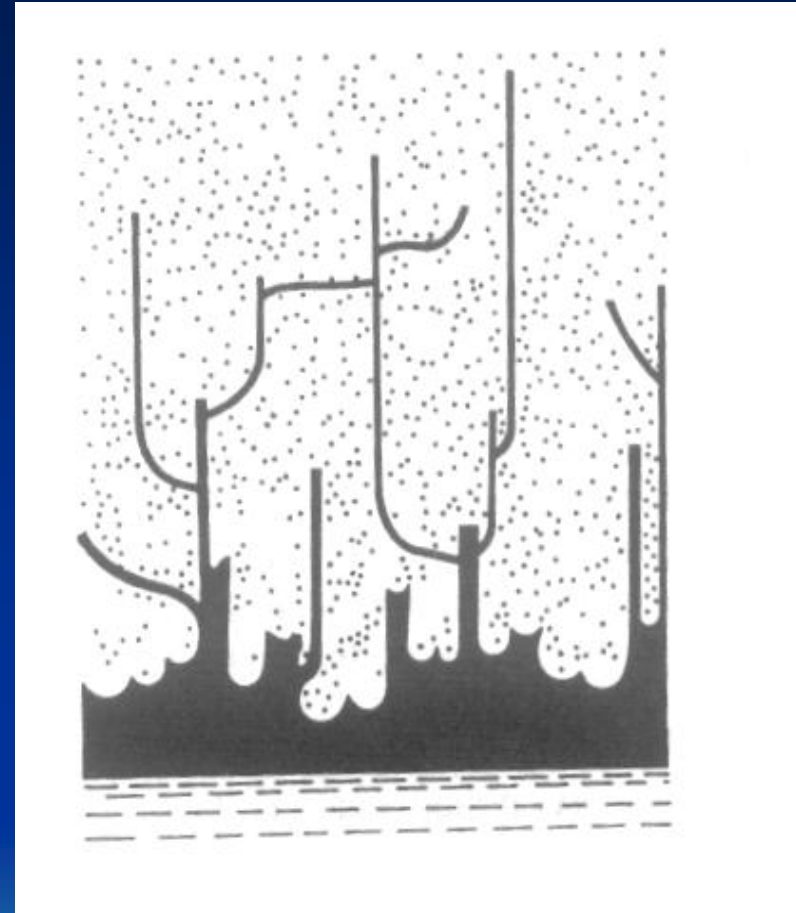
przy przyjęciu, że $g = 981 \text{ cm/s}^2$,
 $\alpha = 0^\circ$, $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$, $\sigma = 74 \text{ dyn/cm}$

Woda kapilarna właściwa –

- **zamknięta** (sięga do wysokości, do której woda wypełnia wszystkie kapilarne pory glebowe)
- **otwarta** (sięga wyżej, tylko drobniejsze pory są wypełnione wodą pochodzącą z podsiąku, resztę wypełnia powietrze glebowe).

Woda kapilarna zawieszona (przywierająca) –

wypełnia kapilary, ale nie ma kontaktu z wodą gruntową.



Ad 3) Podsiąg kapilarny

Tabela 5.8

Przykłady wysokości (podsiągu) kapilarnego w niektórych frakcjach i utworach glebowych według różnych badaczy

Beskow		Atterberg			Mieczyński	
Frakcja Ø w mm	Wysokość podsiąkania kapilarnego cm	Frakcja Ø w mm	Maksymalna wysokość podsiąkania kapilarnego cm	Liczba dni potrzebnych do uzyskania maksymalnego podsiąkania kapilarnego	Utwór glebowy	Wysokość użytecznego podsiąkania kapilarnego cm
20—6	poniżej 1	5—2	4	3	piasek drobny wiślany	30
6—2	1—3	2—1	6	4	piasek bardzo drobny trzeciorzędowy	100
2—0,6	3—10	1—0,5	13	4	less	200
0,6—0,2	10—30	0,5—0,2	25	8		
0,2—0,006	30—100	0,2—0,1	43	8		
0,006—0,02	100—300	0,1—0,05	106	72		
0,02—0,006	300—1000	0,05—0,02	200	—		
0,006—0,002	1000—3000					
poniżej 0,002	powyżej 3000					

Podsiak kapilarny

Średnica cząstek (mm)	Podsiak kapilarny (m)	
	po 24 godz.	maksymalny
2-1	0,05	0,06
1-0,5	0,11	0,13
0,5-0,2	0,21	0,24
0,2-0,1	0,37	0,43
0,1-0,05	0,53	1,05
0,05-0,02	1,15	1,86
0,02-0,01	0,48	2,43
0,01-0,005	0,28	doświadczalnie
0,005-0,002	0,14	trudne
0,002-0,001	0,05	do określenia

Ad 4) Woda wolna

Wypełnia pory większe od kapilarnych, przemieszcza się pod wpływem siły grawitacji.

Występuje jako:

- woda infiltracyjna (przesiākająca, grawitacyjna) - po obfitych opadach atmosferycznych. Wypełnia makropory.

- woda gruntowo-glebowa, gdy woda przesiaākająca napotyka na warstwę nieprzepuszczalną wówczas tworzy się nad nią poziom wodonośny.

Jest to woda podziemna w obrębie profilu glebowego lub poniżej niego, ale na tyle płytko, że podsiaāk kapilarny sięga do gleby

Płytko zalegająca woda gruntowa, która podlega dobowym zmianom temperatury, której zasięg podsiaāku kapilarnego łączy się z zasięgiem parowania nazywa się **wodą zaskórną**.



WILGOTNOŚĆ GLEBOWA

Wilgotność wagowa – wyrażony w % stosunek masy wody zawartej w glebie do masy fazy stałej gleby.

$$W = \frac{M_w}{M_s} \cdot 100\%$$

Gdzie:
W- wilgotność wagowa
M_w – masa wody
M_s – masa fazy stałej gleby

Wilgotność objętościowa – wyrażony w % stosunek objętości wody do objętości całej próbki glebowej.

$$W_o = \frac{V_w}{V}$$

Gdzie
W_o – wilgotność objętościowa
V_w – objętość wody
V - objętość gleby



WILGOTNOŚĆ GLEBOWA

Stopień wilgotności – stosunek objętości wody w glebie do całkowitej objętości przestrzeni wolnych w glebie.

Waha się od 0 (tylko faza stała i gazowa) do 1 (tylko faza stała i ciekła)

$$S_w = \frac{V_w}{V_p}$$

Gdzie: S_w - stopień wilgotności

V_w – objętość wody

V_p - objętość przestrzeni wolnych



POMIARY WILGOTNOŚCI GLEBOWEJ

Metoda suszarkowa (laboratoryjna) - ocena utraty masy gleby podczas suszenia w temperaturze 105°C przez 1 dobę (odparowanie wody kapilarnej i molekularnej błonkowej).

Metoda reflektometrii w domenie czasu (TDR - Time Domain Reflectometry) polowa - pomiar prędkości rozchodzenia się impulsu elektromagnetycznego w badanym ośrodku, która to prędkość zależy od stałej dielektrycznej ośrodka.

Woda ma względnie stałą dielektryczną (ok. 81), dużo większą od stałej dielektrycznej fazy stałej gleby (ok. 4) i powietrza glebowego (ok. 1). Zawartość wody istotnie modyfikuje stałą dielektryczną i wpływa na prędkość propagacji fali elektromagnetycznej.

Aparat mierzy czas rozchodzenia się fal w warstwie gleby. Im szybsze rozchodzenie się fal tym większa wilgotność.



RETENCJA WODY GLEBOWEJ (POJEMNOŚĆ WODNA GLEB)

Zdolność gleby do zatrzymywania wody opadowej nazywa się

Retencja całkowita (maksymalna pojemność wodna) – maksymalna ilość wody, którą gleba może zatrzymać. Suma wszystkich rodzajów wody zawartej w glebie.

Polowa pojemność wodna – zawartość wody, którą gleba może utrzymać przez dłuższy okres. Stan po odpłynięciu wody grawitacyjnej, gdy wypełnione są pory o średnicy mniejszej od $30\text{ }\mu\text{m}$.

Retencja użyteczna – woda dostępna dla roślin - część zgromadzonej wody dostępna dla roślin. Wyróżnia się wodę łatwo dostępną i trudno dostępną.

Maksymalna higroskopowość – największa ilość wody, jaką gleba może pochłoniąć z powietrza nasyczonego niemal całkowicie (wilgotność względna 94-96%) parą wodną. Zajmuje ona pory o średnicy $< 0,06\text{ }\mu\text{m}$.

Wilgotność trwałego więdnięcia – wilgotność przy której gleba zatrzymuje wodę z siłą większą niż siła ssąca korzeni (siła ssąca korzeni nie przekracza $1,55 \times 10^4\text{ hPa}$). Wypełnia pory o średnicach $< 0,2\text{ }\mu\text{m}$.



Woda dostępna dla roślin

Woda wiązana przez glebę z siłą mniejszą niż siła ssąca korzeni i pozostająca w glebie na tyle długo, że roślina zdąży ją pobrać.

Dostępność wody dla roślin:

- woda infiltracyjna – do 3 dni po obfitych opadach
- woda kapilarna przywierająca – część wody, która jest zatrzymana siłą mniejszą niż siła ssąca korzeni,
- woda kapilarna właściwa,
- woda błonkowata – w niewielkiej ilości,



POTENCJAŁ WODY GLEBOWEJ (SIŁA SSĄCA GLEBY)

Charakteryzuje stan energetyczny wody.

Praca, którą należy wykonać, aby przenieść jednostkę masy lub objętości wody z gleby do wody swobodnej, mającej potencjał równy zeru.

Jednostki potencjału glebowego: N/m^2 , pF , hPa , Bar , $\text{cm H}_2\text{O}$ lub J/m^3 .

pF (logarytm z wysokości słupa wody mierzonego w cm , odpowiadającego ciśnieniu, z jakim woda jest wiązana w glebie).

Między potencjałem glebowym a wilgotnością gleby istnieje zależność, którą przedstawia **krzywa sorpcji wody (krzywa pF)**.

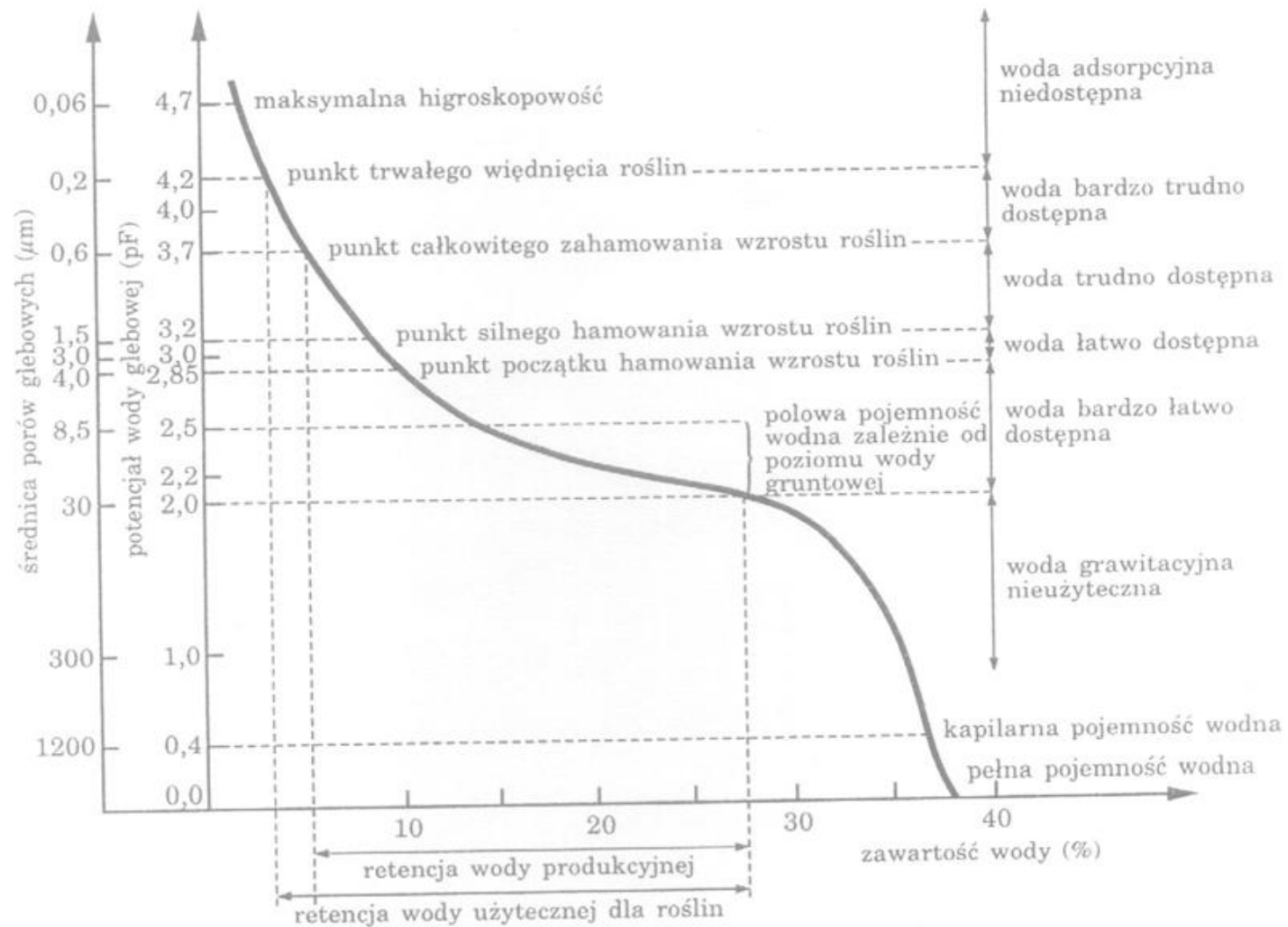
Przy pełnym wysyceniu gleby wodą potencjał wodny pF równy jest zeru, w miarę jej ubywania przyjmuje wartości ujemne, osiągając bezwzględne wartości dochodzące do $10^7 \text{ cm H}_2\text{O}$ ($\text{pF}=7$)



Tabela 5.11

Relacje między jednostkami potencjału wody glebowej a odpowiadającymi im równoważnymi średnicami porów

Potencjał wody glebowej					Równoważna średnica porów glebowych [μm] $t = 15^\circ\text{C}$
[J m ⁻³]	pF	[Bar]	[hPa]	[cm H ₂ O]	
0	0,0	0,001	0,981	1	3000
246	0,4	0,002	2,46	2,5	1200
981	1,0	0,01	9,81	10,0	300
3100	1,5	0,03	31,00	31,6	100
9810	2,0	0,10	98,10	100,0	30
15596	2,2	0,16	155,96	158,5	18,5
19620	2,3	0,20	196,2	200,0	15
49050	2,7	0,50	490,50	501,2	6
98100	3,0	1,00	981,00	1000,0	3
245250	3,4	2,50	2452,50	2512,0	1,2
1471500	4,2	15,50	14715,00	15849,0	0,2
1000000000	7,0	10000,00	9810000,00	10000000,0	0,0003



Rys. 57. Charakterystyka potencjał-wilgotność wody glebowej

Graniczne wartości pF odpowiadające różnym formom i stopniom dostępności wody dla roślin Uproszczona wersja (Zawadzki 1970, za Kowalik 2001)

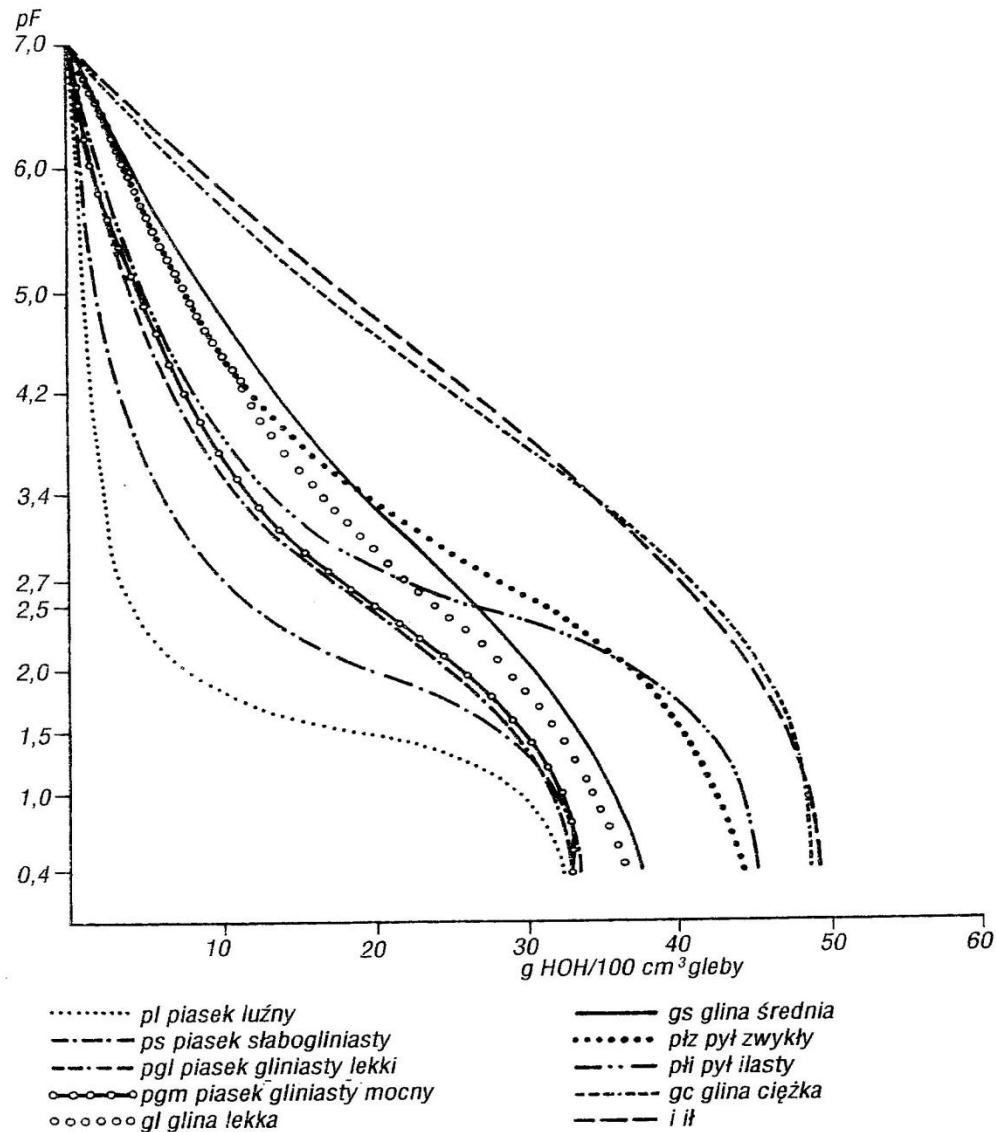
- 0 - 2,0 – woda grawitacyjna
- 2,0 - 3,0 – woda kapilarna łatwo dostępna dla roślin
- 3,0-4,2 - woda kapilarna trudno dostępna dla roślin
- 4,2 - punkt trwałego wędnięcia
- 4,7 - maksymalna higroskopowość



Potencjał wody glebowej a średnica porów

Średnica porów kategoria wody	pF
$>30\mu\text{m.}$ woda grawitacyjna	<2
$30 - 0,2\mu\text{m.}$ woda kapilarna	$2,0-4,2$
$<0,2\mu\text{m}$ molekularna	$>4,2$

POTENCJAŁ WODY GLEBOWEJ (SIŁA SSĄCA GLEBY)



5.18. Krzywe pF (krzywe sorpcji wody) dziesięciu gatunków mineralnych właściwych utworów glebowych (wg Zawadzkiego)

Zjawisko histerezy

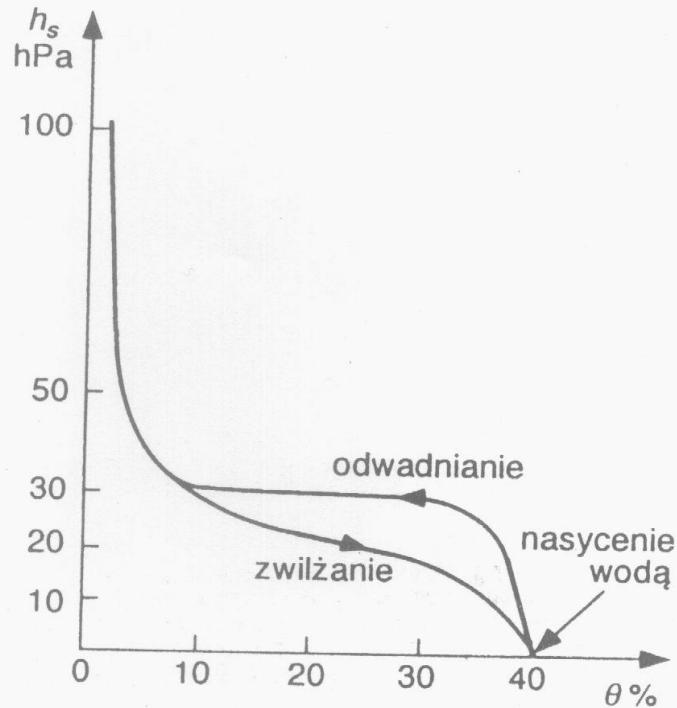
Zależność między potencjałem wody glebowej a wilgotnością jest funkcją niejednoznaczną (tzn. tej samej wartości pF mogą odpowiadać różne wartości wilgotności, w zależności od drogi, po której dany stan został osiągnięty (osuszanie gleby, czy jej nawilżanie)).

Tłumaczy się go głównie nieregularnością kształtów porów glebowych, co pociąga zróżnicowanie wartości ciśnień potrzebnych do opróżnienia i wypełnienia tych porów wodą.

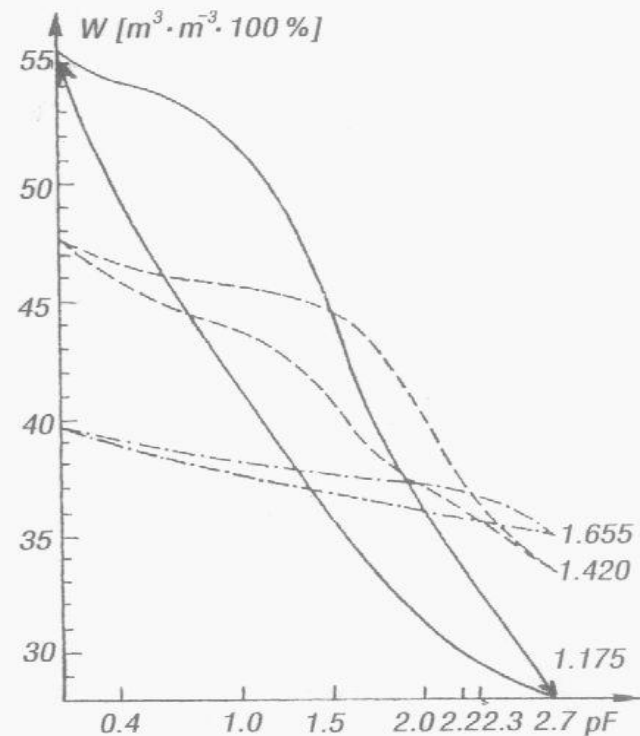
Wartość ciśnienia potrzebna do opróżnienia kapilary z wody jest większa od wartości ciśnienia potrzebnego do wypełnienia kapilary wody.



Zjawisko histrezy



Rys. 6.11. Charakterystyka wilgotnościowa jednorodnej frakcji piaszczystej $h_s(\theta)$ (Bolt i inni, 1966)



5.22. Pętle histerezy charakterystyk zależności między potencjałem wody glebowej (pF) a wilgotnością dla dużego, średniego i małego zagęszczenia czarnej ziemi właściwej (wg Walczaka)

RUCH WODY W GLEBIE

- Przesiákanie – filtracja wody gruntowo-glebowej
- Wchłanianie



Nasiąkanie - przejście w wodę kapilarną i molekularną
Infiltracja (przesiákanie) wody wolnej



Przepuszczalność wodna gleb

charakteryzuje warunki ruchu wody w glebie, czyli

- **wchłanianie**, pionowy ruch wody w glebie po opadzie, początkowa faza to nasiąkanie (część wody wolnej przechodzi w wodę molekularną i kapilarną), później po nasyceniu porów glebowych wodą (osiągnięcie PPW) następuje druga faza przesiákanie wody wolnej (infiltracja)
- **przesiákanie**, filtracja wody gruntowo-glebowej (nie infiltracyjnej), przebiega w porach w pełni nasyconych wodą, przy przeważającym poziomym kierunku ruchu. Kierunek ruchu zależy od siły naporu wody (woda przemieszcza się z kierunku większego naporu do mniejszego). Szybkość ruchu zależy od spadku hydraulicznego I i od współczynnika filtracji k . Oblicza się go na podstawie prawa Darcy'ego



Prawo Darcy

$$Q = k F J t \quad [a]$$

Gdzie:

Q – wydatek (objętość) wody przepływająca przez środowisko porowate [m³]

k – współczynnik filtracji [m/s]

F - powierzchnia przekroju przepływu [m²]

J - spadek hydrauliczny zwierciadła wody gruntowej, wyrażający różnicę wysokości słupów wody ΔH (lub różnica ciśnień) na drodze filtracji L,

t – czas przepływu [s]



Prędkość przepływu cieczy przez ośrodek porowaty przypadająca na powierzchnię przekroju F określa równanie:

$$v = \frac{Q}{t F}$$

stąd

$$F = \frac{Q}{v t}$$

Po podstawieniu F do wzoru [a] i odpowiednim przekształceniu otrzymujemy

$$v = k J$$

czyli

$$k = \frac{v}{J}$$

Współczynnik filtracji, k

Wyrażona się w [cm/s] lub [m/d]

Wyznacza się zazwyczaj laboratoryjnie.

Wartość współczynnika rośnie wraz ze wzrostem średnicy ziaren (np. k w iłach przyjmuje wartość rzędu 10^{-8} - 10^{-10} , k w żwirach rzędu 10^{-1} - 10^{-1}).

Konsekwencją małej przepuszczalności gleb położonych na stoku jest spływ wody po powierzchni i nasilenie erozji, w przypadku terenów płaskich długotrwała stagnacja wody na powierzchni, powodująca wymakanie roślin i brak tlenu.

Gleby zbyt przepuszczalne są za suche, łatwo tracą związki biogenne, które ulegają wymyciu w głąb profilu glebowego.



Tabela 5.13

Wartości współczynnika filtracji różnych utworów glebowych

Utwór	Współczynnik filtracji k cm/s		
Według W. Kollisa			
Żwir drobny	10	—	10^{-1}
Piasek grubo- i średnioziarnisty	10^{-1}	—	10^{-2}
Piasek drobnoziarnisty	10^{-2}	—	10^{-3}
Piasek pylasty	10^{-3}	—	10^{-4}
Pył	10^{-4}	—	10^{-6}
Gлина	10^{-6}	—	10^{-8}
Gлина ciężka	10^{-7}	—	10^{-9}
Иł	10^{-9}	—	10^{-10}
Torf słabo rozłożony	$5 \cdot 10^{-3}$	—	10^{-4}
Torf średnio rozłożony	$5 \cdot 10^{-4}$	—	10^{-5}
Torf silnie rozłożony	$2 \cdot 10^{-4}$	—	10^{-6}
Według S. Zawadzkiego i W. Olszty			
Piasek luźny	$2 \cdot 10^{-2}$	—	10^{-3}
Piasek słabo gliniasty	10^{-3}	—	$4 \cdot 10^{-4}$
Piasek gliniasty	$2 \cdot 10^{-3}$	—	$7 \cdot 10^{-5}$
Gлина lekka	$5 \cdot 10^{-4}$	—	10^{-5}
Pył zwykły i pył ilasty	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$2 \cdot 10^{-5}$
Gлина średnia	$4 \cdot 10^{-4}$	—	$5 \cdot 10^{-6}$
Gлина ciężka i иł	$7 \cdot 10^{-5}$	—	$3 \cdot 10^{-7}$
Torf słabo i średnio rozłożony	10^{-2}	—	10^{-4}
Torf silnie rozłożony	10^{-4}	—	$7 \cdot 10^{-6}$