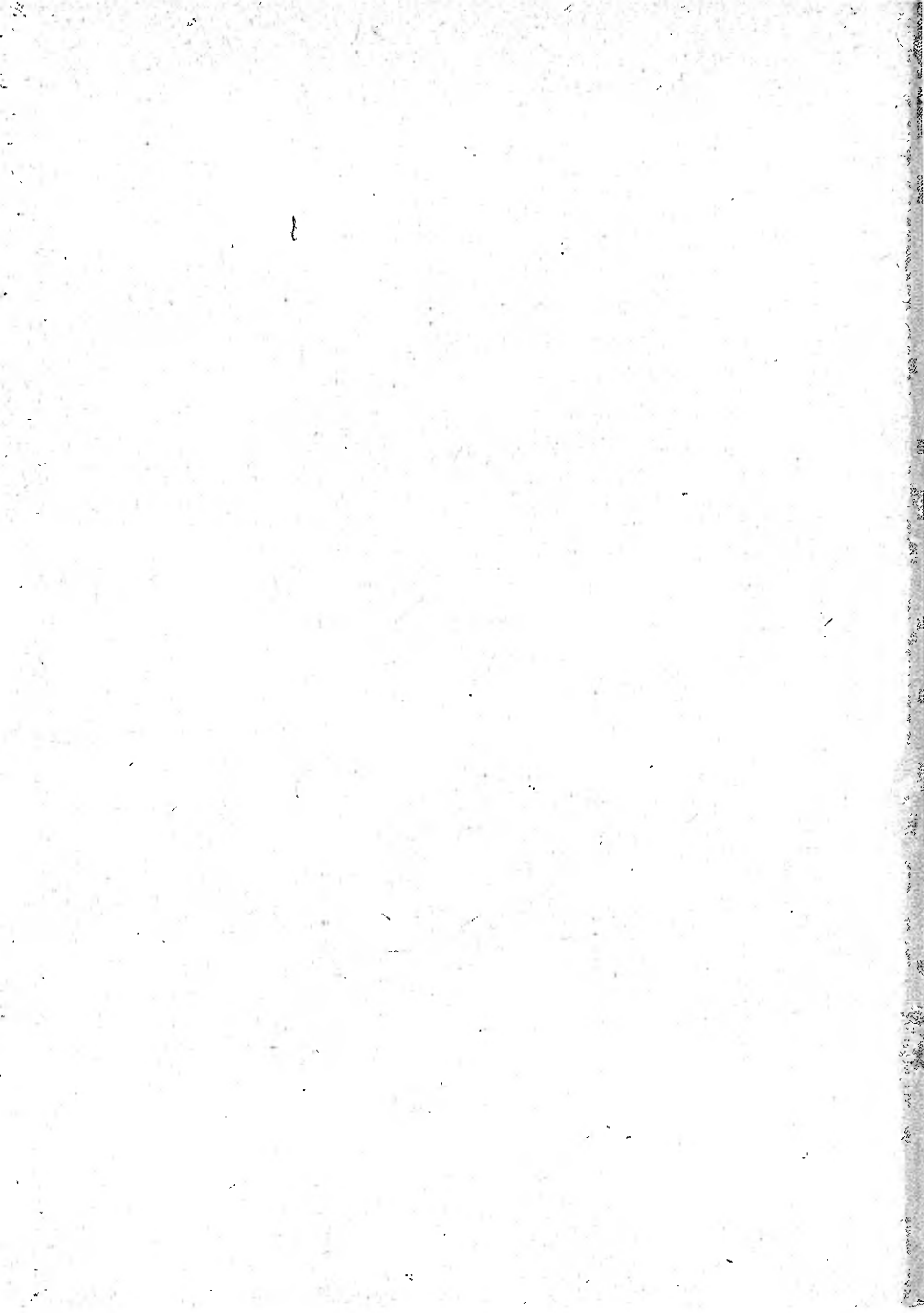


problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK • ZAKŁAD AGROFIZYKI



Ossolineum zeszyt 42 rok 1984



P O L S K A A K A D E M I A N A U K
ZAKŁAD AGROFIZYKI W LUBLINIE -

PROBLEMY AGROFIZYKI 42

WITOLD STĘPNIEWSKI, JAN GLIŃSKI

PROCESY TRANSPORTU GAZÓW W GLEBIE I SKŁAD POWIETRZA GLEBOWEGO

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1984

Komitet redakcyjny

prof. dr JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)

prof. dr IGNACY DECHNIK, doc. dr BOGUSŁAW SZOT

Okladkę projektował Zygmunt Ziemka

Redaktor Wydawnictwa Jacek Sikora

Redaktor techniczny Elżbieta Garnarczyk

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1984
Printed in Poland

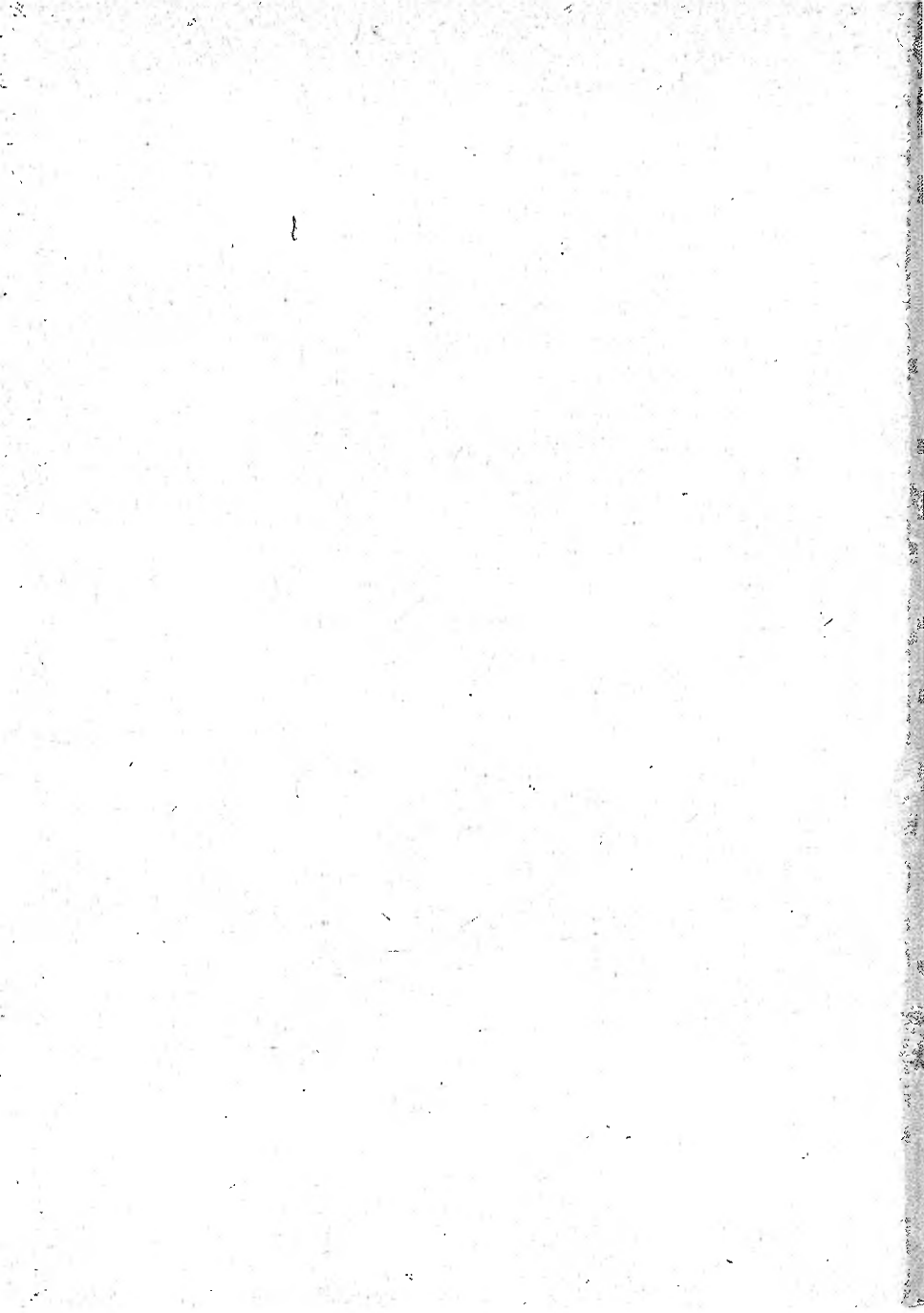
PL ISSN 0137-6586

ISBN 83-04-01762-8

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1984.
Nakład: 500 egz. Objętość: ark. wyd. 5,60, ark. druk. 7,25. Papier
offsetowy kl. V, 70 g. 61 x 86. Oddano do drukarni 3 V 1984.
Druk ukończono w czerwcu 1984. Wrocławska Drukarnia Naukowa.
Zam. 1094/84 — U-6. Cena zł 60,00.

Errata do Problemów Agrofizyki nr 42

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
9	9 od d.	mg	Mg
21	równ. (14)	$K = \alpha_a JD$	$K = \alpha_a D$
36	11 od d.	o stabilnych własnościach (niezmiennych w czasie)	w warunkach stanu stacjonarnego (ustalonego w czasie)
36	9-10 od d.	w warunkach niestabilności cech charakterystycznych	dla stanu niestacjonarnego
43	2 od g.	jest prawdziwa	dotyczy przypadku :
46	1 od d.	w pierwiastku n-tego stopnia	swoje n-te zero
47	1 od g.	zerem w pierwiastku n-tego stopnia	n-tym miejscem zerowym
51	4-5 od d.	Rozwiktanie	Rozwiązanie
52	7 od d.	Równanie dyfuzji (33) suchego gruzełka (agregatu)	Równanie (33) dla dyfuzji tlenu w suchym agregacie
55	14 od d.	jest	etylen glebowy jest
90	10 od d.	/13/ /63/	/12/ /68/
12	Tab. 2		



SPIS TREŚCI

Wykaz ważniejszych oznaczeń	5
Wstęp	9
Przepływ gazów w środowisku glebowym	9
Przepływ lepki	10
Przepuszczalność powietrzna gleb	12
Zależność od ciśnienia ssącego gleby	13
Zależność od gęstości gleby	13
Zależność od porowatości powietrznej gleby	14
Czynniki powodujące przepływ lepki w glebie	15
Zmiany temperatury	15
Zmiany ciśnienia atmosferycznego	15
Zmiany wilgotności gleby	16
Wiatr	17
Przepływ dyfuzyjny	17
Podstawy teoretyczne dyfuzji gazów w glebie	18
Makrodyfuzja (dyfuzja w profilu glebowym)	27
Współczynnik dyfuzji gazów w glebie	27
Stała dyfuzji gazów w glebie	34
Rozwiązania równań dyfuzji dla tlenu w glebie	36
Stan stacjonarny	36
Profil wielowarstwowy	36
Profil jednowarstwowy	39
Stan nieustalony w czasie	44
Profil dwuwarstwowy	44
Profil jednowarstwowy	51
Dyfuzja w agregatach glebowych	54

Mikrodyfuzja	61
Dyfuzja w roślinie	65
Dyfuzja radialna	65
Dyfuzja podłużna	71
Powietrze glebowe	75
Zawartość powietrza w glebie	75
Skład powietrza glebowego	77
Tlen	80
Dwutlenek węgla	85
Podtlenek azotu	88
Etylen	89
Metan i inne węglowodory	93
Podsumowanie	94
Bibliografia	96

WYKAZ WAŻNIEJSZYCH OZNACZEŃ

A	- pole powierzchni (gleby lub elektrody) $[m^2]$,
A_c	- pole przekroju kapilary $[m^2]$,
B	- całkowita konsumpcja tlenu,
C, CO_2	- stężenie O_2 w powietrzu glebowym $[m^3 m^{-3}, mol \cdot m^{-3}, g \cdot m^{-3}]$,
C_O	- stężenie O_2 w powietrzu atmosferycznym,
$C_{x=0}$	- stężenie O_2 na początku korzenia, przy $x = 0$,
C_x	- stężenie tlenu w korzeniu na głębokości x ,
$C(x), C_1(x), C_2(x), C_k \cdot C_i$	- stężenie O_2 w powietrzu glebowym na głębokości x , w warstwie 1, 2, k , i ,
$C_1, C_2, C_k \cdot C_i, C_n$	- stężenie O_2 w oznaczonej indeksem warstwie profilu glebowego,
C_R	- stężenie O_2 na powierzchni korzenia, elektrody, agregatu,
C_{R+d}	- stężenie O_2 na powierzchni błonki wodnej otaczającej korzeń (elektrodę),
$C_{H_k} \cdot C_{K_n} \cdot C_L$	- stężenie O_2 na głębokości H_k, H_n, L ,
C_i	- stężenie O_2 wewnątrz korzenia,
C_e	- stężenie O_2 w otoczce wodnej korzenia,
C_r	- stężenie O_2 w odległości r od środka agregatu,
C_R	- krytyczne stężenie O_2 na powierzchni agregatu,
C'	- krytyczne stężenie O_2 w glebie,
$C_A \cdot C_B$	- stężenie składnika A i B,
D	- współczynnik dyfuzji gazu w glebie $[m^2 s^{-1}]$,

- D_o - współczynnik dyfuzji gazu w powietrzu atmosferycznym $[m^2 s^{-1}]$,
- D/D_o - względny współczynnik dyfuzji gazu w glebie,
- D_c - współczynnik dyfuzji w gruzełkach (agregatach) $[m^2 s^{-1}]$,
- D_e - efektywny współczynnik dyfuzji w błonie wodnej otaczającej korzeń,
- D_G - współczynnik dyfuzji w porach glebowych,
- D_i - współczynnik dyfuzji radialnej w tkance korzenia,
- D_w - współczynnik dyfuzji w wodzie,
- D^* - współczynnik dyfuzji w porach wypełnionych powietrzem ($D^* = D/E_g$),
- $D(x)$ - współczynnik dyfuzji na głębokości x ,
- D_A, D_B, D_1 - współczynnik dyfuzji składnika A, B, 1,
- D_k, D_i, D_n - współczynnik dyfuzji w oznaczonej indeksem warstwie glebowej,
- D' - krytyczna wartość współczynnika dyfuzji,
- d - efektywna grubość błonki wodnej na powierzchni korzenia (elektrody),
- E_o - porowatość całkowita gleby (objętość porów glebowych) $[m^3 m^{-3}]$,
- E_g - porowatość gazowa gleby (zawartość powietrza w glebie) $[m^3 m^{-3}]$,
- E_i - porowatość międzyagregatowa,
- $E_g(x)$ - porowatość gazowa na głębokości x ,
- E_{go} - porowatość gazowa na powierzchni gleby,
- f_x - przepływ dyfuzyjny, w kierunku osi X, przez jednostkę powierzchni gleby w jednostce czasu $[mol \cdot m^{-2} s^{-1}, m \cdot s^{-1}, kg \cdot m^{-2} s^{-1}]$,
- f_A, f_B - jednostkowy przepływ składników A i B,
- $f(x)$ - przepływ na głębokości x ,
- f_r - jednostkowy przepływ radialny (natężenie dyfuzji tlenu),

- G - zawartość gazu w jednostce objętości gleby
[$\text{mol} \cdot \text{m}^{-3}$],
- h - parametr empiryczny równania (46),
- $H, H_1, H_2, H_i, H_k, H_n$ - dolna granica poszczególnych warstw gleby
[m],
- $K(K_{O_2}, K_{CO_2})$ - stała dyfuzji (O_2 i CO_2) [$\text{mol} \cdot \text{m}^{-1} \text{s}^{-1} \text{Pa}^{-1}$],
- K_o - stała dyfuzji gazu w powietrzu,
- K_w - stała dyfuzji gazu w wodzie,
- k - przepuszczalność powietrzna [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$],
- ℓ - efektywność dyfuzyjna porów wypełnionych powietrzem,
- l - długość korzenia,
- L - miąższość profilu glebowego,
- L_{an} - miąższość strefy natlenionej,
- m - "porowatość martwa" (pory zablokowane dla procesu dyfuzji),
- $P(P_{CO_2}, P_{O_2})$ - ciśnienie parcjale gazu (CO_2, O_2) [kPa],
- P_D - przepuszczalność dyfuzyjna [$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$],
- $q, q_o, q(x), q_1, q_i, q_k, q_n$ - aktywność respiracyjna gleby na powierzchni, na głębokości x, w warstwie 1, 2, i, k, n profilu glebowego [$\text{mgO}_2 \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}, \text{mol} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}$],
- q' - wartość krytyczna aktywności respiracyjnej,
- q^* - q/E_g ,
- Q - zapotrzebowanie na tlen,
- R - promień (kapilary, korzenia, elektrody lub agregatu glebowego) [m],
- R' - krytyczny promień agregatu glebowego,
- R_D - opór dyfuzyjny [$\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$],
- Re - liczba Reynoldsa,
- r - odległość od środka (agregatu, korzenia czy elektrody),
- r_{an} - promień strefy beztlenowej wewnątrz agregatu [m],
- u - parametr empiryczny równania (46),

t	- czas [s],
V	- objętość [m ³],
v	- liniowa prędkość przepływu [m·s ⁻¹],
$\bar{v}$	- średnia liniowa prędkość przepływu [m·s ⁻¹],
W	- wilgotność gleby wyrażona wagowo [kg·kg ⁻¹],
x	- dana głębokość (droga dyfuzji) [m],
α_B	- współczynnik rozpuszczalności Bunsena,
ρ	- gęstość cieczy lub gazu [kg·m ⁻³],
η	- dynamiczna lepkość cieczy lub gazu [kg·m ⁻¹ ·s ⁻¹],
θ	- wilgotność gleby (wyrażona jako ułamek obję- tości gleby),
τ	- efektywność dyfuzyjna porów.

WSTĘP

Skład powietrza glebowego jest z jednej strony efektem biologicznych procesów pochłaniania i wydzielania gazów (głównie O_2 i CO_2), z drugiej zaś strony – fizycznych procesów ich transportu w środowisku glebowym.

Procesy pochłaniania i wydzielania gazów zostały omówione w Problemach Agrofizyki nr 39 /61/. Gwoli przypomnienia – wartości aktywności respiracyjnej (q), występujące normalnie w poziomach wierzchnich gleb, mierzone ilością pobieranego tlenu wynoszą $0,05-5 \text{ mm}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$, czemu odpowiada około $0,14-14 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, czyli ok. $3-300 \mu\text{mola m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ lub $0,1-10 \text{ mg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$.

Niniejsze opracowanie obejmuje zagadnienia transportu gazów w glebie i roślinie oraz składu powietrza glebowego.

PRZEPŁYW GAZÓW W ŚRODOWISKU GLEBOWYM

Wymiana znacznych ilości gazów między glebą, a atmosferą (od kilku do kilkudziesięciu $\text{Mg ha}^{-1} \text{ rok}^{-1}$), głównie tlenu i dwutlenku węgla, następuje zarówno pod wpływem gradientu ciśnienia (przepływ lepki), jak i gradientu stężenia (przepływ dyfuzyjny). Oba te rodzaje przepływu mogą mieć miejsce tak w porach glebowych, jak i w tkankach samych roślin (wymiana wewnętrzna). Względny udział obu podstawowych mechanizmów wymiany gazowej, tj. przepływu lepkiego i dyfuzyjnego, oraz obu dróg przepływu (przez glebę i roślinę) może zmieniać się w dość szerokich granicach. Jednak podstawowe znaczenie dla roślin niewodnych ma przede wszystkim przepływ dyfuzyjny przez glebę, a dla roślin wodnych – roślinę.

Przepływ lepki

Przepływ gazu przez ośrodek porowaty pod wpływem gradientu ciśnienia może mieć charakter laminarny (bez zawirowań) lub turbulencyjny (burzliwy). W ośrodku glebowym mamy do czynienia prawie wyłącznie z przepływem laminarnym, któremu odpowiada liczba Reynoldsa (Re) poniżej 1 /37/, przy czym:

$$Re = \frac{2\bar{v} R \rho}{\eta}, \quad (1)$$

gdzie: $\bar{v}$ - średnia liniowa prędkość przepływu [$m \cdot s^{-1}$]; R - promień kapilarny [m]; ρ - gęstość cieczy lub gazu [$kg \cdot m^{-3}$]; η - dynamiczna lepkość cieczy lub gazu [$kg \cdot m^{-1} s^{-1}$].

W tym jej zakresie ruch laminarny jest opisany równaniem Darcy'ego:

$$\frac{dV}{dt} = - A \frac{k}{\eta} \frac{dp}{dx}, \quad (2)$$

gdzie: dV/dt - objętościowa prędkość przepływu gazu [$m^3 s^{-1}$]; A - pole przekroju ośrodka porowatego [m^2]; η - dynamiczna lepkość gazu [$kg \cdot m^{-1} s^{-1}$]; dp/dx - gradient ciśnienia [$Pa \cdot m^{-1}$] lub [$kg \cdot m^{-2} s^{-2}$]; k - przepuszczalność gazowa [m^2].

W przypadku pojedynczej kapilary o promieniu R objętościowy przepływ gazu opisuje równanie Poiseuille'a:

$$\frac{dV}{dt} = - \frac{\pi R^4}{8\eta} \cdot \frac{dp}{dx}, \quad (3)$$

natomiast wzór na średnią prędkość liniową przepływu ($\bar{v}$) ma postać:

$$\bar{v} = \frac{R^2}{8\eta} \cdot \frac{dp}{dx}. \quad (4)$$

Dolną granicę stosowalności prawa Poiseuille'a stanowią kapilary o średnicy zbliżonej do średniej drogi swobodnej gazu przy danym ciśnieniu, kiedy to obserwuje się spadek lepkości. Współczynnik lepkości η normalnie nie zależy od ciśnienia gazu, dopiero gdy średnia droga swobodna jest porównywalna ze średnicą kapilar (co osiąga się przez zmniejszenie ciśnienia bądź też średnicy kapilar) obserwuje się wzrost

wartości η /141/. Wówczas mamy do czynienia z tzw. przepływem lepko-molekularnym, stanowiącym przejście od przepływu normalnego - lepkiego - do Knudsenowskiego przepływu gazu rozrzedzonego /141/. Średnia droga swobodna gazów glebowych w warunkach normalnych wynosi do $0,1 \mu\text{m}$ (patrz tab. 9). Oznacza to, że równanie (3) stosuje się tylko do porów glebowych o średnicy efektywnej powyżej $0,1 \mu\text{m}$, a więc do porów, które są odwadniane przy ciśnieniach ssących do 3 MPa. Zatem zakres stosowalności prawa Poiseuille'a, jak i Darcy'ego, w odniesieniu do przepływu powietrza w glebie, obejmuje cały zakres wilgotności dostępnej roślinom. Łącząc równania (2) i (3) oraz przyjmując jako pole kapilary $A_c = \pi R^2$ otrzymujemy przepuszczalność gazową kapilary (k_c) równą $R^2/8$. Wpływ wielkości porów na przepuszczalność gazową gleby uwidocznia tabela 1.

Rozważmy pojedynczą kapilarę o promieniu $R = 1 \text{ mm}$, dla której iloczyn jej pola powierzchni ($\pi \cdot 10^{-6} \text{ m}^2$) i przepuszczalności k_c ($1,25 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2$) jest równy $3,93 \cdot 10^{-13}$. Przepływ przez tę kapilarę jest taki sam jak przez 1 m^2 gleby o przepuszczalności $k = 3,93 \cdot 10^{-13} \text{ m}^2$. Z kolei jeśli rozważymy 100 jednakowych kapilar o promieniu $R = 0,1 \text{ mm}$, to pomimo że ich łączne pole powierzchni jest takie samo jak kapilary o $R = 1 \text{ mm}$, ich przepuszczalność gazowa, a tym samym iloczyn jej i łącznego pola przekroju ($100 \pi R^4/8$) jest 100 razy mniejszy ($3,93 \cdot 10^{-15}$) niż dla pojedynczej kapilary o $R = 1 \text{ mm}$. Tak więc przepływowi gazu przez pojedynczą kapilarę o $R = 1 \text{ mm}$ odpowiada przepływ przez 10 000 kapilar o promieniu 10 razy mniejszym, których łączny przekrój będzie jednak 100 razy większy.

W ośrodku porowatym złożonym z kapilar równoległych o jednakowym promieniu przepuszczalność (wzdłuż osi kapilary) jest proporcjonalna do iloczynu ułamka powierzchni przekroju ośrodka dostępnego dla przepływu i kwadratu promienia kapilar. W przypadku ośrodka anizotropowego o zróżnicowanych porach, jakim jest gleba, przepuszczalność gazową można wyliczyć z rozkładu porów /12, 123/ lub też uzyskać z bezpośrednich pomiarów.

Tabela 1. Porównanie przepuszczalności powietrznej

Promień kapilary R [mm]	Pole przekroju kapilary $A_c = \pi R^2$ [m ²]	Przepuszczalność kapilary $k_c = R^2/8$ [m ²]	$k_c \cdot A_c = \pi R^4/8$ [m ⁴]
0,001	$\pi \cdot 10^{-12}$	$1,25 \cdot 10^{-13}$	$3,93 \cdot 10^{-25}$
0,01	$\pi \cdot 10^{-10}$	$1,25 \cdot 10^{-11}$	$3,93 \cdot 10^{-21}$
0,1	$\pi \cdot 10^{-8}$	$1,25 \cdot 10^{-9}$	$3,93 \cdot 10^{-17}$
1,0	$\pi \cdot 10^{-6}$	$1,25 \cdot 10^{-7}$	$3,93 \cdot 10^{-13}$

Przepuszczalność powietrzna gleb

Wartości przepuszczalności powietrznej gleb zawierają się najczęściej w granicach od 0,01 do $500 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$ (tab. 2) i zależą bezpośrednio

Tabela 2. Wartości przepuszczalności powietrznej gleb (k) według różnych autorów

Gleby	Wartość k w jednostkach	
	podanych przez autorów	ujednoliconych $10^{-12} \text{ [m}^2\text{]}$
Piaszczysta [12/]	$7 \cdot 10^{-9} - 8 \cdot 10^{-7} \text{ [cm}^2\text{]}$	0,7-80
Gлина piaszczysta [12/]	$10^{-10} - 10^{-6} \text{ [cm}^2\text{]}$	0,01-100
Pastwiskowa pylasta [68/]	$2-500 \text{ [}\mu\text{m}^2\text{]}$	2-500
Szare leśne [74/]	1-30 [darcy]	1-30
Wytworzone z: piasku, gliny piaszczystej, lessu, kredy i torfu niskiego [40, 186/]	$2-400 \text{ [m}^4 \text{ g}^{-1} \text{ min}^{-1}\text{]} \text{ (wartości } k/\eta\text{)}$	0,62-124
Różne [55/]	10-140 $[\mu\text{m}^2]$	10-140

nio od porowatości gazowej gleby, od kwadratu promienia porów glebowych, a pośrednio od wszystkich czynników wpływających na nie, jak: wilgotność, zagęszczenie, czy specyfika układu glebowego.

gleby i kapilar cylindrycznych o różnych wymiarach

k gleby $[m^2]$ równoważne obecności na $1 m^2$

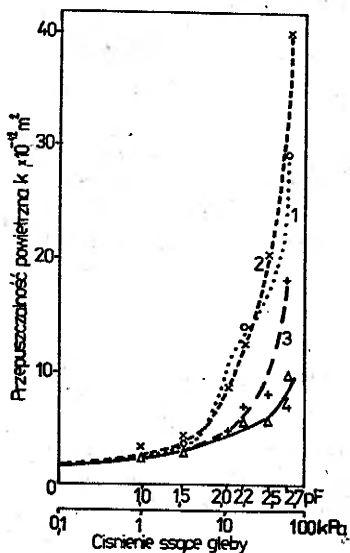
1 kapilary	10^2 kapilar	10^4 kapilar	n kapilar
$3,93 \cdot 10^{-25}$	$3,93 \cdot 10^{-23}$	$3,93 \cdot 10^{-21}$	$n \cdot 3,93 \cdot 10^{-25}$
$3,93 \cdot 10^{-21}$	$3,93 \cdot 10^{-19}$	$3,93 \cdot 10^{-17}$	$n \cdot 3,93 \cdot 10^{-21}$
$3,93 \cdot 10^{-17}$	$3,93 \cdot 10^{-15}$	$3,93 \cdot 10^{-13}$	$n \cdot 3,93 \cdot 10^{-17}$
$3,93 \cdot 10^{-13}$	$3,93 \cdot 10^{-11}$	$3,93 \cdot 10^{-9}$	$n \cdot 3,93 \cdot 10^{-13}$

Zależność od ciśnienia ssącego gleby

Rysunek 1 przedstawia zależność przepuszczalności powietrznej gleby (wytworzonej z gliny piaszczystej) od ciśnienia ssącego (S) przy różnych jej zagęszczeniach uzyskanych w warunkach laboratoryjnych. Widoczny jest szybki wzrost przepuszczalności powietrznej ze wzrostem ciśnienia ssącego, przy czym wartości i szybkość tego przyrostu są większe w glebie o mniejszym zagęszczeniu.

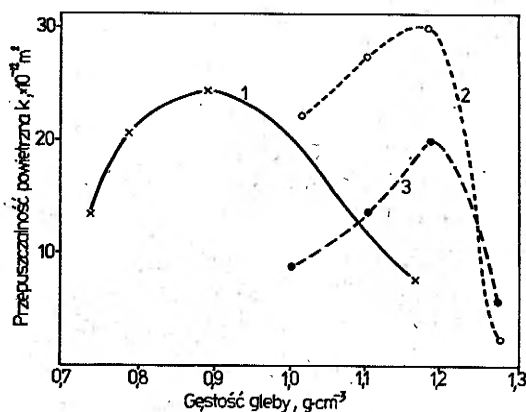
Zależność od gęstości gleby

Turksi i współautorzy [186/ stwierdzili badając różne gleby, że zależność przepuszczalności powietrznej gleby od jej gęstości, przy tym samym ciśnieniu ssącym, ma przebieg krzywo-
liniowy z wyraźnym maksimum (rys. 2).
Zależność ta wydaje się nieoczekiwana



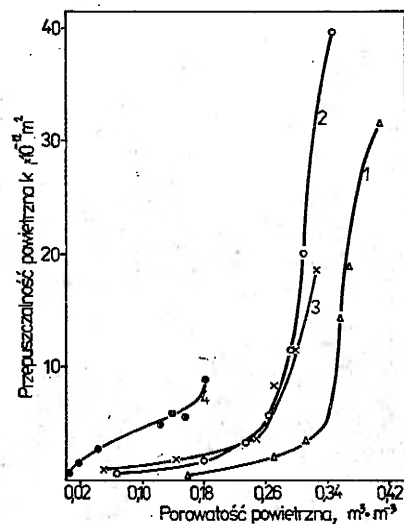
Rys. 1. Zależność przepuszczalności powietrznej gleby brunatnej wytworzonej z gliny piaszczystej od ciśnienia ssącego przy różnych zagęszczeniach gleby (wg [186/])
 1 - $1,09 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$;
 2 - $1,16 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$;
 3 - $1,21 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$;
 4 - $1,41 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$

ze względu na obniżenie się przepuszczalności powietrznej przy naj-
luźniejszym układzie gleby.



Rys. 2. Zależność przepuszczalności powietrznej wybranych gleb od gęstości

1 - rędziny wytworzonej z kredy piszącej (przy $S=15$ kPa; $pF=2,2$);
2 - czarnoziem wytworzonego z lessu (przy $S=45$ kPa; $pF=2,2$); 3 - gleby
bielicowej wytworzonej z piasku (przy $S=50$ kPa; $pF=2,7$); (wg /186/)



Zależność od porowatości po-
wietrznej gleby

Również zależność przepu-
szczalności powietrznej od poro-
watości powietrznej gleby, przy
różnych zagęszczeniach, ma prze-
bieg trudny do wytłumaczenia
(rys. 3).

Rys. 3. Zależność przepuszczal-
ności powietrznej gleby brunatnej
wytworzonej z gliny piaszczystej
od porowatości powietrznej przy
różnych gęstościach gleby (wg
/186/)

1 - $1,09 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$; 2 - $1,16 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$;
3 - $1,21 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$; 4 - $1,41 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$

Jak widać, ta sama wartość stałej (k), np. $5 \cdot 10^{-12} \text{ m}^2$, osiągnięta jest w glebie luźnej przy znacznie wyższej wartości porowatości powietrznej ($0,34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) niż w glebie zagęszczonej ($0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Świadczyłoby to o większej wydajności porów w glebie zagęszczonej niż w glebie luźnej. Wy tłumaczeniem tego wydaje się być nieciągłość porów w warunkach niskiego ciśnienia ssącego, jako że porowatość powietrza $0,34 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ odpowiada niższej wartości ciśnienia ssącego w glebie luźnej niż $0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ w glebie zagęszczonej.

Czynniki powodujące przepływ lepki w glebie

Do czynników tych należą: wahania temperatury gleby, ciśnienia atmosferycznego, wilgotność gleby (deszcze, zraszanie, parowanie, ruchy wody gruntowej), wiatr.

Zmiany temperatury

Zmiany temperatury gleby, szczególnie w okresie dobowym, powodując cykliczne rozszerzanie się i kurczenie powietrza glebowego wpływają na częściową jego wymianę z atmosferą.

Przyjmując, że dobowe wahania temperatury w warstwie 0-20 cm gleby wynoszą skrajnie do 20°C , to przy ochłodzeniu się gleby np. z 27°C do 7°C (z 300 do 280 K) nastąpi, zgodnie z prawami gazowymi, skurczenie się objętości powietrza w warstwie ochłodzonej o 7%. Oznacza to, że wymianie ulegnie powietrze glebowe w warstewce powierzchniowej 1,4 cm (7% z 20 cm). Praktycznie czynnik temperatury nie ma więc dla całego profilu glebowego istotnego znaczenia, co też potwierdzają inni autorzy [16, 139/].

Zmiany ciśnienia atmosferycznego

Drugim czynnikiem wywołującym przepływ lepki gazów w glebie są zmiany ciśnienia atmosferycznego, powodujące równoległe zmiany ciśnienia powietrza glebowego. McCool i Bouyoucos (cyt. za Currie [37/]), już w 1924 r., umieszczając na głębokości 3 m w glebie barometr, nie stwierdzili żadnego opóźnienia w zmianach ciśnienia powietrza glebowego w stosunku do zmian ciśnienia atmosferycznego. Tak więc do

obliczeń ilości powietrza wtłaczanego do gleby pod wpływem zmian ciśnienia atmosferycznego można stosować prawo Boyle'a.

Ponieważ dobowe zmiany ciśnienia atmosferycznego dochodzą do 4%, to ilość powietrza wymienionego w profilu glebowym nie przekracza 4% całej jego objętości. Oznacza to, że w profilu o jednakowej porowatości, ograniczoną warstwą nieprzepuszczalną (woda gruntowa, warstwa zagęszczona, lita skała) np. na głębokości 1 m, tylko cienka 4 cm warstwa powierzchniowa wchodzi w kontakt ze świeżym powietrzem atmosferycznym. Zasięg tej warstewki jest często jeszcze zmniejszany przez obniżanie się porowatości powietrznej wraz z głębokością w profilu glebowym.

Gleby, w których ograniczenie przepuszczalności powietrznej występuje na znacznej głębokości (np. wytworzone z lessu), przez zmiany ciśnienia atmosferycznego mogą być napowietrzane również w głębszych, kilkudziesięciocentymetrowych warstwach.

Zmiany wilgotności gleby

Podczas nawadniania (opadów) woda wsiąka w glebę i wypiera równoważną objętość powietrza glebowego. Z wodą dostaje się do gleby niewielka ilość tlenu (około 30 razy mniej niż jest w tej samej objętości powietrza w temp. 20°C - patrz tab. 5). Następnie, na skutek parowania lub przesiąkania w glebie, ma miejsce ubytek wody zastępowanej powietrzem atmosferycznym. Jednocyntymetrowy ubytek wody powoduje wymianę powietrza w powierzchniowej warstwie gleby o grubości 3 lub 10 cm przy porowatości powietrznej odpowiednio: 0,33 i 0,1 m³ m⁻³.

Dobowe straty wody w odniesieniu do jednostki powierzchni gleby wynoszą maksymalnie do 0,4 cm w warunkach klimatu umiarkowanego, np. Francji [138], 0,7 cm na południu USA [32] i do 0,9 cm w klimacie gorącym, np. Egiptu [133]. Zatem maksymalna głębokość wymiany powietrza w profilu glebowym, wynikająca z parowania, może dochodzić do 10 cm w klimacie gorącym, a w klimacie umiarkowanym jest 2 razy mniejsza - zakładając, że porowatość powietrzna gleby wynosi 0,1 m³ m⁻³ (przy wyższych porowatościach powietrznych głębokości te będą proporcjonalnie mniejsze).

Zmiany poziomu wody gruntowej oddziałują na powietrze glebowe jak tłok, wypychając lub zasysając je. Procesy te są w naturalnych warunkach powolne, jednak w pewnych przypadkach, np. podczas zabiegów melioracyjnych, mogą odgrywać istotną rolę w intensywniejszych ruchach powietrza glebowego.

W wyjątkowych sytuacjach, np. przy okresowym filtrowaniu ścieków przez bardzo przepuszczalne piaski, gdzie prędkość filtracji jest duża, udział przepływu lepkiego może pokrywać 30-40% zapotrzebowania gleby na tlen /100/.

Wiatr

Wiatr może czasem istotnie wpływać na wymianę gazów między glebą i atmosferą, szczególnie na małych głębokościach i w bardziej porowatym materiale /91/. Na ogół jednak udział wiatru jest niewielki. Oddziaływanie to odbywa się głównie na drodze pośredniej, poprzez zwiększanie parowania wody. Bezpośrednie działanie ogranicza się do płytkiej warstwy powierzchniowej. Romell (cyt. za /91/) podaje, że udział wiatru w wymianie gazowej gleby piaszczystej wynosi poniżej 0,1%. Stwierdzenie to jest podtrzymywane przez współczesnych autorów /37, 91, 139/.

Przepływ dyfuzyjny

Drugim, o znacznie większym znaczeniu praktycznym niż przepływ lepki, mechanizmem wymiany gazów w glebie jest dyfuzja stężeniowa. Mianem tym określono ciągły proces przemieszczania się gazów w kierunku zmniejszającego się stężenia.

W odróżnieniu od przepływu lepkiego, występowanie przepływu dyfuzyjnego nie jest związane z obecnością czynników zewnętrznych, a jedynie z gradientem stężenia, będącym wynikiem procesów respiracji.

Rozpatrując proces dyfuzji gazów w glebie należy wyróżnić: makrodyfuzję, tj. dyfuzję w całym profilu glebowym z pominięciem heterogeniczności gleby w mikroskali; dyfuzję w poszczególnych gruzełkach; mikrodyfuzję przez błonki wodne otaczające korzenie roślin oraz dyfuzję przez same rośliny.

Podstawy teoretyczne dyfuzji gazów w glebie

Dyfuzyjny przepływ (f_x) dowolnego czynnika w jednostce czasu przez jednostkę powierzchni ośrodka, w którym zachodzi przenikanie w układzie jednoosiowym, jest proporcjonalny do gradientu stężenia (dC/dx), stanowiącego bodziec przepływu, oraz do współczynnika dyfuzji (D) (mającego wymiar kwadratu długości na jednostkę czasu), charakteryzującego zdolność przemieszczania się czynnika dyfundującego w danym ośrodku

$$f_x = - D \frac{dC}{dx} \quad (5)$$

Stosując równanie (5) do opisu dyfuzji tlenu w glebie, wielkość (C) odnosi się najczęściej do jednostki objętości powietrza glebowego. W tym też rozumieniu pojęcie stężenia O_2 w powietrzu glebowym będzie używane w niniejszej pracy. D oznacza efektywny współczynnik dyfuzji odniesiony do całej gleby, a nie do samych porów wypełnionych powietrzem. Przepływ (f_x) ma zastosowanie do jednostkowej powierzchni gleby. Powyższe wymagało podkreślenia w celu uniknięcia nieporozumień przy porównywaniu prac różnych autorów.

Umieszczając w równaniu (5) zamiast stężenia tlenu w powietrzu glebowym (C) jego zawartość w glebie (G) /50, 180/, otrzymujemy:

$$f_x = - D_G \frac{dG}{dx}, \quad (6)$$

gdzie

$$G = C (E_g + \alpha_B \theta). \quad (7)$$

We wzorach tych, poza wyjaśnionymi już uprzednio symbolami, E_g i θ oznaczają odpowiednio: zawartość powietrza i wody wyrażone jako ułamek objętości gleby; α_B jest współczynnikiem rozpuszczalności Bunsena.

Wartości współczynnika rozpuszczalności wraz ze współczynnikami oraz stałymi dyfuzji (patrz dalej) dla O_2 i CO_2 zestawiono w tabelach 3 i 4, a dla innych gazów w tabeli 9.

Współczynnik D_G zdefiniowany zależnością (6) wiąże się ze współczynnikiem D , określonym przez równanie (5), następująco:

$$D_G = \frac{D}{E_g + \alpha_B \theta} \quad (8)$$

Tabela 3. Współczynniki: rozpuszczalności i dyfuzji tlenu; stała dyfuzji tlenu w powietrzu i w wodzie w różnych temperaturach

Tempe- ratura [°C]	Współczynnik rozpuszczalności				Współczynnik dyfuzji		Stała dyfuzji	
	w powietrzu przy ciśnieniu normalnym α_a	w wodzie α_w		α_B^{**}	w powie- trzu D_o^*	w wodzie D_w^*	w powie- trzu K_o	w wodzie K_w
	$[g \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}] \cdot 10^{-2}$	$[mol \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}] \cdot 10^{-4}$	$[g \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}] \cdot 10^{-7}$	$[m^3 \cdot m^{-3}]$	$[m^2 \cdot s^{-1}] \cdot 10^{-5}$	$[m^2 \cdot s^{-1}] \cdot 10^{-9}$	$[mol \cdot m^{-1} \cdot s^{-1} \cdot Pa^{-1}] \cdot 10^{-9}$	$[mol \cdot m^{-1} \cdot s^{-1} \cdot Pa^{-1}] \cdot 10^{-14}$
0	1,410	4,41	6,9	0,0489	1,78	0,99	7,85	2,14
5	1,385	4,43	6,0	0,0436	1,84	1,27	7,97	2,40
10	1,360	4,25	5,4	0,0394	1,89	1,54	8,04	2,59
15	1,337	4,18	4,8	0,0360	1,95	1,82	8,15	2,75
20	1,314	4,11	4,4	0,0333	2,01	2,10	8,26	2,87
25	1,292	4,04	4,0	0,0309	2,07	2,38	8,36	2,97
30	1,270	3,97	3,7	0,0290	2,14	2,67	8,50	3,07

* - według [9],

** - według [140], $\alpha_B = \alpha_w / \alpha_a$ - objętość gazów rozpuszczających się w danej temperaturze w jednostce objętości H_2O , przy ciśnieniu 101,3 hPa.

Tabela 4. Współczynniki rozpuszczalności, współczynnik dyfuzji i stała dyfuzji dwutlenku węgla w powietrzu i w wodzie w różnych temperaturach

Tempe- ratura [°C]	Współczynnik rozpuszczalności				Współczynnik dyfuzji			Stała dyfuzji	
	w powietrzu przy ciśnieniu normalnym α_a		w wodzie α_w		α_B^{**}	w powie- trzu D_o^*	w wodzie D_w^*	w powie- trzu K_o	w wodzie K_w
	$[g \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}]$ $\cdot 10^{-2}$	$[mol \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}]$ $\cdot 10^{-4}$	$[g \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}]$ $\cdot 10^{-2}$	$[mol \cdot m^{-3} \cdot Pa^{-1}]$ $\cdot 10^{-4}$	$[m^3 \cdot m^{-3}]$	$[m^2 \cdot s^{-1}]$ $\cdot 10^{-5}$	$[m^2 \cdot s^{-1}]$ $\cdot 10^{-9}$	$[mol \cdot m^{-1} \cdot s^{-1} \cdot Pa^{-1}]$ $\cdot 10^{-9}$	$[mol \cdot m^{-1} \cdot s^{-1} \cdot Pa^{-1}]$ $\cdot 10^{-13}$
0	1,95	4,43	3,34	7,59	1,713	1,38	1,15	6,11	8,73
5	1,92	4,35	2,78	6,30	1,450	1,43	1,30	6,22	8,20
10	1,88	4,28	2,33	5,29	1,238	1,48	1,46	6,33	7,72
15	1,85	4,20	1,99	4,51	1,075	1,53	1,63	6,43	7,35
20	1,82	4,13	1,71	3,89	0,942	1,59	1,77	6,57	6,89
25	1,79	4,06	1,48	3,36	0,829	1,64	1,92	6,66	6,45
30	1,76	4,00	1,30	2,95	0,738	1,70	2,08	6,80	6,14

* - według [9],

** - według [140], $\alpha_B = \alpha_w / \alpha_a$ - objętość gazów rozpuszczających się w danej temperaturze w jednostce objętości H_2O , przy ciśnieniu 1013 hPa.

Zarówno dla gleby całkowicie suchej, jak i zupełnie nasyconej wodą mamy:

$$D_G = \frac{D}{E_o}, \quad (9)$$

gdzie: E_o - porowatość całkowita gleby. Jest to więc współczynnik dyfuzji w samych porach glebowych.

W glebie częściowo nawilżonej, dla gazów słabo rozpuszczalnych w wodzie (np. O_2 , patrz tab. 3, a także rys. 26), można stosować, poza okresem bardzo wysokiego uwilgotnienia, przybliżoną zależność:

$$D_G \approx \frac{D}{E_g} = D^*, \quad (10)$$

gdzie: D^* ma sens fizyczny współczynnika dyfuzji w porach wypełnionych samym powietrzem.

Stężenie gazu w wodzie (C_θ) związane jest z jego ciśnieniem parcjalem (P) zależnością znaną jako prawo Henry'ego:

$$C_\theta = \alpha_w P, \quad (11)$$

gdzie α_w jest współczynnikiem rozpuszczalności gazu w wodzie (tab. 3 i 4).

Podobnie wygląda zależność między stężeniem gazu w powietrzu C a jego ciśnieniem parcjalem:

$$C = \alpha_a \cdot P, \quad (12)$$

gdzie α_a oznacza "rozpuszczalność" w fazie gazowej, równą jak wiadomo $1/RT$ (R - stała gazowa, T - temperatura absolutna).

Łącząc równanie (5) i (11), otrzymujemy wzór na przepływ dyfuzyjny wyrażony gradientem ciśnienia parcjalego:

$$f_x = -K \frac{dP}{dx}. \quad (13)$$

K nosi nazwę stałej dyfuzji Krogha /5, 50, 52, 86, 127, 131, 179, 180/ wyliczanej z zależności:

$$K = \alpha_a D \frac{E_g + \alpha_B \theta}{E_o}. \quad (14)$$

Równania (5) i (13) są dwoma postaciami tzw. I prawa Ficka, analogicznego do prawa Darcy'ego (opisuje przepływ cieczy i gazów pod wpływem gradientu ciśnienia) czy prawa Fourriera (opisuje przepływ ciepła pod wpływem gradientu temperatury). Analogia prawa Ficka, po zastąpieniu współczynnika dyfuzji oporem dyfuzyjnym – patrz równanie (148) – do prawa Ohma, opisującego przepływ prądu elektrycznego, ma duże znaczenie w konstrukcji elektrycznych analogów procesów przepływu dyfuzyjnego.

Stałą dyfuzji gazu w powietrzu K_o wyraża równanie:

$$K_o = \alpha_a D_o, \quad (15)$$

a w wodzie:

$$K_w = \alpha_w D_w, \quad (16)$$

gdzie D_o i D_w oznaczają współczynniki dyfuzji rozpatrywanego gazu odpowiednio: w powietrzu i w wodzie.

Łącząc równania (15) i (16), otrzymujemy:

$$K_w = \frac{D_w \alpha_w}{D_o \alpha_a} K_o, \quad (17)$$

a po uwzględnieniu, że

$$\frac{\alpha_w}{\alpha_a} = \alpha_B \quad (18)$$

mamy:

$$K_w = \alpha_B \frac{D_w}{D_o} K_o. \quad (19)$$

Dyfuzja gazu w wodzie, jak wynika z równania (13), przy tym samym gradencie ciśnienia parcjalego przebiega $\alpha_B \frac{D_w}{D_o}$ razy wolniej niż w powietrzu. Liczbowo: dla O_2 około 300 000 razy, a dla CO_2 około 10 000 razy wolniej (tab. 3 i 4, dane dla temp. $20^\circ C$).

W dalszej części niniejszej pracy równania dyfuzji tlenu będą zawierały jego stężenie w powietrzu glebowym (C) i współczynniki dyfuzji w glebie zdefiniowane równaniem (5). Przejście zaś do formuły

uwzględniającej ciśnienie parcjalne (P) może być zawsze dokonane na podstawie zależności (12) i (14). Analogicznych transformacji można dokonać z zastosowaniem równań (7-10). Uwzględnione zostaną wtedy: zawartość O_2 w glebie (G) i współczynnik dyfuzji w porach glebowych – zależność (6).

Równanie (5) jest uproszczoną wersją zależności bardziej skomplikowanej, która ujmuje wzajemną przeciwdyfuzję składników A i B mieszaniny dwuskładnikowej [179]:

$$f_A = -D_A (C_A + C_B) \left(X_A \frac{d \ln \gamma_A}{dX_A} + 1 \right) \frac{dX_A}{dx}, \quad (20)$$

gdzie: D_A – współczynnik dyfuzji składnika A; C_A i C_B – stężenia składników A i B [$\text{mol} \cdot \text{cm}^{-3}$]; X_A – ułamek molowy składnika A w mieszaninie, równy: $C_A / (C_A + C_B)$; γ_A – współczynnik aktywności składnika A; x – droga dyfuzji.

Gdy współczynniki dyfuzji składników A i B nie są jednakowe (co najczęściej ma miejsce w glebie), pojawia się obok dyfuzyjnego, przepływ lepki równy $X_A (f_A + f_B)$ i wtedy równanie całkowitego przepływu (lepkiego i dyfuzyjnego) (f_A^*) składnika A przyjmuje postać:

$$f_A^* = -D_A (C_A + C_B) \left(X_A \frac{d \ln \gamma_A}{dX_A} + 1 \right) \frac{dX_A}{dx} + X_A (f_A + f_B). \quad (21)$$

Dla dyfuzji ekwimolarnej, gdy przepływ dyfuzyjny składnika A i B jest jednakowy, ale przeciwny co do znaku, człon na przepływ lepki zanika i otrzymujemy równanie (20).

Natomiast gdy stężenia dyfundujących gazów są małe, współczynnik aktywności jest równy jedności i równanie (20) upraszcza się do postaci:

$$f_A = -D_A (C_A + C_B) \frac{dX_A}{dx}. \quad (22)$$

Uwzględniając, że $X_A = C_A / (C_A + C_B)$ otrzymujemy równanie:

$$f_A = -D_A \frac{dC_A}{dx}, \quad (23)$$

które jest identyczne z I prawem Ficka (5).

Posługując się prawem Ficka, należy pamiętać o powyższych zastrzeżeniach, dotyczących ekwimolarności i małych stężeń dyfundującego gazu. Stosowność prawa Ficka jest zatem tym większa, im dyfundujące gazy mniej różnią się ciężarami cząsteczkowymi (np. N_2 i O_2) i im mniejsze są gradienty ich stężeń. Warunki takie są spełnione w glebie dobrze przewietrzanej, natomiast niedotlenienie sprawia, że założenie dyfuzji ekwimolarniej nie jest spełniane ze względu na powstawanie takich gazów, jak: metan, siarkowódór lub nadmiar dwutlenku węgla.

Wartość współczynnika dyfuzji można uzyskać z bezpośrednich pomiarów lub ze wzoru zaproponowanego przez Reida i współautorów [148] dla współczynnika dyfuzji składnika 1 (D_1), dyfundującego w jednorodnej mieszaninie, składającej się z n składników:

$$D_1 = \frac{(1 - X_1)}{\sum_{j=2}^n \left(\frac{X_j}{D_{1j}} \right)}, \quad (24)$$

gdzie: X_1 - ułamek molowy składnika 1; X_j - ułamek molowy składnika j , D_{1j} - współczynnik dyfuzji dwuskładnikowej mieszaniny komponentów 1 i j , wyliczony z równania podanego przez Birda i współautorów [17]. Zależność ta, zmodyfikowana do układu jednostek SI, ma postać:

$$D_{1j} = 1,883 \cdot 10^{-2} \frac{T^{\frac{3}{2}} \sqrt{\frac{1}{M_1} + \frac{1}{M_j}}}{p \sigma_{1j}^2 \Omega} \left[m^2 s^{-1} \right], \quad (25)$$

gdzie: M_1 i M_j - masa cząsteczkowa składników 1 i j ; σ_{1j} - współczynnik zależny od średnicy cząstek składników 1 i j ; Ω - współczynnik proporcjonalny do możliwości zderzenia cząstek gazów 1 i j , zależny od temperatury i potencjału każdego z nich; p - ciśnienie całkowite gazu w [Pa]. Wartości współczynników σ i Ω można znaleźć w tablicach zamieszczonych w pracach Hirschfeldera i współautorów [77, 78].

Wpływ temperatury i ciśnienia na wartość współczynnika dyfuzji można oszacować stosując równanie:

$$D_{T_2 P_2} = D_{T_1 P_1} \frac{P_1}{P_2} \left(\frac{T_2}{T_1} \right)^{1,5}, \quad (26)$$

gdzie: $D_{T_1 P_1}$ i $D_{T_2 P_2}$ – współczynniki dyfuzji przy oznaczonych indeksami wartościach ciśnienia i temperatury.

Zgodnie z prawem zachowania masy, zmiana ilości gazu dyfundującego w jednostce objętości gleby (∂G) w czasie (∂t) równa jest zmianie zachodzącej w przepływie $\partial(f_x)$ na drodze ∂x pomniejszonej o jednostkową konsumpcję (np. O_2) lub powiększonej o produkcję (np. CO_2 , C_2H_2) gazów w glebie:

$$\frac{\partial G}{\partial t} = - \frac{\partial(f_x)}{\partial x} \pm q, \quad (27)$$

gdzie q jest właśnie produkcją lub konsumpcją stosownych gazów (aktywnością respiracyjną).

Uwzględniając, że ilość gazu w jednostce objętości gleby (G) jest równa sumie jego ilości w porach gleby i cieczach tam zawartych – $G = C (E_g + \alpha_B \theta)$ – oraz łącząc równania (27) i (5), otrzymujemy:

$$\frac{\partial [C (E_g + \alpha_B \theta)]}{\partial t} = \frac{\partial (D \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} \pm q. \quad (28)$$

W przypadku gazów nierozpuszczalnych w roztworze glebowym ($\alpha_B = 0$) równanie (28) ma postać:

$$\frac{\partial C E_g}{\partial t} = \frac{\partial (D \frac{\partial C}{\partial x})}{\partial x} \pm q. \quad (29)$$

Wszystkie brane pod uwagę parametry profilu glebowego mogą być uzależnione zarówno od miejsca, głębokości (x), jak i od czasu (t), co wiąże się z niehomogenicznością profilu i ze zmianami właściwości gleby w czasie. W postaci matematycznej wygląda to tak:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left\{ C \left[E_g(\theta, t, x) + \alpha_B \theta(t, x) \right] \right\} = \frac{\partial}{\partial x} \left[D(x, t, \theta) \cdot \frac{\partial D}{\partial x} + q(x, t, \theta, C) \right]. \quad (30)$$

Ta ogólna postać równania dyfuzji jednoosiowej jest punktem wyjścia do rozważania konkretnych sytuacji.

W wielu przypadkach, gdy D , E_g , q i θ są stałe, np. w określonej warstwie profilu glebowego, możliwe jest stosowanie równania uproszczonego, które, przy założeniu niezależności D od stężenia gazu w zakresie stosowalności prawa Ficka oraz pominięciu rozpuszczalności gazu w fazie ciekłej gleby (co jest możliwe np. dla tlenu, dla którego w temp. 20°C $\alpha_B = 0,033$), ma postać:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D}{E_g} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \frac{q}{E_g} \quad (31)$$

lub

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D^* \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + q^*, \quad (32)$$

gdzie: $D^* = D/E_g$; $q^* = q/E_g$. Równanie to dla dyfuzji przestrzennej tlenu, w dowolnym układzie współrzędnych, ma postać:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D}{E_g} \nabla^2 C + q^*, \quad (33)$$

gdzie: $\nabla^2 = \text{div grad}$. W układzie współrzędnych prostokątnych x , y , z :

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}, \quad (34)$$

w układzie współrzędnych sferycznych r, θ, φ :

$$\nabla^2 = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2}{\partial \varphi^2} \quad (35)$$

gdzie zależności między współrzędnymi prostokątnymi a sferycznymi dane są przez równania:

$$x = r \sin \theta \cos \varphi, \quad y = r \sin \theta \sin \varphi, \quad z = r \cos \theta. \quad (36)$$

Natomiast dla dyfuzji w układzie współrzędnych cylindrycznych ρ, φ, z :

$$\nabla^2 = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial \rho} \left(\rho \frac{\partial}{\partial \rho} \right) + \frac{1}{\rho^2} \frac{\partial^2}{\partial \varphi^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}, \quad (37)$$

gdzie zależności między współrzędnymi określone są następująco:

$$x = \rho \cos \varphi, \quad y = \rho \sin \varphi, \quad z = z \quad (38)$$

W warunkach stanu ustalonego zależności (31) i (32) przyjmują postać równania Poissona:

$$\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \pm \frac{q}{D} = \pm \frac{q^*}{D^*}. \quad (39)$$

Równanie (31), w przypadku braku aktywności respiracyjnej ($q = 0$), upraszcza się do formuły:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D}{E_g} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} \quad (40)$$

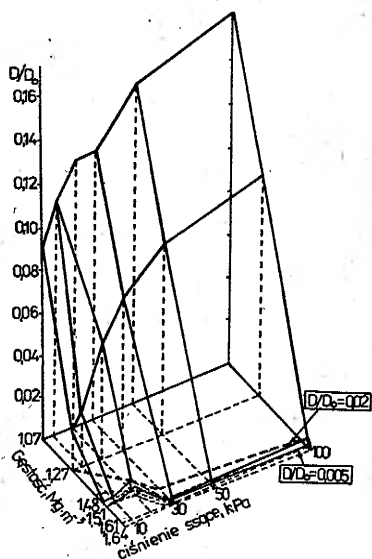
znanej jako II prawo Ficka, a w przypadku ustalonego w czasie ($C/t = 0$) - do równania typu Laplace'a:

$$\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = 0. \quad (41)$$

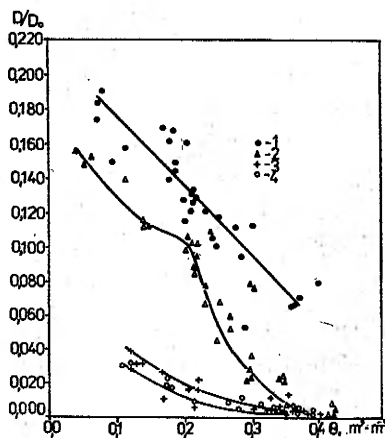
Makrodyfuzja (dyfuzja w profilu glebowym)

Współczynnik dyfuzji gazów w glebie

Współczynnik dyfuzji gazów w glebie stanowi ułamek współczynnika dyfuzji gazów w swobodnej atmosferze. Zależy on bowiem nie tylko od rodzaju gazu, ciśnienia i temperatury, ale również od ilości porów wypełnionych powietrzem, a także od ich ciągłości i krętości, co jest z kolei uwarunkowane specyfiką danej gleby, jako układu porowatego cząstek, oraz jej wilgotnością.



Rys. 4.. Zależność D/D_0 od ciśnienia ssącego i zagęszczenia gleby dla czarnej ziemi o składzie mechanicznym gliny średniej (wg [175/])



Rys. 5. Zależność D/D_0 od wilgotności przy różnych zagęszczeniach czarnej ziemi o składzie mechanicznym gliny średniej (wg [175/])
1 - $1,07 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$; 2 - $1,27 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$;
3 - $1,48 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$; 4 - $1,51 \text{ Mg}\cdot\text{m}^{-3}$

Właściwości dyfuzyjne ośrodka glebowego przyjęto charakteryzować względnym współczynnikiem dyfuzji, będącym ilorazem D/D_0 (przy danym ciśnieniu i temperaturze), gdzie D_0 jest współczynnikiem dyfuzji danego gazu w powietrzu atmosferycznym. Zaletą tej formuły jest niezależność od temperatury, ciśnienia i rodzaju dyfundującego gazu.

Wartości D_0 dla tlenu zostały ujęte w tabeli 3, natomiast dla dwutlenku węgla – w tabeli 4; dla innych gazów – mogących wchodzić w skład powietrza glebowego – w tabeli 9. Przeliczenia wartości D/D_0 dla dowolnego ciśnienia czy temperatury można dokonać równaniem (26).

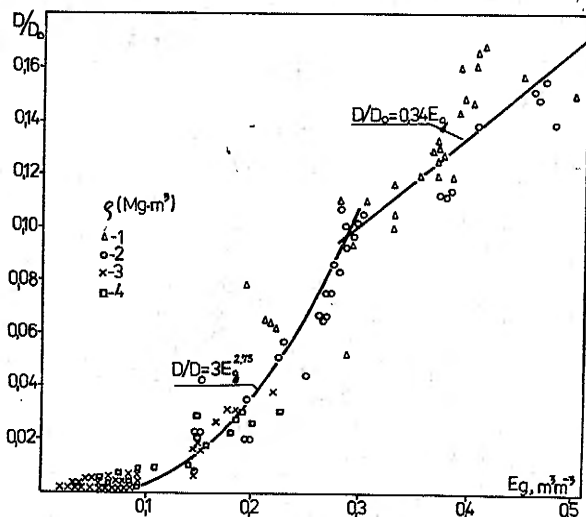
Zależność D/D_0 od ciśnienia ssącego gleby; przy różnych zagęszczeniach, przedstawia rysunek 4. Jak widać, współczynnik ten rośnie krzy-

woliniowo ze wzrostem ciśnienia ssącego i gwałtownie maleje ze wzrostem gęstości gleby.

Podobnie silny wpływ wywiera zagęszczenie gleby na zależność D/D_0 od wilgotności gleby (θ), co przedstawia rysunek 5. Najmniejsze wartości uwilgotnienia odpowiadają glebie powietrznie suchej, a odnośne wartości D/D_0 mieszczą się w granicach 0,03-0,2. Zakres ten jest najczęściej cytowany w literaturze, a tylko w wyjątkowych przypadkach, dla gleb bardzo luźnych, wartości te mogą być większe i dochodzić nawet do 0,5. Ogólnie, wartości D/D_0 gleb powietrznie suchych, niewiele różniące się od znajdujących dla gleb całkowicie wysuszonych, zawierają się w przedziałach 0,02-0,5 wartości D_0 , co odpowiada (patrz tab. 3 i 4) wartościom D (w temp. 20°C): dla tlenu - od $4 \cdot 10^{-7}$ do $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; dla dwutlenku węgla - od $3,2 \cdot 10^{-7}$ do $8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

Omówiony rysunek nie pozwala na ściśle oszacowanie wartości D/D_0 przy pełnym wysyceniu gleby wodą. Brak jest też dla tego stanu dokładnych danych pomiarowych, ponieważ metody oznaczania współczynnika dyfuzji są dostosowane do średniego uwilgotnienia gleby i przy niskich wartościach D lub D/D_0 wykazują większy błąd oznaczenia. Można jednak przypuszczać, że stopień spowolnienia dyfuzji przez fazę stałą gleby jest jednakowy w glebie suchej (faza gazowa) i nasyconej wodą (faza ciekła). Wynika z tego, że względny współczynnik dyfuzji gazu w glebie całkowicie wysyczonej wodą, odniesiony do współczynnika dyfuzji w czystej wodzie (D_w), powinien być taki sam, jak względny współczynnik dyfuzji odniesiony do powietrza w przypadku gleby suchej. Można zatem przyjąć, że w glebie wysyczonej wodą współczynnik dyfuzji mieści się w granicach 0,02-0,5 D_w , co odpowiada (patrz tab. 3 i 4) wartościom D (w temp. 20°C) od $4,2 \cdot 10^{-11}$ do $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ dla tlenu i od $3,5 \cdot 10^{-11}$ do $8,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ dla dwutlenku węgla.

W odróżnieniu od omówionych uzależnień parametru D/D_0 stwierdzono [65, 149, 175], że zależność D/D_0 od porowatości powietrznej gleby nie jest wyraźnie związana z jej zagęszczeniem. Typowy przykład przedstawia rysunek 6. Ze wzrostem E_g obserwuje się krzywoliniowy wzrost D/D_0 , natomiast po przekroczeniu wartości E_g równej $0,3-0,4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ [34, 37, 65, 129, 175] wzrost ten ma charakter niemal prostoliniowy



Rys. 6. Zależność względnego współczynnika dyfuzji (D/D_0) od porowatości powietrznej (E_g) czarnej ziemi (ta sama gleba jak na rys. 4 i 5) przy różnych zagęszczeniach (wg /175/)

1 - 1,07 $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$; 2 - 1,27 $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$; 3 - 1,48 $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$; 4 - 1,51 $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$

i jest mniejszy niż w zakresie małych wartości E_g . Tłumaczy się to tym, że wzrost E_g następuje w wyższym zakresie porowatości powietrznej na skutek opróżnienia z wody mikroporów wewnątrzagregatowych, których udział w dyfuzji gazów jest mniejszy (patrz dalej) niż makroporów międzyagregatowych.

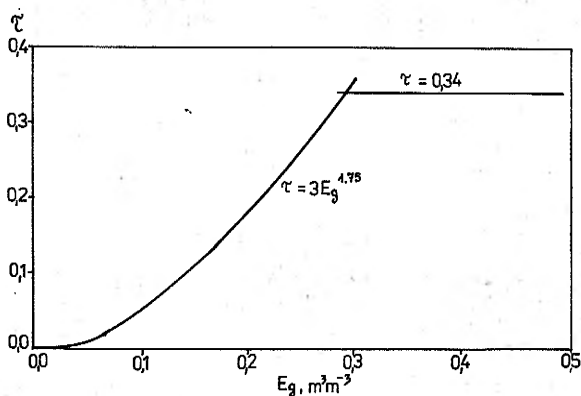
Zjawisko histerezy dla zależności D/D_0 od E_g było mało badane, a uzyskane wyniki /155/, dotyczące jedynie piasku, wskazują na brak tego efektu.

Do opisu zależności D/D_0 od E_g stosowano różne równania matematyczne. Najprostszym z nich jest:

$$\frac{D}{D_0} = \tau E_g, \quad (42)$$

gdzie: τ – współczynnik efektywności dyfuzyjnej porów (dla gazu).

τ wskazuje, jak duży jest aktualny współczynnik dyfuzji w odniesieniu do współczynnika dyfuzji w glebie o porach w układzie prostych,



Rys. 7. Zależność współczynnika dyfuzyjnej efektywności porów (τ) od porowatości powietrznej (E_g) czarnej ziemi wykreślona na podstawie podstawie krzywej z rysunku 6

równoległych do kierunku dyfuzji, kapilar. W danej glebie wartość współczynnika τ nie jest stała, co przesądza o jego małej przydatności. Przedstawiona na rysunku 7 zależność τ od E_g wskazuje, że efektywność dyfuzyjna porów wzrasta w miarę odwadniania gleby, osiągając maksimum w zakresie odpowiadającym całkowitemu opróżnieniu z wody dużych porów międzyagregatowych, i ponownie maleje w miarę dalszego odwadniania porów mniejszych.

To zmniejszenie efektywności dyfuzyjnej porów wydaje się mieć przyczynę w rozmiarach średnicy porów dostępnych dyfuzji. Współczynnik dyfuzji bowiem nie zależy od wielkości kapilar czy porów (w odróżnieniu od przepuszczalności powietrznej zależnej od kwadratu promienia porów) pod warunkiem, że średnica tych ostatnich jest większa od średniej drogi swobodnej cząstek. Wówczas efekty zderzeń cząstek ze ściankami kapilar nie odgrywają większej roli. Można przyjąć, że granicą jest średnica $0,10 \mu\text{m}$ (patrz tab. 9), co w przypadku gleby dotyczy porów opróżniających się z wody przy ciśnieniach ssących większych od 3 MPa ($pF = 4,5$), a więc przy wilgotnościach poniżej punktu wędnięcia. Stopniowe przechodzenie od dyfuzji normalnej do dyfuzji gazu rozrzedzonego jest prawdopodobnie głów-

na przyczyną obniżenia się efektywności dyfuzyjnej porów małych opróżnionych z wody dużymi ciśnieniami ssącymi gleby.

Bardziej użyteczny w praktyce, od modelu opisanego równaniem (42), jest model liniowy [11, 18, 27, 66, 137, 150, 152, 182, 189, 190/:

$$\frac{D}{D_0} = \ell (E_g - m), \quad (43)$$

gdzie m ma sens fizyczny porowatości martwej, tj. objętości porów nieużytecznych, zablokowanych dla dyfuzji, ℓ zaś określa efektywność dyfuzyjną pozostałych porów wypełnionych powietrzem.

Krzywoliniowemu charakterowi zależności D/D_0 od E_g lepiej odpowiada opis równaniem potęgowym [13, 24, 33, 34, 65, 66, 90, 99, 124, 128, 178/ w postaci:

$$\frac{D}{D_0} = \gamma E_g^\mu, \quad (44)$$

gdzie γ i μ są współczynnikami empirycznymi, charakteryzującymi badany materiał. Zależność ta bywa najczęściej stosowana. Pozwala dodatkowo określać zależność współczynnika efektywności od porowatości powietrznej:

$$\tau = \gamma E_g^{\mu-1}, \quad (45)$$

Ostatnio Troeh i współautorzy [184/ zaproponowali czwartą formułę, zawierającą również dwa parametry empiryczne (u i h), która ich zdaniem łączy w sobie zalety obu poprzednich równań i pozwala na bardziej wiarygodną ekstrapolację danych doświadczalnych. Ma ona postać:

$$\frac{D}{D_0} = \left(\frac{E_g - u}{1 - u} \right)^h. \quad (46)$$

W tabeli 5 zestawiono cytowane przez różnych autorów współczynniki ℓ , m , u , h , występujące w równaniach (43-46).

Stępniewski [173, 175/ stwierdził, że parametry empiryczne γ i μ z równania (44) są ze sobą wzajemnie powiązane, co przedstawia rysunek 8. Mimo że wartości tych parametrów odnoszą się do różnych

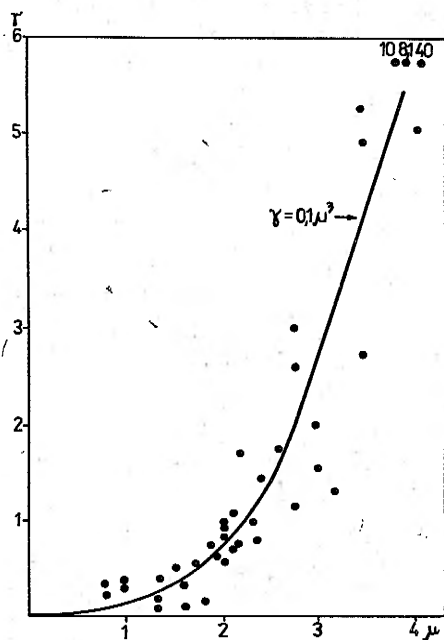
Tabela 5. Zależność pomiędzy porowatością powietrzną E_g i dyfuzją gazów D/D_0 opisana przez różne równania

Badany materiał	Zakres E_g [m ³ m ⁻³]	Współczynniki równań: $D/D_0 = \ell(E_g - m)$; $D/D_0 = [(E_g - u)/(1 - u)]^h$; $D/D_0 = \gamma E_g^\mu$					
		ℓ	m	u	h	γ	μ
Piasek, kulki szklane [137/	0,15-0,4	0,66	0	0	1,3	-	-
Podglebie z Rothamsted [137/	0,43-0,63	0,81	0,11	0,1	1,5	-	-
It z Brookston [18/	0,10-0,30	1,3	0,1	0,05	1,1	-	-
It z Pauiding [18/	0,05-0,33	0,71	-0,01	0	1,2	-	-
Gлина [182/	0,10-0,45	0,67	0	0	1,4	-	-
Piasek [182/	0,10-0,45	0,97	0,09	0	1,3	-	-
Gleby z różnych głębokości [152/	0,20-0,40	0,37	0,17	0,15	2,0	-	-
Kilka gleb [152/	0,14-0,39	0,66	0,1	0,07	1,6	-	-
Gleby [190/	0,15-0,60	0,90	0,14	-	-	-	-
Kaolin mokry [66/	0,14-0,54	0,83	0,13	-	-	-	-
Kaolin suchy [66/	0,30-0,57	0,94	0,21	-	-	-	-
Gleby [189/	> 0,10	0,9	0,11	-	-	-	-
Gleby [150/	0,25-0,52	0,88	0,16	-	-	-	-
Gleby [11/	0,07-0,30	0,53	0,05	0,03	1,5	-	-
Piasek, gleby [24/	0,16-0,61	-	-	0,15	1,7	1,0	2,0
Ciała porowate [124/	0,25-0,5	-	-	-	-	1,0	3/2
Piasek, kulki szklane [33/	0,17-0,43	-	-	0	1,4	1,9	1,4
Gleby [128/	0,1-0,5	-	-	0,05	1,4	1,0	4/3
Piasek, kulki szklane [34/	0,3-0,4	-	-	0,15	1,1	1,75	2,1
Podglebie gliniaste [66/	0,02-0,4	-	-	0	2,0	0,49	1,5
Gleba z Webster [90/	0,00-0,18	-	-	0,05	1,5	40,6	4,0
Gлина пыlasta [65/	0,15-0,43	-	-	0,15	1,1	5,25	3,36
Podglebie zaszlamiene [13/	0,04-0,4	-	-	0,10	2,0	2,0	3,0
Podglebie naturalne [13/	0,04-0,4	-	-	0,03	2,0	0,85	2,0
Gleby [99/	0,12-0,37	-	-	0,05	1,4	1,0	5/3
Różne gleby [12/	0,06-0,54	-	-	-	-	0,15-10	1,6-4
Gleby brunatne lessowe [173/	0-0,45	-	-	-	-	0,21-2,7	0,84-3,53
Gleby [175/	0-0,35	-	-	-	-	2,5-5	2,75-4

gleb i pochodzą z eksperymentów różnych badaczy, wykazują wzajemną zależność, którą w przybliżeniu opisuje równanie:

$$\gamma = 0,1 \mu^3. \quad (47)$$

Na rysunku 8 nie zamieszczono, znacznie odbiegających od krzywej, wartości uzyskanych przez Laia i współautorów [99/], Marshalla [124/ oraz Millingtona i współautorów [128/], którzy zakładali $\gamma = 1$, tj. przyjmowali model $D/D_0 = E_g^\mu$.



Rys. 8. Zależność między parametrami γ i μ z równania (44) podana przez różnych badaczy [12, 13, 24, 34, 65, 66, 90, 173, 175]

Parametry γ i μ z równania empirycznego (44) są związane ze sobą równaniem (47), zatem do opisu zależności D/D_0 od E_g wystarcza tylko jeden wskaźnik, charakteryzujący dany ośrodek porowaty:

$$\frac{D}{D_0} = 0,1 \mu^3 E_g^\mu \quad (48)$$

lub

$$\frac{D}{D_0} = \gamma E_g^3 \sqrt[3]{10\gamma} \quad (49)$$

Graficzna interpretacja równania (48) przedstawiona jest na rysunku 9. Im wyższe μ , tym niższe D/D_0 w zakresie niskich wartości E_g i tym wyższe D/D_0 - przy dużych E_g .

Czyniono też próby stosowania do opisu zależności D/D_0 od E_g bardziej złożonych modeli empirycznych [33, 36, 38], a także teoretycznego wyprowadzenia tej zależności [129].

Stała dyfuzji gazów w glebie

W glebie dyfuzja może występować w porach (zależnie od wilgotności): wypełnionych wyłącznie powietrzem (gleba sucha); wypełnionych wodą i powietrzem; wypełnionych wyłącznie wodą (stan całkowitego wysycenia gleby). Stąd też do opisu właściwości dyfuzyjnych gleby (w całym zakresie uwilgotnienia) wygodniej stosować stałą dyfuzji, a nie współczynnik dyfuzji. Równania dyfuzji odnoszone są wówczas do ciśnień

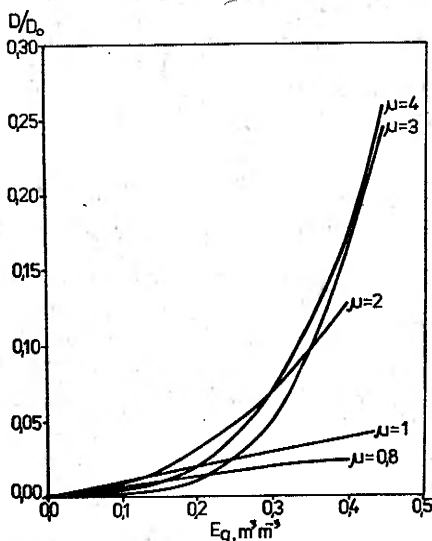
parcjalnych, co umożliwia porównywanie prędkości przenikania we wszystkich stanach uwilgotnienia i zapobiega nieporozumieniom w sposobie wyrażania stężenia czynnika dyfundującego.

W takim zakresie wilgotności gleby, który zapewnia istnienie ciągłego systemu porów wypełnionych powietrzem względny współczynnik dyfuzji (D/D_0) jest równy względnej stałej dyfuzji (K/K_0).

Rysunki 4-6 przedstawiające D/D_0 w glebie równocześnie obrazują te same zależności dla K/K_0 .

Przeprowadzając analogiczne rozważania, jak poprzednio dla współczynnika dyfuzji, należy stwierdzić, że zakres zmienności K/K_0 dla gleb suchych wynosi 0,02-0,5. Oznacza to, że w temperaturze 20°C K dla tlenu mieści się w przedziale $1,65 \cdot 10^{-10}$ - $4,13 \cdot 10^{-9}$ [mol·m⁻¹s⁻¹Pa⁻¹]. W przypadku całkowitego nasycenia gleby wodą wartość K powinna wynosić 0,02-0,5 stałej dyfuzji tlenu w wodzie K_w ($2,87 \cdot 10^{-14}$ [mol·m⁻¹s⁻¹Pa⁻¹] w temp. 20°C), czyli $5,7 \cdot 10^{-16}$ - $1,44 \cdot 10^{-16}$ [mol·m⁻¹s⁻¹Pa⁻¹]. Z cytowanych wyżej liczb wynika, że zakres zmian K w glebie wynosi ponad 6 rzędów wielkości.

Mimo że w odniesieniu do gleb stała dyfuzji może mieć szerszy zakres zastosowania niż współczynnik dyfuzji, to większość badaczy stosowała drugi z wymienionych wskaźników i tylko nieliczne prace [50, 52, 179, 180] przytaczają wartości K zmierzone przez Flühlera dla 8 gleb [50]. Uzyskany zakres wartości wynosił od $2 \cdot 10^{-15}$ (w stanie nasycenia gleby wodą) do $2 \cdot 10^{-9}$ [mol·m⁻¹s⁻¹Pa⁻¹] (w stanie suchym).



Rys. 9. Graficzna postać zależności określonej równaniem $D/D_0 = 0,1 \mu^3 E_g$

Rozwiązania równań dyfuzji dla tlenu w glebie

Rozwiązania równań dyfuzji, spotykane w literaturze, mają postacie zawierające współczynnik dyfuzji (D), zdefiniowany równaniem (5), lub też dyfuzyjności ($D^* = D/E_g$) i stężenie danego gazu (C) w powietrzu glebowym. Z tego też względu w niniejszym opracowaniu zachowano tę oryginalną postać. Należy jednak pamiętać, że równania te poprawnie mogą być stosowane jedynie w zakresie uwilgotnienia, przy którym dyfuzja ma miejsce wyłącznie w fazie gazowej gleby. W przypadku nieciągłości porów wypełnionych powietrzem (co ma miejsce w zakresie wartości E_g poniżej $0,1-0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) należy stężenie tlenu odnosić do fazy ciekłej (C_θ), gdzie:

$$C_\theta = \alpha_B \cdot C. \quad (50)$$

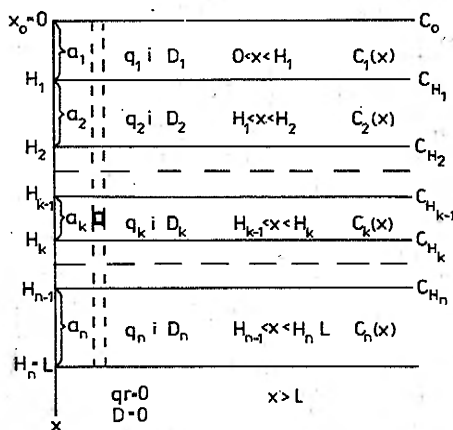
Najlepiej zatem stosować stałą dyfuzji i ciśnienie parcjalne, wykorzystując zależności (11-16).

W zakresie rozwiązań analitycznych równań dyfuzji, w odniesieniu do gleby ~~o stabilnych właściwościach (niezmiennych w czasie)~~ ^{w warunkach stanu stacjonarnego (ustalonego)}, istnieją rozwiązania dla profilu wielowarstwowego. Natomiast ~~nie~~ ^{dla stanu} ~~nie~~ ^{niestacjonarnego} ~~stabilności cech charakterystycznych~~ uzyskano rozwiązania jedynie dla profilu dwuwarstwowego.

Stan stacjonarny

Profil wielowarstwowy

Natlenienie w wielowarstwowym profilu glebowym o głębokości $x = L$, zawierającym n warstw - z których każda ma określoną miąższość a_i o aktywności respiracyjnej q_i i współczynnikiem dyfuzji tlenu D_i - było rozważane przez Stępniewskiego /171/ jako kontynuacja i uogólnienie dociekań Kowalika /93/, dotyczących



Rys. 10. Schemat wielowarstwowego profilu glebowego (wg [171])

profilu dwuwarstwowego. Profil wielowarstwow przedstawia schematycznie rysunek 10. Należy podkreślić, że w obrębie każdej warstwy q_i i D_i nie zmieniają się w czasie ani z głębokością profilu. Dla $x > L$ profil nie wykazuje aktywności respiracyjnej, współczynnik dyfuzji tlenu jest równy zero, czyli podłoże jest nieprzepuszczalne dla gazu.

Rozważmy, zaznaczony na rysunku 10 kwadratem, jednostkowy element objętości gleby na głębokości x w warstwie k . Zapotrzebowanie na tlen na tej głębokości (Q_x) jest równe poborowi tlenu przez warstwy głębsze, a zatem:

$$Q_x = \sum_{i=k}^n a_i q_i - q_k (x - H_{k-1}). \quad (51)$$

Dopływ tlenu będzie natomiast, zgodnie z I prawem Ficka, równy:

$$f_x = - D_k \frac{dC_k}{dx}. \quad (52)$$

W przypadku stanu stacjonarnego istnieje równowaga między poborem a dopływem tlenu na każdej głębokości. Zatem:

$$\sum_{i=k}^n a_i q_i + q_k H_{k-1} - q_k x = - D_k \frac{dC_k}{dx}. \quad (53)$$

Ponieważ D_k i q_k są stałe, równanie to możemy scałkować w granicach od H_{k-1} do x i od $C_{H_{k-1}}$ do $C_k(x)$:

$$\left[\sum_{i=k}^n q_i a_i + q_k H_{k-1} \right] \int_{H_{k-1}}^x dz - q_k \int_{H_{k-1}}^x z dz = - D_k \int_{C_{H_{k-1}}}^{C_k(x)} du. \quad (54)$$

W rezultacie otrzymujemy:

$$C_k(x) = C_{H_{k-1}} + \frac{2 \sum_{i=k}^n q_i a_i (x - H_{k-1}) - q_k (x - H_{k-1})^2}{2 D_k}. \quad (55)$$

Dla $x = H_k$, tj. na dolnej granicy warstwy k , mamy:

$$C_{H_k} = C_{H_{k-1}} - \frac{2 \sum_{i=k}^n q_i a_i a_k - q_k a_k^2}{2 D_k}. \quad (56)$$

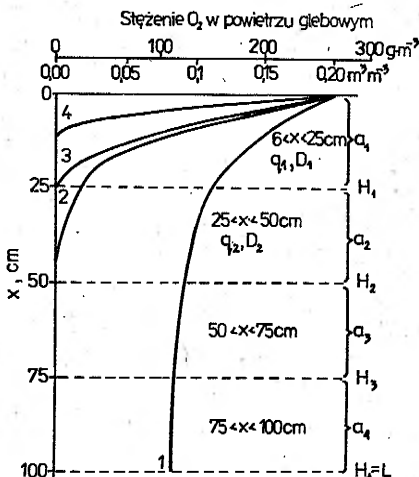
Na dolnej granicy profilu ($x = L = H_n$) mamy:

$$C_L = C_{H_n} = C_{H_{n-1}} - \frac{q_n a_n^2}{2 D_n}. \quad (57)$$

W przypadku, gdy ostatnia warstwa (n) jest biologicznie nieaktywna ($q_n = 0$) nie będzie w niej spadku stężenia tlenu, tzn. $C_L = C_{H_{n-1}}$.

Na podstawie równań (55) i (56) możemy znaleźć rozkład stężenia tlenu w warunkach stanu stacjonarnego w wielowarstwowym profilu glebowym o dowolnej ilości warstw.

Przykład rozkładu stężenia tlenu w czterowarstwowym profilu glebowym przedstawia rysunek 11, z którego widać, że największe gradienty stężenia tlenu występują w powierzchniowej warstwie gleby o wysokiej



Rys. 11. Rozkład stężenia tlenu w warunkach stacjonarnych w powietrzu glebowym czterowarstwowego profilu o miąższości warstw: $a_1=a_2=a_3=a_4=25$ cm (temp. 20°C) wyliczony z równań (55) i (56)

$$\begin{aligned}
 1 - q_1 &= 0,5 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}; \quad q_2 = 0,1 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}; \quad q_3 = 0,05 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}; \\
 q_4 &= 0,01 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}; \quad D_1=D_2=D_3=D_4=2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}; \quad 2 - q_1=1,2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}; \\
 D_1 &= 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}; \quad q_2 = 0,3 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}; \quad D_2 = 2,1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}; \quad 3 - q_1 = \\
 &= 1,92 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}, \quad D_1 = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}; \quad 4 - q_1 = 10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \text{s}^{-1}, \quad D_1 = \\
 &= 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}
 \end{aligned}$$

aktywności respiracyjnej. Natomiast w warstwach głębszych, o niższej aktywności respiracyjnej, zróżnicowanie stężenia tlenu, pomimo różnic w wartościach współczynnika dyfuzji, jest niewielkie.

Profil jednowarstwowy

Przypadek 1. D i q są stałe w czasie i nie zmieniają się z głębokością, czyli $k = n = 1$ i $a_1 = H_1 = L$, równanie (55) redukuje się do postaci:

$$C = C_0 - \frac{q (2Lx - x^2)}{2D}. \quad (58)$$

Rezultat ten jest identyczny z rozwiązaniem uzyskanym przez innych autorów [15, 93, 94, 135, 151/.

Na granicy strefy aktywnej biologicznie (dla $x = L = H_n$), niezależnie od tego czy poniżej jest warstwa nieprzepuszczalna, czy przepuszczalna dla gazu, mamy:

$$C_L = C_o - \frac{q L^2}{2D}. \quad (59)$$

Jeżeli stężenie tlenu krytyczne dla aktywności drobnoustrojów oznaczmy jako C' , to z równania (59) można wyznaczyć graniczną aktywność respiracyjną q' , przy której stężenie tlenu na dolnej granicy strefy aktywnej biologicznie ($x = L$) osiąga wartość C' :

$$q' = \frac{2D (C_o - C')}{L^2}, \quad (60)$$

albo też krytyczną wartość współczynnika dyfuzji (D'), która zapewnia w całym profilu, do głębokości L , stężenie tlenu powyżej C' :

$$D' = \frac{q L^2}{2 (C_o - C')}. \quad (61)$$

Kowalik [93] przyjmuje, że wartość C' jest praktycznie równa zero, co po uwzględnieniu tego w równaniu (60) i (61) daje:

$$q' = \frac{2 C_o D}{L^2} \quad (62)$$

i

$$D' = \frac{q L^2}{2 C_o}. \quad (63)$$

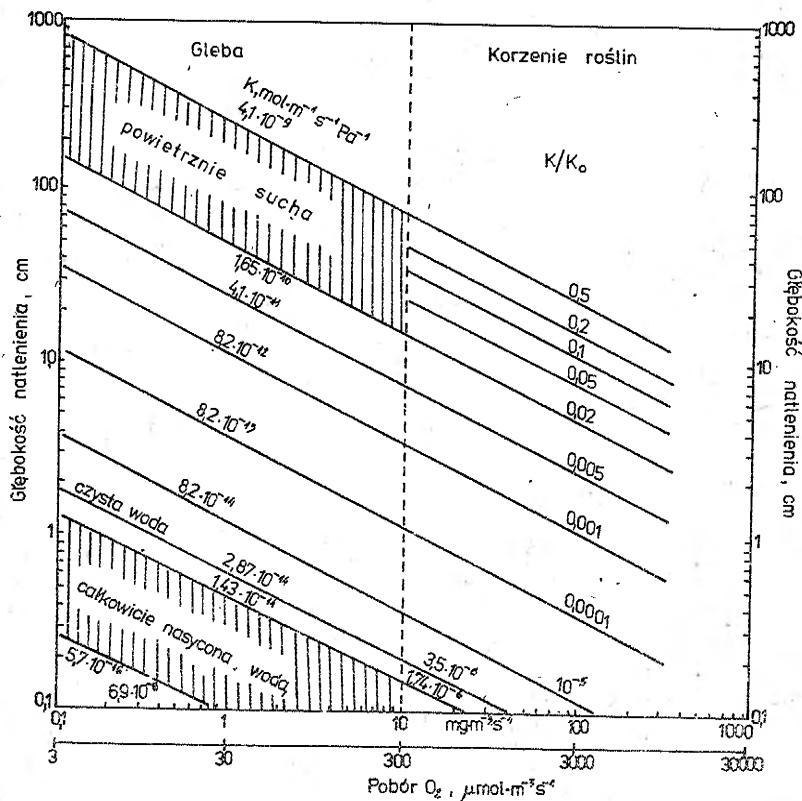
W przypadku, gdy niecały profil biologicznie aktywny jest natleniony ($q < q'$) głębokość strefy natlenienia (L_{an}) wynosi:

$$L_{an} = \sqrt{\frac{2 C_o D}{q}}. \quad (64)$$

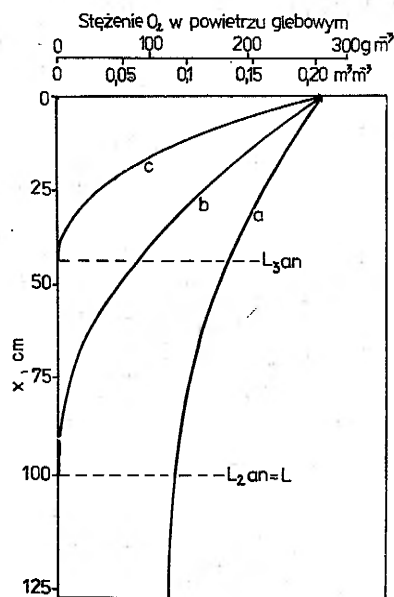
Zastąpienie w tym równaniu stężenia tlenu w powietrzu atmosferycznym (C_o) jego ciśnieniem parcjalnym (P_o), współczynnika dyfuzji (D) stałą (K) daje:

$$L_{an} = \sqrt{\frac{2 P_o K}{q}} \quad (65)$$

Zależność głębokości, od której zaczyna się strefa beztlenowa w glebie (L_{an}) od poboru tlenu q przy różnych wartościach współczynnika dyfuzji (D), wyliczone na podstawie równania (65), przedstawia rysunek 12. Na rysunku tym naniesiono zakresy wartości q spotykane normalnie w glebach ($0,1-10 \text{ mg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$), a także wartości wyższe (do



Rys. 12. Zależność głębokości natlenienia gleby (w stanie stacjonarnym) od jej aktywności respiracyjnej (q) przy różnych wartościach współczynnika dyfuzji tlenu (D). q i D nie zmieniają się z głębokością. Wykres ten może być odnoszony również do głębokości natlenienia korzenia na drodze dyfuzji wewnętrznej przy założeniu stałości q i D na całej jego długości oraz braku wymiany radialnej O_2 z otoczeniem



Rys. 13. Stężenie tlenu w powietrzu jednorodnego profilu glebowego przy $q = 0,594 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$ i zróżnicowanych wartościach D (wg [171])

$$\begin{aligned} a - D &= 2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} > D'; \quad b - D = \\ &= 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} = D'; \quad c - D = \\ &= 2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} < D' \end{aligned}$$

sycone wodą charakteryzują się 300 000 razy mniejszą wartością $K = 1,43 \cdot 10^{-14} - 5,7 \cdot 10^{-16} \left[\text{mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1} \right]$. W takich okolicznościach głębokość natlenienia wynosi zaledwie 1,5 mm (przy dużych wartościach q) i do 15 mm (przy małych q). Powyższe dotyczy gleby będącej w kontakcie z powietrzem atmosferycznym i jest potwierdzone cechami morfologicznymi profilu glebowego oraz danymi eksperymentalnymi [71].

Rozkład stężenia tlenu w jednorodnym profilu glebowym, dla różnych wartości współczynnika dyfuzji, wyliczony z równania (58) przedstawia rysunek 13. Krzywa "a" obrazuje sytuację, gdy współczynnik dyfuzji gleby jest większy od wartości krytycznej, tzn. cały profil jest natlenio-

$300 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$), jakie mogą występować w korzeniach żywych roślin, w ściółkach i glebach z dodatkiem łatwo rozkładalnych substratów organicznych [61]. Przedstawiony jest tam również cały zakres wartości stałej dyfuzji K dla tlenu, jakie mogą występować w glebie. I tak wartości K równe $4,1 \cdot 10^{-9} - 1,65 \cdot 10^{-10} \left[\text{mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1} \right]$, którym odpowiada zakres K/K_0 (a tym samym D/D_0) $0,5 - 0,02$, występują w glebach powietrznie suchych, przy czym wyższa wartość odnosi się do gleb najbardziej luźnych, niższa zaś - do gleb najbardziej zbitych. Głębokość natlenienia w tym przypadku wynosi od 0,08 do 0,8 m dla największych wartości q normalnie występujących w glebie i od 0,8 do 8 m dla niewielkich wartości q . Gleby całkowicie wy-

ny; stężenie tlenu na dole strefy aktywnej biologicznie jest większe od zera. Linia "b" ^{dotyczy przypadku} ~~jest prawdziwa~~, gdy stężenie tlenu spada do zera na głębokości strefy aktywnej biologicznie, natomiast "c" – gdy głębokość strefy natlenienia jest mniejsza od głębokości strefy aktywnej biologicznie.

Przypadek 2. D nie zmienia się w czasie i z głębokością, q jest stałe w czasie, a maleje z głębokością:

$$q(x) = q_0 \left[1 - \left(\frac{x}{L} \right)^k \right], \quad (66)$$

gdzie: q_0 – aktywność respiracyjna na powierzchni gleby, k – stała.

Przeprowadzając rozumowanie analogiczne, jak przy profilu wielowarstwowym, tzn. przyjmując, że na głębokości x dopływ tlenu, wynoszący $f(x) = -D \frac{dC}{dx}$, jest równy jego poborowi $Q(x)$ przez glebę położoną głębiej (przy założeniu natlenienia całego profilu do głębokości L):

$$Q(x) = q_0 \int_x^L \left[1 - \left(\frac{z}{L} \right)^k \right] dz \quad (67)$$

otrzymujemy rozkład stężenia tlenu:

$$C(x) = C_0 - \frac{q_0}{D(k+1)L^k} \left(kL^{k+1}x + \frac{x^{k+2}}{k+2} \right) - \frac{qx^2}{2D}. \quad (68)$$

To ogólne równanie, gdy $k = 1$ daje nam rozwiązanie uzyskane przez Romella /151/, przy $k = 0,25$ – rozwiązanie podane przez Wesselinga /189/ dla dyfuzji dwutlenku węgla i przekształcone dla tlenu przez Kowalika /93/.

Przypadek 3. D i q zmieniają się z głębokością, ale są stałe w czasie. W tych okolicznościach przyjęto dodatkowe założenia /189/:

a) zużycie tlenu przy $k = 0,25$ zmienia się według wzoru (66), co daje całkowitą konsumpcję dla jednostkowej powierzchni gleby $B = 0,2 q_0 L$;

b) porowatość powietrzna w profilu glebowym obniża się stopniowo według równania

$$E_g(x) = E_{g0} (1 - ax^k), \quad (69)$$

gdzie: E_{g0} – porowatość powietrzna na powierzchni gleby, a i k – sta-

le, przy czym Wesseling [189] rozpatrywał przypadek dla $k = 1$ i 2 (liniowy i paraboliczny spadek porowatości powietrznej z głębokością);

c) $x = L$. Wtedy

$$E_g(x) = E_{go}(L) = 0,1, \quad (70)$$

a więc

$$E_{go}(1 - aL^k) = 0,1, \quad (71)$$

$$d) \quad D(x) = D_o [E_g(x) - 0,1], \quad (72)$$

$$e) \quad C = C_o \text{ dla } x = 0, \quad \frac{dC}{dx} = 0 \text{ dla } x = L. \quad (73)$$

Przy powyższych założeniach, stężenie tlenu w profilu glebowym opisywane jest równaniem:

$$C(x) = C_o - \frac{q_o L J_1}{4,5 \cdot D_o \cdot E_{go} \cdot a} \text{ dla } k = 1 \quad (74)$$

oraz

$$C(x) = C_o - \frac{q_o L J_2}{4,5 \cdot D_o \cdot E_{go} \cdot a} \text{ dla } k = 2. \quad (75)$$

Wartości J_1 i J_2 zostały obliczone i tabularyzowane przez Wesselinga (tab. 6).

Tabela 6. Zestawienie wartości J_1 i J_2 z równań (53) i (54) według Wesselinga [189]

	x/L					
	0,0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
J_1	0	0,163	0,274	0,347	0,388	0,401
J_2	0	0,149	0,236	0,284	0,309	0,316

Stan nieustalony w czasie

Profil dwuwarstwowy

Najbardziej ogólne rozwiązanie równania dyfuzji (32) w niestacjonarnym stanie gleby uzyskano dla profilu dwuwarstwowego, w którym biologicz-

nieaktywna warstwa powierzchniowa $0 \leq x \leq H$ - o pozornej aktywności respiracyjnej $q^*(t)$ i stałej dyfuzyjności D_1^* - podścielona jest nieaktywnym biologicznie podłożem $H < x \leq L$, o dyfuzyjności D_2^* i nieprzepuszczalną dla gazu warstwą na głębokości $x \geq L$. Z wymienionych wielkości można utworzyć sześć układów.

Układ 1. $D_1^* \neq D_2^*$; $q^* = a + b \exp(kt)$ - dyfuzyjności w obu warstwach są różne, q^* zaś w warstwie aktywnej biologicznie zmienia się w czasie (ale nie z głębokością) według równania: $q^* = a + b \exp(kt)$, gdzie: a, b, k - parametry charakteryzujące glebę.

Dyfuzję tlenu opisują dwa równania:

$$\frac{\partial C_1}{\partial t} = D_1^* \frac{\partial^2 C_1}{\partial x^2} - [a + b \exp(kt)], \quad (76)$$

dla warstwy wierzchniej i biologicznie aktywnej, i

$$\frac{\partial C_2}{\partial t} = D_2^* \frac{\partial^2 C_2}{\partial x^2}, \quad (77)$$

dla warstwy głębszej, nieaktywnej biologicznie.

Gdy $x = H$, wtedy

$$C_1(H, t) = C_2(H, t) \quad (78)$$

oraz

$$D_1^* \frac{\partial C_1}{\partial x} = D_2^* \frac{\partial C_2}{\partial x}. \quad (79)$$

Dla następujących warunków początkowych i brzegowych:

$$\begin{aligned} C_1 &= C_0, & 0 < x \leq H, & t = 0; \\ C_2 &= C_0, & H < x \leq L, & t = 0; \\ C_1 &= C_0, & x = 0, & t > 0; \\ \frac{\partial C_2}{\partial x} &= 0, & x = L, & t > 0; \end{aligned} \quad (80)$$

rozwiązanie równań (76) i (77), otrzymane metodą przekształceń Laplace'a [95], ma postać:

$$\begin{aligned}
C_1(x, t) = C_0 - a \left\{ \frac{x(2H-x)}{2D_1^*} + \right. \\
+ \frac{2\sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t)}{\omega_n^{3/2}} \frac{[1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} x)}{\left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta}\right)\left(1 - \frac{H}{L}\right) \cos^2(\beta_{1n} H)\right]} \left. \right\} + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \left\{ 1 - \right. \\
+ \frac{\cos[\lambda_1(H-x)] \cos[\lambda_2(L-H)] - \delta \left\{ \sin[\lambda_1(H-x)] + \sin(\lambda_1 x) \right\} \sin[\lambda_2(L-H)]}{U(|k|)} \left. \right\} - \\
+ \frac{2b\sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t)}{\omega_n^{1/2} (\omega_n + k)} \frac{[1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} x)}{\left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta}\right)\left(1 - \frac{H}{L}\right) \cos^2(\beta_{1n} H)\right]} \quad (81)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
C_2(x, t) = C_0 - a \left\{ \frac{H^2}{2D_1^*} + \right. \\
+ \frac{2\sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t)}{\omega_n^{3/2}} \frac{[1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} H) [\cos \beta_{2n}(L-x)]}{\left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta}\right)\left(1 - \frac{H}{L}\right) \cos^2(\beta_{1n} H)\right] \cos[\beta_{2n}(L-H)]} \left. \right\} - \\
+ \frac{b \exp(kt)}{|k|} \frac{[1 - \cos(\lambda_1 H)] \cos[\lambda_2(L-x)]}{U(|k|)} - \\
+ \frac{2b\sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t)}{\omega_n^{1/2} (\omega_n + k)} \frac{[1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} H) \cos[\beta_{2n}(L-x)]}{\left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta}\right)\left(1 - \frac{H}{L}\right) \cos^2(\beta_{1n} H)\right] \cos[\lambda_2(L-H)]}, \quad (82)
\end{aligned}$$

gdzie:

$$\begin{aligned}
\lambda_1 = \sqrt{|k| D_1^*}; \quad \lambda_2 = \sqrt{|k| D_2^*}; \quad \beta_{1n} = \sqrt{\omega_n / D_1^*}; \\
\beta_{2n} = \sqrt{\omega_n / D_2^*}; \quad \delta = \sqrt{D_2 / D_1^*}; \quad (83)
\end{aligned}$$

a ponadto:

$$U(\omega) = \cos(H \sqrt{\frac{\omega}{D_1^*}}) \cos\left[\sqrt{\frac{\omega}{D_2^*}}(L-H)\right] - \delta \sin(H \sqrt{\frac{\omega}{D_1^*}}) \sin\left[(L-H) \sqrt{\frac{\omega}{D_2^*}}\right], \quad (84)$$

$\omega_n = (\omega = \omega_n)$ jest to wartość ω , gdzie funkcja $U(\omega)$ osiąga ~~minimum~~

~~swój~~ ~~n-te~~ ~~wielkość~~ ~~n-tego~~ ~~stopnia~~ zero, co można znaleźć przy użyciu standardowych metod.

Układ 2. $D_1^* \neq D_2^*$; $q^* = b \exp(kt)$ – różne współczynniki dyfuzji w obu warstwach; aktywność respiracyjna w warstwie powierzchniowej zmienna w czasie.

Warunki początkowe i brzegowe jak (80), a ponieważ parametr $a = 0$ to równania (81) i (82) upraszczają się [95] do postaci:

$$C_1(x, t) = C_0 + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \left[1 + \frac{\cos[\lambda_1(H-x)] \cos[\lambda_2(L-H)] - \delta \{ \sin[\lambda_1(H-x)] + \sin(\lambda_{1x}) \} \sin[\lambda_2(L-H)]}{U(|k|)} \right] + \frac{2b \sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t) [1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} x)}{\omega_n^{1/2} (\omega_n + k) \left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta} \right) \left(1 - \frac{H}{L} \right) \cos^2(\beta_{1n} H) \right]}, \quad (85)$$

$$C_2(x, t) = C_0 + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \frac{[1 - \cos(\lambda_1 H)] \cos[\lambda_2(L-x)]}{U(|k|)} + \frac{2b \sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t) [1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} H) \cos[\beta_{2n}(L-x)]}{\omega_n^{1/2} (\omega_n + k) \left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta} \right) \left(1 - \frac{H}{L} \right) \cos^2(\beta_{1n} H) \right] \cos[\beta_{2n}(L-H)]}. \quad (86)$$

Układ 3. $D_1^* \neq D_2^*$; $q^* = a$; $b = 0$ – aktywność respiracyjna w warstwie wierzchniej gleby nie zmienia się w czasie.

Warunki początkowe i brzegowe jak (80). Równania (81) i (82) upraszczają się [95] do postaci:

$$C_1(x, t) = C_0 + a \left\{ \frac{x(2H-x)}{2D_1^*} + \frac{2\sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t) [1 - \cos(\beta_{1n} H)] \sin(\beta_{1n} x)}{\omega_n^{3/2} \left[\delta - \left(\delta + \frac{1}{\delta} \right) \left(1 - \frac{H}{L} \right) \cos^2(\beta_{1n} H) \right]} \right\}, \quad (87)$$

i

$$C_2(x, t) = C_0 - a \left\{ \frac{H^2}{2D_1^*} + \frac{2\sqrt{D_2^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_{nt}) \left[1 - \cos(\beta_{1n} H) \right] \sin(\beta_{1n} H) \cos[\beta_{2n}(L-x)]}{\omega_n^{3/2} \left[\delta - \left(\delta - \frac{1}{\delta} \right) \left(1 - \frac{H}{L} \right) \cos^2(\beta_{1n} H) \right] \cos[\beta_{2n}(L-H)]} \right\} \quad (88)$$

Układ 4. $D_1^* = D_2^* = D$; $q = a + b \exp(kt)$ — dyfuzyjność w obu warstwach gleby jest jednakowa, pozorna zaś aktywność respiracyjna warstwy powierzchniowej zmienia się w czasie (ale nie z głębokością).

Równania (81) i (82), dla warunków początkowych i brzegowych jak (80), po uwzględnieniu, że:

$$\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda = \sqrt{\frac{|k|}{D^*}}; \quad \delta = \sqrt{\frac{D_2^*}{D_1^*}} = 1;$$

$$\beta_{1n} = \beta_{2n} = \beta_n = \frac{(2n-1)\pi}{2L} = \sqrt{\frac{\omega_n}{D^*}} \quad (89)$$

przyjmują /95/ postać:

$$C_1(x, t) = C_0 - \frac{ax(2H-x)}{2D^*} + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \left\{ 1 - \frac{\cos[\lambda(L-x)] - \sin[\lambda(L-H)] \sin(\lambda x)}{\cos(\lambda L)} \right\} + \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[1 - \cos(\beta_n H)] \sin(\beta_n x)}{2n-1} \exp(-\beta_n^2 D^* t) \left(\frac{a}{\beta_n^2 D^*} + \frac{b}{\beta_n^2 D^* + k} \right) \quad (90)$$

i

$$C_2(x, t) = C_0 - \frac{aH^2}{2D^*} + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \frac{[1 - \cos(\lambda H)] \cos[\lambda(L-x)]}{\cos(\lambda L)}$$

$$+ \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[1 - \cos(\beta_n H)] \sin(\beta_n x) \cos[\beta_n (L-x)]}{(2n-1) \cos[\beta_n (L-H)]} \exp(-\beta_n^2 D^* t) \left(\frac{a}{\beta_n^2 D^*} + \frac{b}{\beta_n^2 D^* + k} \right). \quad (91)$$

Układ 5. $D_1^* = D_2^* = D$; $q^* = b \exp(kt)$, tzn. $a = 0$ – dyfuzyjność w obu warstwach jest jednakowa i nie zmienia się w czasie, zaś pozorna aktywność respiracyjna warstwy wierzchniej zmienia się w czasie.

Równania (90) i (91), dla warunków początkowych i brzegowych jak (80), upraszczają się do postaci:

$$C_1(x, t) = C_0 + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \left[1 - \frac{\cos[\lambda(L-x)] - \sin[\lambda(L-H)] \sin(\lambda x)}{\cos(\lambda L)} - \frac{4b}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[1 - \cos(\beta_n H)] \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t)}{(2n-1) (\beta_n^2 D^* + k)} \right] \quad (92)$$

$$C_2(x, t) = C_0 + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \frac{[1 - \cos(\lambda H)] \cos[\lambda(L-x)]}{\cos(\lambda L)} - \frac{4b}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[1 - \cos(\beta_n H)] \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t) \cos[\beta_n (L-x)]}{(2n-1) (\beta_n^2 D^* + k) \cos[\beta_n (L-H)]}, \quad (93)$$

gdzie β_n i λ określone są równaniem (89).

Układ 6. $D_1^* = D_2^* = D$; $q^* = a$, tzn. $b = 0$ – jednakowe dyfuzyjności w obu warstwach, a pozorna aktywność warstwy wierzchniej jest stała w czasie.

Warunki początkowe i brzegowe jak (80). Równania (90) i (91) upraszczają się do:

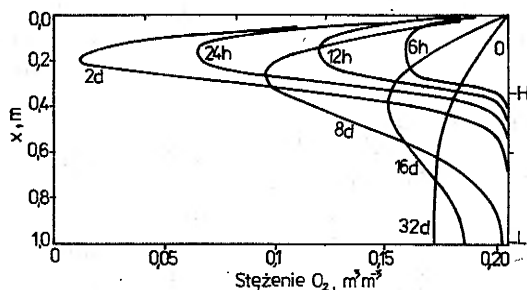
$$C_1(x, t) = C_0 - \frac{ax(2H - x)}{2D^*} + \frac{4a}{\pi D^*} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[1 - \cos(\beta_n H)] \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t)}{\beta_n^2 (2n - 1)} \quad (94)$$

oraz

$$C_2(x, t) = C_0 - \frac{aH^2}{2D^*} + \frac{4a}{\pi D^*} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[1 - \cos(\beta_n H)] \sin(\beta_n x) \cos[\beta_n (L - x)] \exp(-\beta_n^2 D^* t)}{\beta_n^2 (2n - 1) \cos[\beta_n (L - H)]}, \quad (95)$$

gdzie β_n określone jest równaniem (89).

Z przedstawionych 6 rozwiązań równań dyfuzji dla stanu nieustalonego w czasie żadne nie zostało zweryfikowane porównaniem z danymi doświadczalnymi. Jedynie dla układów 5 opublikowano [95] wyniki obliczeń przedstawione na rysunku 14.



Rys. 14. Rozkład stężenia tlenu w profilu glebowym o: głębokości $L = 1\text{ m}$, grubości warstwy powierzchniowej biologicznie aktywnej $H = 0,3\text{ m}$, dyfuzyjności $D^* = 6 \cdot 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ w całym profilu, pozornej aktywności respiracyjnej $q^* = b \exp(kt)$ przy $k = -0,5 \cdot \text{doba}^{-1}$ i $b = 0,07 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{doba}^{-1}$ w różnym czasie od początku doświadczenia – zalania gleby gnojowicą (wg [95/])

d – dni; h – godziny

Profil jednowarstwowy

W profilu jednowarstwowym o głębokości L , podścielonym warstwą nieprzepuszczającą gazu (woda gruntowa, lita skała lub dno kolumny głebowej), w którym pozorna aktywność respiracyjna q^* nie zmienia się z głębokością, ale może zmieniać się w czasie, dyfuzja będzie opisana równaniem (32). Zależnie od zmian q^* można wyróżnić tu trzy możliwe rozwiązania.

Rozwiązanie 1. $q^* = a + b \exp(kt)$. W przypadku tym rozkład stężenia tlenu opisuje równanie:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{D^*}{\partial x^2} - \left[a + b \exp(kt) \right], \quad (96)$$

gdzie: a, b i k – stałe, t – czas. Jego rozwiązanie dla warunków początkowych:

$$C(x, 0) = C_0; \quad C(0, t) = C_0; \quad \frac{\partial C(L, t)}{\partial x} = 0, \quad (97)$$

gdzie C_0 jest stężeniem tlenu w atmosferze, można uzyskać z równania (90), zakładając że $H = L$ i $C(x, t) = C_1(x, t)$.

$$C(x, t) = C_0 - \frac{ax(2L-x)}{2D^*} + \frac{b \exp(kt)}{|k|} \left\{ 1 - \frac{\cos[\lambda(L-x)]}{\cos(\lambda L)} \right\} - \\ + \frac{2\sqrt{D^*}}{L} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp(-\omega_n t)}{\sqrt{\omega_n}} \left(\frac{a}{\omega_n} + \frac{b}{\omega_n + k} \right) \frac{\cos[\beta_n(L-x)]}{\sin(\beta_n L)}, \quad (98)$$

gdzie: β_n i λ zdefiniowane są równaniem (89), ω_n jest ~~zerowym~~ ^{n-tym miejscem} ~~właściwości tego stopnia funkcji~~

$$U(\omega) = \cos L \sqrt{\frac{\omega}{D^*}}, \quad (99)$$

$$\text{tzn.} \quad \omega_n = \frac{(2n-1)^2 \pi^2 D^*}{4L^2} = \beta_n^2 D^*. \quad (100)$$

Stosując rozwinięcie Fouriera:

$$x(2L - x) = \frac{32 L^2}{\pi^3} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \left[\frac{(2n-1)\pi x}{2L} \right]}{(2n-1)^3} \quad (101)$$

i

$$1 - \frac{\cos[\lambda(L-x)]}{\cos(\lambda L)} = -\frac{4\lambda^2}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin \left[\frac{(2n-1)\pi x}{2L} \right]}{(2n-1) \left[\frac{(2n-1)^2 \pi^2}{4 L^2} - \lambda^2 \right]} \quad (102)$$

otrzymujemy /95/ równanie:

$$C(x, t) = C_o - \frac{16 L^2}{D^* \pi^3} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin(\beta_n x)}{(2n-1)^3} \left\{ a \left[1 - \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right] + \right. \\ \left. + \frac{b \beta_n^2 D^*}{\beta_n^2 D^* + k} \left[\exp(kt) - \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right] \right\}, \quad (103)$$

kóre jest identyczne z uzyskanym przez Papendicka i Runklesa /136/.

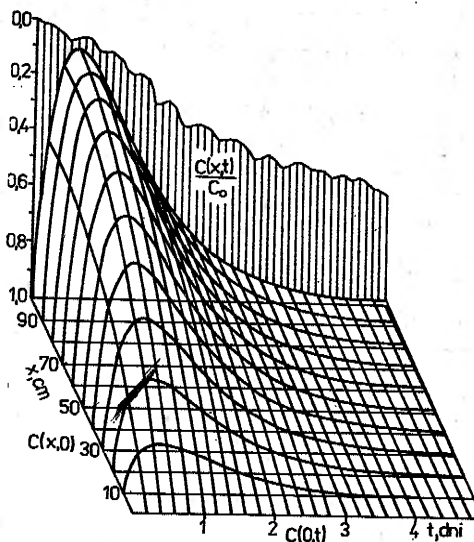
Wyniki obliczeń przy użyciu tego równania były weryfikowane z danymi eksperymentalnymi, wykazując zadowalającą zgodność /95, 136/.

Przykład rozkładu stężenia tlenu w czasie, na różnych głębokościach gleby, wyliczonego z równania (103) przedstawia rysunek 15.

Rozwiązanie 2. $q^* = b \exp(kt)$. ~~Rozwiązanie~~ ^{Rozwiązanie} równania (96), dla warunków początkowych i brzegowych jak (90), uzyskujemy wstawiając do równania (103) $a = 0$.

$$C(x, t) = C_o - \frac{16bL^2}{\pi^3} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin(\beta_n x)}{(2n-1)^3} \frac{\beta_n^2}{\beta_n^2 D^* + k} \left[\exp(kt) - \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right]. \quad (104)$$

Rozwiązanie 3. $q^* = a$. Dla tego przypadku uzyskano /126/ opis stężenia tlenu dla zmiennych warunków początkowych $C(x, 0) = C_1(x)$ i przy warunkach brzegowych:



Rys. 15. Rozkład stężenia tlenu w profilu glebowym o głębokości 1 m aktywnym biologicznie na całej głębokości, o pozornej aktywności respiracyjnej $q^* = b \exp(kt)$, wyliczony z równania (103) przy $a = 0,0392 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$, $b = 12 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$, $k = -1,37 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ i $D^* = 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (wg [96])

$$C(0, t) = C_0; \left(\frac{\partial C}{\partial x} \right)_{L, t} = 0. \quad (105)$$

Rozwiązanie przyjęło postać:

$$C(x, t) = C_0 - \frac{ax(2L - x)}{2D^*} + \left[C_0 - C_1(x) \right] \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{1}{2n-1} \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right] + \frac{16aL^2}{\pi^3 D^*} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{1}{(2n-1)^3} \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right]. \quad (106)$$

Równanie to, przy $t \rightarrow \infty$, dla stanu ustalonego w czasie upraszcza się do równania (58), ze względu na zależność $q^*/D^* = q/D$.

Gdy stężenie początkowe w całym profilu gleby wynosi C_0 , tzn. $C(x, 0) = C_1(x) = C_0$, równanie (106) upraszcza się do formuły:

$$C(x, t) = C_0 - \frac{ax(2L-x)}{2D^*} + \frac{16 \cdot aL^2}{\pi^3 D^*} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t)}{(2n-1)^3}, \quad (107)$$

którą można też otrzymać z równania (103) przez podstawienie $b=0$ i uwzględnienie rozwinięcia (101). Równanie (107) jest identyczne z uzyskanym przez Papendicka i współautorów [135/.

Możliwy jest również przypadek podany między innymi przez Radforda i współautorów [146/], gdy stężenie początkowe tlenu jest w całym profilu glebowym równe zero, tzn. $C(x, 0) = C_1(x) = 0$. Wówczas równanie (106) przechodzi w:

$$C(x, t) = C_0 - \frac{ax(2L-x)}{2D^*} - C_0 \frac{4}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{1}{2n-1} \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right] + \frac{16aL^2}{\pi^3 D^*} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{1}{(2n-1)^3} \sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t) \right]. \quad (108)$$

Równanie to, podobnie jak równanie (106), pozwala na obliczenie pozornego współczynnika dyfuzji gleby D^* , o znanym $q^* = a$, na podstawie pomiarów stężenia tlenu w czasie. W najprostszej sytuacji, gdy $q^* = a = 0$, dla warunków początkowych $C(x, 0) = C_1(x) = 0$, równanie to upraszcza się do postaci:

$$C(x, t) = C_0 - \frac{4C_0}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{\sin(\beta_n x) \exp(-\beta_n^2 D^* t)}{2n-1} \right], \quad (109)$$

identycznej z równaniem podanym przez Papendicka i współautorów [135/.

Dyfuzja w agregatach glebowych

Współczynniki dyfuzji gazów w agregatach glebowych nie były mierzone bezpośrednio. Można oczekiwać jednak, że są one podobne do

tych w glebie niezagregowanej (bezstrukturalnej). Pomiary pośrednie wykazały, że w suchych agregatach o średnicy 1-2 mm porowatość wewnątrz-agregatowa wynosi od 0,19 do 0,41 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$, zaś wartość D/D_0 - od 0,015 do 0,156 [36, 38]. Współczynnik efektywności porów wewnątrz-agregatowych τ (patrz równanie 42) wynosi od 0,06 do 0,4.

Zakładając, jak poprzednio, że względny współczynnik dyfuzji tlenu w agregatach nasyconych wodą (D_c/D_w) (D_c - współczynnik dyfuzji w agregacie; D_w - współczynnik dyfuzji tlenu w czystej wodzie - patrz tab. 3) odniesiony do wody jest taki sam, jak względny współczynnik dyfuzji w odniesieniu do powietrza w agregatach suchych, otrzymujemy wartości współczynnika dyfuzji w agregatach nasyconych wodą (w temp. 20°C) w granicach: dla O_2 - $3 \cdot 10^{-11}$ - $3,3 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$; dla CO_2 - $2,6 \cdot 10^{-11}$ - $2,8 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2 \text{s}^{-1}$. Wartościom tym odpowiadają stałe dyfuzji K dla: O_2 - $4,3 \cdot 10^{-16}$ - $4,5 \cdot 10^{-15} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-1} \text{Pa}^{-1} \text{s}^{-1}$ i CO_2 - $1,03 \cdot 10^{-14}$ - $1,07 \cdot 10^{-13} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-1} \text{Pa}^{-1} \text{s}^{-1}$.

Zagadnienia natlenienia agregatów rozważali jako pierwsi Currie [35] i Greenwood [69] w 1961 r.

Równanie ~~dyfuzji~~ (33) ^{dla dyfuzji tlenu w suchym agregacie} ~~suchego granulatu (agregatu)~~ o kształcie sferycznym, przy założeniu jego izotropowości, tzn. gdy współczynnik dyfuzji wewnątrz agregatu (D_c) i jego aktywność respiracyjna (q) nie zmieniają się w przestrzeni wewnątrz agregatu, ma postać:

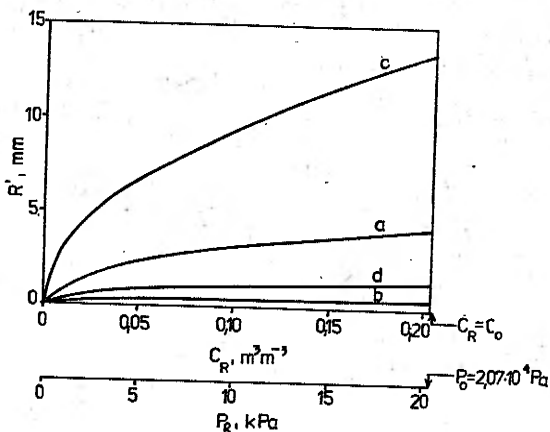
$$E_g \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} (D_c r^2 \frac{\partial C}{\partial r}) + q, \quad (110)$$

gdzie: r - odległość od środka agregatu; E_g , C , t , q i D_c oznaczają odpowiednio: porowatość gazową, stężenie tlenu w porach wypełnionych powietrzem, czas, aktywność respiracyjną agregatu i współczynnik dyfuzji w agregacie.

Rozwiązanie tego równania, w warunkach stanu stacjonarnego gleby, przy q stałym w czasie, ma postać:

$$C_r = C_R - \frac{q}{6D_c} (R^2 - r^2), \quad (111)$$

gdzie: R - promień agregatu, C_r - stężenie tlenu w odległości r od środka agregatu, C_R - stężenie tlenu na powierzchni agregatu. Pozwala



Rys. 16. Zależność krytycznej wartości promienia agregatu (R') od ciśnienia parcjalnego tlenu (P_R) lub jego stężenia (C_R) w powietrzu glebowym na zewnątrz agregatu, wyliczona z równania (115) dla skrajnych wartości stałej dyfuzji (K_c), mogących występować w agregatach całkowicie nasyconych wodą i skrajnych wartości aktywności respiracyjnej (q) występujących normalnie w glebie

- a - $K_{c1} = 4,32 \cdot 10^{-1} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$, $q_1 = 3 \cdot 10^{-6} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$;
- b - $K_{c1} = 4,32 \cdot 10^{-6} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$, $q_2 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$;
- c - $K_{c2} = 4,5 \cdot 10^{-15} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$, $q_1 = 3 \cdot 10^{-6} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$;
- d - $K_{c2} = 4,5 \cdot 10^{-15} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{Pa}^{-1}$, $q_2 = 3 \cdot 10^{-4} \text{ mol} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-1}$

ono wyliczyć krytyczne stężenie tlenu na powierzchni agregatu (C'_R), przy którym C_R w środku agregatu spada do zera:

$$C'_R = \frac{qR^2}{6D_c}, \quad (112)$$

jak też krytyczną wartość promieni agregatów (R') przy danych wartościach D_c , C_R i q :

$$R' = \sqrt{\frac{6C_R D_c}{q}}. \quad (113)$$

Równania (112) i (113) po zastąpieniu stężeń (C'_R) i (C_R) odpowiedni-

mi ciśnieniami parcjalnymi tlenu (P'_R) i (P_R) oraz współczynnika dyfuzji (D_c) stałą dyfuzji w agregacie (K_c) - patrz równanie (12) i (14) - przyjmują postać:

$$P'_R = \frac{qR^2}{6K_c} \quad (114)$$

$$R' = \sqrt{\frac{6P_R K_c}{q}}. \quad (115)$$

Wartość R' jest promieniem największego agregatu, który może być jeszcze w pełni natleniony w tych warunkach. Interpretacja graficzna równania (115) jest przedstawiona na rysunku 16.

Gdy wewnętrzna część agregatu o promieniu r_{an} objęta jest warunkami beztlennymi, tzn. $C_r = 0$ dla $0 < r < r_{an}$, wówczas rozkład stężenia tlenu w zewnętrznej, natlenionej części agregatu, tj. w przedziale $r_{an} < r < R$, opisuje /35, 73/ równanie

$$C_r = C_R - \frac{q}{6D_c} \left[R^2 - r^2 - 2r_{an}^3 \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{R} \right) \right]. \quad (116)$$

Podstawiając za $r - r_{an}$ i przyjmując, że $C_r = 0$ otrzymujemy /35, 72, 162/:

$$\frac{6C_R D_c}{q} = R^2 - 3r_{an}^2 + \frac{2r_{an}^3}{R}. \quad (117)$$

Równania (111) i (116) zostały zweryfikowane doświadczalnie na drodze bezpośrednich pomiarów stężenia tlenu w agregatach glebowych przez Greenwooda i współautorów /73/. Uzyskana zgodność była zadowalająca.

Ostatnio próbuje się dalszego modelowania procesów natleniania układów zagregowanych /102, 160, 182/. W niniejszym opracowaniu przedstawimy jedynie rozwinięcie modelu, dla układu agregatów o różnych średnicach, wykazujących rozkład logarytmiczno-normalny, dokonane przez Smitha /160-162/.

Według tego autora /162/ stosunek promienia strefy beztlenowej (r_{an}) w agregacie do promienia agregatu (R) dany jest zależnością:

$$\frac{r_{an}}{R} = \frac{-2 \cos \varphi}{\cos \frac{\varphi}{3}}, \quad (118)$$

przy czym:

$$\varphi = \frac{-1}{R' \sin \frac{R'}{R}}, \quad (119)$$

gdzie: R' oznacza, jak poprzednio, krytyczny promień, który zapewnia natlenienie całego agregatu (113) i (115).

Smith /160, 162/ przyjmuje założenie logarytmiczno-normalnego rozkładu promieni agregatów, dla którego ułamek objętości agregatów (δv_R) o promieniu zawartym między $R - \delta_R/2$ i $R + \delta_R/2$ dany jest równaniem:

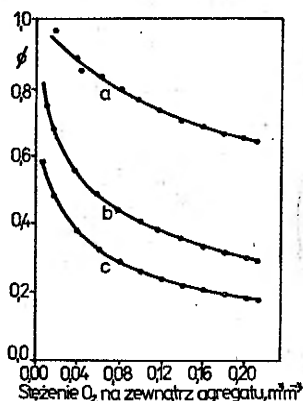
$$\delta v_R = \frac{1}{\delta_R \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\log R - \log \mu)^2}{2\sigma^2} \right] \delta_R, \quad (120)$$

gdzie: μ - średni promień agregatu, σ - odchylenie standardowe promieni agregatów. Wówczas ułamek objętości agregatów o promieniu R , w którym panują warunki beztlenowe, równy jest iloczynowi $(r_{an}/R)^3 \cdot \delta v_R$.

Ułamek całkowitej objętości agregatów (ϕ), w którym panują warunki beztlenowe, opisuje /162/ wyrażenie:

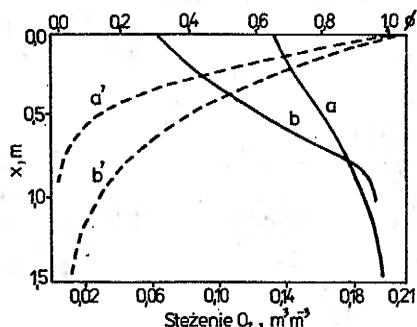
$$\phi = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \int_{R'}^{\infty} \frac{r_{an}^3}{R^4} \exp \left[-\frac{(\log R - \log \mu)^2}{2\sigma^2} \right] dR. \quad (121)$$

Równanie to daje możliwość numerycznego wyznaczenia ułamka objętości gleby (ϕ), znajdującej się w warunkach beztlenowych, w funkcji głębokości. Przedstawia to rysunek 17; na którym widać, że 10-krotna



Rys. 17. Zależność pomiędzy ułamkiem ogólnej objętości agregatów będących w stanie anaerobowym (ϕ) i stężeniem tlenu w powietrzu na zewnątrz agregatów (wg [162/])

$A - D_c = 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$,
 $\log_{10} \mu = 0,7$; $b - D_c =$
 $= 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $\log_{10} \mu = 0,7$;
 $c - D_c = 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$,
 $\log_{10} \mu = -0,3$; q i σ dla a ,
 b , c identyczne i odpowiednio
 równe: $2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$ oraz 1



Rys. 18. Zależność między ułamkiem ogólnej objętości agregatu (ϕ) będącego w stanie anaerobowym (linie a i b), międzyagregatowym stężeniem tlenu (linie a' i b') a głębokością gleby (x) (wg [162/])

$a, a' - D = 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$,
 $D = 7,6 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; $b, b' - D =$
 $= 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, $D = 7,6 \cdot 10^{-8} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$;
 dla wszystkich przypadków
 $q = 2 \cdot 10^{-7} \text{ m}^3 \text{ m}^{-3} \text{ s}^{-1}$, $\log_{10} \mu = 0,7$,
 $\sigma = 1$

zmiana D w większym stopniu wpływa na zasięg anoksybiozy (krzywe a i b) niż taka sama zmiana wielkości agregatów (krzywe b i c).

Smith [162/] rozwinął dalej ten model, odnosząc go do profilu glebowego złożonego z gruzełków o jednolitym, logarytmiczno-normalnym rozkładzie wielkości i stałej aktywności respiracyjnej (q) (odniesionej do jednostki objętości gruzełka) na całej głębokości profilu oraz stałej porowatości międzyagregatowej (E_1), uzyskując wyrażenie:

$$x = \int_C^{0,21} \frac{1}{\sqrt{[2A(1-\phi) dC]}} dC, \quad (122)$$

gdzie:

$$A = \frac{q(1-E_i)}{D_c} \quad (123)$$

Formuła ta pozwala na graficzne lub numeryczne przedstawienie zależności rozkładu stężenia tlenu w funkcji głębokości (x) w profilu glebowym, jak też na określenie ułamka objętości gleby, znajdującej się w warunkach beztlenowych na danej głębokości profilu. Zależności te przedstawia rysunek 18.

Model ten był stosowany do opisu dyfuzji N_2 , N_2O oraz NO_3^- w procesie denitryfikacji, występującym w beztlenowych obszarach agregatów glebowych [162].

Odmienne podejście statystyczne do zagadnienia natlenienia gleby, jako ośrodka zagregowanego, można znaleźć w pracach Fühlera i współautorów [52] oraz Stolzego i współautorów [180]. Badacze ci stwierdzają, że w wielu przypadkach zmienność badanych cech gleby nie może być opisana ciągłym rozkładem normalnym i w tych sytuacjach proponują klasyfikować uzyskane wyniki jako "niepowodzenia" lub "sukcesy" w odniesieniu do określonej wartości granicznej. Jako przykład podają pomiary potencjału "redoks", gdzie wartość 400 mV przyjęto za granicę między metabolizmem tlenowym i beztlenowym. Wówczas, zamiast operować wartościami średnimi, łatwiej jest określić liczbę wartości E_h powyżej 400 mV, odpowiadającym warunkom tlenowym, oraz poniżej 400 mV – odpowiadających warunkom beztlenowym. W takich okolicznościach stosuje się uproszczoną statystykę opisaną dyskretnym rozkładem dwumianowym:

$$W(n) = \left(\frac{W}{n}\right) p^n (1-p)^{N-n}, \quad (124)$$

gdzie: p – ułamek gleby znajdującej się w warunkach beztlenowych;
 $1-p$ – ułamek gleby natlenionej; N – ogólna ilość pomiarów; $W(n)$ – prawdopodobieństwo, że wśród N pomiarów uzyskujemy n wartości w strefie beztlenowej; n – ilość pomiarów w strefie beztlenowej; $N-n$ – ilość pomiarów w strefie natlenionej. W ten sposób prawdopodobieństwo wy-

krycia miejsca beztlenowego wzrasta ze wzrostem ilości pomiarów (N) i ułamka objętości gleby znajdującej się w stanie beztlenowym (p). Pojęcie to pozwala, zamiast wartości średnich, używać skumulowanej częstości rozkładu wyników cechy mierzonej, którą może być: E_h , ODR, stężenie N_2O , O_2 itp.

Mikrodyfuzja

Już w roku 1926 Hutchins /79/ wyraził przekonanie, że nie tyle stężenie tlenu w glebie, co możliwość jego pobierania przez korzenie roślin określają reakcję roślin na warunki tlenowe w glebie.

W 1952 roku Lemon i współautorzy /104/ opracowali elektrodę symulującą pobieranie tlenu przez korzeń rośliny. Istota tej metody polega na pomiarze ilości tlenu dyfundującego do powierzchni elektrody platynowej (Pt), na której ulega on redukcji chemicznej. Drut Pt jest zatem modelem korzenia pobierającego tlen, a natężenie przepływu tlenu do elektrody mówi ile tlenu maksymalnie mógłby pobrać korzeń umieszczony w miejscu elektrody. Jest to zatem pośrednia miara potencjalnej dostępności tlenu korzeniom roślin. Szczegóły tej metody będą omówione w innym zeszycie Problemów Agrofizyki, tutaj zaś rozważymy tylko fizyczne warunki, w jakich prowadzony jest pomiar i analogię do sytuacji, w jakiej znajduje się korzeń. Istotną rolę w tej koncepcji, przedstawionej w wielu pracach /98, 103-105, 107, 111, 181/, odgrywa obecność błonk wodnych na powierzchni korzenia, które ze względu na niski współczynnik dyfuzji gazów w wodzie (patrz tab. 3 i 4) stanowią istotną przeszkodę w dopływie tlenu glebowego do korzenia.

Dla stanu stacjonarnego, przy braku respiracji wewnątrz błonki wodnej, równanie dyfuzji we współrzędnych cylindrycznych ma postać:

$$\frac{\partial^2 C}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial C}{\partial r} = 0. \quad (125)$$

Po zcałkowaniu tego równania dla $r = R$, w przypadku elektrody (korzenia) o promieniu R otoczonej błonką wodną o grubości d , dla warunków brzegowych $C = C_R$ (przy $r = R$) i $C = C_{R+d}$ (przy $r = R+d$)

otrzymujemy wyrażenie na gradient stężenia tlenu przy powierzchni elektrody (korzenia):

$$\frac{\partial C}{\partial r} = \frac{C_{R+d} - C_R}{R \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right)} \quad (126)$$

gdzie: C_R – stężenie tlenu na powierzchni elektrody (korzenia), C_{R+d} – stężenie tlenu na powierzchni błonki wodnej.

Uwzględniając, że dopływ tlenu (f_r) do jednostki powierzchni elektrody (korzenia) jest iloczynem efektywnego współczynnika dyfuzji w warstwie otaczającej korzeń (D_e) i gradientu stężenia tlenu otrzymujemy:

$$f_r = \frac{D_e (C_{R+d} - C_R)}{R \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right)} \quad (127)$$

W tym ujęciu wielkość f_r zwana jest, tradycyjnie, natężeniem dyfuzji tlenu (oxygen diffusion rate – ODR – lub oxygen flux) w odniesieniu do pomiarów wykonywanych przy pomocy elektrod platynowych.

W przypadku elektrody Pt, która praktycznie obniża stężenie tlenu na swej powierzchni do zera, można przyjąć, że $C_R = 0$, tzn.:

$$f_r = \frac{D_e C_{R+d}}{R \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right)} \quad (128)$$

Należy podkreślić, że wartość C_{R+d} jest równoznaczna ze stężeniem tlenu w powietrzu glebowym pomnożonym przez współczynnik absorpcji Bunsena (patrz tab. 3). Założenie $C_R = 0$ odnosi się również w pewnych sytuacjach do korzenia rośliny. Jak już wspomniano uprzednio [61], korzenie mogą efektywnie pobierać tlen dopóki jego stężenie na ich powierzchni nie spadnie do wartości bliskich zera, co będzie występowało w warunkach ograniczonego dopływu tlenu.

Efektywny współczynnik dyfuzji tlenu (D_e) w warstwie gleby wysyczonej wodą nie był nigdy mierzony, ale zakładając, że dyfuzja tlenu

w porach gleby wypełnionych wodą jest podobna do tej, jaka ma miejsce w porach wypełnionych powietrzem można go oszacować z równania:

$$D_e = D_w \gamma E_o^\mu, \quad (129)$$

gdzie: D_w – współczynnik dyfuzji tlenu w czystej wodzie; E_o – porowatość całkowita, natomiast współczynniki γ i μ charakteryzujące glebę są identyczne, jak w równaniu (44). Oczekiwany zakres wartości D_e wynosi od 0,02 do 0,5 wartości D_w . Jeżeli $D_w = 2,1 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (temp. 20°C , tab. 3), to D_e może w glebie zmieniać się od $4,2 \cdot 10^{-11}$ do $10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

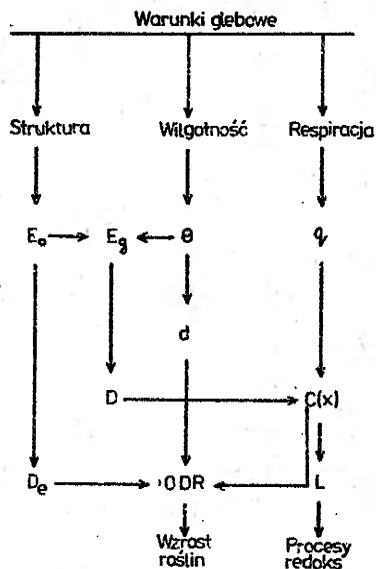
ODR otrzymuje się na podstawie pomiaru natężenia prądu dyfuzyjnego, tj. prądu redukcji tlenu na elektrodzie Pt w warunkach, gdy natężenie tego prądu jest uzależnione jedynie od prędkości dyfuzji tlenu z otaczającego ośrodka do powierzchni elektrody. Zależność ta ma postać:

$$\text{ODR} = \frac{M \cdot i}{n \cdot F \cdot A}, \quad (130)$$

gdzie: M – ciężar cząsteczkowy tlenu ($32 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$); i – natężenie prądu; n – ilość równoważników na mol tlenu ($= 4$); F – stała Faraday'a ($= 96\,500$ kulombów/równoważnik); A – powierzchnia elektrody [m^2]. Po uwzględnieniu wartości stałych otrzymujemy:

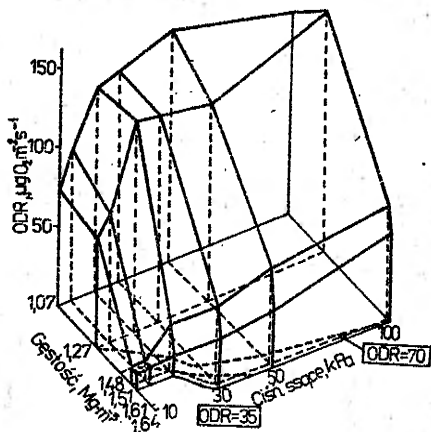
$$\text{ODR} \left[\mu\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1} \right] = 8,29 \cdot 10^{-5} \frac{i \left[\mu\text{A} \right]}{A \left[\text{m}^2 \right]}. \quad (131)$$

Wskaźnik ODR ujmuje całościowo problem natlenienia gleb, co schematycznie przedstawia rysunek 19. Jak widać, charakterystyka strukturalna gleby decyduje o jej porowatości całkowitej (E_o), w kombinacji zaś z wilgotnością (θ) – o aktualnej porowatości gazowej (E_g) i o współczynniku dyfuzji gazów (D). Ten ostatni łącznie z aktywnością respiracyjną (q) determinuje rozkład stężenia tlenu $C(x)$ i procesy "redoks" w glebie. Z kolei stężenie tlenu w powietrzu glebowym razem z charakterystyką wilgotnościową gleby decydują o efektywnej grubości



Rys. 19. Czynniki glebowe wpływające na dostępność tlenu dla korzeni roślin i ich wzajemne zależności (wg [93/ i [97/])

E_o - porowatość ogólna; E_g - porowatość gazowa; q - respiracja gleby; D - współczynnik dyfuzji gazów w glebie (współczynnik makrodyfuzji); $C(x)$ - zawartość tlenu w powietrzu glebowym; L - głębokość natlenienia; d - efektywna grubość błonki wodnej wokół korzenia; D_e - efektywny współczynnik dyfuzji w błonice wodnej (współczynnik mikrodyfuzji)



Rys. 20. Zależność ODR od gęstości i ciśnienia ssącego w czarnej ziemi (wg [174/])

błonki wodnej otaczającej korzeni, a wraz z charakterystyką strukturalną gleby, wyrażającą się wielkością efektywnego współczynnika dyfuzji (D_e) w tej błonice, wyznaczają wielkość ODR, która z kolei wpływa na rośliny.

Wartości ODR w glebach wahają się najczęściej w granicach od 0 do $200 \mu g \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$. Maleją wraz ze wzrostem wilgotności, a zatem rosną ze wzrostem ciśnienia ssącego i porowatości powietrznej. Zmniejszają się także w miarę zagęszczania gleby [174, 177]. Przykład zależności ODR od ciśnienia ssącego i zagęszczenia gleby przedstawia rysunek 20.

Zależności między ODR a reakcją roślin będą omówione w zeszycie Problemów Agrofizyki poświęconym reakcji roślin na warunki tlenowe w glebie.

Dyfuzja w roślinie

Końcowym etapem drogi tlenu z gleby do oddychającej tkanki korzenia jest dyfuzja radialna tlenu z powierzchni korzenia w jego głąb. Z kolei dwutlenek węgla dyfunduje na zewnątrz, w kierunku przeciwnym do ruchu tlenu; częściowo jest unoszony w górę ze strumieniem transpiracyjnym, częściowo na drodze dyfuzji przechodzi do części nadziemnych (dyfuzja podłużna), gdzie może być asymilowany lub wydzielany do atmosfery.

Z punktu widzenia adaptacji roślin do warunków beztlenowych największe znaczenie ma podłużna dyfuzja tlenu z łodyg do korzenia. Jest ona uwarunkowana obecnością międzykomórkowych przestrzeni wypełnionych powietrzem. Miejscami, przez które następuje wymiana tlenu i dwutlenku węgla między wewnętrznym systemem powietrznym rośliny z atmosferą u roślin niewodnych są szparki i przetchlinki /9/.

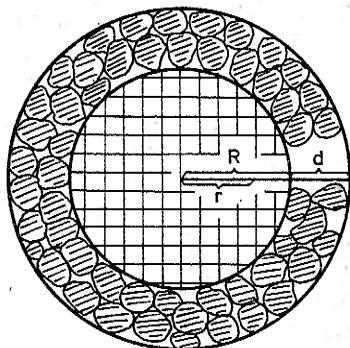
Zdolność utleniająca korzeni roślin wodnych była znana już około 100 lat temu, natomiast pierwsze doświadczalne potwierdzenie dyfuzji gazów przez korzenie roślin niewodnych było dokonane dopiero w latach sześćdziesiątych obecnego wieku /14, 49/.

Całościowy przegląd zagadnień odnośnie do dyfuzji tlenu w roślinie podaje Armstrong /9/.

Dyfuzja radialna

Dyfuzja radialna tlenu z gleby do środka korzenia o promieniu R , aktywności respiracyjnej q , współczynnika dyfuzji tlenu wewnątrz tkanki korzenia D_i , otoczonego warstwą gleby wysyczonej wodą o efektywnej grubości d i efektywnym współczynnikiem dyfuzji tlenu D_e (rys. 21) była rozważana przez Wannera /188/, a następnie przez Lemona i Wieganda /103, 106, 191/. Ich prace są źródłem cytowanych dalej równań.

Ogólne równanie dyfuzji (33), przy założeniu braku gradientów podłużnych i pominięciu aktywności respiracyjnej otoczki wodno-glebowej korzenia, dla tlenu w tkance korzenia w układzie cylindrycznym, w warunkach stacjonarnych ma postać:



Rys. 21. Schemat przekroju poprzecznego korzenia o promieniu R , otoczonego warstwą gleby wysyczonej wodą o grubości d . r – odległość rozważanego elementu korzenia od osi korzenia

Zakładając znajomość stężenia O_2 na powierzchni otoczki glebowo-wodnej (C_{R+d}), z powyższych równań można wyliczyć stężenie O_2 na powierzchni korzenia (C_R):

$$C_R = C_{R+d} - \frac{qR^2}{2D_e} \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right) \quad (134)$$

i wewnątrz korzenia:

$$C_i = C_R - \frac{q}{4D_i} (R^2 - r^2) = 0. \quad (135)$$

Łącząc oba te równania otrzymujemy:

$$C_i = C_{R+d} - \frac{qR^2}{2D_e} \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right) - \frac{q}{4D_i} (R^2 - r^2). \quad (136)$$

Rozkład stężenia tlenu w korzeniu, jak i na zewnątrz, wyliczony z powyższego równania przedstawia rysunek 22. Na podkreślenie zasługuje fakt, że powyższe równania są słuszne tylko wtedy, gdy aktywność respi-

$$D_i \left[\frac{d^2 C_i}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dC_i}{dr} \right] - q = 0; \quad (132)$$

w otoczce glebowo-wodnej korzenia:

$$D_e \left[\frac{d^2 C_e}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dC_e}{dr} \right] = 0, \quad (133)$$

gdzie: C_i i D_i oznaczają odpowiednio stężenie i współczynnik dyfuzji tlenu w korzeniu, C_e i D_e – to same wielkości w otoczce wodno-glebowej korzenia; q – aktywność respiracyjna korzenia.

racyjna korzeni nie zależy od stężenia tlenu, tzn. gdy $C_R \geq C'_R$ (patrz równanie 56), gdzie C'_R – krytyczne stężenie tlenu na powierzchni korzenia.

Formuła (136) pozwala wyliczyć stężenie tlenu $C_{r=0}$ w środku korzenia po założeniu, że $r = 0$:

$$C_{r=0} = C_{R+d} - \frac{qR^2}{2D_e} \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right) - \frac{qR^2}{4D_i} \quad (137)$$

Pierwsza część powyższej zależności jest równa C_R (134), zatem

$$C_{r=0} = C_R - \frac{qR^2}{4D_i} \quad (138)$$

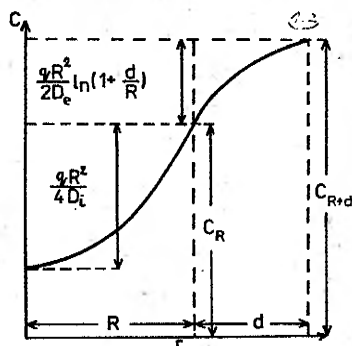
W przypadku, gdy stężenie tlenu w osi korzenia osiąga wartość krytyczną ($C'_{r=0}$), poniżej której następuje obniżenie tempa oddychania, wówczas krytyczne stężenie na powierzchni korzenia (C'_R) wyniesie:

$$C'_R = C'_{r=0} + \frac{qR^2}{4D_i} \quad (139)$$

czyli jest powiększone w stosunku do $C'_{r=0}$ o spadek stężenia w korzeniu.

Natomiast krytyczne stężenie tlenu na zewnątrz otoczki wodnej lub wodno-glebowej korzenia (C'_{R+d}) powiększa się dodatkowo o różnicę stężeń na tej otoczce równą $\ln(1+d/R)$ $qR/2De$, i wynosi:

$$C'_{R+d} = C'_{r=0} + \frac{qR^2}{4D_i} + \frac{qR^2}{2D_e} \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right) \quad (140)$$



Rys. 22. Rozkład stężenia tlenu w korzeniu o promieniu R i w przylegającej doń otoczce glebowo-wodnej o grubości d , wyliczony w oparciu o równanie /136/, w funkcji odległości r od osi korzenia

Dane dotyczące wysokiego powinowactwa oksydazy cytochromowej w stosunku do tlenu [61] dają podstawę do przyjęcia twierdzenia, że jeżeli stężenie O_2 osiąga wartość krytyczną na zewnątrz korzenia (C'_{R+d}) to w jego środku jest bliskie zeru.

Przy uwzględnieniu, że $C'_{r=0} = 0$, równanie (140) upraszcza się do postaci:

$$C'_{R+d} = \frac{qr^2}{4D_i} + \frac{qR^2}{2D_e} \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right), \quad (141)$$

a (139) do formuły:

$$C'_R = \frac{qR^2}{4D_i}. \quad (142)$$

Znajomość aktywności respiracyjnej gleby (q) pozwala na obliczenie jednostkowego dopływu tlenu (f_r) do jednostki powierzchni korzenia o długości l i promieniu R :

$$f_r = \frac{\pi R^2 l q}{2\pi R l} = \frac{Rq}{2}, \quad (143)$$

co łącznie z równaniem (134) daje zależność:

$$f_r = D_e \frac{(C'_{R+d} - C'_R)}{R \ln \left(1 + \frac{d}{R}\right)} \quad (144)$$

przedstawioną przez wielu autorów (np. [103-105, 191]).

Należy w tym miejscu podkreślić, że pomiar wartości przepływu (f_r) metodą polarograficzną, z użyciem elektrody Pt, zakłada C_R na powierzchni Pt równe zeru. W odniesieniu do korzenia jest to uproszczenie, ponieważ krytyczne stężenia tlenu na powierzchni korzenia nie są niższe niż $0,02-0,03 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ [61].

Istnieje analogia matematycznego opisu przepływu dyfuzyjnego do przepływu prądu elektrycznego, gdzie natężenie przepływu dyfuzyjnego

odpowiada natężeniu prądu, różnica stężeń odpowiada różnicy potencjału elektrycznego. Chcąc konstruować analogi elektryczne dyfuzji, wprowadza się pojęcie przepuszczalności dyfuzyjnej (P_D) ośrodka [112] i jej odwrotności zwanej oporem dyfuzyjnym (R_D) [9], które są często stosowane przy opisie wymiany gazów w korzeniach i w badaniach fotosyntezy.

W dyfuzji jednoosiowej P_D równe jest stosunkowi współczynnika dyfuzji (D) do drogi dyfuzji (Δx):

$$P_D = \frac{D}{\Delta x} \quad (145)$$

i ma wymiar $[m \cdot s^{-1}]$.

Równanie Ficka (5) na przepływ dyfuzyjny f_x można więc napisać:

$$f_x = P_D \Delta C, \quad (146)$$

gdzie: ΔC jest różnicą stężeń czynnika dyfundującego na drodze Δx ;

P_D - przepuszczalnością dyfuzyjną ośrodka. Uwzględniając, że:

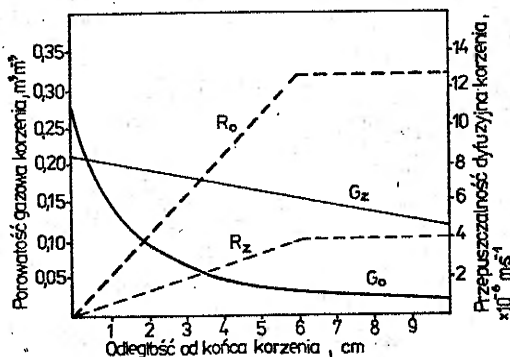
$$P_D = \frac{1}{R_D} \quad (147)$$

równanie Ficka można przedstawić w formie analogicznej do prawa Ohma, a mianowicie:

$$f_x = \frac{\Delta C}{R_D}, \quad (148)$$

przy czym R_D ma wymiar $[s \cdot m^{-1}]$.

Operowanie pojęciem oporu dyfuzyjnego jest o tyle wygodne, że daje możliwość sumowania oporów analogicznie do oporów elektrycznych. Jest to ważne np. przy wyznaczaniu oporów dyfuzyjnego całej rośliny, całego systemu korzeniowego, czy też poszczególnych korzeni, gdzie nie mamy dokładnego rozkładu współczynnika dyfuzji, który jest z pewnością inny dla epidermy korzenia, a inny w jego tkankach wewnętrznych. W literaturze brak jest danych empirycznych, dotyczących wartości współczynnika dyfuzji radialnej w korzeniach.



Rys. 23. Porowatość gazowa (R) i radialna przepuszczalność dyfuzyjna (G) korzeni kukurydzy (z) i ryżu (o) w zależności od odległości od końca korzeni (wg /112/)

W korzeniach nie zawierających przestrzeni wypełnionych powietrzem, współczynnik dyfuzji tlenu jest bez wątpienia mniejszy niż $2,1 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (w temp. 20°C), tj. mniejszy niż w czystej wodzie. Dzieje się tak za sprawą przeszkód w postaci ścianek komórkowych. Szacunkowo wartości tego współczynnika, przyjmowane przez różnych autorów, wahają się od $2,2 \cdot 10^{-10}$ do $9 \cdot 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ /106/.

Jak wiadomo, porowatość korzeni roślin może być znaczna i niekiedy dochodzić do $0,6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ /9/. Trudno jednakże powiedzieć, czy i w jakim stopniu wpływa ona na wzrost współczynnika dyfuzji radialnej gazów w korzeniach. Przyczyną jest brak danych z bezpośrednich pomiarów.

Radialna przepuszczalność dyfuzyjna korzeni przybyszowych kukurydzy wyznaczona przez Luxmoora i współautorów /112/ wynosiła $4,8 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, ryżu zaś od $1 \cdot 10^{-6}$ do $11 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; malała w obu przypadkach ze wzrostem odległości od końca korzeni (rys. 23). Wbrew oczekiwaniom, co widać na ilustracji, wzrostowi porowatości w miarę oddalania się od czapeczki korzenia nie towarzyszy wzrost przepuszczalności dyfuzyjnej, ale jej spadek. Wynika to przypuszczalnie ze starzenia się epidermy korzeni i zmniejszania jej przepuszczalności.

Dyfuzja podłużna

Korzenie roślin, jak wiadomo, mogą zawierać przestrzenie wolne, wypełnione powietrzem [3, 6, 7, 9, 87], których objętość u roślin wodnych jest porównywalna z porowatością powietrzną gleb. Są to przestrzenie międzykomórkowe, wykazujące ciągłość wzdłuż korzenia – aż do odległości 2-3 cm od czapeczki korzenia – i znajdujące się w skorkowatej tkance korzenia zwanej aerenchymą [44].

Porowatość korzeni mezofitów jest niewielka (rzędu kilku procent objętości korzeni), jednakże w warunkach zalania gleby wodą, nawet u tych roślin, stwierdza się w wielu przypadkach wytwarzanie korzeni przybyszowych, zawierających aerenchymę [46] o większej porowatości niż korzenie pierwotne [110]. Powoduje to zwiększenie porowatości korzeni w warunkach niewystarczającego natlenienia (tab. 7).

Tabela 7. Porowatość korzeni roślin (wg różnych autorów)

Roślina	Porowatość [$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$]	
	Warunki tlenowe	Warunki beztlenowe
Ryż [14, 59/	0,05	0,25-0,30
Kukurydza [130, 194/	0,06-0,07	0,12-0,17
Kostrzewa [130/	0,02	0,06
Jęczmień [194/	0,03	0,04
Słonecznik [194/	0,06	0,12
Pszenica [2, 109, 166, 168, 187, 194/	0,021-0,126	0,035-0,145
Pomidor [194/	0,05	0,08

Istnienie ciągłego systemu przestrzeni powietrznych w tkankach korzeni umożliwia transport gazów zarówno na drodze dyfuzji, jak i przepływu lepkiego. Jeśli chodzi o wzajemny udział obu tych mechanizmów, to także w odniesieniu do korzeni mają zastosowanie wszystkie rozważania przedstawione w rozdziale zatytułowanym "Czynniki powodujące przepływ lepki w glebie" – łącznie z generalną konkluzją, że podstawowym

mechanizmem transportu gazów jest dyfuzja. Jest to słuszne w odniesieniu do transportu tlenu w dół korzeni, natomiast wydalanie dwutlenku węgla może być wspomagane przez strumień transpiracyjny.

Obecność dyfuzyjnego transportu tlenu do korzeni wykazano eksperymentalnie w bobie /49/, ryżu i jęczmieniu /14, 85/ oraz kukurydzy /84, 85/, używając znakowanego tlenu.

Badania nad transportem etylenu w ryżu wykazały, że jest on proporcjonalny do świeżej masy rośliny i nie zależy od oświetlenia ani związanych z tym zmian strumienia transpiracji /101/. Wynika zatem, że wymiana gazu pomiędzy nadziemną częścią rośliny i atmosferą nie jest czynnikiem limitującym całość procesu transportu w roślinie. Potwierdzają to badania Stelzera i współautorów /169/, którzy stwierdzili, że tlen wchodzi do systemu korzeniowego głównie w pobliżu nasady szyjki korzenia. Stwierdzono także, badając ryż /144, 145/, bobrek /31/, kukurydzę /84/, jęczmień /76/ i rośliny bagienne /8/, że tlen może dyfundować z korzeni do otaczającego środowiska. O ile u roślin bagicznych gazowy transport wewnętrzny wystarcza do pokrycia potrzeb tlenowych całego systemu korzeniowego to u mezofitów stanowi on jedynie czynnik wspomagający.

Chociaż ocena ilościowa dyfuzji podłużnej jest utrudniona także przez fakt zamykania się szparek w warunkach niedotlenienia /83, 167, 168/, to ze wspomnianych powyżej prac wynika, że zmiany oporu dyfuzyjnego w liściach nie powinny wpływać w dużym stopniu na wypadkowy transport tlenu w korzeniach.

Rozkład stężenia tlenu na głębokości x , w prostym, pionowym, o stałym przekroju korzeniu o długości l – w warunkach braku transportu radialnego do lub z otaczającego go ośrodka, przy założeniu niezmiennej aktywności respiracyjnej (q) i współczynnika dyfuzji tlenu (D) na całej długości korzenia, a także że q nie jest funkcją stężenia tlenu – można opisać analogicznie, jak w przypadku gleby, równaniem (58):

$$C_x = C_{x=0} - \frac{q(2lx - x^2)}{2D}, \quad (149)$$

gdzie $C_{x=0}$ oznacza stężenie tlenu na początku korzenia, tj. przy $x = 0$.

Stężenie tlenu na końcu korzenia ($x = l$) opisuje zależność:

$$C_l = C_{x=0} - \frac{ql^2}{2D} \quad (150)$$

Jeżeli przyjmiemy, że wzrost korzeni ustaje przy krytycznym stężeniu tlenu na końcu korzenia C_l' , to zasięg penetracji korzeni (ich długość) w głąb gleby zalanej wodą (l') wynosi:

$$l' = \sqrt{\frac{2D(C_{x=0} - C_l')}{q}} \quad (151)$$

Głębokość natlenienia korzeni (l_{an}) można wyliczyć z równania [150], podstawiając wartość $C_l = 0$ i $l = l_{an}$. Wówczas:

$$l_{an} = \sqrt{\frac{2DC_{x=0}}{q}} \quad (152)$$

Zastępując stężenie tlenu i współczynnik dyfuzji w korzeniu ciśnieniem parcjalnemu tlenu i stałą dyfuzji w korzeniu – równania (12) i (14) – otrzymujemy:

$$l_{an} = \sqrt{\frac{2KP_{x=0}}{q}} \quad (153)$$

gdzie $P_{x=0}$ oznacza ciśnienie parcjalne tlenu na początku korzenia, przy $x=0$.

Wartość l_{an} może oznaczać zarówno głębokość, na której stężenie tlenu w korzeniach spada do zera, jak też może być utożsamiana z głębokością penetracji korzeni w ośrodku beztlenowym – o ile wzrost korzeni ustaje przy stężeniu tlenu równym zeru. Graficzna interpretacja tej zależności była przedstawiona na rysunku 12. Zaznaczona na nim wartość K/K_0 (równoważna ilorazowi D/D_0), dopóki dyfuzja występuje w fazie gazowej (pory wypełnione powietrzem), w odniesieniu do korzenia może być interpretowana jako jego efektywna porowatość. Posługując się rysunkiem 12 łatwo sprawdzić, że przy porowatości (K/K_0) poniżej $0,05 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ i normalnej respiracji (ok. $100 \text{ mg m}^{-3} \text{ s}^{-1}$) natleniona

część korzeni wynosi około 7 cm, a więc ma znaczenie tylko dla powierzchniowej części systemu korzeniowego.

W literaturze nie napotkano danych dotyczących współczynnika dyfuzji podłużnej w korzeniach, stąd też trudno jest w praktyce posługiwać się rysunkiem 12. Dodatkowe komplikacje wynikają z upraszczających założeń przyjętych przy wyprowadzaniu równań prezentowanych w tym rozdziale. Wszystkie te założenia (brak dyfuzji radialnej, stałość współczynnika dyfuzji i aktywności respiracyjnej korzenia na całej jego długości oraz niezależność q od stężenia tlenu) nie są w rzeczywistości spełnione, gdyż q jest największe na końcu korzenia i maleje przy stężeniu tlenu poniżej wartości krytycznej [61], porowatość korzeni zaś (i najprawdopodobniej współczynnik dyfuzji podłużnej) maleją w kierunku stożka wzrostu (co już pokazano na rys. 23).

Obliczenia wykonane przez Luxmoora i współautorów [111-116] wykazały, że u kukurydzy około 25% zapotrzebowania korzeni na tlen jest pokrywane na drodze podłużnego transportu wewnętrznego. Badania Greenwooda [70] przeprowadzone na 12 roślinach warzywnych wykazały, że aeracja wewnętrzna ich korzeni ma znaczenie tylko dla 5-centymetrowego odcinka korzenia (licząc od części nadziemnej).

Podobną ocenę znaczenia transportu wewnętrznego u mezofitów uzyskał Yu i współautorzy [194], badając głębokość penetracji do gleby całkowicie zalanej wodą korzeni 5 roślin. W tych warunkach porowatość korzeni kukurydzy wzrosła od 0,075-0,115 do 0,15-0,18 $m^3 m^{-3}$, a głębokość penetracji korzeni wynosiła 17 cm. U słonecznika porowatość wzrosła z 0,06 do 0,11 $m^3 m^{-3}$, a głębokość penetracji korzeni wyniosła 15 cm. Porowatość korzeni jęczmienia wynosiła około 0,035 $m^3 m^{-3}$ i nie wykazywała istotnych zmian w warunkach zalania ich wodą, głębokość penetracji osiągała 12 cm. U korzeni pszenicy porowatość wzrosła z 0,04 do 0,08 $m^3 m^{-3}$, głębokość ich penetracji wynosiła 10 cm. Z kolei inna odmiana pszenicy zwiększała porowatość korzeni z 0,06 do 0,15 $m^3 m^{-3}$ przy zaledwie 5-centymetrowej głębokości ich penetracji. Korzenie pomidora zwiększały porowatość z 0,04 do 0,08 $m^3 m^{-3}$, wnikając na głębokość 6 cm.

Różnice w głębokości penetracji korzeni, przy podobnej ich porowatości, mogą być wynikiem różnic zarówno w aktywności respiracyjnej korzeni, jak i w wartościach współczynnika dyfuzji podłużnej tlenu. Wydaje się jednak, że ze względu na ciągłość porów międzykomórkowych większą rolę będą tu odgrywać różnice w aktywności respiracyjnej.

POWIETRZE GLEBOWE

Zawartość powietrza w glebie

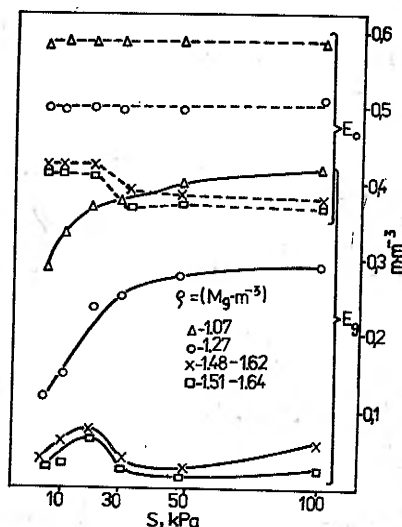
Powietrze glebowe uzupełnia tę objętość gleby, która nie jest zajęta przez wodę. Jego zawartość w glebie (E_g), zwana często porowatością powietrzną gleby, jest zatem równa różnicy pomiędzy aktualną porowatością całkowitą gleby (E_o) a jej aktualną wilgotnością wyrażoną objętościowo (θ):

$$E_g = E_o - \theta = E_o - \rho W, \quad (154)$$

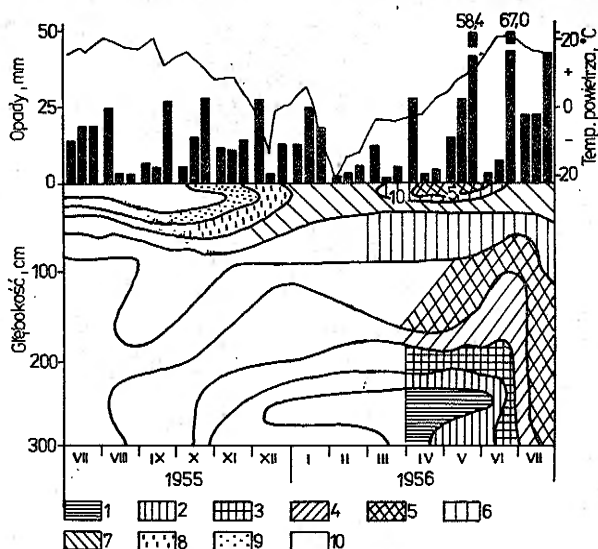
gdzie: ρ – gęstość gleby w $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$; W – wilgotność wyrażona wagowo w $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$.

W glebie nie pęczniejącej zawartość powietrza maleje liniowo ze wzrostem wilgotności wyrażonej zarówno wagowo, jak i objętościowo. W glebie pęczniejącej zależność ta przybiera charakter krzywoliniowy.

Rysunek 24 ilustruje zależność porowatości powietrznej gleby od obu jej podstawowych wyznaczników, tj. ciśnienia ssącego i zagęszczenia. Krzywe, odpowiadające próbkom gleb naj-



Rys. 24. Zależność porowatości całkowitej (E_o) i powietrznej (E_g) od ciśnienia ssącego (S) czarnej ziemi (wg /176/)



Rys. 25. Chronoizoplety zawartości powietrza w glebie darniowo-bielicowej pod trawami (wg /132/)

Zawartość powietrza w $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$: 1 - < 0,02; 2 - 0,02-0,03; 3 - 0,03-0,04; 4 - 0,04-0,05; 5 - 0,05-0,10; 6 - 0,10-0,15; 7 - 0,15-0,20; 8 - 0,20-0,25; 9 - 0,25-0,30; 10 - > 0,30

mniej zagęszczonym ($\rho = 1,07$ i $1,27 \text{ Mg m}^{-3}$) mają charakter stale rosnący, co jest typowe dla gleb nie pęczniejących. W próbkach ulegających kurczeniu przyrost porowatości w miarę odwadniania próbki może być zahamowany, a nawet może wystąpić obniżenie porowatości powietrznej (patrz krzywe próbek zagęszczonych, o $\rho = 1,48-1,62$ i $1,51-1,64 \text{ Mg m}^{-3}$, które kurczyły się w zakresie ciśnienia ssącego 30-40 kPa).

Zawartość powietrza w profilu glebowym zmienia się dynamicznie, zależnie od zmian porowatości całkowitej i wilgotności gleby. Z reguły nie przekracza ona $0,4 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, choć może osiągać i wartości wyższe. Wielkość tych zmian w przekroju rocznym, dla gleby darniowo-bielicowej, przedstawia rysunek 25.

Ilość powietrza w glebie decyduje nie tylko o aktualnej rezerwie tlenu, ale przede wszystkim wyznacza współczynnik dyfuzji tlenu, a przez to wpływa na intensywność wymiany gazów glebowych, która wraz z aktualną respiracją gleby wyznacza z kolei skład powietrza glebowego.

Skład powietrza glebowego

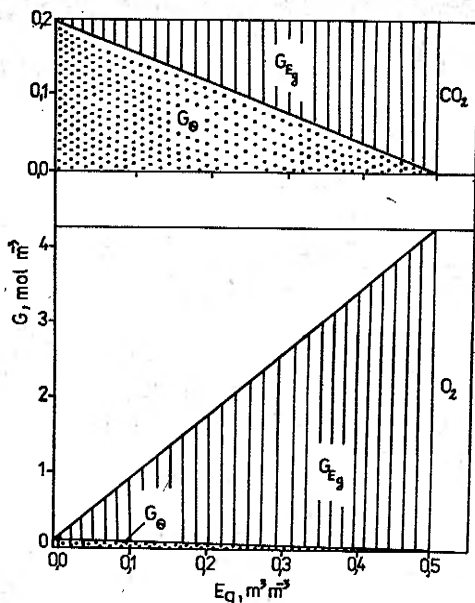
Podstawowymi składnikami powietrza glebowego są: azot, tlen, dwutlenek węgla oraz para wodna (tab. 8). Ten ostatni składnik występuje

Tabela 8. Objętościowy skład powietrza atmosferycznego suchego i nasyconego parą wodną przy ciśnieniu normalnym (101,3 kPa) w różnych temperaturach (obliczenia autorów na podstawie danych z [140])

Gaz	Zawartość w powietrzu atmosferycznym [m ³ m ⁻³]				
	suchym	nasyconym parą wodną; w temperaturze [°C]			
		0	10	20	30
N ₂	0,7809	0,7762	0,7715	0,7629	0,7481
O ₂	0,2095	0,2082	0,2082	0,2047	0,2007
CO ₂	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003	0,0003
Ar + inne gazy szlachetne	0,0093	0,0092	0,0092	0,0091	0,0089
Para wodna	0,0000	0,0060	0,0120	0,0230	0,0420

w glebie w ilości 0,93-1,00 prężności pary nasyconej. Powoduje on rozcieńczenie pozostałych składników gazowych powietrza atmosferycznego. Prężność pary w zakresie temperatury 0-30°C wynosi 0,6-4,2 kPa, co nie przekracza 4,2% całkowitego ciśnienia atmosferycznego. Stąd też składnik ten jest najczęściej pomijany przy badaniach powietrza glebowego.

Podstawowe składniki powietrza glebowego są nierównomiernie rozmieszczone pomiędzy fazą ciekłą i gazową gleby (między pory wypełnione powietrzem i wodą). Od tlenu i azotu, które są bardzo słabo rozpuszczalne w wodzie, wyraźnie odbiega dwutlenek węgla, rozmieszczony



Rys. 26. Zawartość dwutlenku węgla (G) i tlenu (w molach na 1 m^3 gleby) w funkcji porowatości powietrznej (E_g) gleby, z podziałem na fazę ciekłą (G_θ) i gazową ($G_{\epsilon g}$) przy założeniu, że stężenie dwutlenku węgla w powietrzu glebowym wynosi $0,01 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, tlenu zaś $0,203 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, a faza ciekła jest w równowadze z fazą gazową. Dla E_g przyjęto wartość $0,5 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, dane odniesiono dla temp. 20°C

w obu fazach podobnie (rys. 26). Z tej ilustracji widać, że prawie cały tlen glebowy jest zawarty w fazie gazowej gleby, podczas gdy obecność dwutlenku węgla w glebie praktycznie nie zmienia się ze zmianą proporcji między fazą ciekłą i gazową (w temp. bliskiej 20°C).

Powietrze glebowe, w porównaniu do powietrza atmosferycznego, zawiera mniej tlenu (w granicach $0,1$ - $0,2 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, czasem nawet zero), a więcej dwutlenku węgla, którego zawartość waha się najczęściej od $0,001$ do $0,05 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$, a niekiedy może przekraczać nawet $0,1 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$.

Zawartość argonu i gazów szlachetnych praktycznie nie ulega zmianie, natomiast zawartość azotu zmienia się w granicach kilku procent jako sumaryczny efekt zmian zawartości tlenu i dwutlenku węgla. W wyjątkowych przypadkach, w warunkach anaerobowych, przy skrajnie wy-

tablica 9. Właściwości gazów będących składnikami powietrza glebowego (różne źródła)

Składnik	Średnia droga swobodna $\times 10^{-8}$ [m] (przy 101,3 kPa)	V_m [dm ³] (NTP)	Gęstość [kg·m ⁻³] (NTP)	Rozpuszczalność		Współczynnik dyfuzji	
				w wodzie, α_B' [°C]	0 20	w powietrzu, D_o $\times 10^{-5}$ [m ² s ⁻¹] (NTP)	w wodzie, D_w $\times 10^{-9}$ [m ² s ⁻¹] t = 25°C, (NP)
N ₂	8,50	22,40	1,251	0,0235	-	1,81	1,9
O ₂	9,05	22,39	1,429	0,0489	0,0333	1,78	2,5
CO ₂	5,56	22,26	1,977	1,713	0,942	1,39	1,96
CH ₄	-	22,36	0,717	0,0556	0,0331	-	-
NH ₃	5,92	22,08	0,771	1110,0	-	1,98	2,0
H ₂ S	-	22,14	1,539	4,670	2,582	-	-
N ₂ O	-	22,25	1,978	-	0,629	1,43	-
H ₂	-	22,43	0,080	0,0215	-	6,34	5,85
H ₂ O (para)	-	23,45	0,768	-	-	2,82	-
C ₂ H ₄	-	22,24	1,261	0,226	0,122	1,37	-
Ar	-	22,39	1,784	-	-	-	-

NTP - warunki normalne (ciśnienie 101,3 kPa; temp. 0°C),

NP - ciśnienie normalne (101,3 kPa),

V_m - objętość molowa.

sokich stężeniach dwutlenku węgla i obecności metanu, zawartość azotu może spadać nawet do $0,4-0,3 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ /47/.

Suma tlenu i dwutlenku węgla w warunkach metabolizmu tlenowego, tzn. gdy iloraz oddychania jest bliski 1, wynosi około $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ lub jest nieco niższa, z uwagi na rozpuszczalność CO_2 w wodzie. W warunkach ograniczonego natlenienia może przekraczać tę wartość /47, 48/.

W pewnych okolicznościach, gdy występuje niepełne natlenienie gleby, mogą się pojawiać w powietrzu glebowym inne gazy, jak: CH_4 , NH_3 , H_2S , N_2O , C_2H_4 i H_2 , których obecność, mimo niewielkich stężeń, stanowi ważną informację o stanie gleby. Niektóre cechy charakterystyczne składników powietrza glebowego zestawione są w tabeli 9 (bardziej szczegółowe informacje dotyczące tlenu i dwutlenku węgla zostały ujęte w tab. 3 i 4).

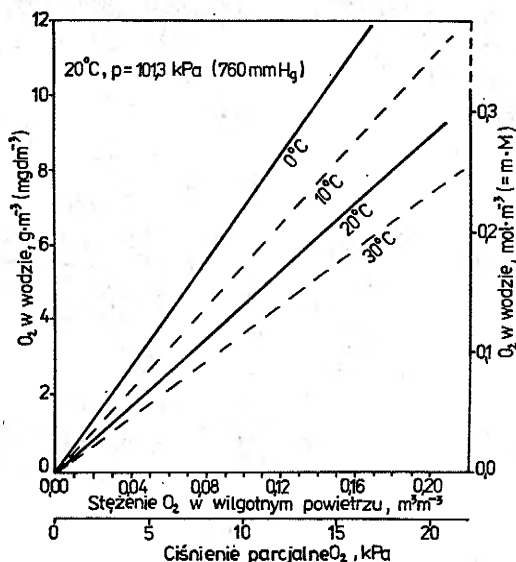
Tlen

Tlen glebowy zawarty jest głównie w porach gleby wypełnionych powietrzem, a tylko w niewielkiej części w wodzie glebowej (tab. 9 i rys. 26). Dokładne wartości stężenia tlenu w powietrzu i wodzie w zależności od temperatury zestawione są w tabeli 10. Runkles i współautorzy /153/ podają również, że niektóre glebowe minerały ilaste w stanie suchym mogą sorbować pewne ilości tlenu. W miarę wzrostu uwilgotnienia gleby adsorpcja tlenu przez minerały maleje tak, że jego ilość w układzie gleba-woda odpowiada teoretycznej rozpuszczalności w samej fazie wodnej, co pozwala posługiwać się wartościami zestawionymi w tabelach 3 i 10 oraz na rysunku 27. Należy przy tym zastrzec, że wartości te odnoszą się do czystej wody, natomiast w glebie mamy do czynienia z roztworem, w którym rozpuszczalność tlenu jest jeszcze mniejsza - ze względu na tzw. efekt wysalania, a także na obecność innych gazów /121/. Zmiany rozpuszczalności tlenu w roztworze glebowym pod wpływem wymienionych czynników nie były bliżej badane z uwagi na znikomą rolę tego procesu w bilansie tlenowym gleby.

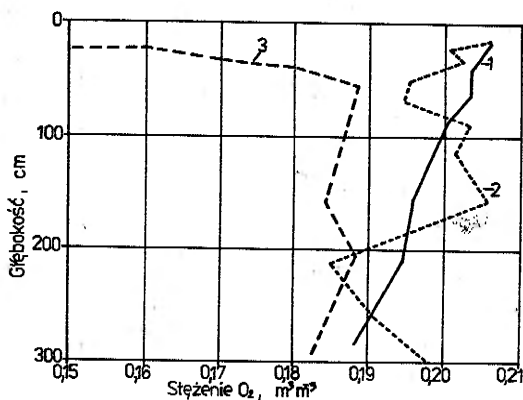
Zawartość tlenu w glebach uprawnych dobrze przewiewnych z reguły nie spada poniżej $0,15 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ /20, 54, 60, 67, 134, 154, 171, 172/. Poka-

Tabela 10. Stężenie tlenu w powietrzu atmosferycznym nasyconym parą wodną (przy ciśnieniu normalnym) oraz w wodzie (będącej w równowadze z wilgotnym powietrzem) w różnych temperaturach

Tempera- tura [°C]	Ciśnienie parcjalne O ₂ w wilgotnym powietrzu [kPa]	Zawartość O ₂ w powietrzu nasyconym parą wodną [$\frac{3}{m} \cdot m^{-3}$]		Stężenie tlenu	
		w powietrzu [$g \cdot m^{-3}$]		w wodzie [$g \cdot m^{-3}$]	
0	21,10	0,2082	297,5	9,30	14,6
5	21,03	0,2076	291,3	9,09	12,6
10	20,97	0,2070	285,4	8,92	11,3
15	20,86	0,2060	279,0	8,72	10,0
20	20,74	0,2047	272,5	8,52	9,13
25	20,56	0,2030	265,7	8,30	8,22
30	20,33	0,2007	258,4	8,16	7,52



Rys. 27. Zależność między stężeniem tlenu w powietrzu nasyconym parą wodną a stężeniem w wodzie, w warunkach równowagi, przy ciśnieniu normalnym 101,3 kPa, w różnych temperaturach

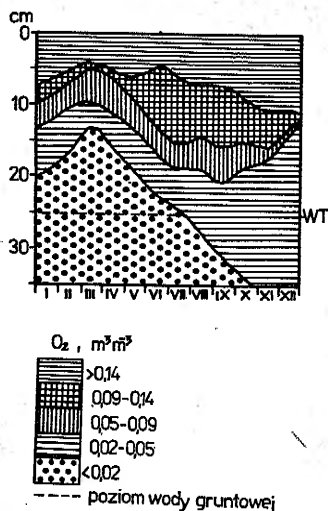


Rys. 28. Stężenie tlenu w profilu gleby darniowo-bielicowej w różnych okresach roku (wg /132/)

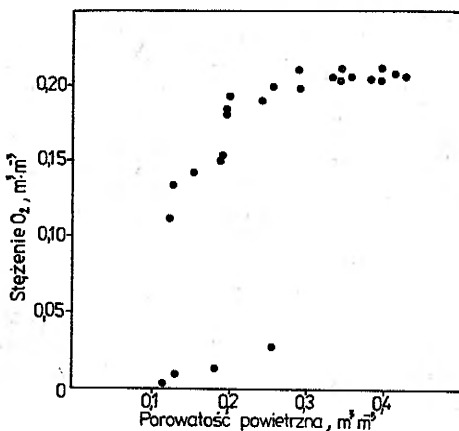
1 - 4.08.1955; 2 - 2.10.1955; 3 - 18.04.1956

zuje to przykładowo rysunek 28 - nawet na głębokości 3 m stężenie tlenu jest znaczne.

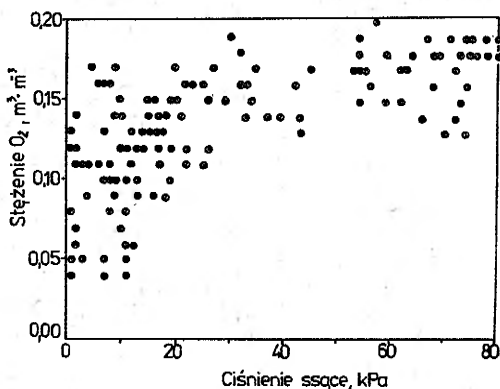
Stężenie tlenu w glebie zmienia się w sezonie wegetacyjnym - minimum występuje zazwyczaj w okresie letnim, co związane jest z podwyższonymi temperaturami. Z reguły obniża się wraz z głębokością gleby. W glebach łąkowych i nadmiernie uwilgotnionych stężenia O_2 mogą być znacznie niższe [19, 57, 58], a w niesprzyjających warunkach osiągać nawet wartości równe zero (rys. 29). Ma to miejsce szczególnie w strefach gleby nasyconej wodą. Drażniczna anaerobioza występuje przy stosowaniu gnojowic [120, 170] lub ścieków [183].



Rys. 29. Rozmieszczenie stężenia tlenu w profilu gleby torfowej w okresie roku (wg [19/])



Rys. 30. Stężenie tlenu w łąkowej glebie gliniasto-pyłastej na głębokości 7,8 cm w funkcji jej porowatości powietrznej (wg [65/])



Rys. 31. Stężenie tlenu w powietrzu glebowym w zależności od ciśnienia ssącego (wg /125/)

Podstawowym parametrem fizycznym danej gleby, decydującym o zawartości tlenu, jest porowatość powietrzna, warunkująca prędkość wymiany gazów. W miarę obniżania się porowatości zmniejsza się w glebie stężenie tlenu, dążąc do zera. Porowatość powietrzna, przy której stężenie O_2 osiąga zero (rys. 30) nosi nazwę krytycznej. Jej wartość może się zmieniać w dość szerokim przedziale. Na rysunku 30 wynosi $0,12-0,20 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, natomiast Flühler /50/ w badanym przez siebie profilu glebowym stwierdził $0,07 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Na stężenie tlenu w glebie mogą wpływać te wszystkie czynniki i zabiegi, które zmieniają współczynnik dyfuzji albo aktywność respiracyjną gleby (wilgotność, zagęszczenie, ubicie, nawożenie, zabiegi spulchniające).

Wpływ wilgotności przedstawia rysunek 31, na którym widać, że przy ciśnieniu ssącym około 30 kPa następuje wyraźne zmniejszenie się zawartości tlenu związane z pojawieniem się nieciągłości w porach glebowych. Wartość tego granicznego ciśnienia będzie różna dla różnych gleb, a dla tej samej gleby będzie zmieniać się wraz ze zmianami zagęszczenia. W związku z tym wszystkie zabiegi nawadniające zmniejszają stężenie tlenu w powietrzu glebowym. Szczególnie drastyczny wpływ

wywiera powierzchniowe zalanie gleby wodą. W lecie już po upływie 1 doby może wyczerpać się glebowy zapas O_2 /179/. Innym czynnikiem hamującym wymianę gazów w glebie jest jej ubicie /48/.

Do czynników obniżających stężenie tlenu w powietrzu glebowym w następstwie zwiększenia aktywności respiracyjnej należą: stosowanie obornika /64/, nawozów zielonych /48/, gnojowicy /120, 170/.

Podwyższając zawartość tlenu w powietrzu glebowym wszystkie zabiegi spulchniające. Podczas uprawy zerowej gleby ilastej obserwowano wzrost stężenia tlenu (w porównaniu do gleby ornej) /41/, co tłumaczono powstawaniem ciągłych kanalików między warstwą orną a podglebiem. Z drugiej strony, ci sami autorzy w innej pracy /25/ donoszą o efekcie przeciwnym.

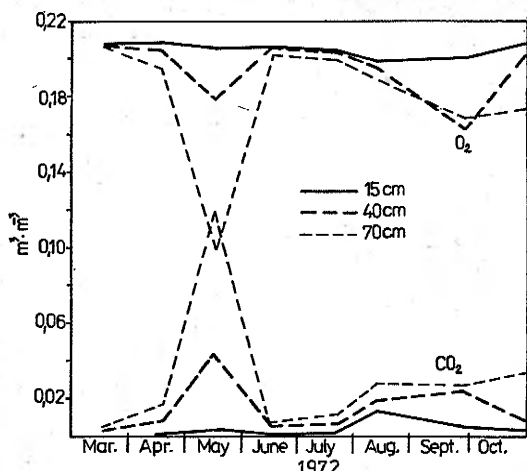
Stępniewski /172/ stwierdził korzystny wpływ podwyższonego nawożenia mineralnego na zawartość tlenu w glebie w sezonie wegetacyjnym, co wiąże ze wzrostem ewapotranspiracji i zmniejszeniem w ten sposób wilgotności gleby.

Znaczenie tlenu dla procesów zachodzących w glebie, jak też reakcja nań roślin, będą omawiane w dalszych zeszytach Problemów Agrofizyki.

Dwutlenek węgla

Ilość dwutlenku węgla w glebie zmienia się dynamicznie, podobnie jak zawartość tlenu; przy dobrym przewietrzaniu jest w przybliżeniu równa ubytkowi tlenu (rys. 32) /192/, z reguły nie przekracza kilka procent objętości powietrza /54-56, 60, 67, 134, 142, 143, 154/, nawet na głębokości kilku metrów /126, 147/.

W glebach o głębokim poziomie wody gruntowej stężenie CO_2 często osiąga maksimum w środkowej części profilu /np. 4, 147/. Natomiast tam, gdzie woda zalega płytko stężenia te z reguły rosną z głębokością, osiągając przy lustrze wody wartości $0,1-0,12 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ /57/. Przy tych wyższych stężeniach suma CO_2 i O_2 może objętościowo być mniejsza od $0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ /20/ w wyniku większej rozpuszczalności w wodzie dwutlenku węgla niż tlenu (tab. 3 i 4). Podobne wartości występują po kilku dniach zalania gleby wodą /185/.



Rys. 32. Sezonowa dynamika stężenia tlenu i dwutlenku węgla w powietrzu gleby gliniastej (wg [172/])

Maksymalne stężenia dwutlenku węgla w powietrzu glebowym występują w okresach zwiększonego uwilgotnienia i podwyższonej temperatury gleby. Zawartość dwutlenku węgla w powietrzu glebowym określają te same czynniki, co w przypadku tlenu, ale kierunek oddziaływania jest odwrotny. I tak, wzrost zawartości dwutlenku węgla powodują: nawadnianie, obecność szaty roślinnej [143, 154/], nawożenie świeżym materiałem roślinnym [48/], stosowanie obornika [154/], a tym bardziej ścieków [183/] czy gnojowicy [47, 120, 170/]. W skrajnych przypadkach stężenia dwutlenku węgla w glebie mogą przekraczać $0,2 \text{ m}^3 \text{m}^{-3}$ [47/], co jest wynikiem podwyższonego ilorazu oddychania w warunkach beztlenowych.

Obniżenie zawartości dwutlenku węgla w powietrzu glebowym powodują zabiegi spulchniające glebę [143/].

Interesujące jest porównanie gradientów ciśnienia parcjalego tlenu i dwutlenku węgla w glebie, rozpatrywane przez Greenwooda [71/]. Jak wiadomo bowiem, w warunkach wystarczającej dostępności tlenu ilość wydzielanego dwutlenku węgla jest objętościowo (i molowo) równoważna ilości pobieranego tlenu (iloraz oddychania jest równy jedności), a zatem

przepływ tlenu jest równy przepływowi dwutlenku węgla. Z równania (13) wynika, że gradienty ciśnienia parcjalnego tlenu i dwutlenku węgla będą odwrotnie proporcjonalne do ich stałych dyfuzji, czyli:

$$\text{grad } P_{\text{CO}_2} \cdot K_{\text{CO}_2} = \text{grad } P_{\text{O}_2} \cdot K_{\text{O}_2}, \quad (155)$$

a zatem:

$$\frac{\text{grad } P_{\text{CO}_2}}{\text{grad } P_{\text{O}_2}} = \frac{K_{\text{O}_2}}{K_{\text{CO}_2}}. \quad (156)$$

W sytuacji, gdy dyfuzja zachodzi w porach wypełnionych gazami, stosunek stałej K_{O_2} do K_{CO_2} w glebie będzie taki sam jak w powietrzu atmosferycznym (patrz tab. 3 i 4), czyli 1,25 w temp. 20°C. Stąd też gradient ciśnienia parcjalnego dwutlenku węgla (i tym samym jego stężenia) w powietrzu glebowym, wyrażony w postaci ułamka objętości bądź w molach na jednostkę objętości, będzie 1,25 razy większy niż dla tlenu. Zatem na dowolnej głębokości gleby (zaniedbując obecność CO_2 w powietrzu atmosferycznym, którego stężenie w stosunku do powietrza glebowego, można zazwyczaj pominąć) będziemy mieli:

$$P_{\text{CO}_2} = 1,25 (20,7 \text{ kPa} - P_{\text{O}_2}), \quad (157)$$

lub też

$$C_{\text{CO}_2} = 1,25 (0,203 - C_{\text{O}_2}), \quad (158)$$

z czego wynika, że suma stężeń obu gazów w warunkach dobrego natlenienia powinna tylko nieznacznie przekraczać wartość stężenia tlenu w atmosferze. W sytuacji, gdy dyfuzja zachodzi wyłącznie w fazie ciekłej (stan nasycenia lub bliski nasycenia gleby wodą) stosunek $K_{\text{O}_2}/K_{\text{CO}_2}$ jest równy stosunkom stałych dyfuzji tych gazów w wodzie i w temp. 20°C wynosi 0,0416 (patrz tab. 3 i 4). Zatem gradient P_{CO_2} jest 24 razy mniejszy niż gradient P_{O_2} , bo dyfuzja dwutlenku węgla

w wodzie, przy tym samym gradiencie ciśnienia parcjalego, zachodzi 24 razy szybciej niż dyfuzja tlenu. W związku z tym, na tej samej głębokości:

$$P_{\text{CO}_2} = 0,0416 (20,7 \text{ kPa} - P_{\text{O}_2}). \quad (159)$$

Zależności te zostały potwierdzone eksperymentalnie przez Greenwooda /71/ i stanowią wyjaśnienie zaobserwowanego zmniejszania się sumy O_2 i CO_2 w powietrzu glebowym w wyższych wartościach uwilgotnienia. Równocześnie jednak w tych warunkach zaczynają pojawiać się obszary beztlenowe, w których iloraz oddychania jest wyższy od jedności, co powoduje podwyższenie stężenia dwutlenku węgla w stosunku do obliczonego z równania (159).

Oddziaływanie dwutlenku węgla na rośliny będzie omówione w Problemach Agrofizyki poświęconych wpływowi aeracji gleb na rośliny.

Podtlenek azotu

Pierwsze doniesienie o obecności podtlenku azotu (N_2O) w powietrzu glebowym w warunkach polowych, zostało opublikowane przez Burforda i współautorów /26/. Stwierdzili oni występowanie rzeczzonego gazu w profilu gleby czerwono-brunatnej, na głębokości do 90 cm, w ilościach do ok. $100 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$, przy czym maksimum zawartości obserwowano na głębokości 30-60 cm. Dalsze badania /25, 42, 43/ wykazały, że stężenie N_2O może być wyższe od $100 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$, a nawet dochodzić niekiedy do 1000, w pojedynczych zaś próbkach nawet do $6500 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$ /42/.

Należy podkreślić bardzo dużą zmienność stężenia podtlenku azotu w powietrzu glebowym, taką że wielu autorów podaje skumulowaną wartość rozkładu stężeń, a nie operuje wartościami średnimi /51-53/. Duży rozrzut danych powoduje, że nie obserwowano wyraźnej korelacji ujemnej stężenia podtlenku azotu ze stężeniem tlenu, aczkolwiek taka tendencja wydaje się istnieć /25, 42/.

Zawartość N_2O wzrasta w glebie ze wzrostem poziomu azotanów i wilgotności /51, 52/. W przypadku zalania gleby wodą zawartość omawianego gazu początkowo szybko wzrasta i po osiągnięciu maksimum (po kilku dniach) maleje /185/.

Stwierdzono, że w glebach ilastych przy uprawie zerowej stężenie podtlenu azotu jest wielokrotnie wyższe niż w oranej /25/.

Rozpowszechniony jest pogląd, że podtlenek azotu w powietrzu glebowym powstaje wyłącznie w procesie denitryfikacji, pojawiającym się w glebie, gdy stężenie O_2 praktycznie spada do zera /52/. Stąd też podtlenek azotu w powietrzu glebowym uważano za wskaźnik obecności miejsc anaerobowych, w których zachodzi denitryfikacja. Przedstawiona koncepcja jest ostatnio kwestionowana. Wykazano bowiem, że znaczne ilości N_2O mogą powstawać również w procesie nitryfikacji /22, 23, 159/. Dlatego używanie tego gazu jako wskaźnika obecności miejsc anaerobowych w glebie nie jest uzasadnione.

Brak jest doniesień na temat ewentualnej czynności fizjologicznej N_2O w stosunku do korzeni roślin.

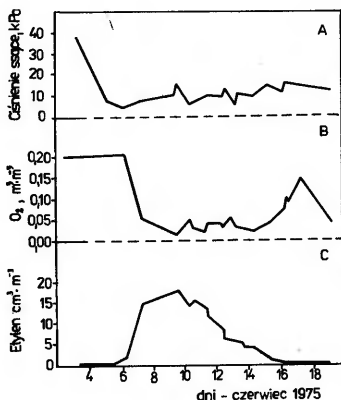
Etylen

Spośród składników organicznych powietrza glebowego na uwagę zasługuje etylen, będący hormonem roślinnym /1/, który już w niewielkich stężeniach wpływa na rośliny. Obecność etylenu w glebie została stwierdzona dzięki zastosowaniu chromatografii gazowej /165/.

Należy podkreślić, że jego stężenie w glebie nie osiąga dużych wartości i nawet przy inkubacji gleby w naczyniach zamkniętych nie przekracza $40 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$ /75, 157, 165/. Stężenia zmierzone w warunkach polowych wynoszą od 0,01 do $10 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$. Występowanie wartości większych niż $1 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$ wiąże się z okresami nadmiernego uwilgotnienia /28, 43, 46, 163/ gleby i podwyższonej temperatury /163/, którym towarzyszy najczęściej obniżenie stężenia O_2 (rys. 33). Maksymalna wartość stwierdzona w warunkach polowych wynosi $18,4 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$ /28/.

W przypadku zalania gleby wodą stężenie etylenu osiąga w ciągu kilku dni maksymalną wartość rzędu kilku $\text{cm}^3 \text{ m}^{-3}$ /28, 81, 185/.

Brak większych stężeń etylenu w glebie próbowano tłumaczyć równoczesnym powstawaniem jakiegoś lotnego składnika, hamującego wydzielanie się etylenu /164/. Obserwowany wzrost stężenia etylenu w okresach zwiększonej wilgotności gleby, sprzężony z obniżeniem stężenia tlenu,



Rys. 33. Zmiany ciśnienia ssącego (A) oraz stężenia tlenu (B) i etylenu (C) w glebie piaszczysto-gliniastej nawadnianej w okresie letnim (wg [28])

nie musi oznaczać zwiększonego wytwarzania. Czynnikiem powodującym akumulację może być bowiem utrudniona dyfuzja do atmosfery.

Należy zaznaczyć, że powstawanie i los etylenu w glebie nie są w pełni wyjaśnione. Wiadomo natomiast, że jego źródłem może być zarówno sama gleba, jak i żywe korzenie roślin ^(etylen glebowy), jest pochodzenia mikrobiologicznego [75, 164], przy czym dotychczas stwierdzono, że może on być metabolitem grzybów (np. *Mucor hiemalis*, czy *Penicillium* ssp.) [29, 39, 80, 117-119], ale również i bakterii przetrwalnikowych [157, 158].

Niewątpliwie etylen powstaje w glebie w warunkach beztlenowych, uzyskanych zarówno przez zalanie gleby wodą [75, 193], jak i przez zastąpienie powietrza azotem [30, 62, 63, 193], a także na skutek samoczynnego wyczerpania się tlenu podczas inkubacji gleby w naczyniu zamkniętym [157].

Smith i współautorzy [164] stwierdzili wydzielanie się etylenu z wodnej zawiesiny glebowej, przez którą przepuszczano czysty azot lub też mieszaninę powietrza z azotem, zawierającą $0,01 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ tlenu. Wyższe stężenia tlenu hamowały wydzielanie etylenu.

Intensywność produkcji etylenu w glebie wzrasta ze wzrostem zawartości substancji organicznej [62] (także pod wpływem dodatków organicznych w postaci resztek roślinnych [63, 75, 193] i związków organicznych, jak etanol [63] czy glikoza [193]). Sposób postępowania z glebą też wywiera wpływ na późniejszą produkcję etylenu – obserwowano wzrost jego wydzielania z gleby inkubowanej w atmosferze azotu pod wpływem uprzedniego jej przesuszenia [62].

Innym czynnikiem wpływającym na wydzielanie etylenu w glebie może być jej pH [62].

Oprócz prac wiążących powstawanie etylenu z warunkami beztlenowymi istnieją doniesienia, że etylen może również powstawać w warunkach tlenowych [63, 193]. Z kolei Lynch i współautorzy [119] przypisują powstawanie etylenu w warunkach beztlenowych raczej uruchamianiu substratów potrzebnych do jego biosyntezy, niż istnieniu beztlenowego szlaku syntezy tego gazu. Autorzy ci bowiem stwierdzili, że grzyb *Mucor hiemalis* lepiej rósł i produkował więcej etylenu w obecności tlenu, przy czym spadek prędkości wydzielania etylenu następował przy stężeniu tlenu poniżej $0,025 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Produkcja etylenu w korzeniach żywych roślin jest również wiązana ze stanem natlenienia korzeni, aczkolwiek warunki przebiegu procesu nie są w pełni wyjaśnione. Ogólnie wiadomo, że etylen powstaje w tkankach roślinnych w warunkach tlenowych [108, 122], dotyczy to również i korzeni. Stwierdzono bowiem jego obecność (ok. $0,9 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$) w korzeniach całych roślin kukurydzy hodowanej na napowietrznej pożywce [45, 82]. Z kolei Konigs i współautorzy [92] obserwowali wydzielanie etylenu z nienaruszonych systemów korzeniowych odciętych od części nadziemnych ryżu, gorczycy i 3 odmian pomidorów inkubowanych w wilgotnej atmosferze, zawierającej $0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ tlenu. Produkcja etylenu w tym przypadku była dodatnio skorelowana z prędkością wydłużania się korzeni. Na przykład korzenie ryżu, wydzielające w ciągu godziny około $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ mm}^3$

etylenu z grama świeżej masy wydłużały się z prędkością około 20 mm na dobę, natomiast korzenie gorczycy, wydzielające w ciągu godziny $6,5 \cdot 10^{-3} \text{ mm}^3$ etylenu z grama świeżej masy, wydłużały się z prędkością rzędu 65 mm na dobę.

Z kolei inni autorzy [45, 82] stwierdzili, że korzenie roślin hodowanych na nienapowietrzonej odżywie zawierały dwukrotnie więcej etylenu ($1,9 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$) niż hodowane w napowietrzonej ($0,9 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$). Również Kawase [88] odnotował wzrost stężenia etylenu w korzeniach roślin ogrodowych (chryzantema, słonecznik, pomidor i rzodkiew) pod wpływem zalania w glebie wodą.

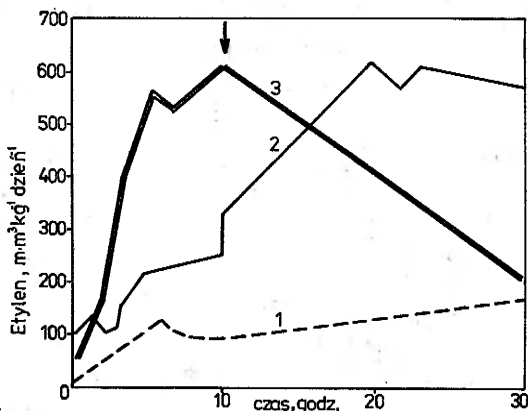
Przykłady powyższe nie mogą stanowić dowodu na wzrost produkcji etylenu przez korzenie w tych warunkach. Warunków tych bowiem nie można uznać za beztlenowe, gdyż w nienapowietrzonych pożywkach stężenie tlenu było równoważne około $0,012 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ tego co w powietrzu, w wyniku transportu wewnętrznego w roślinie [45, 82]. Również w przypadku wspomnianych roślin ogrodowych [88] musiały być pewne ilości tlenu w korzeniach z transportu wewnętrznego roślin.

Z kolei, w warunkach beztlenowych (w atmosferze azotu) nie stwierdzono wydzielania etylenu podczas inkubacji segmentów ciętych korzeni roślin [45, 83].

Na podstawie powyższego można powiedzieć, że etylen w korzeniach jest produkowany jedynie w obecności tlenu, nawet przy jego małych ilościach. Dolna granica stężenia tlenu, jak też optymalne jego stężenie dla produkcji etylenu nie zostały jeszcze określone.

Ponadto stwierdzono, że zalanie korzeni wodą bądź odtlenienie wody zalewającej (np. azotem) stymuluje wydzielanie etylenu w częściach nadziemnych roślin [21, 81, 88]. Innym czynnikiem, pobudzającym wydzielanie etylenu przez korzenie jest natrafienie ich na przeszkodę mechaniczną [89] (rys. 34).

Bradford i współautorzy [21] wyjaśniają proces powstawania etylenu w roślinie obecnością prekursora etylenu – ACC (kwas 1-aminocyklopropano-1-karboksylowy) – który powstaje w korzeniach w warunkach beztlenowych i następnie jest transportowany poprzez ksylem do części nadziemnych, gdzie jest przekształcany w etylen.



Rys. 34. Wzrost wydzielania etylenu z korzeni *Vicia faba* L. pod wpływem bariery fizycznej (wg /89/). Strzałka oznacza czas usuwania bariery
1 – kontrola, 2 – bez usuniętej bariery, 3 – z usuniętą barierą

Trzecim czynnikiem wpływającym na stężenie etylenu w powietrzu glebowym, oprócz intensywności produkcji i prędkości usuwania z ośrodka glebowego, jest zjawisko jego degradacji w glebie. Zjawisko to jest jeszcze mało zbadane, a nieliczne doniesienia na ten temat nie są z sobą zgodne. Cornforth /30/ podaje, że w warunkach tlenowych etylen w dwóch glebach ulegał degradacji mikrobiologicznej, która przebiegała 50-krotnie szybciej niż wytwarzanie w warunkach beztlenowych w tych glebach. Prędkość degradacji w zakresie stężeń tlenu od 0,21 do 0,005 $\text{cm}^3 \text{m}^{-3}$ była praktycznie stała, a przy stężeniach poniżej 0,002 $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ustawała całkowicie.

Z kolei Yoshida i współautorzy /193/, badając gleby pól ryżowych Filipin stwierdzili, że zdolność degradacji etylenu wykazywała tylko gleba z pola zalanego wodą przez 9 lat. Właściwość ta zanikała już nawet po częściowym osuszeniu gleby. Gleby natomiast niezalane lub zalewane okresowo nie degradowały etylenu.

Metan i inne węglowodory

W warunkach beztlenowych pojawia się w glebie metan, który w obecności dużej ilości materii organicznej może osiągać stężenie rzędu kilku, a nawet kilkudziesięciu $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ /47, 170/.

Smith [164] oraz Goodlas i współautorzy [63], badając gleby w laboratorium, stwierdzili również możliwość występowania w nich wyższych węglowodorów, jak propan, etan i butan.

PODSUMOWANIE

Transport gazów w glebie odbywa się na drodze zarówno dyfuzji stężeniowej, jak i przepływu lepkiego pod wpływem gradientu ciśnienia. Oba te procesy mogą przebiegać w glebie, w żywych korzeniach roślin, jak też między glebą a korzeniami.

Głównym mechanizmem transportu gazów w ośrodku glebowym jest, w normalnych warunkach polowych, dyfuzja stężeniowa. Istnieje dość obszerna literatura dotycząca matematycznego modelowania procesów dyfuzji gazów w glebie, głównie w odniesieniu do tlenu. Modele te jednak odnoszą się do najprostszych przypadków i w większości nie były weryfikowane empirycznie.

Trudności w modelowaniu bardziej złożonych układów, zbliżonych do naturalnych sytuacji, są związane zarówno ze złożonością samych równań dyfuzji, jak też z brakiem empirycznych danych dotyczących zależności pomiędzy poszczególnymi parametrami glebowymi, np. brak danych odnośnie współczynnika dyfuzji wewnątrz agregatów glebowych oraz w otoczkach wodnych przylegających do korzeni i wewnątrz korzeni roślin, niewystarczający opis zmian aktywności respiracyjnej w przestrzeni i w czasie pod wpływem różnych parametrów środowiska glebowego.

Znaczenie matematycznego modelowania, jak podkreśla K. A. Smith [162], w tak złożonym, heterogenicznym układzie, jakim jest gleba, sprowadza się nie tylko do uzyskiwania precyzyjnych danych ilościowych, co do wykazania, która ze współdziałających zmiennych ma największe znaczenie. Umożliwia to przewidywanie kierunków zmian zarówno pomiędzy glebami, jak i w danej glebie, przy zmiennych czynnikach zewnętrznych.

Stosunkowo najmniej jest zbadany transport gazów wewnątrz rośliny, a także jego udział w całkowitym zaspokajaniu potrzeb tlenowych korzeni roślin i jego znaczenie dla okresowego przeżycia przez rośliny warunków

beztlenowych. Istnieje zatem potrzeba dalszych kompleksowych i bardziej precyzyjnych badań, dotyczących bilansu składników gazowych środowiska glebowego, z uwzględnieniem występujących luk w naszej wiedzy dotyczące transportu gazowego w tym środowisku.

Natlenienie gleby jest uwarunkowane przez kilka parametrów, których wzajemne powiązania przedstawia rysunek 19. Struktura i stan uwilgotnienia gleby decydują o zawartości powietrza glebowego. Z kolei zawartość powietrza w glebie wpływa na współczynnik dyfuzji gazów, a zatem na możliwość wymiany gazowej z atmosferą. Procesy transportu gazów w glebie wraz z procesami ich wydzielania i pochłaniania przez glebę warunkują skład powietrza glebowego.

Najważniejszym biologicznie składnikiem powietrza glebowego jest tlen, którego stężenie ulega w glebie, zależnie od warunków, znacznym wahaniom ($0,00-0,21 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$). Dostępność roślinom tego składnika zależy nie tylko od jego ilości w powietrzu glebowym, ale także od możliwości pobrania przez korzenie, na co wpływa zarówno układ cząstek glebowych, jak i wilgotność gleby. Miernikiem tej dostępności jest ODR.

Drugim, obok tlenu, istotnym biologicznie składnikiem powietrza glebowego, jest dwutlenek węgla. Jego stężenie w glebie nie przekracza z reguły kilku procent. W warunkach wysycenia gleby wodą ilości te mogą sięgać $0,1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$, a tylko w wyjątkowych przypadkach przekraczać $0,2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$.

Oprócz wymienionych występują w glebie inne składniki gazowe, w ilościach znacznie mniejszych, np. podtlenek azotu (od kilku do kilkunastu, a sporadycznie do kilku tysięcy $\text{cm}^3 \text{ m}^{-3}$), etylen ($0,01-20 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$), metan i niektóre inne węglowodory.

Największą uwagę zwrócono na etylen ze względu na dużą aktywność fizjologiczną przy stężeniach rzędu $1 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-3}$. Pochodzenie etylenu w glebie nie zostało jeszcze w pełni wyjaśnione, ale jego obecność uważana jest za dowód istnienia obszarów beztlenowych w glebie. Podobna interpretacja obecności podtlenku azotu w powietrzu glebowym jako wskaźnika procesu denitryfikacji, a zatem i warunków beztlenowych, jest nieuzasadniona ze względu na powstawanie N_2O (jak stwierdzono ostatnio) także w procesie nitryfikacji.

Obecność metanu i innych węglowodorów nasyconych w glebie wiąże się z warunkami skrajnie beztlenowymi.

BIBLIOGRAFIA

1. Abeles F. B., Ethylene in Plant Biology, Acad. Press, New York 1973.
2. Aceves N. E., Stolzy L. H., Mehrys G. R., Response of three semidwarf Mexican wheats to different aeration conditions in the rooting medium at a constant salinity level, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1975, 39, 515.
3. Aimi R., Cell-physiological study on the function root. 4. Active oxygen supply into the root from leaves in rice plant, Proc. Crop Sci. Soc. Jpn., 1960, 29, 51.
4. Albertsen M., Carbon dioxide balance in the gas filled part of the unsaturated zone, demonstrated at a Podzol, Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd., 1979, 142, 39.
5. Amerongen G. J. van, The permeability of different rubbers to gases and its relation to diffusivity and solubility, J. Appl. Phys., 1946, 17, 972.
6. Arashi K., Nitta H., Studies on the lysigenous intercellular space as the ventilating system in the culm of rice and some other graminaceous plants, Proc. Crop Sci. Soc. Jpn., 1955, 24, 78.
7. Arikado-H., Supplementary studies on the development of the ventilating system in various plants growing on lowland and on upland, Bull. Fac. Agr., Mie Univ., 1959, 20, 1.
8. Armstrong W., Oxygen diffusion from the roots of some British bog plants, Nature, 1964, 204, 801.
9. Armstrong W., Aeration in higher plants, Adv. Bot. Res., 1979, 7, 325.

10. Armstrong W., Gaynard T. J., The critical oxygen pressures for respiration in intact plants, *Physiol. Plant.*, 1976, 37, 200.
11. Ayres K. W., Button R. G., De Jong E., Soil morphology and soil physical properties. 1. Soil aeration, *Can. J. Soil Sci.*, 1972, 52, 311.
12. Bakker J. W., Dasberg S., Verhaegh W. B., Effect of soil structure on diffusion coefficient and air permeability of soils (rękopis; niepublikowany).
13. Bakker J. W., Hidding A. P., The influence of soil structure and air content on gas diffusion soils, *Neth. J. Agr. Sci.*, 1970, 18, 37.
14. Barber D. A., Ebert M., Evans N. T. S., The movement of 15 O_2 through barley and rice plants, *J. Exp. Bot.*, 1962, 13, 397.
15. Bavel C. H. M. van, A soil aeration theory based on diffusion, *Soil Sci.*, 1951, 72, 33.
16. Baver L. D., Soil Physics, 3rd Ed., John Wiley and Sons - New York, Chapman and Hill - London 1956.
17. Bird R. B., Stewart W. E., Lightfoot E. N., Transport Phenomena, John Wiley and Sons Inc., New York 1960.
18. Blake G. R., Page J. B., Direct measurement of gaseous diffusion in soils, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1948, 13, 37.
19. Boggie R., Water-table depth and oxygen content of deep peat in relation to root growth of *Pinus Contorta*, *Pl. Soil*, 1977, 48, 447.
20. Boyce J. S., McCalla T. M., Aeration status of subtilled and plowed soils as determined by the partial vacuum method, *Soil Sci.*, 1969, 108, 241.
21. Bradford K. J., Yang S. F., Xylem transport of 1-aminocyclopropane-1-carboxylic acid, an ethylene precursor, in waterlogged tomato plants, *Plant Physiol.*, 1980, 65, 322.
22. Bremner J. M., Blackmer A. M., Nitrous oxide: emission from soil during nitrification of fertilizer nitrogen, *Science*, 1978, 199, 295.

23. Bremner J. M., Blackmer A. D., Effects of acetylene and soil water content on emission of nitrous oxide from soils, *Nature*, 1979, 28, 380.
24. Buckingham E., Contributions to our knowledge of the aeration of soils, U.S. Dept. Agr. Bur. Soils Bull., 1904, 25. 1.
25. Burford J. R., Dowdell R. J., Crees R., Emission of nitrous oxide to the atmosphere from direct-drilled and ploughed clay soils, *J. Sci. Food Agr.*, 1981, 32, 219.
26. Burford J. R., Millington R. J., Nitrous oxide in the atmosphere of a red-brown earth, *Trans. 9th Int. Soil Sci. Congr.*, Australia, 1968, 2, 505.
27. Call F., Soil Fumigation. 5. Diffusion of ethylene dibromide through soils, *J. Sci. Food Agr.*, 1957, 8, 143.
28. Campbell R. B., Moreau R. A., Ethylene in a compacted field soil and its effect on growth, tuber quality and yield of potatoes, *Am. Potato J.*, 1979, 56, 199.
29. Considine D. J., Flynn N., Patching J. W., Ethylene production by soil microorganisms, *Appl. Environ. Microbiol.*, 1977, 33, 977.
30. Cornforth I. S., The persistence of ethylene in aerobic soils, *Pl. Soil*, 1975, 42, 85.
31. Coult D. A., Vallance K. B., Observations on the gaseous exchanges which take place between *Manyanthes trifoliata* L. and its environment, *J. Exp. Bot.*, 1958, 9, 384.
32. Culler R. C., Hanson R. L., Myrick R. M., Turner R. M., Kipple F. P., Evapotranspiration before and after clearing phreatophytes, Gile River flood plain, Graham County, Arizona, U.S. Geol. Surv. Pro. Pap., 1982, 655-P.
33. Currie J. A., Gaseous diffusion in porous media. 2. Dry granular materials, *Br. J. Appl. Phys.*, 1960, 11, 318.
34. Currie J. A., Gaseous diffusion in porous media. 3. Wet granular materials, *Br. J. Appl. Phys.*, 1961, 12, 275.
35. Currie J. A., Gaseous diffusion in the aeration of aggregated soils, *Soil Sci.*, 1961, 92, 40.

36. Currie J. A., Diffusion within soil microstructure. A structural parameters for soils, J. Soil Sci., 1965, 16, 279.
37. Currie J. A., Movement of gases in soil respiration, [in] Sorption and Transport Processes in Soils., Soc. Chem. Ind. Monograph, London 1970, 37, 152.
38. Currie J. A., Rothamsted studies of soil structure. 4. Porosity, gas diffusion and pore complexity in dry soil crumbs, J. Soil Sci., 1979, 30, 441.
39. DeMunk W., J., Rooy M. de, Influence of ethylene on the development of 5°C precooled "Apeldoorn" tulips during forcing, Hort. Sci., 1970, 6, 40.
40. Domżał H., Hodara J., Słowińska-Jurkiewicz A., Zmiany przepuszczalności powietrznej gleby ugniatanej kołami ciągników i maszyn rolniczych, Roczn. Glebozn., 1980, 31, 3/4; 55.
41. Dowdell R. J., Crees R., Burford J. R., Cannell R. Q., Oxygen concentrations in a clay soil after ploughing or direct drilling, J. Soil Sci., 1979, 30, 239.
42. Dowdell R. J., Smith K. A., Field studies of the soil atmosphere. 2. Occurrence of nitrous oxide, J. Soil Sci., 1974, 25, 231.
43. Dowdell R. J., Smith K. A., Crees R., Restall S. W. F., Field studies of ethylene in the soil atmosphere - equipment and preliminary results, Soil Biol. Biochem., 1972, 4, 325.
44. Drew M. C., Chamel A., Garrec J. P., Fourcy A., Cortical air spaces (aerenchyma) in roots of corn/subjected to oxygen stress, Plant Physiol., 1980, 65, 506.
45. Drew M. C., Jackson M. B., Giffard S., Ethylene-promoted adventitious rooting and development of cortical air spaces (aerenchyma) in roots may be adaptive responses to flooding in Zea mays L., Planta, 1979, 147, 83.
46. Drew M. C., Sisworo E. J., The development of waterlogging damage in young barley plants in relation to plant nutrient status and changes in soil properties, New Phytol., 1979, 82, 301.
47. Elliott L. F., McCalla T. M., The composition of the soil

- atmosphere beneath a beef cattle feedlot and a cropped field, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1972, 36, 68.
48. Epstein E., Kohnke H., Soil aeration as effected by organic matter application, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1957, 21, 585.
 49. Evans N. T. S., Ebert M., Radioactive oxygen in the study of gas transport down the root of *Vicia faba*, J. Exp. Bot., 1960, 11, 246.
 50. Flühler H., Oxygen diffusion in soils, Mitt. Schweiz Anst. forstl. vers. wes., 1973, 49, 125.
 51. Flühler H., Ardakani M. S., Szuszkiewicz T. E., Stolzy L. H., Field, measured nitrous oxide concentrations, redox potentials, oxygen diffusion rates, and oxygen partial pressures in relation to denitrification, Soil Sci., 1976, 122, 107.
 52. Flühler H., Stolzy L. H., Ardakani M. S., A statistical approach to define soil aeration in respect to denitrification, Soil Sci., 1976, 122, 115.
 53. Focht D. D., Stolzy L. H., Meek B. D., Sequential reduction of nitrate and nitrous oxide under field conditions as brought about by organic amendments and irrigated management, Soil Biol. Biochem., 1979, 11, 37.
 54. Franken H., The composition of the soil atmosphere in the root region of some arable soils. 1. The composition of the soil atmosphere at different depth and the changes in this atmosphere within a vegetation period, Z. Acker-u. Pflanzenbau, 1968, 128, 258.
 55. Franken H., The composition of the soil atmosphere in the root region of some arable soils. 2. The relationship between the physical properties of the soil, the composition of the soil atmosphere, and root development, Z. Acker-u. Pflanzenbau, 1969, 130, 110.
 56. Galeva V., Kerchev G., Laboratory studies on the aeration status of the leached cinnamonic forest soil, The Georgi Dimitrov Agr. Acad., Sofia, Agrophys. Stud., 1973, 1, 77.
 57. Gawlik J., Investigations on the changes of soil air in muck soils in relation to water table variations, Pol. J. Soil Sci., 1968, 1, 75.

58. Gawlik J., Gliński J., Stępniewski W., Wydatek dyfuzji tlenu, potencjał oksydo-redukcyjny i skład powietrza w glebach zalanych ściekami cukrowni, *Rocz. Glebozn.*, 1976, 27, 27.
59. Ghildyal B. P., Nature, physical properties and management of submerged rice soils, *Trans. 12th Int. Soil Sci. Congr., India*, [in:] *Vertisols and Rice Soils of the Tropics Symp. Pap.* 1982, II, 121.
60. Giedrojć B., Kowaliński S., Wpływ uwilgotnienia na zawartość CO_2 i O_2 w powietrzu glebowym, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 1968, 88, 1.
61. Gliński J., Stępniewski W., Łabuda S., Pobieranie tlenu i wydzielanie dwutlenku węgla w środowisku glebowym, *Probl. Agrofiz.*, 1982, 39.
62. Goodlass G., Smith K. A., Effect of pH, organic matter content and nitrate on the evolution of ethylene from soils, *Soil Biol. Biochem.*, 1978, 10, 193.
63. Goodlass G., Smith K. A. Effects of organic amendments on evolution of ethylene and other hydrocarbons from soil, *Soil Biol. Biochem.*, 1978, 10, 201.
64. Grabert D., Steinbrenner K., Some basic investigations on subsoil improvement of sandy soils. 1. The composition of the atmosphere and soil respiration, *Zent.-Bl. für Bakteriologie, Parasitenkd., Infektionskrankheiten u. Hygiene, Zweite-Naturwissenschaftliche Abteilung*, 1972, 127, 471.
65. Grable A. R., Siemer E. G., Effects of bulk density, aggregate size and soil water suction on oxygen diffusion, redox potentials and elongation of corn roots, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1968, 32, 180.
66. Gradwell M. W., Laboratory study of the diffusion of oxygen through pasture topsoil, *N.Z.J.*, 1961, 4, 250.
67. Grechin I. P., Stratonovich M. W., The dynamics of oxygen and carbon dioxide in the air of loamy sod-podzolic soils, *Izv. TSCa*, 1968, vyp. 3, 132.
68. Green R. D., Fordham S. J., A field method for determining

- air permeability in soil, [in:] Soil Physical Conditions and Crop Production, 1975, 29, 273.
69. Greenwood D. J., The effect of oxygen concentration on the decomposition of organic materials in soil. *Pl. Soil*, 1961, 14, 360.
 70. Greenwood D. J., Studies on the transport of oxygen through the stems and roots of vegetable seedlings, *New Phytol.*, 1967, 66, 337.
 71. Greenwood D. J., Distribution of carbon dioxide in the aqueous phase of aerobic soil, *J. Soil Sci.*, 1970, 21, 314.
 72. Greenwood D. J., Berry G., Aerobic respiration in soil crumbs, *Nature*, London, 1962, 195, 161.
 73. Greenwood D. J., Goodman D., Direct measurement of the distribution of oxygen in soil aggregates and in columns of fine soil crumbs, *J. Soil Sci.*, 1967, 18, 182.
 74. Groenewoud H. van, Methods and apparatus for measuring air permeability of the soil, *Soil Sci.*, 1968, 106, 275.
 75. Harvey R. G., Linscott J. J., Ethylene production in soil containing quackgrass rhizomes and other plant materials, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1978, 42, 721.
 76. Heide H. van der, Boer-Bolt B. M., Raalte M. H. van, The effect of a low oxygen content of the medium on the roots of barley seedlings, *Acta Botan. Nederl.*, 1963, 12, 231.
 77. Hirschfelder J. O., Bird R. B., Spotz E. L., Diffusion coefficient in a binary gas mixture, *Chem. Revs.*, 1949, 205.
 78. Hirschfelder J. O., Curtiss C. F., Bird R. B., *Molecular Theory of Gases and Liquids*, John Wiley and Sons Inc. New York 1954, 1110.
 79. Hutchins L. M., Studies on the oxygen-supplying power of the soil together with quantitative observations on the oxygensupplying power required for seed germination, *Pl. Soil*, 1962, 1, 95.
 80. Ilag, L., Curtis R. W., Production of ethylene by fungi, *Science*, 1968, 159, 1357.
 81. Jackson M. B., Campbell D. J., Waterlogging and petiole

epinasty in tomato: the role of ethylene and low oxygen, New Phytol., 1976, 76, 21.

82. Jackson M. B., Drew M. C., Giffard S. C., Effects of applying ethylene to the root system of Zea mays on growth and nutrient concentration in relation to flooding tolerance, Physiol. Plant., 1981, 52, 23.
83. Jackson M. B., Gales K., Campbell D. J., Effect of waterlogged soil conditions on the production of ethylene and on water relationships in tomato plants, J. Exp. Bot., 1978, 29, 183.
84. Jensen C. R., Letey J., Stolzy L. H., Labeled oxygen transport through growing corn roots, Science, 1964, 144, 530.
85. Jensen C. R., Stolzy L. H., Letey J., Tracer studies of oxygen diffusion through roots of barley, corn and rice, Soil Sci., 1967, 103, 23.
86. Jost W., Diffusion in Solids, Liquids, Gases, 3rd Ed., Acad. Press, New York 1960, 558.
87. Katayama T., Studies on the intercellular spaces in rice. 1st Proc. Crop Sci. Soc. Jpn., 1961, 29, 229.
88. Kawase M. J., Effect of flooding on ethylene concentration in horticultural plants, J. Am. Soc. Hort. Sci., 1972, 97, 584.
89. Kays S. J., Nicklow C. W., Simons D. H., Ethylene in relation to the response of roots to physical impedance, Pl. Soil. 1974, 40, 565.
90. Kimball B. A., Soil atmosphere composition as related to microbial activity and diffusion coefficient, M.S. Thesis, Iowa State Univ. Library, Ames, Iowa 1965 (niepublikowane).
91. Kimball B. A., Lemon E. R., Air turbulence effects upon soil gas exchange, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1971, 35, 16.
92. Konings H., Jackson M. B., A relationship between rates of ethylene production by roots and the promoting or inhibiting effects of exogenous ethylene and water on root elongation, Z. Pflanzenphysiol., 1979, 92, 385.
93. Kowalik P., Analiza wpływu melioracji wodnych na natlenienie

- gleb, Zesz. Nauk. P. Gdań., 1971, Bud. Wodne XV, 3, 164.
94. Kowalik P., Physical theory of depth of gleysation [in:] Pseudogley and Gley, Trans. Comm. V and VI ISSS, Schlichting E., Schwertmann U. Eds., Verlag Chemie, 1973, 453.
 95. Kowalik P., Barnes C. J., Smiles D. E., Oxidation of liquid animal wastes in soil, Soil Sci. Soc. Am. J., 1979, 43, 255.
 96. Kowalik P., Obarska-Pempkowiak H., Methods of oxygen diffusion and respiration measurements in the soil irrigated by slurry of pig manure, Proc. II Int. Conf. "Physical Properties of Agricultural Materials", Gödöllő, Hungary, Agr. Univ. Gödöllő, 1980, IV, 103.
 97. Kowalik P., Stępniewski W., The significance of soil aeration for plants, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 1979, 220, 61.
 98. Kristensen K. J., Lemon E. R., Soil aeration and plant root relations. 3. Physical aspects of oxygen diffusion in the liquid phase of the soil. Agron. J., 1964, 56, 295.
 99. Lai Sung-ho, Tiedje J. M., Erickson A. E., In situ measurement of gas diffusion coefficient in soils, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1976, 40, 3.
 100. Lance J. C., Whisler F. D., Bouwer H., Oxygen utilization in soils flooded with sewage water, J. Environ. Qlty., 1973, 2, 345.
 101. Lee K. K., Holst R. W., Watanabe I., App A., Gas transport through rice, Soil Sci. Plant Nutr., 1981, 27, 151.
 102. Leffelaar P. A., Simulation of partial anaerobiosis in a model soil in respect to denitrification, Soil Sci., 1979, 128, 110.
 103. Lemon E. R., Soil aeration and plant root relations. 1. Theory, Agron. J., 1962, 54, 167.
 104. Lemon E. R., Erickson A. E., The measurement of oxygen diffusion in the soil with a platinum microelectrode, Proc. Soil Sci. Soc. Am. 1952, 16, 160.
 105. Lemon E. R., Erickson A. E., Principles of the platinum

- microelectrode as a method of characterizing soil aeration, *Soil Sci.*, 1954, 79, 383.
106. Lemon E. R., Wiegand C. L., Soil aeration and plant root relations. 2. Root respiration, *Agron. J.*, 1962, 54, 171.
 107. Letey J., Stolzy L. H., Measurement of oxygen diffusion rates with the platinum microelectrode. 1. Theory and equipment, *Hilgardia*, 1964, 35, 545.
 108. Liberman M., Kunishi A., Mapson L. W., Wardale D. A., Stimulation of ethylene production in apple tissue slices by methionine, *Plant Physiol.*, 1966, 41, 376.
 109. Luxmoore R. J., Sojka R. E., Stolzy L. H., Root porosity and growth responses of wheat to aeration and light intensity, *Soil Sci.*, 1972, 113, 354.
 110. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Root porosity and growth responses of rice and maize to oxygen supply, *Agron. J.*, 1969, 61, 202.
 111. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Letey J., Oxygen diffusion in the soil-plant system. 1. A model, *Agron. J.*, 1970, 62, 317.
 112. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Letey J., Oxygen diffusion in the soil-plant system. 2. Respiration rate, permeability, and porosity of consecutive excised segments of maize and rice roots, *Agron. J.*, 1970, 62, 322.
 113. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Letey J., Oxygen diffusion in the soil-plant system. 3. Oxygen concentration profiles, respiration rates, and the significance of plant aeration predicted for maize roots, *Agron. J.*, 1970, 62, 325.
 114. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Letey J., Oxygen diffusion in the soil-plant system. 4. Oxygen concentration profiles, respiration rates and radical oxygen losses predicted for rice roots, *Agron. J.*, 1970, 62, 329.
 115. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Oxygen diffusion in the soil-plant system. 5. Oxygen concentration and temperature effects on oxygen relations predicted for maize roots, *Agron. J.*, 1972, 64, 720.

116. Luxmoore R. J., Stolzy L. H., Oxygen diffusion in the soil-plant system. 6. A synopsis with commentary, *Agron. J.*, 1972, 64, 725.
117. Lynch J. M., Identification of substrate and isolation of micro-organisms responsible for ethylene production in the soil, *Nature*, London 1972, 240, 45.
118. Lynch J. M., Ethylene in soil, *Nature*, London 1975, 256, 576.
119. Lynch J. M., Harper S. H. T., Formation of ethylene by a soil fungus, *J. Gen. Microbiol.*, 1974, 80, 187.
120. Łabuda S., Maćkowiak C., Stępniewski W., Changes of air composition in soil fertilized with slurry, *Pol. J. Soil. Sci.*, 1977, 10, 3.
121. Maharajh D. M., Walkley J., Lowering of the saturation solubility of oxygen by the presence of another gas, *Nature*, London, 1972, 236, 165.
122. Mapson L. W., Biogenesis of ethylene, *Biol. Rev.*, 1969, 44, 155.
123. Marshall T. H., A relation between permeability and size distribution of pores, *J. Soil Sci.*, 1958, 9, 1.
124. Marshall T. J. The diffusion of gases through porous media, *J. Soil Sci.*, 1959, 10, 79.
125. Meek B. D., Donovan T. J., Graham L. E., Summertime flooding effects on alfalfa mortality, soil oxygen concentrations, and matric potential in a silty clay loam soil, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1980, 44, 433.
126. Melhuish F. M., Huck M. G., Klepper B., Measurement of aeration, respiration rate and oxygen diffusion in soil during the growth of cotton in a rhizotron, *Austr. J. Soil Res.*, 1974, 12, 37.
127. Millington R. J., Diffusion constant and diffusion coefficients, *Science*, 1955, 122, 1090.
128. Millington R. J., Quirk J. P., Transport in porous media, *Trans. 7th Int. Congr. Soil Sci.*, 1960, Medison, USA, 1, 97.

129. Millington R. J., Shearer R. C., Diffusion in aggregated porous media, *Soil Sci.*, 1971, 111, 372.
130. Mingeau M., Root porosity and tolerance to flooding, *Ann. agron.*, 1977, 28, 171.
131. Nielsen W., Thews G., Electric analoging in solving diffusion problems in physiology, *Pflügers Archiv.*, 1959, 269, 282.
132. Nikolaeva I. N., Air Regime of Sod-podzolic Soils, "Kolos", Moskva 1970, 89.
133. Omar M. H., Potential evapotranspiration in a warm arid climate, [in:] *Agroclimatological Methods, Proc. of the Reading Symposium UNESCO 1968, Paris 1968*, 347.
134. Ovcharenko A. D., Air-water properties of mountainous meadow and brown forest soils of Svanetia, *Pochvov.*, 1981, 10, 32.
135. Papendick R. I., Runkles J. R., Transient-state oxygen diffusion in soil. 1. The case when rate of oxygen consumption is constant, *Soil Sci.*, 1965, 100, 251.
136. Papendick R. I., Runkles J. R., Transient-state oxygen diffusion in soil. 2. A case when rate of oxygen consumption varies with time, *Soil Sci.*, 1966, 102, 223.
137. Penman H. L., Gas and vapor movements in soil. 1. The diffusion of vapor through porous solids, *J. Agr. Sci.*, 1940, 30, 437.
138. Perrier A., Archer P., Blanco de Pablos A., Study of real and maximum evapotranspiration of various crops: apparatus and measurements, *Ann. agron.*, 1974, 25, 697.
139. Pojasov N., Air conditions, [in:] *The Basis of Agrophysics (Pol.)* Joffe A. F., Revut Z.B. Eds., PWRiL, Warszawa 1967.
140. Poradnik Fizykochemiczny, Wyd. Nauk-Techn., Warszawa 1974.
141. Poyting J. M., Thompson J. J., *Properties of Matter*, 14th Ed., Charles Griffin and Company Limited, London 1947.
142. Pritchard D. T., Carbon dioxide production in soils under barley, subjected to a range of drought treatments, *J. Sci. Food Agr.*, 1979, 30, 547.
143. Pritchard D. T., Brown H. J., Respiration in cropped and fallow soil, *J. Agr. Sci. Camb.*, 1979, 92, 45.

144. Raalte M. H. van, On the oxygen supply of rice roots, *Ann. Botan. Gardens Buitenzorg*, 1941, 51, 43.
145. Raalte M. H. van, On the oxidation of the environment by the roots of rice (*Oriza sativa* L.), *Hortus Botanicus, Bogotiensis, Java, Syokubutu-Iho*, 1943, 1, 15.
146. Radford P. J., Greenwood D. J., The simulation of gaseous diffusion in soils, *J. Soil Sci.*, 1970, 21, 304.
147. Reardon E. J., Allison G. B., Fritz P., Seasonal chemical and isotopic variations of soil CO_2 at Trout Creek, Ontario, *J. Hydrol.*, 1979, 43, 355.
148. Reid C., Sherwood T. K., *The Properties of Gases and Liquids*, Mc Graw-Hill Book Comp., New York 1966, 646.
149. Revut I. B., Lebedieva W. G., Some regularities of gas diffusion processes in soil, *Dokl. Wsiez. Sielskch. Akad. Nauk W. I. Lenina*, 1967, 3, 2.
150. Ritchie J. T., Soil areation characterization using gas chromatography, Ph. D. diss., Iowa State Univ., Ames, Iowa, 1964 (niepublikowane).
151. Romell L. G., Luftvaxlingen i marken son ekologisk faktor, *Meddel. Statens Skogsfrörsöksant.*, 1922, 19, 125.
152. Runkles J. R., Diffusion, sorption and depth distribution of oxygen in soils, Ph. D., diss., Iowa State Univ., Ames, Iowa, 1956 (niepublikowane).
153. Runkles J. R., Scott A. D., Nakayama F. S., Oxygen sorption by most soils and vermiculite. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1958, 22, 15.
154. Russel E. J., Appleyard A., The atmosphere of the soil: its composition and the cause of variation, *J. Agr. Sci.*, 1915, 7, 1.
155. Shearer R. C., Millington R. J., Quirk J. P., Oxygen diffusion through sands in relation to capillary hysteresis. 2. Quasisteady-state diffusion of oxygen through poorly saturated sands, *Soil Sci.*, 1966, 111, 432.
156. Skerman V. B. D., MacRae I. C., The influence of oxygen on

- the reduction of nitrate by adapted cells of *Pseudomonas denitrificans*, *Can. J. Microbiol.*, 1957, 3, 505.
157. Smith A. M., Ethylene production by bacteria in reduced microsites in soil and some implications to agriculture. *Soil Biol. Biochem.*, 1976, 8, 293.
 158. Smith A. M., Cook R. J., Implications of ethylene production by soil bacteria for biological balance of soil, *Nature*, London 1974, 222, 769.
 159. Smith G. J., Chalk P. M., Gaseous nitrogen evolution during nitrification of ammonia fertilizer and nitrite transformations in soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1980, 44, 277.
 160. Smith K. A., Soil aeration, *Soil Sci.*, 1977, 123, 284.
 161. Smith K. A., Critique of "Application of gaseous-diffusion theory to measurement of denitrification", [in:] *Nitrogen in the Environment*, Vol. 1, *Nitrogen Behaviour in Field Soil*, Nielson D. R., McDonald J. G., Eds., Acad. Press Inc., New York, San Francisco, London 1978, 337.
 162. Smith K. A., A model of the extent of anaerobic zones in aggregated soils, and its potential application to estimates of denitrification, *J. Soil Sci.*, 1980, 31, 263.
 163. Smith K. A., Dowdell K. J., Field studies of the soil atmosphere. 1. Relationships between ethylene, oxygen, soil moisture content, and temperature, *J. Soil Sci.*, 1974, 25, 217.
 164. Smith K. A., Restall S. W. F., The occurrence of ethylene in anaerobic soil, *J. Soil Sci.*, 1971, 22, 430.
 165. Smith K. A., Russell R. S., Occurrence of ethylene, and its significance, in anaerobic soil, *Nature*, London 1969, 222, 769.
 166. Sojka R. E., Joseph H. A., Stolzy L. H., Wheat response to short-term heat stress and to soil oxygen stress at three stages of growth, *Agron. J.*, 1972, 64, 450.
 167. Sojka R. E., Stolzy L. H., Soil-oxygen effects on stomatal response, *Soil Sci.*, 1980, 130, 350.
 168. Sojka R. E., Stolzy L. H., Kaufmann M. R., Wheat growth

- related to rhizosphere temperature and oxygen levels, *Agron. J.*, 1975, 67, 591.
169. Stelzer R., Lächli A., Salt- and flooding tolerance of *Puccinellia peisonis*. 4. Root respiration and the role of aerenchyma in providing atmospheric oxygen to the roots, *Z. Pflanzenphysiol.*, 1980, 97, 171.
 170. Stevens J. R., Cornforth I. S., The effect of pig slurry applied to a soil surface on the composition of the soil atmosphere, *J. Sci. Ed. Agr.*, 1974, 25, 1263.
 171. Stępniewski W., Wpływ nawożenia mineralnego i nawadniania gleby uprawnej na jej natlenienie, praca doktorska, AR Lub., 1975.
 172. Stępniewski W., The effect of irrigation and increased mineral fertilization on the aeration status of a cultivated soil, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 1977, 197, 203.
 173. Stępniewski W., Gas diffusion in a silty brown soil, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 1980, 220, II, 463.
 174. Stępniewski W., Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction. 1. ODR, *Pol. J. Soil Sci.*, 1980, 13, 3.
 175. Stępniewski W., Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction. 2. Oxygen diffusion coefficient, *Pol. J. Soil Sci.*, 1981, 14, 3.
 176. Stępniewski W., Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction. 3. Soil strength and water retention, *Pol. J. Soil Sci.*, 1981, 14, 15.
 177. Stępniewski W., Oxygen diffusion and strength as related to soil compaction. 4. Choice of optimum parameters, *Pol. J. Soil Sci.*, 14, (w druku).
 178. Stępniewski W., Dyfuzja tlenu w warstwie ornej rędziny, materiały niepublikowane.
 179. Stolzy L. H., Flühler H., Measurement and prediction of anaerobiosis in soils, [in:] *Nitrogen in the Environment*, Nielson D. R., McDonald J. G., Eds., Acad. Press, New York 1978, 1, 363.

180. Stolzy L. H., Focht D. D., Flühler H., Indicators of soil aeration status, *Flora*, 1981, 171, 236.
181. Stolzy L. H., Letey J., Characterizing soil oxygen conditions with a platinum microelectrode, *Adv. Agron.*, 1964, 16, 249.
182. Taylor S. A., Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1949, 14, 55.
183. Thomas R. E., Schwartz W. A., Bendixen T. W., Pore gas composition under sewage spreading, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1968, 32, 419.
184. Troeh F. R., Jabro J. D., Kirkham D., Gaseous diffusion equation for porous materials, *Geoderma*, 1982, 27, 239.
185. Trought M. C. T., Drew M. C., The development of water-logging damage in wheat seedlings (*Triticum aestivum* L.). 1. Shoot and root growth in relation to changes in the concentrations of dissolved gases and solutes in the soil solution, *Pl. Soil*, 1980, 54, 77.
186. Turski R., Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz A., Przepuszczalność powietrzna jako wskaźnik stanu fizycznego gleby, *Rocz. Glebozn.*, 1978, 29, 3.
187. Varade S. B., Stolzy L. H., Letey J., Influence of temperature, light intensity, and aeration on growth and root porosity of wheat, *Triticum aestivum*, *Agron. J.*, 1970, 62, 505.
188. Wanner H., Oxygen diffusion as a limiting factor of plant root respiration, *Vierteljahrsch. naturforsch. Gez*, Zurich 1945, 90, 98.
189. Wesseling J., Some solutions of the steady state diffusion of carbon dioxide through soils, *Neth. J. Agr. Sci.*, 1962, 10, 109.
190. Wesseling J., Wijk W. R. van, Land drainage in relation to soil crops. 1. Soil physical conditions in relation to drain depth, [in:] *Drainage of Agricultural Land*, Luthin J.D. Ed., *Am. Soc. Agron.*, Madison, WI, 1957, 461.
191. Wiegand C. L., Lemon E. R., A field study of some plant-

- soil relation in aeration, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1958, 22, 216.
192. Wood J. T., Greenwood D. J., Distribution of carbon dioxide and oxygen in the gas phase of aerobic soils, J. Soil Sci., 1971, 22, 281.
193. Yoshida T., Suzuki M., Formation and degradation of ethylene in submerged rice soils, Soil Sci. Plant Nutr., 1975, 21, 129.
194. Yu P. T., Stolzy L. H., Letey J., Survival of plants under prolonged flooded conditions, Agron. J., 1969, 61, 844.

DOTYCHCZAS UKAZAŁY SIĘ NASTĘPUJĄCE ZESZYTY
PROBLEMÓW AGROFIZYKI

1. Jan Gliński, Witold Stępniewski – Zastosowanie chromatografii gazowej w badaniach gleboznawczych, 1972.
2. Piotr Kowalik – Podstawy teoretyczne pomiarów potencjału wody glebowej, 1972,
3. Jan Gliński, Jerzy Duliban – Potencjał oksydoredukcyjny w glebach, 1972.
4. Małgorzata Dąbek-Szreniawska – Mikrobiologiczne aspekty tworzenia się agregatów glebowych, 1972.
5. Bogusław Szot – Rozwój badań właściwości fizycznych materiałów rolniczych, 1972.
6. Ignacy Dechnik, Janusz Stawiński – Powierzchnia właściwa w badaniach fizykochemicznych i fizycznych właściwości gleb, 1973.
7. Adam Pukos, Ryszard Walczak – Podstawy teoretyczne badania właściwości mechanicznych gleb. 1973.
8. Bogusław Szot, Grażyna Kolemba – Metody oceny wylegania zbóż. 1973.
9. Janusz Haman, Bogusław Szot, Wanda Woźniak – Zagadnienie wymiany ciepła i masy w materiałach roślinnych. 1973.
10. Materiały seminarium poświęconego fizyce wody glebowej. Praca zbiorowa. 1973.
11. Henryk Czachor, Ryszard Walczak – Zamknięte źródła radioizotopowe w badaniach fizycznych właściwości gleb. 1974.
12. Zastosowanie analizy spektralnej w badaniach rolniczych. Praca zbiorowa. 1974.
13. Krystyna Konstankiewicz, Adam Pukos, Ryszard Walczak – Domeno-

wa teoria histerezy dla termodynamicznych procesów w glebie. 1974.

14. Jerzy Szczypa, Zofia Sokołowska - Zastosowanie radioizotopów do badania fizykochemicznych właściwości gleb. 1975.
15. Janusz Haman, Adam Pukos - Aktualne zagadnienia mechaniki gleb. 1975.
16. Jan Głiński, Zofia Sokołowska - Zastosowanie elektrod selektywnych w badaniach gleboznawczych. 1975.
17. Ignacy Dechnik, Jerzy Lipiec - Zwięźłość gleby jako czynnik środowiska rozwoju roślin. 1975.
18. Ignacy Dechnik, Stanisław Tarkiewicz - Zmiany właściwości agrofizycznych gleb pod wpływem działania narzędzi aktywnych. 1975.
19. Ryszard Walczak, Barbara Witkowska - Metody badania i sposoby opisywania agregacji gleby. 1976.
20. Władysław Byszewski, Janusz Pala - Niektóre aspekty związku między poziomem mechanizacji produkcji roślinnej a właściwościami fizycznymi roślin. 1976.
21. Ignacy Dechnik, Ryszard Dębicki - Czynniki zaskorupiania gleb oraz metody przeciwdziałania temu zjawisku. 1976.
22. Helena Lisowa, Janusz Haman, Tadeusz Lis - Właściwości cieplne ciał kapilarno-porowatych i metody ich pomiaru. 1976.
23. Ignacy Dechnik, Ryszard Dębicki - Wykorzystanie syntetycznych środków do ulepszania gleb. 1977.
24. Ludomir Pavel, Stanisław Uziak - Metody badania składu i właściwości mineralnych wysokodispersyjnych składników gleb. 1977.
25. Małgorzata Dąbek-Szreniawska, Maria Drażkiewicz - Zagadnienie sorpcji mikroorganizmów w glebach. 1977.
26. Ryszard Turski, Henryk Domżał, Anna Słowińska-Jurkiewicz, Jan Hodara - Metody badania i wskaźniki oceny agrofizycznego efektu działania narzędzi uprawowych na glebę. 1977.
27. Jan Kossowski, Ewa Sikora - Ciepłe właściwości gleb i metody ich wyznaczania. 1978.
28. Edmund Ślusarczyk, Ewa Kośmider - Potencjał wody w glebie i roślinie oraz metody jego oznaczania. 1978.

29. Bogusław Szot, Jerzy Tys - Przyczyny osypywania się nasion roślin oleistych i strączkowych oraz metody oceny tego zjawiska. 1979.
30. Jolanta Kaniewska, Piotr Kowalik - Numeryczne równania przepływu wody w glebie. 1979.
31. Marek Malicki - Przegląd metod pomiaru wilgotności gleb i oceny ich przydatności w badaniach polowych. 1979.
32. Ignacy Dechnik, Jerzy Lipiec - Przewodnictwo wodne gleby w strefie nienasyconej i metody jego pomiaru. 1980.
33. Bogusław Szot, Józef Horabik - Zagadnienia mechaniki ośrodków sypkich pochodzenia roślinnego. 1980.
34. Jerzy Szczypa, Jerzy Czajkowski - Stabilność układów zdyspergowanych a procesy flokulacji i aglomeracji. 1980.
35. Stanisław Dąbrowski, Józef Grochowicz, Wiktor Pietrzyk - Elektryczne właściwości nasion i ich praktyczne wykorzystanie. 1981.
36. Słownik agrofizyczny. Praca zbiorowa. 1981.
37. Piotr Staszczuk, Andrzej Waksmundzki - Właściwości warstewek hydratacyjnych na powierzchni ciał stałych. 1981.
38. Grażyna Skubisz - Zagadnienie sprężystości źdźbła zbóż. 1982.
39. Jan Gliniński, Witold Stępniewski, Stanisław Łabuda - Pobieranie tlenu i wydzielanie dwutlenku węgla w środowisku glebowym. 1982.
40. Jerzy Lipiec - Możliwości oceny przewodnictwa wodnego gleb na podstawie ich niektórych właściwości. 1983.
41. Ryszard Walczak - Modelowe badania zależności retencji wodnej od parametrów fazy stałej gleby. 1984.

Problemy Agrofizyki
można nabyć w księgarni
OR PAN, PAŁAC KULTURY
I NAUKI, 00-901 Warszawa