

problemy agrofizyki

POLSKA AKADEMIA NAUK · INSTYTUT AGROFIZYKI



Ossolineum

zeszyt 61

rok 1990

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

INSTYTUT AGROFIZYKI W LUBLINIE

PROBLEMY AGROFIZYKI 61

ADAM PUKOS

ODKSZTAŁCENIA GLEBY W ZALEŻNOŚCI OD ROZKŁADÓW WIELKOŚCI PORÓW I CZĄSTEK FAZY STAŁEJ

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

1990

Komitety redakcyjny

prof. dr JAN GLIŃSKI (redaktor naczelny)
prof. dr IGNACY DECHNIK, prof. dr hab. BOGUSŁAW SZOT
doc. dr hab. RYSZARD WALCZAK

Rozprawa habilitacyjna

Okładkę projektował Zygmunt Ziemka

Wykonano ze składu pisma dostarczonego przez Instytut Agrofizyki
© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1990
Printed in Poland

PL ISSN 0137-6586
ISBN 83-04-03671-1

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1990
Objętość: ark. wyd. 490; ark. druk. 725.
Zakład Graficzny Politechniki Wrocławskiej
Zam. 1053/90

SPIS TREŚCI

Ważniejsze oznaczenia.....	4
Wstęp.....	5
Czynniki wpływające na zagęszczanie gleby.....	6
Hipoteza probabilistyczna.....	11
Cel pracy i zasadność metody probabilistycznej.....	11
Schemat konstrukcji równania zagęszczania gleb.....	15
Mikromechanika zagęszczania.....	17
Struktura gleby i jej opis z pomocą zmiennych losowych.....	17
Równanie ruchu cząstki w glebie zagęszczonej i jego eksperymentalna weryfikacja.....	23
Przemieszczanie cząstek do pojedynczego poru glebowego.....	52
Przemieszczanie cząstek do wszystkich porów i odkształcenie objętościowe.....	61
Metoda pomiarów odkształceń objętościowych i zmian rozkładów średnic porów.....	64
Porównanie wyników teoretycznych z eksperymentalnymi.....	81
Podsumowanie.....	89
Wnioski.....	97
Literatura.....	99
Summary.....	109

WAŻNIEJSZE OZNACZENIA

- F, e - napężenie i odkształcenie na powierzchni gleby
 E_1, E_2, ν - współczynniki sprężystości i lepkości
 μ, c - tarcie wewnętrzne i spójność
 f, f_m - mikroskopowe napężenie i napężenie średnie w kontaktach cząstek lub agregatów
 $\ln, \exp, \sinh, \operatorname{arsinh}, \operatorname{Shi}, \cosh$ - odpowiednio: logarytm naturalny, funkcja wykładnicza, sinus hiperboliczny, funkcja do niego odwrotna, całkowy sinus hiperboliczny, cosinus hiperboliczny
 T, t, t_{stop} - temperatura, czas i czas zatrzymywania się procesu zagęszczania
 $[x]$ - $\operatorname{Entier}(x)$ - największa liczba całkowita nie przekraczająca x
 J_{I_k} - indykator, czyli funkcja charakterystyczna przedziału I_k
 A, B - stałe występujące w funkcji lepkości (wzór 3.14)
 $h(a, A, B, t)$ - funkcja opisująca zatrzymywanie się zagęszczania
 $c_3(f_m)$ - funkcja maksymalnego końcowego upakowania cząstek dla danego napężenia średniego
 $p_{\min}$ - minimalna porowatość końcowa
 V_{ok} - początkowa objętość porów z frakcji k
 $\bar{V}_{pk}$ - średnia objętość poru z frakcji k
 $g_1(D_s), g_2(f), g_3(l), g_4(D_p)$ - gęstości rozkładów zmiennych losowych o wartościach odpowiednio: średnica cząstki D_s , napężenie f , długość poru l i jego średnica maksymalna D_p
 a - średnie pole powierzchni kontaktu cząstek (równanie 3.5)
 E - wartość średnia (np. ED_s - średnia średnica cząstki)

WSTĘP

Gleba jest wieloskładnikowym i wielofazowym ośrodkiem polidispersyjnym, w którym zachodzi wiele procesów fizycznych, chemicznych i biologicznych. Ziarna mineralne i agregaty glebowe tworzące szkielet gleby nie zawsze połączone są ze sobą w sposób dostatecznie trwałe, więc nawet przy działaniu niewielkich sił zewnętrznych gleba ulega odkształceniom objętościowym. Zachodzą one głównie kosztem zmian udziału fazy gazowej. Oznacza to, że porowatość i zawartość powietrza warunkują zdolność gleb do odkształceń objętościowych, które są prawie całkowicie nieodwracalne.

Proces narastania odkształceń objętościowych nazywany jest zagęszczaniem gleby (ang. - compaction, ros. - уплотнение). Konsekwencją tego procesu jest dany stan zagęszczenia gleby, który zazwyczaj mierzony jest jako gęstość objętościowa (gcm^{-3}) lub bezwymiarowe odkształcenie objętościowe.

Odkształcenie objętościowe jest głównym efektem wpływu maszyn rolniczych i pojazdów napędzających na właściwości fizyczne gleby, decydując o stosunkach wodnych, powietrznych i cieplnych. Zagęszczanie wpływa zarówno na pojemność wodną, powietrzną i cieplną gleb, jak i na współczynniki transportu wody, powietrza i ciepła, a więc jest najważniejszym składnikiem wpływu technologii na stan gleby [18, 24, 26, 28, 66, 74, 76, 85].

Stosowanie maszyn rolniczych spulchniających i ugniatających glebę jest zamierzonym zabiegiem agrotechnicznym w celu uzyskania stanu zagęszczenia gleby optymalnego dla wzrostu i rozwoju uprawianych roślin. Wszystkim zabiegom agrotechnicznym, nie zawsze związanym z uzyskaniem optymalnej gęstości objętościowej, np.

nawożenie, ochrona roślin, odchwaszczanie, transport płodów rolnych; towarzyszy wielokrotne ugniatanie gleby przez koła i gąsienice pojazdów /7, 75, 76, 93, 94/. Efekty ugniatania są znaczne ze względu na dużą liczbę przejazdów. Ugniatanie gleby przez koła jest niezamierzone i niekorzystne /7, 75, 76, 77/, dlatego wiele prac dotyczyło badania wielkości tego zjawiska i sposobów jego eliminacji. Badania prowadzone w Michigan /93/ wykazały, że przy uprawie zboż 90% powierzchni pola jest ugniatane kołami ciągników, powodując obniżenie potencjalnych plonów od 20 do 50%.

1. CZYNNIKI WPŁYWAJĄCE NA ZAGĘSZCZANIE GLEBY

Badanie wielkości odkształceń objętościowych gleby pod wpływem przykładanych naprężeń było tematem prac wielu autorów /4, 5, 15, 16, 18, 26, 29, 30, 37, 48, 49, 68, 75, 93/. Dostarczyły one wielu informacji dotyczących konstrukcji elementów jezdnych oraz sposobu przeprowadzania zabiegów agrotechnicznych, chociaż nie wyjaśniły dokładnie mechanizmów procesu zagęszczania.

Niekorzystne zagęszczenia gleby można by zmniejszyć przez stosowanie lekkich pojazdów lub zwiększenie powierzchni kół i gąsienic, co zmniejszenia obciążenia jednostkowe. Jednak ze względu na konieczność zwiększenia mocy pojazdów napędzających niemożliwe jest zmniejszenie ich ciężaru /7/, a zmniejszenie obciążeń jednostkowych przez zwiększanie powierzchni kół nie jest efektywne, gdyż rośnie wówczas powierzchnia zagęszczanej gleby /75, 93/. Stosowanie gąsienic powodujących zmniejszenie naprężeń jest korzystne, szczególnie dla gleb ciężkich o słabej strukturze /49/. Stwierdzono jednak, że przy tej samej prędkości jazdy takie samo zagęszczenie powoduje koło, wywołujące większe naprężenie i

gąsienica, wywołująca mniejsze naprężenie, ze względu na różny czas działania tych naprężeń /3, 93/.

Na podstawie wyników omówionych wyżej badań można stwierdzić, że jedynym sposobem zmniejszenia oddziaływania pojazdów i maszyn rolniczych na glebę jest zmniejszenie do minimum liczby przejazdów przez stosowanie odpowiednich zestawów maszyn i ograniczenie zabiegów agrotechnicznych (szczególnie przy dużej wilgotności). Ponieważ takie zalecenia nie są zadowalające dla praktyki rolniczej, prowadzi się również badania, mające na celu dokładniejsze poznanie mechanizmu reakcji gleby na przyłożone siły, które w efekcie powinny prowadzić do rozwiązania problemów technologii prac polowych i konstrukcji maszyn rolniczych. W tym celu różni autorzy badali opór na ścinanie i ściskanie; spójność, tarcie wewnętrzne i zewnętrzne /22, 23, 33, 43, 71, 72, 73, 78/.

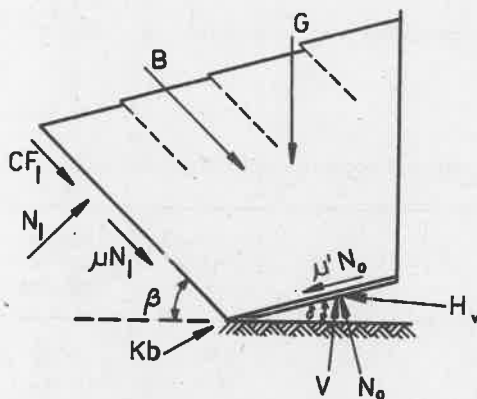
Szczegółowe i kontrolowane badania prowadzone przez Rzęsę i Owczarżaka /71-73/ wykazały istotny wpływ rodzaju i gatunku gleby, porowatości, wilgotności, zawartości próchnicy, związków wapnia, potasu oraz środków strukturotwórczych na wodoodporność, zagęszczenie i wytrzymałość mechaniczną agregatów glebowych. Autorzy opracowali metody analizy wodoodporności, szybkości kapilarnego podsiąku wody, kapilarnej pojemności wodnej, cech wytrzymałościowych modeli agregatów glebowych oraz maksymalnego zagęszczenia i spulchnienia gleby. Z badań tych wynika, że dominującą rolę w procesach zagęszczania odgrywają: rozkład granulometryczny, infiltrująca woda glebowa, procesy przesuszania i nawilżania, procesy nawozowe oraz porowatość. Każdy rodzaj, a zwłaszcza gatunek gleby ma określony przedział, w którym mieszczą się zmienne w czasie terenowe (naturalne) wartości porowatości. Wartości te nie mogą być bezpośrednio porównywane (dla różnych gleb należy porównywać odpowiednie wskaźniki lub stopnie

zagęszczenia). Badania te były inspirujące do wykonania poniższej pracy, w której podjęto próbę wyjaśnienia zmian porowatości między stanami maksymalnego spulchnienia i zagęszczenia.

Prowadzono bezpośrednie polowe badania wpływu prędkości poruszania się narzędzi, wielkości naprężeń i stanu początkowego gleby na wielkość odkształceń. Badania wykazały, że wielkość deformacji gleby maleje ze wzrostem prędkości poruszania się pojazdów i narzędzi we wszystkich zakresach sił uciągu /13, 21, 33, 90/.

Bardziej dokładne badania dynamicznego procesu odkształceń objętościowych gleby w zależności od prędkości odkształceń przy jej różnym uwilgotnieniu przeprowadził Haman /37/. Stwierdził on, że szybkość orki przy stałym ciśnieniu komprymującym nie ma wpływu na pracę odkształcenia szkieletu gleby oraz kompresję gazów, ma natomiast wpływ na pracę niezbędną do wywołania filtracji wody. Praca ta jest odwrotnie proporcjonalna do prędkości. Potwierdza to hipotezę, że odkształcenie objętościowe gleby odbywa się na koszt porów wypełnionych powietrzem i wodą oraz świadczy o istotnej roli naprężenia i czasu w tych zjawiskach. Zatem naprężenie i czas są kolejnymi zmiennymi decydującymi o zagęszczaniu gleby.

Oddziaływanie wielu narzędzi uprawowych można przedstawić za pomocą nachylonego ostrza (rys. 1 /93/). Użyte na rysunku symbole oznaczają: H_v - siła pozioma, μ' - współczynnik tarcia gleba-metal, N_0 - obciążenie normalne do powierzchni nachylonego ostrza, K - czysty opór cięcia gleby na jednostkę długości krawędzi tnącej ostrza, b - długość krawędzi tnącej ostrza, α - kąt nachylenia ostrza, G - ciężar, B - przyspieszenie, C - spójność, F_1 - powierzchnia ścięcia, N_1 - siła normalna, μ - współczynnik tarcia wewnętrznego, β - kąt ścinania. Wszystkie te siły można sprowadzić do jednej siły wypadkowej (trzech składowych



Rys. 1. Schemat sił występujących przy działaniu klina

wektora lub tensora w przestrzeni trójwymiarowej).

Siły działające na glebę przekazywane są przez kontakty między jej cząstkami. Z punktu widzenia mechaniki gleby i grunty są najbardziej złożonymi ciałami sprężysto-lepko-plastycznymi.

Ilustracją powyższego problemu jest zestawienie czynników wpływających na zjawiska mechaniczne w gruntach (opór ścinania) wykonane przez Kisiela /44/ na podstawie obszernych badań literaturowych (tabela 1). W tabeli tej wymieniono 24 czynniki, które zdaniem Kisiela wpływają na wytrzymałość gruntu, czyli opór stawiany naprężeniom zewnętrznym. Niektóre czynniki /13, 15, 18, 19, 23/ dotyczą problemów typowo gruntoznawczych w gruntach całkowicie nasyconych wodą, a więc nie dotyczą problemów mechanizacji rolnictwa. Niektóre ich grupy można przedstawić za pomocą mniejszej liczby zmiennych, niemniej tabela 1 pokazuje, jak

skomplikowane są problemy odkształceń trójfazowego ośrodka glebowego. Widać też, że niektóre czynniki nie są parametrami, lecz zmiennymi losowymi. Dlatego mechanika gruntów i gleb wymaga nowego aparatu matematycznego, innego niż mechanika ośrodków ciągłych.

Tabela 1. Czynniki wpływające na wytrzymałość gruntu / wg 44/

Numer i nazwa czynnika	Zmienność czynnika w czasie	Wpływ czynnika na opór ścinania gruntu sypkiego spoistego	
1 wielkość cząstek	nie	tak	tak
2 kształt cząstek	nie	tak	tak
3 struktura szkieletu	tak	tak	tak
4 porowatość	tak	tak	tak
5 zagęszczenie	tak	tak	tak
6 zawartość wody	tak	tak	tak
7 zawartość powietrza	tak	tak	tak
8 konsystencja	tak	nie	tak
9 zjawiska powierzchniowe	tak	tak	tak
10 tarcie między cząstkami	tak	tak	tak
11 spójność	tak	nie	tak
12 temperatura	tak	tak	tak
13 przepuszczalność wodna	tak	tak	tak
14 skład mineralogiczny	nie	nie	tak
15 geneza gruntu	nie	nie	tak
16 warunki ruchu wody	tak	tak	tak
17 historia obciążenia	nie	nie	tak
18 ciśnienie neutralne	tak	tak	tak
19 ciśnienie efektywne	tak	tak	tak
20 pośrednie naprężenie normalne	tak	tak	tak
21 prędkość odkształcenia	tak	tak	tak
22 maksymalne naprężenie styczne	tak	tak	tak
23 ciśnienie spływowe	tak	tak	tak
24 właściwości tiksotropowe	tak	nie	tak

Porównując czynniki wymienione w tabeli 1 z czynnikami, jakie można znaleźć w przedstawionych tu pracach z mechaniki gleby, można znaleźć prawie pełną zgodność. W mechanice gleby inny jest zakres naprężeń, odkształceń i czasu, a stan gleby jest luźny.

2. HIPOTEZA PROBABILISTYCZNA

2.1. Cel pracy i zasadność metody probabilistycznej

Zjawiska fizyczne zachodzące w trójfazowym ośrodku rozdrobnionym, jakim jest gleba, mogą być rozpatrywane na poziomie makroskopowym i mikroskopowym. Pierwsze podejście, nazywane fenomenologicznym lub makroreologicznym, wywodzi się z mechaniki ośrodków ciągłych i oparte jest na założeniu, że można nie uwzględniać struktury wewnętrznej ośrodka. Wówczas prawa rządzące procesami dedukuje się z zależności między danymi wejściowymi a wyjściowymi, traktując badany ośrodek jako ciągły i jednorodny. Ośrodek rzeczywisty opisują modele matematyczne bezstrukturalnego continuum. Takimi metodami uzyskano np. modele idealnych materiałów sprężystoplastycznych lub lepkosprężystych, prawo Darcy'ego dla ruchu cieczy lub równanie dyfuzji dla gazów.

Druga metoda, nazywana podejściem strukturalnym, mikroreologicznym lub statystycznym, polega na analizie procesu deformacji jako oddziaływania między elementami tworzącymi ośrodek. W wypadku zatem badania deformacji w glebie należałoby założyć, że składa się ona z cząstek, agregatów i porów znajdujących się między nimi i obserwowane odkształcenie jest sumą względnych ruchów indywidualnych cząstek i agregatów. W wypadku badania przepływów cieczy i gazów również należałoby uwzględnić udział indywidualnych porów w tym ruchu.

Tendencje zastępowania dawnych fenomenologicznych makrosko-

powych teorii przez nowe mikroskopowe teorie statystyczne występują w różnych dziedzinach współczesnej fizyki. W najnowszej literaturze spotyka się również próby sformułowania statystycznych teorii odkształceń i przepływów /2, 45/. Teorie statystyczne odwołują się zawsze do struktury ośrodka i rzeczywistych oddziaływań między jego elementami. Dzięki temu można określić zakres stosowalności tych teorii oraz odpowiedzieć na pytanie, dlaczego dane równanie ma taką, a nie inną postać. Pozwala to stosować te same metody matematyczne dla różnych typów i rodzajów gleb. W przypadku odkształceń gleb podejście to implikuje inne definicje odkształcenia i naprężenia. W szczególności nie jest już konieczne założenie o ciągłości i jednorodności ośrodka. Założenie to jest potrzebne w mechanice ośrodków ciągłych w celu wykorzystania analizy tensorowej i rachunku różniczkowego do badania zależności naprężenie-odkształcenie-czas. W tym celu wartości lokalne naprężeń i odkształceń (przy objętości dążącej do zera) powinny być opisane ciągłymi funkcjami czasu i współrzędnych przestrzennych. Założenie to nie jest spełnione w żadnym ośrodku trójfazowym. W przypadku gleby, według tego założenia, stopień rozdrobnienia nie powinien wpływać na wyniki pomiarów (takie same wyniki powinny być uzyskane dla piasku, pyłu czy iłu o danym składzie chemicznym).

W następnym rozdziale będzie pokazane, że liniowe modele reologiczne i ich uogólnienia nieliniowe nie prowadzą do wyjaśnienia zasadniczej sprzeczności powstającej przy użyciu reologii (teorii sprężysto-lepko-plastyczności) do ośrodków trójfazowych. Sprzeczność ta polega na tym, że odkształcenia natychmiastowe (w bardzo krótkim czasie) obserwowane w ośrodkach trójfazowych są prawie całkowicie nieodwracalne, natomiast w każdej teorii sprężysto-lepko-plastyczności odkształcenia

natychmiastowe są prawie całkowicie odwracalne, a mechanizmy dysypacji energii (zjawiska nieodwracalne) pojawiają się dopiero po upływie pewnego czasu.

Dotyczy to szczególnie zagadnień rolniczych, gdzie stan początkowy ośrodka jest luźny (porowatość wynosi 30-60 %) a natychmiastowe odkształcenie objętościowe stanowi 50-90 % odkształcenia końcowego. Właśnie zdolność do dużych odkształceń objętościowych odróżnia glebę w stanie luźnym od gruntu, który jest zawsze zagęszczony. Odkształcenia objętościowe powodują zmianę ilości punktów kontaktów cząstek fazy stałej na jednostkę przekroju, a więc wszystkich właściwości mechanicznych w trakcie procesu deformacji. Na istotną rolę odkształceń objętościowych w mechanice gleb pierwszy zwrócił uwagę Haman /37/.

Fakt, że mechanika gruntów w ciągu ponad dwustu lat swojego rozwoju, zapoczątkowanego fundamentalną pracą Coulomba z 1773 roku, pomimo ogromnej liczby opublikowanych prac nie potrafiła wyjść poza modele plastyczności i lepkosprężystości, jest zadziwiający. Pewnych wyjaśnień może dostarczyć tabela 1, która świadczy, jak skomplikowany jest ośrodek gruntowy. Ponadto gruntoznawcy interesują się przede wszystkim wytrzymałością w stanach granicznych, gdzie pomija się odkształcenia objętościowe, natomiast gleboznawców interesują stany luźne i relatywnie duże zmiany gęstości objętościowej ośrodka.

Celem pracy było zbadanie mechanizmów i równań procesu zagęszczania luźnego ośrodka glebowego, a w szczególności ustosunkowanie się do czynników wpływających (według Kisiela) na wytrzymałość tego ośrodka, zmieniającego swoje właściwości, charakterystyki mechaniczne i parametry materiałowe w trakcie narastania odkształceń objętościowych, oraz odpowiedź na pytania:

1. Od jakich wielkości fizycznych zależy odkształcenie objętościowe gleb?
2. Jakie są mechanizmy tego procesu i odpowiadające im równania?
3. Dlaczego i w jaki sposób w trakcie deformacji ilość większych porów zmniejsza się w pierwszej kolejności?
4. Dlaczego odkształcenia natychmiastowe są prawie całkowicie nieodwracalne?
5. Jak znaleźć wspólne równania dla odkształceń różnych typów, rodzajów i gatunków gleb?

Celem pracy było też eksperymentalne zweryfikowanie rozważań teoretycznych.

Ze względu na dużą liczbę cząstek, agregatów i porów glebowych oraz ich różnorodność pod względem wielkości i kształtu nie możemy oczekiwać uporządkowanego ruchu ośrodka. Konsekwencją przyjęcia autonomii ruchu elementów struktury ośrodka glebowego jest przewaga odkształceń nieodwracalnych oraz fakt, że ośrodek ten jest nieholonomiczny, tzn. zależność naprężenie - odkształcenie - czas nie może być zapisana za pomocą skończonej liczby równań deterministycznych. Dlatego poprawnym sposobem analizy zmian struktury podczas zjawisk mechanicznych w trójfazowych ośrodkach rozdrobnionych są metody probabilistyczne. Po raz pierwszy w gruntoznawstwie użył ich Litwiniszyn /51/. Stwierdził on: "Ogromna liczba parametrów interweniujących w zjawisku, będąca przeszkodą w zastosowaniu klasycznej mechaniki ośrodków ciągłych, stała się okolicznością ułatwiającą rozwiązanie problemu. Metodą tą jest metoda probabilistyczna."

W celu rozwiązania problemu osiadania gruntów w wyrobiskach kopalń Litwiniszyn zaadaptował model przypadkowego błędzenia cząstki, który jest pewnym przypadkiem procesu stochastycznego Markowa. Procesy Markowa próbowano wykorzystać w mechanice ciał

odkształcalnych /2, 45/. Autorzy nie badali jednak mechanizmów zjawisk ani struktury ośrodka, ograniczając się do porównania wyników pomiarów z równaniami procesu stochastycznego Markowa. Jest to zrozumiałe, ponieważ w teorii procesów stochastycznych nie uzyskuje się rozkładów zmiennych losowych z eksperymentu (jak w fizyce statystycznej). Autorzy nie próbowali też uzasadniać, dlaczego wybrali akurat proces Markowa, a nie inny. Nie rozważano też ośrodków ulegających zagęszczaniu.

W tej pracy będzie wykorzystany pomysł zastosowania metod probabilistycznych (statystycznych i stochastycznych) do badania odkształceń gleb. Nie będą jednak dopasowywane równania znanych procesów stochastycznych. Będziemy się starali, za pomocą najmniejszej liczby oczywistych założeń, uzyskać nowe, możliwie proste równania odkształceń objętościowych gleb. To podstawowe zagadnienie w mechanice gleb nie było dotychczas badane teoretycznie z punktu widzenia poszukiwania niedeterministycznych równań uwzględniających strukturę ośrodka.

2.2. Schemat konstrukcji równania zagęszczania gleb

Wyniki wszystkich prac dotyczące zagęszczania gleb prowadzą do wniosku, że w procesie tym zmienia się rozkład wielkości porów, a w szczególności maleje udział porów większych. Z badań wielu autorów (np. Domżał /29,30/, Rząsa, Dwczarzak /71-73/) wynika, że rozkład granulometryczny (gatunek gleby) ma również bardzo istotny wpływ na zagęszczanie gleb. Rozkłady te będą podstawowymi zmiennymi w dalszych rozważaniach.

Ponieważ w glebach : w stanach wilgotności, przy których prowadzi się uprawę, tylko część porów wypełniona jest wodą, więc wilgotność wagowa podczas odkształceń objętościowych nie zmienia

sie lub zmienia sie nieznacznie. Zagęszczanie gleby polega więc na ruchu cząstek i agregatów do wnętrza porów i jest zdeterminowane rozkładami wielkości porów i elementów struktury gleby. Pory, cząstki glebowe, agregaty i kontakty między nimi, ze względu na ich wielką liczbę (np. w 1 g iłu jest ok. 10^{14} cząstek), tworzą populacje (zespoły statystyczne) i naturalne jest użycie do ich badania teorii prawdopodobieństwa.

Rozpatrzmy ośrodek glebowy, na który działa naprężenie średnie F_0 . Konstrukcja teorii będzie podzielona na cztery etapy:

1. Opis struktury gleby i jej zmian przy pomocy zmiennych losowych.
2. Statystyczne równanie ruchu elementu strukturalnego gleby.
3. Prawdopodobieństwo ruchu elementów glebowych do wnętrza ustalonego pora.
4. Równanie dla wszystkich porów i elementów.

Elementy struktury gleby (cząstki glebowe i agregaty) będziemy krótko nazywać elementami; równania są ważne zarówno dla cząstek glebowych, jak i dla agregatów. Aby opisać geometrycznie strukturę gleby i jej zmiany wprowadzimy cztery gęstości zmiennych losowych, których wartościami są odpowiednio: średnica zastępcza cząstek D_s , maksymalna średnica poru D_p (średnica największej kuli wpisanej w por), długość poru l , rzeczywiste naprężenie w kontaktach elementów f . Długość poru może być zastąpiona jego objętością, bo służy ona jako miara, ile elementów się do niego zmieści, podczas gdy średnica maksymalna decyduje, jakie mogą być średnice tych elementów.

Schemat kolejnych kroków przy konstrukcji równania zagęszczania gleb jest następujący:

Gęstość rozkładu średnic elementów $g_1(D_s)$

wskaźnik porowatości e , liczba punktów kontaktu na jednostkę przekroju S_c , średnia powierzchnia kontaktu elementów a , spójność c , tarcie wewnętrzne u

Gęstość rozkładu naprężeń w ruchu lepkim $g_2(f)$

równanie ruchu elementu glebowego (3.46)

Probabilistyczne równanie zmiany objętości ustalonego pora o średnicy D_p i długości l (3.51)

gęstość rozkładu średnic i długości porów $g(D_p, l)$

Równanie dla wszystkich porów i elementów struktury gleby.

3. MIKROMECHANIKA ZAGĘSZCZANIA

3.1. Struktura gleby i jej opis za pomocą zmiennych losowych

Będziemy rozpatrywać proces zagęszczania jako ruch elementów (cząstek i agregatów) do wnętrza porów. Eksperymenty tej pracy prowadzono przy wilgotności bliskiej polowej pojemności wodnej, więc podczas zagęszczania agregaty łatwo deformowały się w badanych glebach i elementami struktury były cząstki glebowe.

Wprowadźmy gęstość zmiennej losowej, której wartościami są średnice zastępcze cząstek uzyskane z pomiarów rozkładu granulometrycznego. Zbiór wartości średnic dzielimy na przedziały. Liczbę przedziałów i ich zakresy przyjmujemy zgodnie z normami stosowanymi w gleboznawstwie zdając sobie sprawę, że im większa liczba przedziałów, tym lepszy opis statystyczny. Powszechnie

przyjmuje się, że rozkład jest jednostajny wewnątrz każdego z przedziałów, dlatego można otrzymać liczbę cząstek w każdym z nich:

$$g_1(Ds) = \sum_{k=1}^m \frac{N_k}{N} \frac{1}{|I_k|} J_{I_k}(Ds), \quad (3.1)$$

gdzie $|I_k|$ jest długością przedziału, N - liczbą wszystkich cząstek, N_k - liczbą cząstek frakcji k , a J_{I_k} - indykátorem zbioru określonym następująco:

$$J_{I_k}(Ds) = \begin{cases} 1, & Ds \in I_k^* \\ 0, & Ds \notin I_k^* \end{cases}$$

Analogicznie wprowadźmy gęstość zmiennej losowej reprezentującej długość pora dla ustalonej średnicy:

$$g_3^{Dp}(1) = \sum_{j=1}^m \frac{N_j}{N} \frac{1}{|I_j^1|} J_{I_j^1}(1) \quad (3.2)$$

oraz używając tej samej notacji uzyskujemy gęstość zmiennej losowej o wartościach ze zbioru średnic maksymalnych porów:

$$g_4(Dp) = \sum_{i=1}^l \frac{N_i}{N} \frac{1}{|II_i|} J_{II_i}(Dp). \quad (3.3)$$

Łącząc (3.2) i (3.3) otrzymujemy dwuparametrowy rozkład porów w postaci wektora losowego:

$$g_5(Dp, 1) = g_4(Dp) g_3^{Dp}(1). \quad (3.4)$$

Czwartą zmienną losową, którą wprowadzimy do opisu struktury gleby, będzie gęstość naprężeń w kontaktach cząstek glebowych. Niech F_0 oznacza średnią siłę zewnętrzną działającą na rozpatrywany obszar gleby. Siła ta jest jednakowa we wszystkich kierunkach

co, nie zmniejszając ogólności w przypadku zagęszczania, pozwala uniknąć zapisu tensorowego lub wektorowego, komplikującego równania. Średnie naprężenie w punktach kontaktu cząstek glebowych jest co najmniej o dwa rzędy wielkości większe niż wynika to z siły podzielonej przez pole przekroju (jak to się robi w mechanice ośrodków ciągłych) i równa się średniej wartości siły F_0 podzielonej przez sumę powierzchni kontaktów cząstek na jednostkę powierzchni przekroju. Wielkość tę badano w pracach /52, 53, 67, 70/ dla gruntów i uzyskano równanie:

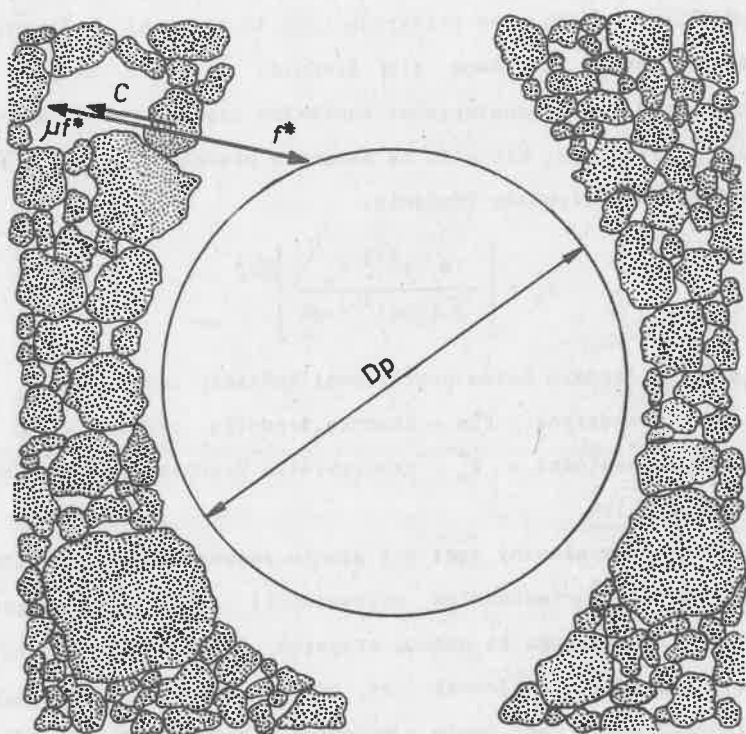
$$f_m^* = \left[\frac{18 a^{3/2} F_0}{\pi (EDs)^3 (1+e)} \right]^{2/3}, \quad (3.5)$$

gdzie a jest średnim polem powierzchni kontaktu cząstek, F_0 - średnią siłą zewnętrzną, EDs - średnią średnicą cząstki, e - wskaźnikiem porowatości, a f_m^* - rzeczywistym średnim naprężeniem w kontakcie cząstek.

Powyższy wzór słuszny jest dla gruntu zagęszczonego, dlatego przy wyliczaniu f_m^* (wskaźnika porowatości) nie uwzględniamy porów, które są mierzone za pomocą krzywych pF. W dalszym ciągu tej pracy będziemy przyjmować, że ośrodek glebowy jest sumą "gleby zagęszczonej" (bez porów o średnicy większej niż 200 nm) i porów glebowych mierzonych eksperymentalnie w celu poprawnego wyliczenia f_m^* . Taka procedura będzie stosowana przy opracowaniu danych pomiarowych. Wskaźnik porowatości e wyliczymy dla "gleby zagęszczonej" (bez porów większych od 200 nm).

Rozważmy dowolny ustalony por, którego wielkość opiszemy za pomocą dwu parametrów: średnicy D_p i długości l (rys. 2). Ponieważ wielkość poru będzie decydowała o tym, ile i jakich cząstek jest w stanie przemieścić się do jego wnętrza, to przez D_p oznaczymy średnicę maksymalną kuli wpisanej w por. Zaznaczone

siły działające na wybraną cząstkę gleby oznaczają - spójność, tarcie i naprężenie w kontaktach cząstek.

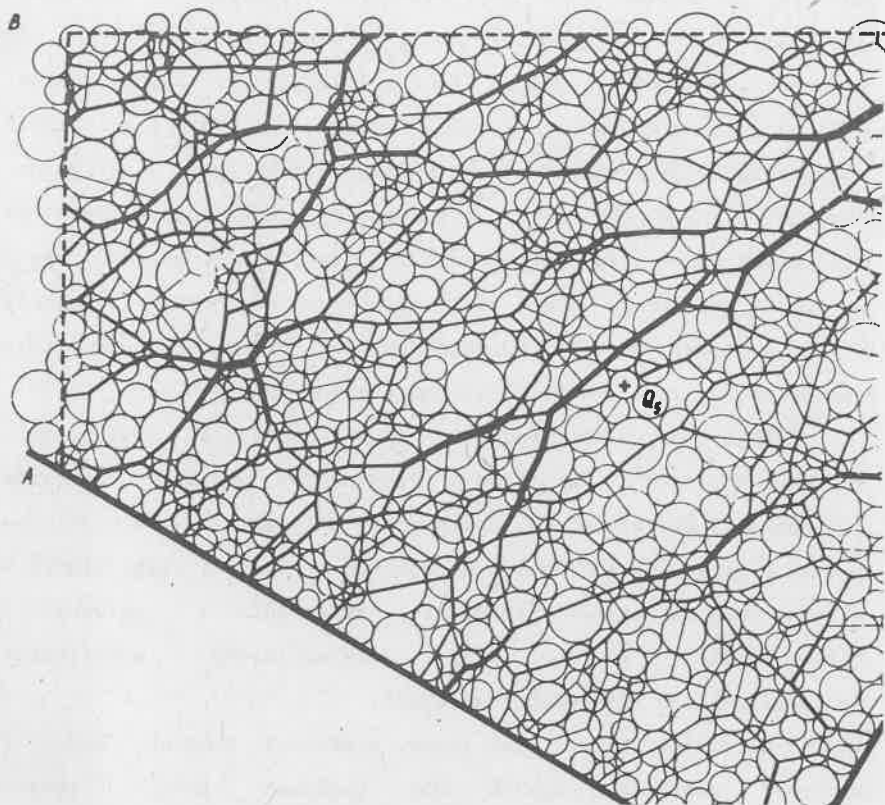


Rys. 2. Por i siły działające na cząstkę glebową

Średnie naprężenie powodujące lepki ruch cząstki jest różnicą między naprężeniem zewnętrznym a wytrzymałością gleby, która jest sumą spójności c i tarcia wewnętrznego μf^* :

$$f = f^*(1 - \mu) - c. \quad (3.6)$$

Obecnie nie znamy sposobu pomiaru naprężeń w kontaktach cząstek glebowych. Jednak przyjęcie średniej wartości jest zbyt grubym uproszczeniem. Zademonstrował to Drescher /31/. Wyniki jego badań pokazuje rysunek 3. Między dwoma płytami szklanymi zostały



Rys. 3. Rozkłady sił między pastylkami w pomiarach Dreschera /31/

umieszczone pastylki wykonane z żywicy elastooptycznej i ściśnięte. Pastylki, płyty i siły ściskające są równoległe do płaszczyzny rysunku i tworzą płaski stan naprężeń, który można obserwować w świetle spolaryzowanym w postaci obrazu płaskiego.

Kierunek linii łączących środki pastylek przedstawia kierunek

naprężeń międzypastykowych, a ich grubość - wartość tych naprężeń. Widać jak niejednorodny jest stan naprężeń w tym stosunkowo prostym ośrodku.

Rozkład naprężeń w kontaktach cząstek glebowych będziemy opisywać rozkładem sumy dwu zmiennych losowych o rozkładzie jednostajnym - rozkładem Simpsona (Bobrowski /9/). Można to uzasadnić, ponieważ we wzorze (3.6) występują dwie zmienne losowe, których rozkład w pobliżu wartości średniej nie powinien odbiegać od rozkładu jednostajnego. Ponadto rozkład ten jest symetryczny, skoncentrowany w pobliżu wartości średniej i ograniczony. Ostatnia właściwość oznacza, że siły spójności i tarcia wewnętrznego mają wartości skończone - co jest warunkiem koniecznym z punktu widzenia fizyki. Przyjęty rozkład naprężeń spełnia więc wszystkie warunki konieczne, w odróżnieniu od rozkładu normalnego.

Słabym punktem tych rozważań jest konieczność postulowania rozkładu naprężeń w kontaktach cząstek na podstawie pomiarów pośrednich i przybliżonych (powierzchni i liczby punktów kontaktu). Jednak postulowany tu rozkład wydaje się sensowny i uzasadniony. W wypadku jego zmiany nie zmienia się rozważania i wnioski, a tylko parametry liczbowe przy doświadczalnej weryfikacji (współczynniki w rozkładach naprężeń).

Analityczna postać rozkładów wielkości cząstek, porów i naprężeń w kontaktach cząstek dla badanych gleb będzie przedstawiona w części eksperymentalnej pracy.

W niniejszym rozdziale podjęto próbę matematycznego przedstawienia struktury gleby za pomocą zmiennych losowych. Pozwala to opisywać strukturę gleby w sposób ilościowy. W celu przewidywania zjawisk mechanicznych w glebie, a w szczególności zmian rozkładów wielkości porów, należy znać równanie ruchu cząstki i mechanizm przemieszczania się cząstek do wnętrza poru.

Zawężenie rozważań do cząstek (bez agregatów) oraz wszechstronnego jednakowego ciśnienia zewnętrznego nie zmniejsza ogólności rozważań i jest spowodowane uproszczeniem pomiarów i rachunków. Prowadzimy tu oddzielne rozważania dla odkształceń objętościowych i postaciowych ze względu na inne ich mechanizmy. Problem ten będzie dyskutowany w podsumowaniu.

3.2. Równanie ruchu cząstki w glebie zagęszczonej i jego eksperymentalna weryfikacja

Z punktu widzenia mechaniki, zasadniczą różnicą między glebą a gruntem jest znacznie większa porowatość gleby. Zatem jeżeli do gleb zastosuje się metody gruntoznawstwa, należy uwzględnić fakt obecności dużych porów. W tym rozdziale będziemy zajmować się odkształceniami postaciowymi (ściskanie przy stałej objętości opisywane dewiatorem tensora naprężenia), a uzyskane równanie ruchu cząstki w glebie zagęszczonej będzie wykorzystane dalej do równania odkształceń objętościowych.

Pierwszy model mechaniczny gruntu, stosowany do dziś do określenia wytrzymałości, został zaproponowany przez Coulomba w 1773 roku /32/ i polegał na zastosowaniu prawa tarcia (tarcie nie zależy od powierzchni styku ciał i jest proporcjonalne do siły normalnej na tej powierzchni) sformułowanego już przez Leonardo da Vinci, a potem przez Amontona w 1699 roku /32/:

$$F_s = \mu F_n + c, \quad (3.7)$$

gdzie F_s jest naprężeniem stycznym, F_n - naprężeniem normalnym, μ - współczynnikiem tarcia wewnętrznego, c - spójnością.

Teoria ta zakłada, że gdy wzrastają siły styczne przy danym naprężeniu normalnym, to pojawia się stan graniczny, w którym odkształcenie styczne nagle zmierza do nieskończoności. Wartość granicznego naprężenia stycznego nazywamy wytrzymałością i jest ona proporcjonalna do naprężenia normalnego. Po wprowadzeniu tzw. wzmocnienia w pewnych warunkach można przewidywać zależność naprężenie - odkształcenie, jednak bez uwzględnienia czasu /56, 65/. Należy tu podkreślić, że znajomość zależności odkształcenie - naprężenie - czas jest najbardziej istotna zarówno w badaniach teoretycznych, jak i przy rozwiązywaniu każdego problemu praktycznego.

Badaniem właściwości mechanicznych ciał w funkcji czasu zajmuje się reologia. Nazwy tej użył po raz pierwszy Bingham w 1928 roku. Reologia miała badać /43/ "...zagadnienia deformacji i płynięcia łatwo odkształcalnych materiałów, tj. lepkiego płynięcia cieczy, anomalie płynięcia i plastyczności koloidów, a także relaksacji, opóźnienia sprężystego i tiksotropii w ośrodkach rozdrobnionych". Takimi ośrodkami są grunty i gleby.

Zaproponowano wiele modeli reologicznych, tzn. równań różniczkowych łączących naprężenie, odkształcenie i ich pochodne po czasie /38, 43, 61/. Najprostszym modelem opisującym jednocześnie wszystkie efekty reologiczne, o których mówi Bingham jest model Zenera, nazywany także modelem Poyntinga - Thomsona, standardowym lub trójelementowym, opisywany równaniem /20,40, 43/:

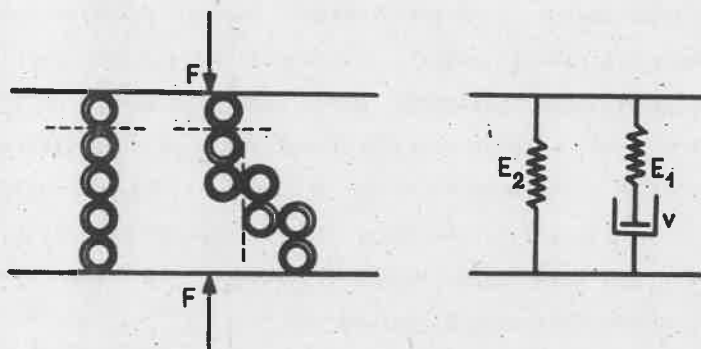
$$E_1 E_2 \epsilon(t) + (E_1 + E_2) v \frac{d\epsilon}{dt} = E_1 F(t) + v \frac{dF}{dt}, \quad (3.8)$$

gdzie E_1 , E_2 są stałymi sprężystości, a v jest stałą lepkością, czyli stałym współczynnikiem między siłą a prędkością odkształcenia. Dla znanych funkcji $F(t)$ można za pomocą tego

równania przewidywać odkształcenia $e(t)$ i odwrotnie, a w szczególności:

- przypadek $F = \text{const}$,
- relaksacje naprężeń ($e = \text{const}$),
- opóźnienie sprężyste (odkształcenie w funkcji czasu $e(t)$ po zakończeniu obciążania).

Mechanizm deformacji opisywanych modelem trójelementowym możemy wyobrazić sobie posługując się rysunkiem 4. Jeżeli płaszczyzna styczności cząstek jest równoległa do kierunku siły wypadkowej, to mamy zjawiska lepkie (zależne od czasu, nieodwracalne), a w przeciwnym wypadku - sprężyste, odwracalne. Sytuacje pozostałe (skośne położenie płaszczyzny styczności cząstek względem siły wypadkowej) dają zjawiska mieszane, które po uśrednieniu prowadzą do równania (3.8). W wypadku szeregowego połączenie elementów o ich wytrzymałości będą decydować elementy najsłabsze, a w wypadku połączenia równoległego - najwytrzymalsze. Należy więc traktować rysunek 4 jako ilustrację liniowego równania różniczkowego (3.8).



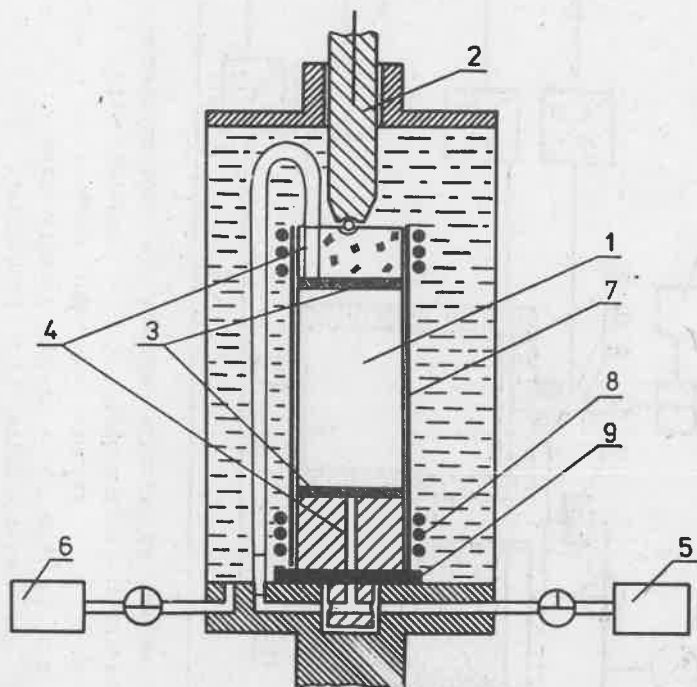
Rys. 4. Trójelementowy lepkosprężysty model gleby (równanie 3.8)

Trójelementowy model reologiczny, podobnie jak inne metody ilościowe, stwarza szansę wspólnego opisu różnych gleb i gruntów /43,61/. Jeżeli odkształcenie natychmiastowe jest małe (mocne piaski i gliny), to suma $E_1 + E_2$ będzie duża. W luźnych glebach piaszczystych, słabych glinach, torfach i madowach odkształcenie natychmiastowe jest duże i wówczas suma $E_1 + E_2$ będzie mała. Jeżeli prędkość odkształcenia jest duża (gleby wytworzone z pyłów i piasków) to v będzie małe. Dla gleb ilastych przeciwnie - v będzie przyjmowało dużą wartość ze względu na małą prędkość odkształcenia. Gdy odkształcenie w funkcji czasu jest znaczne w porównaniu z odkształceniem natychmiastowym, otrzymamy małe mierzone wartości E_2 . W odwrotnej sytuacji (np. niektóre gleby wytworzone z piasków) otrzymujemy dużą wartość E_2 .

W celu zweryfikowania modelu trójelementowego wykonano aparat trójosiowego ściskania według własnego patentu /64/. Schemat celki pomiarowej przedstawiono na rysunku 5. Próbkę walcową 1, wycinaną lub formowaną w celce, znajduje się w osłonce z cienkiej gumy lateksowej i jest uszczelniona za pomocą o-ringów 8. Na końcach próbki umieszczone są porowate kamienie filtracyjne 3. Za pomocą układu pomiarowego 5 można prowadzić badania z odpływem wody lub powietrza z próbki i pomiar ciśnienia wody albo powietrza w próbce. Naprężenia wzdłuż osi walca są wytwarzane przy użyciu automatycznego układu elektrohydraulicznego i rejestrowane za pomocą czujnika tensometrycznego 9, umieszczonego w celce tak, aby nie rejestrować tarcia trzpienia 2. Naprężenia w płaszczyźnie poziomej są wytwarzane i rejestrowane za pomocą układu automatycznej rejestracji wyników 6.

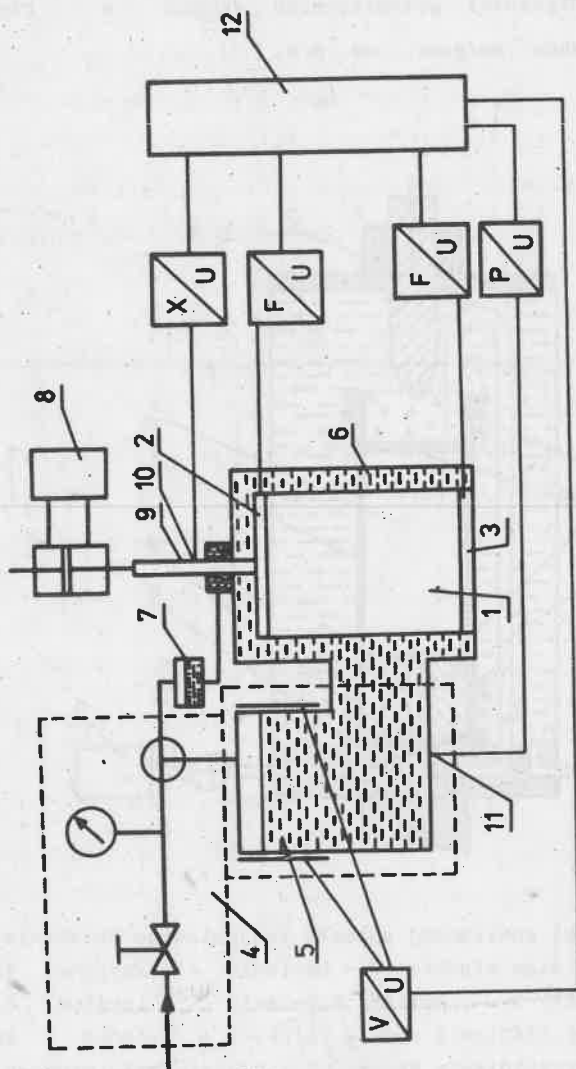
W trakcie konstruowania aparatu starano się uzyskać dużą dokładność rejestracji wyników oraz różne automatyczne programy badań, dlatego zastosowano automatyczne sterowanie obciążania

próbki sygnałami z czujników siły lub przemieszczenia, które były niezbędne zwłaszcza przy dużych prędkościach odkształcenia próbki. Uzyskany zakres prędkości przemieszczeń wynosi 6 rzędów wielkości - od ułamków mm/godz. do m/s.



Rys. 5. Schemat celki pomiarowej aparatu trójosiowego ściskania. 1 - próbka gleby, 2 - siła pionowa, 3 - kamienie filtracyjne, 4 - odpowietrzenie próbki, 5 - pomiar ciśnienia w próbce, 6 - wytwarzanie i pomiar ciśnienia wody w celce, 7 - osłonka z gumy lateksowej, 8 - uszczelnienie próbki, 9 - czujnik siły pionowej

Starano się też uzyskać możliwość dokładnej rejestracji odkształceń objętościowych. W tym celu skonstruowano pojemnościowy

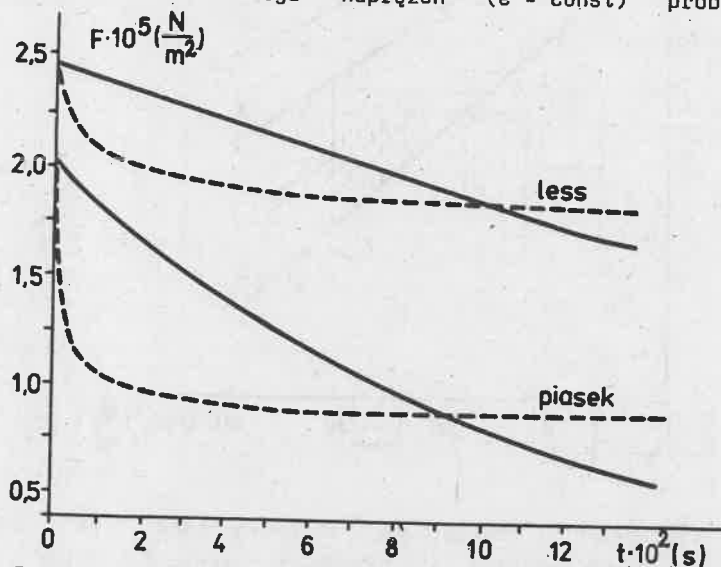


Rys. 6. Schemat układu rejestracji wyników w opatentowanym aparacie trójosiowego ściskania. 1 - próbka gleby, 2,3 - czujniki siły, 4 - układ ciśnienia wody w celce, 5 - czujnik objętości próbki, 6 - celka, 7 - smarowanie, 8 - napęd, 9 - tłok, 10 - czujnik przemieszczenia, 11 - czujnik ciśnienia w celce, 12 - rejestrator

czujnik zmian objętości próbki - element 5 na rysunku 6. Jest to kondensator wypełniony wodą podłączony do aparatury tak, aby olej w naczyniu smarującym 7 był pod tym samym ciśnieniem co woda w celce. Umożliwia to dokładną rejestrację zmian objętości próbki przez zmiany poziomu wody w kondensatorze z zapewnieniem dobrego smarowania bez ubytku wody z układu pomiarowego.

W ten sposób automatyczny napęd elektrohydrauliczny 8 na rysunku 6 umożliwia rejestrację odkształceń objętościowych i postaciowych dla wybranych jedenkrotnych i wielokrotnych (12 cykli) obciążeń sterowanych siłą, jej pochodną po czasie, przemieszczeniem lub prędkością ruchu w kierunku osi próbki.

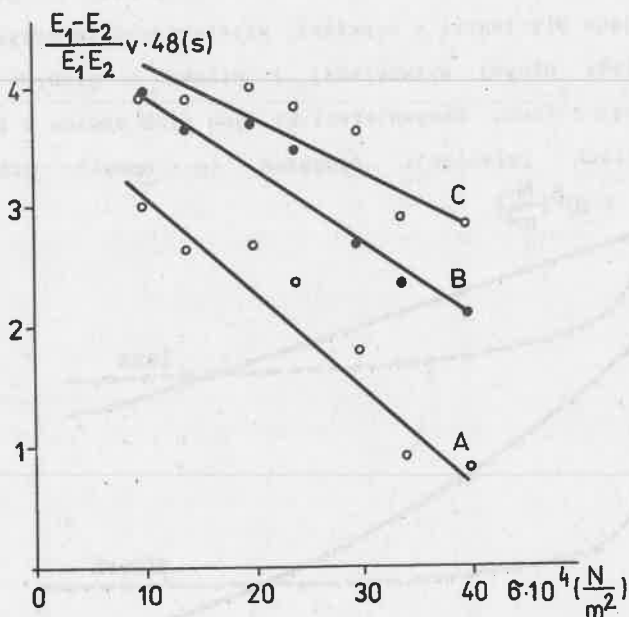
Ponieważ badanie krzywych $e = \text{const}$ oraz $F(t) = \text{const}$ jest interesujące dla teorii i praktyki, więc zbadano te krzywe dla dwu gleb: gleby pławowej wytworzonej z piasku i gleby brunatnej wytworzonej z lessu. Charakterystyki tych gleb podano w tabeli 2. W badaniach relaksacji naprężeń ($e = \text{const}$) próbki były



Rys. 7. Przykładowe krzywe relaksacji naprężeń. Linie przerywane są zapisami rejestratora, a linie ciągłe - teoretycznymi

umieszczone w nieodkształcalnym cylindrze. Strano się szybko uzyskać wartość naprężenia $F_{t=0}$ i rejestrowano je w funkcji czasu (rys. 7) przy pomocy czujnika o bardzo małym ugięciu, tak aby zapewnić warunek $\epsilon = \text{const}$ także wzdłuż osi próbki.

Zbadano też rodzinę krzywych w przypadku $F(t) = F_0 = \text{const}$ dla trzech gleb scharakteryzowanych w tabeli 2. Po obciążeniu próbek stałymi naprężeniami osiowymi o różnej wartości rejestrowano odkształcenia osiowe zwiększając odpowiednio obciążenie osiowe w miarę wzrostu przekroju próbki, aby zapewnić stałe naprężenie osiowe. Wyniki przedstawia rysunek 8. Według



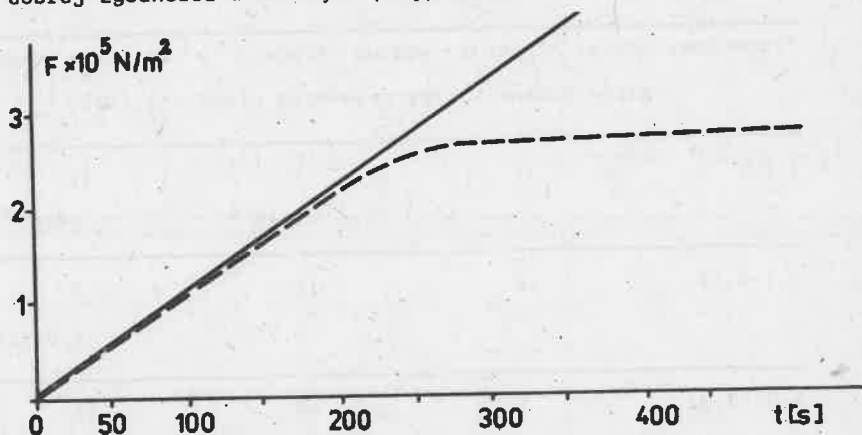
Rys. 8. Współczynniki reologiczne w eksperymentach $F(t) = \text{const}$ dla różnych naprężeń. A - piasek, B - less, C - glina

Tabela 2. Właściwości badanych gleb

Typ gleby	płowa	brunatna	czarna ziemia właściwa
rodzaj gleby	piasek	less	glina średnia
zawartość materii			
organicznej w %	0,22	1,62	3,69
powierzchnia			
właściwa w m^2/g	5,1	45,2	87,9
Procentowy udział frakcji według średnic w mm (dla lessu. i gliny podano liczbę cząstek/g gleby ($g_1(D_s)$))			
1-0,1	71	4 $5 \cdot 10^{-6}$	32 $6 \cdot 10^{-7}$
0,1-0,05	16	11 $2,5 \cdot 10^{-3}$	9 $6,08 \cdot 10^{-4}$
0,05-0,02	5	49 $19,6 \cdot 10^{-3}$	18 $44,5 \cdot 10^{-3}$
0,02-0,005	3	22 3,004	17 1,856
0,005-0,002	2	8 $318 \cdot 10^3$	18 $324 \cdot 10^3$
0,002	3	6	6

rozwiązań równania (3.8) punkty na rysunku 8 powinny układać się na linii poziomej dla każdej z badanych gleb, ponieważ postulujemy stałość współczynników w tym równaniu.

Inne badania, interesujące ze względów teoretycznych i praktycznych, realizuje się przy zadanej stałej prędkości odkształcenia $de/dt = \text{const.}$ Przykładowy przebieg charakterystyki zarejestrowanej dla gleby wytworzonej z lessu przy prędkości 0,33 m/s pokazano na rysunku 9 linią przerywaną, a rozwiązanie liniowego równania różniczkowego (3.8) ciągłą. Z przytoczonych tu przykładowych wyników pomiarów wynika, że liniowe równanie nie daje dobrej zgodności w badanych przypadkach.



Rys. 9. Krzywe dla stałej prędkości odkształcenia równej 0,33 m/s w glebie lessowej. Linia ciągła - rozwiązanie liniowe, linia przerywana - krzywa rejestrowana

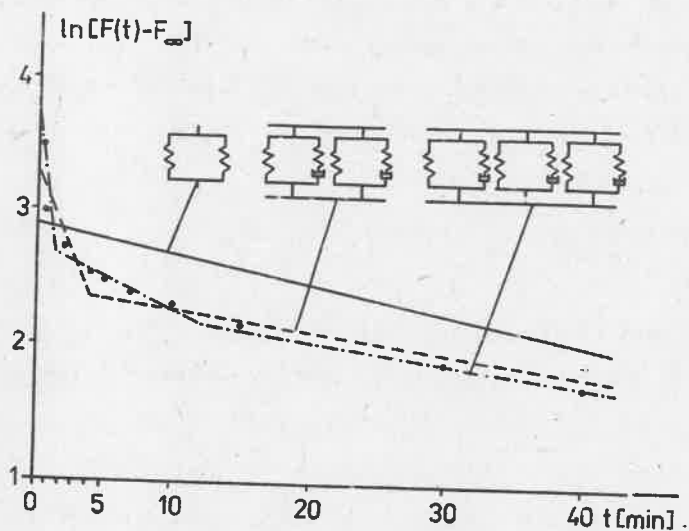
Po stwierdzeniu tych niezgodności podjęto próbę znalezienia ogólniejszego liniowego równania dla ośrodka lepkosprężystego. Jednak komplikacja liniowych modeli reologicznych, chociaż poprawia zgodność teorii i eksperymentu, prowadzi do sprzeczności. Na przykład krzywe relaksacji można lepiej opisać przez łączenie

równoległe modeli trójelementowych (rys. 10), natomiast dopasowanie teorii do krzywych $F = \text{const}$ poprawia się po połączeniu tych modeli w szereg (rys. 11).

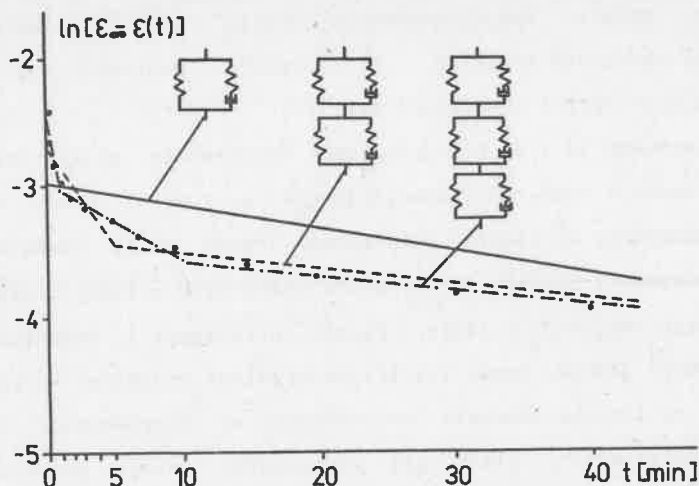
Na rysunkach 10 i 11 przedstawiono odpowiednio rejestrowane krzywe relaksacji naprężeń i odkształcenie w funkcji czasu dla stałego naprężenia w glebie gliniastej. Pełne kółka oznaczają punkty pomiarowe z zapisów rejestratora narysowane w funkcji czasu w skali logarytmicznej, a linie - ciągła, przerywana i kropkowana - przybliżenie jednym, dwoma lub trzema modelami trójelementowymi.

Fakt, że liniowe równania reologiczne są nieadekwatne dla ośrodków trójfazowych, stało się zrozumiałe, jeżeli rozważymy najogólniejsze równanie tego typu, przedstawiające wszystkie możliwe połączenia sprężyn i tłumików:

$$\frac{d^n F}{dt^n} + a_1 \frac{d^{n-1} F}{dt^{n-1}} + \dots + a_n F = \frac{d^m e}{dt^m} + b_1 \frac{d^{m-1} e}{dt^{m-1}} + \dots + b_m e. \quad (3.9)$$



Rys. 10. Relaksacja naprężeń w glinie. Kropki - punkty mierzone



Rys. 11. Odształcenia dla stałych naprężeń w glebie gliniastej

Równanie (3.9) jest liniowym równaniem różniczkowym o stałych współczynnikach a_i , b_j , a rząd równania zależy od liczby elementów lepkich w analogu mechanicznym modelu reologicznego. Zastępując sumy całkami można rozpatrywać ośrodek o nieskończonej liczbie elementów lepkosprężystych [63]. Jeżeli znamy zmiany wektora naprężenia w postaci ciągłej funkcji $\vec{F}(t)$, to rozwiązując równanie (3.9) względem odkształcenia $e(t)$ otrzymujemy:

$$e(t) = \frac{1}{E} \left(F(t) + \int_0^t K(t-x) F(x) dx \right), \quad (3.10)$$

gdzie $F(t)/E$ jest odkształceniem natychmiastowym wyrażonym przez prawo Hooke'a. W podobny sposób można znaleźć równanie relaksacji naprężeń:

$$F(t) = E \left(e(t) - \int_0^t R(t-x) e(x) dx \right), \quad (3.11)$$

W powyższych równaniach R oraz K są jądrami rozwiązań równań całkowych i konsekwencją liniowości tej teorii jest geometryczne podobieństwo krzywych określonych wzorami (3.10), (3.11). W szczególności dla relaksacji naprężeń otrzymujemy rozwiązanie w postaci:

$$R(t) = \sum_k C_k \exp\left(-\frac{t}{D_k}\right), \quad (3.12)$$

gdzie C_k, D_k są stałymi. Wyniką z tego, że do empirycznego uzyskania reologicznego równania stanu typu (3.9) i przewidywania zachowania się ośrodka wystarcza tylko jedna krzywa opisana równaniem (3.10) lub (3.11). W szczególności krzywe te nie powinny zależeć od wielkości naprężeń i odkształceń. Tymczasem wiemy, że w trakcie zagęszczania zmienia się liczba punktów kontaktu cząstek gleby (równanie (3.5)), a więc struktura, wytrzymałość i parametry opisujące właściwości ośrodka.

Rekapitulując należy stwierdzić, że nie ma możliwości skonstruowania liniowej teorii lepkosprężystej dla gleb głównie z powodu zmiany ich właściwości w trakcie zagęszczania.

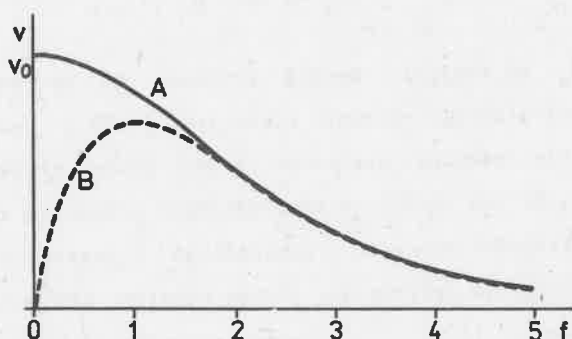
W roku 1964 Mitchell /54/ użył teorii Eyringa /35, 63/ do badania wpływu temperatury na pełzanie ilów, traktując il jako ciecz lepką. Według tej teorii lepkość cieczy w warunkach równowagi termodynamicznej wyraża się wzorem:

$$\eta = \frac{f l_1 h \exp \frac{E_s}{kT}}{2 l kT \sinh \frac{f l_1 l_2 l_3}{2 kT}}, \quad (3.13)$$

gdzie η jest lepkością, l - odległością między dwoma położeniami równowagi molekuly w cieczy, l_1, l_2, l_3 - odległości molekuł w trzech wzajemnie prostopadłych kierunkach, E_s - ener-

gią swobodną molekuł wody, k oraz h są odpowiednio stałymi Boltzmanna i Plancka, f - naprężeniem wymuszającym lepkie płynięcie, T - temperaturą, a $\sinh$ oznacza sinus hiperboliczny.

Zależność ta została zbadana przez autora w pracy /61/ i wstawiona do równania (3.8) Dla stałej temperatury można ją przedstawić jako funkcję naprężenia f (rys. 12).



Rys. 12. Zależność lepkości od naprężenia dla stałej temperatury wg /61, 63/ Linia A odpowiada wzorowi (3.13), a linia B - przybliżeniu funkcji $\sinh$ funkcją wykładniczą

Powyższa zależność przedstawiająca ciecz nienewtonowską o lepkości zależnej od naprężenia została wstawiona przez autora do równania modelu trójelementowego za pomocą nowych stałych A i B w celu uproszczenia dalszych równań w postaci /61/:

$$v = \frac{A F(t)}{\sinh(B F(t))}, \quad \sinh z = \frac{e^z - e^{-z}}{2}. \quad (3.14)$$

Równanie (3.8) stało się teraz nieliniowe ze względu na naprężenie $F(t)$ przy zadanych odkształceniach $e(t)$ i odwrotnie:

$$E_1 E_2 e(t) + (E_1 + E_2) v F(t) \frac{de}{dt} = E_1 F(t) + v F(t) \frac{dF(t)}{dt}, \quad (3.15)$$

gdzie $v(F)$ jest dane zależnością (3.14) Gdy zadane jest naprężenie $F(t)$ przez kształt funkcji obciążania ośrodka, to równanie (3.15) staje się równaniem liniowym względem t :

$$\frac{d e(t)}{dt} + P(t) e(t) = Q(t) \quad (3.16)$$

z warunkiem początkowym $e(0) = e_p$. Całką równania jest funkcja:

$$e(t) = \left[-\int P(t) dt \right] \int Q(t) \exp \left[\int P(t) dt \right] dt + C, \quad (3.17)$$

gdzie C jest stałą całkowania, którą można wyliczyć z warunku początkowego, a funkcje $P(t)$ oraz $Q(t)$ z trzech poprzednich równań:

$$P(t) = G \frac{\sinh F(t)}{F(t)}, \quad Q(t) = D + E \sinh F(t), \quad (3.18)$$

gdzie D, E, G są stałymi, które można wyliczyć z czterech poprzednich równań.

Rozwiązanie równania jednorodnego ma postać:

$$u = \exp \left[-\int P(t) dt \right] = \exp G \int \frac{-\sinh F(t)}{F(t)} dF \equiv \exp \left[-G \operatorname{Shi} F(t) \right]. \quad (3.19)$$

Stała G jest stałą G podzieloną przez pochodną naprężenia po czasie. Funkcja

$$\operatorname{Shi} F(t) = \int_0^{F(t)} \frac{1}{v[F(t)]} dF(t) \quad (3.20)$$

(tzw. całkowity sinus hiperboliczny) jest nieelementarna i nieanalityczna, ale jest stabilizowana i może być wyliczona

metodami numerycznymi albo przybliżonymi.

Ostatecznym rozwiązaniem równania (3.16) dla zadanych funkcji $F(t)$ (programów obciążania) jest odkształcenie w funkcji czasu $e(t)$:

$$e(t) = \exp(-G \int \text{Shi} F(t) dt) \int ((D + E \sinh F(t)) \exp(-G \text{Shi} F(t)) dt, \quad (3.21)$$

Wartości liczbowe funkcji $e(t)$ mogą być znalezione przez wyliczenie współczynników jej rozwinięcia w szereg potęgowy, korzystając z tablic funkcji Shi lub metodami numerycznymi.

Korzystając z faktu, że odległości molekuł są jednakowe we wszystkich kierunkach:

$$l = l_1 = l_2 = l_3, \quad (3.22)$$

zapiszemy równanie (3.13) za pomocą objętości zajmowanej przez jedną molekułę w przypadku wody swobodnej ($FV \ll 2kT$). Wówczas sinus hiperboliczny można zastąpić wartością jego argumentu i otrzymujemy:

$$\sinh \frac{FV}{2kT} = \frac{FV}{2kT}, \quad v = \frac{h}{V} \exp \frac{Es}{kT}, \quad (3.23)$$

co oznacza, że lepkość nie zależy od naprężenia (jest stałą lepkością newtonowską dla stałej temperatury). Odpowiada to stanom bardzo wilgotnej gleby, gdy energia wiązania ostatnich warstw molekuł jest mała i znajdujemy się w pobliżu punktu v_0 na rysunku 12. Wówczas liniowe równanie (3.8) może być wystarczająco dobrym przybliżeniem procesu odkształcenia gleb. Wielkość $V = l^3$ oznacza objętość przypadającą na 1 molekułę wody i będzie

wyznaczona z danych eksperymentalnych.

Gdy energia wiązania molekuł na powierzchni cząstek mineralnych wzrasta tak, że $4kT \ll FV$, to sinus hiperboliczny można zastąpić funkcją wykładniczą:

$$\sinh \frac{FV}{2kT} = \frac{1}{2} \exp \frac{FV}{2kT} \quad (3.24)$$

i wówczas lepkość (wzór 3.23) wyrazi się równaniem:

$$\nu(F, T) = \frac{F}{4kT} \frac{h}{\exp \frac{E_s - \frac{1}{2}FV}{kT}} \quad (3.25)$$

Przybliżenie to, pokazany linią przerywaną na rysunku 12, może być stosowane dla gleby z wyjątkiem stanów pełnego nasycenia wodą, jednak zastępowanie funkcji $\sinh$ funkcją wykładniczą nie upraszcza rozwiązywania równań w tym rozdziale, gdyż w dalszym ciągu pojawiają się całki nieelementarne typu

$$\exp \left(x \int \frac{e^x}{x} dx \right), \quad (3.26)$$

które nie wyrażają się znanymi funkcjami elementarnymi ani specjalnymi. Wzór (3.25) będzie wykorzystany w następnym rozdziale jako równanie ruchu cząstek glebowych do porów.

Równanie (3.21) zostało porównane z mierzonymi charakterystykami $F = \text{const}$ (rys. 8) /61, 63/). Jeden punkt na tych wykresach oznacza jedną zbadaną krzywą $e(t)$. Porównując te punkty z rysunkiem 12 stwierdza się dobrą zgodność mierzonej lepkości od naprężenia z przewidywaniami teoretycznymi. Widać też, że założenie stałej lepkości prowadzi do niezgodności rzędu 30 - 50 % dla gleb wytworzonych z piasku, lessu i gliny.

Równanie (3.15) może być też używane w celu poszukiwania funkcji $F(t)$ dla danych funkcji $e(t)$, a w szczególności: w przypadku $e(t)=\text{const}$ mamy relaksację naprężeń, a dla $e=t \cdot \text{const}$ mamy zagadnienie stałej prędkości odkształceń. Wstawiając do równania (3.15) warunek $e = n t$ otrzymujemy nieliniowe równanie różniczkowe I rzędu:

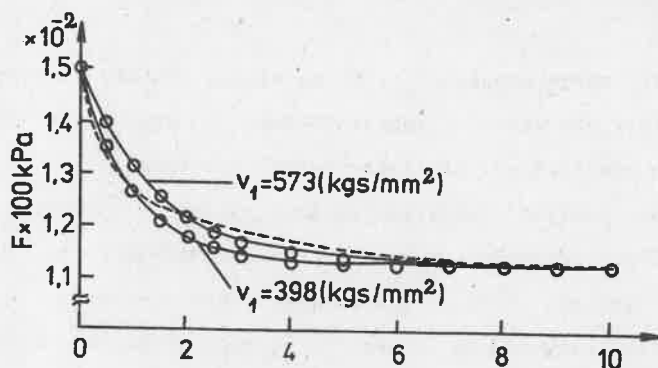
$$\frac{dF(t)}{dt} + AE_1 \sinh F(t) - \frac{E_1 E_2 n \sinh F(t)}{A F(t)} t = (E_1 + E_2) \frac{A F(t)}{\sinh F(t)}, \quad (3.27)$$

które nie ma rozwiązania analitycznego dla ogólnej postaci funkcji $v(F(t))$ - wzór (3.14) ani dla jej uproszczonej postaci (3.23) i wymaga przybliżeń numerycznych lub analitycznych. Równanie to będzie weryfikowane empirycznie w dalszym ciągu pracy.

Innym interesującym przypadkiem jest zagadnienie $e(t) = e_0 = \text{const}$. Gdy przy tym warunku wstawimy (3.14) do (3.15), to otrzymamy całkę nieelementarną:

$$\frac{A}{E_2} - \int \frac{F(t)}{\sinh F(t)} \frac{dF(t)}{E_2 E_0 - A^2 F(t)} = t + \text{const}. \quad (3.28)$$

Równanie to jest porównane z rejestrowanymi krzywymi relaksacji naprężeń w glebie gliniastej na rysunku 13. Na tym rysunku kółka oznaczają punkty wyliczone według równania (3.28), a linia przerywana - rejestrowaną krzywą. Widać, że dla dużych naprężeń (początkowa część zapisu rejestratora) mierzona lepkość wynosi poniżej 400 kgs/mm^2 , podczas gdy dla małych naprężeń wartość lepkości jest powyżej 600 kgs/mm^2 . Zakres zmienności lepkości jest więc taki sam jak na rysunku 8, co dodatkowo potwierdza hipotezę, bo naprężenia zmieniały się w takim samym zakresie w obydwu eksperymentach.



Rys. 13. Relaksacja naprężeń w glebie gliniastej. Linie ciągłe oznaczają krzywe teoretyczne, a linia przerywana jest zapisem rejestratora

W równaniu (3.2) występuje objętość elementu lepkiego, która powinna być równa objętości przypadającej na molekułę wody. Na podstawie rysunku 12 i wzorów (3.2)-(3.23) wyznaczono objętość V , uzyskując wielkość rzędu 10^{-27} - 10^{-24} m^3 /64/. Oznacza to, że rozmiary liniowe wynoszą 10^{-9} - 10^{-8} m , co dobrze odpowiada objętości przypadającej na molekułę wody.

W rozważaniach zawartych w tym rozdziale został przyjęty najprostszy możliwy model lepko-sprężysty odkształceń gleb i adaptowano teorię statystyczną lepkości proponowaną przez Eyringa /38/. Przyjęte trzy założenia:

1. Molekuły wody są w równowadze termodynamicznej, aby rozkład ich energii podlegał równaniu Gibbsa. Ostatnio wykazano /8/, że równanie Eyringa jest także słuszne dla niezbyt dużych odchyśleń od stanu równowagi termodynamicznej, tak aby spełniona była zasada Onsagera mówiąca o liniowości równań termodynamiki procesów nieodwracalnych.

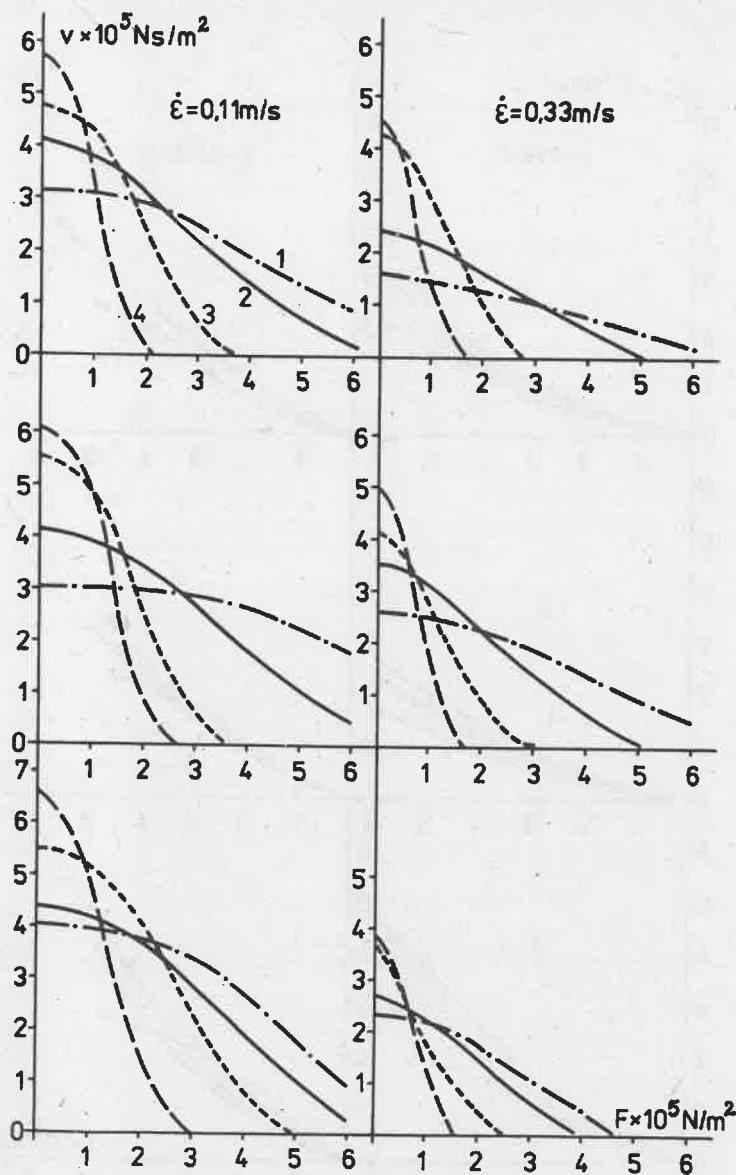
2. Molekuły wody w kontaktach cząstek mineralnych uczestniczą

w ruchu ośrodka glebowego. Założenie to potwierdzają powyższe eksperymenty.

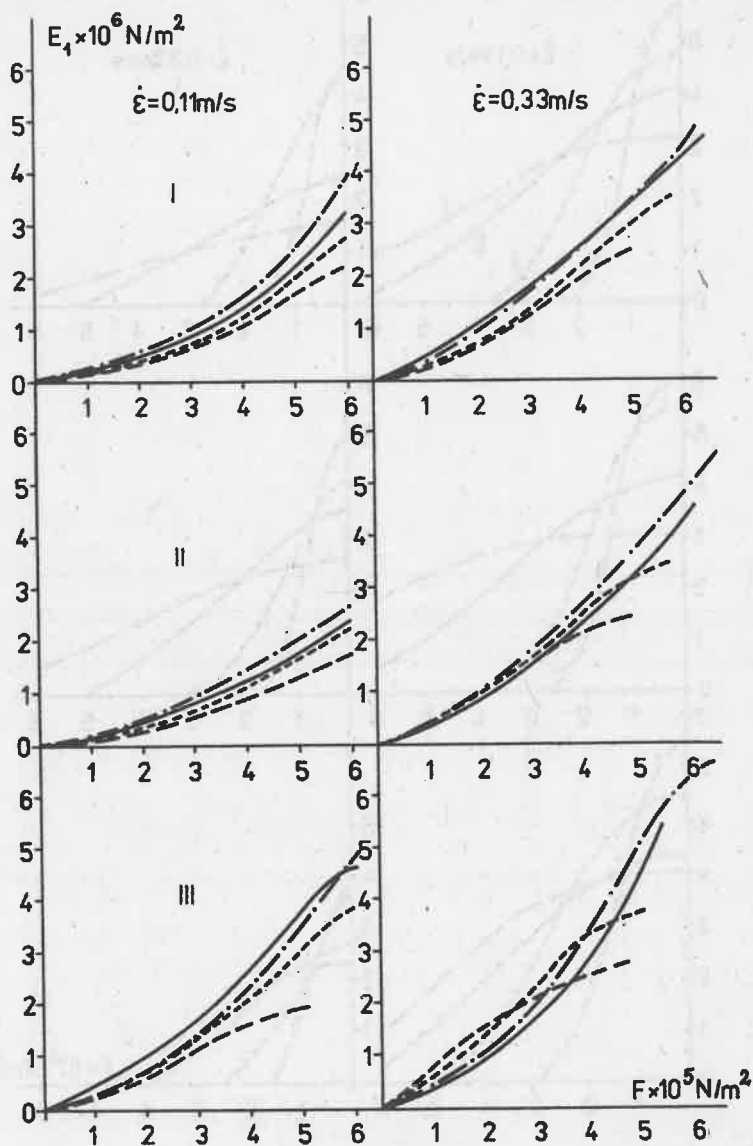
3. Moduły sprężystości E_1 , E_2 są stałe. Moduły sprężystości będą zmieniały się wraz z zagęszczaniem, o czym była mowa w poprzednich rozdziałach, ale także zależą od naprężenia.

Aby to pokazać doświadczalnie wykonano badania przy różnych stałych prędkościach odkształceń. Zakładając, że lepkość dana jest wzorem (3.14), wyznaczono jej przebieg w tym eksperymencie. Przykładowe krzywe dla trzech badanych uprzednio gleb (głina, less i piasek) wykreślono na rysunku 14 dla dwu wybranych prędkości przemieszczeń - 0,11 oraz 0,33 m/s i czterech różnych ciśnień hydrostatycznych w celce aparatu trójosiowego ściskania. Ciśnienia zaznaczono na krzywych w jednostkach 10^5 Pa. Widać, że kształt krzywych wyznaczonych na rysunkach z eksperymentu jest podobny do krzywej teoretycznej (rys. 12, linia ciągła). Dla tych przypadków wyznaczono wartości modułów sprężystości w funkcji naprężenia (rys. 15). Widać, że sprężystość rośnie w pierwszym przybliżeniu proporcjonalnie do naprężenia.

Aby wyjaśnić ten fakt rozpatrzmy zjawiska sprężyste w podobny sposób, jak lepkość w teorii Eyringa. Powszechnie przyjmuje się model podwójnej warstwy elektrycznej dla potencjału elektrycznego wokół cząstki mineralnej w roztworze z jonami zaadsorbowanymi na jej powierzchni /44, 75-77/. Sytuacja w przypadku ściskania takich cząstek jest pokazana na rysunku 14. Cząstki mineralne przedstawione są w postaci płytek (zakreskowane prostokąty), gdyż zgodnie z teorią Dieriagina i Landaua /25, 77/ grubość podwójnej warstwy elektrycznej cząstek o rozmiarach odpowiadających cząstkom glebowym (nawet koloidalnym) jest mała w porównaniu do ich wielkości. Odległość między cząstkami wynosi $2d$. Przyjmując założenie o stałości potencjału powierzchni cząstki



Rys. 14. Lepkość w funkcji naprężenia wyznaczona z równania (3.14) na podstawie pomiarów

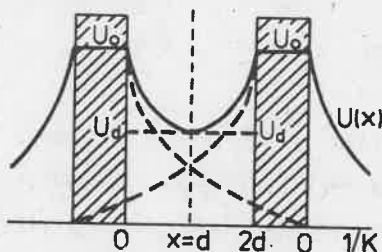


Rys. 15. Sprężystość w funkcji naprężenia wyznaczona z równań (3.13) i (3.15) na podstawie pomiarów

uzyskuje się zależność na potencjał odpychania cząstek, która jest bliska wykładniczej /75-77/:

$$U_r = C_1 \ln (1 + \exp(-kd)), \quad (3.29)$$

gdzie U_r jest potencjałem odpychania, d - odległością między cząstkami, a C_1 oraz k - stałymi.



Rys. 16. Potencjał odpychania podwójnych warstw elektrycznych

Wykładniczy potencjał odpychania każdej cząstki został zaznaczony na rysunku linią przerywaną, a sumaryczny potencjał odpychania - linią ciągłą.

Oprócz sił odpychania podwójnych warstw elektrycznych w miejscu kontaktu cząstek gleby działają siły przyciągania:

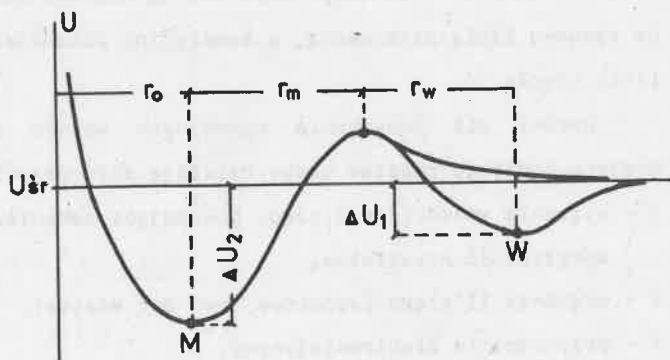
- 1 - wiązania walencyjne I rzędu powodujące cementowanie cząstek i sprężystość kryształów,
- 2 - wiązania II rzędu (wodorowe, van der Waalsa),
- 3 - przyciąganie elektrostatyczne,
- 4 - przyciąganie sieci jonowej,
- 5 - siły kapilarne.

Ponieważ interesuje nas sprężystość gleby w trakcie ściskania, to krótkozasięgowe siły przyciągania nie będą odgrywać dużej roli,

dlatego w dalszym ciągu będziemy wykorzystywać równanie (3.29). Siły krótkozasięgowe objawiają się w takich materiałach, jak kwarc, piaskowiec beton, co widać gdy się porówna wytrzymałości:

Materiał	$\frac{\text{Wytrzymałość materiału}}{\text{Wytrzymałość kwarcu}}$
kwarc	1
piaskowiec	0,2
beton	0,01
zagęszczony piasek	0,0001

Krótkozasięgowe siły przyciągania decydują w glebie o procesach tworzenia się struktury gleby (koagulacji, flokulacji, agregacji). W pewnych odległościach od powierzchni cząstki przeważają one nad siłami odpychania, tworząc ujemny potencjał wypadkowy (rys. 17).



Rys. 17. Wypadkowy potencjał w funkcji odległości od cząstki gleby

Na rysunku 17 miejsca te oznaczono przez M oraz W. Dla tych

odległości cząstek struktura gleby jest stabilna, dopóki cząstka nie uzyska energii umożliwiającej jej pokonanie bariery potencjału (sił przyciągania). W gruntoznawstwie sądzi się, że dla odległości r_0 następuje kontakt minerał-minerał, natomiast w punkcie W - stabilny kontakt przez warstwy wody.

Rozważmy kontakty cząstek glebowych, których płaszczyzny styczności są prostopadłe do siły wypadkowej (rys. 4). Rolę sił potencjalnych prowadzących do oddziaływań sprężystych w ośrodku glebowym odgrywają siły odpychania opisane wzorem (3.29), przeciwstawiające się ścisaniu ośrodka. Dodając do siebie dwa wyrażenia (3.29) pochodzące od sąsiednich elementów (cząstek) działających na rozpatrywaną cząstkę w pobliżu położenia równowagi x_c , otrzymujemy następujące wyrażenie:

$$U(x) = M \cosh (a(x_0 - x)), \quad (3.30)$$

gdzie M , oraz a są stałymi parametrami potencjału. Zdefiniujemy współczynnik sprężystości E jako moduł sprężystości podłużnej (moduł Younga):

$$E = \frac{F_{11}}{e_{11}} = \frac{F \cdot d}{d^*}, \quad (3.31)$$

gdzie F oraz e są składowymi tensorów naprężenia i odkształcenia, $F_{11} = F$ jest w naszym przypadku naprężeniem prostopadłym do ściskanej warstwy cząstek, d - średnią odległością między cząstkami, d^* - zmianą tej odległości spowodowaną przyłożeniem siły. Zakładamy, że liczba cząstek jest duża i podlegają one rozkładowi Gibbsa (s. 36), a więc ośrodek jest niezbyt odległy od stanu równowagi termodynamicznej. Możemy więc napisać:

$$d^* = \sum_i G(W_i)(x_{0i} - x_i), \quad (3.32)$$

gdzie W jest energią i -tej cząstki, a G - rozkładem Gibbsa. Korzystając ze wzoru:

$$\underline{F} = - \text{grad } U(\underline{r}) \quad (3.33)$$

możemy zapisać dla przypadku jednowymiarowego:

$$F \, d^2 = - \frac{dU(x)}{dx} = H(x_0 - x). \quad (3.34)$$

W powyższych równaniach $\underline{F}$, oraz $\underline{r}$ oznaczają wektory, a H jest funkcją argumentu $x_0 - x$; możemy więc napisać:

$$x_0 - x = H^{-1}\left(-\frac{dU(x)}{dx}\right), \quad (3.35)$$

gdzie H^{-1} jest funkcją odwrotną do funkcji H . Ze względu na dużą liczbę elementów sumowanie we wzorze (3.32) zastępujemy całkowaniem:

$$d^* = \int G(W) (x - x_0) \, dW \quad (3.36)$$

lub korzystając z (3.35) :

$$d^* = \int G(W) H^{-1}\left(-\frac{dU(x)}{dx}\right) \, dW. \quad (3.37)$$

Z równania (3.31) otrzymujemy wyrażenie na współczynnik sprężystości:

$$E = \frac{F \, d}{G(W) H^{-1}\left(-\frac{dU(x)}{dx}\right) \, dW} \quad (3.38)$$

Można teraz pokazać, że najprostsz y kształ t funkcji potencjału - paraboliczny:

$$U(x) = M (x_0 - x)^2 \quad (3.39)$$

pro wadzi do stałego, niezależnego od naprężenia współczynnika sprężystości. Korzystając z (3.34) napiszemy:

$$x_0 - x = \frac{f d^2}{2 M} . \quad (3.40)$$

Wstawiając obecnie do (3.36) rozkład Gibbsa:

$$G(W) = -\frac{1}{Z} \exp \left(\frac{-W}{kT} \right), \quad (Z\text{-suma stanów}) \quad (3.41)$$

oraz korzystając ze znanej zależności termodynamicznej:

$$Es = -kT \ln Z, \quad (Es - \text{zmiana energii swobodnej}), \quad (3.42)$$

otrzymujemy z zależności (3.38) wzór na współczynnik sprężystości:

$$E = \frac{2 M}{d kT} \exp \left(\frac{Es}{kT} \right). \quad (3.43)$$

Współczynnik sprężystości zależy więc w tym przypadku od geometrii cząstek i parametrów potencjału, a nie od naprężenia. Zatem warunkiem na to, aby współczynniki sprężystości były stałe, niezależne od naprężenia, jest paraboliczny kształ t potencjału.

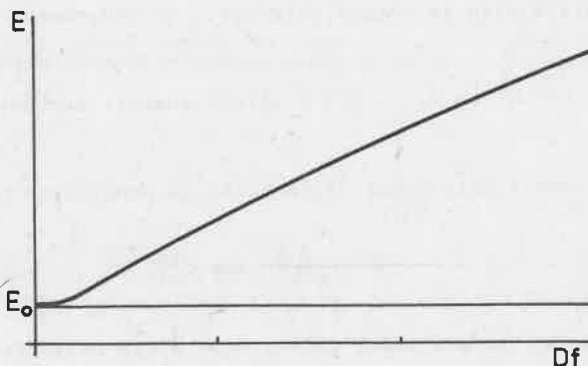
Równanie (3.38) jest słuszne dla dowolnych kształ tów potencjału. Jeżeli użyjemy potencjału wykładniczego (wzór 3.30), to w podobny sposób jak dla potencjału parabolicznego otrzymamy:

$$E(F, T) = \frac{F a d \exp\left(\frac{E_s}{kT}\right)}{kT \operatorname{arsinh} \frac{Fd^2}{Ma}} \quad (3.44)$$

Równanie to wyraża zależność współczynników sprężystości od naprężenia F , temperatury T , parametrów potencjału M oraz a określonych równaniem (3.30) i średniej średnicy cząstki glebowej d . Funkcja arsinh jest funkcją odwrotną do funkcji sinus hiperboliczny, a k - stałą Boltzmana. Dla przypadku stałej temperatury wprowadzając nowe stałe C , D otrzymujemy:

$$E = \frac{C F(t)}{\operatorname{arsinh} (D F(t))} \quad (3.45)$$

Wykres tej funkcji przedstawia rysunek 18.



Rys. 18. Uzyskana zależność teoretyczna sprężystości od naprężenia (równanie 3.45)

Porównując rysunek 18 z zależnościami sprężystości od naprężenia uzyskanymi z pomiarów na rysunku 15 widać, że zarówno krzywa teoretyczna, jak i eksperymentalna są podobne i mogą być z dużą dokładnością przedstawione w postaci linii prostej.

Posługując się fizyką statystyczną wyjaśniliśmy wszystkie niezgodności między danymi eksperymentalnymi a modelem lepkosprężystym trójelementowym dla odkształceń postaciowych w przypadku pominięcia małych odkształceń objętościowych (w glebie silnie zagęszczonej). Zagadnienie gleb luźnych podatnych na duże odkształcenia objętościowe będzie omawiane w następnym rozdziale. W tym celu wykorzystamy uzyskane tutaj równania ruchu cząstki w glebie zagęszczonej.

Adaptując statystyczną teorię Eyringa dla lepkości i kontynuując tę metodę dla zjawisk sprężystych otrzymaliśmy nowe wyrażenia funkcyjne dla współczynników sprężystości i lepkości traktowanych dotychczas jako stałe parametry. Wyrażenia analityczne na te funkcje sprowadzają się w pewnych przypadkach do stałych współczynników (wzór (3.14) na lepkość dla bardzo małych naprężeń, a wzór (3.45) dla potencjału parabolicznego). Możemy więc wnioskować o dokładności dotychczasowych teorii.

Możemy też wstawiając wyrażenia (3.14) i (3.45) do równań lepkosprężystych w miejsce dotychczasowych stałych otrzymać całą klasę nowych równań lepkosprężystych (reologicznych). Rozwiązania tych równań często nie dają się przedstawić w postaci analitycznej i należy stosować metody przybliżone lub numeryczne.

Ponieważ w modelach dwuelementowych, pomimo wprowadzenia nowych wyrażeń na lepkość i sprężystość, nadal nie uzyskujemy wszystkich efektów reologicznych - równania te pominiemy. Równania modelu trójelementowego (3.21) lub (3.27) po wprowadzeniu wyrażenia (3.45) ma postać:

$$\begin{aligned} & \frac{c_1 c_2 e(t)}{\text{arsh}(D_1 F(t)) \text{arsh}(D_2 F(t))} + \frac{c_1}{\text{arsh}(D_1 F(t))} + \frac{c_2}{\text{arsh}(D_2 F(t))} \frac{de}{dt} = \\ & = \frac{c_1 F(t)}{\text{arsh}(D_1 F(t)) + \text{sh}(BF(t))} \frac{dF}{dt} \end{aligned} \quad (3.45a)$$

W równaniu tym A, B, c_1, c_2, D_1, D_2 są stałymi określonymi zgodnie z równaniami (3.14) i (3.4), a sh oraz arsh oznaczają odpowiednio sinus hiperboliczny i funkcję do niego odwrotną.

Można pokazać, że obecnie rozwiązanie równania modelu trójelementowego, którego analogiem mechanicznym jest nadal rysunek 4, w przypadkach rozpatrywanych na początku tego rozdziału ($e=\text{const}$, $e=t*\text{const}$, $F=\text{const}$, $F=t*\text{const}$) zależą od stałych równania (3.45a). (jest ich obecnie 6, a nie 3 jak w modelu liniowym) oraz od naprężeń. Dlatego jedna tylko charakterystyka eksperymentalna nie wystarczy do pełnej informacji o ośrodku.

Na ogół równanie to nie ma rozwiązań w funkcjach elementarnych, ale po zastąpieniu lepkości i naprężenia funkcjami liniowymi, co jest zawsze możliwe w pewnych przedziałach naprężeń, otrzymuje się wzory analityczne na rozwiązania. Wzory te ze względu na ich skomplikowany kształt będą tu pominięte.

3.3. Przemieszczanie cząstek do pojedynczego poru glebowego

Na początku tego rozdziału wprowadzone zostały cztery gęstości zmiennych losowych, których wartościami są: średnica cząstki D_s , średnica poru (maksymalna średnica kuli wpisanej w por) D_p , długość poru l oraz rzeczywiste naprężenie w kontaktach cząstek glebowych f . Zgodnie z równaniem (3.6) naprężenie pochodzące od sił zewnętrznych rozdziela się na pokonanie spójności c , tarcia wewnętrznego μ oraz oporu lepkiego ruchu cząstek gleby (rys. 2). W ten sposób połączyliśmy teorię plastyczności, reprezentowaną przez spójność i tarcie wewnętrzne, z reologią (teorią lepkosprężystości). Praktycznie oznacza to, że mamy dwa rodzaje tarcia - tarcie suche, niezależne od kinematyki ruchu (czasu i prędkości), oraz tarcie lepkie, które

pozwała wprowadzić czas oraz prędkość i uzyskać równania ruchu.

Korzystając z równań (3.6), (3.14), (3.24) i definicji lepkości możemy napisać równanie ruchu cząstki w glebie zagęszczonej (z pominięciem odkształceń objętościowych) w postaci:

$$x - x^* = A t \exp(Bf). \quad (3.46)$$

W równaniu tym $x - x^*$ oznacza przemieszczenie cząstki, A , B są stałymi zdefiniowanymi równaniem (3.14), zaś

$$\frac{x - x^*}{t} = \frac{f}{v} \quad (3.47)$$

wynika z definicji lepkości. Będziemy przyjmowali, że cząstka przemieściła się do wnętrza poru, jeśli jej przemieszczenie jest skończone, np. większe od rozmiaru liniowego powierzchni kontaktu z innymi cząstkami a (rys. 2). Wówczas cząstka ta nie przenosi już sił decydujących o wytrzymałości poru. W rzeczywistości cząstki mogą poruszać się do wnętrza poru "wszystkie razem" i założenie powyższe należy rozumieć w ten sposób, że naprężenie musi przekroczyć pewną wartość, aby nastąpił ruch cząstek. Zagadnienie to jest raczej problemem skali czasu. Niemożliwość uzyskania obrazu ruchu ośrodka glebowego metodami interferometrii, które stosował autor, świadczy o dyskretnym ruchu cząstek. Zatem:

$$A t \exp(Bf) > a, \quad (3.48)$$

co można zapisać:

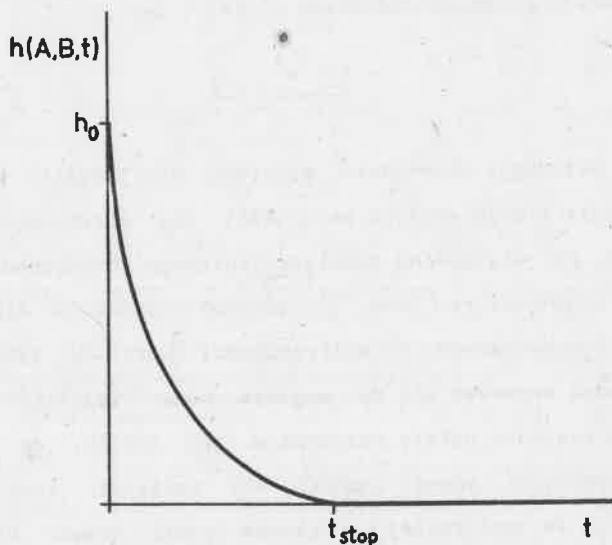
$$f > \frac{\ln a - \ln (At)}{B} \quad (3.49)$$

Ponieważ naprężenie powodujące ruch lepki musi być dodatnie (większe od sumy sił spójności i tarcia wewnętrznego), możemy

napisać warunek na kres dolny zbioru naprężeń powodujących zagęszczanie:

$$h(a, A, B, t) = \max \left\{ \frac{\ln a - \ln(At)}{B}, 0 \right\} \quad (3.50)$$

Funkcja h została przedstawiona na rysunku 19.



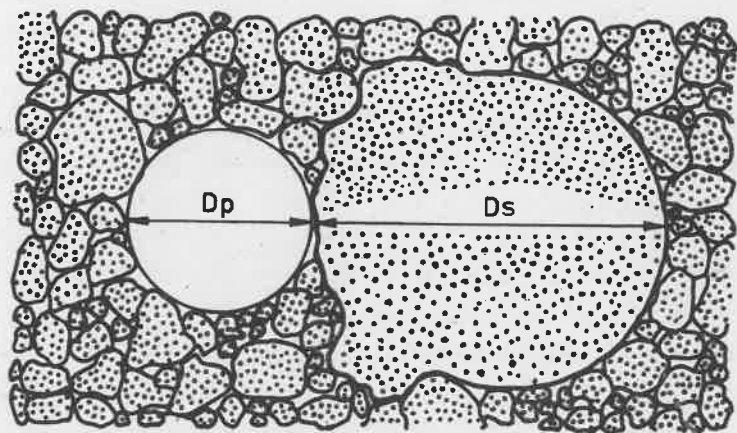
Rys. 19. Wykres funkcji h według wzoru (3.50)

Funkcja h implikuje następujący fakt: istnieje czas t_{stop} taki, że proces zagęszczania zatrzymuje się dla danego naprężenia; czas ten zależy od rozkładu granulometrycznego i parametrów μ, c_1, a, A, B , a nie zależy od naprężenia. Jak będzie pokazane, dla danej gleby czas zagęszczania istotnie mało zależy od naprężenia. Zatem założenie (3.48) potrzebne było, aby proces zaczynał się

dopiero, gdy zadziała skończona siła powodująca skończone przemieszczenie.

Aby wyrazić prawdopodobieństwo, że cząstka glebowa przemieści się do wnętrza poru, skorzystamy jeszcze z dwu założeń. Założenia te, podobnie jak założenie ostatnio wprowadzone, nie są konieczne dla prowadzonych dalej rachunków, ale pozwalają uzyskać równania bardziej realistyczne z punktu widzenia fizyki.

Wydaje się naturalne założenie, że cząstka nie może przemieścić się do wnętrza poru, gdy jej średnica jest większa od średnicy poru (rys. 20).



Rys. 20. Cząstka glebowa o średnicy większej od średnicy poru nie może się przemieścić do jego wnętrza bez zwiększenia poru

Widać, że na to, aby największa cząstka znalazła się w porze, konieczny jest wzrost jego objętości. Należy przypuszczać, że zanim to nastąpi znajdą się w pobliżu poru mniejsze cząstki, które go zapełnią.

Ponieważ liczba cząstek znajdujących się na powierzchni poru

(powierzchni rozgraniczającej por i otaczającą go glebę zagęszczoną) jest proporcjonalna do tej powierzchni, więc będziemy zakładać, że prawdopodobieństwo przemieszczenia cząstki do poru jest proporcjonalne do jego powierzchni. Matematycznie równoważne jest założenie, że prawdopodobieństwo to jest proporcjonalne do przekroju poru $Dp \cdot l$ (zmienia się tylko stała c_3 w dalszych rachunkach). Wówczas można sobie wyobrazić, że proporcjonalnie do przekroju poru następuje wokół niego koncentracja naprężeń i zagadnienie staje się podobne do problemów teorii pęknięć i szczelin, na co zwrócił uwagę Haman /inf. pryw./.

Na podstawie wcześniej wprowadzonych zmiennych losowych i powyższych rozważań wyznaczmy rozkład nowej zmiennej losowej D , której wartościami są średnice cząstek przemieszczających się do dowolnego ustalonego poru o parametrach Dp, l . Zmienna losowa może mieć "masę w zerze" (prawdopodobieństwo, że cząstka nie wpadnie do poru), tj.

$$P [(D=0)] > 0 \text{ lub równe } 0, \quad (3.50)$$

oraz przyjmuje wartości z przedziału $(D_{s_{\min}}, Dp)$. Kres górny przedziału oznacza, że do poru przemieszczają się tylko cząstki mniejsze od jego maksymalnej średnicy, zaś kres dolny, że wszystkie cząstki o średnicach mniejszych niż najmniejszy por mierzony w eksperymencie (200 nm) mogą wnikać do porów bez ograniczeń geometrycznych. Zmienna D jest w tym przedziale ciągła i zgodnie z powyższymi rozważaniami jej gęstość rozkładu wyraża się wzorem:

$$g_6(a, A, B, Ds, Dp, l, f, t) = Dp \cdot l \cdot g_1(Ds) \cdot c_3(f_m) \int_h^{2f_m} g_2(f) df, \quad (3.51)$$

gdy $h(a, A, B, t) < 2f_m$. Natomiast jeżeli h jest większe od $2f_m$, wówczas $P[(D=0)] = 1$ (naprężenie średnie f_m jest za małe; aby wywołać ruch).

W równaniu (3.51) g_6 jest gęstością rozkładu zmiennej losowej D , $g_1(Ds)$ jest dane wzorem (3.1), $Dp*1$ wyraża powierzchnię pora, $c_3(f_m)$ - stałą normalizacji zależną od średniego naprężenia i końcowego upakowania cząstek, która będzie wyliczona z danych pomiarowych, natomiast rozkład naprężeń w kontaktach cząstek $g_2(f)$ można obliczyć z zależności (3.6) oraz twierdzenia o rozkładzie funkcji zmiennej losowej /9/:

$$g_2(f) = g_2^* \left(\frac{f}{1-\mu} + \frac{c}{1-\mu} \right) \frac{1}{|1-\mu|}, \quad (3.52)$$

gdzie g_2^* (zgodnie z rozważaniami na s. 19) jest dane analitycznie rozkładem Simpsona i będzie wyznaczone z danych eksperymentalnych. Jest to gęstość zmiennej losowej, której wartościami są naprężenia wypadkowe działające na cząstkę. Pozwala to określić prawdopodobieństwo działania na cząstkę siły przyjmującej wartości z dowolnego przedziału, np.

$$P[f \in (a, b)] = \int_{(a, b)} g_2(f) df. \quad (3.53)$$

We wzorze (3.51) $g_1(Ds)$ związane jest z prawdopodobieństwem pojawienia się danej cząstki na powierzchni poru, całka oznacza prawdopodobieństwo, że na cząstkę działa naprężenie $f > h$ (czyli następuje ruch), a iloczyn $Dp*1$ wyraża postulowaną proporcjonalność prawdopodobieństwa ruchu do powierzchni pora (s.49).

Oczywiste jest założenie, że por może wypełnić się tylko do pewnej maksymalnej gęstości gleby zależnej od wielkości naprężenia. Jeżeli końcowa porowatość dla danego naprężenia będzie

wynosiła $p_{\min}$, to liczba cząstek, które przemieściły się do poru $(Dp,1)$, wynosi:

$$N(Dp,1) = E \left[\frac{V_p}{V_{\text{śr cz}}} (1 - p_{\min}) \right], \quad (3.54)$$

gdzie V_p jest objętością poru, $V_{\text{śr cz}}$ - średnią objętością cząstki w próbce, a $E[x]$ - funkcją Entier, czyli największą liczbą całkowitą nie przekraczającą x . Jest jasne, że minimalna porowatość końcowa $p_{\min}$ maleje ze wzrostem średniego naprężenia i będzie wyznaczona empirycznie z rozkładu wielkości porów.

Ponieważ średnica cząstki jednoznacznie wyznacza jej objętość, możemy utworzyć rozkład nowej zmiennej losowej opisujący objętość cząstek, które przemieszczają się do poru $(Dp,1)$ w czasie t . Rozkład ten otrzymujemy z rozkładu zmiennej losowej D i oznaczamy przez V_1 . W ten sposób możemy otrzymać ciąg niezależnych zmiennych losowych o jednakowym rozkładzie (takim samym jak rozkład V_1). Ciąg ten oznaczmy przez $\{V_i\}$. Parametrami tego rozkładu są te same parametry co w przypadku rozkładu g_6 (wzór (3.51)). Niech

$$S_n = V_1 + V_2 + \dots + V_n. \quad (3.55)$$

Możemy teraz utworzyć sumę:

$$S_{N(Dp,1)} = V_1 + V_2 + \dots + V_{N(Dp,1)}. \quad (3.56)$$

Suma ta określa nam łączną objętość cząstek, które przemieściły się do poru $(Dp,1)$ w czasie t przy ustalonym naprężeniu f .

Ponieważ $S_{N(Dp,1)}$ jest sumą niezależnych zmiennych losowych o jednakowym rozkładzie (mających ponadto wszystkie momenty), to

na mocy centralnego twierdzenia granicznego /12/, oraz faktu, że $N(Dp,1)$ jest dużą liczbą, możemy $S_{N(Dp,1)}$ opisać rozkładem normalnym:

$$S_{N(Dp,1)} = n \left\{ E S_{N(Dp,1)}, \sigma S_{N(Dp,1)} \right\}. \quad (3.57)$$

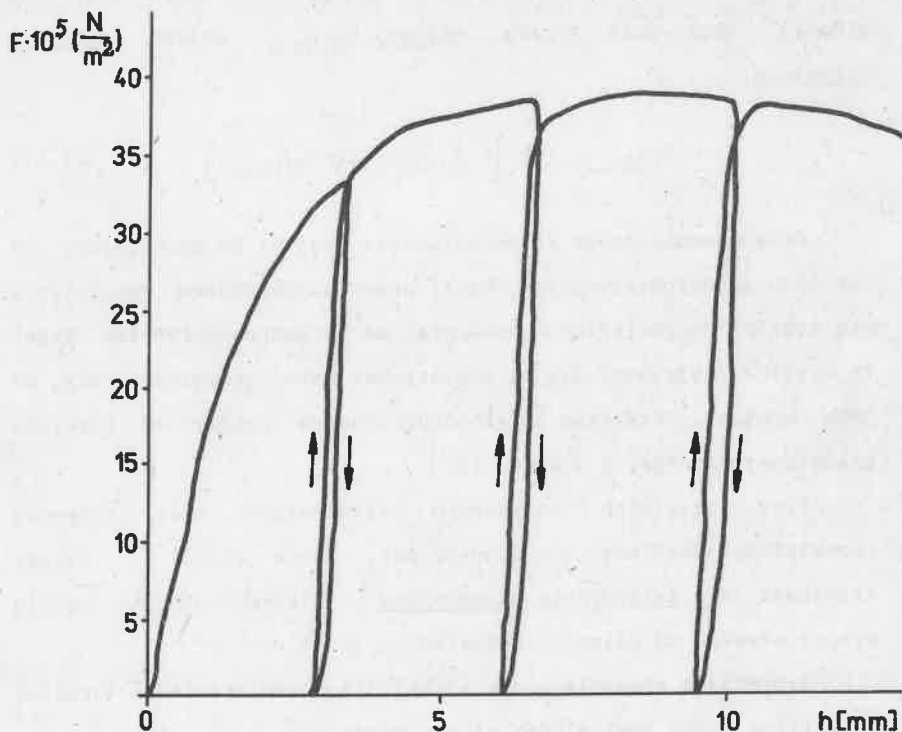
Prawdopodobieństwo przemieszczenia cząstki do poru zależy od rozkładu granulometrycznego, czyli prawdopodobieństwa znalezienia się cząstki na powierzchni poru, oraz od prawdopodobieństwa tego, że cząstka znajdująca się na powierzchni poru przemieści się do jego wnętrza. Pierwsze prawdopodobieństwo zależy od rozkładu granulometrycznego, a drugie nie.

Przy wszystkich powyższych założeniach oraz ponieważ rozważaliśmy ustalony, ale dowolny por, wzór (3.56) należy traktować jako twierdzenie udowodnione. Twierdzenie to będzie wykorzystywane do dalszych rozważań.

Wybierając równanie ruchu (3.46) dla przemieszczania cząstek do wnętrza poru pomijaliśmy efekty sprężyste, ponieważ:

1. Trudno oczekiwać reakcji sprężystej dla takiego ruchu ze strony poru, a siły sprężystości dają w efekcie tylko tarcie wewnętrzne. Sprężystość była potrzebna, aby odkształcenia postaciowe nie dążyły zawsze do nieskończoności. W przypadku zagęszczania objętość pora ogranicza odkształcenie końcowe i nie ma konieczności wprowadzania sprężystości do równania ruchu.

2. Efekty sprężyste są w glebach bardzo małe. Na rysunku 21 pokazano przykładowy zapis rejestratora dla cyklicznych obciążeń gleby gliniastej w aparacie trójosiowym ze stałą prędkością. Na rysunku tym widać, że podczas odciążania (strzałka skierowana do dołu) zapis rejestratora prawie pokrywa się z zapisem przy ponownym obciążaniu (strzałka skierowana do góry). W trakcie



Rys. 21. Obciążenia cykliczne w aparacie trójosiowym dla gliny

kolejnych cykli odkształcenie osiowe dla zerowej wartości siły oddala się od początku układu i jest nieodwracalne, a więc niesprężyste, a znikoma odwracalność przy odciąganiu jest spowodowana ciśnieniem hydrostatycznym.

Wprowadzenie sprężystości do równania ruchu nie spowodowałoby żadnych zmian w uzyskanych wynikach poza skomplikowaniem równań oraz nieznaczną zmianą wartości liczbowych niektórych parametrów. Rozważając inne równanie ruchu niż (3.46), np.

$$\ddot{x} - \dot{x}^* = M(a, A, B, f, t, C, D, \dots), \quad (3.58)$$

powiększamy zbiór parametrów o parametry sprężystości i wstawiając do równania (3.48) otrzymamy warunek podobny do (3.48):

$$M(A, B, F, t, C, D) > a; \quad (3.59)$$

Rozwiązując to równanie uzyskujemy nową postać $h(a, A, B, C, D, t)$, określającą dolną granicę naprężenia, powyżej której następuje przemieszczanie cząstek. W powyższych równaniach, których jawną postać pomijamy, C, D są parametrami sprężystości (zależność 3.45). Ponieważ równanie (3.58) jest monotoniczne ze względu na t, f (przemieszczenie rośnie ze wzrostem czasu lub naprężenia), to $h(a, A, B, C, D, t)$ dąży do 0, gdy t dąży do nieskończoności. Oznacza to, że wszystkie dalsze wnioski są słuszne także dla tego uogólnionego równania.

3.4. Przemieszczanie cząstek do wszystkich porów i odkształcenie objętościowe

Obecnie możemy obliczyć, jaka część objętości poru $(D_{p,1})$ wypełni się przez cząstki glebowe. Z równania (3.56) otrzymujemy średnią objętość cząstek, które przemieściły się do tego poru w czasie t przy ustalonym naprężeniu średnim f_m :

$$E S_{N(D_{p,1})} = N(\bar{D}_p, \bar{I}) E V(D_{p,1}) D_{p,1} c_3(f_m) \int_h^{2f_m} g_2(f) df. \quad (3.60)$$

Skorzystaliśmy tu z zależności (3.51), a zamiast $N(D_{p,1})$ przyjęliśmy wartość $N(\bar{D}_{p_k}, \bar{I}_k)$, gdzie $\bar{D}_{p_k}$ jest średnią średnicą poru z frakcji II_k , $\bar{I}_k$ - średnią długością odpowiadającą średnicy $\bar{D}_{p_k}$, a średnia objętość poru wynosi:

$$E[V(D_p, 1)] = \frac{\pi}{6} \int_{D_{s_{\min}}}^{D_p} (D_s)^3 g_1(D_s) d(D_s). \quad (3.61)$$

Możemy stąd otrzymać wyrażenie na część poru $(D_p, 1)$, która jest wypełniana przez cząstki w czasie t :

$$V_{D_p, 1}^t = \frac{N(\bar{D}_p, \bar{I}) E[V(D_p, 1)] D_p \cdot c_3(f_m) \int_{h(a, A, B, t)}^{2f_m} g_2(f) df}{\left(\frac{\pi}{4} D_p\right)^2 \cdot 1} =$$

$$= \frac{2}{3} \frac{N(\bar{D}_p, \bar{I}) E[V(D_p, 1)]}{D_p} c_3(f_m) \int_{h(a, A, B, t)}^{2f_m} g_2(f) df. \quad (3.62)$$

Powyższe równanie dotyczy jednego wybranego dowolnie poru. Aby otrzymać sumę objętości porów, jaka zostanie zapełniona, uśredniamy wzór (3.62) po rozkładach w każdym przedziale II_k , mnożymy przez początkową objętość porów w każdym przedziale V_{0k} , dla których $D_p \in II_k$, i sumujemy ze względu na k . Otrzymujemy ostateczne równanie na zmianę objętości ośrodka glebowego zależne od czasu (czas jest w granicach całkowania), rozkładu naprężeń w kontaktach cząstek glebowych $g_2(f)$ (zależność (3.52), rozkładu wielkości cząstek (3.1), rozkładu maksymalnych średnic porów (3.2), rozkładu długości porów (3.3) i parametrów: a, A, B, u, c oraz stałej normalizacji $c_3(f_m)$. Wszystkie te wielkości będą wyznaczone lub oszacowane empirycznie w następnym rozdziale. Ostateczne równanie ma postać:

$$V_t = \sum_{k=0}^n V_{0k} \frac{2}{3} \left[\frac{\bar{V}_{pk}}{E D_s} (1 - p_{\min}) \right] c_3(f_m) \int_{h(a,A,B,t)}^{2f_m} g_2(f) df \times$$

$$\times \int_{D_p \in II_k}^{\min(D_p, D_{s_{\max}})} \frac{(D_s)^3 g_1(D_s) d(D_s)}{D_p} g_4(D_p) \frac{N_p}{N_k} \quad (3.63)$$

W równaniu tym oznaczono: $[]$ - funkcja Entier, V_{0k} - początkową objętość porów frakcji k , $\bar{V}_{pk}$ - początkową średnią objętość poru z frakcji k , ED_s - średnią średnicę cząstki, $p_{\min}$ - minimalną porowatość końcową (bez porów większych od 200 nm), $g_1(D_s)$, $g_2(f)$ oraz $g_4(D_p)$ określone są odpowiednio wzorami (3.1), (3.3) i (3.52), $D_{s_{\min}}$ oznacza minimalną średnicę cząstki, wyrażenie $g_4(D_p) \frac{N_p}{N_k} = \frac{1}{II_k}$ gdy $D_p \in II_k$ jest słuszne dla każdego k , bo rozkład D_p w każdej frakcji jest jednostajny, a górna granica całkowania $\min(D_p, D_{s_{\max}})$ oznacza, że cząstka przemieszczająca się do poru musi być mniejsza niż jego maksymalna średnica $D_s < D_p$. W celu wyliczenia stałej normalizacji zauważmy, że gdy t jest dostatecznie duże, to całka $\int g_2(f) df$ dąży do 1. Wtedy $c_3(f_m)$ wyznaczamy ze wzoru:

$$c_3(f_m) = \frac{V_t}{\sum_{k=1}^n V_{0k} \left[\frac{\bar{V}_{pk}}{E D_s} (1 - p_{\min}) \right] \int_{D_p \in II_k} \frac{E V(D_p, 1)}{D_p} g_4(D_p) d(D_p) \frac{N_p}{N_k}} \quad (3.64)$$

4. METODA POMIARÓW ODKSZTAŁCEŃ OBJĘTOŚCIOWYCH I ZMIAN ROZKŁADÓW ŚREDNIC PORÓW

Do badań laboratoryjnych odkształceń objętościowych wybrano te same trzy typy gleb, które były obiektami pomiarów przedstawionych w poprzednim rozdziale (tab. 2): glebę płąwą wytworzoną z piasku, brunatną wytworzoną z lessu oraz czarną ziemię właściwą wytworzoną z gliny średniej.

Uzyskane w poprzednim rozdziale równania zagęszczania gleb mogą być stosowane zarówno do rozkładów cząstek glebowych, jak i do rozkładów agregatów (z poprawkami na ewentualne niszczenie agregatów). W celu dopasowania wyników pomiarów do równań zdecydowano się prowadzić zagęszczania przy dużej wilgotności tak, aby agregaty ulegały deformacji, a odkształcenie polegało na ruchu cząstek do porów, a nie całych agregatów.

Duże próby glebowe o wilgotności naturalnej bliskiej połowej pojemności wodnej (wilgotność wagowa wynosiła 6,3% dla piasku, 20,6% dla lessu oraz 26,2% dla gliny) pobierano z warstwy ornej w worki plastikowe. Następnie zamykano hermetycznie w celu utrzymania wilgotności gleby. W laboratorium bez suszenia i rozcierania napełniono glebą cylindry. Aby uzyskać niezmienną gęstość gleby w trakcie zmian potencjału wody (pF), które służyły do wyznaczania rozkładów porów, zastosowano metodę przygotowania próbek glebowych stosowaną w Centrum Badań Rolniczych w Wageningen, Instytucie Gleboznawstwa Akademii Rolniczej w Lublinie i w Instytucie Agrofizyki PAN w Lublinie /87/.

Standardowe cylindry o objętości 100 cm³ napełniano centymetrowymi warstwami gleby, którą poddawano działaniu naprężeń 10 kPa powodując jej osiadanie. Przed dodaniem kolejnej warstwy

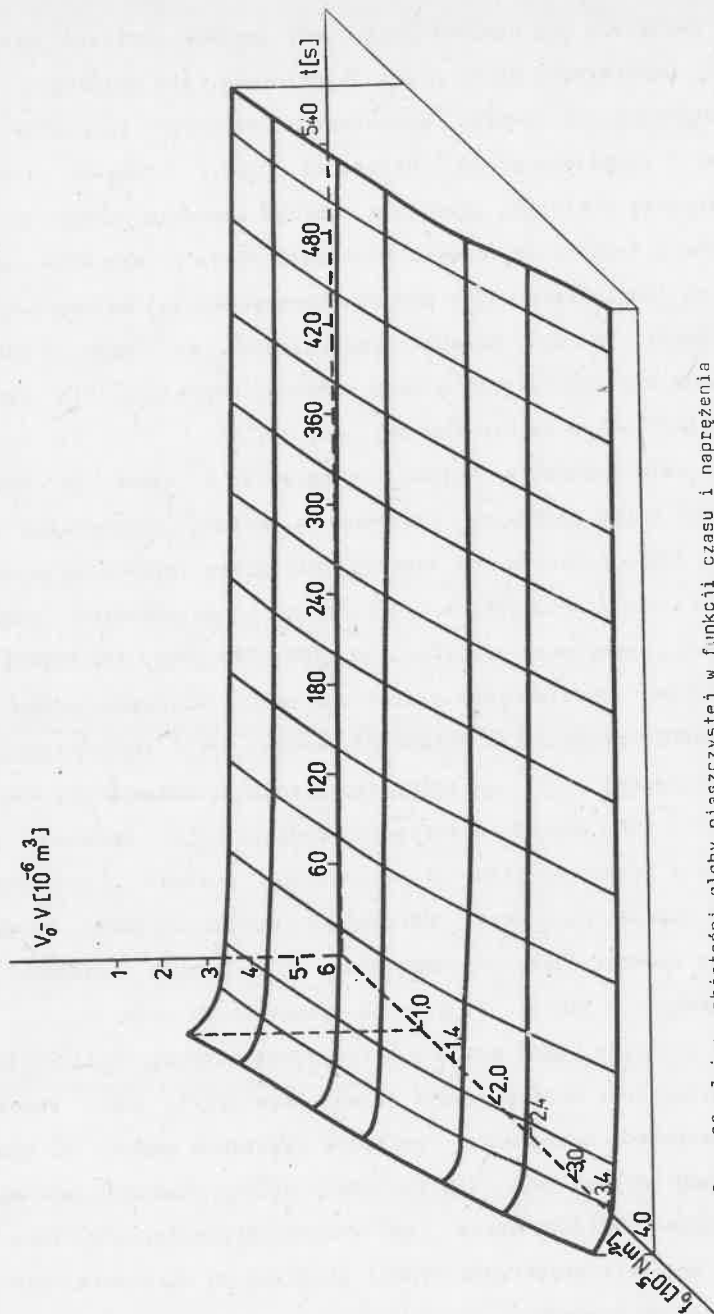
gleby naruszano jej powierzchnię, aby uzyskać możliwie jednorodne próbki. Otrzymywano glebę nieco zagęszczoną, ale objętości próbek nie zmieniały się podczas wykonywania oznaczeń rozkładów porów wskutek zagęszczającego działania wody. Ponadto wstępne zagęszczanie ułatwiało uzyskanie dobrego kontaktu próbki z płytą porowatą w trakcie oznaczania rozkładów porów z krzywych sorpcji wody, co jest bardzo ważne podczas stosowania tej metody pomiaru.

Efekty takiego małego zagęszczania są małe, ponieważ stosowane naprężenie jest o rząd wielkości mniejsze niż naprężeń pod kołami maszyn rolniczych /61, 86, 87/.

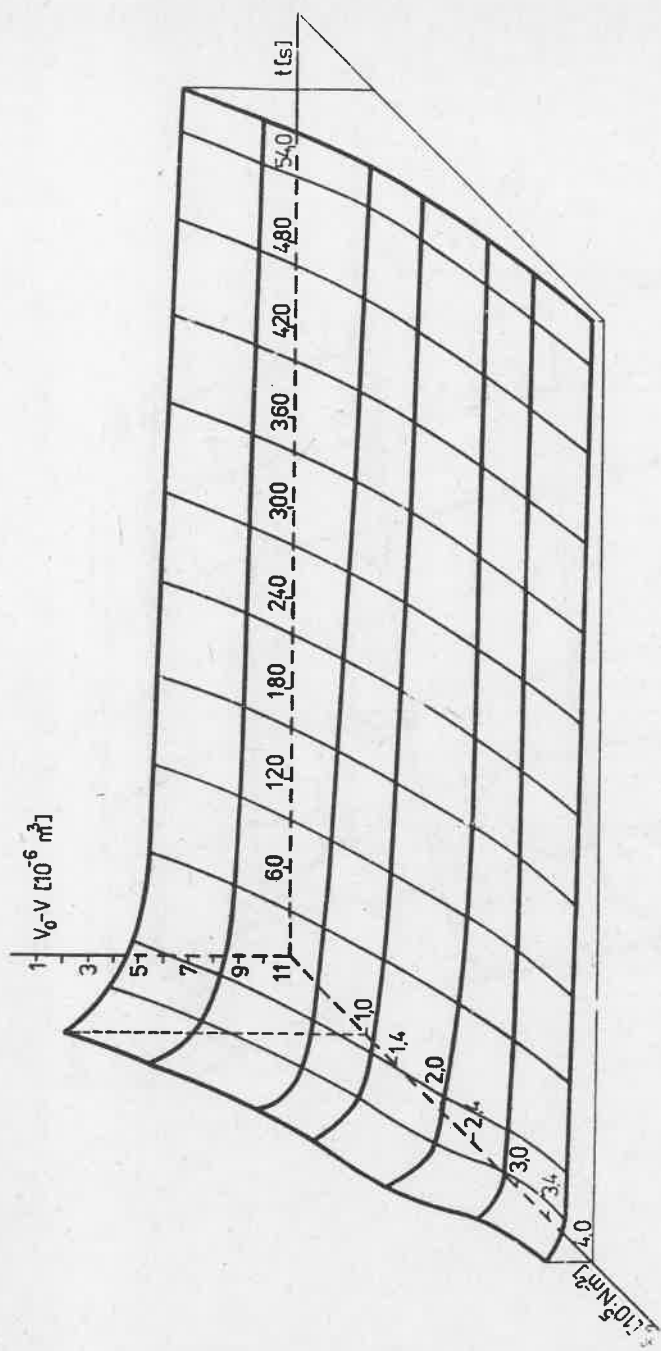
W celu zbadania wpływu naprężenia i czasu na rozkłady wielkości porów glebowych zastosowano metodę proponowaną przez Domżała /30/. Zróżnicowane zagęszczenie gleby uzyskiwano ściskając glebę w dwu połączonych cylindrach ustawionych pionowo. Stosowano naprężenia 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400 kPa i rejestrowano odkształcenia wzdłuż osi próbki walcowej, które były jednocześnie miarą zmian objętości próbek, czyli zagęszczenia.

Dla każdej z 8 wartości naprężenia po upływie 15, 30, 60, 120, 240 i 480 sekund przerywano zagęszczanie, odcinano górny cylinder z nadmiarem gleby i wyznaczano gęstość objętościową gleby w dolnym cylindrze. Uśrednione wyniki zmian objętości próbek w funkcji czasu i naprężenia dla trzech badanych gleb przedstawiono w tabeli 3 oraz na rysunkach 22 - 24.

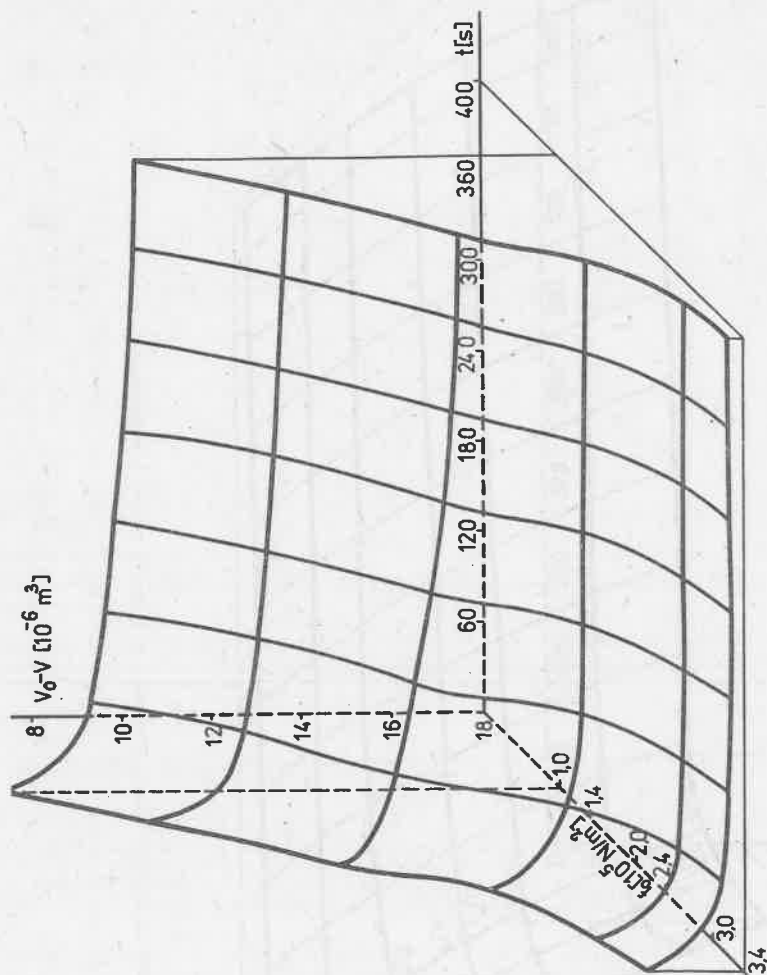
Do dalszych badań wybrano tylko glebę lessową i gliniastą, bo gleba wytworzona z piasku daje najmniejsze efekty jeśli chodzi o wpływ naprężeń, czasu oraz rozkładów cząstek i porów, a ponadto osiada pod wpływem wody. Dla tej gleby należy stosować inne metody wyznaczania rozkładów porów (np. metodę morfometryczną, która polega na analizie przekrojów próbki glebowej po uprzednim nasyceniu jej specjalną żywicą).



Rys. 22. Zmiany objętości gleby piaszczystej w funkcji czasu i naprężenia



rys. 23. Zmiany objętości gliny lessowej w funkcji czasu i naprężenia



Rys. 24. Zmiany objętości gliny gliniastej w funkcji czasu i naprężenia

Tabela 3. Gęstość objętościowa badanych gleb w g/cm^3 w funkcji czasu t i naprężenia F (nieparzyste wiersze - wartości wyliczone, parzyste - zmierzone)

Czas (s)	N a p r ęż e n i a (kPa)							
	50	100	150	200	250	300	350	400
l e s s								
15	1,34	1,37	1,46	1,51	1,53	1,52	1,55	1,56
	1,43	1,44	1,55	1,59	1,61	1,62	1,64	1,65
30	1,38	1,45	1,50	1,55	1,57	1,58	1,59	1,62
	1,44	1,49	1,56	1,60	1,62	1,65	1,66	1,67
60	1,38	1,46	1,52	1,56	1,61	1,61	1,65	1,64
	1,45	1,52	1,57	1,63	1,64	1,67	1,68	1,69
120	1,47	1,55	1,58	1,64	1,65	1,69	1,69	1,70
	1,47	1,55	1,58	1,64	1,65	1,69	1,70	1,70
240	1,49	1,60	1,60	1,66	1,69	1,70	1,70	1,71
	1,48	1,56	1,59	1,65	1,68	1,70	1,70	1,71
480	1,49	1,60	1,60	1,66	1,69	1,70	1,70	1,71
	1,49	1,60	1,67	1,69	1,70	1,70	1,70	1,71

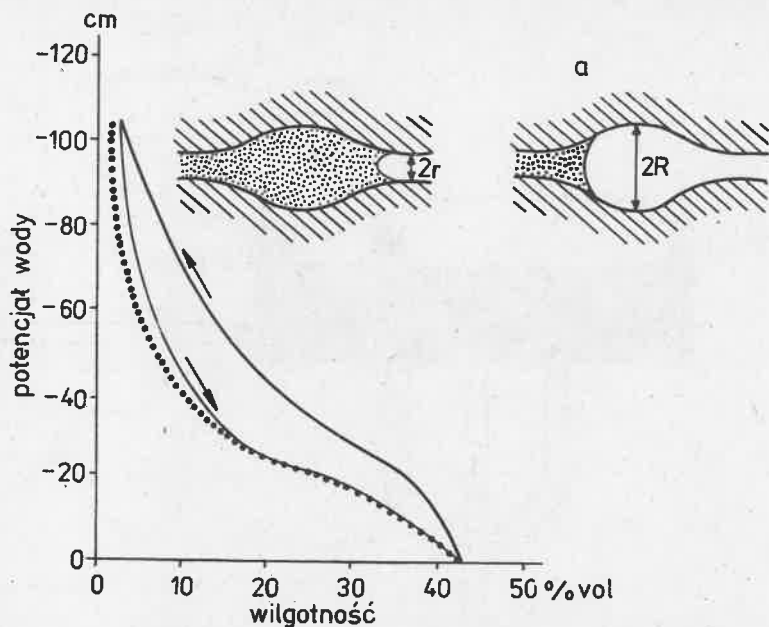
g l i n a

15	1,19	1,25	1,39	1,48	1,49	1,53	1,56	1,57
	1,25	1,30	1,46	1,54	1,57	1,59	1,62	1,64
30	1,21	1,33	1,44	1,49	1,52	1,54	1,55	1,59
	1,27	1,40	1,50	1,55	1,58	1,60	1,63	1,65
60	1,24	1,39	1,49	1,51	1,55	1,56	1,60	1,62
	1,28	1,42	1,52	1,56	1,58	1,61	1,63	1,65
120	1,28	1,43	1,53	1,55	1,59	1,60	1,64	1,65
	1,29	1,43	1,53	1,56	1,59	1,61	1,64	1,65
240	1,30	1,44	1,54	1,57	1,59	1,62	1,64	1,65
	1,30	1,44	1,54	1,57	1,59	1,62	1,64	1,65
480	1,30	1,44	1,54	1,57	1,59	1,62	1,64	1,65
	1,30	1,44	1,54	1,57	1,59	1,62	1,64	1,65

Następnie z 48 serii próbek różniących się wielkością naprężenia zagęszczającego lub czasem jego działania wybrano 13 serii po 6 próbek oraz serię nie zagęszczaną o gęstości początkowej równej $1,42 \text{ g/cm}^3$ dla gleby lessowej, tak aby każda seria odpowiadała tej samej wartości czasu i naprężenia (pochodziła z jednego eksperymentu) i aby serie różniły się gęstością gleby. Dobierano je tak, aby próbki z tej samej serii możliwie mało różniły się gęstością końcową. W podobny sposób uzyskano 10 serii próbek gleby wytworzonej z gliny wraz z jedną serią nie zagęszczaną.

W ten sposób wybrano 25 serii po 6 próbek w cylindrach standardowych o objętości 100 cm^3 reprezentujących różne stany zagęszczenia dwu badanych gleb dla różnych naprężeń lub czasów ich działania. Dla próbek z tej samej serii starano się wybierać małe wartości czasu i mały rozrzut wartości gęstości objętościowej. Wartości czasu i gęstości objętościowej tych gleb podano w dwu pierwszych kolumnach tabel 4 i 5.

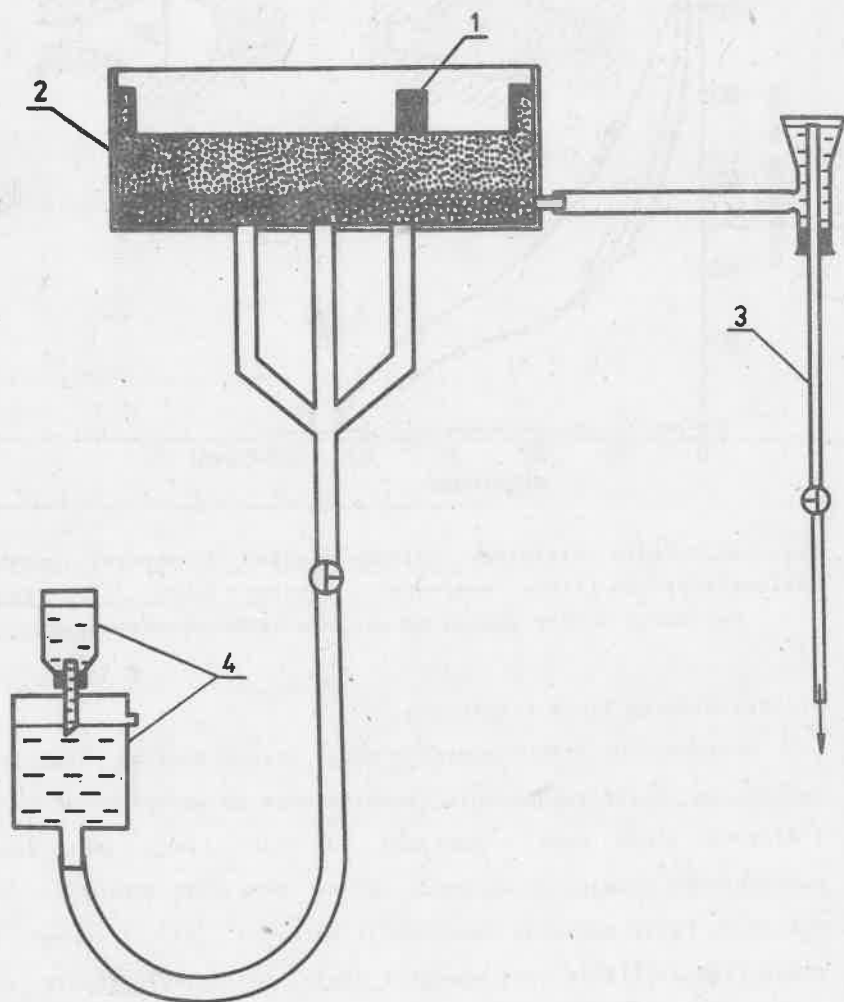
Zdecydowano się na wyznaczenie rozkładów średnic porów za pomocą krzywych sorbcji wody, gdyż krzywe te przypisują zmianom wilgotności (ilościom wody, które są zasysane do gleby podczas zmniejszania pF) maksymalną średnicę poru i ta właśnie średnica decyduje jakie cząstki mogą się do niego przemieścić (rys. 2). Dobrze ilustruje to rysunek 25. Na rysunku pokazano linią ciągłą pętlę histerezy sorbcji wody w glebie (strzałka skierowana w górę oznacza osuszanie, a strzałka skierowana w dół - zależność potencjał wody-wilgotność podczas wzrostu wilgotności). Widać, że z krzywej nawilżania uzyskamy maksymalną średnicę poru - $2R$, podczas gdy z krzywej osuszania - minimalną średnicę połączenia między porami - $2r$. Poza tym krzywa nawilżania dużo lepiej pasuje do wyników badań bezpośrednich rozkładów porów (morfometrycznych),



Rys. 25. Pętla histerezy (linia ciągła) i wyniki pomiarów morfometrycznych (linia kropkowana) według Boumy /13/. Krzywa zwilżania dobrze pasuje do wyników badań bezpośrednich

przedstawionych linią kropkową.

Przygotowane próbki nasycano wodą przez podsiąk kapilarny, odwadniano przez zwiększenie podciśnienia do wartości $pF = 2,7$ i mierzono ilość wody wchodzącej do próbki przy zmniejszaniu podciśnienia kolejno do wartości $pF = 2,3; 2,2; 2,0; 1,5; 1,0; 0,4; 0,0$. Płyty porowate konstrukcji Walczaka /87/ (rysunek 26) zapewniają zasilenie wodą wewnątrz płyty, jej odpowietrzanie oraz system automatycznej regulacji podciśnienia. Zwracano szczególną uwagę na uzyskanie dobrego kontaktu próbki z płytą, co w tej metodzie jest najważniejszym problemem. Jeżeli oszacowano, że do próbki wchodziło za mało wody (słaby kontakt próbki z płytą lub



Rys. 26. Uproszczony schemat płyty do badania sorpcji i desorpcji wody w glebie według Walczaka /87/

zamknięte bańki powietrza w próbce), to uzyskane wyniki odrzucano. Płyty umożliwiają jednoczesne badanie kilkuset próbek, więc można było wykonać dużą liczbę powtórzeń i oczekiwać wystarczająco długo na ustalenie się równowagi w próbce. Zmiany zawartości wody odpowiadające wyższym wartościom pF (3.2, 3.7, 4.2) wyznaczano w komorach wysokociśnieniowych w cylinderekach o wysokości 1 cm według /30, 87/.

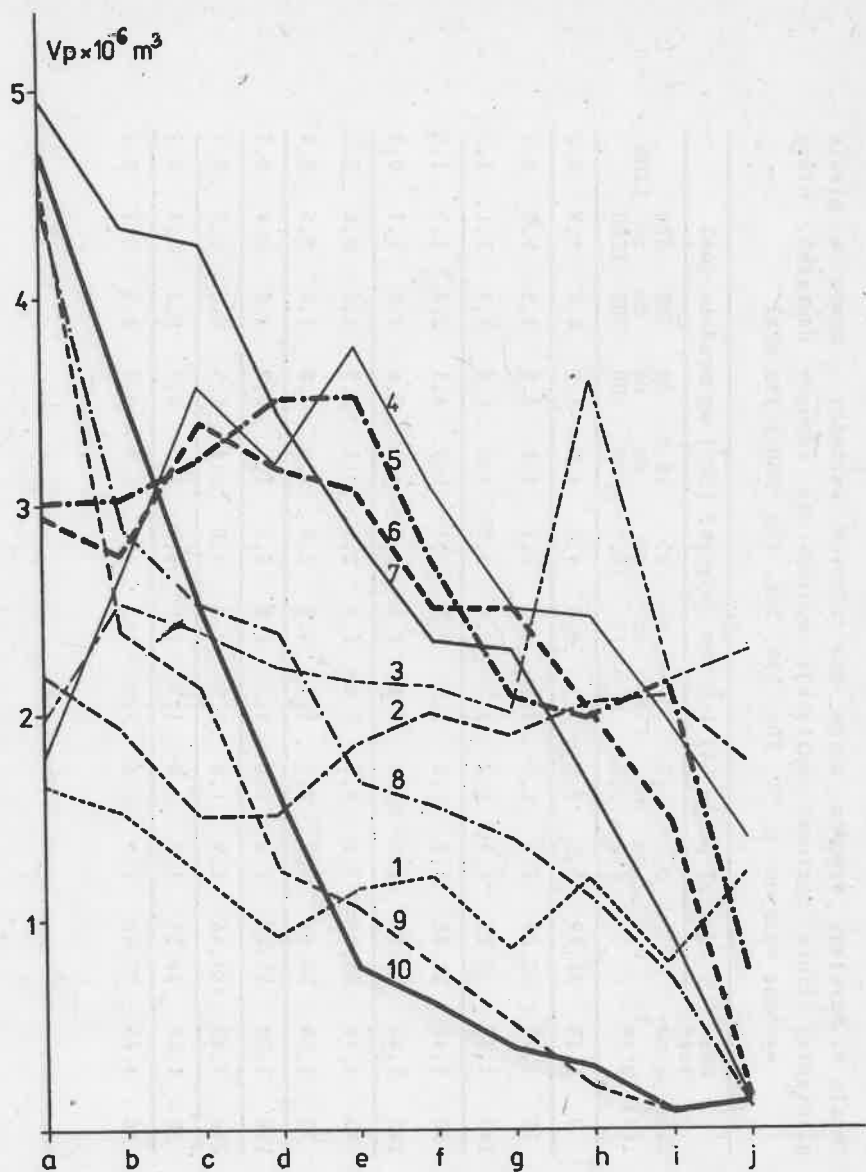
W ten sposób wyznaczono objętości końcowe poszczególnych frakcji porów i podano je w tabelach 4 i 5 razem z objętościami początkowymi i gęstością końcową gleby dla różnych naprężeń i czasów oraz wykreślono na rysunkach 27 i 28. Na osi pionowej na rysunku 27 (less) zaznaczono objętość frakcji porów w cm^3 (lub w %, bo objętość próbki była 100 cm^3), a na poziomej - naprężenia i czasy: a - rozkład początkowy bez zagęszczania, b, c, d - naprężenie 50 kPa i czas: 30, 120 i 240 s; e, f, g - 100 kPa i czas: 30, 60 i 120 s; h - 150 kPa i 15 s; i - 200 kPa i 240 s; j - 300 kPa i 120 s. W tabeli 4 podano dane dla 14 serii próbek, a na rysunku 27 pominięto 4 serie dla największych wartości naprężenia i czasu. Cyframi oznaczono kolejno frakcje porów: 1 - 200 do 1200 nm, 2 - 1200 do 3000 nm, 3 - 300 do 6000 nm, 4 - 0.006 do 0.015 mm, 5 - 0.015 do 0.0185 mm, 6 - 0.0185 do 0.03 mm, 7 - 0.03 do 0.1 mm, 8 - 0.1 do 0.3 mm, 9 - 0.3 do 1.2 mm, 10 - 1.2 mm. Podobnie rysunek 28 odpowiada tabeli 5 (gлина). Cyfry oznaczają te same zakresy średnic porów, a litery - kolejne paryliczb z pierwszych dwu kolumn tabeli 5. Pominięto kolumnę porów najmniejszych (podobnie jak na poprzednim rysunku) oraz ostatni wiersz ze względu na małe różnice. Uzyskane wyniki rozkładów średnic porów mogą wydawać się chaotyczne, a zakresy przypadkowe, ale przy takiej liczbie zmiennych zdecydowano się uchwycić stany różniące się rozkładami porów przy sensownych

Tabela 4. Rozkłady średnic maksymalnych porów dla różnych wartości czasu w glebie lessowej (linie poziome oddzielają wyniki dla różnych naprężeń, które wynoszą kolejno: 0, 50, 100, 150, 200, 250 i 300 kPa)

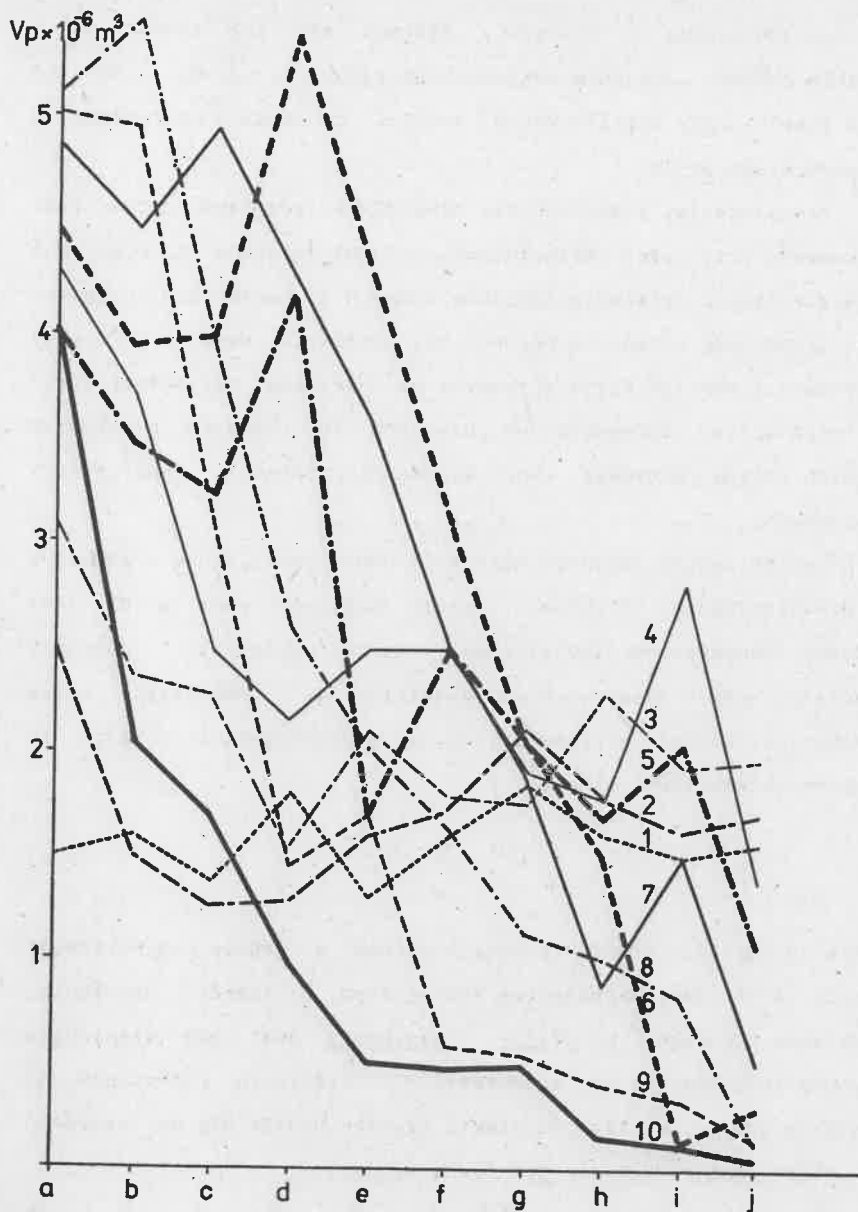
Czas (s)	Gęstość gleby (g/cm ³)	Udział porów (%) lub ich objętość (cm ³) wg średnic (μm)											
		0,2 do 1,2	1,2 do 3,0	3 do 6	6 do 15	15 do 18,5	18,5 do 30	30 do 100	100 do 300	300 do 1200	1200 do 1200		
0	1,42	12,06	1,7	2,2	2,0	3,2	3,1	3,0	5,1	4,6	4,7	5,8	
30	1,44	19,21	1,0	1,5	2,5	2,7	2,7	2,8	4,4	2,9	2,4	3,6	
120	1,47	19,17	0,3	1,5	2,4	3,0	3,2	3,5	4,4	2,5	2,1	2,5	
240	1,48	22,02	0,8	1,5	2,1	3,2	3,5	3,2	3,5	2,4	1,2	1,6	
30	1,49	24,19	0,7	1,9	2,2	3,8	3,6	3,2	2,9	1,7	1,1	0,7	
60	1,52	25,06	1,2	2,0	2,1	3,1	2,7	2,4	2,3	1,5	0,7	0,5	
120	1,55	23,61	0,9	1,9	2,0	2,5	2,1	2,5	2,3	1,4	0,5	0,4	
120	1,58	23,85	1,2	2,1	3,6	2,5	2,1	2,0	1,6	1,1	0,2	0,3	
240	1,59	22,97	1,2	2,3	3,6	2,6	2,0	2,0	1,2	1,0	0,1	0,2	
30	1,60	25,49	1,0	1,8	3,2	2,6	2,6	3,0	1,4	0,9	0,1	0,1	
240	1,65	25,32	0,8	2,1	2,1	1,9	2,1	1,5	0,9	0,7	0,1	0,1	
240	1,68	25,26	1,3	1,9	2,1	2,1	2,0	1,0	0,5	0,3	0,1	0,1	
120	1,69	26,68	2,1	2,7	2,2	1,3	0,7	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	
240	1,70	26,01	1,3	2,6	2,1	1,7	1,4	0,1	0,5	0,1	0,0	0,1	

Tabela 5. Rozkłady średnic porów dla różnych wartości czasu w glebie gliniastej (linie poziome oddzielają wyniki dla różnych naprężeń, które wynoszą kolejno: 0, 50, 100, 150, 200, 250, 300 i 350 kPa)

Czas (s)	Gęstość gleby (g/cm ³)	Udział porów (%) lub ich objętość (cm ³) wg średnic (μm)											
		0,2 do 1,2	1,2 do 3,0	3 do 6	6 do 15	15 do 18,5	18,5 do 30	30 do 100	100 do 300	300 do 1200			
0	1,20	12,22	1,5	2,5	3,1	4,3	4,0	4,5	4,9	6,6	5,9	4,0	
15	1,25	22,09	1,6	1,7	2,5	3,7	2,1	2,9	4,5	5,5	5,0	2,0	
240	1,30	22,15	1,3	1,2	1,7	2,4	3,2	4,0	5,0	3,9	3,1	1,7	
30	1,40	21,88	1,8	1,3	1,6	2,2	2,1	5,5	4,3	2,6	1,5	1,0	
240	1,44	22,93	1,3	1,6	2,1	2,5	1,7	4,3	3,6	2,0	1,7	0,5	
15	1,46	25,05	1,6	1,7	1,8	2,5	2,5	3,1	2,5	1,6	0,6	2,5	
30	1,50	26,61	1,8	2,1	1,7	1,9	2,0	2,0	1,8	1,1	0,5	0,4	
120	1,59	25,32	1,6	1,8	2,3	1,8	1,7	1,5	0,9	1,0	0,4	0,1	
240	1,62	23,46	1,5	1,6	1,9	2,8	2,0	1,4	1,5	0,8	0,3	0,1	
30	1,63	26,17	1,8	2,0	1,7	1,6	1,2	1,3	0,7	0,2	0,3	0,1	
30	1,65	27,80	1,5	1,6	1,9	1,3	1,0	0,3	0,3	0,5	0,1	0,0	



Rys. 27. Zmiany objętości poszczególnych frakcji porów w glebie wytworzonej z lessu (wg tab. 4)



Rys. 28. Zmiany objętości poszczególnych frakcji porów w glebie
wytworzonej z gliny (wg tab. 5)

wartościach czasów i naprężeń. Starano się też zbadać stany bliskie czasowi osiągnięcia maksymalnego zagęszczenia, bo czas ten jest istotny przy weryfikowaniu teorii, co będzie poruszone w dalszym ciągu pracy.

Zagęszczanie, a szczególnie oznaczanie rozkładu porów, było prowadzone przy dużej wilgotności, co jest związane z problemem zagęszczającego działania menisków wodnych w kontaktach cząstek. Dużą wilgotność stosowano celowo, aby umożliwić deformacje między cząstkami i pominąć wpływ agregacji na mierzone charakterystyki. Do badań wpływu agregacji na uzyskane tu równania w stanach suchych należy stosować inne wielkości próbek i inne metody pomiarowe.

Problem zagęszczającego działania wody jest złożony i związany z przeciwstawnymi efektami. Jeżeli nasycony wodą grunt jest poddany naprężeniom zewnętrznym, które wytwarzają dodatnie ciśnienie wody (skierowane na zewnątrz), to (pomijając wpływ baniek powietrza) przyjmuje się w gruntoznawstwie /52/, że naprężenie efektywne wynosi:

$$F^{ef} = F - u, \quad (4.1)$$

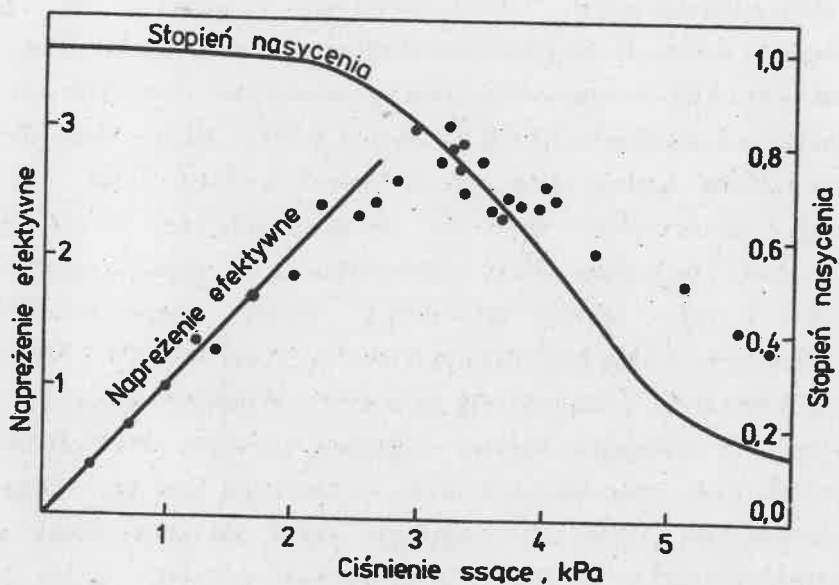
gdzie u oznacza ciśnienie wody w porach w czasie konsolidacji gruntu, a F jest naprężeniem zewnętrznym. W trakcie osuszania, gdy woda w porach w stanie nasycenia jest pod ciśnieniem ujemnym (skierowanym do wewnątrz), ciśnienie pochodzące od menisków wody w punktach kontaktu cząstek dodaje się do naprężeń zewnętrznych i naprężenie efektywne wynosi:

$$F^{ef} = F + u. \quad (4.2)$$

Jednak gdy gleba nie jest nasycona wodą, przy założeniu, że powietrze w porach jest pod ciśnieniem atmosferycznym, równanie (4.2) przyjmuje postać

$$F_{ef} = F + m u, \quad (4.3)$$

gdzie m jest stopniem nasycenia gleby (procent objętości zajętej przez wodę - rys. 29). Ze wzrostem ciśnienia ssącego u maleje współczynnik m w granicach od 1 dla pełnego nasycenia do 0 dla gleby suchej (dużych wartości ciśnienia ssącego). Trudno



Rys. 29. Napężenia efektywne pochodzące od siły ssącej gleby według /52/

jest przewidzieć wartości takiego iloczynu (wzór 4.3), tym bardziej, że m nie jest stałe. Na rysunku pokazano zmiany naprężenia efektywnego w piasku pochodzące od ciśnienia ssącego wody. Punkty eksperymentalne (kropki) znajdują się blisko linii prostej (zgodnie z równaniem 4.3) do wartości ciśnienia 3 kPa, dając wtedy naprężenie efektywne równe 3 kPa. Powyżej tej wartości potencjału wody naprężenie efektywne spada. Ciśnienie zagęszczające pochodzące od wody jest więc małe.

Piasek jest glebą gruboziarnistą zawierającą pory i cząstki o małym zakresie zmienności. W innych glebach, w których zakres zmienności wielkości porów i cząstek jest duży, sytuacja jest jeszcze bardziej skomplikowana i niejednoznaczna:

1. Jak sądzi Kisiel /44/, grunty różnoziarniste można opisać modelem złożonym z kul o różnych średnicach. : większej d i mniejszej $0,2247d$. Kula mniejsza mieści się między trzema kulami większymi, których wierzchołki tworzą czworościan. Porowatość przy najgęstszym upakowaniu takich kul wynosi 0,209. Wskutek ogromnej hydrofilności frakcja ilowa zawiera zawsze znaczną ilość wody, nawet w stanie suchym. Uważa się, że mieszanina wody i cząstek iłu tworzy ciecz ilowo-wodną, wypełniającą pory między ziarnami piasku i pyłu. Dlatego właściwości gruntu różnoziarnistego gwałtownie zmieniają się, gdy zawartość iłu przekroczy 20% - ziarna szkieletu gruntowego nie są w stanie wytworzyć struktury o najgęstszym upakowaniu. Wartość ta powinna być różna dla różnych gatunków gleb. Gleby badane w tej pracy zawierają mało iłu, więc woda i cząstki ilaste nie wypełniają porów szkieletu nawet w połowie (porowatość początkowa gleby lessowej wynosiła 46,5%, a gleby gliniastej - 55,5%). W takiej sytuacji większość cząstek ilastych, które mogłyby ewentualnie wytworzyć naprężenia efektywne

o wartości większej niż w piasku, znajduje się w porach między dużymi cząstkami w miejscach innych niż punkty kontaktu. Siły kapilarne działają wówczas tylko lokalnie między cząstkami ilastymi nie mając wpływu na pory większe niż 200 nm.

2. Gruntoznawcy twierdzą, że zmiany strukturalne wynikające ze zwiększenia ciśnienia ssącego gleby są inne niż zmiany spowodowane naprężeniem zewnętrznym, gdyż naprężenia między cząstkami spowodowane przez ciśnienie ssące gleby są prostopadłe do płaszczyzny kontaktu cząstek i powodują stabilizację struktury przeciwstawiając się zmianom objętości. Natomiast przyłożone naprężenia zewnętrzne zawsze powodują jakies naprężenia styczne w kontaktach powodujące odkształcenia objętościowe.

3. Jak twierdzi Marshall /52/, wpływ wilgotności na wytrzymałość gleby polega głównie na zmianie sił spójności, które tylko częściowo pochodzą od ciśnienia ssącego gleby (wraz z wilgotnością zmieniają się wszystkie siły działające między cząstkami gleby). Dlatego efekty działania wody, osłabiającego strukturę gleby, pojawiają się w piasku, gdzie siły spójności są do pominięcia, a siły grawitacji razem z napięciem powierzchniowym wody powodują osiadanie piasku. W innych glebach, gdzie o wytrzymałości decyduje spójność, dodanie wody powoduje zmniejszenie wytrzymałości, które przeważnie objawia się dopiero po zadziałaniu sił zewnętrznych.

5. PORÓWNANIE WYNIKÓW TEORETYCZNYCH Z EKSPERYMENTALNYMI

Końcowe równanie uzyskane w rozdziale 3 (3.63) pozwala przewidywać (dla ustalonego k), jak zmienia się objętość jednej frakcji porów w zależności od występujących w nim zmiennych i

parametrów. Do wyliczenia początkowej średniej objętości poru z frakcji $k - \bar{V}_{pk}$ potrzebny jest rozkład ich długości $g_3(l)$. Ponieważ rozkładu tego nie można otrzymać z krzywych ρF , więc nie możemy porównać uzyskanego równania z danymi eksperymentalnymi dla każdej frakcji średnic porów oddzielnie. W tym celu należałoby postulować rozkład długości (objętości porów), np. w postaci rozkładu normalnego, lub próbować dopasować różne rozkłady. Wydaje się jednak, że tylko pomiary bezpośrednie (morfometryczne) pozwolą rozwiązać ten problem eksperymentalny.

Można jednak porównać to równanie z danymi rejestrowanymi dla wszystkich frakcji, tzn. sumując równanie (3.63) po k . Wówczas możemy porównać rejestrowane odkształcenia objętościowe gleb, których wartości przedstawiono dla wybranych naprężeń i czasów w tabeli 3 z wynikami obliczeń według równania (3.63).

Mierzone wielkości wprowadzamy do równania w sposób następujący:

V_{0k} - początkową objętość frakcji średnic maksymalnych porów odczytujemy z tabeli 4 i 5 wiersz 1;

$E D_s$ - średnią średnicę cząstki obliczamy z tabeli 2 za pomocą wzoru (3.1), zakładając jednostajny rozkład dla każdej frakcji cząstek. Najpierw obliczamy liczbę cząstek każdej frakcji (parzyste wiersze dla gliny i lessu w tabeli 2 podają wartości $g_1(D_s)$), a potem obliczamy średnią średnicę;

Wielkości te wynoszą dla lessu $E D_{s_1} = 0,00403$ mm, dla gliny $E D_{s_g} = 0,003795$ mm;

$\bar{V}_{pk}$ - średnia objętość poru z frakcji k powinna być obliczona przy użyciu rozkładu długości porów (lub objętości), którego nie wyznaczano doświadczalnie. Można jednak pokazać, że rozkład ten przy rozpatrywaniu wszystkich frakcji porów łącznie

wchodzi do stałej $c_3(f_m)$. Warunkiem, który musi być spełniony, jest, aby średnia długość poru każdej frakcji była wielkością skończoną. Warunek ten będzie oczywiście zawsze spełniony

$g_1(D_s)$ - podano w tabeli 2 na podstawie wzoru (3.1)

$$g_4(D_p) \frac{N_p}{n_k} = \frac{1}{II_k}, \text{ gdy } D_p \in II_k \quad (\text{wzór (3.2) i (3.3)}).$$

Wyliczenie to jest słuszne dla każdego k , bo rozkład D_p w każdej frakcji jest jednostajny. II_k oznacza długość przedziału średnic porów, N_p - liczbę porów frakcji k , a n_k - liczbę wszystkich porów. Ze względu na warunek $D_s < D_p$ odrzucamy tu najmniejszą frakcję porów oraz najmniejszą frakcję cząstek przy rozkładzie $g_1(D_s)$

$p_{\min}$ - wyliczamy z kolumny 3 tabel 4 i 5 jako minimalną porowatość (bez porów większych od 200 nm)

Granice całkowania w dolnym wierszu równania (3.63): $D_p \in II_k$ - całkujemy dla każdego k tylko po porach należących do tego przedziału, $D_{s_{\min}}$ - minimalna średnica cząstki (po odrzuceniu najmniejszej frakcji wynosi ona 0.002 mm)

$\min(D_p, D_{s_{\max}})$ - uwzględniamy tylko te cząstki, które są mniejsze od maksymalnej średnicy poru danej frakcji

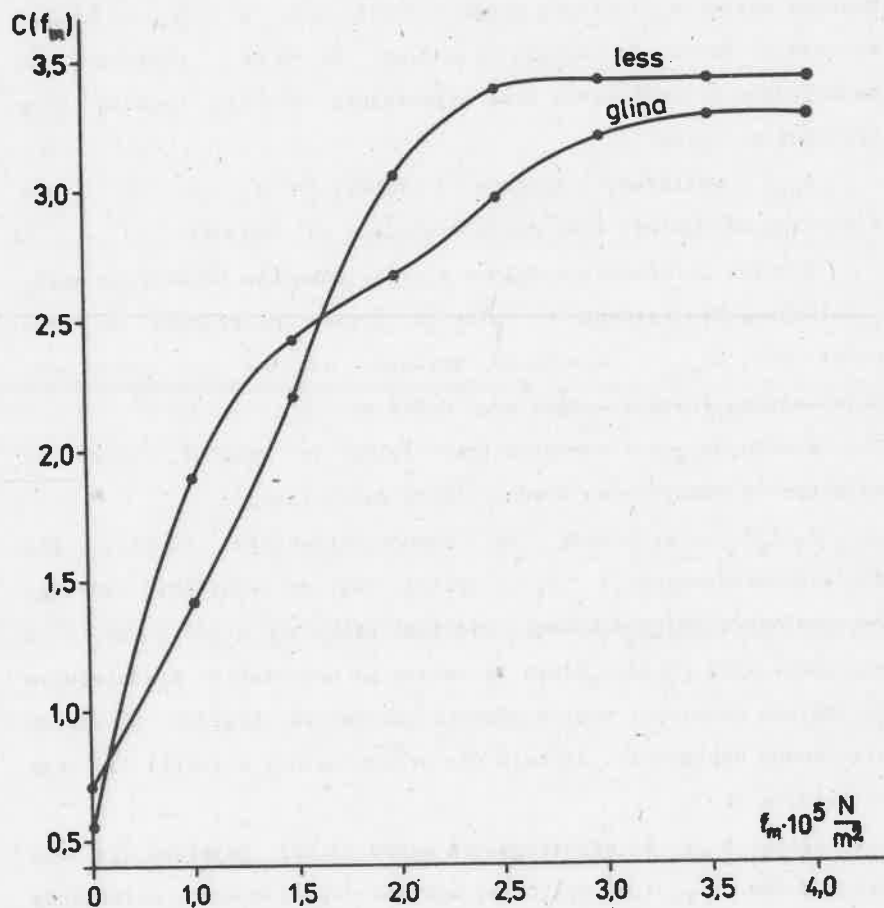
$c_3(f_m)$ - wyliczamy za pomocą równania (3.64). Dla dostatecznie dużych t V_t zbliża się do wartości końcowej okształcenia objętościowego natomiast całka $\int g_2(f)$ do 1 i stosujemy wzór (3.64). Stała ta zależy od naprężenia średniego w kontaktach cząstek i mówi o stopniu upakowania cząstek glebowych dla danego naprężenia. Została ona przedstawiona w tabeli 6 oraz na rysunku 30

stałe A i B wyznaczamy ze wzoru (3.50). Najpierw dla 30 par punktów (t_1, t_2) wyliczamy wartość dolnej granicy całkowania z równania (3.63) - $h(a, A, B, t)$ (zależność od czasu tkwi właśnie w

tej granicy). Potem wstawiamy uzyskane wartości do równania (3.50) i rozwiązując układ równań względem A, B dla każdej pary (t_1 , t_2) wyliczamy stałe A i B. Przyjęto tu $a = 0.33 \cdot 10^{-6}$ m /53, 54, 67, 70/. Wartości A oraz B uśrednione dla 30 par punktów dla każdej gleby wynoszą:

-dla lessu: $A = 1,9876 \cdot 10^{-9}$ kgs/m², $B = 1,74762 \cdot 10^{-7}$,

-dla gliny: $A = 6,7324 \cdot 10^{-9}$ kgs/m², $B = 2,13595 \cdot 10^{-9}$.



Rys. 30. Stała normalizacji równania (3.63) wg wzoru (3.64)

Tabela 6. Stała normalizacji równania (3.63) wg wzoru (3.64)

	Napięcie zewnętrzne w kPa							
	50	100	150	200	250	300	350	400
LESS	0,710	1,424	2,200	3,059	3,393	3,403	3,410	3,414
GLINA	0,555	1,869	2,424	2,670	2,958	3,192	3,255	3,266

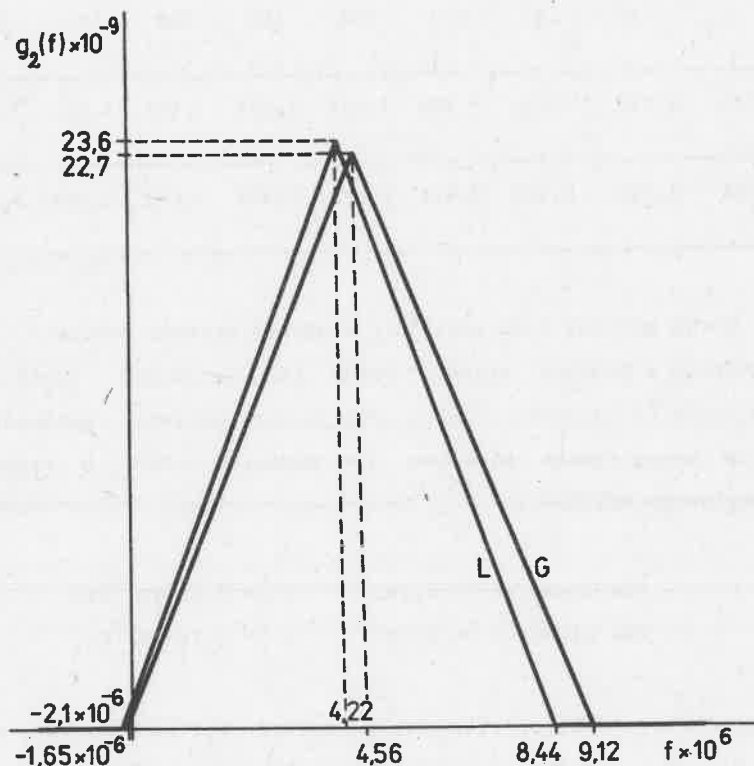
Górną granicę całkowania $2f_m$ w górnym wierszu równania (3.63) wyznaczamy w podobny sposób. Można też wyznaczyć $g_2(f)$ z zależności (3.5) oraz (3.52). Przyjmując wartości spójności i tarcia wewnętrznego mierzone dla badanych gleb w aparacie trójosiowego ściskania

- dla lessu: $u^1 = 0,18$ $c^1 = 0,21 \cdot 10^5 \text{ Pa}$,
- dla gliny: $u^9 = 0,097$ $c^9 = 0,16 \cdot 10^5 \text{ Pa}$,

otrzymamy wyrażenia analityczne na rozkład $g_2(f)$. Również stałe A i B można wyznaczyć z danych eksperymentalnych przedstawionych w rozdziale 3. Obydwa sposoby wyznaczania powyższych stałych dają zbliżone wyniki, co dodatkowo potwierdza prowadzone tu rozważania. Rozkłady $g_2(f)$ dla badanych gleb przedstawiono na rysunku 31.

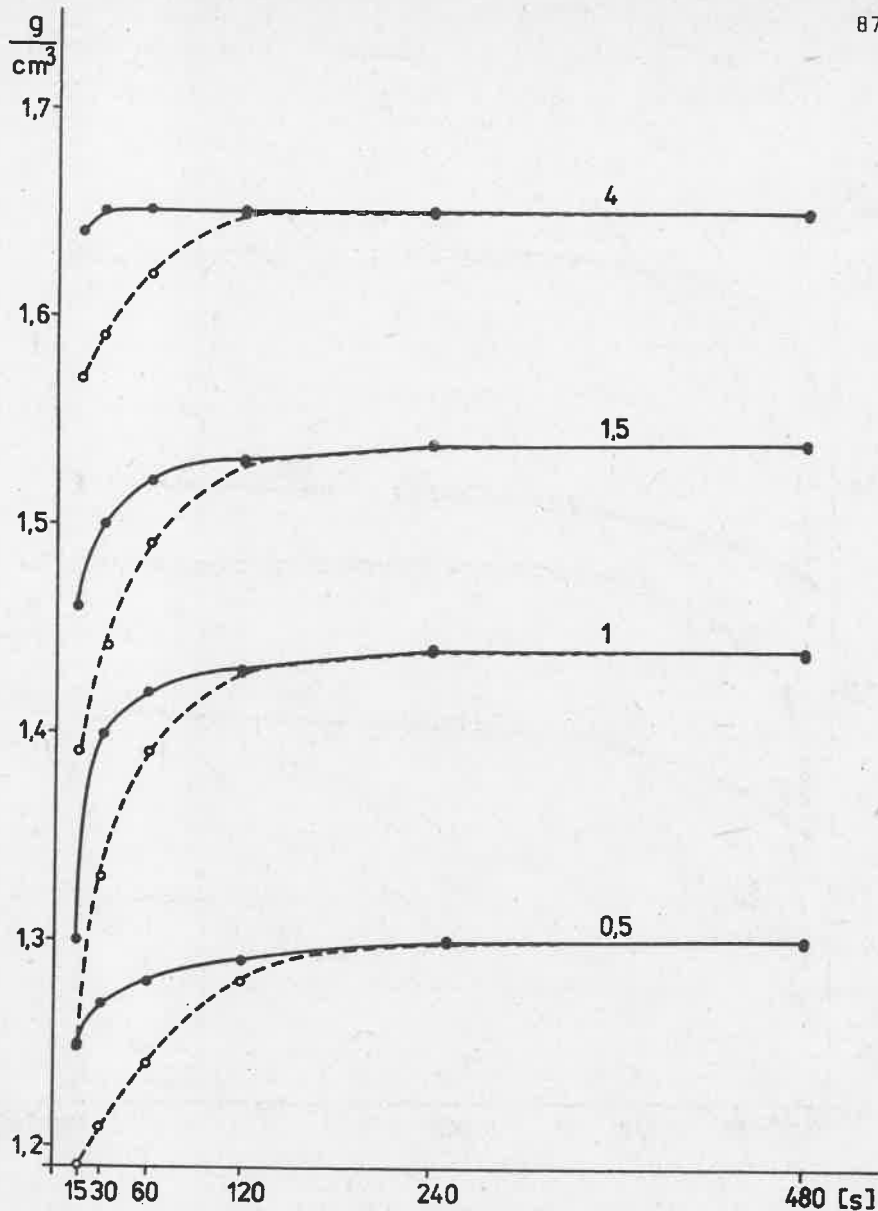
W ten sposób zostały wyliczone zmiany objętości próbek dla różnych naprężeń i czasów. Wyliczone wartości podano w górnym wierszu tabeli 3 dla każdej wartości czasu, a zmierzone - w dolnym wierszu po przeliczeniu na gęstość objętościową. Niektóre wartości

doświadczalne (linia ciągła) przedstawiono razem z wyliczonymi (linia przerywana) na rys. 32 i 33. Różnice nie przekraczają 8%.

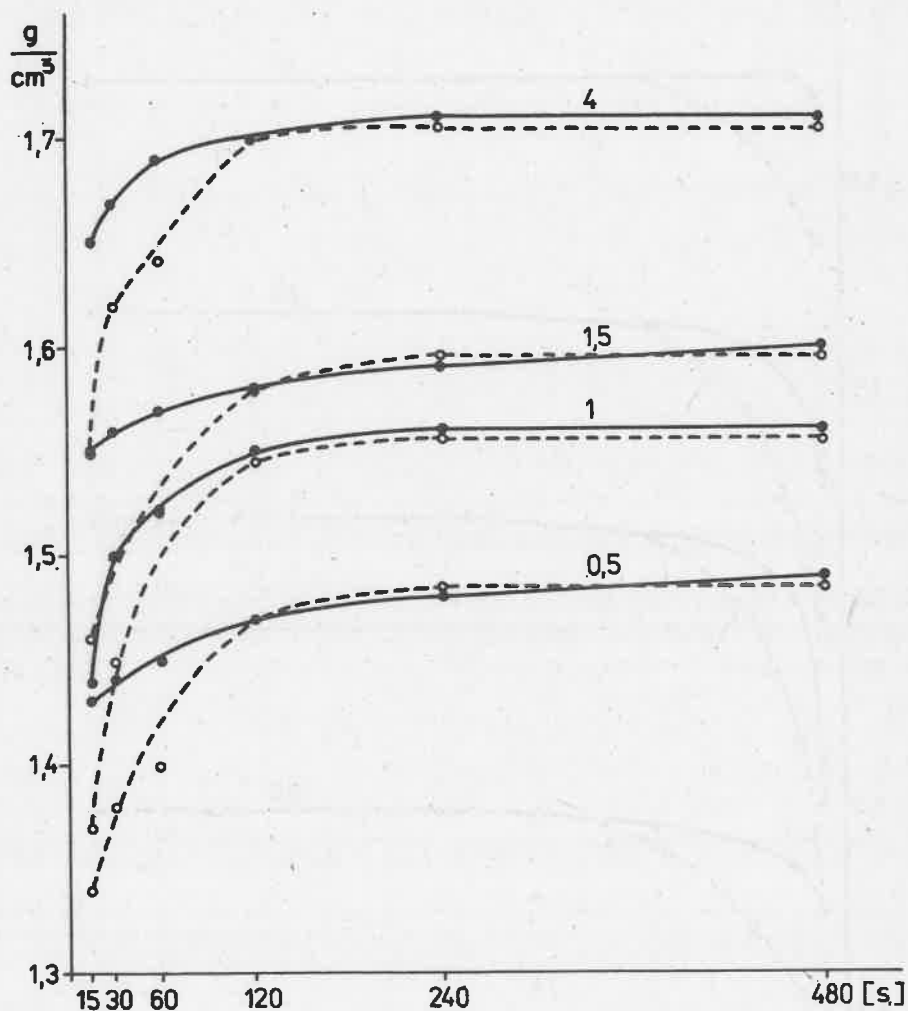


Rys. 31. Rozkłady $g_2(f)$ dla badanych gleb

Uzyskane rozbieżności między mierzoną a wyliczoną gęstością objętościową związane są przede wszystkim z podziałem średnic cząstek i porów glebowych na zbyt małą liczbę klas (frakcji). W celu dokładniejszego dopasowania równań i wyników pomiarów należałoby znacznie zwiększyć liczbę frakcji średnic porów i cząstek oraz opracować lepsze metody pomiarów.



Rys. 32. Gęstość objętościowa gleby wytworzonej z lessu w funkcji czasu dla wybranych naprężeń (linia ciągła oznacza wartości mierzone, a przerywana - wyliczone)



Rys. 33. Gęstość objętościowa gleby wytworzonej z gliny w funkcji czasu dla różnych naprężeń (linia ciągła - wartości zmierzone, a przerywana - wyliczone)

6. PODSUMOWANIE

W pracy zostało rozpatrzone zagadnienie zagęszczania gleb za pomocą metod probabilistycznych. Metody te zastosowano podczas każdego kolejnego etapu przy konstrukcji równania zagęszczania gleby:

- do opisu struktury gleby i jej zmian przy pomocy zmiennych losowych,
- do uzyskania równania ruchu elementu strukturalnego gleby (cząstki lub agregatu),
- do znalezienia prawdopodobieństwa ruchu elementów glebowych do wnętrza ustalonego pora,
- do uzyskania równania dla wszystkich porów i elementów.

Ze względu na ogromną liczbę cząstek, agregatów, porów oraz ich różnorodność pod względem wielkości i kształtu ruch ośrodka glebowego jest nieuporządkowany, co powoduje znaczne odkształcenia nieodwracalne. Właśnie ogromna liczba elementów glebowych i ich różnorodność uniemożliwia stosowanie metod deterministycznych, natomiast ułatwia traktowanie tych elementów jako populacji statystycznych.

Odształcenia nieodwracalne pojawiają się zwłaszcza w początkowej fazie procesu zagęszczania gleby w odróżnieniu od innych ośrodków, w których część natychmiastowa deformacji jest sprężysta (odwracalna), a efekty dysypacji energii i ich mechanizmy pojawiają się dopiero po upływie czasu lub dla odpowiednio dużych naprężeń. Dlatego żadna z istniejących teorii odkształceń nie jest w stanie objasnić faktu, że odkształcenia w glebie w stanie luźnym są prawie całkowicie nieodwracalne, szczególnie w pierwszej fazie procesu.

Metoda zastosowana w pracy pozwala wyjaśnić tę sprzeczność. Za pomocą równań (3.50) i (3.53) można obliczyć prawdopodobieństwo, że wypadkowe naprężenie "będzie mniejsze od 0" (naprężenie zewnętrzne nie przekracza tarcia i spójności i nie zachodzi zagęszczanie). Dla badanych gleb prawdopodobieństwo to jest rzędu 10^{-25} . Oznacza to, że nawet mały wzrost naprężeń będzie powodował pewne zagęszczanie, a proces ten jest hamowany wskutek wzrostu liczby punktów kontaktu elementów, który mu towarzyszy oraz jest ograniczony przez objętość porów i ich rozkład.

Dzięki temu nie ma potrzeby wprowadzać fikcyjnych modułów sprężystości już na początku zagęszczania gleby luźnej. Moduły te były dotychczas konieczne, bo bez nich każde równanie reologiczne opisuje ciecz, w której odkształcenia zawsze dążą do nieskończoności. Tymczasem trudno oczekiwać reakcji sprężystej ze strony poru podczas jego deformacji.

Ze względu na dużą liczbę zmiennych losowych, zmiennych deterministycznych i parametrów oraz wielopoziomową konstrukcję równań zagęszczania niemożliwe było przedstawienie wszystkich kolejnych kroków prowadzących do równania końcowego. Złożoność ośrodka i zastosowana metoda statystyczna jest przyczyną takiego skomplikowania równań.

Dlatego przedstawione są tylko te równania, które były weryfikowane eksperymentalnie, a kolejne kroki w ich przekształcaniu, ich odgałęzienia i prace doświadczalne zostały tylko naszkicowane. Duże trudności eksperymentalne i rachunkowe nastroczała jednoczesna praca z wieloma zmiennymi (zwłaszcza losowymi), dlatego pewne stałe (np. A, B) są kombinacją kilku innych.

W rozdziale 3 uzyskaliśmy równanie zagęszczania gleby (wzór

(3.63)) w zależności od naprężenia F_0 , czasu t , temperatury T , tarcia wewnętrznego u , spójności c , końcowej porowatości minimalnej dla danego naprężenia $p_{\min}$, średniej powierzchni kontaktu cząstek a , współczynników lepkości A, B oraz gęstości rozkładów wielkości: porów, cząstek i naprężeń międzyziarnowych g_{1-5} . Czynniki wpływające według tabeli 1 na wytrzymałość gruntu wpływają też na zmienne równania (3.63):

Rozkład wielkości cząstek glebowych zależy od czynników wymienionych pod numerami 1,14,15

Rozkład wielkości porów glebowych związany jest z czynnikami 4,5,7, 13,16

Rozkład wielkości naprężeń w kontaktach - z czynnikami 1,2,3,5,9,10,11,14,15,17,18,19,20,22

Tarcie wewnętrzne - 2,3,6,9,10,14,15

Spójność - 2,3,6,9,11,14

Temperatura - 12,21

Czas - 21

Czas zatrzymywania się procesu t_{stop} - 3,5,6,9,10,11,12

Końcowa porowatość minimalna dla danego naprężenia $p_{\min}$ - 1,2,3,5

Powierzchnia kontaktu cząstek - 6,9,14,15

Stałe lepkości A, B - 3,6,8,9,14,15.

Z porównania tabeli 1 i zbioru zmiennych występujących w równaniu (3.63) widać, że chociaż w równaniu (3.63) występują tylko te zmienne, które były obiektem badań eksperymentalnych, to są one związane prawie ze wszystkimi czynnikami z tabeli. Pominięte są tylko dwa ostatnie czynniki, gdyż dotyczą specyficznych właściwości gruntu istotnych w warunkach pełnego nasycenia wodą.

Pozwala to wnioskować, że za pomocą równania zagęszczania

dysponujemy kompletem zmiennych decydujących o procesie zagęszczania gleb. Pomimo że jest ono pierwszym przybliżeniem procesu, to przyjmuje inną postać dla różnych typów, rodzajów i gatunków gleb i pozwala objaśnić, w jaki sposób różnice między glebami wpływają na wynik końcowy.

Materia organiczna, skład mineralogiczny, geneza gleby, skład chemiczny wody glebowej i frakcja ilasta wpływają przede wszystkim na lepkość, tarcie międzyciastkowe i spójność (wielkości a, A, B, c, u). Wielkości te (podobnie jak wszystkie inne występujące w rozważanych tu równaniach) zależą też od wilgotności i można rozbudować równanie w tym kierunku. Jedyne rozkład średnic cząstek reprezentujący gatunek gleby jest stały.

Równanie końcowe jest też "wrażliwe" na stan początkowy gleby (wpływa on na początkowy rozkład porów i wartości wszystkich zmiennych z wyjątkiem rozkładu $g_1(D_s)$). W szczególności "historia" w postaci kolejności zmian wilgotności i sił zewnętrznych wpływa na wartości mierzone eksperymentalnie i można przewidywać jej skutki.

Do równania końcowego można wstawiać różne wartości parametrów i różne równania ruchu. Wnioski uzyskane w tej pracy będą słuszne dla różnych równań ruchu, dopóki będą one monotoniczne ze względu na czas i naprężenie, co wynika z charakteru procesu. Kształt równań ruchu (podobnie jak gęstości rozkładów) mogą więc być dowolne i modyfikowane, co świadczy o ogólności metody.

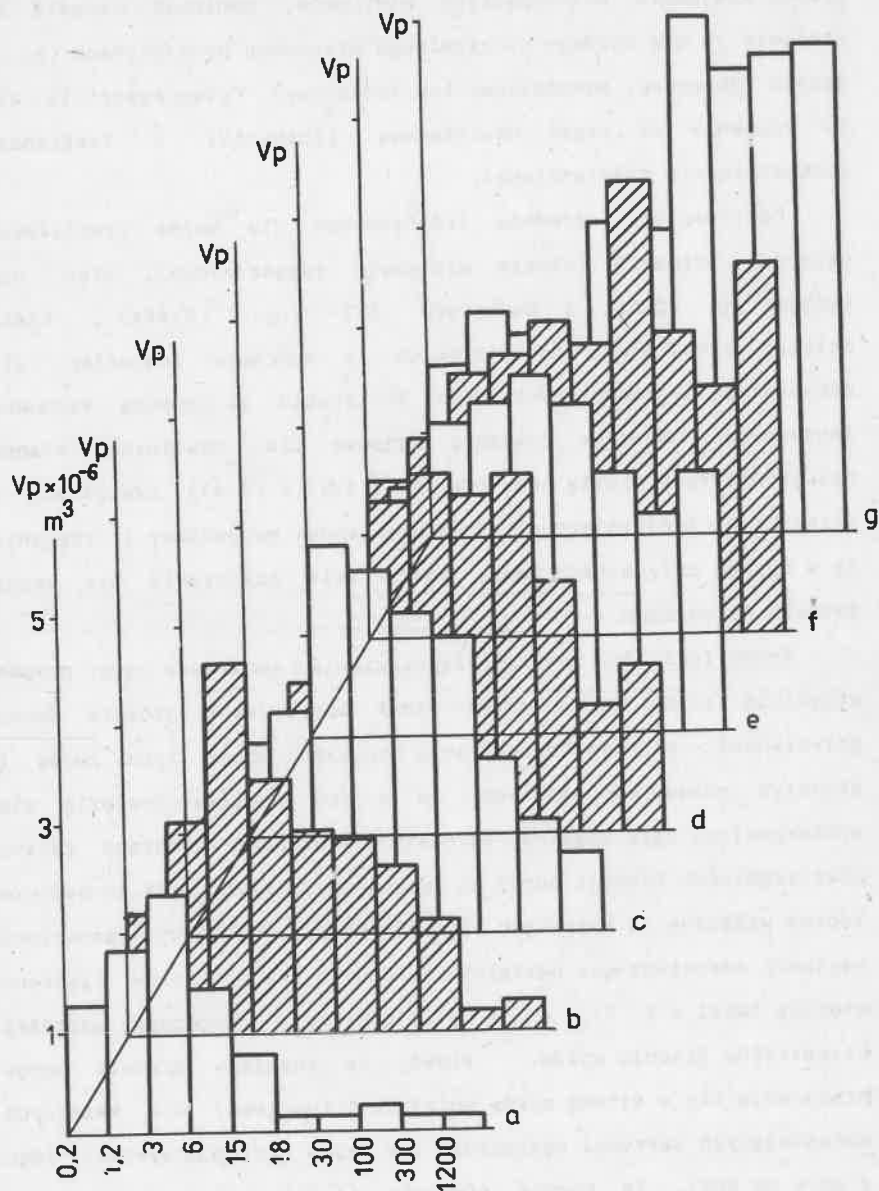
Na obecnym etapie najważniejsze wydają się założenia i zgodność przewidywań z pomiarami w miejscach, których nie można było wyjaśnić przy pomocy dotychczasowych teorii.

W mechanice ciał odkształcalnych zapisuje się równania dla

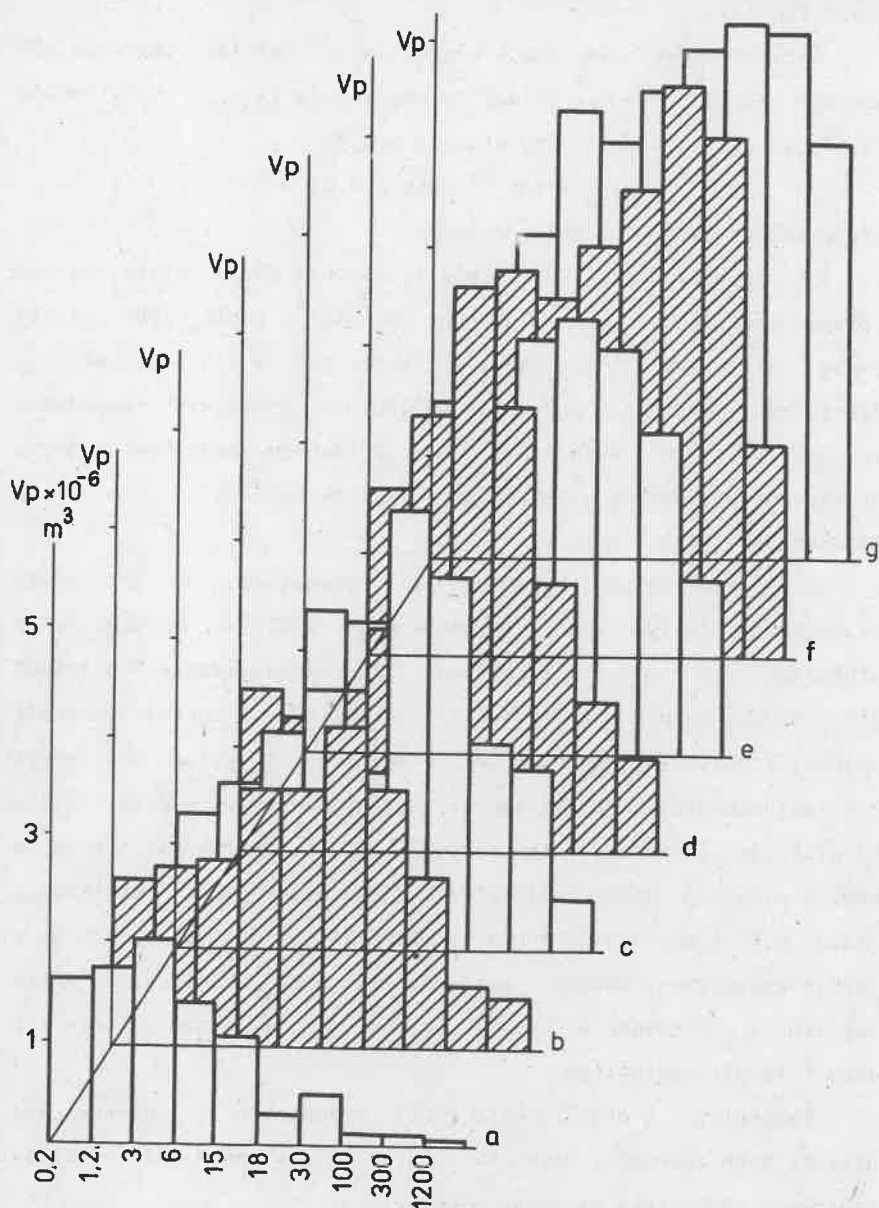
trzech wzajemnie prostopadłych kierunków, ponieważ pozwala to stosować je dla każdego szczególnego przypadku praktycznego (np. w sposób wektorowy, wskaźnikowy lub tensorowy). Potem rozdziela się te równania na część dewiatorową (ściananie) i izotropową (odkształcenie objętościowe).

Ponieważ dla ośrodków trójfazowych nie można zrealizować czystego ścianania (zawsze występuje zagęszczanie), więc nie łączymy tu równań z paragrafu 3.2 (np. 3.45a)), które dotyczą odkształceń dewiatorowych z końcowym równaniem dla odkształceń objętościowych. Można to zrobić za pomocą rachunku tensorowego. Wówczas równanie końcowe dla dowolnych stanów naprężeń byłoby prostą sumą równań (3.45a) i (3.63) zapisanych w przestrzeni trójwymiarowej. Ponieważ jednak mechanizmy i równania są w obydwu przypadkach inne, więc takie połączenie nie wnosi żadnych uproszczeń.

Znany fakt, że podczas zagęszczania zmniejsza się przede wszystkim liczba porów dużych jest spowodowany głównie dwoma przyczynami - większą koncentracją naprężeń wokół tych porów i większym prawdopodobieństwem, że w ich pobliżu znajdzie się wystarczająco mała cząstka (agregat). Ilościowo pokazano zmiany poszczególnych frakcji porów na rysunkach 27 i 28. Jest to jeszcze lepiej widoczne na rysunkach 34 i 35. Na osi pionowej zaznaczono wartości odpowiadające udziałowi kolejnych frakcji porów (wybrane wiersze tabel 4 i 5), a na osi poziomej - końcowe wartości przedziałów średnic porów. Widać, że rozkłady średnic porów przesuwają się w stronę porów mniejszych (na lewo) dla kolejnych wzrastających wartości naprężenia lub czasu (kolejne wykresy idąc z góry na dół). Za pomocą równania (3.63) można badać wpływ poszczególnych zmiennych na zmiany rozkładów porów podczas



Rys. 34. Zmiany wybranych rozkładów średnic porów w glebie
wytworzonej z lessu wg tabeli 4



Rys. 35. Zmiany wybranych rozkładów średnic porów w glebie
wytworzonej z gliny wg tabeli 5

zagęszczania.

Przy ustalonych warunkach początkowych czas zatrzymywania się procesu zagęszczania nie zależy od naprężenia (t_{stop} - zależność (3.50)), zależy natomiast od stałych a, A, B :

$$t_{\text{stop}} = \inf (t: h(a, A, B, t) = 0),$$

gdzie $\inf$ oznacza kres dolny zbioru.

Na podstawie pomiarów (tabela 3, rysunki 22-24) widać, że dla różnych naprężeń t_{stop} ma podobne wartości - około 120 s dla lessu i około 240 s dla gliny. Implikuje to, że stałe A, B nie zależą od naprężenia i dodatkowo potwierdza wszystkie prowadzone tu rozważania. Istnienie czasu t_{stop} ma również ważne konsekwencje praktyczne w aspekcie optymalizacji skutków naprężeń i czasu ich działania na glebę.

Założenie, że woda glebowa jest odpowiedzialna za efekty reologiczne (wpływ czasu i prędkości) znalazło potwierdzenie ilościowe (s. 41). Wyznaczono z eksperymentów objętość przypadającą na element lepki (10^{-8} do 10^{-9} m), co dobrze odpowiada objętości przypadającej na molekułę wody, jeśli wziąć pod uwagę ewentualne poprawki na substancje rozpuszczone w wodzie, które podwyższają wyznaczoną w ten sposób wielkość. Substancje obecne w wodzie glebowej można potraktować jako zawiesinę modyfikującą stałe A, B i wprowadzić poprawki na efektywną lepkość, spójność i tarcie wewnętrzne. Wówczas poprawki te będą uwzględniać wpływ substancji obecnych w wodzie glebowej na zagęszczanie i odkształcenia postaciowe.

Parametry A, B oraz rozkład $g_2(f)$ wyznaczano za pomocą dwu niezależnych sposobów. Uzyskana zadowalająca zbieżność wyników dodatkowo potwierdza przyjęte hipotezy.

7. WNIOSKI

Najważniejsze wnioski szczegółowe, które wynikają z powyższej pracy dotyczą możliwości przewidywania ewolucji rozkładów wielkości porów podczas zagęszczania oraz wpływu naprężenia, czasu i poszczególnych parametrów na odkształcenia objętościowe gleb:

1. Uzyskano równania dla odkształceń postaciowych (3.45a) i objętościowych gleb (3.63). Zależą one od rozkładów: średnic i objętości porów, średnic cząstek i agregatów glebowych oraz naprężeń w punktach ich kontaktu, czasu, spójności, tarcia wewnętrznego, lepkości, wilgotności i temperatury. Równania te w szczególnych przypadkach upraszczają się do równań teorii plastyczności (gdy zagęszczanie jest do pominięcia, a wartości spójności i tarcia wewnętrznego są duże w porównaniu do wartości współczynników lepkości A i B). W przeciwnym przypadku pomijając zagęszczanie otrzymujemy nieliniowe równania dla odkształceń sprężysto-lepko-plastycznych. Ustalono też w jakich przypadkach można stosować przybliżenia liniowe.

2. Rzeczywiste naprężenia w kontaktach cząstek glebowych są co najmniej o 2 rzędy wielkości większe od naprężeń zewnętrznych, dlatego rozkłady naprężeń rzeczywistych są bardziej adekwatne przy rozpatrywaniu procesów odkształcenia gleb.

3. Zagęszczanie zmienia rozkład naprężeń rzeczywistych, nawet dla stałych naprężeń zewnętrznych.

4. Uzyskane równania wyjaśniają dlaczego odkształcenia natychmiastowe w glebie są nieodwracalne, a efekty sprężyste pojawiają się dopiero w stanie zagęszczonym, co nie może być wyjaśnione przez dotychczasowe teorie.

5. Prawdopodobieństwo przemieszczenia się cząstki do poru zależy

od prawdopodobieństwa znajdowania się cząstki na powierzchni poru oraz od prawdopodobieństwa, że cząstka znajdująca się na powierzchni poru przemieści się do jego wnętrza. Pierwsze z nich zależy od rozkładu granulometrycznego, a drugie - nie.

6. Znany fakt, że podczas zagęszczania zmniejsza się przede wszystkim objętość porów dużych jest spowodowany większą koncentracją naprężeń wokół tych porów i większym prawdopodobieństwem, że w ich pobliżu znajdą się wystarczająco małe cząstki (agregaty), aby się przemieścić do ich wnętrza. Wpływ czynników decydujących o ewolucji rozkładów porów jest ujęty ilościowo w równaniach.

7. Łączną objętość cząstek (agregatów), które przemieściły się do poru w ustalonym czasie i przy ustalonym naprężeniu, możemy opisać rozkładem normalnym.

8. Czas trwania procesu zagęszczania gleby nie zależy od wielkości naprężenia, natomiast stan końcowy zagęszczenia zależy od tej wielkości. Oznacza to, że w pewnych warunkach większe skutki powinien powodować ciężar pojazdów, niż liczba ich przejazdów.

9. Równania pozwalają uwzględnić wpływ materii organicznej, składu mineralnego, genezy gleby, frakcji ilastej i składu chemicznego wody glebowej, co razem z rozkładem granulometrycznym pozwala uzyskać równania dla różnych typów, rodzajów i gatunków gleb.

10. Wyniki ilościowe wskazują, że efekty reologiczne (wpływ czasu i prędkości) zależą od wody glebowej. Wilgotność wpływa na parametry w równaniach i można je rozbudować w tym kierunku.

11. W równaniach uwzględniono wpływ stanu początkowego gleby i kolejnych zmian wilgotności oraz sił zewnętrznych poprzedzających ten stan.

12. Równania mogą być łatwo modyfikowane i ulepszone przez

wprowadzenie poprawek. Ponieważ równanie ruchu jest monotoniczne ze względu na napężenie i czas, to zmieniają się tylko wartości liczbowe parametrów, a wnioski pozostaną słuszne.

13. Skonstruowany i opatentowany aparat trójosiowego ściskania pozwolił uzyskać wyniki pomiarów dla szerokiego zakresu prędkości odkształceń z rozdzieleniem ich na odkształcenia objętościowe i postaciowe, co umożliwiło porównanie hipotez z wielkościami mierzonymi dla gleb wytworzonych z piasku, lessu i gliny. Prowadzono badania dla stałego napężenia, odkształcenia i jego prędkości. Zbadano również zmiany rozkładu średnic porów oraz wyznaczono eksperymentalnie wartości potrzebnych parametrów. Uzyskano dobrą zgodność wielkości przewidywanych z mierzonymi.

14. Niektóre wielkości (stałe A, B i rozkład $g_2(f)$) wyznaczono za pomocą dwu niezależnych sposobów, co dodatkowo potwierdza przyjęte hipotezy.

L I T E R A T U R A

1. A r c h e r J. R., S m i t h P. D., The relation between bulk density, available water capacity and air capacity of soil, J. Soil Sci., 1972, 23, 4, 475.
2. A x e l e r a d R.D., Micromechanics of solids, PWN, Warszawa 1978.
3. B a g a n z K., Spannungs und Verdichtungs messungen in Boden bei verschiedenen Fahrgechwindigkeiten, Archiv fur Landtechnik, 1964, t.4,z.1, 27-48.
4. B e k k e r M. G., Off the road locomotion, The University of Michigan Press, Ann Arbor 1956.
5. B e r n s t e i n R., Probleme zur experimentellen Motor-

- pflugmechanik, Motorwagen 1913, 16.
6. B e y l e y A. C., J o h n s o n C. E., S h a f e r R. L.
A model for agricultural soil compaction, J Agric. Eng. Res.,
1986, 33, 257-262.
 7. B i e l' i a n s k a j a A. I., łaboratoryjne issledowanijsa
tiechnologiczieskiego upłotnienijsa poczwysa cilindriczieskimi
katkami, Kiszyniow. Trudy, 1968, t. 55.
 8. B i l l i n g t o n E. W., T a t e A., The physics of
deformation and flow, Mc Grow Hill, New York 1981.
 9. B o b r o w s k i D., Probabilistyka w zastosowaniach tech-
nicznych, WNT, Warszawa 1986.
 10. B o l t o n E., A y l e s w o r t h J., Effects of soil
physical condition on crop production, Can. Agricult., 1972,
v. 17, nr 2, 238-271.
 11. B o r o w i e c J., Badania nad zmiennością stosunków ter-
miczno-wilgotnościowych w profilu glebowym na przekroju
erodowanego zbocza lessowego, Roczn. Nauk Roln., 1970, t. 77,
z. 3, 15-23.
 12. B o r o w k o w A. A., Rachunek prawdopodobieństwa, PWN
W-arszawa, 1977.
 13. B o u m a J., Soil survey and the study of water in
unsaturated soil, Soil Survey Papers, Wageningen, 1977 13,
3-21.
 14. B o x J. E., T a y l o r S. A., Influence of soil bulk
density on matrix potential, Soil Sci. Soc. Am. J., 1962, 119,
235-264.
 15. B y s z' e w s k i W., O s t r o w s k a D., Wpływ ugniata-
nia gleby o zróżnicowanej wilgotności na wzrost, rozwój i
plonowanie buraków cukrowych, Roczn. Nauk Roln., 1973, t.

70-C-3, 142-151.

16. C i e ś ł a W., Zagadnienie gęstości gleb, Podst. Nauk Roln., 1975, nr 1, 11-24.
17. C o l e m a n B. D., Thermodynamics of materials with memory, Arch. Rat. Mech. Anal., 1964, 17, 38-71.
18. C o o p e r A. W., G i l l N. R., Characterisation of soil related to compaction, Proc. Int. Conf. on Charact. Problems in Soil Tillage, 1966, vol. 19, 77-88.
19. C o t r e l l A. H., Własności materii, PWN Warszawa, 1970.
20. C s o r b a L., Rheological investigation of agricultural soils, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1976, 168, 67-75.
21. C u r d G., Die Abkangigkeit der Mechanischen Bodenverdichtung von der Dauer der Druckeinwirkung, Beutzche Agrotechnik, 1958, 12, 64-77.
22. C y t o w i c z N. A., Miechanika Gruntow, Moskwa 1951.
23. D e c h n i k I., L i p i e c J., The dynamics of moisture and water resistance of agregations of soils cultivated with active implements, Polish J. Soil Sci., 1975, VIII 2, 117-124.
24. D e c h n i k I., L i p i e c J., S t ę p n i e w s k i W., The influence of cultivation methods on the aeration of soil, Polish J. Soil Sci., 1975, VIII, 84-90.
25. D i e r i a g i n B. W., L a n d a u L. N., patrz: V e r v e y E. J., O v e r b e e k Th., Theory of stability of lyophobic colloids, Amsterdam 1948.
26. D o ł g o w S. J., M o d i n a S. A., O niektórych zakonomiernostiach zawisimosti urożajnosti sielskochoziajstwiennych kultur ot płotnosti poczw, Tieor. Wopr. Obrab. Poczw, 1969, nr 2, 54-64.
27. D o m ż a ł H., Wpływ wilgotności na opory rozklinowania i

- opory orki rędzin wytworzonych ze skał kredowych Wyżyny Lubelskiej, Annales UMCS, 1971, sec. E, vol. XXVI, 9, 209-236.
28. D o m ż a ł H., S ł o w i Ń s k a - J u r k i e w i c z A., Wpływ nacisku na strukturę porów i pojemność wodną gleby, Rocz. Glebozn., 1975, t. XXVI, z. 1, 49-60.
29. D o m ż a ł H., The influence of solid phase density on the air-water capacities of brown loess, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1977, 197, 135-152.
30. D o m ż a ł H., Zagęszczenie fazy stałej i jego rola w kształtowaniu wodno-powietrznych właściwości gleb, rozpr. habilitacyjna AR Lublin 1977.
31. D r e s c h e r A., Photoelastic investigation on mechanical behaviour of granular media, Proc II seminar on Soil Mechanics and Found. Eng., Łódź, Sept. 1970, 34-38.
32. F e d a J., Mechanics of particulate materials, Academia, Prague 1982.
33. F i n n e y I. B., Mechanization and soil structure, Agriculture, 1971, v. 78, nr 9.
34. F i s z M., Rachunek prawdopodobieństwa i statystyka matematyczna, PWN, Warszawa, 1969.
35. G l a s s t o n e S., L e i d l e r K., E y r i n g H., The theory of rate processes, Mc Graw Hill, New York, 1941.
36. G r i m b e r g e r G., Die Verdichtung des Bodens unter Traktorsprunnen bei unterschiedlichen Talngeschwindigkeiten. Rostok 1969.
37. H a m a n J., Wpływ szybkości orki i wilgotności gleby na pracę jej odkształcenia objętościowego, Annales UMCS, sec. V, X, 8, 1955, 247-283.
38. H a m a n J., Z d a n o w i c z A., O potrzebie rozszerza-

- nia studiów nad reologią materiałów w rolnictwie Roczn. Nauk Roln., 1968, 68 C 2, 58-67.
39. H i l l I. N. S., S u m n e r M. E., Effect on bulk density on moisture characteristics of soil, Soil Sci., 1967, 103, 4, 234-238.
 40. H u s z a r I., Soil mechanics in the agriculture, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1976, 168, 3-18.
 41. K a i L a i C h u n g, A course in probability theory, Acad. Press, New York 1974.
 42. K e i l K., Inegenieurgeologie u. Geotechnik, Halle 1952.
 43. K i s i e l I., L i s i k B., Zarys reologii gruntów, Arkady Warszawa 1966.
 44. K i s i e l I., Współczesne problemy mechaniki ilów, Ossolineum, Wrocław 1981.
 45. K i t a m u r a R., Analysis of soil deformation as a Markov process, University Press, Kyoto 1982.
 46. K i t s e E., Wzaimoswiazí miedzú difierencjalnoj poristostju, udielnoj powierchnostju i miechaniczieskom sostawom poczw, Sborn. Naucz. Trud. Est. Siel-choz. Akad, 1974, 92, 22-37.
 47. K o n s t a n k i e w i c z K., The experimental verification of the mechanical model of soil medium, Proc. IIIrd European Conf. of ISTVS, Warszawa, Sept 1986, 34-42.
 48. K o o l e n A. J., K u i p e r s H., Agricultural Soil Mechanics, Spriner - Verlag, Berlin- New York- Tokyo 1983.
 49. K o z i c z I., Wpływ ugniatającego działania kół w różnym stopniu obciążonego ciągnika na fizyczne właściwości gleby oraz wzrost, rozwój i plon niektórych roślin uprawnych, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1971, 112, 67-85.

50. K w a ś n i e w s k i J., W sprawie uporządkowania terminologii pojęć podstawowych w zakresie ściśliwości i odkształceń gruntu, Archiwum Hydrotechniki, 1971, XVIII, 3, 123-129.
51. L i t w i n i s z y n J., The model of a random walk of particles adapted to researches on problems of mechanics of loose media, Bull. Acad. Pol. Sc., ser, Sc. Tech., 1964, XII, 5-28.
52. M a r s h a l l T. J., H o l m e s J. W., Soil physics, Cambridge University Press, London 1979.
53. M a t s u i T., I t o I., M i t c h e l l J. K., A b e N Microscopic study of shear mechanisms in soils, Proc ASCE, 1980, 106, GT2, 137-153.
54. M i t c h e l l J. K., Fundamentals of Soil Behaviour, John Willey and Sons, New York 1976.
55. M i c z u r i n B. N., O n i s z c z e n k o W. G., Zależności między wsąsawajuszczym dławieniem i wężnością w poczwach s raznoju udielnuju powierzchnostju i płotnostju, Sbor. Trud. AFG, 1970, 22, 25-31.
56. M r ó z Z., K w a s z c z y ń s k a K., Pewne problemy brzegowe dla ciał rozdrobnionych o wzmocnieniu gęstościowym, Rozpr. Inż., 1971, 19, 15-42.
57. O i d a A., Y o s h i m u r a K., T a n a k a T., Analysis of viscoelastic behaviour of soil in halfspace by means of F E M, Proc. IIInd Inf. Conf. on Agric. Mat., Godollo, Hungary, 1980, 4.-5.
58. P i ł a t M., P i ł a t B., Some physical properties of the heterogeneous soil medium, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln. 1983, 220, 347-355.
59. P i ł a t M., Rheological properties of a model soil medium,

Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 220, 356-365.

60. P o p o w W. W. O płotności seroziemno-ługowych poczw Czuskoj doliny i niekatoryje woprosy ich obrabotki. Tieor. Wopr. Obr. Poczw. 1969, 2, 376-379.
61. P u k o s A., Thermodynamical interpretation of soil medium deformation. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1983, 220, 367-389.
62. P u k o s A., The influence of stress and time on the volumetric deformation of soil. Polish J. Soil Sci., 1979, 12, 81-92.
63. P u k o s A., On the applicability of viscoelastic models in soil mechanics, Proc IIInd Int. Conf. Agr. Mat., Godollo, Hungary, 1980, 3-4.
64. P u k o s A., The size of elementary deformation of soil medium, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1985, 304, 57-63.
65. P u k o s A., et al., On the identification of elastoplastic and elastoviscous phenomena in the mechanics of soil and plant materials, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1984, 245, 87-89.
66. R e e v e M. J., S m i t h P. D., T h o m a s o n A. J., The effect of density on water retention properties of field soils, J. Soil Sci., 1973, 24, 3, 355-367.
67. R e s e n d i s D., On the strength of clayey soils, Univers. Mexico, 1965.
68. R e w u t G. B., Woprosy tieorii obrabotki poczw. Tieor. Wopr. Obrab. Poczw, 1968, 1, 7-18.
69. R i c h a r d s I. A., Pressure membrane apparatus, construction and use, Agric. Eng., 28010, 410, Michigan 1947.
70. R o s e n q u i s t I. Th., Physico-chemical properties of soils, Proc ASCE, SM2, 1959, 85, 31-53.

71. R z ą s a S., O w c z a r z a k W., The influence of soil texture on the stability of aggregation structure in the dynamic wateraction conditions, Proc. II Int. Conf. on Phys. Prop. Agric. Materials, Godollo, Hungary 1980, II, 4-5.
72. R z ą s a S., O w c z a r z a k W., Modelling of soil structure and examination methods of water resistance, capillary rise and mechanical strength of soil aggregates, Annales of Poznań Agric. Univ., 1983, 135.
73. R z ą s a S., O w c z a r z a k W., Maximum compaction and maximum loosening of soils - methods of investigations and interpretation of results, Roczn. Akad. Roln. w Poznaniu, z.220, 1-20.
74. S o k o ł o w s k a j a B. A., O roli płotności poczw w uswojenii dostępnoji włagi rastieniami. Sbor. Trud. AFI, 1970, 22, 32-36.
75. S o ł t y ń s k i A., Mechanika układu pojazd - teren, MON, Warszawa 1966.
76. S h o n e W., Die Verformbarkeit des Ackerbodens, Grdlgn. L. Landtechn., 1952, Heft 3, 51-59.
77. S h o n e W., Characterization of tillage-tools. Proc. Int. Conf. on Charact. Probl. in Soil Tillage, Norway 1965.
78. S t ę p k o w s k a E. T., W o j n i c k i J. B., Estimation of interparticle distances and long range particle interactions in saturated clays, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1976, 168, 109-128.
79. S t ę p k o w s k a E. T., K w a ś n i a k A., Comparison of London-van der Waals interactions with the shear strength of clays. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1976, 168, 129-144.
80. S z c z y p a J., C z a j k o w s k i J., Stabilność

układów zdyspergowanych a procesy flokulacji i aglomeracji, Probl. Agrofizyki 1980, 34.

81. S z y m a ń s k i A., F u r s t e n b e r g A., L e c h o -
w i c z Z., W o l s k i W., Consolidation of organic soils,
Proc. 7th Danube Europ. Conf. SMFE Kishimer, 1983 vol 2,
273-278.
82. S w i ę c i c k i C. S i u t a J., T r z e c k i S. S i -
e n k i e w i c z J., K i e r s n o w s k i J. Ważniejsze
właściwości gleb wpływające na warunki rozwoju mechanizacji,
Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 1972, 135, 55-61.
83. T a y l o r H. M., G a r d n e r H. R., Penetration of cot-
ton seedling taproots as influenced by bulk density, moisture
content and strength of soil, Soil Sci., 1963, 93, 3, 153-156.
84. T o r o p k i n a A. L., Płotność słożenia poczw i żiznie-
diejatielnost mikroorganizmow w orszajemych seroziemach,
Tieor. Wopr. Obrab. Poczw, 1969, 2, 402-406.
85. T r z e c k i S., Stosunki wodno-powietrzne w różnych
frakcjach gruzełków i ich mieszaninach pochodzących z warstwy
ornej czarnej ziemi, Roczn. Nauk Roln., 1973, ser. A, 98, 2,
121-130.
86. T u r s k i R., D o m ż a ł H., S ł o w i ń s k a - J u r -
k i e w i c z A., Badania właściwości wodno-powietrznych gleb
ugniatanych kołami ciągników i narzędzi rolniczych podczas
wykonywania prac polowych, Roczn. Nauk Roln., 1974, 3, 97-109.
87. T u r s k i R., D o m ż a ł H., S ł o w i ń s k a - J u r -
k i e w i c z A., M a r t y n W., Wpływ frakcji iłu
koloidalnego, węgla wapnia i próchnicy na zawartość wody
silnie związanej, plastyczność i pęcznienie rędzin, Roczn.
Gleb., 1975, XXVI, 3, 35-43.

88. T u r s k i R., D o m ż a ł H., S ł o w i Ń s k a - J u r -
k i e w i c z A., Wpływ frakcji koloidalnej z uwzględnieniem
próchnicy na maksymalną higroskopijność, granice konsystencji
i pęcznienie gleb lessowych, Rocz. Gleb., 1974, XXV, 3, 85-99.
89. W a l c z a k R., The effect of soil compaction on water
bounding energy, Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln., 1976, 168,
201-211.
90. W a l c z a k R., Modelowe badania zależności retencji wodnej
od parametrów fazy stałej gleby, Probl. Agrofizyki, 41, 1984.
91. W o l s k i W. et al, Embarkments on organic soils, Dept. of
Geotech., Warsaw Agric. Univ., 1983 report.
92. Z a w a d z k i S., The influence of mechanical composition
of soils on soil moisture retention. Polish J. Soil Sci.,
1970, III, 1, 11-16.
93. Compaction of agricultural soils, The Amer. Soc. of Agric.
Eng. /monogr./, Michigan 1971.
94. System maszyn rolniczych, Oprac. IMER, PWRiL Warszawa, 1967.

Summary

Soil consists of a great number of elements (pores, aggregates, grains and their contact points), therefore it is natural to consider the parameters influencing the soil deformation as random variables. In this case a complexity of the soil medium is the advantage which makes the consideration of grains, pores, aggregates and intergranular stresses as the statistical population possible.

The soil deformation has been considered as a stochastic process of motion of soil grains and aggregates into pores and the construction of the theory can be divided into five steps: 1. description of the soil structure using random variables (the values of which are: diameter of grain and aggregate, pore maximal diameter, pore volume, intergranular stress), 2. consideration leading to the equation of motion of the soil grain, 3. motion of soil grains into a fixed pore, 4. equation for all grains and pores, 5. experimental verification.

The most important problems were the construction of the equation of soil grain motion and the probability for the grain (aggregate) to get into a soil pore. The former is based on the statistical conception of viscosity dependent on intergranular stress distribution, intergranular friction, cohesion, temperature, moisture and chemical composition of the soil liquid phase (content of organic matter, clay, ions), whereas the latter can be deduced from some simple assumptions.

After integration of these equations for all pores, grains, aggregates and stresses the volume of the soil pore space occupied by soil entering into pores V_t has been obtained, which

is the soil volumetric deformation (page 63 eq. 3.63):

$$V_t = F(V_{ok}, \bar{V}_{pk}, EDs, p_{min}, f_m, a, A, B, g_1(Ds), \\ g_2(f), g_3(l), g_4(Dp), u, c, c_3(f_m), t).$$

In this equation V_{ok} is initial volume of pores of fraction k , $\bar{V}_{pk}$ - their mean volume, EDs - mean diameter of soil grains and aggregates; p_{min} - minimal (final) porosity for a given external stress, f_m - mean intergranular stress, a - mean grain contact surface, A, B - parameters of nonlinear viscosity dependent on stress, temperature and chemical composition of soil liquid phase, g_{1-4} - densities of random variables the values of which are respectively: diameter of grains and aggregates Ds , intergranular stress f , pore length l and pore maximal diameter Dp , u - internal friction, c - cohesion, $c_3(f_m)$ - constant of normalization (eq. 3.64), and t - time.

The equation has been compared with the measured characteristics for typical loessive and loamy soils and discrepancy did not exceed 8%.

The specific conclusions are:

1. The final change of volume of a fixed pore (as well as that of all pores) for a constant stress can be approximated by normal distribution.
2. There exists t_{stop} , such, that the compaction stops for a given stress and that time t_{stop} is independent on stress.
3. It is possible to explain the time-dependent compaction with a large irreversible instantaneous effects, which cannot be considered within the frames of the existing theories of soil deformation (viscoelasticity or plasticity).
4. The present theory can be reduced to the viscoelasticity or plasticity theory in specific cases.