

problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK · ZAKŁAD AGROFIZYKI



POLSKA AKADEMIA
INSTYTUT AGROFIZYKI
im. Bohdana Dobrzańskiego
BIBLIOTEKA
ul. Doświadczalna 4, tel. 450-01
20-236 LUBLIN

INSTITUT FIZYKI I CHEMII
WODY I ORODNICZEJ GLEBY

WARSZAWA 1964

1

**MATERIAŁY SEMINARIUM
POŚWIĘCONEGO FIZYCE WODY GLEBOWEJ**

WYDZIAŁ FIZYKI I CHEMII WODY I ORODNICZEJ GLEBY
WARSZAWA 1964

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

PROBLEMY AGROFIZYKI

10

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

PROBLEMY AGROFIZYKI

10

MATERIAŁY SEMINARIUM POŚWIĘCONEGO FIZYCE WODY GLEBOWEJ

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

1973

Komitet Redakcyjny:

BOGDAN DOBRZAŃSKI (przewodniczący)

JAN GLIŃSKI, BOGUSŁAW SZOT

DI/SIOBDA YALIBORT

01

WYDAWNICTWO YALIBORT

DI/SIOBDA YALIBORT

Okladkę projektował: ZYGMUNT ZIEMKA

Redaktor Wydawnictwa: MARIA CZABANOWSKA-WACHOWICZ

Wszelkie prawa zastrzeżone. Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1974.
Nakład: 500 egz. Objętość: ark. wyd. 5,70, ark. druk. 8,38. Papier
druk offset. kl. III, 70 g, 61 × 86. Oddano do druku 21 XII 1973.
Druk ukończono w styczniu 1974. Wrocławska Drukarnia Naukowa.
Zam. 1869/73 — N-8. Cena zł 20.—

DI/SIOBDA YALIBORT

01

WPROWADZENIE

W dniach 12-17 marca 1973 roku odbyło się seminarium polsko-czechosłowackie na temat "Fizyka wody glebowej". Seminarium to zostało zorganizowane przy współdziale Zakładu Agrofizyki PAN w Lublinie i Instytutu Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku. Obejmowało ono dwie części: a/ referatową, którą zorganizowano w Jabłonce w dniach 12-14 marca, oraz b/ kursokonferencję w Lublinie w dniach 15-17 marca.

W seminarium wzięło udział 80 uczestników, w tym 7 osób z Czechosłowacji.

Tematykę przedstawionych 5 referatów ogólnych oraz 27 doniesień można ująć w 3 grupy problemowe:

1. teoria wody glebowej,
2. metody pomiaru wodnych właściwości gleb,
3. charakterystyka stosunków wodnych gleb.

Na podstawie wygłoszonych referatów oraz przeprowadzonej dyskusji można określić aktualne kierunki badań w zakresie wody glebowej.

W zakresie teorii wody glebowej włącza się do badań termodynamicę procesów nieodwracalnych oraz metody numeryczne i matematycznego modelowania zjawisk zachodzących w środowisku naturalnym.

W metodyce pomiarów wprowadza się najnowsze eksperymentalne metody stosowane w fizyce doświadczalnej. Zwraca się przy tym szczególną uwagę na analogowanie procesów rzeczywistych za pomocą analogów mechanicznych, elektrycznych i numerycznych.

W zakresie pomiarów charakterystyk wodnych gleb w warunkach polowych wyraźna jest tendencja do wykorzystywania ciągłych zautomatyzowanych metod pomiaru i bezpośredniego przetwarzania danych celem opracowania ich za pomocą maszyn cyfrowych.

Niniejszy zeszyt "Problemów Agrofizyki" przedstawia streszczenia materiałów referowanych na seminarium w ujęciu tematycznym. Prace oznaczone symbolem "*" ukażą się w oryginale w "Polish Journal of Soil Science", vol. VII, no. 1, 1974.

I. TEORIA WODY GLEBOWEJ

1

B. Dobrzański, K. Michałowska, R. Walczak
Zakład Agrofizyki PAN
Lublin

ZNACZENIE FIZYKI WODY GLEBOWEJ W GLEBOZNAWSTWIE I MELIORACJACH WODNYCH

Aktualnie w naukach rolniczych obserwuje się postępującą specjalizację kierunków i dyscyplin badawczych. Jedną z nowszych dyscyplin jest fizyka gleby, w której jako problem główny wysuwa się zagadnienie właściwości wodnych. W zagadnieniu tym badania idą w dwóch kierunkach:

- a/ proces wiązania wody przez glebę [statyka],
- b/ proces ruchu wody w glebie [dynamika].

Obiektem badania w obu przypadkach jest faza ciekła gleby, której właściwości są uwarunkowane parametrami całego układu glebowego. Faza ciekła i gazowa wypełniają w dowolnych stosunkach wolne przestrzory fazy stałej gleby. Ciekłą fazę stanowi wodny roztwór soli. Aby opisać stan wody w glebie, należy uwzględnić wszystkie czynniki wpływające na jej energię, a więc siły adsorpcyjne, kapilarne, pola zewnętrznego [grawitacji], ciśnienia zewnętrznego, temperatury oraz ilości i jakości rozpuszczonych soli. Stan energetyczny "wody glebowej" określamy przez porównanie z własnościami wody swobodnej, znajdującej się na poziomie i w temperaturze odniesienia. Traktujemy więc fazę ciekłą gleby jako wodę o zmienionym stanie energetycznym w wyniku działających wyżej wymienionych czynników.

Racjonalna gospodarka wodna w rolnictwie i przemyśle jest obecnie ważnym problemem. W wielu pracach dotyczących fizyki gleby autorzy sugerują konieczność większego zainteresowania się i rozwoju badań stosunków wodnych w glebie. Znajomość charakterystyk wodnych gleb i opanowanie umiejętności wpływania na ich przebieg pozwolą nie tylko zapewnić roślinom odpowiednie warunki dla ich rozwoju, lecz również na możliwie najoszczędniejsze gospodarowanie wodą. O ważności omawianego problemu świadczy fakt, że zagadnieniami tymi, z mniejszym lub większym powodzeniem, zajmowano się już na przełomie XIX i XX w.

W 1897 r. Briggs zaproponował podział wody na trzy kategorie związane z jej fizycznym charakterem: higroskopową, kapilarną i grawitacyjną lub niekapilarną.

Jako pierwszy wodą w stanie równowagi i w ruchu zajmował się w 1907 r. Buckingham. Rozwinął on koncepcję potencjału wody i przewodnictwa hydraulicznego, a także zajmował się dyfuzją wody. Przyjmował jednowymiarową postać prawa Darcy dla gleb nienasyconych i niepełczących. Uważał, że jest możliwe, chociaż "nieprawdopodobne", otrzymanie pełnego opisu matematycznego, jeżeli znamy zależności funkcyjne między wilgotnością, potencjałem wody i przewodnictwem.

W 1919 r. Gardner rozpoczął jako pierwszy kontynuowanie prac nad jednowymiarowym równaniem przepływu dla poziomego nienasyconego układu i otrzymał cząstkowe równania różniczkowe typu dyfuzyjnego.

W 1928 r. L.A. Richards dostrzegł znaczenie przewidywań Buckinghama. Richards w inauguracyjnej pracy czasopisma "Physics", w 1931 r. zajął się problemem wody glebowej. Podjął prace nad rozwinięciem przewidywań Buckinghama, rozpatrując prawo Darcy jako ogólne różniczkowe cząstkowe równanie opisujące ruch wody w nienasyconym i niepełczącym układzie. Przyjmował on, że kiedy potencjał wody i hydrauliczne przewodnictwo są funkcjami jednej zmiennej wilgotności, to równanie może zawierać jedną z nich: wilgotność albo potencjał wody jako jedyną zmienną zależną.

Effekt histerezy w podsiąku kapilarnym został zauważony przez Hai-

nesa w 1930 r., a Richards był pierwszym, który obserwował go rzeczywiście w glebie i przedyskutował. Richards wniósł też istotny wkład do badań związku między wodą w glebie a wzrostem roślin. Praca przeglądowa na ten temat została opublikowana wspólnie z Wadleighem w 1952 r.

Wiadomo jest, że do opisu stanu energetycznego wody glebowej nie wystarczy podać stan uwilgotnienia gleby, lecz należy też określić wielkość zwaną potencjałem wody glebowej Ψ .

Potencjałem wody glebowej nazywamy pracę potrzebną na przeniesienie jednostki masy wody z roztworu glebowego do czystej wody, znajdującej się na umownym poziomie zerowym i w temperaturze odniesienia.

Potencjał wody glebowej, w układzie SI, jest wyrażany w J/kg. Często też stan energetyczny wody charakteryzowano za pomocą ekwiwalentnego "ciśnienia" lub "ssania" wyrażając w jednostkach ciśnienia, dyna/cm² lub bar [USA], a także ekwiwalentnego naporu wyrażonego w cm wysokości słupa wody, z którego $\lg_{10}$ nazwano za Schofieldem pF.

Metody pomiaru pełnego potencjału i jego składowych oparte są na znanych i powszechnie przyjętych metodach fizycznych, np.: tensjometryczne, psychrometryczne, krioskopowe, osmotyczne, komór ciśnieniowych z półprzepuszczalnymi membranami.

Na wyraźne podkreślenie zasługuje metoda psychrometryczna. Wykorzystuje się w niej zasadę termodynamiki mówiącą o tym, że jeżeli układ jest w równowadze termodynamicznej, to dowolny komponent jest w równowadze niezależnie od fazy, w jakiej się znajduje. W pomiarach psychrometrycznych bada się wodę nie w fazie ciekłej, ale w fazie gazowej, wykorzystując równanie:

$$\Psi = \frac{RT}{M} \lg \varphi,$$

gdzie

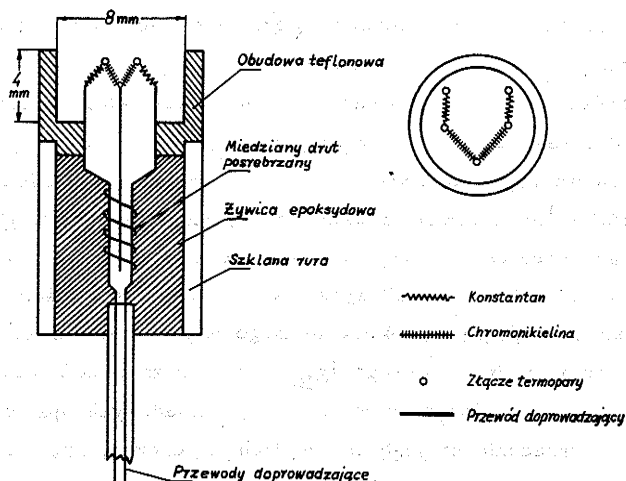
φ - prężność pary w powietrzu glebowym P/P_a ,

R - stała gazowa,

T - temperatura [°K],

M - ciężar molowy $[H_2O]$.

Metoda ta daje wyniki przy bardzo krótkim czasie pomiaru. Może być stosowana zarówno w warunkach polowych, jak i laboratoryjnych, można też tą metodą określać stan energetyczny wody w roślinach. Metoda ta jest powszechnie stosowana w Stanach Zjednoczonych. Jako przykład psychrometru może służyć psychrometr z kompensacją temperatury /ryc. 1/.



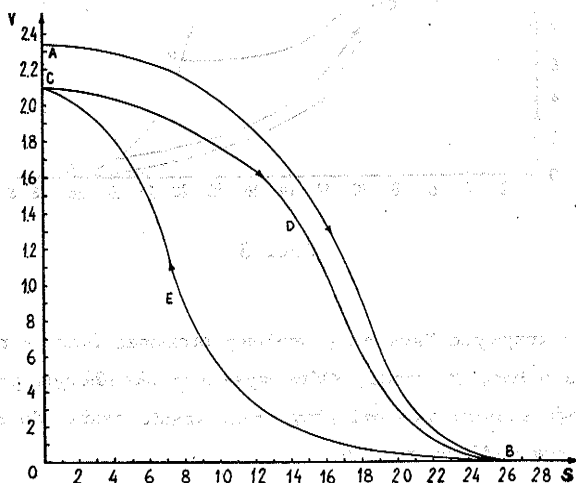
Ryc. 1

Względna prężność pary zmienia się od pełnego nasycenia do punktu trwałego wędnięcia w granicach od 100 do 98,85%, co daje bardzo małą różnicę temperatury w psychrometrze, a to stanowi dużą trudność techniczną w jego budowie.

Pełną statyczną charakterystyką właściwości wodnych gleby jest zależność potencjału wody i wilgotności. Potencjał mówi o aktualnym stanie energetycznym wody glebowej, natomiast wilgotność określa zasobność gleby w wodę, jak również ilość wody możliwej do wykorzystania przez rośliny.

Wszystkie procesy zachodzące w glebie są procesami rzeczywistymi, a więc termodynamicznie nieodwracalnymi. Wszelkie charakterystyki opisujące zależność dwóch mierzonych zmiennych termodynamicznych wykazują histerezę.

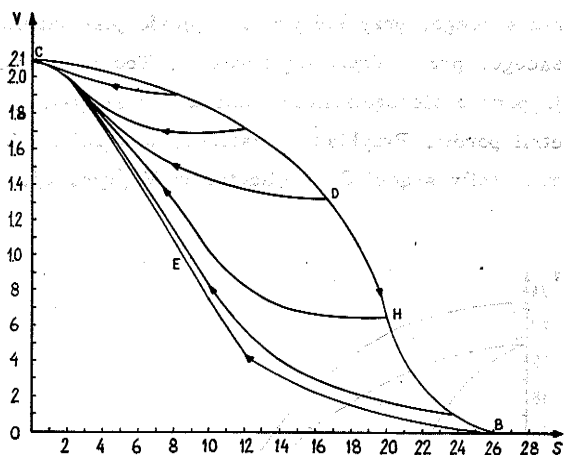
Przebieg histerezy dla danego badanego materiału jest określony jego właściwościami koloidalno-kapilarno-porowatymi oraz przez "historię" układu, tzn. drogę, po jakiej układ osiągnął dany stan. Uniwersalną domenową teorię efektu histerezy opracował Everett, zmodyfikował Enderby, a po raz pierwszy na materiale glebowym sprawdził Poulouvassilis. Zgodnie z tą teorią nie przypisuje się glebie porów o idealnych kształtach /średnice kapilar/, lecz opisuje się za pomocą trzech parametrów: objętości, ciśnienia ssącego, przy którym ta objętość jest napełniana wodą, i ciśnienia ssącego, przy którym się opróżnia. Teoria ta szczególnie dobrze opisuje pory o nieregularnych kształtach i statystycznym rozkładzie geometrii porów. Przykładem histerezy jest zależność potencjału wody glebowej /siły ssącej S / i wilgotności V /ryc. 2/.



Ryc. 2

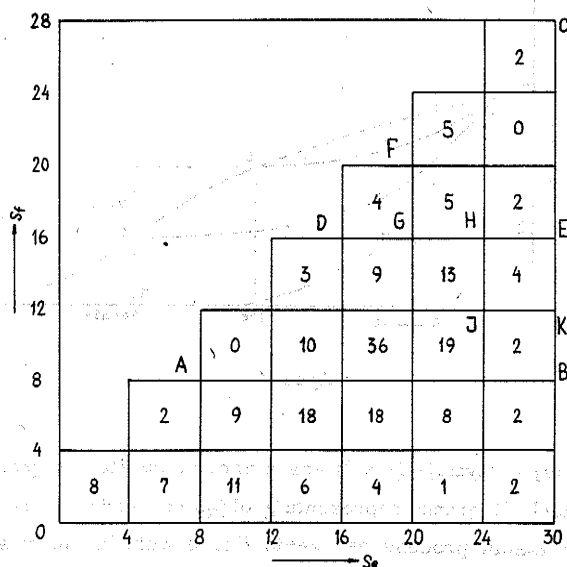
Wychodząc od pełnego nasycenia [A], przy zwiększaniu ssania, dochodzimy do stanu osuszania [B]. Prowadząc proces w przeciwnym kierunku, tzn. zmniejszając ssanie, otrzymujemy krzywą BEC. Różnica objętości $V_A - V_C$ jest objętością zamkniętego powietrza, które nie pozwala na zapełnienie całej próbki wodą. Zamknięta pętla CDBE jest powtarzalną drogą, po której przechodzi układ przy tych zmianach ssania.

Zatrzymując proces osuszania przy pewnym pośrednim ssaniu i zmniejszając od tego momentu ssanie, otrzymujemy krzywą, która przebiega wewnątrz pętli histerezy. W ten sposób możemy otrzymać tzw. krzywe "scanning" zwilżania I rzędu [ryc. 3].



Ryc. 3

Ze zbioru krzywych "scanning" możemy otrzymać funkcje rozkładu, które mówią o tym, jak woda, która wyszła w określonym przedziale wzrastającego ssania, wchodzi przy zmniejszaniu ssania do zera. Pokazuje to krzywa NMG na ryc. 4.

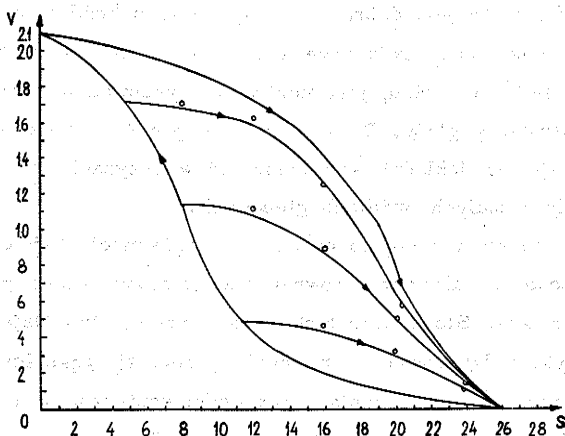


Ryc. 5

Philip i de Vriese na podstawie analizy strumienia wody w postaci cieczy i pary napisali równanie dla nieizotermicznego przenoszenia wody. Nie uwzględniali oni jednak wpływu strumienia wody na przenoszenie ciepła i spowodowanej nim zmiany rozkładu temperatury.

Taylor posługując się równaniem termodyfuzji dla procesów nieodwracalnych otrzymał równanie przenoszenia wody i ciepła w warunkach stałego gradientu temperatury. Gradient temperatury wpływający na procesy przenoszenia w glebie w naturalnych warunkach nie jest stały - stąd też zastosowanie równań Taylora jest ograniczone.

W Zakładzie Agrofizyki PAN w Lublinie wykonano wspólnie z Instytutem Agrofizyki w Leningradzie pracę, w której podano matematyczny



Ryc. 6

opis przenoszenia ciepła i wody w warunkach naturalnych z uwzględnieniem ich wzajemnego wpływu, a elementy meteorologiczne uwzględniono przy formułowaniu warunków brzegowych. Obecnie prowadzi się dalsze prace w tym zakresie przy dodatkowym uwzględnieniu efektu histerezy badanych zjawisk.

Szeroki wachlarz metod adaptowanych z fizyki jądrowej i atomowej stanowią metody izotopowe, wśród których należy wyróżnić gammaskopowe i neutronowe. Możliwość wprowadzenia metod neutronowych do badań wilgotności gleby w oparciu o zjawisko spowalniania neutronów została zasugerowana przez amerykańskich autorów: Belchera, Cykendalla i Sacha w 1950 r.

Metoda neutronowa stosowana jest w Polsce od szeregu lat w badaniach geofizycznych, natomiast dopiero od niedawna prowadzone są prace nad wykorzystaniem jej w badaniach gleboznawczych i uprawowych. Z przeprowadzonych do tej pory prac okazuje się, że neutronowa metoda mierze-

nia wilgotności gleby jest dobrą metodą polową, o krótkim czasie pomiaru i dobrej dokładności, zwłaszcza w zakresie małych i średnich wilgotności gleby. Dużą jej zaletą jest możliwość wykonywania pomiarów bez naruszenia struktury gleby. Dzięki temu, że pomiar dotyczy dużej masy gleby, uzyskuje się dokładniejszy wynik niż w przypadku oznaczania zawartości wody w małych próbkach glebowych.

Metodę gamma stosuje się do oznaczania ciężaru objętościowego i wykazuje ona podobne zalety w porównaniu z metodami tradycyjnymi jak metoda neutronowa. Stosowanie tych metod równocześnie daje dokładne charakterystyki podstawowych parametrów gleby, tj. gęstości, wilgotności i porowatości [do oznaczania porowatości konieczna jest znajomość ciężaru właściwego fazy stałej]. Główną przeszkodą w szerszym stosowaniu metod izotopowych jest przede wszystkim wysoki koszt aparatury pomiarowej, jak też konieczność zachowania szczególnej ostrożności przy pracach ze źródłami promieniotwórczymi. Metody te oprócz dużych zalet przy badaniach polowych posiadają duże walory w badaniach laboratoryjnych.

W Zakładzie Agrofizyki PAN w Lublinie zaawansowane są prace nad zastosowaniem metod izotopowych do badań niestacjonarnych procesów przenoszenia wody pod wpływem różnych czynników oraz określania udziału w strumieniu wody strumienia pary i cieczy. Planuje się również badanie metodą atomów znaczonych procesów przenoszenia soli w glebie i procesów sorpcji.

Fizycy często spotykają się z zarzutami wykonywania prac eksperymentalnych na małych próbkach i stosowaniu modeli, które dotyczą pewnych, szczególnych przypadków, a nie opisują stosunków wodnych w naturalnych układach glebowych.

Niemożliwe jest dokładne prowadzenie badań na tak dużą skalę ze względu na ilość występujących czynników i złożoność układu. Badania jednak na prostych modelach i sukcesywne ich komplikowanie przez wprowadzanie coraz większej ilości zmiennych mogą doprowadzić do opisu nawet najbardziej złożonych układów. Ze względu na złożoność układu

i brak możliwości wprowadzania jego opisu w postaci funkcji, konieczny jest opis przybliżony.

Umiejętność matematycznego opisanie złożonych układów w warunkach zbliżonych do naturalnych pozwoli na badanie procesów metodą symulacji komputerowej, a osiągnięte na tej drodze wyniki będą mniej lub bardziej zgodne z otrzymanymi z bezpośrednich pomiarów, pozwolą jednak na zbadanie względnej ważności poszczególnych czynników i wskażą kierunek optymalizacji wodno-powietrznych właściwości gleb.

Śledząc najnowszą literaturę, można wskazać główne kierunki dalszego rozwoju badań, które będą prowadzone w najbliższej przyszłości.

1. Stabilność przepływu wody glebowej.

Reynolds stworzył podstawy mechaniki cieczy lepkich, rozszerzył równanie Naviera-Stokesa na przepływy stacjonarne, podobnie jest przy przepływie wody glebowej. Dotychczas badania wody w nienasyconych glebach ograniczały się do rozwiązań równań stacjonarnych przepływów. Dla gleb jednorodnych jest to oczywiste, ponieważ dyfuzyjny charakter równań sugeruje, że zaburzenia są małe, ale powstaje pytanie, czy i jak wpływają kapilarne histerezy na stabilność przepływu w jednorodnych glebach.

Hill i Parlange przedstawili eksperyment z niestabilnym przepływem w czasie infiltracji przez glebę dwuwarstwową: nad warstwą gruboziarnistą znajdowała się warstwa drobnoziarnista. Jeden z otrzymanych wniosków z tego doświadczenia mówił, że różne zwilżanie piasków może być dobrze wyjaśnione jako niestabilność powodowana małą przepuszczalnością warstwy powierzchniowej.

Dalszych badań wymagają problemy związane z przepływem przez niejednorodne gleby, w przypadku kierunku pionowego oraz w zastosowaniu do przypadku gleb pęczniejących.

2. Hydrodynamika

Brak do tej pory teorii opisującej przenoszenie soli przez konwekcję i dyfuzję molekularną w ośrodkach porowatych, nawet dla najprostszego przypadku stabilnego, jednowymiarowego przepływu bez adsorpcji, reakcji chemicznych i przy nasyceniu ośrodka jedną solą. Niektóre trudności

przedyskutował w swoich pracach Philip, a dłuższy przegląd prac z tej dziedziny dali Fried i Combarnous.

3. Wpływ soli na przenoszenie.

Gradient koncentracji soli może powodować ruch wody w glebie, np. w przypadku wprowadzenia nawozu sztucznego. W najbliższym czasie przewiduje się rozwój badań tego zagadnienia w dwóch kierunkach:

a/ przepływ w nasyconych glebach wywołany niestąbilnością grawitacyjną wynikającą z różnych koncentracji soli, a więc różnic gęstości,

b/ ruch cieczy i pary oraz towarzyszący im transport soli spowodowany gradientem koncentracji soli w nienasyconej glebie.

4. Ruch wody w nasyconych i nienasyconych pęczniejących glebach. Problem ruchu wody w niepęczniejących glebach jest zbadany, nie jest jednak jasne, czy wyniki te stosują się do gleb pęczniejących. Wiadomo jest, że różne zjawiska równowagi wody i przepływu w kierunku pionowym są inne zasadniczo dla gleb pęczniejących i niepęczniejących. Badania w tym kierunku były prowadzone m.in. przez Groenvelta i Bolta.

5. Podwójna warstwa elektryczna koloidów glebowych.

Wprowadzenie podwójnej warstwy elektrycznej ułatwia zrozumienie oddziaływań między koloidami gleby, a roztworem glebowym. Poważnym ograniczeniem w dotychczasowych pracach było przyjęcie jednowymiarowego modelu dwu płaskich warstw, dającego skalarne naprężenia, np. ciśnienie lub ssanie. Trójwymiarowe warstwy powodują powstanie elektrostatycznych naprężeń, które mają charakter tensorowy. Badania nad tym problemem prowadził Ninham przy zastosowaniu teorii Lifschitza.

Konieczne jest opracowanie dokładnych praw ilościowych rządzących ruchem wody w glebie w celu przewidywania wodnego bilansu gleby i roślin, optymalizowania go oraz prawidłowego ukierunkowywania. Przytoczone charakterystyki układu gleba-woda są formalne i kryją się w nich wszystkie rzeczywiste oddziaływania typu molekularnego. Nie jest jednak konieczne tak szczegółowe wnikanie w zjawiska molekularne, gdyż do praktycznych celów potrzebne są, i zazwyczaj wystarczające, charakterystyki wiążące wielkości: wilgotność gleby, przewodnictwo hydraulicz-

ne, współczynnik dyfuzji, potencjał wody. Mogą też być ustanowione związki tych wielkości z wielkościami używanymi w gleboznawstwie i hydrologii, takimi jak: skład mechaniczny, struktura, ciężar objętościowy, układ profilu genetycznego gleby itd. Można szczegółowo rozpatrywać jakościowe własności wody w glebie, ale optymalizacja zagadnienia wymaga przede wszystkim związków ilościowych, które można uzyskać tylko na podstawie metod matematyczno-fizycznych. Dlatego aspekt fizyczny badań wody glebowej ma fundamentalne znaczenie.

2

J. Benetin
Inst. Biologii Uniwersytetu Karola
Praga, CSRS

PRZEPŁYW WODY ZE STREFY NASYCONEJ DO NIENASYCONEJ W PROFILU GLEBOWYM

Metody oceny przepływu kapilarnego do strefy korzeniowej, a w konsekwencji szacowania udziału wody gruntowej w ewapotranspiracji dzieli się na empiryczne i dynamiczne.

Metody zwane empirycznymi oparte są na matematycznych rozwiązaniach równań empirycznych udziału wody gruntowej w ewapotranspiracji, uzyskiwanych z prostych obserwacji przechodzenia wody gruntowej w glebie. Obserwacje te przeprowadza się w warunkach naturalnych lub symulowanych [np. za pomocą lizymetrów]. Znanie jest równanie proponowane przez Awerianowa:

$$E_{et,p} = E_{et} \left(1 - \frac{n}{n_{kr}} \right)^n, \quad (1)$$

gdzie

$E_{et,p}$ jest udziałem wody gruntowej w ewapotranspiracji,

E_{et} oznacza ewapotranspirację w czasie badanego okresu,

h jest aktualną głębokością lustra wody, to jest lustra wody, przy której woda gruntowa przestaje odgrywać rolę w ewapotranspiracji, a jest parametrem, który najczęściej zmienia się w zakresie od 1 do 3.

Zgodnie z równaniem (1) konsumpcja wody w glebie spowodowana ewapotranspiracją jest całkowicie kompensowana przez wodę gruntową, gdy lustro wody jest na powierzchni gleby [$h = 0$]. Jednak w rzeczywistości ewapotranspiracja może być kompensowana całkowicie przez wodę gruntową także w przypadku, gdy lustro wody jest poniżej powierzchni gleby. Konieczne jest tylko, aby intensywność wznoszenia kapilarnego była w równowadze z intensywnością ewapotranspiracji. Ze względu na dalszą interpretację oznaczmy głębokość lustra wody, przy której wspomniany wyżej warunek jest spełniony, przez h_r . Wówczas po określeniu tej krytycznej głębokości lustra wody gruntowej i po uwzględnieniu wpływu wilgotności gleby na przepływ kapilarny w aktywnej warstwie gleby, możemy równanie 1 napisać w postaci:

$$E_{et,p} = E_{et} \left(1 - \frac{h - h_r}{h_{kr} - h_r} \right)^n \left(1 - \frac{w_m - BV}{w_{kh} - BV} \right), \quad (2)$$

gdzie

$h_{kr} = H_k + h_u$, przy czym H_k jest kapilarną wysokością gleby [ograniczoną liczbą hygroskopowości lub punktem obniżenia dostępności wody dla roślin], a h_u oznacza grubość aktywnej warstwy gleby,

w_m jest aktualną wilgotnością gleby na dnie aktywnej warstwy gleby,

BV - wilgotnością w punkcie wędnięcia,

w_{kh} - wilgotnością stabilnego kapilarnego obszaru na wysokości dna aktywnej warstwy gleby.

Podstawą dynamicznych metod szacowania udziału wody gruntowej w zaopatrywaniu roślin w wodę jest równanie wyrażające przepływ kapilarny w profilu glebowym. Całkując to równanie w kierunku pionowym

powyżej lustra wody, uzyskujemy często używane równanie całkowe w ogólnej postaci:

$$z = \int_{\psi_0}^{\psi_z} \frac{K_k}{v_k + k_k} d\psi, \quad (3)$$

w którym

z jest wysokością nad lustrem wody gruntowej,

ψ oznacza siłę ssącą,

v_k przedstawia kapilarny przepływ na wysokości z ,

K_k określa przewodnictwo hydrauliczne jako zmienną zależną od siły ssącej gleby.

Rozwiązanie równania (3) zależy od matematycznego wyrażenia przewodnictwa hydraulicznego $[K_k]$ jako funkcji siły ssącej gleby $[\psi]$. Na przykład równanie przytaczane przez Wesselinga:

$$z = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{v_k + k_0}{v_k + k_0 \cdot e^{-\alpha/\psi_z - \psi_n}} + \frac{k_0 \cdot \psi_n}{v_k + k_0}, \quad (4)$$

gdzie

α jest parametrem zależnym od gleby,

k_0 - przewodnictwem hydraulicznym nasyconej gleby,

ψ_n wewnętrzną wartością siły ssącej gleby, oparte jest na wyrażeniu K_k w postaci funkcji wykładniczej.

Stosując empiryczne lub dynamiczne metody szacowania udziału wody gruntowej w ewapotranspiracji należy /oprócz własności kapilarnych/ znać konsumpcję wody przez badane rośliny, miąższość aktywnej warstwy gleby, przenoszenie wody przez rośliny w profilu glebowym, aktualny rozkład wilgotności w glebie i dane o głębokości lustra wody. Wówczas okres vegetacji dzieli się na określoną ilość dogodnie wybranych przedziałów czasu, tak aby w każdym z nich można było założyć stałą wilgotność gleby i stabilne lustro wody gruntowej. Udział wody gruntowej w ewapotranspiracji jest obliczany stopniowo od początku do końca okresu vegetacyjnego.

Dotychczas nie uzyskano wystarczającej dokładności w matematycznym wyrażaniu przewodnictwa hydraulicznego jako funkcji siły ssącej gleby. Dlatego dynamiczna metoda jest polecana tylko w przypadku, gdy wilgotność gleby jest powyżej wartości punktu obniżonej dostępności wody glebowej przez rośliny. Pewniejsze wyniki daje empiryczna metoda oparta na równaniu (2).

3

F. Doleżał
Instytut Melioracji
Zbrasław, CSRS

ZJAWISKO RUCHU GLEBY*

Opisano statykę zjawiska ruchu gleby /kurczenie, pęcznienie, zagęszczanie się pod wpływem nacisku z zewnątrz oraz rozprężanie się gleby/, uwzględniając przy tym zarówno mikroskopijne jak też makroskopijne podejście. W aktualnie przyjmowanych teoriach makroskopijnych stwierdzono 4 punkty niezgodności. Okazuje się, że właściwy opis i zrozumienie dynamiki wody w glebie pęczniejącej wymaga badań mikroskopijnych, włączając do nich opis budowy porów glebowych.

J. Kaniewska, R. Walczak
Zakład Agrofizyki PAN
Lublin

NUMERYCZNA INTERPRETACJA ANALIZY ZJAWISKA HISTEREZY W PROCESACH OSUSZANIA I NAWILŻANIA GLEBY*

Na podstawie teorii domen niezależnych zinterpretowano zjawisko histerezy występującej w związku między wilgotnością a ssaniem, podczas osuszania i nawilżania gleby. Opracowano program na maszynie cyfrową ODRA 1204, który zgodnie z założeniami teorii dzieli całą objętość wody wychodzącą z ciała, gdy ssanie $|pF|$ wzrasta od wartości minimalnej do maksymalnej, a wchodzącą, gdy ssanie maleje od $S_{\max}$ do $S_{\min}$, na elementy objętości /tzw. domeny/, scharakteryzowane trzema parametrami: wielkością, zakresem ssania napełniania i zakresem ssania opróżniania. Uzyskano diagram rozkładu objętości wody biorącej udział w głównym cyklu histerezy, który jest odpowiednikiem funkcji rozkładu F , określonej wzorem:

$$F_{ij} = \frac{\partial^2 V}{\partial_i S_d \partial_j S_w} ,$$

gdzie

V oznacza objętość wody,

$\partial_i S_d$ - wartość ssania opróżniającego,

$\partial_j S_w$ - wartość ssania napełniającego element.

Powierzchnia wyznaczona przez F_{ij} w trójwymiarowym układzie współrzędnych $[F, S_d, S_w]$ opisuje rozkład wody między domeny podczas różnych zmian ssania.

W programie "Analiza histerezy" tworzone są dwa zbiory krzywych: zbiór krzywych wewnętrznych zwilżania oraz zbiór krzywych wewnętrznych

osuszania. Krzywe należące do tych zbiorów dają pełną charakterystykę zależności wilgotności gleby od ssania i umożliwiają określenie stanu układu gleba-woda na podstawie przebiegu procesów zwilżania i osuszania.

5

A. Kędziora
Inst. Melior. Roln. i Leśn. AR
Poznań

WIĄZANIE WODY W GLEBIE W ZALEŻNOŚCI OD TEMPERATURY*

Przedstawiono wyniki badań wpływu temperatury na wiązanie wody w glebach. Do badań użyto dwa rodzaje gleb: piasek gliniasty i glinę piaszczystą.

W badaniach posługiwano się metodami: tensjometryczną, kapilarometru, wirówkową i ekssykatorową.

Omówiono: zależność sił utrzymujących wodę w glebie od temperatury i wilgotności, analizę pętli histerezy krzywych pF oraz analizę zmian potencjału kapilarnego w funkcji wilgotności gleby i temperatury.

6

P. Kowalik, H. Zaradny
Inst. Bud. Wodnego PAN
Gdańsk

MODELOWANIE MATEMATYCZNE DYNAMIKI UWODNIENIA Z UWZGLĘDNIENIEM TRANSPIRACJI WODY Z PROFILU GLEBOWEGO*

Przedstawiono wyniki obliczeń, wykonanych na maszynie cyfrowej

Odra 1204, dotyczące oznaczania dynamiki uwilgotnienia profilu glebowego, czyli wartości funkcji $Q/x, t/$, gdzie Q - uwilgotnienie $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$, z - odległość, t - czas. Jako model matematyczny zjawiska przyjęto równanie:

$$\frac{\partial a}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial a}{\partial x} \right) - \frac{\partial k}{\partial x} - q$$

z warunkami granicznymi i początkowymi:

$$Q = Q_1 / x/, \quad t = 0, \quad 0 \leq x \leq H$$

$$Q = Q_g / 0, t/, \quad t > 0, \quad x = 0$$

$$Q = Q_d / H, t/, \quad t > 0, \quad x = H.$$

Występują tu parametry:

D - dyfuzyjność gleby,

K/Q - przewodność gleby,

S_m/Q - retencyjność gleby,

q/Q - jednostkowy pobór wody przez korzenie roślinne.

Warunki brzegowe:

$Q_g/x = 0, t/$ - uwilgotnienie powierzchni gleby,

$Q_d/x = H, t/$ - uwilgotnienie u dołu profilu glebowego na głębokości H .

Uzyskane wyniki oznaczeń wskazują na hipotezotwórczą rolę matematycznego i cyfrowego modelowania gospodarki wodnej gleb.

M. Kutilek
Labor. Glebozn. Politechniki
Praga, CSRS

WODA W GLEBACH PĘCZNIEJĄCYCH I KURCZĄCYCH SIĘ

Zjawiska powierzchniowe

Rozważając zagadnienie wody w glebach ciężkich należy rozróżnić gleby zmieniające objętość na skutek zmiany wilgotności od gleb, które mają praktycznie stałą gęstość bez względu na ich wilgotność /gleby inertne/. Podczas gdy do drugiej grupy gleb stosuje się ogólnie przyjęte teorie przepływu wody, to pierwsza grupa objawia pewne anomalie, które mogą dawać duże odchylenia od założeń przyjmowanych w hydrostatyce i hydrodynamicie wody glebowej.

W ostatnich latach niektóre właściwości gleb pęczniejących były dyskutowane przez wielu autorów. Glebę traktuje się jako ośrodek pęczniejący i ciągliwy w znaczeniu klasycznym. W procesie jednak odwrotnym do pęcznienia - kurczeniu się gleby - powstaje sieć szczelin i załóżenie ciągłości ośrodka wymaga modyfikacji. Ponieważ głównym składnikiem gleby odpowiedzialnym za jej pęcznienie i kurczenie się są minerały ilaste o rozszerzającej się sieci krystalicznej, wydaje się celowe rozważyć zachowanie się wody w montmorylonicie i ilach montmorylonitowych.

Zjawiska zachodzące na granicy fazy stałej i ciekłej oraz gazowej badano za pomocą metod adsorpcji pary wodnej na minerałach ilastych. Okazuje się, że adsorpcja zależy głównie od wielkości powierzchni właściwej i że energia powierzchniowa adsorpcji ma szczególne znaczenie w tym procesie.

Stwierdzono, że powinowactwo wody do powierzchni montmorylonitu

jest mniejsze niż do powierzchni innych minerałów ilastych. Porównując różne metody wyznaczania krzywych retencji wody wykazano, że siły meniskowe w montmorylonicie odgrywają szczególną rolę i teoria kapilarna nie może wyjaśnić zjawisk hydrostatycznych w minerałach pęczniejących tego typu. Wniosek powyższy znalazł potwierdzenie w fakcie, że w nie-pęczniejących minerałach jest dobra zgodność między przewodnictwem hydraulicznym $[K]$ wyznaczonym eksperymentalnie a K wyliczonym za pomocą krzywych retencji wody, natomiast w ilach pęczniejących otrzymuje się niezgodność między tymi dwoma wartościami.

Z badań prowadzonych przez 10 lat w naszym laboratorium należy wnioskować, że na własności wody w pęczniejących ilach wpływa głównie wielkość powierzchni właściwej i proces pęcznienia, który zależy od natury sieci krystalicznej oraz wymiennych kationów. W ilach montmorylonitowych powierzchnia właściwa jest tak duża, że średnia liczba warstw molekularnych wody jest rzędu 10^6 i nawet w całkowicie nasyconej próbce rzadko przekracza tę wartość, o ile materiał jest w pewnym stopniu ściśnięty. Ponieważ na układ pierwszych warstw molekularnych na powierzchni fazy stałej wpływa struktura sieci krystalicznej tej fazy, założono więc, że na przepływ wody w jednorodnych ilach mogą wpływać siły powierzchniowe i postuluje się, że prawo Darcy nie opisuje w tym przypadku przepływu wody. Uzyskano wyniki dotyczące wpływu wody quasi-krystalicznej na powierzchni fazy stałej, nasycając ility kationami organicznymi. Odchylenia od prawa Darcy były redukowane i uzyskano, zgodnie z oczekiwaniem, zwiększone przewodnictwo hydrauliczne i strumień przepływającej wody. Odchylenia jednak od prawa Darcy spowodowane innymi zjawiskami, jak: procesami sprzężonymi, niestabilnością ośrodka, wpływem rozpuszczonego i zamkniętego powietrza, nie zostały całkowicie wyjaśnione. W dalszej dyskusji będzie przyjęte założenie, że przepływ spełnia równanie Darcy, co oczywiście stanowi przybliżenie robocze.

Woda w jednorodnej masie gleby

Dla zagadnień hydrostatyki oraz jednowymiarowego przepływu wody w pęczniejącym ile Philip wprowadził ponownie pojęcie potencjału nadmiarowego /overbunden potential/ Ω modyfikując całkowity potencjał jako $\Phi = H + z + \Omega$, gdzie H/v jest ssaniem, $v = \theta_g \rho_p$, θ_g jest wilgotnością a ρ_p oznacza gęstość. Zgodnie jednak z naszymi wynikami należy w składniku H uwzględnić dodatkowy człon opisujący zmianę orientacji cząstek.

Po wprowadzeniu zmodyfikowanej postaci potencjału do równania Darcy, Philip uzyskał równania przepływu stacjonarnego i niestacjonarnego w kierunku pionowym. W celu sprawdzenia założeń dla pionowego niestacjonarnego przepływu wody w pęczniejącej glebie, wykonano eksperymenty infiltracji wody w jednorodnych suchych kolumnach bentonitowych. Okazało się, że gleba była zagęszczona w okolicach frontu zwilżania. Za /-powyżej/ frontem gęstość silnie malała i była dalej stale i powoli malejąca. Ponieważ $K = K / H, \rho_p$, a $\Phi = \Phi / H$, z, Ω , więc jest oczywiste, że:

a/ istnieją gwałtowne zmiany potencjału przed frontem zwilżania, na nim oraz tuż za tym frontem,

b/ dodatkowa oporność hydrauliczna dla oporności gleby jednorodnej powoduje przesuwanie frontu zwilżania.

Dlatego infiltracja w jednorodnej pęczniejącej glebie musi być rozwiązywana jako infiltracja w niejednorodnej glebie z dodatkowym oporem hydraulicznym poruszającym się przed frontem zwilżania. Szczegóły rozwiązań matematycznych są aktualnie badane.

Charakterystyki trójwymiarowego pęczniejącego i kurczącego się układu glebowego

Zmiany wilgotności powodują zarówno zmianę objętości materiałów porowatych, jak też otwieranie się i zamykanie szczelin. Dlatego można wyróżnić trzy grupy porów w glebie pęczniejącej:

1/ Układ mikroporów wewnątrz elementów strukturalnych, gdzie dominujący wpływ na wodę mają siły adsorpcyjne oraz osmotyczne.

2/ Układ makroporów o względnej stabilności rozmiarów. Ich rozmiary są praktycznie niezależne od wilgotności gleby. Są to kanaliki wytworzone przez zwierzęta, korzenie roślin, itp.

3/ Układ makroskopowych szczelin, których rozmiary zależą od wilgotności gleby.

W porach układu drugiego i trzeciego dominujący wpływ na wodę w glebie ma grawitacja, siły kapilarne są znikome, a przepływ jest w niektórych przypadkach turbulentny. W zbitym ile, bez próchnicy i roślinności, szczeliny tworzą wielokątną, pionowo zorientowaną sieć. W poziomach próchnicznych mogą istnieć ponadto poziome kanaliki pomiędzy sąsiednimi agregatami. Stabilność tych kanalików zależy od stabilności agregatów i w większości przypadków można je uważać w glebach pęczniejących za nietrwałe.

Zbadajmy równoległościan o polu podstawy poziomej F , taki, aby zawierał przynajmniej dwie równoległe szczeliny o każdej możliwej orientacji. Wysokość równoległościanu h jest wystarczająco mała, aby właściwości gleby wewnątrz niego były jednakowe. Objętość tego równoległościanu wynosi $V = Fh$ i jeśli V_S jest objętością fazy stałej, V_W objętością wody, V_A objętością powietrza, V_{mi} objętością mikroporów, V_{ma} objętością makroporów, V_{sv} objętością trwałych kanalików, a V_f objętością szczelin, to: $V = V_S + V_W + V_A = V_S + V_{mi} + V_{ma} + V_{sv} + V_f$.

Wilgotność objętościowa $\Theta = V_W/V$, gęstość $\varrho = V_S \varrho_s / V$, porowatość $P = (V_{mi} + V_{ma}) / V$, a wilgotność wagowa $W = V_W / (V_S \varrho_s)$, gdzie ϱ_s jest gęstością szkieletu, a gęstość wody wynosi 1. Mikroporowatość $P_{mi} = V_{mi}/V$, makroporowatość $P_{ma} = V_{ma}/V$, $P_{ma} = P_{sv} + P_f$, gdzie $P_{sv} = V_{sv}/V$ i $P_f = V_f/V$. Objętościowa wilgotność agregatów glebowych $\Theta_m = V_{Wmi} / (V_S + V_{mi})$, gdzie V_{Wmi} jest zawartością wody w mikroporach. Gęstość gleby $\varrho_m = V_S \varrho_s / (V_S + V_{mi})$, a porowatość $P_m = V_{mi} / (V_S + V_{mi})$. Warunek $dP_m/d\Theta_m = 1$ opisuje zakres

normalnych zmian objętości, natomiast warunek $dP_m/d\Theta_m < 1$ charakteryzuje zakres resztkowych zmian objętości, typowych nawet przy wyższych wilgotnościach dla gleb zawierających widoczne ilości grubych frakcji i strukturalnych makroporów o małym oporze hydraulicznym, podobnie jak w poziomach próchnicznych. Jeżeli $P_f > 0$, to zmiany objętości są trójwymiarowe, dla $P_f = 0$ pęcznienie zachodzi tylko w jednym kierunku. Charakterystyki gleby w przypadku pęcznienia trójwymiarowego połączonego z jednowymiarowym oznaczono literą j. Praktycznie we wszystkich istniejących teoretycznych rozwiązaniach przepływu wody w pęczniejących glebach zakłada się pęcznienie jednowymiarowe.

Dla zmian trójwymiarowych Doleżal i Kutilek podali równanie:

$$P_f = 1 - \left(\frac{q_j}{q_s} + Wq_j + A \right)^{2/3} \quad (1)$$

i

$$\frac{\partial P_f}{\partial W} = - \frac{2}{3} \frac{q_j}{\left(\frac{q_j}{q_s} + Wq_j + A \right)^{5/3}} \quad (2)$$

gdzie $A = q_j (V_{Ami} + V_{sv}) / (V_s q_s)$ jest objętością właściwą zamkniętego powietrza.

Jeżeli wilgotność objętościowa Θ jest uśredniona na cały element V , to otrzymuje się:

$$P_f \approx \frac{2}{3} \frac{\frac{q_j}{q_s} + A - \Theta - 1}{\frac{q_j}{q_s} - 1} \quad (3)$$

i

$$\frac{\partial P_f}{\partial \Theta} \approx 2 \frac{4 - \frac{q_j}{q_s} - A}{/ \Theta - 3/2} \quad (4)$$

przy ograniczeniu się do normalnego zakresu zmian objętości i w przybliżeniu dla $dP_m/d\Theta_m = \text{const.} < 1$.

Układ szczelin jest podzielony na podukłady o tej samej orientacji szczelin oraz tej samej szerokości b . Objętość szczelin w podukładzie oznaczono symbolem V_{fi} oraz $V_f = \sum V_{fi}$. W każdym podukładzie zagęszczenie szczelin jest wyrażone przez $N_i = n_i/L_i$, gdzie n_i jest liczbą szczelin i -tego podukładu przecinających linię normalną do nich o jednostkowej długości.

Przepływ wody w trójwymiarowym pęczniejącym i kurczącym się układzie glebowym

Doleżał i Kutilek stwierdzili, że przepływ wody przez szczeliny można wyrazić w analogicznej do równania Darcy formie dla przypadku przepływu laminarnego, tj.:

$$\bar{v} = -\bar{K}/H/\nabla\Phi, \quad (5)$$

natomiast dla przepływu turbulentnego:

$$\bar{v} = -\bar{K}/\nabla\Phi^{1/2}, \quad (6)$$

gdzie tensor przewodnictwa $\bar{K}$ ma znaczenie fizyczne. Biorąc to pod uwagę i oznaczając strumień wody w masie glebowej wskaźnikiem m , a w szczelinach wskaźnikiem f , można uzyskać zbiór równań analogicznych do powyższych w postaci:

$$\bar{v}_m = -\bar{K}_m/H_m/\nabla\Phi_m \quad (7)$$

$$\bar{v}_f = -\bar{K}_f/H_f/\nabla\Phi_f. \quad (8)$$

Jeżeli dla naszej objętości v założymy spełnienie warunków ciągłości w sensie Beara i Braestera, to warunki przepływu stacjonarnego można zapisać:

$$\bar{v}_t = -\bar{K}_t/H/\nabla\Phi, \quad (9)$$

jeżeli $\bar{K}_T$ jest tensorem przewodnictwa elementu objętości wystarczająco dużego, aby zawierał układ szczelin założmy naszej objętości v . Dla przepływu niestacjonarnego można wprowadzić składnik w postaci litery q , zwiększając w ten sposób liczbę zmiennych. Biorąc jednak pod uwagę wyniki badań Lomiza dotyczące przepływu laminarnego i turbulentnego w szczelinach można oczekiwać, że proces zwilżania w ciele porowatym ze szczelinami składa się z dwóch typów przepływów:

1/ przepływ laminarny w masie gleby wyrażony równaniem (5),

2/ przepływ turbulentny w szczelinach opisany równaniem (6).

Łączenie tych obydwu przepływów stwarza trudności w rozwiązaniach i w przybliżeniu można pominąć strumień wody w masie gleby i ograniczyć się tylko do równania (6).

M. Kutilek
Labor. Glebozn. Politechniki
Praga, CSRS

PRZEPŁYW WODY DO GLEBY ZASKORUPIONEJ*

Przepływ wody w glebie niestrukturalnej jest często uzależniony od występowania w niej zaskorupienia. Rozwiązanie analityczne tego problemu opracowywano i sprawdzono w laboratorium. Ze względu na ograniczenie miejsca w pracy podano jedynie końcowe stwierdzenia.

Stwierdzono, że szybkość przepływu wody zmniejsza się ze wzrostem oporności hydraulicznej skorupy i z podniesieniem się poziomu wody gruntowej, jeżeli głębokość zalegania tego poziomu jest mniejsza niż $(1/c_p) \cdot (\ln K_{fp}/v)$. Szybkość chwilowego przepływu zmniejsza się wraz ze zwiększeniem oporności hydraulicznej skorupy, natomiast quasi-stały przepływ pojawia się

później. Wilgotność w strefie przejściowej również zmniejsza się ze wzrostem hydraulicznej oporności skorupy.

Podane rozwiązanie jest przydatne w praktyce, np. przeciekanie z zbiorników i kanałów, przepływ wody w piaskach podczas sztucznego nawadniania mającego na celu poprawę zasobów wody gruntowej. W tych warunkach przewodnictwo hydrauliczne warstwy powierzchniowej zmniejsza się w czasie i pojawia się przepływ przez mniej przepuszczalną [zaskorupioną] warstwę wierzchnią.

9

V. Novak

Instytut Hydrologii i Hydrauliki SAN
Bratysława, CSRS

PRZEPŁYW WODY W NIENASYCONYCH OŚRODKACH POROWATYCH PRZY MAŁYCH GRADIENTACH POTENCJAŁU

Podstawowy związek między prędkością przepływu cieczy v w ośrodku porowatym a gradientem ciśnienia hydraulicznego l , wyrażony wzorem $v = f/l$ jest związkiem liniowym $v = KI/K$ - przewodnictwo hydrauliczne/. To prawo jest słuszne tylko dla przepływu laminarnego.

Związek $v = f/l$ był badany dla różnych materiałów w różnych warunkach. Pokazano, że jest on albo nieliniowy, albo liniowy - wówczas wykres przecina oś l w punkcie l_0 . l_0 jest początkowym gradientem ciśnienia hydraulicznego. Oznacza to, że ciecz może przepływać przez ośrodek porowaty tylko wtedy, gdy $l > l_0$. Prawdopodobnie czynnikami wpływającymi na zależność $v = f/l$ są:

- 1/ odkształcenia pustych przestrzeni,
- 2/ zmiany składu chemicznego wody i koncentracji soli,

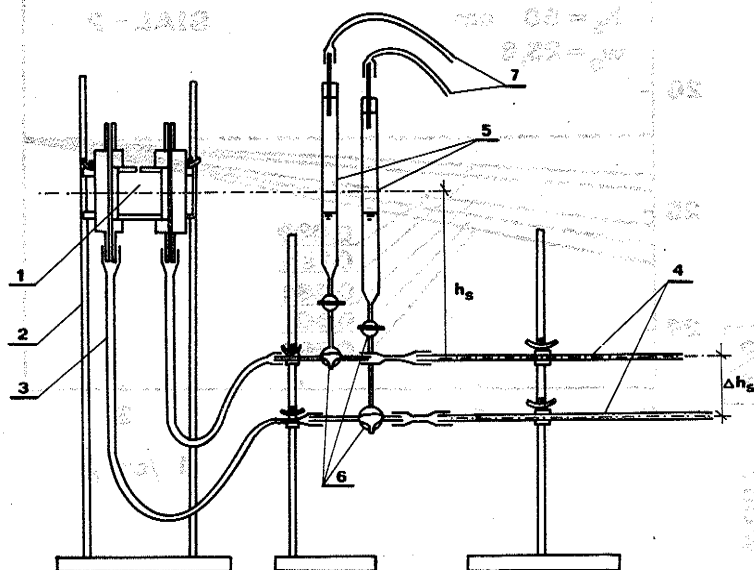
- 3/ zmiany zawartości powietrza w wodzie,
- 4/ zmiany temperatury w ośrodku porowatym,
- 5/ geologiczne właściwości cieczy,
- 6/ zjawiska elektrokinetyczne,
- 7/ błędy eksperymentalne.

Początkowy gradient ciśnienia hydraulicznego był mierzony przez Bondarenkę i w warunkach jego pomiarów nie mógł być tłumaczony quasi-kryształiczną strukturą cieczy spowodowaną oddziaływaniem fazy stałej i cieklej. Jeśli założymy, że woda jest cieczą Bingham'a /o początkowym napięciu stycznym τ_0 /, to uzyskiwany z pomiarów związek $v = -K /1 - I_0 /$ można fizycznie wyjaśnić.

Przedstawiona praca podaje wyniki badań przepływu wody przez nienasycone materiały porowate. Jeśli woda ma właściwości cieczy Bingham'a, to należy stworzyć takie warunki, aby te właściwości miały maksymalny wpływ na związek $v = f /I/$.

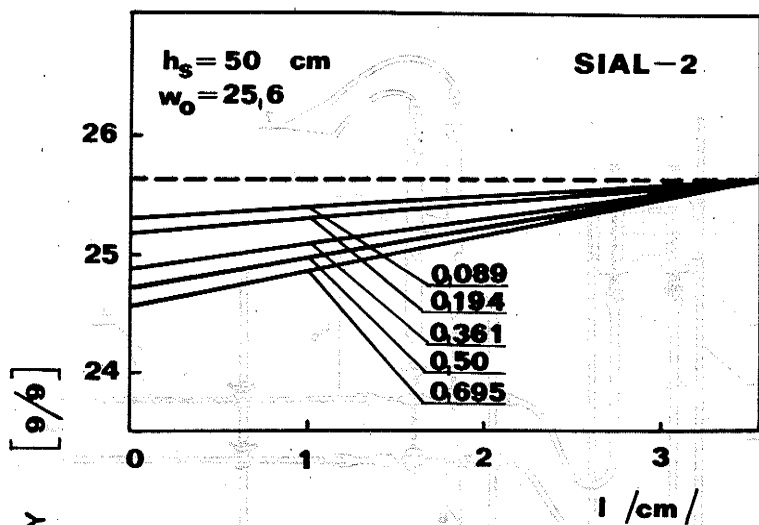
Aparatura i metoda

Aparatura do pomiaru przewodnictwa hydraulicznego nienasyconych ośrodków porowatych jest przedstawiona na ryc. 1. Komora przepływu z próbką ciała porowatego /1/ jest zamocowana na metalowej konstrukcji /2/ i połączona z częścią pomiarową aparatury za pomocą węży gumowego /3/. Żądane średnie ciśnienie hydrauliczne h_g /wskaźnik s oznacza siłę ssącą/ może być ustalane przez pionowy ruch komory przepływowej. Różnica ciśnień działających na próbkę jest uzyskiwana przez różnicę poziomów rurek kapilarnych /4/. Dwie szklane biurety /5/ zasilające aparaturę w wodę są połączone z wyciągiem /7/. Próbkę porowatą jest umieszczona w metalowym cylindrze o długości 3,5 cm i wewnętrznej średnicy $d = 5,2$ cm. Końce próbki stykają się z porowatymi płytkami. Jako materiału porowatego używano mielonego szkła SIAL-1 i SIAL-2. Wymiary ziarn szkła SIAL-1 były 0,05-0,25 mm, natomiast

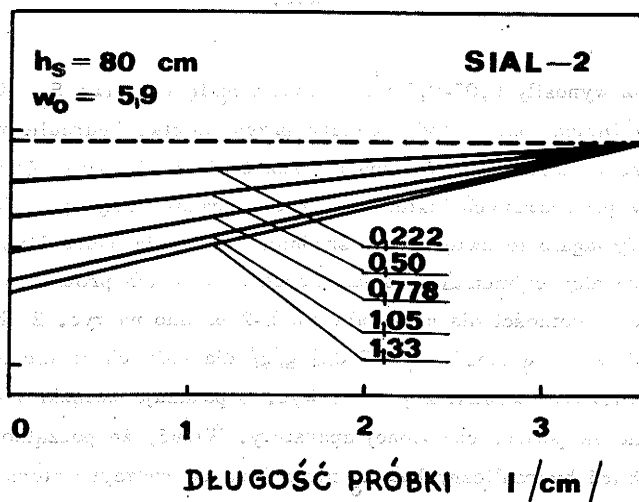


Ryc. 1

SIAL-2 wynosiły 0,05-0,1 mm. Powierzchnię właściwą S_0 mierzono aparaturą Dieriągina. Metody pomiaru przewodnictwa hydraulicznego były podobne do metod publikowanych przez Swartzendruba. Aby uniknąć błędów powodowanych histerezą, proces pomiaru dotyczył tylko osuszania. Wymagało to zwiększenia średniego ciśnienia hydraulicznego h_s oraz różnicy ciśnień Δh_s działających na końcach próbki. Przybliżone profile wilgotności dla materiału SIAL-2 podano na ryc. 2 / $h_s = 80$ cm, początkowa wilgotność $W_0 = 0,059$ g/g/ dla różnych gradientów ciśnień hydraulicznych wewnątrz próbki. Ryc. 3 pokazuje związki $v = f/l$ używane za pomocą omówionej aparatury. Widać, że początkowe różnice ciśnień hydraulicznych Δh_0 nie zależą od rodzaju materiału. Ich wartości wynosiły $0,40 \leq h_0 \leq 1,0$ cm.

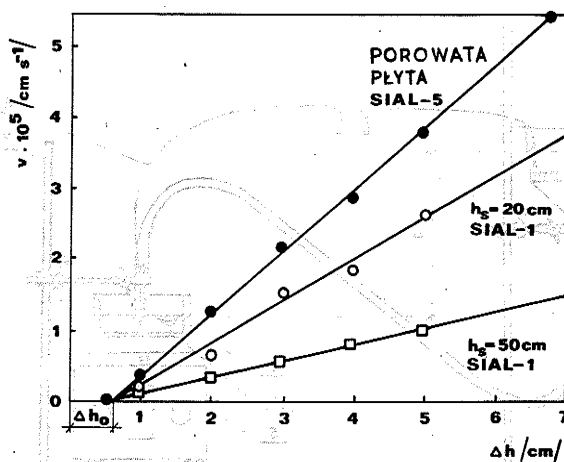


ZAWARTOŚĆ WODY



DŁUGOŚĆ PRÓBKII

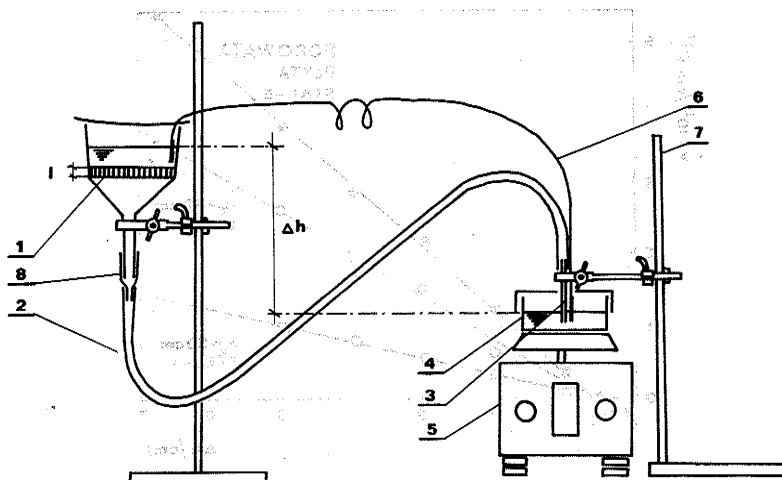
Ryc. 2



Ryc. 3

Olsen wykazał, że Δh_0 zależą od kąta zwilżania w dwu rurkach kapilarnych, podczas gdy w jednej rurce menisk przesuwają się naprzód, a w drugiej cofa się. Wartość Δh_0 zależy w tym przypadku od stopnia zanieczyszczenia rurek kapilarnych. W wyniku różnicy kątów zwilżania można zmierzyć Δh_0 . Wartość ta jest uzyskiwana teoretycznie i wymaga sprawdzenia na drodze eksperymentalnej. Najbardziej przydatne były pomiary przewodnictwa hydraulicznego K dla płyty porowatej [dla której relacja $v = f/l$] jest pokazana na ryc. 2] przy braku pomiarowych rurek kapilarnych.

Ryc. 4 pokazuje taki właśnie zestaw aparatury. Szklany lejek z porowatą płytą [1] jest połączony węzłem [2] z rurką [3] zanurzoną w szklanym naczyniu [4] wypełnionym wodą. To szklane naczynie stoi na wadze elektrycznej [5]. Aby zapobiec ewentualnemu napięciu elektrodykinetycznemu, zastosowano dwie elektrody połączone przewodem [6]. Zmiany Δh można uzyskiwać za pomocą pionowego ruchu lejka.

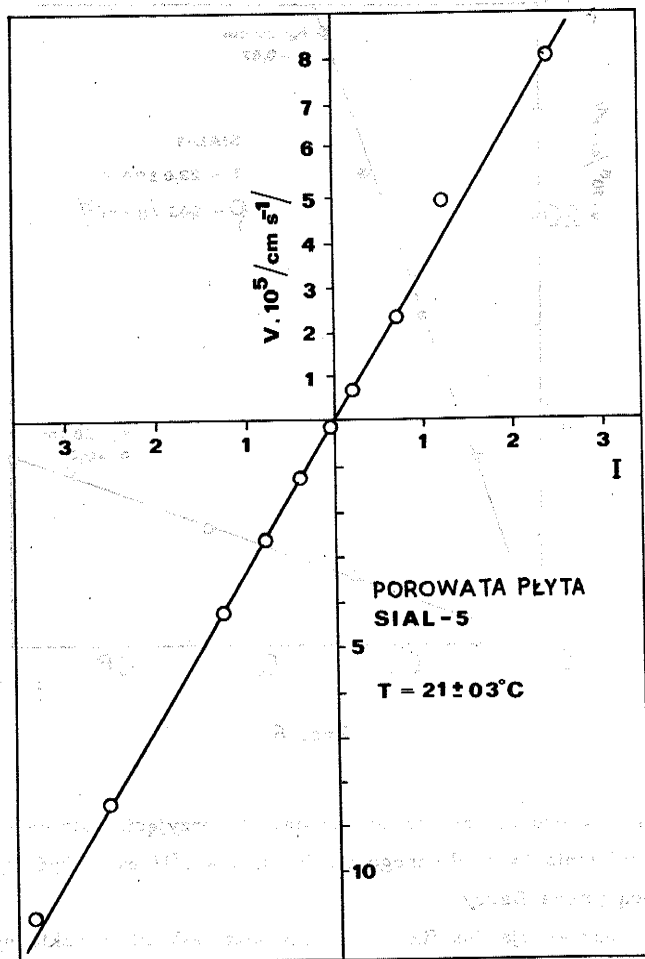


Ryc. 4

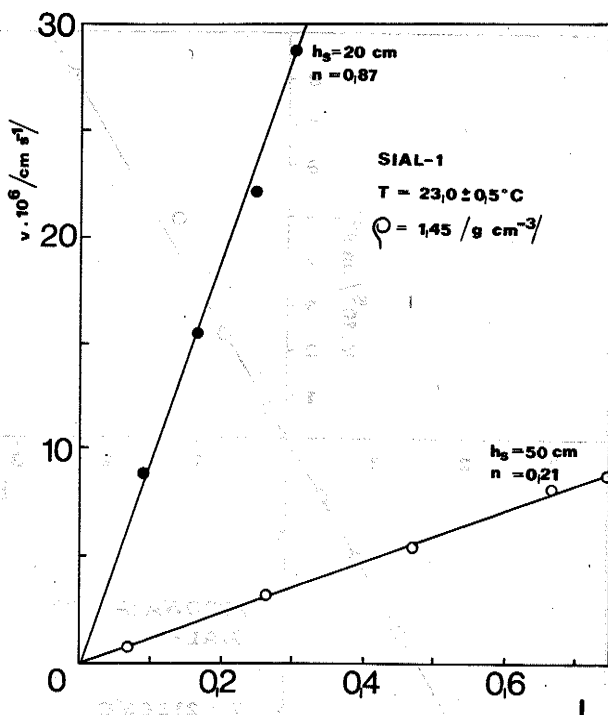
Ryc. 5 przedstawia związek $v = f/l$ wyznaczony przy użyciu opisanej aparatury. Wykonano pomiary przepływu przez porowatą płytę w obydwu kierunkach. Porównując związek $v = f/l$ dla płyty porowatej SIAL-5 [ryc. 3 i 5], można stwierdzić, że na ryc. 5 nie występuje Δh_o . Jest ono w porównaniu z mierzonymi wielkościami Δh małe.

Wyniki i dyskusja

Zależności $v = f/l$ dla materiału SIAL-1 są podane na ryc. 6. Uwzględniono wpływ oporu przepływu przez płyty porowate na całkowity przepływ z taką dokładnością, jaka była dokładność Δh_o . Dla materiałów SIAL-2 i SIAL-3 uzyskano także liniowość związku $v = f/l$ oraz przecinanie się wykresu z początkiem układu współrzędnych.



Ryc. 5



Ryc. 6

Można stwierdzić, że nie ma podstaw do przyjęcia istnienia początkowego ciśnienia hydraulicznego i związku $v = f/I$ mogą być wyrażone za pomocą prawa Darcy.

Każdy pomiar zjawisk fizycznych nie jest całkowicie dokładny, ale mieści się w granicach błędów aparatury i metody. Zależności $v = f/I$ były mierzone w zakresie $I_{\min} \leq I \leq I_{\max}$, zależnym od warunków technicznych aparatury. Oznacza to, że zależności $v = f/I$ były ekstrapolowane w zakresie $0 \leq I \leq I_{\min}$.

Jeżeli założymy, że przepływająca woda jest cieczą Bingham, w której początkowe naprężenie styczne wynosi τ_0 , to I_0 musi leżeć w zakresie $0 \leq I \leq I_{\min}$.

Po wyznaczeniu hipotetycznych początkowych gradientów ciśnienia hydraulicznego I'_0 , które reprezentują błędy w wyliczaniu I , można wyliczyć "hipotetyczne początkowe naprężenie styczne" τ'_0 :

$$\tau'_0 = \rho \cdot g \cdot \bar{h} \cdot J'_0$$

ρ - gęstość wody $[ML^{-3}]$,

g - przyspieszenie spowodowane grawitacją $[LT^{-2}]$,

$\bar{h}$ - średnia grubość warstwy wody na powierzchni cząstki fazy stałej $[L]$.

Zależność pomiędzy τ_0 i τ'_0 jest:

$$\tau'_0 (\text{hip.}) > \tau_0 (\text{rzecz.})$$

Wyliczone wartości τ_0 podaje tabela 1.

Tabela 1

Materiał	n	W	S_0 $[cm^2 g^{-1}]$	
SIAL-1	0,21	$5,04 \cdot 10^{-2}$	$3,39 \cdot 10^4$	
SIAL-2	0,19	$5,90 \cdot 10^{-2}$	$6,60 \cdot 10^4$	
	$\bar{h}$ [cm]	I'_0	τ'_0 [N cm ⁻²]	T °C
SIAL-1	$1,48 \cdot 10^{-6}$	0,025	$5,25 \cdot 10^{-10}$	23
SIAL-2	$8,90 \cdot 10^{-7}$	0,100	$1,22 \cdot 10^{-9}$	23

n - stopień nasycenia wodą, W - wilgotność $[g/g]$, S_0 powierzchnia właściwa $[L^2 M^{-1}]$, T - temperatura $[stopnie]$.

Wartości ζ_0 z literatury porównano z uzyskanymi wartościami w tabeli 2.

Tabela 2.

Autor	Materiał	T °C	ζ_0 [N cm ⁻²]	Ciecz
Bondarenko /1967/	szklane rurki kapilarne d = 1,01- 5,3 · 10 ⁻¹ cm	20	8,1 · 10 ⁻⁷	woda bidestyl.
Czurajew Gorochow /1970/	piasek kwarcowy d = 0,02- 0,03 cm	20	1,15 · 10 ⁻⁸	"
Wylicz. z dośw. Fishela /1935/	piasek kwarcowy d = 0,014 cm	20	6,36 · 10 ⁻¹⁰	"
Nowak /1972/	SIAL-1	23	5,25 · 10 ⁻¹⁰	"
	SIAL-2	23	1,22 · 10 ⁻⁹	"

W. Olszta
Inst. Melior. i Użytków Zielonych
Lublin

BADANIA RUCHU WODY W HYDROGENICZNYCH UTWORACH GLEBOWYCH

Celem pracy było przedstawienie wyników badań dotyczących:

- pomiaru przepuszczalności spękanych utworów glebowych, głównie hydrogenicznych o poligonalnej budowie,
- określenie odwodnienia i retencji gleb spękanych oraz
- metod badania przewodnictwa kapilarnego gleb jednorodnych.

1. Pomiary współczynnika przepuszczalności spękanych hydrogenicznych utworów glebowych

Z danych holenderskich, jak również własnych badań przeprowadzonych w Holandii oraz w dolinie rzeki Huczwy wynika, że istnieją trudności w określeniu przepuszczalności gleb spękanych. Wyniki oznaczeń laboratoryjnych znacznie odbiegają od danych obliczonych na podstawie odpływów z drenów. Podjęto więc próbę sprawdzenia wyprowadzonego przez autora wzoru teoretycznego. W tym celu wykonano:

- pomiar przepuszczalności na podstawie wzoru teoretycznego,
- określenie przepuszczalności metodą polową na podstawie odpływu z drenów oraz
- pomiar przepuszczalności metodą laboratoryjną.

1.1. Określenie przepuszczalności wodnej na podstawie wzoru teoretycznego

Przyjmując, że ruch wody w glebach spękanych podlega prawu Darcy, przepuszczalność poziomą gleb spękanych /w planie/ w kształcie sześcioboku /szczeliny o przekroju prostokątnym/ określa wzór (1), zaś pionową wzór (2).

$$K_{\text{poziom.}} = \frac{qg}{12\sqrt{3}\mu} \frac{1}{\frac{b_1}{W_1^3} + \frac{b_2}{W_2^3} + \frac{b_3}{W_3^3} + \dots + \frac{b_n}{W_n^3}} \quad (1)$$

$$K_{\text{pion.}} = \frac{qg}{6\sqrt{3}\mu} \frac{b_1 W_1^3 + b_2 W_2^3 + b_3 W_3^3 + \dots + b_n W_n^3}{b_1 + b_2 + b_3 + \dots + b_n /^2} \quad (2)$$

Natomiast dla utworów spękanych /w planie/ w kształcie kwadratów przepuszczalność wynosi:

$$K_{\text{poziom.}} = \frac{qg}{12\mu} \frac{1}{\frac{b_1}{W_1^3} + \frac{b_2}{W_2^3} + \frac{b_3}{W_3^3} + \dots + \frac{b_n}{W_n^3}} \quad (3)$$

$$K_{\text{pion.}} = \frac{qg}{6\mu} \frac{b_1 W_1^3 + b_2 W_2^3 + b_3 W_3^3 + \dots + b_n W_n^3}{b_1 + b_2 + b_3 + \dots + b_n /^2} \quad (4)$$

gdzie

q - ciężar właściwy wody $[g \text{ cm}^{-3}]$

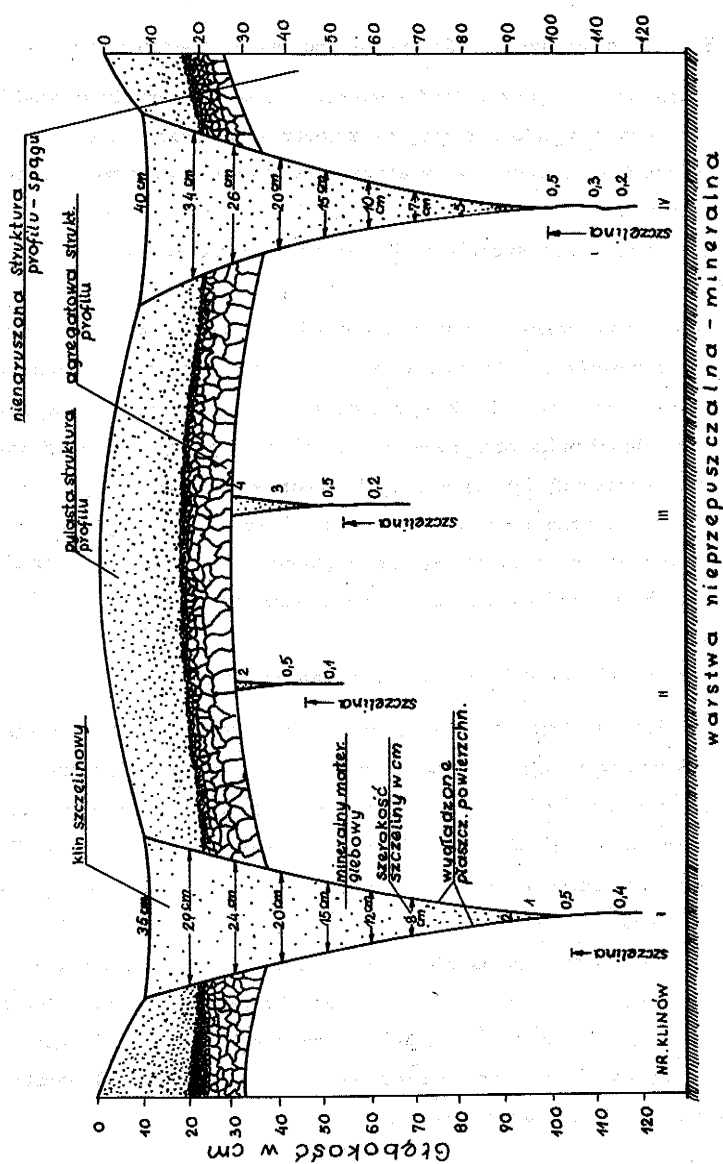
g - przyspieszenie ziemskie $[9.81 \text{ cm sek}^{-2}]$

μ - współczynnik lepkości $[g \text{ cm}^{-1} \text{ sek}^{-1}]$

b - długość szczeliny $[cm]$

W - szerokość szczeliny - stała na głęb. $[cm]$.

Wybór schematu przepływu poziomego uzależniony jest od znajomości rozmieszczenia, głębokości występowania i wymiarów szczelin. W przypadku poligonalnych hydrogeniczných gleb węglanowych szczeliny mają kształt klinowy. Obserwuje się różne głębokości zamulenia i zasypania szczelin agregatami glebowymi /ryc. 1 - profil glebowy Werbkowice II 1 : 10/.



Obliczenie przepuszczalności wykonano dla warstw ze szczelinami nie zasypnymi.

1.2. Pomiar przepuszczalności metodą polową i laboratoryjną

W obliczeniach przepuszczalności metodą polową w oparciu o pomiary odpływu z drenów przyjęto następujące założenia upraszczające:

- przepuszczalność ośrodka porowatego w porównaniu do przepuszczalności szczelin jest bardzo mała, a więc dopływ wody do drenów odbywa się tylko przez szczeliny /K ośrodka porowatego jest równe zero/,
- przepuszczalność warstw poniżej głębokości drenów równa jest zero.

Przyjmując powyższe założenia w oparciu o dane pomiarowe /odpływów z drenów oraz wysokości krzywej depresji między drenami/ zgodnie z formułą Hooghoudta otrzymano średni układ przepuszczalności wodnej w profilu spękanych hydrogenicznych utworów węglanowych.

Badania przepuszczalności w warunkach laboratoryjnych wykonano w próbkach o nienaruszonej strukturze o objętości 100 cm³, pobranych z wyróżnionych warstw - minimum w trzech powtórzeniach.

1.3. Porównanie wyników pomiarów przepuszczalności

Z danych laboratoryjnych wynika, że warstwy odznaczające się agregatową strukturą wykazują większe wartości K, natomiast w niższych warstwach niezmurszałych wartość K maleje do zera. Inaczej natomiast przebiega przepuszczalność tych warstw z uwzględnieniem szczelin. Poziomy te dzięki licznym szczelinom /nie zasypnym/ odznaczają się dużym przewodnictwem.

Uzyskane dane wskazują na zbieżność wyników przepuszczalności określonej w oparciu o wzór teoretyczny oraz odpływ z drenów. Podłoże torfowe, namulone, z reguły słabo przepuszczalne dzięki licznym szczelinom, wykazuje dużą przepuszczalność, co przy użyciu laboratoryjnej metody pomiaru trudno wykazać.

gdzie C i C_1 - stałe całkowania.

Dla szczelin o przekroju trójkątnym otrzymano równanie (7):

$$y^4 \frac{d^2 y}{dx^2} + y^3 \left/ \frac{dy}{dx} \right|^2 + T = 0, \quad (7)$$

gdzie

$$T = \frac{S}{C_2}, \quad C_2 = \frac{W^3 g \eta}{12 \sqrt{3} \mu e \alpha^3}.$$

2.2. Retencja gleb spękanych

Retencja wodna gleb jednorodnych uzależniona jest głównie od porowatości. W glebach spękanych woda gromadzi się również w wolnych przestrzeniach, jakimi są szczeliny i spękania. Dla szczelin o przekroju prostokątnym ilość wody zgromadzonej w szczelinach, między rowami, na jednostkę długości określono wzorem:

$$V = \frac{4W}{e} \int_0^{\frac{1}{2}} \sqrt{Dx^2 + 2Cx + 2C_1} \, dx, \quad (8)$$

gdzie

$$D = -\frac{12 \sqrt{3} \mu e S}{W^3 g \eta}, \quad C = \frac{1}{L} (b^2 - H^2) + \frac{SL}{4K},$$

$C_1 = \frac{H^2}{2}$, e - odległość między szczelinami.

Pozostałe oznaczenia według ryc. 2.

Dla szczelin o przekroju trójkątnym objętość wody zgromadzona w szczelinach wyraża się wzorem:

$$V = \frac{WL}{e\alpha} y^2, \quad (9)$$

gdzie

a - głębokość szczeliny,

y - obliczamy ze wzoru (7),

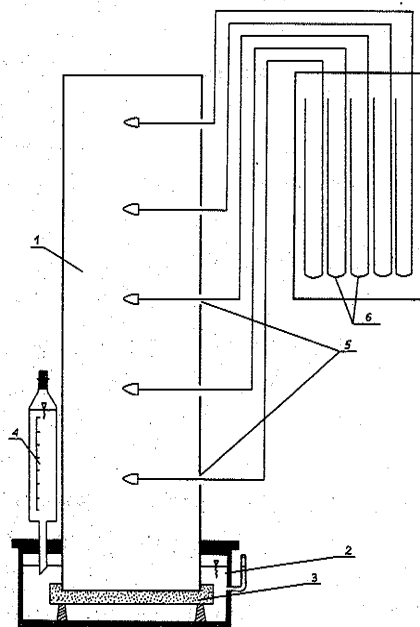
W - szerokość szczelin.

Zaproponowane wzory dotyczące ustalenia objętości szczelin i kształtu krzywej depresji dla gleb spękanych należy traktować jako hipotetyczne, wymagające przeprowadzenia odpowiednich doświadczeń polowych celem sprawdzenia przyjętych założeń.

3. Metody badania przewodnictwa kapilarnego gleb

3.1. Metoda osuszonych monolitów

Wyznaczenie wielkości przewodnictwa kapilarnego K w nienasyconej strefie profilu glebowego ma istotne znaczenie teoretyczne i praktyczne dla gospodarki wodnej w glebie. Schemat zmodyfikowanego urządzenia do badania ruchu wody w małych monolitach glebowych przedstawia ryc. 3



Ryc. 3

/1 - monolit glebowy w cylindrze z PCV i tkwiące w nim porowate sączki ceramiczne, 2 - naczynie z wyskalowaną rurką, 3 - perforowana podstawa z filtrem, 4 - butla uzupełniająca z podziałką, 5 - otwory na tensjometri, 6 - manometry rtęciowe/.

Observacje pomiarowe parowania oraz potencjału wilgotności rozpoczyna się w momencie ustalenia się warunków równowagi bez udziału parowania.

Uzyskane dane w stanie równowagi prędkości parowania [przepływu/ oraz potencjału wilgotności wykorzystuje się do obliczeń współczynników przewodnictwa kapilarnego, obliczonego z równania:

$$V = K \left(\frac{d\psi}{dh} - 1 \right), \quad (10)$$

gdzie

K - współczynnik przewodnictwa kapilarnego [mm/dobę/,

V - szybkość przepływu [mm/dobę/,

$\frac{d\psi}{dh}$ - gradient potencjału wilgotności [cm/cm/.

W pierwszym etapie prowadzenia badań - w warunkach płytkiego lusta wody [około 35 cm/ - wielkość parowania V [przepływu/ odczytuje się na podstawie zmian poziomu wody w wyskalowanej rurce szklanej, połączonej z naczyniem z wodą.

W układzie płytkiego zalegania wody gruntowej z uwagi na intensywne zasilanie wierzchnich warstw wilgocią można uzyskać tylko niewielki zakres potencjału wilgoci. Tymczasem rzeczywiste zróżnicowanie potencjałów podczas wysychania profilu bywa często bardzo duże. W praktyce melioracyjnej chodzi o znalezienie takiego przedziału potencjału, który zapewniłby skuteczność podsiąku. W tym celu w drugim etapie badań cylindry umieszcza się w suchym środowisku poddając je osuszeniu. Ubytki na parowanie w tym przypadku ustalamy w oparciu o wagi cylindrów.

Metoda ta, przy zastosowaniu odpowiednich tensjometrów, pozwala określić wartości przewodnictwa kapilarnego w dużym zakresie ciśnie-

nia /od nasycenia odpowiadającego polowej pojemności wodnej do stanu powietrznie suchej gleby/. Jednak warunkiem stosowania tej metody jest konieczność wyznaczenia dla badanych gleb krzywej pF .

3.2. Metoda bloku pyłowego

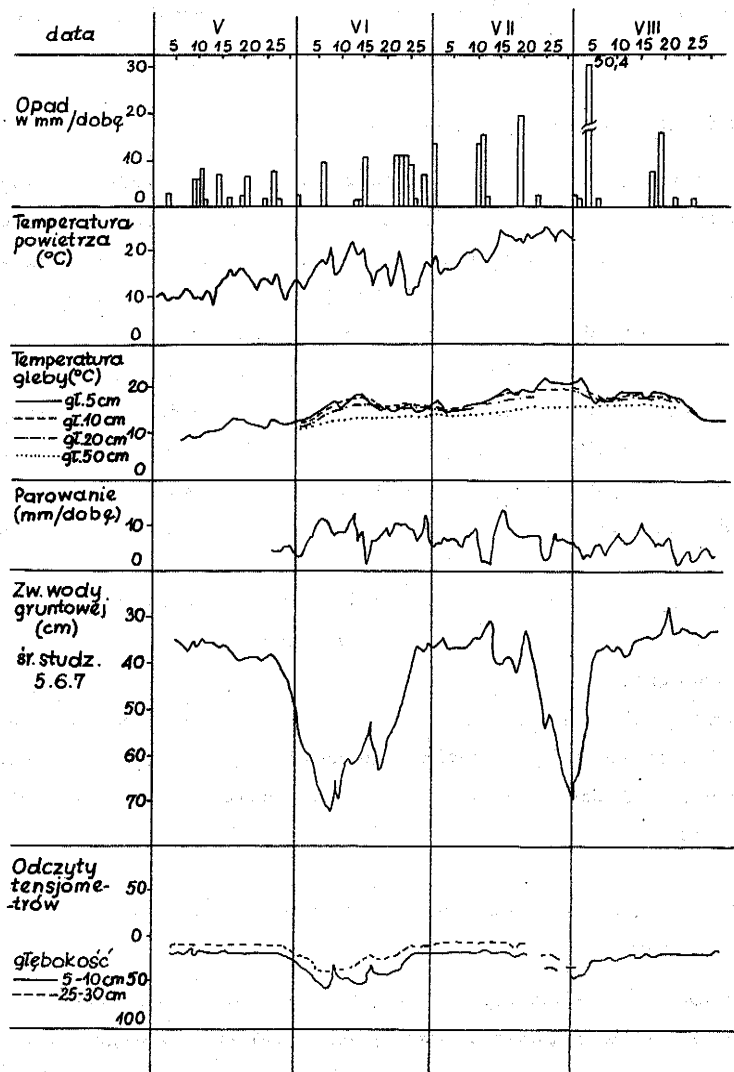
Zastosowanie metody bloku pyłowego do badań przewodnictwa kapilarnego opracowano wspólnie z S. Zawadzkim. Badania prowadzi się na monolitach glebowych o nienaruszonej strukturze pobranych do cylindrów z PCV o średnicy 15 cm i wysokości 35 cm. Monolity glebowe w cylindrach w stanie aktualnej wilgotności ustawia się na powierzchni nasyconych bloków. Stosunki wodne w monolicie reguluje się dowolnie obniżaniem i podnoszeniem zwierciadła wody gruntowej /podciśnienie/ w granicach od 30 do 110 cm poniżej górnej powierzchni monolitu. Siłę ssącą /potencjał wilgoci/ na styku monolitu glebowego z powierzchnią bloku określa położenie naczynia poziomującego względem powierzchni bloku w centymetrach. Siłę ssącą w monolicie glebowym powyżej bloku mierzy się za pomocą manometrów połączonych z sączkami tensjometrycznymi. Wartość parowania odczytuje się z podziałki umieszczonej na butli wyrównawczej.

Istotną zaletą metody jest to, że umożliwia ona śledzenie złożonych procesów ruchu wody w monolicie glebowym w warunkach stopniowego obniżenia /odwodnienia/ oraz podnoszenia /nawodnienia/ zwierciadła wody gruntowej.

3.3. Określenie przewodnictwa kapilarnego w oparciu o badania polowe

W badaniach laboratoryjnych nie zawsze istnieje możliwość odwzorowania warunków polowych występujących w naturze. Dlatego dążyć się powinno do prowadzenia odpowiednich doświadczeń w polu na obiektach produkcyjnych. Badania nad procesami ruchu wody w profilu gleb nienasyconych przeprowadzono na glebach torfowych w Sosnowicy.

W tym celu wybrano kwaterę doświadczalną, którą podzielono na 5



Ryc. 4

działów, oddzielonych od siebie osłonami przeciwfiltacyjnymi z folii /zakopanymi na głębokości 1,50 m od powierzchni terenu/. Głębokości wody gruntowej na poszczególnych działach /40, 60, 70 i 90 cm poniżej terenu/, utrzymywane za pomocą podziemnego systemu drenów i studzienek piętrzących, wahają się na założonym poziomie w granicach ± 10 cm.

W odległości około 200 m od wspomnianej kwatery zlokalizowano stację lizymetryczną, na której zainstalowano 10 monolitów glebowych /lizymetrów o głębokości 150 cm i średnicy 70 cm/ pobranych w stanie nie naruszonym z poszczególnych działów kwatery doświadczalnej. W monolitach /lizymetrach/ oraz na poszczególnych działach kwatery doświadczalnej prowadzi się pomiary potencjałów wilgotności, zwierciadła wody gruntowej, parowania, temperatury gleby i powietrza oraz opadów atmosferycznych /ryc. 4/.

W okresie niezmienniej pogody obserwuje się ustalony proces ruchu wody, dane pomiarowe z tego okresu wykorzystuje się do obliczeń współczynnika przewodnictwa kapilarnego według wzoru (10).

Prowadzenie doświadczeń w warunkach polowych i laboratoryjnych pozwoli na porównanie wyników badań oraz ustalenie odpowiednich współczynników umożliwiających przekładanie danych laboratoryjnych na polowe.

E. Stępkowska
Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Gdańsk

SILY WIĄŻĄCE WODĘ W GRUNTACH I GLEBACH

Potencjał grawitacyjny Φ_g wody gruntowej, definiowany jako iloczyn siły g , działającej na jednostkę masy przez przemieszczenie dl , ma wartość:

$$\Phi_g = - \int \vec{g} \cdot d\vec{l} = \int g \, dh = g \Delta h + \text{const.} \quad (1)$$

A więc potencjał grawitacyjny jednostkowej masy wody w gruncie jest równy iloczynowi przyspieszenia ziemskiego g przez różnicę wysokości ponad poziomem odniesienia, na którym potencjał ma wartość stałą. Za poziom odniesienia wygodnie jest przyjąć poziom zwierciadła wody gruntowej. Poniżej tego poziomu woda gruntowa będzie poddana ciśnieniu hydrostatycznemu lub hydrodynamicznemu, powyżej tego poziomu woda będzie wykazywała dodatnią energię potencjalną, która w stanie równowagi musi być zrównoważona występowaniem innych pól sił.

Woda ponad zwierciadłem wody gruntowej w stanie ciągłym może występować tylko w gruntach o odpowiednio małych średnicach porów /mniejszych od 1 mm/, ponieważ tylko w takich układach może występować podciąg kapilarny. W przypadku gruntów wykazujących małą średnicę porów i dużą powierzchnię właściwą pole sił cząstki gruntowej oddziałuje w sposób istotny na otaczającą ją wodę gruntową.

Rozróżnienie takie jest właściwie sztuczne, ponieważ podciąg kapilarny jest wynikiem zwilżania powierzchni kapilaru wywołanego oddziaływaniem pomiędzy tą powierzchnią, a cząstkami cieczy zwilżającej.

Wysokość podciągu kapilarnego, wynikająca ze stanu równowagi pomiędzy ciśnieniem rozciągającym napięcia powierzchniowego $\gamma = \frac{2\sigma}{r}$ i ciśnieniem hydrostatycznym słupa wody $\gamma = \rho g \Delta h$, wynosi:

$$\Delta h = \frac{2\sigma}{r\rho g} \quad (2)$$

σ - oznacza tu napięcie powierzchniowe wody, wynoszące 71,97 dyn cm^{-1} przy 25°C względem powietrza nasyconego parą wodną,

r - promień kapilaru w cm,

ρ - gęstość wody, wynosząca przy 25°C 0,99707 g cm^{-3} ,

g - przyspieszenie ziemskie, wynoszące w warunkach normalnych 980,665 cm sek^{-2} .

$$h = \frac{2 \times 71,97 \text{ dyn cm}^{-1}}{980,665 \text{ cm sek}^{-2} \times 0,99707 \text{ g cm}^{-3} \times r} = \frac{0,1472 \text{ cm}^2}{r} \quad (3)$$

$$\text{dla } r = 0,1 \text{ cm}$$

$$h = 1,1472 \text{ cm}$$

$$\text{dla } r = 10^{-4} \text{ cm}$$

$$h = 14,72 \text{ m}$$

Można więc oczekiwać, że podciąg kapilarny działa w układach o średnicach porów rzędu od $1/\mu$ do 1 mm. Stwierdzono, że ciągłość cieczy ulega przerwaniu przy ciśnieniu ujemnym /ssaniu/ przekraczającym około 850 cm słupa wody.

Woda gruntowa znajduje się pod działaniem pola sił cząstek we wszystkich gruntach. Jednak istotne znaczenie i wartość mierzalną ma to zjawisko jedynie w układach o dużej powierzchni właściwej, takich jak grunty zawierające minerały ilowe, których zewnętrzna powierzchnia właściwa jest rzędu $10 \text{ m}^2/\text{g}$ /kaolinit/ do $100 \text{ m}^2/\text{g}$ /bentonit/, zaś powierzchnia całkowita może w montmorylonicie osiągnąć wartość rzędu $800 \text{ m}^2/\text{g}$.

Potencjał wody gruntowej, wywołany działaniem pola sił $\vec{F}$ cząstki gruntowej i odniesiony do jednostki masy, jest określany jako potencjał strukturalny /matric potential/:

$$\Phi_m = - \int \vec{F}_m \cdot d\vec{l} . \quad (4)$$

Uważa się, że w jego skład wchodzi omówiony powyżej potencjał kapilarny Φ_G , potencjał adsorpcji Φ_α i potencjał osmotyczny Φ_ω , wynikający z odpychania warstw dyfuzyjnych. Dodajmy do tego wyraz dodatkowy Φ_r , który przedstawia wszystkie inne potencjały, nie uwzględnione przez poprzednie wyrazy, a otrzymamy wtedy:

$$\Phi_m = \Phi_G + \Phi_\alpha + \Phi_\omega + \Phi_r . \quad (5)$$

Bolt [1966] zapisuje wartość potencjału strukturalnego:

$$\Phi_m = \frac{1}{\rho} P_v = \bar{V} P_v = -\bar{V} S_m , \quad (6)$$

gdzie

S_m jest to ssanie w gruncie, czyli ujemne ciśnienie w porach wody gruntowej,

$\bar{V} = \frac{1}{\rho}$ jest to objętość właściwa wody gruntowej.

W powyższym zapisie potencjały są odnoszone do jednostki masy wody. W przypadku obliczania oddziaływań między cząstkami energię potencjalną wzajemnych oddziaływań odnosi się do jednostki powierzchni, oznaczając je symbolem V /np. V_A , V_R /.

Cząstki minerałów ilowych wykazują ujemny ładunek sieci krystalicznej, wywołany izomorficznym podstawieniem. Natężenie pola elektrycznego w pobliżu powierzchni cząstki może mieć znaczne wartości, rzędu 3000 jES/cm / $9 \times 10^5 \text{ V/cm}$ / w zakresie odległości d od 0 do $5 \text{ \AA}$ /średnica cząsteczki wody jest rzędu $3 \text{ \AA}$ /. Nieco większe jest natężenie pola elektrycznego kationu wymiennego, który zubożnia ładunek ujemny cząstki /tab. 1/.

Cząsteczka wody ma własności dipola /ściślej kwadrupola/, w którym środek ładunku dodatniego nie pokrywa się ze środkiem ładunku ujemnego, a odległość między tymi środkami wynosi 1. Promień cząsteczki wynosi $1,38 \text{ \AA}$, odległość między środkiem atomu tlenu a środkiem jednego z atomów wodoru wynosi około $1 \text{ \AA}$, moment dipolowy, czyli iloczyn ładunku elektrycznego przez odległość 1, pomnożony przez 10^{18} wynosi $\mu = 1,84 \text{ D}$.

Energię takiej dipolowej cząsteczki wody w polu elektrycznym cząstki w danej temperaturze obliczyć można na podstawie wzoru

$$\Phi_{\alpha} = \frac{-\mu^2}{3 kT} E^2. \quad (7)$$

W pobliżu powierzchni cząstki, gdy $E = 3000 \text{ jES/cm}$

$$\Phi'_{\alpha} = - \frac{(1,84 \times 10^{-18} \text{ jES/cm}^2)^2 (3000 \text{ jES/cm}^2)^2}{3 \times 1,38 \times 10^{-16} \text{ erg/}^{\circ}\text{K} \times 298^{\circ}\text{K}} =$$

$$= -2,47 \times 10^{-6} \text{ arg/cząsteczkę H}_2\text{O} = -4,49 \times 10^8 \text{ arg/mol H}_2\text{O} =$$

$$= -3,55 \text{ cal/mol H}_2\text{O} = -0,198 \text{ cal/g H}_2\text{O}.$$

Tabela 1. Natężenie pola elektrycznego w pobliżu powierzchni cząstki bentonitu wapniowego - Zrecze Małe

Zakres odległości od powierzchni d Å	Potencjał elektryczny $\frac{\psi}{\text{mV}}$	Natężenie pola elektrycznego E	
		V/cm	jES/cm
0-5	136,8	$8,77 \cdot 10^5$	2 920
5-10	92,9	$2,52 \cdot 10^5$	840
10-20	80,3	$1,46 \cdot 10^5$	487
20-30	65,7	$0,917 \cdot 10^5$	355
30-40	56,5	$0,667 \cdot 10^5$	222
40-50	49,8	$0,516 \cdot 10^5$	172

W tabeli 2 przedstawiono oszacowane wartości energii w kolejnych warstwach wody przy powierzchni cząstki bentonitu Z.M. Obliczone wartości wykazują, że ta część potencjału adsorpcji ma istotną wartość jedynie w dwóch pierwszych molekularnych warstwach wody.

Pole elektryczne tuż przy powierzchni kationu wymiennego jest nieco większe od pola elektrycznego przy powierzchni cząstki minerału ilowego. Gęstość ładunku powierzchniowego kationu jest rzędu:

$$\sigma_+ = \frac{ze}{4\pi r^2} = \frac{4,803 \times 10^{-10} \text{ jES}}{4 \times 3,14 \times 10^{-16} \text{ cm}^2} = 3,8 \times 10^5 \text{ jES/cm}^2. \quad (8)$$

Natomiast gęstość ładunku powierzchniowego minerałów ilowych, obliczona na podstawie wzoru

$$\sigma_- = \frac{e \cdot \text{CEC} \cdot N}{S}, \quad (9)$$

gdzie

z jest to wartościowość,

$$e = 4,803 \cdot 10^{-10} \text{ jES},$$

CEC jest to pojemność wymiany jonowej,

$N = 6,025 \cdot 10^{23}$ jest to liczba Avogadro,

S oznacza powierzchnię właściwą,

jest rzędu od $4 \times 10^4 \text{ jES/cm}^2$ do $9 \times 10^4 \text{ jES/cm}^2$ [tabela 3].

Tabela 2. Oszacowana wartość potencjału adsorpcji na powierzchni cząstki bentonitu Z.M.

Zakres odległości $\text{\AA}$	Ilość warstw molekularnych wody	E jES/cm	$\phi\alpha$ cal/g H_2O
0-5	1-2	2920	0,198
5-10	2-3	840	0,016
10-20	4-7	487	0,0052
20-30	8-11	355	0,0027
30-40	11-14	222	0,0011

Uwaga: Energia potencjalna dipola przy założeniu kąta pomiędzy osią dipola a linią pola $= 0/\cos \alpha = 1/$. $E_p = -\mu E \cos \alpha = -1,84 \times 10^{-18} \text{ jES/cm} \times 2920 \text{ jES/cm} = -5,373 \times 10^{-15} \text{ erg}$.

Energia kinetyczna cząsteczki w temperaturze 25°C $E_k = \frac{3}{2} kT = 1,5 \times 1,38 \times 10^{-16} \text{ erg} \times 298^\circ\text{K} = 6,17 \times 10^{-14} \text{ erg}$, a więc energia kinetyczna w temperaturze pokojowej jest około 10-krotnie wyższa od energii potencjalnej.

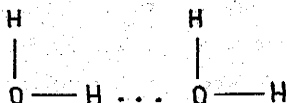
Tabela 3. Własności powierzchniowe minerałów ilowych

Minerał	Pojemność wymiany mwał/g	Powierzchnia właściwa m ² /g	Gęstość ładunku powierzchniowego jES/cm ²
Montmorylonit	1,00	800	$3,6 \cdot 10^4$
Illit	0,20	80	$7,2 \cdot 10^4$
Kaolinit	0,03	10	$8,7 \cdot 10^4$

Można się spodziewać, że kationy wymienne wiążą dipolowe cząsteczki wody w sposób podobny jak powierzchnia cząstki przy energii wiązania około 10- do 100-krotnie większej, a więc rzędu od 2 do 20 cal/g, czyli od 0,04 do 0,4 kcal/mol.

W przestrzeni międzypakietowej minerałów ilowych, takich jak montmorylonit lub wermikulit, może występować do około 2-4 molekularnych warstw wody. Można więc przypuszczać, że cała ta woda jest związana przez pole elektryczne międzypakietowej powierzchni cząstki oraz kationów wymiennych.

Pomiędzy cząsteczkami wody w fazie stałej i w fazie ciekłej występuje wiązanie wodorowe. Wiązanie takie istnieje wszędzie tam, gdzie wódór jest związany w cząsteczce z atomem elektroujemnym, jak np. tlen lub azot, i znajduje się w sąsiedztwie cząsteczki, zawierającej inny atom elektroujemny. W wodzie wiązanie wodorowe zapisuje się schematycznie:



Energia tego wiązania jest rzędu 7-8 kcal/mol.

Średnia liczba wiązań wodorowych w wodzie zależy od temperatury i stanu skupienia. W lodzie na cząsteczkę wody przypadają cztery wiązania wodorowe, w wodzie ciekłej w temperaturze 0°C przypadają na czą-

steckę wody dwa do trzech wiązań wodorowych, w temperaturze 40°C przypada jedno wiązanie wodorowe na 2 cząsteczki wody. Uważa się, że energia wiązania wodorowego w wodzie w temperaturze 20°C wynosi około 3 kcal/mol H_2O .

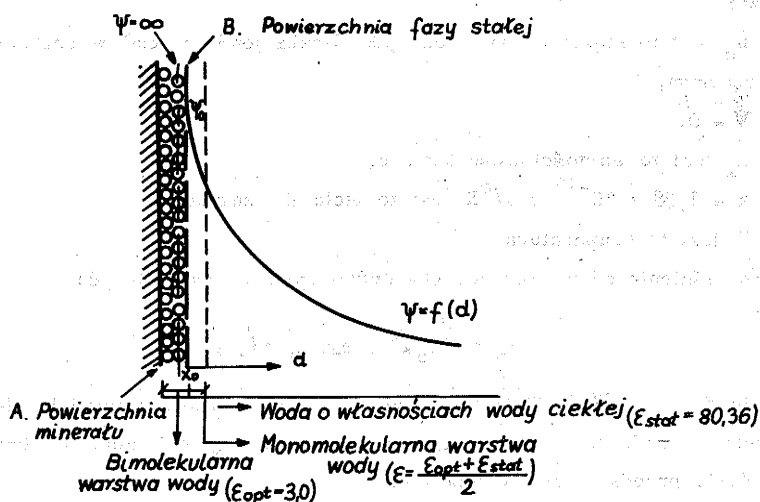
Istnieją teorie struktury wody, związanej w minerałach ilowych, które zakładają istnienie wiązania wodorowego pomiędzy powierzchniowymi atomami tlenu a cząsteczkami wody. Porównanie różnicowego ciepła zwilżania powierzchni cząstki, które dla bentonitu Z.M. wynosi w pierwszej warstwie molekularnej około 4 kcal/mol H_2O , z energią wiązania wodorowego w temperaturze 20°C , podaną powyżej, wskazuje na możliwość istnienia takich wiązań.

Należy dodać, że badania lat ostatnich wykazały, iż cząsteczki wody zaadsorbowanej na samej powierzchni cząstki minerałów ilowych nadają tej powierzchni własności kwasowe.

Na podstawie powyższego oszacowania efektów energetycznych i porównania ich ze zmierzonym ciepłem zwilżania gruntu można przypuszczać, że potencjał adsorpcyjny Φ_A składa się z następujących efektów: wiązanie wodorowe oraz oddziaływanie pola elektrycznego kationu wymiennego i pola elektrycznego cząstki na dipolowe cząsteczki wody.

Wodę zaadsorbowaną na powierzchni cząstki można sobie wyobrazić w sposób przedstawiony na ryc. 1.

Istnienia warstw dyfuzyjnych wokół cząstek minerałów ilowych powoduje ich wzajemne oddziaływanie, zwane odpychaniem warstw dyfuzyjnych i będące przyczyną potencjału dyfuzyjnego Φ_D wody gruntowej. Jeśli istnieje swobodny dopływ wody do gruntu i jeśli grunt ma możliwość zwiększania swej objętości, to wówczas odpychanie warstw dyfuzyjnych powodować będzie wchłanianie wody przez grunt i pęcznienie układu. Jeśli nie istnieje swobodny dopływ wody do gruntu lub nie może się rozszerzać /np. jest obciążony/, wówczas może występować ujemne ciśnienie wody w porach /ssanie/, które może być zrównoważone całkowicie lub częściowo obciążeniem zewnętrznym lub innymi siłami międzycząsteczkowymi, działającymi w układzie /np. siły Londona - van der Waalsa, przyciąganie krawędzi do powierzchni płaskiej/.



Ryc. 1

Ciśnienie odpychania warstw dyfuzyjnych, wywołane przez potencjał dyfuzyjny Φ_w obliczyć można na podstawie teoretycznego wzoru, wyprowadzonego z równania Poissona na rozkład potencjału elektrycznego Ψ w kierunku osi x prostopadłej do powierzchni cząstki:

$$\frac{d^2 \Psi}{dx^2} = -\frac{4\pi q(x)}{\epsilon(x)}, \quad (10)$$

gdzie

$q(x)$ jest to przestrzenna gęstość ładunku [ES cm^{-3}],

$\epsilon(x)$ - stała dielektryczna ośrodka,

oraz na podstawie równania Boltzmanna na rozkład jonów [kationów n_+] przy powierzchni cząstki, będący funkcją potencjału elektrycznego $\Psi(x)$ oraz energii kinetycznej ruchów cieplnych $\frac{3}{2} kT$:

$$n_+(x) = n_0 \exp(-z_+ e \Psi) kT, \quad (11)$$

gdzie

n_0 jest to stężenie, wyrażone jako liczba jonów w cm^3 w roztworze swobodnym,

$$\Psi = 0,$$

z_+ jest to wartościowość kationu,

$$k = 1,38 \cdot 10^{-16} \text{ erg/}^\circ\text{K}$$
 jest to stała Boltzmanna,

T jest to temperatura w $^\circ\text{K}$.

Stąd ciśnienie odpychania warstw dyfuzyjnych można obliczyć:

$$p_R = 2n_0 kT (\cosh Y_d - 1), \quad (12)$$

gdzie $Y_d = z e \Psi_d / kT$ jest to bezwymiarowy parametr potencjału elektrycznego pośrodku między cząstkami. Wartości p_R obliczone dla bentonitu Z.M. przedstawiono w tabeli 4.

Tabela 4. Ciśnienie odpychania warstw dyfuzyjnych p_R jako funkcja odległości $2d$ pomiędzy cząstkami bentonitu wapniowego Z.M.

d $\text{\AA}$	W %	p_R [10^6 dyn/cm^2 kg/cm^2] dla $c_0 = 10^{-3} \text{ mol/l}$
10	35,8	3,945
20	47,5	1,125
30	59,2	0,4943
40	70,9	0,2728
50	82,6	0,1624

Gdyby w gruncie nie panowały żadne inne oddziaływania, wówczas ssanie S_m byłoby równe ciśnieniu odpychania warstw dyfuzyjnych.

Należy tu również wspomnieć, że pomiędzy powierzchnią gruntu a cząsteczkami wody oraz pomiędzy samymi cząsteczkami wody panują oddziaływania van der Waalsa - Londona, które jednak w układach, złożo-

nych z trwałych dipoli nie odgrywają roli istotnej i w wodzie stanowią około 19% ogólnej energii oddziaływań van der Waalsa.

Ostatecznie w gruntach ilowych na powierzchni zewnętrznej oraz w przestrzeni międzypakietowej występuje bimolekularna warstwa wody o własnościach różnych od własności wody w stanie ciekłym /gęstość $1,27 \text{ g cm}^{-3}$ przy $p/p_0 = 0,5$, stała dielektryczna 3,0/. Wodę tę wygodnie jest w rozważaniach teoretycznych zaliczać do fazy stałej /fazy krystalicznej/ minerałów ilowych.

Trzecia molekularna warstwa wody ma - jak się wydaje - własności pośrednie pomiędzy własnościami wody fazy krystalicznej a własnościami zwykłej wody ciekłej. Woda w większej odległości od powierzchni cząstki jest to woda warstwy dyfuzyjnej, wykazująca własności zbliżone lub równe własnościom wody w stanie ciekłym.

Powyższe rozważania podsumujemy w sposób następujący:

1. woda wolna, w której przeważa działanie potencjału grawitacyjnego Φ_g , występuje tylko w gruntach o średnicy porów większej od 1 mm;

2. potencjał kapilarny Φ_c przeważa w gruntach o promieniu porów w zakresie od 1μ do 1 mm;

3. przyczyną potencjału adsorpcyjnego Φ_a wydaje się być głównie wiązanie wodorowe oraz działanie pola elektrycznego cząstki i kationów wymiennych na dipolowe cząsteczki wody;

4. przyczyną potencjału osmotycznego Φ_w w gruntach przynajmniej częściowo nawodnionych wydaje się głównie oddziaływanie warstw dyfuzyjnych p_R , które w takich gruntach jest przypuszczalnie główną przyczyną ssania S_m .

J. Sutor

Inst. Hydrologii i Hydrauliki SAN

Bratysława, CSRS

ODDZIAŁYWANIE GRADIENTU TEMPERATURY ORAZ GRADIENTU WILGOTNOŚCI W STREFIE NIENASYCONEJ

W pracy zmodyfikowano równanie różniczkowe Philipa i de Vreisa opisujące ruch wody w strefie nienasyconej oraz potwierdzono eksperymentalnie wyniki. Oddziaływanie gradientów temperatury oraz wilgotności wytwarza w strefie nienasyconej charakterystyczne dynamiczne obszary /sfery/, a mianowicie: 1. Obszary, gdzie para przepływa zgodnie z gradientem temperatury, a faza ciekła przepływa w kierunku gradientu wilgotności; 2. Obszar, gdzie przepływ w obydwu fazach jest wytworzony przez jeden z dwu gradientów: temperatury lub wilgotności. W takiej sytuacji w celach rachunkowych należy przekształcić równanie Philipa - de Vreisa na oddzielne równanie dla przepływu fazy stałej oraz ciekłej.

Badania eksperymentalne przeprowadzano w układzie półotwartym. tzn. klimatyczne czynniki atmosfery wpływały na profil glebowy, natomiast nie było kontaktu między profilem glebowym a lustrem wody. Gradient temperatury wytwarzano poprzez różnicę temperatur na końcach kolumny glebowej, a gradient wilgotności - zmieniając wilgotność względną powietrza nad profilem w komorze klimatycznej za pomocą roztworów soli. Skonstruowano krzywe rozkładu wilgotności wzdłuż próbki gleby w zależności od względnego ciśnienia pary oraz od czasu trwania eksperymentu.

Za pomocą zmodyfikowanego równania na przepływ wyliczono prędkość przepływu wilgotności wzdłuż kolumny glebowej. Uzyskane wyniki są całkowicie zgodne z przedstawionymi analizami teoretycznymi i mogą służyć

jako podstawa do tworzenia modelu fizycznego charakteryzującego procesy w strefie nienasyconej profilu glebowego pod działaniem gradientów wilgotności i temperatury.

R. Walczak

Zakład Agrofizyki PAN

Lublin

WPLYW ZAGĘSZCZENIA GRUNTÓW NA ICH RETENCJĘ WODNĄ

Przedstawiono aparaturę do wyznaczania krzywych pF , opracowaną i zbudowaną w Zakładzie Agrofizyki. Omówiono zalety aparatury w porównaniu do używanej dotychczas. Pomiary przeprowadzono dla próbek gleb lessowych sztucznie zagęszczanych. Stwierdzono, że zagęszczenie mechaniczne wpływa na energię wiązania wody w glebie do wartości pF 3,0. Przedstawiono histerezy, ciśnienie ssące, wilgotność i zinterpretowano je posługując się domenową teorią efektu histerezy. Wyniki badań wskazują, że powierzchnia pętli histerezy jest największa dla próbek o małym zagęszczeniu, maleje wraz z zagęszczeniem, a dla maksymalnych zagęszczeń efekt histerezy staje się znikomy. Maksimum szerokości pętli histerezy przesuwają się w kierunku większych wartości pF dla większych zagęszczeń.

Podkreślono, że wyznaczanie brzegowych krzywych pF osuszania jest niewystarczające do charakterystyki wodnej gleby, szczególnie dla gleb o niewielkim zagęszczeniu. Zasugerowano, że we wszystkich opisach transportu w glebie konieczne jest uwzględnienie efektu histerezy.

Przedstawiony problem jest tematem pracy doktorskiej autora.

R. Walczak, O. Reszetań, H. Czachor
Zakład Agrofizyki PAN, Lublin
Instytut Agrofizyki, Leningrad, ZSRR

PRZENOSZENIE WODY I CIEPŁA W GLEBIE

Dotychczas większość prac poświęconych przenoszeniu wody i ciepła w glebie traktowała te dwa strumienie oddzielnie, bez uwzględnienia ich wzajemnego wpływu. Wiadomo jest jednak, że przenoszeniu wody towarzyszy transport ciepła związany zarówno z ilością wody, jak i jej zestawem fazowym. Z drugiej strony gradienty temperaturowe powodują przemieszczanie się wody w ciele kapilarno-porowatym, jakim jest gleba.

Strumień wody w glebie można określić wzorem:

$$j = K_p \text{ grad } \Psi + K_c \text{ grad } \Psi = (K_p + K_c) \text{ grad } \Psi, \quad (1)$$

gdzie

- K_p - współczynnik przenoszenia wody w postaci pary $/g \text{ sek cm}^{-3}/$,
- K_c - współczynnik przenoszenia wody w postaci cieczy $/g \text{ sek cm}^{-3}/$,
- j - strumień wody $/g \text{ cm}^{-2} \text{ sek}^{-1}/$,
- Ψ - potencjał wody glebowej $/\text{erg g}^{-1}/$ w postaci:

$$\Psi = \Psi_m + \Psi_p + \Psi_s + \Psi_g, \quad (2)$$

gdzie

- Ψ_m - potencjał macierzysty,
- Ψ_p - potencjał ciśnieniowy,
- Ψ_s - potencjał osmotyczny,
- Ψ_g - potencjał grawitacyjny.

Ponieważ rozpatrywany jest proces nieizotermiczny, należy uwzględ-

nić wpływ zmian temperatury T na wartość czynnika determinującego przenoszenie wody, tzn. na potencjał Ψ .

$$\Delta \Psi = - \int_{T_0}^T s_w dT, \quad (3)$$

gdzie

s_w - cząstkowa entropia wody glebowej,

Strumień ciepła w glebie q można zapisać:

$$q = [K_p \cdot Q_u + dT \cdot Q_c (K_p + K_c)] \text{ grad } \Psi + \lambda \text{ grad } T,$$

gdzie

q - strumień ciepła $[\text{cal cm}^{-2} \text{ s}^{-1}]$,

λ współczynnik przewodnictwa ciepła w glebie $[\text{cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ K}^{-1}]$,

Q_u - ciepło utajone parowania wody $[\text{cal g}^{-1}]$,

Q_c - ciepło właściwe wody $[\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{K}^{-1}]$.

Analizując przyrosty ciepła i wody w dowolnym elemencie objętości gleby, otrzymujemy dwa równania różniczkowe:

$$S(\Psi T) \frac{\partial \Psi(xt)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \frac{\partial \Psi(xt)}{\partial x} \right] \quad (4)$$

$$c(\Psi T) \frac{\partial T(xt)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[\lambda \frac{\partial T(xt)}{\partial x} + r \cdot \frac{\partial \Psi(xt)}{\partial x} \right], \quad (5)$$

gdzie

c - pojemność cieplna gleby $[\text{cal K}^{-1} \text{ cm}^{-3}]$,

λ - pojemność wodna gleby $[\text{g}^2 \text{ erg}^{-1} \text{ cm}^{-3}]$,

$K = K_p + K_c$,

$r = Q_u K_p + Q_c / K_p + K_c / dT$.

Warunki brzegowe na powierzchni gleby zapisujemy posługując się równaniami bilansu cieplnego i wodnego, których określenie jest możliwe na podstawie danych meteorologicznych. Znając ponadto warunki graniczne na płaszczyźnie ograniczającej warstwę gleby od dołu oraz warunki początkowe, można uwzględniając dane meteorologiczne opisać rozkład temperatury w profilu glebowym.

A. Woytowicz, M. Fijałkowska
Instytut Mechanizacji Rolnictwa AR
Lublin

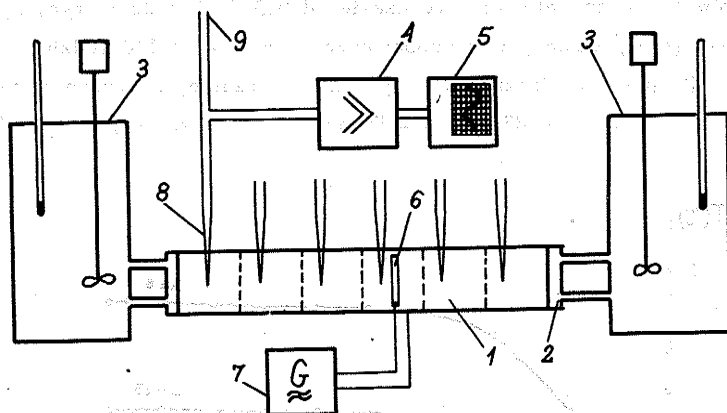
RUCH WODY W OŚRODKU KAPILARNO-POROWATYM POD WPŁYWEM GRADIENTU TEMPERATURY

W badaniach nad przenoszeniem wilgoci w ciałach kapilarno-porowatych istotną rolę odgrywa poznanie dynamiki tego procesu w zależności od takich parametrów, jak struktura materiału i jego wilgotność, oraz czynników wymuszających przemieszczanie się wilgoci. Podstawową trudność w badaniach nad wymianą wilgoci w układach zamkniętych /a więc bez możliwości pobierania próbek w czasie trwania procesu/ przedstawia pomiar aktualnej wilgotności w poszczególnych warstwach badanego materiału. Dotychczas opracowane metody, z wyjątkiem opartych na zasadzie pochłaniania gamma i rozpraszania neutronów /bardzo drogie i mało przydatne do pomiaru wilgotności małych próbek w warunkach laboratoryjnych/, są wysoce niezadowalające.

W celu przeprowadzenia badań nad nieizotermicznym przenoszeniem wilgoci w układzie zamkniętym zbudowano aparaturę, za pomocą której można prześledzić zmiany wilgotności próbki w zależności od czasu trwania procesu i od gradientu temperatury, który tę zmianę wywołuje /ryc. 1/.

Aparatura składa się z cylindra wypełnionego badanym materiałem /1/, wymiennika ciepła /2/, dwóch termostatów /grzejącego i chłodzącego/ /3/ oraz urządzeń elektronicznych do rejestracji temperatury i pomiaru wilgotności /4 - wzmacniacz, 5 - rejestrator, 6 - okładki kondensatora pomiarowego, 7 - generator, 8 - złącze pomiarowe termopary, 9 - odprorowadzenie do złącza odniesienia termopar/.

Temperatura w poszczególnych punktach mierzona jest za pomocą miniaturowych termopar miedź-konstantan, połączonych układem kompensatora.



Ryc. 1

Czujnikiem kompensatora jest galwanometr, współpracujący z fotoelementem i jednostopniowym wzmacniaczem prądu stałego.

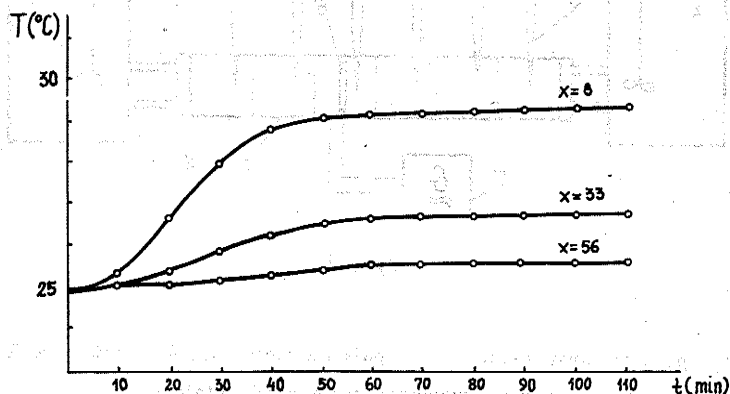
Wilgotność mierzy się pośrednio, mierząc pojemność kondensatora utworzonego z półpięści wykonanych z miedzianej folii, naklejonej wewnątrz cylindra i odizolowanej elektrycznie od materiału wypełniającego. Na całej długości cylindra [o średnicy 2 cm i długości 14 cm] znajduje się 10 tego typu kondensatorów, z tym że w skrajnych partiach cylindra kondensatory umieszczone są gęściej, z uwagi na występujący tam duży gradient wilgotności. Dielektrykiem kondensatora jest substancja izolująca [epidian] oraz materiał wypełniający cylinder. Pojemność takiego kondensatora jest wprost proporcjonalna do wilgotności materiału wypełniającego.

W wyniku przeprowadzonych wstępnych pomiarów stwierdzono, w odróżnieniu od innych autorów, że zarówno rozkład temperatury jak i wilgotności wewnątrz badanego materiału kapilarno-porowatego nie jest liniowy. Wynika to - jak się wydaje - z faktu, że zarówno współczynnik przewodności cieplnej, jak i temperaturowej są funkcjami wilgotności.

Pole temperatur ustala się stosunkowo szybko, w zależności od pa-

rametrów badanego materiału, po czasie od 0,5 do 3 godzin [ryc. 2], natomiast pole [rozkład] wilgotności dużo wolniej - do 140 godzin.

Ryc. 2. przedstawia zmiany temperatury w czasie, mierzone w odległości: $x = 8$ mm, $x = 33$ mm, $x = 56$ mm od końca gorącego [$T_0 = 25^\circ\text{C}$].



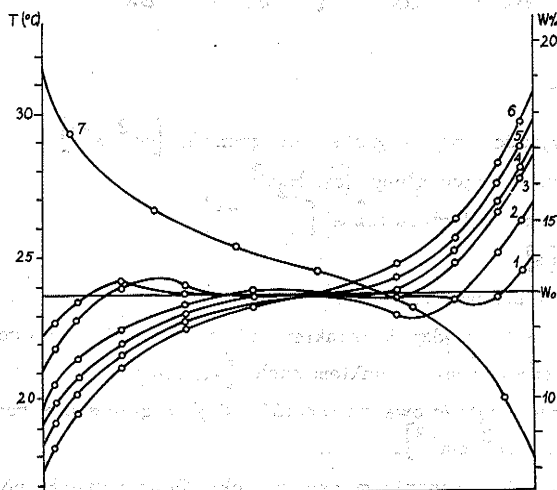
Ryc. 2

Tak więc przyjmowanie momentu ustalania się rozkładu temperatury za jedyne kryterium zakończenia procesu przenoszenia wilgoci wydaje się nieuzasadnione.

Ryc. 3 przedstawia rozkład wilgotności wzdłuż osi cylindra w poszczególnych fazach doświadczenia oraz rozkład temperatury w momencie osiągnięcia przez układ stanu stacjonarnego. "Falisty" charakter rozkładu wilgoci w początkowym okresie należy tłumaczyć istnieniem dużego gradientu temperatury w pobliżu wymienników ciepła, który powoduje wyparowanie wody z partii cieplejszych i kompensację pary w sąsiedztwie.

Pomiary wykonano dla lessu o temperaturze początkowej $T_0 = 25^\circ\text{C}$ i wilgotności początkowej $W_0 = 13\%$.

Krzywa 1 - po 12 godzinach, 2 - po 24 godz., 3 - po 36 godz., 4 - po 60 godz., 5 - po 108 godz., 6 - po 136 godz. Krzywa 7 przedstawia rozkład temperatury po osiągnięciu stanu stacjonarnego.



Ryc. 3

16

H. Zaradny
Instytut Budownictwa Wodnego PAN
Gdańsk

BADANIE PRZEPŁYWU WODY W GRUNTACH NIENASYCONYCH PRZY UŻYCIU METODY PROMIENIOWANIA GAMMA

Równanie opisujące przepływ wody w strefie nienasyconej w warunkach izotermicznych jest równaniem różniczkowym nieliniowym, rzędu drugiego o pochodnych cząstkowych:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \Theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial k}{\partial x} \cos \alpha ,$$

gdzie

$$D = K \frac{\partial h_s}{\partial \Theta}$$

D - dyfuzyjność wody w glebie lub gruncie $[\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}]$

h_s - ciśnienie ssące gleby $[\text{cm H}_2\text{O}]$

K - przewodność hydrauliczna $[\text{cm s}^{-1}]$

t - czas $[\text{s}]$

x - zmienna przestrzenna $[\text{cm}]$

α - kąt zawarty między kierunkiem pionowym /półoś skierowana ku górze/ a rozpatrywanym kierunkiem ruchu $[\text{stopnie}]$

Θ - aktualna objętościowa zawartość wody w glebie dla rozpatrywanego zagadnienia $[\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}]$.

Dla rozwiązania równania muszą być określone warunki początkowe i brzegowe /najczęściej pierwszego rodzaju/ oraz zależności $D = D(\Theta)$ i $K = K(\Theta)$. Równanie nie posiada ogólnego rozwiązania analitycznego, stąd przy rozwiązywaniu trzeba uciekać się do znacznych uproszczeń, metod linearyzacji lub metod numerycznych przy wykorzystaniu maszyn cyfrowych.

Z tych powodów, jak również z uwagi na duże trudności przy wyznaczaniu parametrów ośrodka, występuje uzasadniona potrzeba prowadzenia badań laboratoryjnych i tą drogą otrzymywanie wartości Θ jako funkcji zmiennych x i t , tj. $\Theta = \Theta(x, t)$.

Ma to duże znaczenie dla prognozowania warunków wilgotnościowych w profilach glebowych. Użyta metoda badawcza musi gwarantować:

- dużą dokładność oznaczania zmian zawartości wody,
- możliwość pomiaru "punktowego",
- dużą szybkość pomiaru,
- nienaruszanie struktury gruntu w trakcie prowadzenia badań.

Wymogi te spełnia opisywana w pracy metoda absorpcji promieniowania gamma przy zastosowaniu źródła Ameryk ^{241}Am .

W dalszej części pracy autor opisuje stanowisko badawcze oraz poda-

je podstawowe wzory do określania zawartości wody Θ , dokładność pomiaru $\Delta \Theta$ jak również wyboru optymalnej grubości badanej próbki S.

Badania za pomocą opisywanej metody przeprowadzono dla:

- przepływu poziomego,
- podsięku kapilarnego,
- infiltracji.

Z danych pomiarowych wyznaczone są parametry ruchu D, K. Autor wskazuje na dużą przydatność opisywanej metody.

II. METODY POMIARU WODNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEB

17

V. Kuraž
Katedra Melioracji Politechniki
Praga, CSRS

NOWOCZESNE METODY OKREŚLANIA WILGOTNOŚCI GLEBY

Autor podaje wymagania dotyczące przydatności metod do pomiaru wilgotności gleb w warunkach laboratoryjnych [błąd względny $\pm 1\%$ obj. w całym zakresie pomiaru, możliwość prowadzenia pomiarów w jak najcieńszej warstwie gleby bez naruszania jej struktury] i kwalifikuje pozytywnie oraz omawia dwie metody: radiometryczną, opartą na pomiarze osłabienia wiązki promieniowania γ i pojemnościową, opartą na pomiarze zmian stałej dielektrycznej gleby.

1. Metoda radiometryczna z zastosowaniem monoenergetycznej wiązki promieniowania γ

Zmiana natężenia monoenergetycznej wiązki promieniowania przechodzącej przez absorbent o grubości dl może być wyrażona:

$$dJ = -\mu \varrho dl, \quad (1)$$

gdzie

μ - współczynnik osłabiania zależny od składu chemicznego absorbenta i od energii źródła,

ϱ - gęstość absorbenta.

Dla absorbentów jednorodnych równanie (1) może być napisane w postaci:

$$J = J_0 \exp(-\mu_{\Sigma} l). \quad (2)$$

Biorąc pod uwagę, że absorbentem jest w rozważanym wypadku mieszanina gleby i wody /obecność powietrza świadomie pominięto/, i wyrażając natężenie wiązki jako ilość fotonów przebiegających próbkę w ciągu sekundy /ilość impulsów rejestrowanych przez przelicznik w ciągu sekundy/, można napisać:

$$N = N_0 \exp[-(\mu_s \varrho_s + \mu_w \varrho_w \Theta) l], \quad (3)$$

gdzie

μ_s - współczynnik osłabiania suchej gleby /gęstości ϱ_s /,

μ_w - współczynnik osłabiania wody /gęstości ϱ_w /,

Θ - wilgotność gleby,

l - grubość warstwy gleby.

Przy znanej liczbie impulsów na sekundę wilgotność gleby może być wyliczona z równania

$$N_w = N_s \exp(-\mu_w \varrho_w \Theta l), \quad (4)$$

gdzie

N_w - ilość impulsów/sek. dla gleby wilgotnej,

N_s - ilość impulsów/sek. dla gleby suchej.

Dokładność metody może być zdefiniowana jako

$$\frac{\Delta N}{\Delta(\Theta)} = -\mu_w \varrho_w N. \quad (5)$$

Względny błąd pomiaru może być wyznaczony z prawa Poissona:

$$\frac{\Delta \Theta}{\Theta} \leq \frac{\Delta \varrho_w}{\varrho_w} + \frac{\Delta \varrho_w}{\mu_w} + \frac{\Delta l}{l} + \frac{2}{\ln\left(\frac{N_s}{N_w}\right)} \left(\frac{1}{\sqrt{N_s}} - \frac{1}{\sqrt{N_w}} \right). \quad (6)$$

Jak widać, błąd pomiaru zależy głównie od natężenia promieniowania źródła i od czasu pomiaru. Dla A_m^{241} , który jest ostatnio powszechnie stosowany, błąd względny przy $t > 60$ sek. wynosi około 1% obj. Autor podaje na podstawie badań własnych, że względny błąd pomiaru jest w praktyce około dziesięciokrotnie większy niż obliczony teoretycznie. Dla zwiększenia dokładności autor zaleca możliwie dużą ilość powtórzeń.

2. Metoda pojemnościowa

Opisana metoda jest oparta na pomiarze częstotliwości rezonansowej biernego równoległego obwodu rezonansowego złożonego z ustalonej indukcyjności L i zmieniającej się pojemności C , gdzie dielektrykiem kondensatora o pojemności C jest wilgotna gleba.

Częstość rezonansowa f obwodu LC wynosi:

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{1}{LC}} \quad (7)$$

gdzie

L - indukcyjność cewki,

C - pojemność kondensatora z glebą.

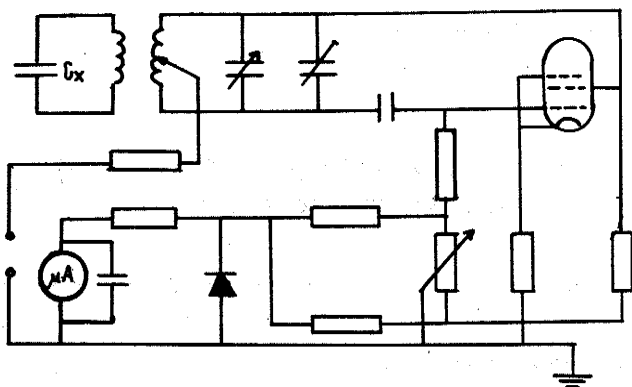
Dla dielektryka jednorodnego równanie (7) można napisać:

$$f = \frac{K}{\sqrt{E}} \quad (8)$$

Równanie to nie jest prawdziwe dla dielektryka złożonego, jak np. gleba-szkło, gdy próbka znajduje się w szklanym cylindrze.

Autor zastosował pojemnościowo-rezonansową metodę pomiaru wilgotności gleby do śledzenia ruchu wody w pionowych monolitach w warunkach laboratoryjnych. Próbkę gleby znajdowała się w szklanej rurze o kolistym przekroju poprzecznym, na którą był nałożony koncentrycznie szklany pierścień o nieco większej średnicy i wysokości 2 cm. Pierścień mógł być dowolnie przemieszczany wzdłuż rury. Wewnątrz pierścienia

naklejono dwa paski folii metalowej tworzące dwie półkoliste okładki kondensatora. Pojemność tego kondensatora zmieniała się wraz z wilgotnością gleby, a zatem częstość drgań własnych obwodu rezonansowego złożonego z tego kondensatora i z cewki o ustalonej indukcyjności również odpowiednio się zmieniała. Pomiar częstości rezonansowej obwodu był realizowany za pomocą falomierza [wykonanego w systemie grid-deep-meter/ firmy "Tesla".



Ryc. 1

Ryc. 1 przedstawia zależność częstości f drgań własnych biernego równoległego obwodu rezonansowego od wilgotności gleby θ , dla piasku o różnej porowatości n .

Wyniki pomiaru są obciążone wpływem zmian temperatury i gęstości próbki, dlatego dla każdej próbki należy wykonać kalibrowanie, przestrzegając stabilności temperatury w laboratorium w trakcie prowadzenia badań.

We wnioskach autor stwierdza, że metoda pojemnościowa-rezonansowa nie nadaje się do mierzenia wilgotności w warstwach cieńszych od 2 cm, zaś metoda radiometryczna jest bardzo wrażliwa na zmiany gęsto-

ści fazy stałej i wtedy należy prowadzić pomiar różnicowo - używając dwu źródeł promieniowania γ o różnych energiach - lub stosować obydwie metody w odpowiedniej kombinacji.

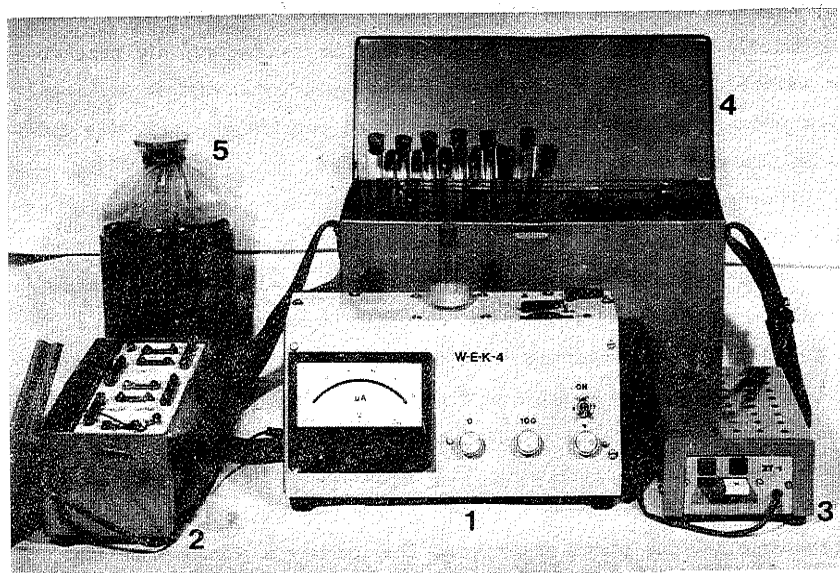
Z. Prusinkiewicz
Zakł. Glebozn. Uniw. M. Kopernika
Toruń

EKSTRAKCYJNO-KOLORYMETRYCZNA METODA OZNACZANIA UWILGOTNIENIA GLEB*

Autor przedstawia metodę oznaczania zawartości wody w glebie, opartą na obserwacji zmian wypadkowej barwy kompleksu kobaltowo-acetonowego i jego hydratów, które powstają w ilości proporcjonalnej do ilości wody wiązanej z gleby przez kompleks.

Skonstruowano do tego celu specjalny zestaw aparaturowy [ryc. 1/ złożony z fotokolorymetru W-E-K-4 [1/], akumulatora niklowo-kadmowego zasadowego [2/], stabilizowanego zasilacza tranzystorowego ZT-1 [3/], przenośnego pojemnika na próbówki pomiarowe [4/ i butli z roztworem wskaźnikowym [5/.

Sposób postępowania, omówienie wyników oraz konstrukcja urządzenia opisane są szczegółowo w pracy Z. Prusinkiewicza "Nowy wariant ekstrakcyjno-kolorymetrycznej metody oznaczania wilgotności gleb, Roczniki Gleboznawcze 1972 : XXIII, z. 1.



Ryc. 1

19

J. Szuniewicz
Zakł. Doświad. Melioracji i Użytków Zielonych
Biebrza

METODY TENSJOMETRYCZNE W BADANIACH UWILGOTNIENIA GLEB

Tensjometry są to przyrządy do pomiaru w warunkach stacjonarnych badań siły ssącej /potencjału wodnego/ gleby w zakresie niewysokich jej wartości do 0,8 atmosfery.

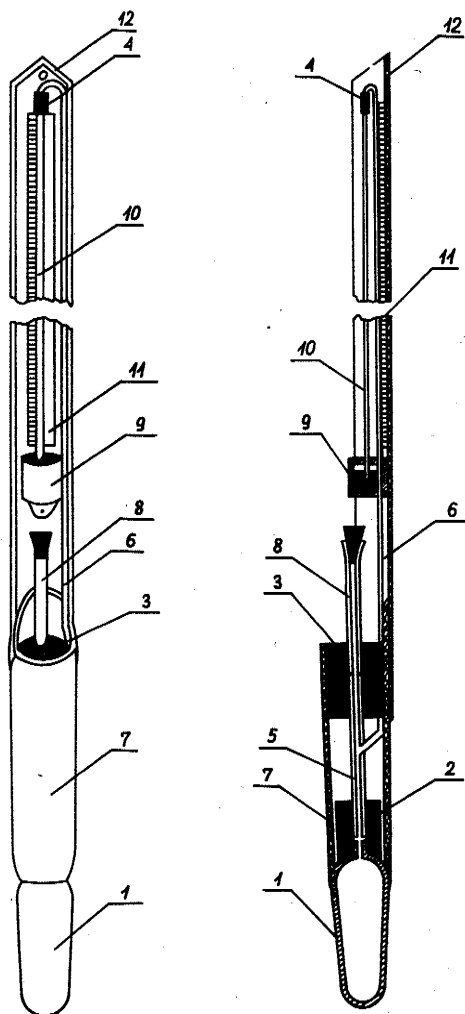
Podstawową częścią składową tensjometru jest mikroporowaty sączonek ceramiczny o ściankach paromilimetrowej grubości i mikroporach od 1 do

1,5 μ . Przy tej wielkości porów ścianki sącza [wypełnionego wodą] są przepuszczalne dla wody i praktycznie nieprzepuszczalne lub bardzo słabo przepuszczalne [przy wartościach najwyższych] dla powietrza, o ile podciśnienie wewnątrz sącza [podłączonego do manometru] nie przekroczy wartości 0,8 lub 0,9 atmosfery. Jest to graniczna wartość wskazań tensjometru, gdyż przy wyższych wartościach podciśnienia przyrząd gwałtownie zapowietrza się i przestaje funkcjonować.

Mikroporowaty sącze ceramiczny jest połączony z manometrem, który może być rtęciowy [ryc. 1 i 3A], mechaniczny [ryc. 2] lub powietrzny [ryc. 3B]. Manometr stanowi drugą zasadniczą część składową tensjometru, decydującą o prawidłowości jego funkcjonowania.

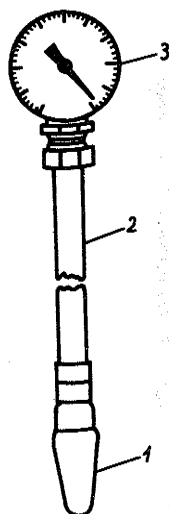
Tensjometry z manometrem rtęciowym są bardzo czułe, zwłaszcza przy wysokich wilgotnościach i niskich wartościach siły ssącej gleby. Nadają się one szczególnie do prac doświadczalnych - pod warunkiem jednak bardzo starannej obsługi. Przy wyższych wartościach siły ssania gleby-powyżej 0,5 atmosfery - wymagają one częstego odpowietrzania, co znacznie zakłóca pracę przyrządu. Tensjometry z manometrem rtęciowym ze względu na dużą liczbę złącz oraz kapilarę szklaną w manometrze rtęciowym ulegają często uszkodzeniom i dlatego w warunkach polowych, w których nie można zapewnić starannej obsługi przyrządów, lepsze są tensjometry z manometrem mechanicznym [ryc. 2] opisane przez Trzeckiego. Tensjometry te na ogół są nieco mniej czułe [zwłaszcza przy małych siłach ssania gleby] niż z manometrem rtęciowym, za to przy odpowiedniej jakości manometru mechanicznego są stosunkowo mniej narażone na uszkodzenia i wymagają prostszej obsługi. Mogą być do nich w sposób stosunkowo prosty podłączone urządzenia samopiszące.

Tensjometry z manometrem powietrznym, schematycznie przedstawione na ryc. 3B i szczegółowiej opisane przez Czernouchowa i Szyszkowa, działają na zasadach prawa Boyle'a - Mariotte'a. Dla pomiaru podciśnienia pozostawia się w przezroczystej rurce polistyrenowej 3-5 cm długości pęcherzyk powietrza. Wartość podciśnienia wylicza się na podstawie pomiaru zmian długości pęcherzyka powietrza. Należy przy tym



Ryc. 1. Tensjometr z manometrem rtęciowym "Biebrza"

1 - sącdek ceramiczny; 2, 3, 4 - uszczelki gumowe; 5, 6 - rurki mosiężne /średnicy 10 mm i 1,5 mm/; 7 - osłona z rury winidurowej; 8 - rurka odpowietrznika z korkiem; 9 - zbiornik z rtęcią; 10 - kapilara szklana średnicy 1,5 mm; 11 - podziałka; 12 - statyw z blachy aluminiowej



3 - manometr mechaniczny

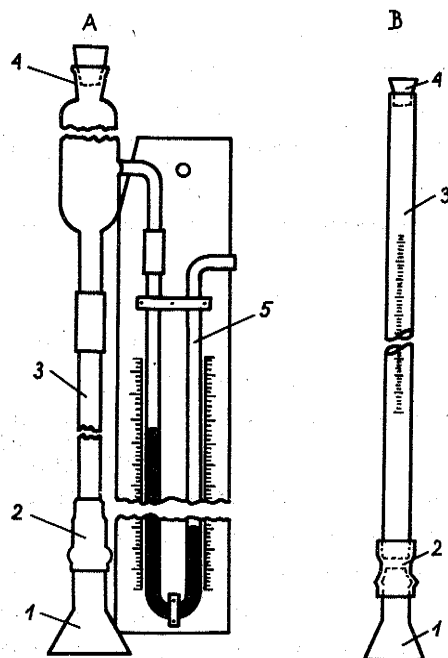
2 - rurka przedłużająca;

1 - sączonek ceramiczny;

Ryc. 2. Tensjometr z manometrem mechanicznym Akademii Rolniczej w Warszawie

uwzględniać temperaturę oraz ciśnienie, gdyż w tym typie manometru czynniki te w sposób szczególnie istotny wpływają na wielkość odczytów, a to bardzo komplikuje prowadzenie obserwacji. W tym typie tensjometru przenikanie powietrza do wnętrza przyrządu powoduje również stosunkowo większy błąd wskazań manometru, niż miało to miejsce w tensjometrach rtęciowych lub mechanicznych. Z tych też względów ten typ tensjometru próżniowego - mimo bardzo dużej prostoty konstrukcji - jest stosowany stosunkowo rzadko.

Tensjometry pozwalają mierzyć siły ssące gleby w przedziale od 0 do 0,8 atmosfery. Biorąc pod uwagę, że wilgotności trwałego wędnięcia odpowiada siła ssąca około 16 atmosfer, tensjometry mierzą tylko niedużą część występujących w warunkach naturalnych sił ssących gleby. Jednak ze względu na to, że ze wzrostem siły ssącej coraz wolniej, wzrasta wilgotność, w przedziale do 0,8 atmosfery mieści się praktycz-



Ryc. 3. Tensjometr Szyszkowa

A/ z manometrem rtęciowym: 1 - sącdek ceramiczny; 2 - uszczelka gumowa; 3 - rurka mosiężna; 4 - odpowietrznik; 5 - manometr rtęciowy.
 B/ z manometrem powietrznym: 1 - sącdek ceramiczny; 2 - uszczelka gumowa; 3 - przezroczysta rurka polietylenowa; 4 - korek gumowy

nie cały zapas wody łatwo dostępnej i od 50 [gleby ciężkiej/ do 90% i więcej [gleby lekkiej/ wody łatwo dostępnej. Tensjometry szczególnie nadają się do kontrolowania stanu uwilgotnienia gleby na obiektach nawadnianych. Pozwalają one prawidłowo ustalać terminy przeprowadzania nawodnień - zwykle dokonywanych po przekroczeniu siły ssącej gleby 0,3-0,7 atmosfery [zależnie od rośliny, gleby i intensyfikowania nawodnień/.

Poważną wadą tensjometrów jest to, że w miarę wzrostu siły ssącej

gleby działanie ich stopniowo pogarsza się. Przyrządy te najlepiej funkcjonują przy wartościach siły ssącej gleby 0,2-0,3 atmosfery, a po osiągnięciu górnych wartości 0,8-0,9 atmosfery przestają prawidłowo wskazywać. Moment ten nie zawsze łatwy jest do ustalenia i dlatego przy górnych wartościach wskazań tensjometrów mogą być często popełniane szczególnie znaczne błędy.

Przyczynami pogarszania się działania tensjometrów w miarę wzrostu siły ssącej gleby są:

- Znaczny wzrost bezwładności przyrządu po przekroczeniu siły ssącej gleby 0,3 atmosfery w związku z pogorszeniem się współczynnika przewodnictwa wodnego gleby. Z tego też względu po wstawieniu tensjometru do gleby wilgotnej /przy siłach ssania do 0,1 atmosfery/ ustabilizowanie odczytów następuje już po kilku godzinach, a w wypadku gleby suchej /przy siłach ssania 0,6-0,8 atmosfery/ dopiero po paru dniach.
- W miarę wzrostu podciśnienia następuje wzrost zapowietrzania się przyrządu zarówno wskutek wydzielania się powietrza rozpuszczonego w wodzie, jak również przenikania pewnych ilości powietrza przez mikropory sączka, zwłaszcza przy odczytach powyżej 0,5 atmosfery - wymaga to częstego odpowietrzania przyrządu, co w związku ze wzrastającą jego bezwładnością znacznie zakłóca ciągłość jego działania.

Do dalszych wad tensjometrów, zwłaszcza niektórych typów /tensjometry z manometrem powietrznym/, należą zakłócenia wywołane wpływem temperatury. W badaniach polowych wpływu tego /z wyjątkiem tensjometru powietrznego/ można nie uwzględniać. Należy tu podkreślić, że temperatura wywiera istotny wpływ na wartości samej siły ssącej gleby. Popow na przykład przytacza dane Gardnera, który w swych badaniach stwierdził, że wzrost temperatury o 1°C wywoływał zmiany siły ssącej gleby o 0,008 atmosfery. Wielkość zmian siły ssącej pod wpływem temperatury zależy zarówno od wilgotności jak też od gleby. Szuniewicz w glebach torfowych przy bardzo wysokich wartościach wilgotności i małych wielkościach siły ssania gleby /do 0,05 atmosfery/ praktycznie zupełnie nie obserwował wpływu temperatury na wartość siły ssącej. Wpływ ten był

obserwowany dopiero przy niższej wilgotności i wyższych wartościach siły ssania gleby. Przy sile ssania gleby 0,10-0,15 atmosfery wzrost temperatury o 1°C wywoływał spadek siły ssącej o 0,0008 atmosfery.

Tensjometry nie mogą być używane na glebach bardzo zwięzłych oraz na glebach zasolonych. Ze względu na możliwość uszkodzenia przez zamarzanie wody w terenie nie można ich instalować w okresie występowania przymrozków. Dotyczy to zwłaszcza tensjometrów z manometrem rtęciowym, w którym delikatne kapilary szklane mogą być łatwo rozsądzone przez zamarzającą wodę.

Chociaż tensjometry są przede wszystkim przyrządami do pomiaru siły ssącej gleby, można również nimi posługiwać się przy badaniach nad dynamiką uwilgotnienia gleby. Należy w tym celu dla określonej gleby sporządzić korelacyjną zależność między siłą ssącą a wilgotnością. Ze względu na zjawisko histerezy zależność ta powinna być sporządzona odrębnie dla stanów nasycania gleby. W tym celu obok tensjometrów w okresach uwilgotnienia maksymalnego, średniego i minimalnego /przy którym jednak tensjometry jeszcze prawidłowo funkcjonują/ pobiera się próbki glebowe i metodą suszarkową określa się wilgotność oraz graficznie określa się zależność między wskazaniami tensjometrów /siłą ssącą gleby/ a wilgotnością gleby. Należy przy tym zwrócić szczególną uwagę, aby do określania zależności dla stanów wysychania lub nawilgotniania brać właściwe, odpowiadające im pomiary - z okresów, w których stany takie wyraźnie występują. Można również zależność taką oznaczyć laboratoryjnie na odpowiedniej aparaturze do określenia związku między siłą ssącą gleby a wilgotnością.

Ograniczony zakres działania /do 0,8 atmosfery/, występowanie zjawiska histerezy i trudności dokładnego określenia stanów wysychania i nawilgotniania gleby, jak również znaczna bezwładność wskazań tensjometrów - które przy niższych wilgotnościach wskazują wartości siły ssącej gleby często ze znacznym przesunięciem w czasie - w dużym stopniu ograniczają możliwość szerokiego stosowania tych przyrządów do oznaczania uwilgotnienia gleby. Tym nie mniej są one bardzo pomocne

w badaniach polowych nad przebiegiem dynamiki uwilgotnienia gleb zbyt silnie nie przesycających. Do tych też celów dokładność oznaczeń wilgotności za pomocą tensjometrów - jak wskazują na to prace szeregu autorów - jest zupełnie zadowalająca.

M. Trybała
Instytut Rolniczych Podstaw AR
Wrocław

WSPÓŁCZESNE METODY POŁOWE OZNACZANIA WILGOTNOŚCI GLEB W ŚWIETLE KILKULETNICH BADAŃ

Autor przedstawia materiały dotyczące pięcioletnich badań polowych nad porównaniem i oceną przydatności metod: grawimetrycznej, tensjometrycznej, neutronowej i elektrometrycznej /z zastosowaniem elektrod różnego typu/ do pomiaru wilgotności gleb piaszczystych w warunkach zróżnicowanego nawożenia i kontrolowanego nawadniania. Uzyskane wyniki prowadzą do następujących wniosków:

1. Z porównania poszczególnych metod z metodą standardową /grawimetryczną/ wynika, że najlepsze rezultaty dała metoda tensjometryczna i neutronowa.

2. Metoda tensjometryczna nadaje się do zastosowania w doświadczeniach masowych ze szczególnym uwzględnieniem terenów nawadnianych.

Tensjometry nadają się do określenia ciągłości zmian wilgotności w profilu glebowym. Tensjometry krajowe typu "Biebrza" wymagają dalszych udoskonaleń konstrukcyjnych oraz lepszego wykonania.

3. Metoda neutronowa powinna znaleźć szersze niż dotychczas zastosowanie do wszelkiego rodzaju prac naukowo-badawczych, zwłaszcza

przy bilansowaniu zapasów wody na określonym obszarze. Jest ona jedną z nielicznych metod pośrednich, przy której działanie czynników ubocznych na dokładność pomiarów nie odgrywa istotnej roli.

4. Metoda elektrometryczna dała najmniej skorelowane wyniki z metodą suszarkowo-wagową, zwłaszcza przy wilgotności powyżej 10% objętościowych. Właściwie wskazywała ona tylko kierunek zmian wilgotnościowych, nie dając możliwości ilościowego ujęcia tych zmian. Dokładność pomiarów tą metodą jest zależna od licznych czynników ubocznych.

5. Metoda suszarkowo-wagowa, jedyna metoda bezpośrednia, jest niezwykle pracochłonna. Powinna mieć raczej zastosowanie w kalibracji i skalowaniu aparatów działających na innych zasadach.

6. Największą zgodność pomiarów wszystkimi metodami z metodą standardową stwierdzono w przedziale średniego uwilgotnienia gleby /od 50% do 90% PPW/. W przedziale wyższej wilgotności /powyżej 90% PPW/ gorzej pracowała metoda elektrometryczna, a przy małych wilgotnościach /poniżej 50% PPW/ metoda tensjometryczna.

7. W warunkach doświadczeń deszczowanie metodą tensjometryczną i neutronową pozwoliło utrzymać wilgotność gleby w strefie korzeniowej roślin w poszczególnych latach na poziomie 70%-110% PPW, co gwarantowało wysokie plony badanych roślin.

Obszerne omówienie wyników można znaleźć w pracy M. Trybały "Wstępne porównanie niektórych polowych metod pomiaru wilgotności gleb na utworach piaszkowych", Roczniki Gleboznawcze, 1972 : XXIII, z. 1.

S. Trzecki
Instytut Produkcji Roślinnej AR
Warszawa

MOŻLIWOŚĆ WYZNACZANIA NIEKTÓRYCH WODNYCH POJEMNOŚCI GLEB NA PODSTAWIE ICH SKŁADU MECHANICZNEGO I ZAWARTOŚCI PRÓCHNICY¹

Wyznaczenie wodnych pojemności gleb, a w szczególności wodnej pojemności polowej [WPP], wilgotności początku hamowania wzrostu roślin [WPHWR] oraz wilgotności trwałego wędnięcia roślin [WTWR] i innych jest stosunkowo trudne i pracochłonne. Znajomość wymienionych powyżej stałych wodnych ma olbrzymie znaczenie szczególnie przy nawadnianiu roślin. Pozwala bowiem najracjonalniej wyznaczać moment nawodniania jak też wyliczyć optymalną jednorazową dawkę polową.

Na zdolność zatrzymywania wody w glebie najsilniej wpływają jej skład mechaniczny i zawartość próchnicy. Od dawna próbowano więc wyznaczać pojemność wodną gleb na podstawie składu mechanicznego. Metodami matematyczno-statystycznymi wyliczono zależności liniowe, paraboliczne i inne pomiędzy jednym lub dwoma, a nawet trzema frakcjami składu mechanicznego gleb.

Przeprowadzone badania miały na celu dalsze uściślenie i rozwinięcie wyznaczania pojemności wodnych gleb. Badania przebiegały w dwu kierunkach: pierwszy polegał na uściśleniu opracowanych już w 1967 roku funkcji liniowych i parabolicznych, charakteryzujących zależność pomiędzy określoną pojemnością wodną gleby a zawartością w niej czę-

¹ Pracę wykonano dzięki dofinansowaniu przez Komitet Gleboznawstwa i Chemii Rolnej PAN.

ści spławialnych, drugi zaś polegał na znalezieniu takiej formy wyliczenia wodnych pojemności polowych gleb, w której uwzględniona była każda frakcja składu mechanicznego, a w warstwie ornej i zawartość próchnicy.

Badania te przeprowadzono na specjalnie dobranych próbkach glebowych. Dzięki uprzejmości Stacji Chemiczno-Rolniczej w Warszawie uzyskano po 10 do 12 próbek glebowych reprezentujących poszczególne grupy mechaniczne zarówno warstw ornych, jak i podornych.

Przytoczone poniżej wyniki badań oparte więc są na 298 próbkach gleb pochodzących z warstw ornych /14 grup x 12 próbek = 168/ i podornych /13 grup mech. x 10 próbek = 130/ różnych mineralnych gleb uprawnych².

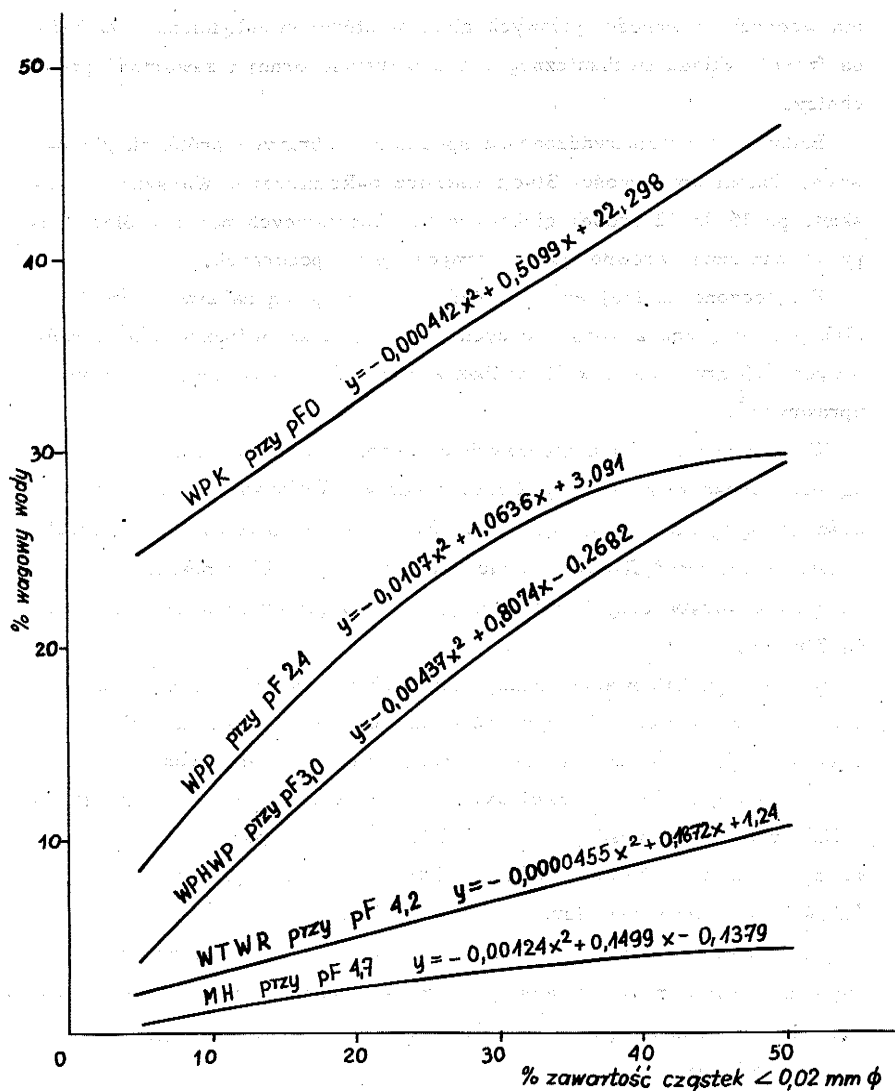
W badanych próbkach glebowych oznaczono skład mechaniczny metodą Bouyoucosa w modyfikacji Cassagrande'a i Prószyńskiego, a zdolność zatrzymywania wody wg metody Richardsa na płytach ceramicznych i membranach, zmodyfikowanych nieco przez autora. W próbkach pochodzących z warstw ornych zawartość materii organicznej oznaczono metodą Tiurina.

W celu wyeliminowania różnego stanu skupienia próbek, głównie przy oznaczeniu wodnych pojemności, doprowadzono je do normalnej zwięzłości /średnie zagęszczenie/ przez pełne nasycenie wodą.

Dla każdej próbki glebowej wyznaczono: wodną pojemność kapilarną /WPK/, wodną pojemność polową /WPP/, wilgotność początku hamowania wzrostu roślin /WPHWR/, wilgotność trwałego wędnięcia roślin /WTWR/ i maksymalną higroskopijność /MH/.

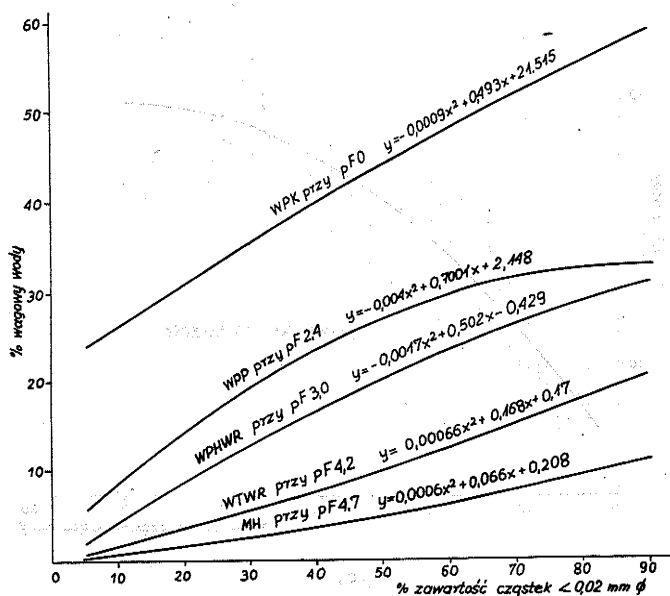
Jak wspominałem wyżej, pierwszy sposób opracowania wyników polegał na podaniu możliwie ściślej zależności pomiędzy wspomnianymi pojemnościami wodnymi gleb a udziałem części spławialnych w glebie /c Φ < 0,02 mm/.

² Wyznaczenie zależności parabolicznych pomiędzy pojemnościami wodnymi a zawartością części spławialnych oparto na większej liczbie próbek, bo na 360 /168 pochodziło z warstwy ornej a 192 z warstwy podornej/.



Ryc. 1

Wyniki tych badań w formie graficznej przedstawiają ryc. 1 i 2. Jak z nich wynika, szukana zależność jedynie dla WPP i WPHWR jest typową funkcją paraboliczną. Pozostałe natomiast, tj. WPK, WTWR i MH zbliżają się do funkcji liniowej. Na wykresach tych przy poszczególnych krzywych podane jest również ich równanie matematyczne pozwalające na wyliczenie którejkolwiek z tych pojemności wodnych dla dowolnej gleby o znanym składzie mechanicznym /a właściwie zawartości części spławialnych/.

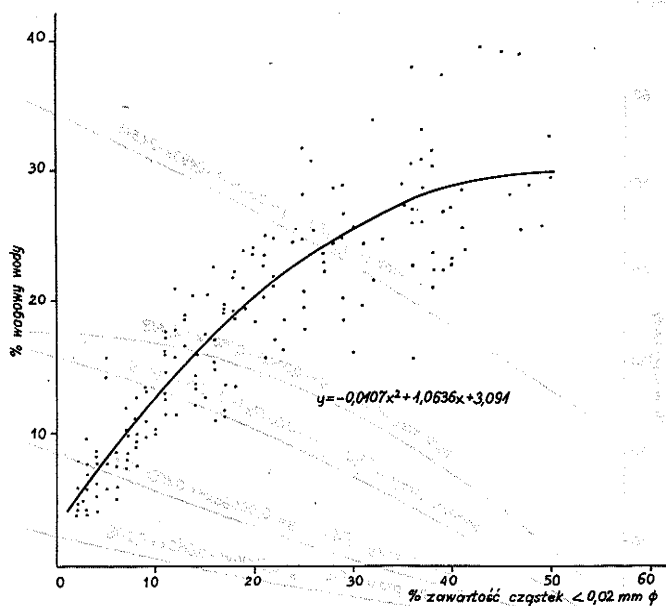


Ryc. 2

Porównując przebieg wspomnianych krzywych w warstwie ornej /ryc. 1/ i podornej /ryc. 2/ należałoby stwierdzić, że odpowiadające sobie krzywe układają się dla warstwy ornej nieco wyżej niż dla war-

stwy podornej. Zjawisko to powoduje większą zawartość próchnicy w warstwie ornej, która to zwiększa retencję wodną gleb.

Warto przy okazji podać chociażby na jednym przykładzie rozrzut eksperymentalnie wyznaczonych wartości pojemności wodnych w stosunku do matematycznie wyznaczonych krzywych parabolicznych. Przykładowo /dla jednej z 10 wyznaczonych parabol/ przedstawia to dla WPP w warstwie ornej ryc. 3.



Ryc. 3

Jak z niej wynika, rozrzut jest znaczny, choć wyraźnie pokrywa się z przebiegiem wyznaczonej matematycznie /metodą odchyłeń najmniejszych kwadratów/ krzywej parabolicznej. Rozrzut ten jest mniejszy dla gleb lżejszych /zawierających do 25% części sypialnych/, a większy dla gleb cięższych. Wyznaczając na tej podstawie dowolną pojemność wodną, popełniamy jednak znaczny błąd.

W poszukiwaniu dokładniejszych sposobów wyliczania wodnych pojemności na podstawie składu mechanicznego i zawartości próchnicy przyjęliśmy następujące założenia.

Jeżeli poszczególne stałe wodne uzależnione są od zawartości każdej frakcji glebowej, to najwłaściwiej byłoby znaleźć taką wieloczynnikową zależność. Jej wyznaczenie jest możliwe jedynie na drodze matematycznej.

Przyjmując ten tok postępowania, opracowano program na maszynę cyfrową U.M.C. - G.I.E.R.³. Miała ona metodą najmniejszych kwadratów dobrać takie współczynniki, przez które wymnażając procentową zawartość poszczególnych frakcji w glebie, a następnie sumując uzyskiwałoby się wartość określonej pojemności wodnej możliwie najbliższą wartości oznaczonej na drodze eksperymentalnej.

Pozwalałoby to wyliczyć przybliżoną wartość pojemności wodnych /WPP, WPHWR lub WTWR/ na podstawie składu mechanicznego i ewentualnie zawartości próchnicy bez uciekania się do trudnych i skomplikowanych oznaczeń. Oczywiście wynik będzie tym bardziej zbliżony do rzeczywistego, im większą ilość frakcji uwzględnimy w wyliczeniach. Praktycznie więc uwzględniliśmy wszystkie z wyjątkiem piasku /którego zawartość określono jedną liczbą/ pozostałe frakcje w grupach takich, jakie zaleca się przy podziale gleb na frakcje /PTG/. W warstwach ornych uwzględniono również procentową zawartość materii organicznej.

Ze względu na to, iż wyliczenia poszczególnych wodnych pojemności w warstwie ornej oparto na składzie mechanicznym i zawartości próchnicy, a dla warstw podornych jedynie na składzie mechanicznym, uzyskane dane przedstawiamy oddzielnie.

Dla warstw ornych

$$\begin{aligned} \text{WPP} = & 0,0188x_1 + 0,0879x_2 + 0,240x_3 + 0,296x_4 + 0,649x_5 + 0,316x_6 + \\ & + 2,34x_7 \end{aligned}$$

³

Zaprogramowanie jak i wyliczenie wykonał Stefan Pleszczyński.

$$\text{WPHWR} = -0,0213x_1 - 0,0338x_2 + 0,115x_3 + 0,451x_4 + 0,513x_5 + \\ + 0,323x_6 + 2,25x_7$$

$$\text{WTWR} = 0,00121x_1 + 0,00868x_2 + 0,0488x_3 + 0,0737x_4 + \\ + 0,0485x_5 + 0,142x_6 + 1,25x_7$$

Dla warstw podornych

$$\text{WPP} = 0,0157x_1 + 0,0910x_2 + 0,284x_3 + 0,353x_4 + 0,105x_5 + \\ + 0,603x_6$$

$$\text{WPHWR} = -0,000227x_1 + 0,0205x_2 + 0,0395x_3 + 0,303x_4 + \\ + 0,260x_5 + 0,524x_6$$

$$\text{WTWR} = 0,00193x_1 + 0,0243x_2 + 0,0111x_3 + 0,0262x_4 + \\ + 0,193x_5 + 0,272x_6$$

gdzie

x_1	=	% wagowy frakcji o ϕ w mm	1,0-0,1
x_2	=	"	"
x_3	=	"	"
x_4	=	"	"
x_5	=	"	"
x_6	=	"	"
x_7	=	% wagowy materii organicznej.	

Przytoczone równania jako wieloczynnikowe zależności mogą być wykorzystane do wyliczania każdej z podanych pojemności wodnych na podstawie składu mechanicznego warstw ornych i próchnicznych. Należy jedynie w miejsca x_1 do x_6 wstawić % frakcji dowolnej gleby, a w miejsce x_7 zawartość próchnicy, by uzyskać po przemnożeniu i dodaniu szukaną dla danej gleby pojemność wodną.

R. Turski, M. Malicki
Inst. Glebozn. i Chemii Rolnej AR
Lublin

PRECYZYJNY LABORATORYJNY MIERNIK STAŁEJ DIELEKTRYCZNEJ GLEBY O RÓŻNYM STOPNIU UWILGOTNIENIA*

Skonstruowano miernik do wyznaczania stałej dielektrycznej gleby, wykorzystujący zmiany częstości własnej obwodu rezonansowego, którego elementem jest równoległy kondensator pomiarowy wypełniony glebą. Zwrócono szczególną uwagę na źródła błędów mogące znajdować się w jego integralnych elementach.

Obwód rezonansowy jest elementem układu oscylatora i nastrojony jest na częstość spoczynkową wynoszącą 27 MHz. Wnoszona przez kondensator pomiarowy dewiacja częstości spoczynkowej sygnalizowana jest w układzie dudnieniowym /interferencyjnym/ pojawieniem się prądu interferencyjnego o częstości akustycznej. Kompensacja dewiacji przeprowadzona jest za pomocą wykalibrowanego w pikofaradach kondensatora odczytowego. Uzyskana zdolność rozdzielcza miernika w przypadku pomiaru pojemności kondensatorów technicznych wynosi 1/750.

Przeprowadzone dla gleb wytworzonych z lessu i piasku wstępne badania wpływu wilgotności i temperatury na wielkość ich stałej dielektrycznej dały pozytywne wyniki w aspekcie przydatności miernika do badań ruchu wody glebowej.

S. Zawadzki, K. Michałowska
Instytut Melioracji i Użytków Zielonych
Zakład Agrofizyki PAN
Lublin

ZALEŻNOŚĆ WIELKOŚCI pF OD POWIERZCHNI WŁAŚCIWEJ GLEB*

Celem pracy było zbadanie zależności pomiędzy wilgotnością a powierzchnią właściwą fazy stałej gleby. Z powierzchnią właściwą 66 próbek glebowych, wyznaczoną metodą adsorpcji pary wodnej, porównano wilgotności odpowiadające pF : 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 oraz 4,2.

Stwierdzono, że istnieje ścisła zależność pomiędzy powierzchnią właściwą gleb, wyznaczoną metodą adsorpcji pary wodnej, a zawartością wody przy pF 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 i 4,2.

Ze względu na dużą prostotę i szybkość wyznaczania powierzchni właściwej, jak też niewielki koszt analizy celowe jest stosowanie tej metody do określania warunków wodnych gleb. Metoda ta szczególnie dobrze zdaje egzamin w przypadku oznaczeń seryjnych.

III. CHARAKTERYSTYKA STOSUNKÓW WODNYCH GLEB

W ramach kompleksowych badań gleboznawczych przeprowadzonych na terenie CSRS w ramach tematu: "Badania właściwości procesów glebotwórczych i geografii gleb w powiązaniu z ich żyznością" dokonano charakterystyki właściwości agrofizycznych oraz stosunków wodnych głównych jednostek glebowych. Celem pracy było ponadto uzyskanie informacji na temat wzajemnych powiązań pomiędzy tymi właściwościami, występowania głównych form wody glebowej, jej ruchu i przyswajalności dla roślin, zależności wskaźników technologicznych gleb od warunków wilgotnościowych i uprawy gleby na zmiany wymienionych właściwości poszczególnych jednostek glebowych.

O. Glet
Instytut Gleboznawstwa
Praga, CSRS

CHARAKTERYSTYKA AGROFIZYCZNYCH WŁAŚCIWOŚCI I STOSUNKÓW WODNYCH GLEB CZECHOSŁOWACJI

W ramach kompleksowych badań gleboznawczych przeprowadzonych na terenie CSRS w ramach tematu: "Badania właściwości procesów glebotwórczych i geografii gleb w powiązaniu z ich żyznością" dokonano charakterystyki właściwości agrofizycznych oraz stosunków wodnych głównych jednostek glebowych. Celem pracy było ponadto uzyskanie informacji na temat wzajemnych powiązań pomiędzy tymi właściwościami, występowania głównych form wody glebowej, jej ruchu i przyswajalności dla roślin, zależności wskaźników technologicznych gleb od warunków wilgotnościowych i uprawy gleby na zmiany wymienionych właściwości poszczególnych jednostek glebowych.

Przy badaniu właściwości agrofizycznych uwzględniono: skład mechaniczny, zwięźłość, właściwości hydrologiczne i technologiczne gleb, ciężar właściwy i objętościowy, porowatość, powierzchnię właściwą oraz stan agregatowy gleb. Właściwości wodne objęły określenia: maksymalnej higroskopowości, punktu trwałego wędnięcia, minimalnej, polowej i maksymalnej pojemności wodnej. Z właściwości technologicznych oznaczono granice plastyczności. Ponadto określono dostępność wody do roślin, stosunki wodne poszczególnych poziomów genetycznych gleb, ruch

wody oraz bilans wodny profilu glebowego. Stosunki wodne gleb wiążano z warunkami klimatycznymi, klasyfikując aktualną dynamikę i obieg wody w glebach, stosunek wody do powietrza, stałe zaopatrzenie roślin w wodę glebową. Opracowano również zalecenia melioracyjne. Równolegle prowadzono półstacjonarne badania stosunków wodnych kształtujących podstawowe elementy właściwości wodnych gleb. Oparto się przy tym na pracach Rodego na temat bilansu wodnego i obiegu wody w poziomach gleb mineralnych, określając typ lub podtyp stosunków wodnych badanych gleb.

Badania przeprowadzono na typowych jednostkach glebowych pobierając próbki w odstępach co 10 cm do głębokości 150 cm. Uwzględniono przy tym właściwości morfologiczne oraz stratygrafię profilu glebowego. Oznaczenia wykonywano w 5 powtórzeniach. Wyniki opracowano statystycznie, wyliczając wartości średnie i odchylenia standardowe. Przy oznaczeniach posługiwano się metodami klasycznymi, stosowanymi w gleboznawstwie. Stosunki wodne gleb badano w ciągu roku najpierw w odstępach 1-dniowych, a później w odstępach 20-dniowych. Badane gleby nie były pokryte roślinnością oraz niezbyt rozruszane uprawą. Dane klimatyczne, obejmujące opady, temperatury, liczbę dni słonecznych, wilgotność powietrza, szybkość wiatru, notowano w sąsiednich stacjach meteorologicznych.

Badania przeprowadzono na najważniejszych typach gleb terenów nizinnych /czarnoziemy, szarobrunatne gleby bielcowe i ilimeryzowane/ uwzględniając ich podtypy wytworzone na utworach lessowych. Ponadto zbadano ciężkie czarnoziemy i rędziny wytworzone na łałach i marglach. Zwrócono też uwagę na wpływ postępującego procesu pseudoglejowego na gleby hydro- i semihydromorficzne.

Z. Prusinkiewicz
Zakład Glebozn. Uniw. M. Kopernika
Toruń

Prusinkiewicz Z.
Zakład Glebozn. Uniw. M. Kopernika
Toruń

AKTYWNOŚĆ MIKROBIOLOGICZNA GLEB JAKO FUNKCJA POTENCJAŁU WODY GLEBOWEJ

WYKŁADY ILOŚCIOWE

Przedstawiono wyniki respirometrycznych badań nad zależnością aktywności drobnoustrojów od potencjału wody glebowej. Stwierdzono, że krzywe ilustrujące zmiany pochłaniania tlenu pod wpływem wzrastających wartości pF przebiegają w glebach o przewadze bakterii w sposób odmienny niż w glebach o wyraźnej dominacji grzybów lub promieniowców.

Przedyskutowano możliwe przyczyny zauważonych różnic. Wykazano, że wartość pF 4,2, identyfikowana przez wielu autorów z wilgotnością trwałego więdnięcia roślin, nie może być traktowana jako granica biologicznej dostępności wody glebowej, gdyż aktywność większości drobnoustrojów glebowych zamiera dopiero przy znacznie wyższych wartościach pF.

V. Svobodova
Instytut Melioracji
Zbrasław, CSRS

CHEMIZM WÓD DRENARSKICH ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM ZAWARTOŚCI AZOTANÓW, PROCESÓW NITRYFIKACYJNYCH ORAZ ZAWARTOŚCI BIAŁKA

W latach 1965-1968 przeprowadzono badania chemizmu wód drenarskich pochodzących z rejonu występowania czarnoziemów Smonitza utworzonych na ordowickich osadach łupków ilastych. Wody te należą do wód mineralnych typu siarczanego, podtypu wapniowo-magnezowego. Straty składników mineralnych powodowane wymywaniem są duże i sięgają do 5,2 tony z hektara w roku. Większe ilości składników mineralnych były wymywane z obszarów drenowanych metodą sączków [średnio 2,11 t/ha/rok/] niż z obszarów drenowanych krzyżowo [1,97 t/ha/rok/]. Zawartość NO_3 była wyższa w wodach przy drenowaniu krzyżowym [średnio 53 kg/ha/rok/] niż przy drenowaniu metodą sączków [42 kg/ha/rok/].

Wielkość aktualnej i potencjalnej nitryfikacji była wyższa w miejscach nad drenami niż na ich poziomie i pod nimi, szczególnie w terenach drenowanych krzyżowo.

Wilgotność gleb drenowanych krzyżowo była wyższa aniżeli gleb drenowanych metodą sączków. Plony zaś lucerny z gleb drenowanych metodą sączków były wyższe niż z gleb drenowanych krzyżowo oraz niedrenowanych. Zawartość białka w sianie lucerny była wyższa na glebach drenowanych metodą krzyżową oraz niedrenowanych w porównaniu do gleb drenowanych metodą sączków.

Stwierdzono, że zbyt rzadkie pobieranie próbek wód gruntowych /raz w miesiącu/ nie ujawnia strat nawozów mineralnych stosowanych na gle-

by. W tym przypadku należy pobierać próbki wód w odstępach dziennych po wprowadzeniu do gleb nawozów.

Wykazano ponadto, że nawozy mineralne przyczyniają się pośrednio do wymywania i ulatniania się azotu z gleb poprzez oddziaływanie na procesy fizykochemiczne i mikrobiologiczne zachodzące w glebach.

C. Święcicki, M. Kępka, S. Borek
Inst. Glebozn. i Chemii Rolnej AR
Warszawa

STOSUNKI TLENOWE W WAŻNIEJSZYCH GLEBACH POLSKI¹

W latach 1965-1968 autorzy zajmowali się pomiarami dyfuzji tlenu w ważniejszych typach gleb Polski za pomocą zmodyfikowanego aparatu Ericksona służącego do pomiaru tlenu w glebie/mikroelektrodami Pt w obec elektrody kalomelowej lub węglowej/.

Modyfikacja aparatu dotyczyła zastosowania przystawki służącej do pomiarów redoks potencjałów za pomocą pH-métru Lautenschlägera oraz układów elektronowych samego aparatu. W wyniku pomiarów była mierzona:

- 1/ mikrodyfuzja tlenu,
- 2/ zawartość tlenu w roztworze glebowym,
- 3/ stopień nasycenia roztworu glebowego tlenem.

Oznaczono również Mn metodą Gercia, formy ruchome Fe^{+2} i Fe^{+3} , formy dostępne N-NO_3 i N-NH_4 , pH w H_2O i pH w KCl elektrodą szklaną, zawartość próchnicy metodą Tiurina, jak również porowatość i skład mechaniczny gleb.

Celem badań było określenie zależności pomiędzy właściwościami morfologicznymi a fizykochemicznymi, określającymi niedostatek tlenu w określonych jednostkach systematycznych gleb wymagających lub też nie wymagających melioracji.

Ogółem przebadano 47 profiliów glebowych, a w 234 poziomach zmierzono dyfuzję tlenu w 2 lub 3 powtórzeniach. Wyniki oznaczeń przedstawiono w tab. 1. Z tych pomiarów wynika, że stosunki tlenowe związane są z typologią gleb oraz okresami nadmiernego uwilgotnienia niektórych poziomów genetycznych. Na stosunki tlenowe wywiera również wpływ sposób użytkowania gleby. Najlepsze stosunki tlenowe wystąpiły w glebach uprawnych, w madach, czarnoziemiach, glebach brunatnych, rędzinach i czarnych ziemiach zmeliorowanych.

Natomiast gorsze stosunki tlenowe wystąpiły w glebach łąkowych i leśnych /murszowe, torfowe, bielcowe/. Inne typy gleb użytkowane rolniczo wykazały pośrednie zawartości tlenu.

W badanych glebach wystąpiła znaczna dynamika zawartości tlenu. Krytyczna zawartość tlenu dla korzeni roślin wg Hazelmana wynosi często $1,3 \text{ mg O}_2/\text{dm}^3$ roztworu glebowego. Lemon i Erickson podają jako minimum dla rozwoju optymalnego roślin uprawnych dyfuzję $30\text{-}40 \text{ g O}_2 \cdot 10^{-8} \text{ cm}^{-2} \text{ min.}^{-1}$. Na podstawie naszych badań oraz danych z literatury zostały ustalone liczby graniczne dla zawartości tlenu w różnych glebach Polski /tab. 2/. Z danych tych wynika, że znaczne zróżnicowanie /dynamika/ mikrodyfuzji tlenu występuje zarówno w poziomach akumulacyjnych, jak i w głębszych poziomach.

Do dynamiki stosunków tlenowych w poziomach akumulacyjnych przyczyniają się nie tylko stosunki wodne, ale także mikroorganizmy glebowe, szczególnie tlenowce, które zużywają znaczne ilości tlenu powodując okresowe powstawanie anaerobiozy, i korzenie roślin, a także stosowane w różnych formach nawozy. Natomiast dynamika zawartości tlenu w głębszych poziomach jest powodowana najczęściej różnymi formami oglejenia gleby.

Melioracje wodne lub drenaż naturalny polepszają stosunki powietrzno-

Tabela 1. Stosunki tlenowe w ważniejszych typach gleb i rodzajach gleb Polski

Typy i rodzaje gleb	Dyfuzja O ₂ g 10 ⁻⁸ cm ⁻¹ min. ⁻¹	Zawartość O ₂ mg dcm ⁻³ w roztworze glebowym	Wysycenie O ₂ % w roztworze glebowym
Brunatne właściwe wytworzone z glin zwałowych /uprawne/	25,9-42,0 [*] 7,1-42,5 ^{**}	3,1-5,1 0,8-5,1	do 51,5 n.o.
Płowe wytworzone z glin zwałowych /uprawne/	4,4-18,1 3,3-51,9	0,8-18,2 0,5-6,2	9,4-26,6 do 66,7
Płowe wytworzone z utw. pyłowych właściwych /uprawne/	5,7-60,5 19,8-61,0	0,7-7,3 2,4-7,4	n.o. n.o.
Rędziny czarnoziemne /uprawne/	9,1-40,6 14,3-41,5	1,1-5,0 1,3-5,0	13,4-53,2 13,2-49,7
Czarnoziemy zdegr. wytw. z lessu /upr./	11,3-36,5 11,0-50,2	1,4-4,4 1,3-6,0	14,1-45,5 13,2-59,4
Czarnoziemy pseudo- glejowe /uprawne/	5,0-8,8 3,3-5,7	0,6-1,1 0,4-0,7	6,2-10,9 4,0-7,0
Czarne ziemie /uprawne/	4,7-37,2 14,1-29,6	0,6-4,4 1,7-3,6	5,5-39,9 16,4-31,3
Czarne ziemie leśne	15,1-22,8 11,3-17,0	1,8-2,6 1,4-2,0	15,9-22,8 12,1-18,0
Torfowe, łąkowe	0,0-14,1 1,3-2,3	0,0-1,7 0,1-0,3	0,0-16,6 1,4-2,2
Glejowe, łąkowe	0,9-10,6 2,4-9,4	0,1-1,3 0,7-1,1	0,6-12,6 2,5-8,7
Bielice wytworzone z piasków /uprawne/	4,2-7,1 1,4-15,1	0,5-0,8 0,2-1,8	n.o. n.o.
Bielice wytworzone z piasków, leśne	1,5-23,6 1,2-16,5	0,2-2,8 0,1-2,0	1,2-24,9 do 17,0
Mady uprawne	6,6-50,5 4,2-35,5	1,9-6,1 0,5-4,1	7,2-52,6 4,2-38,1

* poziom akumulacyjny

** poziom podakumulacyjny.

Tabela 2. Wartości graniczne zawartości tlenu w roztworach glebowych w ważniejszych glebach Polski

Zawartość O_2 w mg dcm ⁻³ roztworu glebowego	Charakterystyka stosunków glebowych	Typy gleb i poziomy
< 0,2	anaerobioza bezwzględna	torfowe, murszowe, poziomy glejowe i pseudoglejowe w okresie nadmiernej wilgotności, częściowo bielice
0,2-1,0	anaerobioza względna	bielice
1,0-3,0	mała zawartość tlenu	poziomy pseudoglejowe w czasie wysychania, gleby murszowe
3,0-5,0	średnia zawartość tlenu /dość dobra dla roślin/	płowe i brunatne, wyługowane
> 5	duża zawartość tlenu	mady, czarnoziemy, gleby brunatne, zmeliorowane czarne ziemie i rędziny

-wodne, a w szczególności tlenowe, nie wpływając często istotnie na zmiany cech morfologicznych profilów glebowych.

Metoda oznaczania mikrodyfuzji O_2 w profilach glebowych dobrze wskazuje na potrzebę melioracji gleb i często koreluje z cechami morfologicznymi profilów glebowych. Korelację między dyfuzją tlenu i innymi badanymi czynnikami przedstawiono w tab. 3.

Z zestawienia tego wynika, że wpływ zawartości tlenu na rH , zawartość form ruchliwych Fe^{+2} i Fe^{+3} , Mn oraz na zależność dyfuzji do temperatury gleby różnicuje się w różnych typach gleby i poziomach gene-

Tabela 3. Zależność pomiędzy dyfuzją tlenu i innymi czynnikami /rH, FeO, Fe₂O₃, Mn, N-NO₃, N-NH₃ i temperaturą/ w różnych poziomach glebowych

Typy gleby	Poziom genetyczny	rH	Formy ruchliwe		Mn	t°C	N-NO ₃	N-NH ₃
			Fe ⁺²	Fe ⁺³				
B	A ₁	0	n.o.	n.o.	n.o.	+	0	0
	/B/ i C	0	n.o.	n.o.	n.o.	0	0	0
A	A ₁	+	n.o.	n.o.	n.o.	0	0	0
	A ₃ B, C	0	n.o.	n.o.	n.o.	0	0	0
G	A ₁	n.o.	- -	0	n.o.	+	n.o.	n.o.
	C ₁ , C ₂	n.o.	- -	- -	n.o.	0	n.o.	n.o.
C	A ₁	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	0	n.o.	n.o.
	C	n.o.	n.o.	n.o.	+	-	n.o.	n.o.
D	A ₁	0	n.o.	n.o.	0	+	n.o.	n.o.
	C	0	n.o.	n.o.	0	0	n.o.	n.o.

B - gleby brunatne, A - gleby płowe, G - rędziny, C - czarnoziemy, D - czarne ziemie.

0 korelacja statystycznie nieistotna

+

- korelacja statystycznie istotna, ujemna

-- korelacja statystycznie istotna, wysoce ujemna.

tycznych i nie zawsze dyfuzja tlenu zależy od nadmiernej okresowej wilgotności gleby.

Wnioski

1. Stosunki tlenowe są związane z określonymi typami i rodzajami gleb.

2. Anaerobioza bezwzględna tylko w niektórych glebach jest związana z nadmiernym uwilgotnieniem poziomów /glejowych, pseudoglejowych, torfowych i murszowych/.

3. Stwierdzono istotną korelację dodatnią pomiędzy: mikrodyfuzją tlenu i RH w glebach płowych /poz. A_1 / - temperaturą gleb brunatnych, rędzin i czarnych ziem /poz. A_1 /. Korelacja ujemna wystąpiła natomiast pomiędzy dyfuzją tlenu i ruchliwymi formami żelaza w rędzinach.

C. Świącicki, S. Borek, L. Kuszelewski, M. Mościcka
Inst. Glebozn. i Chemii Rolnej AR
Warszawa

WYSTĘPOWANIE ETYLENU W CZARNEJ ZIEMI ZDEGRADOWANEJ NA TŁE NAWOŻENIA I NAWADNIANIA PRZY RÓŻNYM POZIOMIE

Badania dotyczące właściwości fizjologicznych etylenu są stosunkowo nieliczne, a jeszcze mniej jest badań związanych z występowaniem etylenu w glebach.

Stwierdzono, że etylen wpływa stymulująco na kiełkowanie nasion i wzrost wegetacyjny pędów, stymuluje on powstawanie korzeni i zmienia ich reakcję na bodziec geotropiczny, pobudza rozwój pąków bocznych, przyspiesza zakwitanie, zwiększa ilość kwiatów żeńskich, przyspiesza opadanie liści kwiatów, a także dojrzewanie owoców. Działanie stymulujące występuje najlepiej przy koncentracji etylenu 0,1-1% w roztworach. Mało jest danych dotyczących wpływu koncentracji tego gazu w powietrzu.

Tabela 1. Siły wiązania wody w glebie

Nr profilu i data pomiarów	Głębokość w cm	Ciśnienie w atmosferach /at/					wilgotność w procentach wagowych				
		0,040	0,080	0,160	0,345	0,690					
1 11 V 72 /buraki/	10-15	18,61	17,12	13,50	9,94	8,31	3,40	15,00	50,00		1,92
	35-40	18,93	16,71	13,15	8,07	6,95	2,40				1,01
	51-56	18,84	16,59	13,41	9,81	8,01	3,10				1,92
	60-65	19,49	17,23	14,29	10,80	9,30	4,75				3,42
	75-80	19,15	18,60	14,00	10,85	9,79	0,75				0,74
2 11 V 72 /ziemniaki/	2-7	19,37	17,70	13,70	10,35	7,93	3,40				2,12
	20-25	19,90	17,60	14,45	9,98	7,67	2,90				1,90
	45-50	16,65	13,81	11,38	8,15	5,40	1,70				1,14
	75-80	9,80	4,82	4,06	2,05	1,85	1,05				0,97
	120-125	22,17	21,24	18,91	13,46	10,47	5,30				3,80
1 11 X 72 /buraki/	10-15	18,03	17,75	15,41	11,56	9,36	3,85				2,16
	20-25	19,13	18,50	15,18	10,06	8,57	3,25				1,96
	35-40	16,74	15,52	14,37	9,51	6,66	1,90				1,02
	65-70	17,67	11,98	8,01	6,75	5,20	3,05				2,58
	95-100	20,22	11,74	4,64	6,57	1,62	0,60				0,57
2 11 X 72 /ziemniaki/	2-7	19,73	18,87	15,50	11,84	10,12	4,10				2,25
	20-25	17,73	16,96	15,84	12,26	11,49	4,40				2,17
	30-35	18,08	15,34	13,28	9,13	6,88	2,60				1,40
	48-53	18,57	18,46	15,03	12,87	9,82	5,50				4,27
	75-80	19,65	19,63	18,07	14,23	14,07	7,00				5,43
	120-125	18,83	18,75	17,36	14,22	12,91	7,25				5,40

Tabela 2. Zestawienie wyników oznaczeń dwutlenku węgla

Data	Temperatura i ciśnienie [°C] i mm Hg]	Głębokość w cm	Buraki	
			P ₄₅ K ₉₀	
			CO ₂ %	C ₂ H ₄ %
29 VI 1972	25°C	20	n.o.	0,0041
	750 mm	60	n.o.	0,0560
		100	n.o.	0,0225
8 VII	24°C	20	0,0800	0,0320
	753 mm	100	0,0880	0,1190
13 VII	19°C	20	n.o.	n.o.
	756 mm	100	n.o.	n.o.
20 VII	20°C	20	0,0420	0,0000
	757 mm	100	0,0804	0,0000
27 VII	18°C	20	n.o.	n.o.
	754 mm	100	n.o.	n.o.
7 IX	27°C	20	0,0325	0,0000
	754 mm	100	0,0795	0,0000
21 IX	20°C	20	n.o.	n.o.
	759 mm	100	n.o.	n.o.
6 X	15°C	20	0,0315	0,0000
	762 mm	100	0,0715	0,0000
12 X	16°C	100	n.o.	n.o.
	753 mm			

i etylenu w powietrzu glebowym na bloku nie nawadnianym

cukrowe		Ziemniaki			
P ₁₃₅ K ₂₇₀		P ₃₅ K ₆₅		P ₁₀₅ K ₁₉₅	
CO ₂ %	C ₂ H ₄ %	CO ₂ %	C ₂ H ₄ %	CO ₂ %	C ₂ H ₄ %
n.o.	0 0025	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	0,0160	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	0,0808	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,135	0,0060	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,150	0,0470	0,0960	0,0220	0,1300	0,0000
n.o.	n.o.	0,624	0,0000	0,0624	0,0000
n.o.	n.o.	0,0858	0,0000	0,1222	0,0000
0,1218	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,1350	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	n.o.	0,0482	0,0000	n.o.	n.o.
n.o.	n.o.	0,0820	0,0000	n.o.	n.o.
0,0610	0,0000	0,0325	0,0000	0,0761	0,0000
0,0815	0,0000	0,0765	0,0000	0,1090	0,0000
n.o.	n.o.	0,0325	0,0000	0,0609	0,0000
n.o.	n.o.	0,0731	0,0000	0,0916	0,0000
0,0525	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,0903	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,0735	0,0000	0,0522	0,0000	n.o.	n.o.

Tabela 3. Zestawienie wyników oznaczeń dwutlenku węgla

Data	Temperatura i ciśnienie /°C/ i mm Hg	Głębokość w cm	Buraki	
			$P_{45}^{K_{90}}$	
			CO ₂ %	C ₂ H ₄ %
29 VI	25°C	20	n.o.	0,0054
1972	750 mm	60	n.o.	n.o.
		100	n.o.	0,0808
8 VII	24°C	20	0,1080	0,0189
	753 mm	100	0,1720	0,1036
13 VII	19°C	20	n.o.	n.o.
	756 mm	100	n.o.	n.o.
20 VII	20°C	20	0,1080	0,0000
	757 mm	100	0,1380	0,0000
27 VII	18°C	20	n.o.	n.o.
	754 mm	100	n.o.	n.o.
7 IX	27°C	20	0,2325	0,0000
	754 mm	100	0,0801	0,0000
21 IX	20°C	20	n.o.	n.o.
	759 mm	100	n.o.	n.o.
6 X	15°C	20	0,0329	0,0000
	762 mm	100	0,0729	0,0000
12 X	16°C	100	0,0818	0,0000
	753 mm			

i etylenu w powietrzu glebowym na bloku nawadnianym

cukrowe		Ziemniaki			
P ₁₃₄ K ₂₇₀		P ₃₅ K ₆₅		P ₁₀₅ K ₁₉₅	
CO ₂ %	C ₂ H ₄ %	CO ₂ %	C ₂ H ₄ %	CO ₂ %	C ₂ H ₄ %
n.o.	0,0420	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	0,0700	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,1080	0,0189	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,1240	0,1036	0,0960	0,0240	0,1320	0,0000
n.o.	n.o.	0,0624	0,0000	0,0626	0,0000
n.o.	n.o.	0,1242	0,0000	0,1242	0,0000
0,1608	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,1406	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,0714	0,0000	0,0494	0,0000	0,0835	0,0000
0,1076	0,0000	0,0795	0,0000	0,1194	0,0000
n.o.	n.o.	0,0609	0,0000	0,0681	0,0000
n.o.	n.o.	0,0810	0,0000	0,1015	0,0000
0,0556	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,1076	0,0000	n.o.	n.o.	n.o.	n.o.
0,1032	0,0000	n.o.	n.o.	0,0612	0,0000

Badania nasze były wykonywane w 1972 r. na poletkach RZD Krobów na czarnej ziemi zdegradowanej o składzie mechanicznym gliny lekkiej.

Powietrze glebowe pobierano metodą sondowania na głębokości 20 i 100 cm, które odmierzano do gumowego pojemnika, a następnie oznaczano w laboratorium: CO_2 - za pomocą $\text{Ba}/\text{OH}/_2$ - 0,02n; C_2H_4 - metodą bronowania, a nadmiar wydzielonego bromu - jodometrycznie; zwieźłość gleby oznaczano metodą sondy pneumatycznej na głębokościach 5-10, 10-20 cm w 12 lub 13 powtórzeniach; porowatość ogólną - metodą wyliczenia z ciężarów właściwego i objętościowego; wilgotność aktualną - metodą grawimetryczną; pH i węgiel organiczny ogólnie przyjętymi metodami; siłę ssącą gleby za pomocą tensjometrów; pojemność wodną - metodą zalewanych płaszczyzn; krzywe sorpcji wody - metodą porowatej płyty; maksymalną higroskopowość z interpolacji, skład mechaniczny metodą Prószyńskiego.

Nawadnianie buraków cukrowych i ziemniaków prowadzono na dwóch poziomach, nawożenie mineralne stosowano na trzech poziomach. Badana gleba zawierała 1,18-1,67% próchnicy. Siły sorpcji wody podano w tab. 1. Średnia zwieźłość gleby wahała się w okresie wegetacyjnym i była największa w bloku nie nawadnianym pod burakami cukrowymi [$\bar{x} = 15,8 \text{ KG/cm}^2$], a najmniejsza w bloku nawodnionym pod ziemniakami [$\bar{x} = 2,34 \text{ KG/cm}^2$]. Zarówno na poletkach nawadnianych, jak i na nie nawadnianych zwieźłość gleb pod ziemniakami była mniejsza niż pod burakami cukrowymi. Przypuszczalnie była ona zbyt wysoka, co mogło przyczynić się do uzyskiwania średnich, a nie wysokich plonów.

Rok 1972 nie był typowy dla lokalnego regionu i różnił się znaczną zwiększającą opadów w stosunku do średniej z 40-lecia. Przeto nawadnianie stosowano tylko w krótkich okresach, a zatem nie miało ono istotnego wpływu na plony.

Zarówno pod ziemniakami jak i pod burakami cukrowymi w glebach RZD Krobów stwierdzono występowanie etylenu w ilościach stosunkowo znacznych. W największych ilościach etylen występował na głębokości 100 cm w pierwszej połowie lata [ok. 0,1%], a na głębokości 20 cm ilość jego

była 10-krotnie mniejsza. W drugiej połowie lipca występowanie tego gazu zanikało całkowicie nawet w głębszych poziomach. Natomiast ilość CO_2 w okresie całego sezonu wegetacyjnego utrzymywała się w przybliżeniu na tym samym poziomie. Intensywne nawożenie nie wywierało wpływu na zawartość CO_2 , natomiast wywierało ono wpływ na zmniejszenie się nieznaczne C_2H_4 . Nawadnianie zaś przyczyniło się do nieznacznego zwiększenia się zawartości etylenu. Należy przypuszczać, że etylen powstaje w poziomach glejowych redukcyjnych. Nadmierne wydzielanie się tego gazu przypuszczalnie może hamować wzrost i rozwój roślin oraz przyczyniać się do powstawania nadmiernych procesów redukcyjnych w glebach.

R. Turski, F. Lehnardt, W. Martyn
Inst. Glebozn. i Chemii Rolnej AR
Lublin

CHARAKTERYSTYKA STOSUNKÓW WODNO-POWIETRZNYCH W GLEBACH LESSOWYCH WYŻYNY LUBELSKIEJ I CENTRALNYCH REGIONÓW NIEMIECKIEJ REPUBLIKI FEDERALNEJ

W piśmiennictwie dotyczącym lessów spotykane są stwierdzenia mówiące o specyfice lessów obszaru Polski w porównaniu z lessami pochodzącymi z zachodniej Europy. Wydało się zatem ciekawe porównanie wodno-powietrznych właściwości tych lessów, jak i gleb wytworzonych na nich.

W pracy niniejszej postawiono za cel zbadanie wpływu lessu jako skały macierzystej, na właściwości wodno-powietrzne gleb na nich wytworzonych przez zbliżony proces glebotwórczy.

Traktując te badania jako wstępne, ograniczono się do przeanalizowania badanych właściwości w jednym typie gleb - glebach brunatnych.

Metodyka i charakterystyka badanych gleb

Próbki pobrano w Polsce z największego i najbardziej typowego obszaru występowania lessów i gleb lessowych - na Wyżynie Lubelskiej [3 profile], a w NRF z lessów występujących na terenie Hesji [2 profile]. Są to próbki charakterystyczne nie tylko dla obszaru tego regionu, ale także innych obszarów NRF. Uwzględniono różne użytkowanie gleb: pod uprawą i pod lasem.

W 20 próbkach, reprezentujących charakterystyczne poziomy genetyczne badanych gleb, oznaczono: skład mechaniczny, próchnicę, ciężar właściwy i objętościowy, maksymalną higroskopowość, porowatość ogólną zróżnicowaną na mikropory, mezopory i makropory oraz krzywe zatrzymywania wody [pF].

Omówienie wyników

Uzyskane wyniki dla składu mechanicznego wskazują, że w badanych lessach jak i glebach frakcja piasku stanowi mały procent masy glebowej. Zawartość frakcji pyłu w lessach i profilach gleb Polski jest wysoka, natomiast w lessie i poziomach genetycznych profilów gleb NRF wyraźnie niższa. Bogatsze są natomiast we frakcję ilastą, co pozwala je zaliczyć do tzw. lessów zglinionych. Przy rozpatrywaniu rozmieszczenia frakcji iłu koloidalnego, którego zawartość wskazuje na kierunek i zaawansowanie procesów glebotwórczych, stwierdzono brak większych różnic między poszczególnymi profilami pochodzącymi z różnych miejsc występowania. Istnieje natomiast zróżnicowanie zawartości iłu koloidalnego zależnie od poziomu genetycznego i głębokości w poszczególnych profilach. Najmniejsze zróżnicowanie posiadają profile gleb uprawnych

/ze względu na uprawę płużną/, większą zmienność spotyka się pod lasami,

Zawartość próchnicy waha się w granicach 2,0-2,7%. W poziomach próchnicznych gleb uprawianych rolniczo znajduje się mniej próchnicy /2,0-2,5%/ niż w analogicznych poziomach gleb będących pod lasami /2,78-2,91%/.

Ciężar właściwy rzeczywisty badanych skał niezależnie od pochodzenia wynosi 2,67-2,70 G/cm³. W górnych poziomach gleb jest on niższy i zamyka się w granicach 2,58-2,64 G/cm³, co wiąże się głównie ze wzrostem udziału próchnicy.

Ciężar objętościowy: 1,54-1,65 G/cm³ w skale lessowej i 1,11-1,46 G/cm³ w poziomach akumulacyjnych wiąże się bardzo wyraźnie z porowatością ogólną, a pośrednio z zawartością próchnicy w poszczególnych poziomach genetycznych. Maksymalne wartości ciężaru osiąga skała macierzysta - less. Natomiast ciężar objętościowy poziomów akumulacyjnych jest wyraźnie niższy niż skały macierzystej. Można stwierdzić wpływ użytkowania na otrzymane wyniki. Mniejsze ciężary mają próbki gleby z lasów, znacznie wyższe są w glebach uprawianych rolniczo.

Maksymalna higroskopijność jest związana ze składem mechanicznym oraz porowatością różnicową /pory o ϕ 0,2 μ /]. Skała lessowa wykazuje niższą maksymalną higroskopijność niż poziomy B/.

Porowatość ogólna jest wysoka /40-61%/. W lessach zarówno z Wyżyny Lubelskiej jak i Hesji nie spada poniżej 40%, co jest potwierdzeniem wyników badań lessów lubelskich i niemieckich i pozwala wnioskować o małej zbitości tych utworów. Najwyższe wartości porowatości ogólnej stwierdzono w górnych poziomach badanych profilów. Istnieje wyraźna zależność porowatości od sposobu użytkowania gleby. W poziomach próchnicznych gleb leśnych wynosi ona w glebach polskich i niemieckich 55-60%, zaś w glebach użytkowanych rolniczo 45-51%.

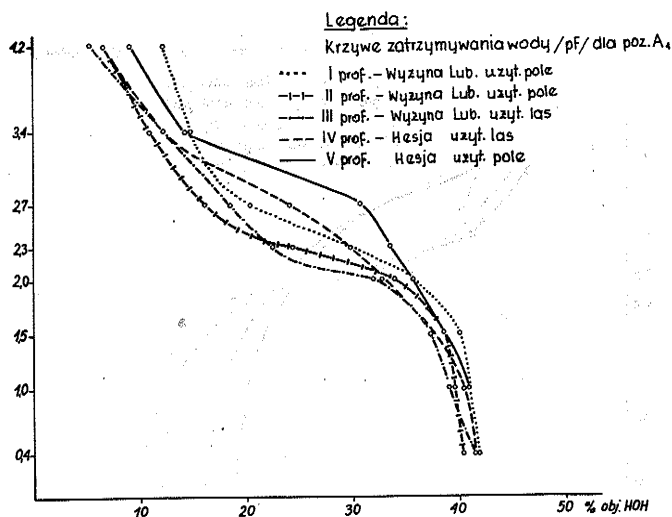
Porowatość dyferencjalna /procentowa zawartość poszczególnych grup porów/ zbliżona jest do badanych przez S. Zawadzkiego średnich wartości obliczonych dla 14 profilów lessowych. Uzyskane wyniki pozwalają

stwierdzić, że ogólna objętość mikroporów w badanych glebach wynosi 7-28%. W skale lessowej wystąpiły ilościowe różnice w objętości mikroporów, zależnie od pochodzenia lessów; lessy lubelskie zawierały ich 13-19%, zaś heskie 24%. Zaznacza się zróżnicowanie tej grupy w profilu w zależności od głębokości pobrania prób i poziomu genetycznego. Poziomy /B/ wszystkich profilów niezależnie od pochodzenia i kierunku użytkowania zawierają ich największe objętości /15-30%/. W poziomach /A₁/ ilość ich jest najmniejsza. Brak jest wpływu kierunku użytkowania na zróżnicowanie tej grupy porów. Największą objętość spośród grup porów w poziomach genetycznych stanowią mezopory. Objętość ich zależnie od poziomów waha się od 45 do 77%. Największą objętość zajmują one w skale lessowej, a w miarę zbliżania się do powierzchni ich ilość maleje w poziomie A₁ niezależnie od użytkowania i miejsca pobrania /40-50%/.

Mezopory zajmują 10-48% objętości w poszczególnych poziomach genetycznych. Skały lessowe niezależnie od występowania zawierają ich najmniejszą objętość /10-17%/. Poziomy B są bogatsze w te pory niż skały macierzyste. Największą objętość zajmują mezopory w warstwach próchnicznych badanych gleb. Objętość tej grupy porów jest uzależniona od kierunku użytkowania: w glebach użytkowanych rolniczo świeżo po uprawie zajmują 46%, a po sprzęcie zbóż 22-24%, zaś w glebach leśnych mezopory stale zajmują znaczną objętość 35-48%.

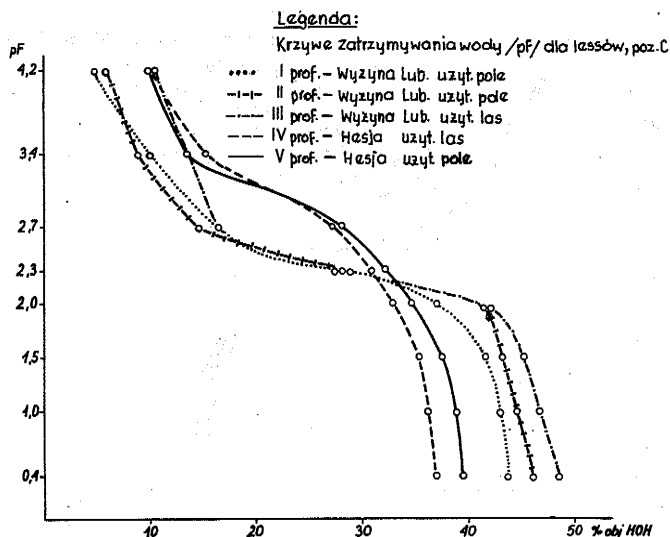
Pojemność powietrzną /polową/ obliczono na podstawie krzywych zdolności zatrzymywania wody w glebie /ryc. 1, 2/ przy pF = 2,0. Pojemność ta wykazuje wyraźną zmienność w profilach jak i między profilami. Najmniejszą pojemność powietrzną wykazują lessy /ok. 7%/. W miarę zbliżania się do powierzchni zwiększa się ona i waha od 10 do 30%. Na zmienność pojemności powietrznej wywiera wpływ przede wszystkim użytkowanie. W profilach pod lasem wynosi 19-30% i jest prawie dwukrotnie większa niż w polu.

Badane gleby charakteryzują się wysoką pojemnością wodną, typową dla gleb lessowych. Polowa pojemność skały macierzystej lessu jest



Ryc. 1

zróżnicowana w zależności od pochodzenia: w lessach lubelskich przyjmuje wartości 40-41%, zaś heskich 33-34%. W poziomach akumulacyjnych PPW wynosi niezależnie od pochodzenia próbek 35-39%. W celu stwierdzenia różnic we właściwościach wodnych badanych gleb wyliczono również inne pojemności wodne. Stwierdzono, że lessy i gleby lessowe Lubelszczyzny zawierają więcej wody, utrzymywanej siłami pF 2,0-2,85, niż gleby Hesji, co można powiązać ze zróżnicowanym składem mechanicznym. Różnice te są wyraźne w głębszych poziomach, natomiast w poziomach próchnicznych stają się nieznaczne. Można zatem sądzić, że decydujący wpływ na pojemność wodną poziomów akumulacyjnych ma działalność człowieka [uprawa]. Ilość wody utrzymywanej siłami pF 2,85-3,7 we wszystkich poziomach genetycznych oraz skale lessowej gleb niemieckich jest większa niż w analogicznych poziomach gleb polskich.



Ryc. 2

Jest to związane z wyraźnie cięższym składem, a także nieco odmiennymi właściwościami chemicznymi i fizykochemicznymi tych gleb.

Istotnym elementem w ocenie właściwości wodnych gleb jest procentowa zawartość wody dostępnej dla roślin [pF 2,0-4,2] oraz tzw. wody produkcyjnej [pF 2,0-3,7]. Zawartość wody dostępnej dla roślin w badanych glebach znajduje się w przedziale 23-35%. W lessach i glebach lessowych Lubelszczyzny maksymalna zawartość tej wody znajduje się w skale macierzystej, zaś w poziomach akumulacyjnych ilość jej maleje [23-26%]. W glebach niemieckich istnieje zjawisko odmienne. Skala macierzysta - less - zawiera mniejszą ilość wody [23-24%] niż w poziomach akumulacyjnych [26-30%].

Analizując pojemność wody produkcyjnej w badanych glebach stwierdza się, że skały macierzyste zależnie od miejsca występowania charakteryzują się zróżnicowaną jej zawartością. W lessach lubelskich pojemność ta sięga 30%, a heskich około 20%. W poziomach akumulacyjnych badanych gleb różnice te bez względu na kierunek użytkowania i pochodzenia wahają się w małych granicach 22-26%. Stan ten prawdopodobnie jest wynikiem oddziaływania człowieka [uprawy], a jednocześnie podobnego oddziaływania w lesie roślinności drzewiastej [dąb, buk] na gleby lessowe.

Wnioski

Przeprowadzone badania pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

1/ Stwierdzone różnice we właściwościach wodno-powietrznych skał lessowych i gleb na nich wytworzonych z obszarów Lubelszczyzny i Hesi spowodowane są w decydującej mierze różnym składem mechanicznym badanych utworów.

2/ Proces brunatnienia niezależnie od pochodzenia lessu niweluje wpływ skał macierzystych na właściwości wodne gleb na nich powstałych. Przy identycznych tendencjach zmian właściwości skały macierzystej różnice we właściwościach wodno-powietrznych, wynikające z odmiennego składu mechanicznego, mają charakter jedynie ilościowy.

F. Zawistowski
Instytut Gospodarki Wodnej
Warszawa

TEORETYCZNE PODSTAWY PARAMETRU POLOWEGO ZUŻYCIA WODY

Zastępcza konstrukcja myślowa dopuszczająca wartościowanie jednych elementów za pomocą innych, łatwiej dostępnych, znajduje w pracach naukowo-badawczych gospodarki wodnej w rolnictwie pole do zastosowania. Każda fikcja heurystyczna zastępstwa jest uproszczeniem myślowym. Może ona oddawać cenne usługi, o ile przestrzegać będzie warunków przedziału stosowalności, w których fikcja staje się rzeczywistością.

Nieprzestrzeganie tych warunków prowadzić może do uzyskiwania odpowiedzi nie mających większej wartości lub wprowadzających w błąd. Określenie zdolności porównawczej zamiennika parametru tak zwanego polowego zużycia wodnego nie zostało dotąd dość uporządkowane. Coraz częstsze stosowanie tego wskaźnika do prac badawczych zmierzających do ustaleń normatywnych musi wzmacniać obawy o przestrzeganie przedziału stosowalności. Jest to tym bardziej wskazane z uwagi na nadanie wskaźnikowi cech uniwersalnych i jakoby możliwości obszarowej interpretacji zjawiska przenoszenia wyników wartościowanych w jednym miejscu na inne. Pierwotne założenia nadające przez Baca [syn/ wskaźnikowi znaczenie tylko lokalne, bez wyrażanych uprawnień do przenoszenia wielkości wskaźnika na inne tereny, nie zawsze zostały uszanowane.

Z odległości czasu łatwo można ocenić przedział ufności stosowania wskaźnika od warunków, w których wskaźnik przestaje reprezentować sobą wielkości poszukiwane. Z badań w stacjach badawczych w Starym Polu na Żuławach i w Borowej Górze nad Narwią można stwierdzić

użyteczność wskaźnika w warunkach dozwolonych i bezużyteczność wskaźnika, gdy przekraczamy granicę porównywalności. Na granice przedziału stosowalności zastępstwa i uproszczenia wskazywać może analiza równania wodnego bilansowego; na niewiarygodne wyniki wysokości parametru wskazują niektóre wyniki uzyskiwane z badań terenowych na obydwóch stacjach badawczych. Postęp wiedzy w zakresie zasysania wody z głębszych poziomów gruntu ułatwia dostrzeganie znaczenia głębokości retencjonowania wody w glebie.

Bilansowe równanie wodne pola uprawnego roślinnego dla warunków nizinnych, rozważanego w czasie wegetacji, podane przez Dębskiego (1) bierze pod uwagę cztery grupy składowych elementów:

$$P = H_p - H_g + S_p + S_g + R_g + R_p, \quad (1)$$

gdzie

P - opad atmosferyczny,

H_g - odpływ gruntowy,

H_p - odpływ powierzchniowy,

S_p - straty powierzchniowe,

S_g - straty gruntowe,

R_p - zmiany retencji powierzchniowej,

R_g - zmiany retencji gruntowej.

Opad, odpływy i straty wchodzi do równania jako sumy dzienne, podczas gdy składnik retencji wchodzi do równania jedynie jako różnica pomiędzy stanem końcowym a stanem początkowym. Równanie przybrać może uproszczoną formę, gdy: nie zachodzi odpływ powierzchniowy [$H_p = 0$], nie ma strat gruntowych [$S_g = 0$], nie ulegają zmianom wielkości retencjonowania powierzchniowego [$R_p = 0$].

Ograniczenie warunków do niewystępowania niektórych rozchodów na odpływy, na straty i na retencjonowanie jest pierwszym znamieniem prosperowania wskaźnika polowego zużycia wody. Wyprowadzony jest on bowiem z uproszczonej relacji równania:

$$P = H_g + S_p + R_g,$$

$$P - R_g = H_g + S_p. \quad (2)$$

Polowe zużycie wody $[P - R_g]$ jest to różnica pomiędzy retencją wodną gruntu a opadem atmosferycznym, która w warunkach niewystępowania niektórych rozchodów może wskazywać na sumę parowania i odpływów gruntowych $[H_g + S_p]$.

W razie niewystępowania odpływów gruntowych gdy $H_g \rightarrow 0$, występować mogą doskonale warunki dla utożsamiania polowego zużycia wody z parowaniem:

$$P - R_g \rightarrow S_p. \quad (3)$$

Warunki takie występują, gdy parowanie jest większe od opadów. W okresach ubogich w opady, omawiany wskaźnik może określać wielkości parowania przy zachowaniu warunków określonych w równaniach (1) i (2), ale po uwzględnieniu głębokości $[h]$ profilu glebowego, skąd roślinność czerpie wodę na parowanie w układzie bilansowym.

Wodne równanie bilansowe (1) uwzględniające retencje i odpływy z gruntu może je określać w odniesieniu do strat na parowanie i do opadów. Tylko taka głębokość retencjonowania wody w gruncie może być brana pod uwagę, która odpowiada głębokości bilansowej pobierania wody. Znając ubytki wody w gruncie na każdym poziomie profilu glebowego i straty na parowanie, można wyliczyć głębokości bilansowe. Ograniczenie dowolności wybierania głębokości retencjonowania wody w glebie jest trzecim warunkiem niezbędnym do prawidłowego zastępowania jednych elementów równania innymi. Niedostrzeżenie na ogół tego ograniczenia prowadziło do bezużytecznych fikcji heurystycznych.

Przyjęcie dowolnej, choć umownej 100-centymetrowej głębokości warstwy gleby do wskaźnika polowego zużycia wody naraziło na zatracenie prawa zastępstwa przez różnicę opadów i retencji sumy parowania z odpływem:

$$P - R_{gh} = S_p + H_{gh} \quad (4)$$

W tym pojęciu etnologicznym polowe zużycie wody $[P - R_{gh}]$ jest to różnica pomiędzy retencją wody w gruncie do bilansowej głębokości a opadem, która w określonych warunkach występowania może wskazywać na sumę strat na parowanie i na odpływy z bilansowej głębokości. Gdy retencja końcowa jest mniejsza od retencji początkowej, wtedy R_{gh} jest wielkością ujemną /ubytek retencji/:

$$P - [-R_{gh}] = S_p + H_{gh}$$

zastępując symbolizację: $R_{gh} = R_h$; $H_{gh} = H_h$; $S_p = E_a$

$$P + R_h = E_a + H_h \quad (5)$$

W razie gdy R_k jest większa od R_p , wtedy mamy do czynienia z wielkością dodatnią /przychód retencji/.

$$P - R_h = E_a + H_h \quad (6)$$

Poznanie wielkości h staje się warunkiem prawidłowego formowania polowego zużycia wody. Ta dynamicznie zmienna wielkość zależy od natężenia parowania, zdolności kapilarnej gruntu, homogeniczności gruntu. Głębokości bilansowe profilu rosną w tych samych warunkach w glebach homogenicznych i zmniejszają się w glebach warstwowych /Visser, Ostrómecki, Bouchet/. Wraz ze wzrostem masy zielonej roślinnej rośnie wysokość parowania terenowego. Wykryć to łatwo w razie wzrostu intensyfikacji, szczególnie przy przejściu z intensyfikacji średniej na wysoką. Wyższym plonom towarzyszyć powinno głębsze pobieranie wody.

Każdy rodzaj gruntu posiada własny układ charakterystyczny dla ujawniania związków zależności pomiędzy natężeniem parowania a głębokością pobierania wody z określonej głębokości. Prawidłową ocenę parametru polowego zużycia wody można dokonać znając charakterystykę gruntu pola uprawnego, dla jakiego chcemy wyliczyć dane. Bez posiadania infor-

macji o zasysaniu wody z gruntu przez parowanie do głębokości bilansowej wyliczanie połowego zużycia wody może być wątpliwe.

Zastosowanie połowego zużycia wody jako parametru badawczo-naukowego nakłada dyrektywę jednoznaczności genetycznej błędów pomiaru składowych. Pojedyncze składowe parametru opadu i retencji nie mogą być obciążone znacznie różnicującymi się średnimi błędami. Winny one znajdować się w zbliżonych do siebie z góry wyznaczonych przedziałach ufności. Standardowe średnie błędy próby są pożądane dla oceny stanu pojedynczego czynnika, ale stają się niezbędne dla sumy czynników, które mają stanowić o prawdzie innej sumy. Dochodzenia do prawdy o czynnikach nieznanach można prowadzić przez poznanie czynników zastępczych, o których wiemy skądinąd, że są prawdziwe. Wątpliwa jest prawda wielkości połowego zużycia wody wyliczonego z heterogenicznych wartości średnich błędów próby. Zbyt wielki błąd pomiaru retencji wodnej gleby jest zazwyczaj niezgodny ze średnim błędem, jaki zwykle występuje w pomiarach opadów, biorąc pod uwagę okres czasu.

Określenie liczebności próby pomiarów uwilgotnienia gleby powinno być przedmiotem analizy statystycznej przed przystąpieniem do badań naukowych. Nie są wystarczające analiza warunków zewnętrznych i stwierdzenie prawidłowości niewystępowania określonych poprzednio zjawisk, które by nie pozwalały na stosowanie parametru połowego zużycia wody, lecz konieczne jest uwidocznienie wielkością standardowego błędu. Uniknie się wtedy próby formowania naukowych twierdzeń z analizy połowego zużycia wody, o ile mieści się on w ramach błędu pomiaru.

Średnie błędy retencji wodnej gleby przy trzech powtórzeniach na glebach heterogenicznych wahają się nieraz 10-30%, gdy opady wahają się w granicach 6-20% w zależności od rodzaju opadów i od okresu czasu. Tak wielkie błędy prób składników wchodzących w skład parametru stawiać mogą wiele wątpliwości co do wartości naukowej tak spreparowanego parametru. Każdy wniosek wyprowadzony z analizy połowego zużycia wody winien być poddany analizie statystycznego błędu.

Znaczne trudności metodyczne związane ze wstępnym określeniem prawa do zastępstwa i określeniem standardowego błędu narzucają potrzebę poszukiwania innych parametrów, za których pomocą można by ustalić optymalne stany uwilgotnienia gleby. Na tej podstawie dopiero można wyliczyć ilościowe stosunki wodne dopływu wody do siedliska i do gleby. Proponuje się wykorzystanie jednego ze wskaźników Vissera /1965/ cytowanego także przez Dobrzańskiego i Kowalika /1972/

$$\left(0,0075 - \frac{q}{\Theta^3 - \Theta_w^3}\right), \quad (7)$$

gdzie

q - dzienny przyrost zielonej masy roślin na ha, Θ - rzeczywiste uwilgotnienie gleby w ciągu dnia w % objętościowych,

Θ_w - uwilgotnienie gleby odpowiadające punktowi trwałego więdnienia roślin przy $pF = 4,2$,

0,0075 - empiryczna wielkość równoważna, wyznaczona dla warunków holenderskich.

Wskaźnik plonu zielonego dziennego przyrostu na wyolbrzymioną wielkość wody środowiskowej jest relatywnym parametrem wskazującym na zdolność pola do wydajności w warunkach wodnych. W warunkach posuszu glebowego wskaźnik jest niższy. Visserowskie wskaźniki wilgotności z reguły podnoszone do wyższych potęg wymagają wstępnego pomiaru uwilgotnienia gleby ze stosunkowo niskim standardem błędu.

Przeprowadzono analizę wyliczeń połowego zużycia wody według tradycyjnych formuł biorąc pod uwagę 100-centymetrową głębokość gruntu do określenia retencji wodnej na dwóch stacjach badawczych w ciągu 9 lat położonych na odmiennych typach gleb.

Z chaotycznego zbioru liczb udało się wykryć prawidłowości dla wybranego zbioru dla okresów czasu, w których nie występował w wyraźnych rozmiarach odpływ gruntowy.

Nie wykryto żadnych możliwości porównawczych między wzrostem plonów a zachowaniem się parametru połowego zużycia wody. Próby relacji wykazują na niewrażliwość parametru na plony, gdy brano pod uwagę

sumy polowego zużycia wody za okres wegetacji danej uprawy.

Parametr nie jest wrażliwy na charakterystykę wodną poszczególnych upraw. Nie można było dociec żadnej prawidłowości pomiędzy spożyciem wody przez rośliny uznane za wodolubne a roślinami nie przewidywanymi do nawodnień.

Uzyskiwanie poprawnych wyników dla okresów bezodpływowych, w czasie gdy parowanie jest wyższe od opadów, ograniczane jest przez naukowe zastosowanie wskaźnika do określonych pogódami przedziałów czasu, upoważniające do szerszej interpretacji, aniżeli tylko dla badanego pola.

Średnie głębokości bilansowe pobierania wody z gleby wynosiły dla Borowej Góry w 1965 roku 63 cm, a w roku 1966 - 69 cm pod wysoką mieszanką na siano. Polowe zużycie wody wyliczane tradycyjnym sposobem wynosiło 459 bądź 488 mm za okres V-IX. W porównaniu z tymi wielkościami parametr wyliczony do głębokości zasilania wykazuje niższe wielkości i odmienny kształt krzywej. Jest on wrażliwy na okresy krytyczne wielkiego zapotrzebowania wody i nie urasta do wyolbrzymionych wielkości w okresach małego spożycia wody przez rośliny. Bilansowe głębokości wyliczania retencji wodnej z gleby pod mieszanką w Borowej Górze podano w tab. 1.

Kłopotliwe stają się próby uznania polowego zużycia wody z czarnego ugoru na poziom odniesienia, ponieważ wielkości wyliczone do 100 cm głębokości wskazują na niedorzeczności większego zużywania wody w niektórych mocach aniżeli na polach wysoko produkcyjnych.

Podniesienie wysokości polowego zużycia wody /PZW/ na deszczowanym polu pokrytym szatą roślinną o wielkości polewu nadmiernie wyższy parametr, czyniąc go nieporównywalnym. Nie zachodzi bowiem przestrzeganie założonych warunków nieobecności powierzchniowego retencjonowania wody. Roślinność pokrywająca pole może zatrzymywać nawet kilkanaście mm wody. Wyliczenie PZW nawadnianej mieszanki, nie uwzględniające założenia, wykazało wielkość 173 mm w 1966 roku, gdy na polu niedeszczowanym tylko 126 mm. Dla zaspokojenia wstępnego wa-

Tabela 1

Miesiące	Głębokość gleby		Połowe zużycie wody przy 100-cm. głęb. gleby	
	rok 1965	rok 1966	rok 1965	rok 1966
V	55 cm	66 cm	118 mm	91 mm
VI	45 "	160 "	50 "	74 "
VII	105 "	74 "	113 "	180 "
VIII	40 "	58 "	129 "	11 "
IX	70 "	83 "	54 "	92 "
Średnio	63 cm	69 cm	459 mm	488 mm

Tabela 2

Miesiące	Połowe zużycie wody		
	czarny ugór	mieszanka	ziemniaki
III	63,0	54,8	24,6
IV	54,3	41,3	70,3
V	101,0	61,5	30,3
VI	47,5	75,2	37,0
VII	107,3	125,9	127,6
VIII	62,7	10,6	74,2
IX	87,3	92,1	119,9
Suma	444,1	461,4	483,9 mm

runku należałoby wprowadzić korektę na zatrzymywanie wody na liściach roślin i na zwilżanej powierzchni gruntu. Wielkość tej intercepcji można by wyliczać na podstawie wskaźników, których dotąd nie posiadamy.

Nie znane są przyczyny, dla których powtórzeniowe obiekty na tym

samym polu doświadczalnym i w tym samym czasie wykazują w jednych miesiącach wysoką zgodność wielkości polowego zużycia wody, w innych zaś nieoczekiwane różnice /tab. 3/.

Różnicowanie się wielkości polowego zużycia wody na powtórzeniowych obiektach pola doświadczalnego nisko produkcyjnej mieszanki w 1966 roku w Borowej Górze przedstawia tab. 3.

Tabela 3

Miesiące	Polowe zużycie wody	Wskaźnik liczbowy	Miesiące	Polowe zużycie	Wskaźnik 1
IV	57/48	1,2 : 1	VII	134/91	1,5 : 1
V	69/69	1 : 1	VIII	17/50	0,4 : 1
VI	104/105	1 : 1	IX	88/124	0,7 : 1

Na jednym z badanych obiektów /poletek/ pola doświadczalnego występowała niewielka zmienność wielkości PZW w następujących po sobie miesiącach: IV - 57 mm, V - 78 mm, VII - 93 mm, VIII - 72 mm, IX - 83 mm.

Stosunkowo mała wrażliwość parametru na różnicowanie się miesięcy wielkiego zużycia wody w okresie letnim, małego zużycia wody na jesieni i na wiosnę jest uzasadniona treścią składową parametru. Zmniejszonemu parowaniu towarzyszy większy odpływ gruntowy, a większemu parowaniu odpowiada zmniejszenie odpływu. W tych warunkach z samych podstaw ontologicznej treści parametru wynika, że nie został on zmontowany dla celów uogólniania norm nawodnień ani dla wykazywania związków zależności pomiędzy intensyfikacją plonów a zużywaniem wody ani dla prób uogólniania przestrzennego.

Wartość parametru polowego zużycia wody w tradycyjnym ujmowaniu do cm głębokości gleby wyliczanej retencji posiadać może znaczenie lokalne w odniesieniu do porównywalności ze sobą wyników na tym samym polu i za okres kilku miesięcy czasu, np. za okres V-IX.

Wnioski

1. Polowe zużycie wody jako parametr może zachować zdolność do zastępstwa informowania o sumach parowania i odpływu tylko przy zachowaniu warunków niewystępowania retencji i odpływów powierzchniowych. W przeciwnym razie pozostaje on wskaźnikiem opadowo-retencyjnym bez prawa zastępstwa.

2. W celu uogólniania i naukowego interpretowania wyników polowego zużycia wodnego retencja wodna powinna być wyliczana z rzeczywistej głębokości gleby, określonej bilansowym jej zużyciem na parowanie. Każdy gatunek gleby posiada własną charakterystykę głębokości bilansowego pobierania wody z gruntu, których dynamiczne zmiany w czasie są uzależnione od natężenia parowania i wielkości zielonej masy roślinnej ewapotranspirującej, a także od właściwości układu kapilarnego gleby.

3. Dla uzyskania jednoznaczności standardu średniego błędu pomiarów opadów i retencji wodnej gleby należy poprawić dokładność pomiarów i liczebność powtórzeń pomiarów czynników składających się na retencję wodną gleby.

4. W świetle badań nad wynikami stacji badawczych w Borowej Górze i w Starym Polu tradycyjnie wyliczany do głębokości 100 cm parametr polowego zużycia wody okazał się zupełnie nieodpowiedni w naukowo-badawczych procesach uogólniania i poszukiwania zależności międzyparametralnych. W szczególności parametr polowego zużycia wody okazał się niewrażliwy na poszukiwanie zależności pomiędzy wzrostem rolniczych plonów a zużyciem wody, na wyróżnianie charakterystyki różnych upraw roślin i na przestrzenne reprezentowanie tego samego obiektu. Nie może on służyć do określania norm nawodnień ani do oceny wodnej porównawczej do innych obiektów.

5. Wartość parametru tradycyjnie ujmowanego do 100 cm głębokości gleby jest duża w odniesieniu do relacji z lat tego samego pola ustalonego. Znaczenie jego wzrasta, gdy porównuje się parametr wylicza-

ny w okresach bezodpływowych wezetaacji. Prawo do przenoszenia wyników poza badane pole może być zastosowane dopiero po uwzględnieniu wyliczenia rzeczywistej głębokości retencjonowania i zaprzestania nieuzasadnionego wyliczania do głębokości 100 cm.

SPIS TREŚCI

	Strona
WPROWADZENIE	5
 I. TEORIA WODY GLEBOWEJ	
1. B. Dobrzański, K. Michałowska, R. Walczak: Znaczenie fizyki wody glebowej w gleboznawstwie i melioracjach wodnych	7
2. J. Benetin: Przepływ wody ze strefy nasyconej do nienasyconej w profilu glebowym	19
3. F. Doležal: Zjawisko ruchu gleby	22
4. J. Kaniewska, R. Walczak: Numeryczna interpretacja analizy zjawiska histerezy w procesach osuszania i nawilżania gleby	23
5. A. Kędziora: Wiązanie wody w glebie w zależności od temperatury	24
6. P. Kowalik, H. Zaradny: Modelowanie matematyczne dynamiki uwodnienia z uwzględnieniem transpiracji wody z profilu glebowego	24
7. M. Kutilek: Woda w glebach pęczniejących i kurczących się	26
8. M. Kutilek: Przepływ wody do gleby zaskorupionej	32
9. V. Novak: Przepływ wody w nienasyconych ośrodkach porowatych przy małych gradientach potencjału	33
10. W. Olszta: Badania ruchu wody w hydrogenicznym utworach glebowych	43
11. E. Stępkowska: Siły wiążące wodę w gruntach i glebach	53

12. J. Sutor: Oddziaływanie gradientu temperatury oraz gradientu wilgotności w strefie nienasyconej	64
13. R. Walczak: Wpływ zagęszczenia gruntów na ich retencję wodną	65
14. R. Walczak, O. Reszeta, H. Czachor: Przenoszenie wody i ciepła w glebie	66
15. A. Woytowicz, M. Fijałkowska: Ruch wody w ośrodku kapilarno-porowatym pod wpływem gradientu temperatury	68
16. H. Zaradny: Badanie przepływu wody w gruntach nienasyconych przy użyciu metody promieniowania gamma ..	71

II. METODY POMIARU WODNYCH WŁAŚCIWOŚCI GLEB

17. V. Kuraż: Nowoczesne metody określania wilgotności gleby	74
18. Z. Prusinkiewicz: Ekstrakcyjno-kolorymetryczna metoda oznaczania uwilgotnienia gleb	78
19. J. Szuniewicz: Metody tensjometryczne w badaniach uwilgotnienia gleb	79
20. M. Trybała: Współczesne metody polowe oznaczania wilgotności gleb w świetle kilkuletnich badań	86
21. S. Trzecki: Możliwość wyznaczania niektórych wodnych pojemności gleb na podstawie ich składu mechanicznego i zawartości próchnicy	88
22. R. Turski, M. Malicki: Precyzyjny laboratoryjny miernik stałej dielektrycznej gleby o różnym stopniu uwilgotnienia	95
23. S. Zawadzki, K. Michałowska: Zależność wielkości pF od powierzchni właściwej gleb	96

III. CHARAKTERYSTYKA STOSUNKÓW WODNYCH GLEB

24. O. Glet: Charakterystyka agrofizycznych właściwości i stosunków wodnych gleb Czechosłowacji	97
---	----