

BARBARA GRABOWSKA-OLSZEWSKA*, RYSZARD KACZYŃSKI*, STANISŁAW MATYSIAK*

Zastosowanie modelowania matematycznego do opisu mechanicznego zachowania się gruntów o różnych mikrostrukturach

Słowa kluczowe

Mikrostruktury (komórkowa, szkielecowa, matrycowa, turbulentna, laminarna), analiza ilościowa, odkształcenia, przemieszczenia, naprężenia, teoria konsolidacji, homogenizacja

Streszczenie

W artykule scharakteryzowano głównie mikrostrukturalne typy gruntów spoistych (skał ilastych), takie jak: komórkowa, szkielecowa, matrycowa, turbulentna, laminarna, a także mikrostruktury typu przejściowego: komórkowo-matrycowa, matrycowo-turbulentna oraz matrycowo-laminarna. Ich opis oparto na wynikach badań z zastosowaniem elektronicznego mikroskopu skaningowego (SEM).

Mikrostruktury te poddano w laboratorium Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii UW ilościowej analizie parametrów przestrzeni porowej, którą odniesiono do różnych genetycznych typów gruntów spoistych: lessy, gliny lodowcowe, ily mioceńskie zapadliska przedkarpackiego, ily zastoiskowe, ily miopliocenińskie oraz zwietrzeliny iłów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego. Wyniki uzyskano w oparciu o system SEM—program komputerowy STIMAN.

Dla gruntów o mikrostrukturze laminarnej zaproponowano homogenizowany model mechaniki oparty na teorii konsolidacji Biota. Otrzymano równania homogenizowanego modelu opisującego makrodeformacje szkielecetu i cieczy w postaci liniowych równań różniczkowych cząstkowych o stałych współczynnikach oraz określające dodatkowo niewiadome nazwane parametrami mikrolokalnymi w postaci liniowych równań algebraicznych.

* Prof. dr hab., Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Wprowadzenie

Badania mikrostruktur skał prowadzone są od wielu lat w różnych światowych ośrodkach naukowo-badawczych. Po raz pierwszy mikrostruktury wybranych skał osadowych zaprezentował na Międzynarodowej Konferencji Geotechnicznej w Oslo profesor Roscoe z Uniwersytetu w Cambridge, stosując elektronowy mikroskop skaningowy SEM (Roscoe 1967). W Polsce badania mikrostruktur skał podjęto w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych (Grabowska-Olszewska 1974, 1975; Grabowska-Olszewska i in. 1978; Grabowska-Olszewska 1979, 1982, 1983). Uwieńczeniem syntetyzującego etapu badań nad mikrostrukturami skał ilastych, było opublikowanie we współautorstwie monografii (Grabowska-Olszewska i in. 1984). Dalsze badania dotyczyły również cech mikrostrukturalnych regolitu księżycowego (Grabowska-Olszewska, Żbik 1985). Doskonalenie technik aparaturowych zwiększających zdolność rozdzielczą SEM pozwoliło na obserwację „obiektów” dotychczas niewidzialnych, dzięki czemu mogła być uściślona definicja mikrostruktury szkieletowej¹ (Grabowska-Olszewska 1989). Przełomem w badaniach mikrostrukturalnych są mikroskopy najnowszej generacji (ESEM — *Environmental Scanning Electron Microscop*), umożliwiające obserwację reorientacji mikrostrukturalnej zachodzącej w próbce iltu nasyconego wodą. Wstępne wyniki badań w ESEM zostały już opublikowane (Baker i in. 1995). Poza jakościową analizą obrazów mikrostrukturalnych, prowadzono także badania ilościowe, które dostarczyły informacji o rozkładzie przestrzennym mikroporów i mikroagregatów oraz ich wymiarach (Sergeyev i in. 1980; Grabowska-Olszewska, Żbik 1986; Kaczyński, Grabowska-Olszewska 1997; Kaczyński, Trzciniński 1997; Trzciniński 1997).

1. Mikrostruktury ilastych skał osadowych

Opisane poniżej typy mikrostruktur zostały wydzielone ze zbioru kilku tysięcy przebadanych próbek, które reprezentowały skały ilaste od prekambriu po holocen, charakteryzujące się różną genezą, litologią oraz stopniem lityfikacji. Pobierane były z obszaru Polski i Rosji od rzeki Odry na zachodzie po rzekę Jenisej na wschodzie, na północy od Bałtyku i Morza Białego po Karpaty i Morze Kaspijskie na południu.

Wśród mikrostruktur tych skał wydzielono pięć głównych typów:

- mikrostruktura komórkowa,
- mikrostruktura szkieletowa,
- mikrostruktura matrycowa,
- mikrostruktura turbulentna,
- mikrostruktura laminarna
- oraz wiele typu przejściowego, powstałych w wyniku przeobrażenia mikrostruktur syngenetycznych w epigenetyczne.

Dotychczas wydzielono ich następujące główne typy:

- mikrostruktura komórkowo-matrycowa,

¹ Zastosowano SEM firmy HITACHI o zdolności rozdzielczej 20Å.

- mikrostruktura szkieletowo-matrycowa,
- mikrostruktura matrycowo-turbulentna,
- mikrostruktura matrycowo-laminarna.

Mikrostruktura komórkowa (fot. 1, 2)

Mikrostruktura komórkowa typowa jest dla czwartorzędowych osadów ilastych o składzie montmorillonitowo-illitowych, sedymentujących w warunkach spokojnego osadzania.

Najczęstszym typem orientacji jest układ cząstek płaszczyzna-płaszczyzna oraz mikroagregatów płaszczyzna-krawędź. Ziarna piaszczyste i pylaste są równomiernie rozmieszczone i nie mają ze sobą bezpośrednich kontaktów. W mikroskali jest izotropowa.

Mikrostruktura ta, ze względu na powszechną obecność izometrycznych mikroporów mikroagregatowych o wymiarach 2—12 μm , przy słabych wiązaniach elementów strukturalnych, należy do jednej z najbardziej ściśliwych. Jej porowatość szacowana jest na 60—90%. Mikrostruktura komórkowa jest syngenetyczna i łatwo ulega reorientacji pod wpływem wywieranych ciśnień.

Mikrostruktura szkieletowa (fot. 3, 4)

Mikrostruktura szkieletowa jest typowa dla lessów eolicznych oraz młodych współczesnych i czwartorzędowych łąk jeziornych. Charakteryzuje się ona znaczną zawartością ziarn pylasto-kwarcowych oraz mniejszą cząstek ilastych, głównie illitowych. Mikrostruktura ta w mikroskali jest izotropowa ze względu na brak orientacji przestrzennej elementów strukturalnych. Jej mikropory, najczęściej izometryczne, mają wymiary od części do 6 μm , a porowatość szacowana jest na 40—60%. Mikrostruktura szkieletowa jest syngenetyczna. Jest ona „odpowiedzialna” za zjawiska tiksotropowe oraz osiadanie zapadowe, zachodzące w lessach. Jak to udowodniono (Grabowska-Olszewska 1989), charakteryzuje się ona obecnością połączeń ilastych między grubszymi ziarnami kwarcu typu mostki, łańcuszki, podpory (o wymiarach rzędu do kilkunastu mikrometrów), podlegających przerwaniu bądź pod wpływem wstrząsów dynamicznych, bądź pod wpływem wody, a po ustąpieniu powyższych oddziaływań odbudowaniu.

Mikrostruktura matrycowa (fot. 5, 6)

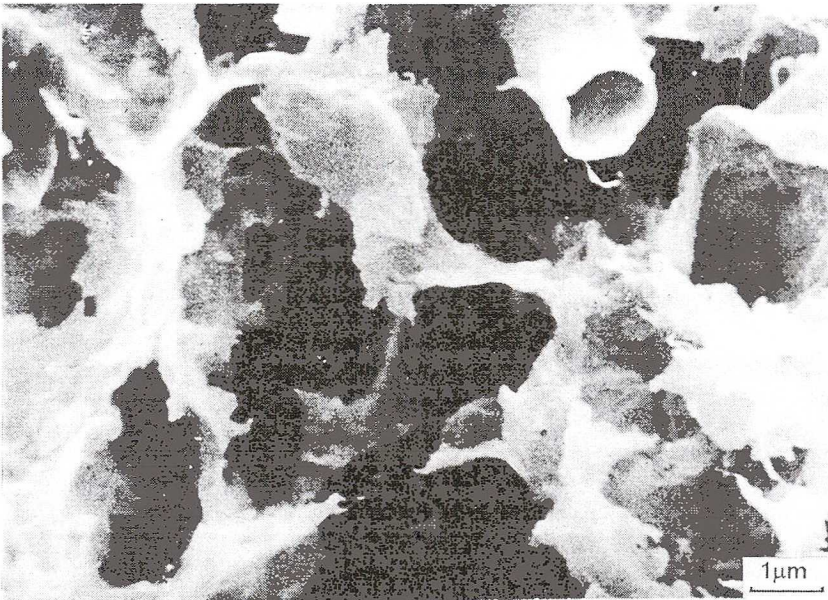
Mikrostruktura matrycowa jest bardzo rozpowszechniona w glinach lodowcowych, a także czwartorzędowych łąkach pochodzenia aluwialnego, jeziornego i morskiego. Ze względu na równomierny rozkład w ilastej „matrycy” grubszych detrytycznych minerałów jest ona izotropowa w mikroskali. Głównymi minerałami ilastymi są mieszano-pakietowe. W mało zagęszczonych osadach mikropory mają rozmiary 1—8 μm , w zagęszczonych 2—3 μm . Jej porowatość szacowana jest na 30—55%. W mikroskali jest izotropowa. Mikrostruktura matrycowa może być zarówno syngenetyczna, jak i epigenetyczna.

Mikrostruktura turbulentna (fot. 7, 8)

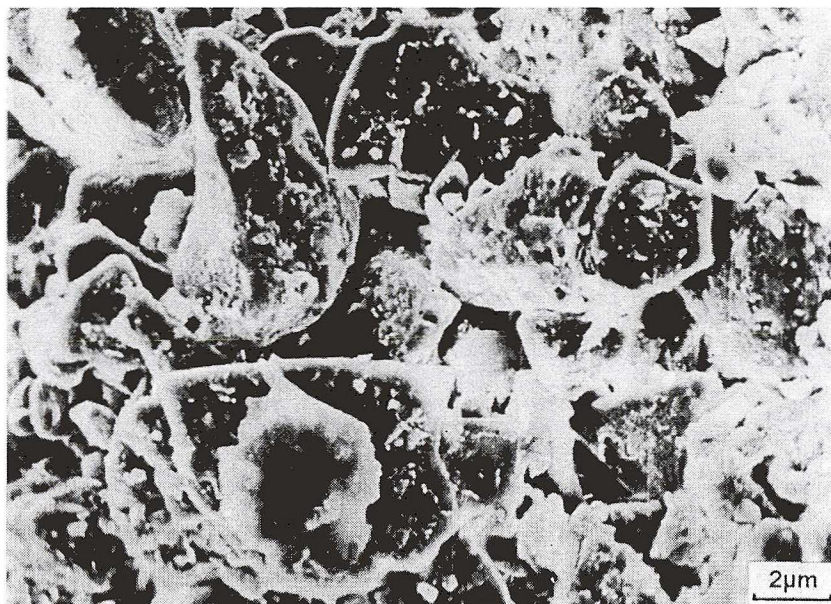
W zdiagenezowanych różnowiekowych morskich skałach ilastych dominuje mikrostruktura turbulentna. Mikroagregaty najczęściej mają wzajemną orientację typu płaszczyzna-płaszczyzna, rzadziej płaszczyzna-krawędź (przy bardzo małym kącie nachylenia) co powoduje, że ma ona wygląd zastygłego, burzliwego potoku. Wzajemny układ elementów strukturalnych powoduje anizotropię jej właściwości w mikroskali. Przeważają mikropory wydłużone zgodnie z warstwowaniem. Ich szerokość jest zmienna i waha się od kilku do ponad 15 μm . Porowatość szacowana jest na 30—50%.



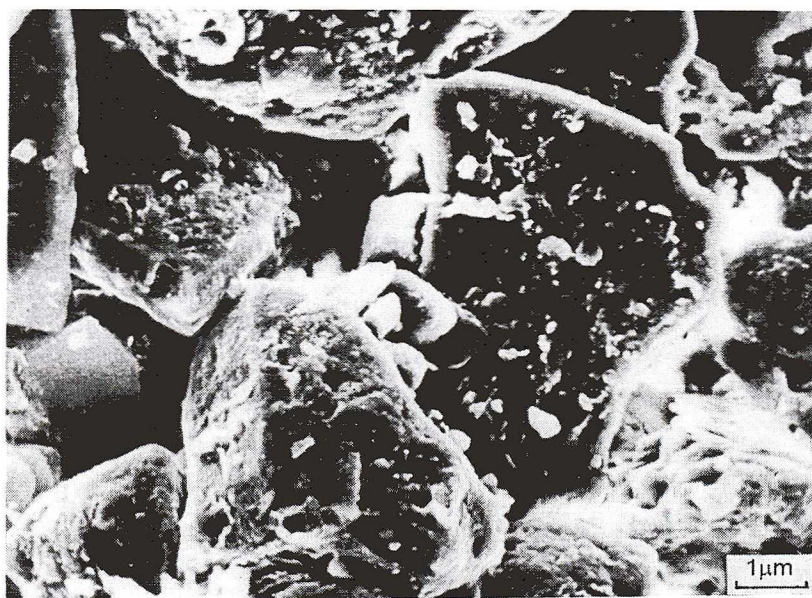
Fot. 1. Zdjęcie SEM mikrostruktury komórkowej
Photo. 1. SEM micrograph of honeycomb microstructure



Fot. 2. Zdjęcie SEM mikrostruktury komórkowej
Photo. 2. SEM micrograph of honeycomb microstructure



Fot. 3. Zdjęcie SEM mikrostruktury szkieletowej
Photo. 3. SEM micrograph of skeletal microstructure



Fot. 4. Zdjęcie SEM mikrostruktury szkieletowej
Photo. 4. SEM micrograph of skeletal microstructure



Fot. 5. Zdjęcie SEM mikrostruktury matrycowej

Photo. 5. SEM micrograph of matrix microstructure



Fot. 6. Zdjęcie SEM mikrostruktury matrycowej

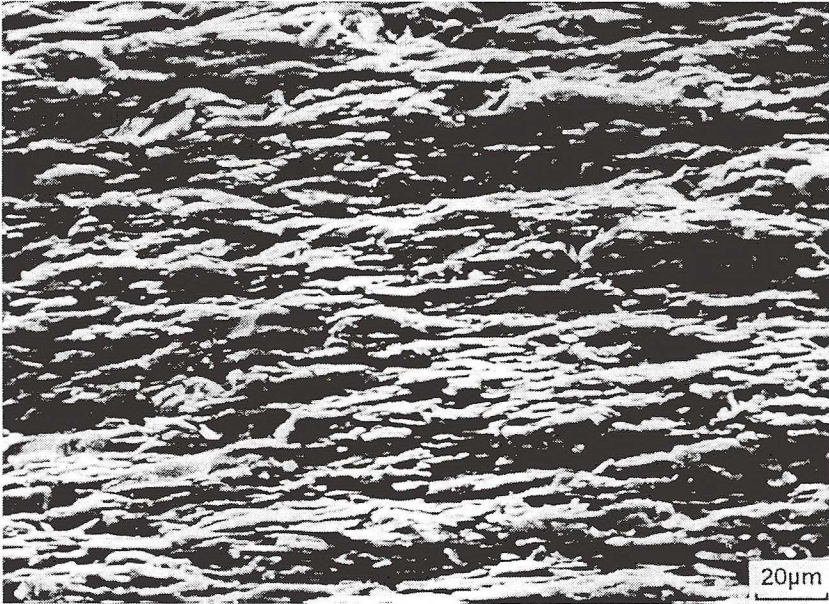
Photo. 6. SEM micrograph of matrix microstructure



Fot. 7. Zdjęcie SEM mikrostruktury turbulენტnej
Photo. 7. SEM micrograph of turbulent microstructure



Fot. 8. Zdjęcie SEM mikrostruktury turbulენტnej
Photo. 8. SEM micrograph of turbulent microstructure



Fot. 9. Zdjęcie SEM mikrostruktury laminarnej
Photo. 9. SEM micrograph of laminar microstructure



Fot. 10. Zdjęcie SEM mikrostruktury laminarnej
Photo. 10. SEM micrograph of laminar microstructure

Mikrostruktura turbulentna powstaje podczas zagęszczania osadów ilastych o mikrostrukturze komórkowej i matrycowej. Jest to więc mikrostruktura epigenetyczna kształtująca swój charakter na różnym stopniu diagenety, głównie pod wpływem zagęszczenia grawitacyjnego.

Mikrostruktura laminarna (fot. 9,10)

Mikrostruktura laminarna jest typowa dla iłłów zastoiskowych, a także argilitów, charakteryzując się różnorodnym składem minerałów ilastych. Jej różny stopień zagęszczenia powoduje zróżnicowanie wartości parametrów wytrzymałościowych. Jest to mikrostruktura anizotropowa w mikroskali ze względu na przeważający układ mikroagregatów typu płaszczyzna-płaszczyzna. Układ mikroporów jest zgodny z warstwowaniem, a ich szerokość wynosi 2—20 μm . Porowatość szacowana jest na 45—60%.

Mikrostruktury typu przejściowego powstają w wyniku przeobrażeń postsedymentacyjnych, zachowując elementy mikrostruktur pierwotnych:

- komórkowo-matrycowa powstaje przy niewielkim wzroście ciśnień przekazywanych na mikrostrukturę komórkową, która należy do najbardziej metastabilnych (fot. 11),
- szkieletowo-matrycowa powstaje wówczas, gdy jednolita ilasta matryca zawiera znaczne ilości ziaren pylastych i piaszczystych (fot. 12),
- matrycowo-turbulentna tworzy się podczas zagęszczania iłłów przy przechodzeniu mikrostruktury matrycowej w turbulentną (fot. 13),
- matrycowo-laminarna różni się od typowo laminarnych obecnością lokalnych odcinków o mikrostrukturze matrycowej (fot. 14).



Fot. 11. Zdjęcie SEM mikrostruktury komórkowo-matrycowej

Photo. 11. SEM micrograph of honeycomb-matrix microstructure



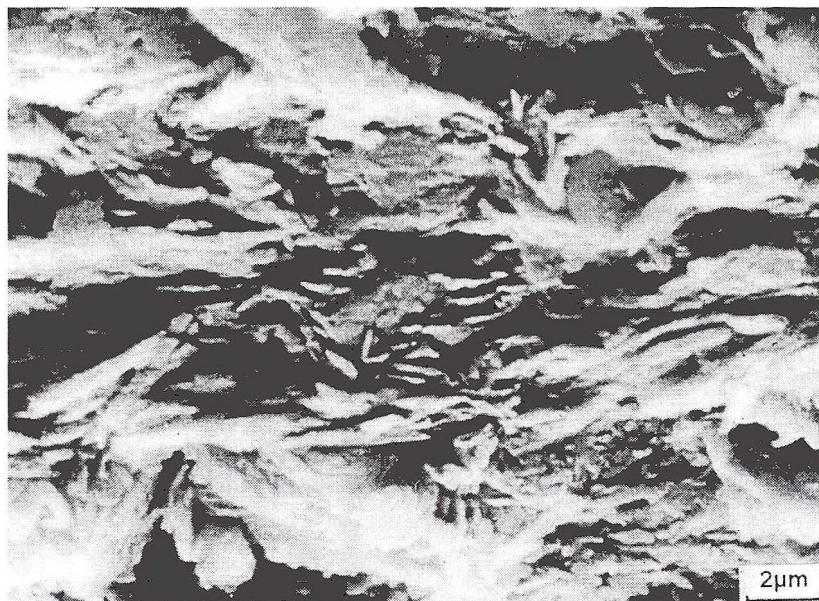
Fot. 12. Zdjęcie SEM mikrostruktury szkieletowo-matrycowej

Photo. 12. SEM micrograph of skeletal-matrix microstructure



Fot. 13. Zdjęcie SEM mikrostruktury matrycowo-turbulentnej

Photo. 13. SEM micrograph of matrix-turbulent microstructure



Fot. 14. Zdjęcie SEM mikrostruktury matrycowo-laminarnej

Photo. 14. SEM micrograph of matrix-laminar microstructure

Opisane wyżej typy mikrostrukturalne potwierdzone zostały przez wielu autorów polskich i zagranicznych zajmujących się oceną właściwości gruntów spoistych/skał ilastych na tle ich cech mikrostrukturalnych i warunków sedimentacji: (Smart, Tovey 1981; Gillott 1987; Choma-Moryl 1988; Abduljawwad 1991; Kaczyński, Trzciniński 1992; Baker et al. 1993; Trzciniński 1995) i wielu innych.

2. Mikrostrukturalna analiza ilościowa (QAM)

Mikrostrukturalna analiza ilościowa obejmuje, poza jakościowym obrazem mikrostruktury, liczbową ocenę morfometryczną i geometryczną jej elementów. Możliwe jest to przy wykorzystaniu systemu SEM — komputer z zastosowaniem specjalistycznego oprogramowania, które rejestruje i analizuje obrazy. Jednym z takich systemów jest program STIMAN, który został opracowany i wdrożony w MGU w zespole prof. Sokolowa (1990).

Od roku 1994 takie badania prowadzone są w Instytucie Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego. W okresie ostatnich kilku lat wykonano i skatalogowano około 250 ilościowych badań polskich gruntów o różnej genezie i litologii. Część wyników badań została już opublikowana: (Kaczyński, Trzciniński 1992, 1997; Trzciniński 1995, 1997).

W ilościowych badaniach mikrostrukturalnych wyznacza się parametry morfometryczne i geometryczne przestrzeni porowej. Głównymi parametrami morfometrycznymi są: średnica, liczba, powierzchnia i obwód porów lub cząstek. Z dwu ostatnich wielkości oblicza się współ-

czynnik formy, który charakteryzuje kształt elementów strukturalnych. Parametry geometryczne odczytuje się z róży orientacji elementów mikrostruktury w postaci kąta orientacji i stopnia anizotropii. Niektóre z wymienionych parametrów odzwierciedlają określone procesy, które miały miejsce w masywie gruntowym, np. lityfikacja, glaciektonika itp. — są one pomocne w rozwiązywaniu wielu zagadnień geologiczno-inżynierskich czy geotechnicznych.

W tabeli 1 przedstawiono dotychczas uzyskane ilościowe parametry głównych typów mikrostrukturalnych różnych genetycznie gruntów Polski (rys. 1), które tworzyły się w odmiennych środowiskach sedymentacyjnych. Badania obejmowały przypowierzchniowe strefy o głębokości 5—10 m p.p.t., wyjątkowo do 20—30 m p.p.t. Jako przykładowe, o znacznym rozprzestrzenieniu wybrano:

- lessy o mikrostrukturze szkieletowej,
- gliny lodowcowe z odłożenia o mikrostrukturze matrycowej,
- ility miocenijskie (niezwięzłe) o mikrostrukturze laminarnej z elementami mikrostruktury turbulentnej.

Grunty o mikrostrukturze komórkowej i turbulentnej występują lokalnie, w ograniczonym zakresie.

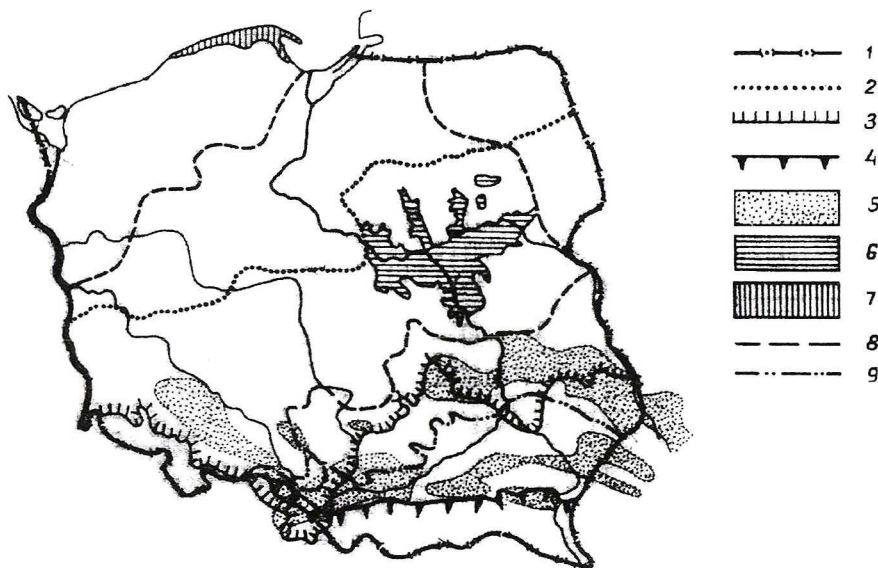
TABELA 1

Ilościowe parametry głównych typów mikrostruktur różnych genetycznie gruntów spoistych Polski

TABLE 1

Quantitative parameters of the main microstructure types of genetically varied cohesive soils of Poland

Lp.	Parametry przestrzeni porowej	Geologiczne warunki powstania gruntów		
		środowisko coliczne	środowisko lodowcowe	środowisko morskie
		lessy	gliny	ility miocenijskie (niezwięzłe)
1	Główny typ mikrostruktury	szkieletowa	matrycowa	laminarna
2	Porowatość n [%]	35—44	20—38	25—40
3	Liczba porów N [$1 \cdot 10^3$]	7—100	14—7293	2—30
4	Całkowita powierzchnia porów S_t [$1 \cdot 10^3 \mu\text{m}^2$]	30—840	23—3125	7—100
5	Całkowity obwód porów P_t [$1 \cdot 10^3 \mu\text{m}$]	100—430	84—3461	15—500
6	Średnia średnica porów D_{av} [μm]	0,20—3,70	0,15—5,33	0,20—1,20
7	Średnia powierzchnia porów S_{av} [μm^2]	0,30—48,0	0,10—74,8	1,5—8,0
8	Średni obwód porów P_{av} [μm]	2,0—25,0	1,0—34,5	5,0—12,5
9	Średni wskaźnik formy K_f [—]	0,50—0,65	0,40—0,53	0,41—0,52
10	Stopień anizotropii K_a [%]	5—24	5—31	20—60
11	Liczba badań	10	10	12



Rys. 1. Schematyczna mapa występowania badanych gruntów na obszarze Polski. Skala 1 : 5 000 000
 1 — granice Polski, 2 — zasięg zlodowacenia północnopolskiego, 3 — zasięg zlodowacenia środkowopolskiego,
 4 — zasięg zlodowacenia południowopolskiego, 5 — zasięg lessów, 6 — ły zastoiskowe środkowej Polski,
 7 — ły zastoiskowe klifu południowego Bałtyku, 8 — granice występowania iłłów mioceńskich serii poznańskiej,
 9 — granica zasięgu iłłów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego

Fig. 1. Schematic map of occurrence of the Polish investigated soils. Scale 1 : 500 000
 1 — Polish border, 2 — extent of North — Polish glaciation, 3 — extent of Middle — Polish glaciation,
 4 — extent of South-Polish glaciation, 5 — loesses, 6 — glaciolacustrine clays of central of Poland,
 7 — glaciolacustrine clays of South Baltic cliff, 8 — extent of miocene clays of Poznań series,
 9 — miocene clays of Carpathian Foredeep,

W tabeli 2 zestawiono parametry przestrzeni porowej dla przejściowych typów mikrostrukturalnych niektórych gruntów z obszaru Polski, a mianowicie:

— ły zastoiskowe o mikrostrukturze komórkowo-matrycowej z elementami mikrostruktury laminarnej,

— gliny lodowcowe o mikrostrukturze szkieletowo-matrycowej,

— ły mioceńskie o mikrostrukturze matrycowo-turbulentnej,

— zwietrzliny iłłów mioceńskich o mikrostrukturze matrycowo-laminarnej.

Lessy eoliczne w około 6% pokrywają obszar Polski. Charakteryzują się one dużą zmiennością litologiczną. Najczęściej występujące wśród nich pyły wykazują niestabilność względem wody. Typowa dla nich jest mikrostruktura szkieletowa, słabo zorientowana o kształtach porów zbliżonych do izometrycznych (Grabowska-Olszewska 1989, 1998).

Gliny lodowcowe występują powszechnie na obszarze Polski, często określają dawne zasięgi lądolodów. Gliny lodowcowe z odłożenia (*lodgement till*) powstają bezpośrednio pod poruszającym się lodowcem (Boulton 1972) wskutek stopniowego uwalniania się transportowanego materiału. W tych glinach dominuje mikrostruktura matrycowa. Zawierają one najwięcej (w stosunku do innych typów genetycznych: *melt-out till* i *flow till*) anizotropowych porów i wy-

Ilościowe parametry przejściowych typów mikrostruktur różnych genetycznie gruntów spoistych Polski

Quantitative parameters of the transitional microstructure types of genetically varied cohesive soils of Poland

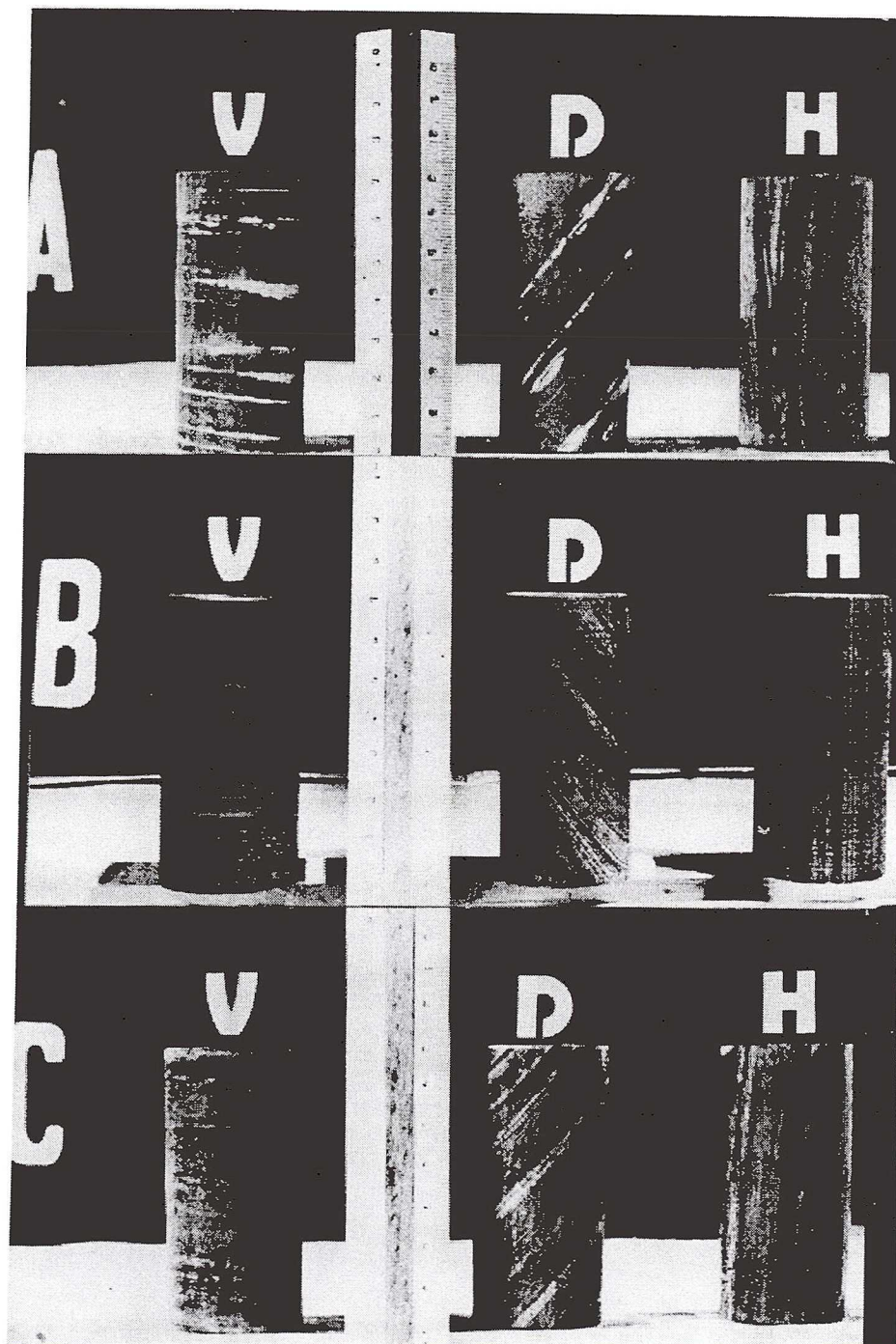
Lp.	Parametry przestrzeni porowej	Iły zastoiskowe*	Gliny lodowcowe	Iły miopliocenićkie	Zwiciżeliny iłów miocenićkich
1	Przejściowy typ mikrostruktury	komórkowo-matrycowa	szkieletowo-matrycowa	matrycowo-turbulentna	matrycowo-laminarna
2	Porowatość n [%]	37—48	20—46	34—456	36—65
3	Liczba porów N [$1 \cdot 10^3$]	8—101	5—9055	1—325	8—270
4	Całkowita powierzchnia porów S_i [$1 \cdot 10^3 \mu\text{m}^2$]	6—14	9—3660	3—191	10—1000
5	Całkowity obwód porów P_i [$1 \cdot 10^3 \mu\text{m}$]	17—128	70—6882	4—507	100—1500
6	Średnia średnica porów D_{av} [μm]	0,15—0,31	0,15—6,89	0,18—2,0	1,0—2,75
7	Średnia powierzchnia porów S_{av} [μm^2]	0,10—0,72	0,10—108,8	0,12—11,9	2,50—20,0
8	Średni obwód porów P_{av} [μm]	1,12—2,78	1,0—49,8	1,6—21,0	7,5—25,0
9	Średni wskaźnik formy K_f [-]	0,33—0,64	0,37—0,69	0,44—0,54	0,49—0,65
10	Stopień anizotropii K_a [%]	3—60	2—31	4—28	5—35
11	Liczba badań	40	32	7	5

* W tym wyniki według Czajki (1994).

kazują najniższe wartości porowatości. Z porowatością korelują się: całkowita powierzchnia i całkowity obwód porów. Stopień anizotropii zmienia się w granicach 5—31, wskazując na szeroki zakres struktur — od słabo zorientowanych do wysoko zorientowanych.

Iły miocenićkie zapadliska przedkarpacciego osiągnęły obecny stan w trakcie złożonej historii geologicznej, w czasie której były bardziej obciążone niż wynika to z obecnego obciążenia geologicznego, przechodząc w stan przekonsolidowany. W tym stanie, poza niewielkiej miąższości strefą przypowierzchniową, pozostają do dzisiaj. Stopień przekonsolidowania² $OCR = 1 - 11$. Iły miocenićkie wykształcone są przeważnie w postaci laminowanych, marglistych iłów pylastych (Kaczyński, Grabowska-Olszewska 1997). Laminażacja ich polega na występowaniu zmiennej grubości lamin o różnej orientacji (poziomej, ukośnej i pionowej) (rys. 2).

² $OCR = \text{stopień przekonsolidowania} = \text{równy stosunkowi obciążenia które „zapamiętał” analizowany grunt do obciążenia wynikającego z głębokości jego pobrania}$.



Rys. 2. Próbkki miocennych ilów z poziomą (H), ukośną (D) i pionową (V) laminacją
Fig. 2. Samples of miocene clays with horizontal (H), diagonal (D) and vertical (V) laminations

Niezwiertzałe ility charakteryzują się obecnością średnic porów klasy modalnej 0,06—0,17 μm . Dominują pory anizometryczne, nie stwierdzono obecności makroporów (>1 mm). Ily te są gruntami wysoko anizotropowymi. Ily mioceńskie niezwiertzałe charakteryzują się przede wszystkim laminarną mikrostrukturą, niekiedy obserwuje się elementy mikrostruktury turbulენტnej.

Ily zastoiskowe (plejstocieńskie) powstały jako osady zbiorników lądowych, do których materiał donoszony był przez wody topniejącego lądolodu, a także przez wody spływające z uwolnionego już od lądolodu przedpola. Ily te charakteryzują się mikrostrukturą przejściową: komórkowo-matrycową (z elementami laminarnej). Parametry mikrostrukturalne wykazują dużą zmienność statystyczną. Poza izometrycznymi i anizometrycznymi porami obecne są również pory szczelinowate stanowiące cechę diagnostyczną dla mikrostruktur iłów. Nie obserwuje się obecności makroporów. Stopień anizotropii zmienia się w zakresie 3—60. Obliczone z badań laboratoryjnych wartości stopnia przekonsolidowania $\text{OCR} = 1,0\text{—}1,5$ wskazują na lekkie przekonsolidowanie badanych iłów. Dla iłów zastoiskowych określona została zależność funkcyjna pomiędzy parametrami mikrostrukturalnymi a składem mineralnym i właściwościami fizycznymi (Czajka 1994).

Ily miopliocieńskie występują na znacznym obszarze Polski pod nakładem utworów czwartorzędowych o znacznej miąższości. Miąższość samych iłów serii poznańskiej osiąga wartości nawet 100—150 m, przeciętnie wynosi 30—40 m. W obrębie basenu sedymentacyjnego iłów serii poznańskiej Wichrowski (1981) wyróżnił 3 zasadnicze części: północno-wschodnią, centralną, południowo-zachodnią.

Sedymentacja iłów serii poznańskiej wykazuje wyraźną cykliczność, wśród kompleksów ilastych występują przewarstwienia pylaste i piaszczyste. Ily poznańskie na znacznych obszarach uległy silnym zaburzeniom glaciektonicznym, które doprowadziły do zafałdowań, odkłuc, przemieszczeń, często zaburzających typową sekwencję warstw. Skład mineralny iłów poznańskich jest stosunkowo monotony, zmieniają się tylko stosunki ilościowego udziału poszczególnych minerałów. Wśród minerałów ilastych dominują mieszanopakietowe: beidelit/illit, illit, kaolinit (podrzędnie haloizyt, chloryt). Pakiety beidelitu zawierają w przewodzie wymienne kationy wapnia i magnezu. W całej masie ily miopliocieńskie są bezwapienne, średnia zawartość CaCO_3 nie przekracza generalnie 5%.

W północno-wschodniej części basenu, w rejonie Warszawy, ily miopliocieńskie charakteryzują się niższą zawartością frakcji iłowej, która waha się w przedziale 15—55%, średnio 35—40%. Stan tych iłów jest półzwały/twardoplastyczny. Charakteryzują się one zarówno w północno-wschodniej, jak i w centralnej części basenu średnią, wysoką i bardzo wysoką potencjalną ekspansywnością (PE). Dominującym typem mikrostrukturalnym iłów jest matrycowo-turbulენტny (Kaczyński, Grabowska-Olszewska 1997).

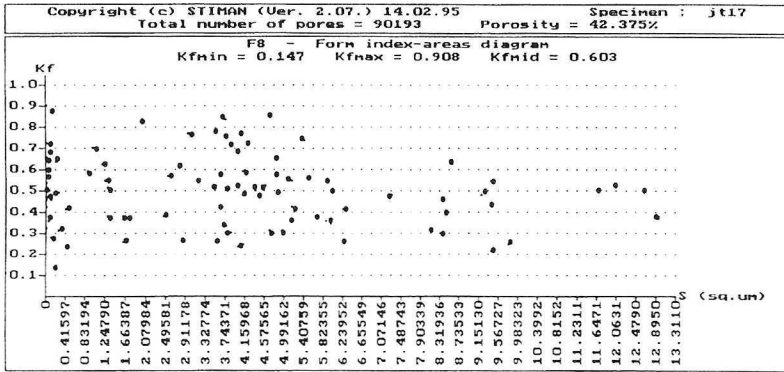
Zwiertzeliny iłów mioceńskich zapadliska przedkarpacciego. Ily mioceńskie są bardzo wrażliwe na oddziaływanie czynników egzogenicznych — w przypowierzchniowych strefach tworzą się zwiertzeliny o zmienionych właściwościach w stosunku do macierzystego podłoża (iłów niezwiertzałych). W rezultacie wietrzenia parametry przestrzeni porowej, takie jak: powierzchnia, obwód, średnica, liczba porów oraz współczynnik przepuszczalności, ulegają zwiększeniu, zmniejsza się natomiast stopień anizotropii. Zwiertzeliny iłów mioceńskich uległy zatem znacznej dekonsolidacji, wykazują matrycowo-laminarny typ mikrostruktury.

W podsumowaniu analizy ilościowej należy podkreślić, że w bloku statystycznym programu komputerowego STIMAN następuje obliczenie ilościowych parametrów mikrostruktury. Obliczone parametry podaje się w zestawieniu z ich wartościami minimalnymi, maksymalnymi i średnimi. Można też przedstawić rozkład parametrów w formie histogramów. Program opracowuje w sumie 8 histogramów. Do najistotniejszych należą rozkłady: współczynnika formy K_f (rys. 3a i 3b), róży orientacji elementów mikrostrukturalnych (rys. 3c), całkowitej powierzchni S (rys. 3d), średnic D (rys. 3e) oraz obwodu P (rys. 3f). Z uwagi na anizometryczne kształty elementów strukturalnych, dla określenia średnicy stosuje się pojęcie ekwiwalentnej cząstki lub poru. Znajomość powierzchni S i obwodu P pozwala na wyznaczenie hydraulicznego promienia, a w konsekwencji na obliczenie współczynnika przepuszczalności k . Współczynnik formy, określający kształt porów, oblicza się z odpowiedniej zależności pola i obwodu porów — im bardziej wydłużony jest kształt, tym wartość współczynnika formy jest bliższa zeru. Najważniejszym parametrem geometrycznej charakterystyki mikrostruktury jest róża orientacji i stopień anizotropii mikrostruktury K_a . Jeśli K_a jest wyższy niż 20% wskazuje na silnie zorientowaną mikrostrukturę, natomiast K_a poniżej 7% oznacza brak anizotropii.

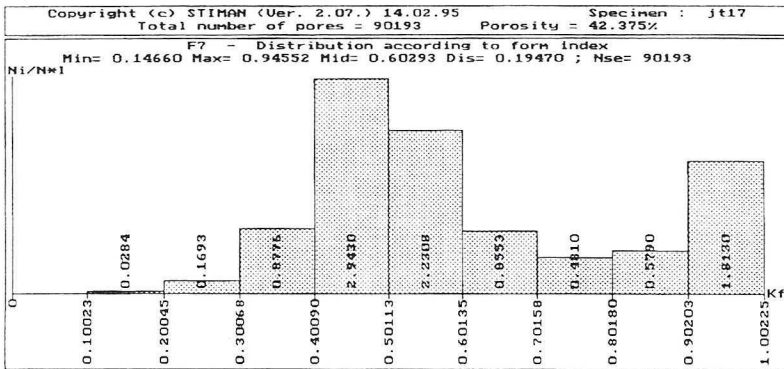
Analizowane grunty tworzyły się w odmiennych środowiskach sedymentacyjnych (tab. 1, 2). Dotychczasowe badania wskazują, że pomiędzy wyżej wymienionymi, ilościowymi parametrami przestrzeni porowej obserwuje się pewne zależności, np. średnia średnica porów D_m zależy od całkowitej powierzchni S , oraz od liczby porów N — jeśli S wykazuje duże wartości, N natomiast małe, to średnica D przyjmuje wysokie wartości. Całkowita powierzchnia S i całkowity obwód porów P są ściśle związane ze składem granulometrycznym. Przy wyraźnej dominacji jednej lub dwu frakcji w gruncie, S i P wykazują wartości wysokie.

Przedstawione w tabelach 1 i 2 wyniki wskazują, że analizowane typy genetyczne gruntów charakteryzują się różną porowatością, o szerokim zakresie wartości 20—65%. Najniższą porowatość wykazują gliny zwałowe z odłożenia i morskie, niezwiertzałe ility miocieńskie. Wysokie wartości tego parametru są natomiast charakterystyczne dla zwiertzałych iłów miocieńskich i iłów miopliocieńskich. Gliny są pod tym względem niejednorodne, wykazując przy tym bardzo zmienną liczbę porów ($5—9055 \times 10^3$). W iłach i lessach liczba porów w porównaniu z glinami jest wielokrotnie mniejsza. Porównując ility zwiertzałe i niezwiertzałe obserwuje się kilkakrotny wzrost liczby porów w iłach zwiertzałych. Zwracają uwagę bardzo małe wartości średniej średnicy porów w iłach glacialimnicznych. Średnia średnica mikroporów (Grabowska-Olszewska 1989) dla iłów osiąga wartość do $2 \mu\text{m}$, w glinach zwałowych do $7 \mu\text{m}$, a w lessach wartość pośrednią $3—4 \mu\text{m}$. Natomiast średnice klasy modalnej występują w przedziałach: dla iłów $0,06—0,10 \mu\text{m}$, dla glin $0,07—0,18 \mu\text{m}$, dla lessów $0,06—0,12 \mu\text{m}$. W glinach, głównie z odłożenia, przestrzeń porową tworzą mikropory, których jest prawie dwukrotnie więcej niż mezoporów. Konsekwencją przewagi małych średnic porów w iłach glacialimnicznych są niskie wartości całkowitej i średniej powierzchni oraz obwodu mikroporów. Ze względu na całkowitą powierzchnię i całkowity obwód największą zmiennością charakteryzują się gliny lodowcowe, wykazując bardzo szerokie przedziały pomiędzy minimalnymi i maksymalnymi wartościami. Całkowita powierzchnia i całkowity obwód w niezwiertzałych iłach miocieńskich zapadliska przedkarpackiego są tego samego rzędu. W lessach całkowita powierzchnia zmienia się w przedziale $30—840 \times 10^3 \mu\text{m}^2$, a całkowity obwód $100—430 \times 10^3 \mu\text{m}$. W zwiertzelinach iłów miocieńskich całkowita i średnia powierzchnia oraz całkowity i średni obwód wzrasta 2—10 razy w stosunku do tych wartości w iłach niezwiertzałych.

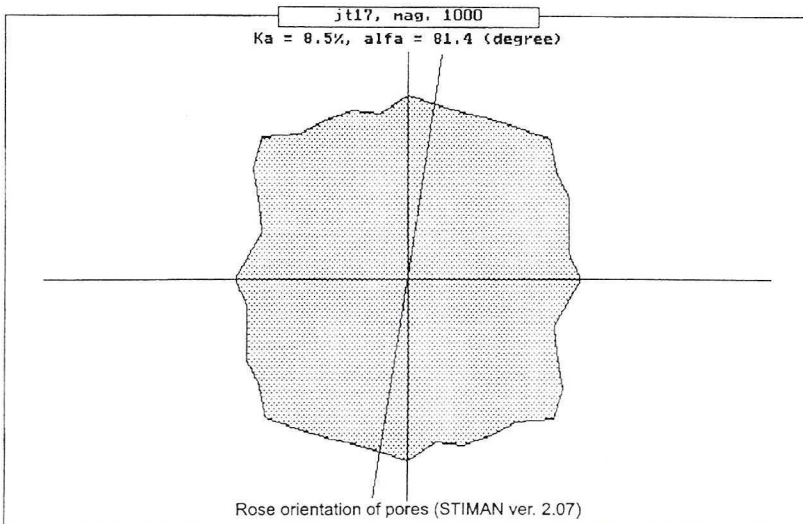
a



b



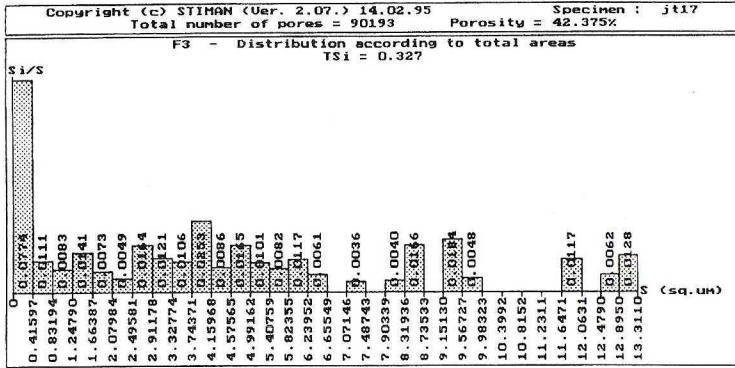
c



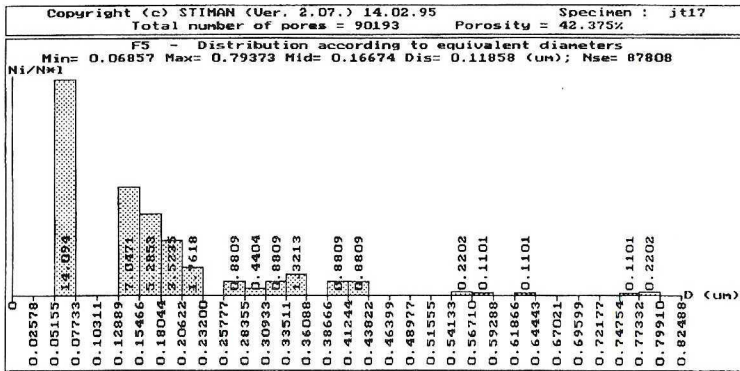
Rys. 3a—c. Komputerowy wydruk ilościowej analizy mikrostrukturalnej QAM-SEM (przykładowe wydruk)

Fig. 3a—c. Computer Printouts of quantitative microstructural analysis QAM-SEM (exemplary printouts)

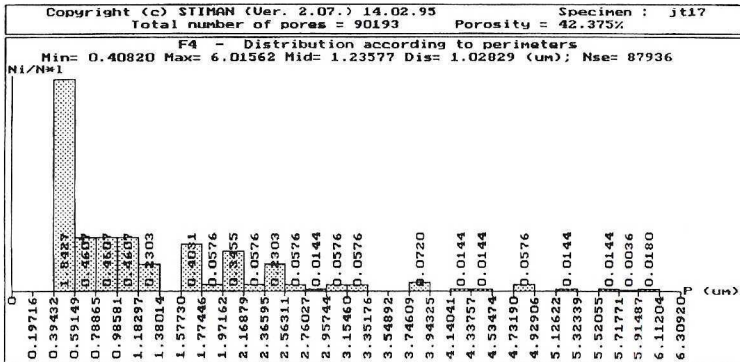
d



e



f



Rys. 3d—f. Komputerowy wydruk ilościowej analizy mikrostrukturalnej QAM-SEM (przykładowe wydruki)

Fig. 3d—f. Computer Printouts of quantitative microstructural analysis QAM-SEM (exemplary printouts)

Średnią wartość wskaźnika formy K_f — przekraczającą wartość 0,60 — osiągają lessy, ility glacialimniczne, zwietrzliny iłó oraz niektóre gliny lodowcowe. Pozostałe grunty, przede wszystkim niezwiertzałe ility mioceńskie zapadliska przedkarpacciego i gliny z odłożenia, wykazują średni K_f poniżej 0,60. Cechą diagnostyczną iłó jest obecność poró szczelinowatych, o $K_f < 0,1$ oraz ogólna dominacja poró anizometrycznych o $K_f < 0,6$. Pory izometryczne — o $K_f > 0,6$ — są charakterystyczne dla lessó (rys. 3). W glinach, głównie z odłożenia, poró anizometrycznych jest prawie 3 razy mniej niż izometrycznych.

Analizowane grunty wykazują zróżnicowaną geometrię mikrostruktury. Kształty róży orientacji głównych kierunkó alfa różnią się zasadniczo. Róże orientacji o kształcie elipsy (ility mioceńskie, miopliocieńskie, zastoiskowe, gliny lodowcowe z odłożenia) wskazują na pory wydłużone i płaskie. Róża orientacji dla lessu kształtem zbliżona jest do okręgu. Najwyższy stopień anizotropii mikrostruktury wykazują w kolejności: niezwiertzałe ility mioceńskie, ility glacialimniczne, ility miopliocieńskie, gliny lodowcowe, zwietrzliny iłó mioceńskich, lessy. Stopień anizotropii K_a powyżej 20% świadczy o wysoko zorientowanych mikrostrukturach. W glinach nierozdzielonych, szczególnie dla mikrostruktur matrycowo-szkieletowych, można spotkać mikrostruktury o słabej orientacji o $K_a < 7$.

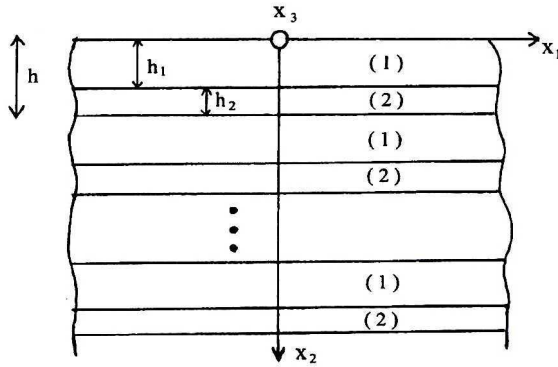
Przedstawione w tabelach 1 i 2 wyniki wskazują na wyraźne zróżnicowanie parametró przestrzeni porowej w zależności od środowiska powstania analizowanych gruntó. Zbyt mała ilość analiz ilościowych nie pozwala na zdecydowane uogólnienie przedstawionych parametró. Potrzebne są dalsze badania umożliwiające zastosowanie metod statystycznych w celu ustalenia konkretnych zależności funkcyjnych pomiędzy parametrami ilościowymi mikrostruktury a właściwościami gruntó.

3. Modelowanie mechaniki iłó o strukturze laminarnej

Przedstawione wyżej mikrostruktury iłó wskazują na ich znaczne niejednorodności. Niektóre z tych niejednorodności mają periodyczny lub prawie periodyczny charakter (struktury laminarne i komórkowe). Mechaniczne zachowanie się tych typó mikrostruktur może być opisywane przez modele deterministyczne. Inne typy mikrostruktur iłó mają charakter chaotyczny. Dla nich należy stosować modele stochastyczne w celu wyznaczenia naprężeń i odkształceń.

Rozważania dotyczące modelowania mechaniki iłó ograniczono do struktury laminarnej, której schemat przekroju poprzecznego ilustruje rysunek 4 i oparto je na podejściu makroskopowego kontinuum i teorii Biota (Biot 1941; Biot i Willis 1957).

Zastosowanie bezpośrednio równań liniowej teorii konsolidacji do analizy naprężeń w iłach o strukturze laminarnej prowadzi do rozpatrywania warunkó brzegowych na powierzchniach łączących poszczególne warstewki. Z tego powodu wygodniejsze wydaje się wykorzystanie modeli homogenizowanych dla struktur laminarnych. W literaturze dotyczącej homogenizacji, tj. metody wyprowadzania modeli homogenizowanych, wyróżnić można dwa zasadnicze podejścia. Pierwsze z nich oparte jest na intuicyjnych fizycznych założeniach i prowadzi ono do różnych teorii materiałów kompozytowych (spis literatury można znaleźć w monografiach: Achenbach 1975, Jones 1975, Christensen 1980). Drugie z nich stosuje analizę asymptotyczną (np. monografie: Bensoussan i in. 1978, Sanchez-Palencia 1980, Bahvalov, Pana-



Rys. 4. Schemat przekroju struktury laminarnej

Fig. 4. The middle-cross section of the laminar structure

senko 1984). Innym podejściem, alternatywnym do asymptotycznego, jest metoda homogenizacji przedstawiona przez Woźniaka (1986, 1987), Matysiaka i Woźniaka (1987). Wykorzystuje ona twierdzenia analizy niestandardowej łącznie z pewnymi założeniami fizycznymi. W przypadku periodycznych sprężystych kompozytów prowadzi do homogenizowanych modeli opisanych przez układy równań dla niewiadomych makrodeformacji i dla niewiadomych tzw. parametrów mikrolokalnych. Homogenizacja z parametrami mikrolokalnymi znalazła szerokie zastosowanie, a podsumowanie dotyczące tej metody można znaleźć w pracy Matysiaka (1995).

Rozpatrzono niejednorodny porowaty ośrodek o strukturze laminarnej. Zgodnie ze schematem pokazanym na rysunku 4 rozważono ciała, które w konfiguracji naturalnej są złożone z periodycznie powtarzających się dwóch różnych porowatych warstewek. Niech h_1, h_2 oznaczają grubości poszczególnych warstewek, $h = h_1 + h_2$ będzie grubością podstawowej powtarzającej się warstwy (laminy). Założono, że porowate warstewki będące składnikami itów składają się z jednorodnych, izotropowych, sprężystych szkieletów, które są wypełnione ściśliwą, lepką cieczą. Ponadto przyjęto warunki idealnego sklejenia między poszczególnymi warstewkami.

Oznaczono przez B obszar zajęty przez nasycone porowate sprężyste ciało w trójwymiarowej przestrzeni euklidesowej z kartezjańskim układem współrzędnych $x = (x_1, x_2, x_3)$. Oś $0x_2$ jest przyjęta jako prostopadła do uwarstwienia. Przez $\bar{\rho}$ oznaczono gęstość cieczy swobodnej, przez $\rho^{(1)}, \rho^{(2)}$ gęstość szkieletów wraz z cieczą związaną poszczególnych warstewek. Niech $N^{(1)}, N^{(2)}$ oraz $M^{(1)}, M^{(2)}$ oznaczają stałe Lamego, $Q^{(1)}, Q^{(2)}$ będą współczynnikami wpływu odkształcenia objętościowego cieczy na naprężenia w szkieletach i odwrotnie, oraz niech R będzie modułem objętościowych odkształceń cieczy wypełniającej pory szkieletów (Kisiel 1982). Niech t oznacza czas, $u(x, t) \equiv (u_1, u_2, u_3)(x, t)$, $x \in B$ będzie wektorem przemieszczenia szkieletu, $U(x, t) = (u_1, u_2, u_3)(x, t)$, $x \in B$ będzie wektorem przemieszczenia cieczy. Oznaczono przez $\sigma_{ij}^{(1)}(x, t), \sigma_{ij}^{(2)}(x, t)$, $i, j = 1, 2, 3$; $x \in B$ składowe tensorów w poszczególnych warstewkach (pierwszego i drugiego rodzaju) oraz przez $\sigma^{(1)}, \sigma^{(2)}$ naprężenia przenoszone przez ciecz w porach w warstewkach pierwszego i drugiego rodzaju.

Zgodnie z liniową teorią konsolidacji Biota związki konstytutywne dla warstewek r -tego rodzaju, $r = 1, 2$, będących składnikami łożów o laminarnej mikrostrukturze mają postać ³:

$$\sigma_{ij}^{(r)} = 2N^{(r)}E_{ij} + (M^{(r)}E_{kk} + Q^{(r)}U_{k,k})\delta_{ij} \quad (1)$$

$$\sigma^{(r)} = Q^{(r)}E_{kk} + RU_{k,k}$$

gdzie E_{ij} są składowymi tensora odkształcenia szkieletu

$$E_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (2)$$

oraz

$$\delta_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{dla } i = j \\ 0 & \text{dla } i \neq j \end{cases} \quad (3)$$

Wykorzystując równania (2) składowe naprężeń szkieletów i cieczy w poszczególnych warstewkach dane przez (1) można wyrazić za pomocą wektorów przemieszczeń szkieletu u i cieczy U . Składowe wektorów przemieszczeń (u_1, u_2, u_3) oraz (U_1, U_2, U_3) stanowią 6 nieznanych funkcji zależnych od (x_1, x_2, x_3, t) .

Wykorzystując wyniki pracy Derskiego (1979), równania liniowej teorii konsolidacji uwzględniającej dysypację można zapisać w postaci:

$$\sigma_{ij,j}^{(r)} + \sigma_{,i}^{(r)} + \rho^{(r)}X_i = \rho^{(r)}u_{i,tt} + b^{(r)}(u_{i,t} - u_{i,t}) \quad (4)$$

$$\sigma_{,i}^{(r)} + \bar{\rho}X_i = \bar{\rho}U_{i,tt} - b^{(r)}(u_{i,t} - U_{i,t})$$

$$i, j = 1, 2, 3 \quad r = 1, 2$$

gdzie X_i , $i = 1, 2, 3$ oznaczają składowe wektora sił ciężkości oraz $b^{(1)}$, $b^{(2)}$ oznaczają współczynniki dysypacji poszczególnych warstewek. Podstawiając równania konstytutywne (1) i równania (2) do równań ruchu (4) otrzymamy 6 liniowych równań różniczkowych cząstkowych w każdej warstewce na niewiadome u_i , U_i ; $i = 1, 2, 3$.

³ W pracy indeksy i, j, k przyjmują wartości 1, 2, 3 i są związane ze współrzędnymi przestrzennymi. Przyjęto konwencję sumacyjną względem wszystkich powtarzających się indeksów oraz oznaczenie $f, i \equiv \partial f / \partial x_i$.

Założenie o idealnym sklejeniu między poszczególnymi warstewkami implikuje ciągłość wektorów przemieszczeń szkieletów i cieczy oraz wektorów naprężeń i ciśnienia cieczy na powierzchniach łączących poszczególne laminy. Prowadzi to do zbyt wielu warunków brzegowych, zatem w przypadku włókna o mikrostrukturze laminarnej celowe jest znalezienie modelu zastępczego zwanego dalej modelem homogenizowanym. Do wyprowadzenia równań modelu homogenizowanego zastosowano metodę homogenizacji z parametrami mikrolokalnymi. Ta metoda została przedstawiona dla periodycznych termosprężystych kompozytów przez Woźniaka (1986, 1987), Matysiaka i Woźniaka (1987).

Równania (4) przedstawiono w następującej całkowitej postaci:

$$\sum_{r=1}^2 \int_{B_r} [\sigma_{ij}^{(r)} v_{ij} + \sigma^{(r)} v_{i,i} - \rho^{(r)} (X_i - u_{i,it}) v_i + b^{(r)} (u_{i,it} - U_{i,it}) v_i] dB = 0, \quad (5)$$

$$\sum_{r=1}^2 \int_{B_r} [\sigma^{(r)} v_{i,i} - \bar{\rho} (X_i - U_{i,it}) v_i - b^{(r)} (u_{i,it} - U_{i,it}) v_i] dB = 0$$

dla każdych funkcji próbnych $v_i(\cdot)$ takich, że $v_i(\cdot)|_{\partial B} = 0$, gdzie B_r , $r = 1, 2$ oznacza część obszaru B zajęta przez materiał r -tego rodzaju, $r = 1, 2$.

Przyjęto, zgodnie z metodą homogenizacji z parametrami mikrolokalnymi, którą przedstawiono w pracach Woźniaka (1987), Matysiaka i Woźniaka (1987), że przybliżone rozwiązania równań (5) mają postać:

$$u_i(x, t) = w_i(x, t) + \underline{f(x_2)} q_i(x, t) \quad (6)$$

$$U_i(x, t) = W_i(x, t) + \underline{f(x_2)} Q_i(x, t),$$

$$i = 1, 2, 3$$

gdzie $f(\cdot): \mathbb{R} \rightarrow \mathbb{R}$ jest znaną *a priori* funkcją zwaną funkcją kształtu spełniającą warunki:

$$f(x_2 + h) = f(x_2) \int_{x_2}^{x_2+h} f(x_2) dx_2 = 0 \quad (7)$$

$$|f(x_2)| < h \quad \forall x_2 \in \mathbb{R}$$

Funkcje $w_i(\cdot)$, $W_i(\cdot)$ są nieznanymi funkcjami interpretowanymi jako uśrednione wartości przemieszczeń szkieletu i cieczy, zwane makroprzemieszczeniami. Nieznane funkcje $q_i(\cdot)$, $Q_i(\cdot)$ są związane z laminarną mikrostrukturą ciała i stanowią parametry mikrolokalne.

Ponieważ spełniony jest warunek, że $|f(x_2)| < h$ dla każdego $x_2 \in \mathbb{R}$, to dla małych h podkreślone człony w równaniach (6) są małe i będą pomijane. Jednakże pochodna $f_{,2}(\cdot)$ nie jest mała i człony zawierające $f_{,2}$ nie mogą być pominięte. Prowadzi to do następujących aproksymacji:

$$u_{i,\alpha} \approx w_{i,\alpha} \quad u_{i,2} \approx w_{i,2} + f_{,2}q_i \quad (8)$$

$$U_{i,\alpha} \approx W_{i,\alpha} \quad U_{i,2} \approx W_{i,2} + f_{,2}Q_i$$

$$u_{i,i} \approx w_{i,t} \quad U_{i,i} \approx W_{i,i}$$

$$i = 1, 2, 3 \quad \alpha = 1, 3$$

Biorąc do dalszych obliczeń funkcje kształtu (Matysiak, Woźniak 1987):

$$f(x_2) = \begin{cases} x_2 - \frac{1}{2}h_1 & \text{dla } 0 \leq x_2 \leq h_1 \\ \frac{-\eta x_2 + h_1}{1-\eta} - \frac{1}{2}h_1 & \text{dla } h_1 \leq x_2 \leq h \end{cases} \quad (9)$$

gdzie

$$\eta = \frac{h_1}{h} \quad (10)$$

i zakładając, że funkcje próbne są dane w postaci:

$$v_i(x, t) = g_i(x, t) + \underline{f(x_2)}G_i(x, t), \quad (11)$$

oraz podstawiając równania (6), (9) i (11) do (5) i stosując twierdzenia analizy niestandardowej otrzymano następujący układ równań:

$$\tilde{N}w_{i,jj} + (\tilde{N} + \tilde{M} + \tilde{Q})w_{j,ji} + (\tilde{Q} + R)W_{j,ji} + [N]q_{i,2} + ([M] + [Q])q_{2,i} \quad (12)$$

$$+ [N]q_{j,j} \delta_{i2} + ([Q] + R)Q_{2,i} + \tilde{\rho}X_i = \tilde{\rho}w_{i,tt} + \tilde{b}(w_{i,tt} - W_{i,t}),$$

$$\tilde{Q}w_{j,ji} + RW_{j,ji} + [Q]q_{2,i} + RQ_{2,i} + \tilde{\rho}X_i = \tilde{\rho}W_{i,tt} - \tilde{b}(w_{i,tt} + W_{i,t}),$$

$$i, j = 1, 2, 3$$

oraz

$$\hat{N}q_1 = -[N] (w_{1,2} + w_{2,1}) \quad (13)$$

$$(2\hat{N} + \hat{M} + \hat{Q})q_2 + (\hat{Q} + R)Q_2 = 2[N]w_{2,2} - ([M] + [Q])w_{j,j} - [Q]w_{j,j}$$

$$\hat{N}q_3 = -[N] (w_{3,2} + w_{2,3})$$

$$\hat{Q}q_2 + RQ_2 = -[Q] w_{i,i} - RW_{i,i}$$

gdzie

$$\hat{N} \equiv \langle N \rangle = \eta N_1 + (1 - \eta) N_2 \quad (14)$$

$$[N] \equiv \langle N f_{,2} \rangle = \eta (N_1 - N_2)$$

$$\hat{N} \equiv \langle N (f_{,2})^2 \rangle = \eta N_1 + \frac{\eta^2}{1 - \eta} N_2$$

i symbol $\langle N \rangle$ oznacza średnią wartość funkcji $N(x_2)$

$$\langle N \rangle = \frac{1}{h} \int_0^h N(x_2) dx_2 \quad (15)$$

Wykorzystując równania (14) można obliczyć wszystkie moduły w równaniach (12) i (13) zastępując funkcję N przez h — periodyczne funkcje ρ , M , Q , b . Równania (12) i (13) ze współczynnikami zdefiniowanymi w (14) stanowią układ równań opisujących mechanikę ilów o laminarnej mikrostrukturze.

Naprężenia w poszczególnych warstewkach mogą być określone za pomocą równań (1), (2), (6) i (10). Prowadzi to do następujących związków (Matysiak 1992):

$$\sigma_{11}^{(r)} = 2N^{(r)} (w_{1,1} + M^{(r)} (w_{j,j} + f_{,2}q_2) + Q^{(r)} (W_{k,k} + f_{,2}Q_2)) \quad (16)$$

$$\sigma_{12}^{(r)} = N^{(r)} (w_{1,2} + w_{2,1} + f_{,2}q_1)$$

$$\sigma_{13}^{(r)} = N^{(r)} (w_{1,3} + w_{3,1})$$

$$\sigma_{22}^{(r)} = 2N^{(r)}(w_{2,2} + f_{,2}q_2) + M^{(r)}(w_{k,k} + f_{,2}q_2) + Q^{(r)}(W_{k,k} + f_{,2}Q_2)$$

$$\sigma_{23}^{(r)} = N^{(r)}(w_{2,3} + w_{3,2} + f_{,2}q_1)$$

$$\sigma_{33}^{(r)} = 2N^{(r)}w_{3,3} + M^{(r)}(w_{k,k} + f_{,2}q_2) + Q^{(r)}(W_{k,k} + f_{,2}Q_2)$$

$$\sigma^{(r)} = Q^{(r)}(w_{k,k} + f_{,2}q_2) + R(W_{k,k} + f_{,2}Q_2)$$

$$r = 1, 2 \quad k = 1, 2, 3$$

gdzie

$$f_{,2} = \begin{cases} 1 & \text{dla } r = 1 \\ \frac{-\eta}{1-\eta} & \text{dla } r = 2 \end{cases} \quad (17)$$

i parametry mikrolokalne q_1, q_2, q_3, Q_2 są określone w równaniach (13).

Parametry mikrolokalne q_1, q_2, q_3, Q_2 można wyeliminować z równań (12) i (16) wykorzystując (13). W ten sposób równania homogenizowanego modelu i tensory naprężeń zostaną wyrażone za pomocą składowych wektorów makroprzemieszczeń szkieletu w_i i cieczy W_i . Otrzymany układ równań powinien być rozwiązywany razem z odpowiednimi warunkami początkowymi i brzegowymi.

Przykład

Rozpatrzmy nasyconą cieczą porowatą laminarną warstwę spoczywającą na sztywnym izolowanym podłożu. Niech warstwa będzie poddana działaniu stałej siły przyłożonej prostopadle do jej górnej, przepuszczalnej powierzchni. Niech Kh będzie grubością laminarnej warstwy, gdzie K jest odpowiednio dużą liczbą naturalną.

Rozpatrywane zagadnienie jest jednowymiarowe i stacjonarne, w którym wektory przemieszczenia szkieletu i cieczy mają postać:

$$u(x_2) = (0, u_2(x_2), 0) \quad (18)$$

$$U(x_2) = (0, U_2(x_2), 0)$$

W tym przypadku z równań (13) i (18) wynika, że:

$$q_1 = 0 \quad (19)$$

$$q_2 = \gamma_1 w_{2,2} + \gamma_3 W_{2,2}$$

$$q_3 = 0$$

$$Q_2 = \gamma_2 w_{2,2} + \gamma_4 W_{2,2}$$

gdzie:

$$\gamma_1 = \frac{[Q]\hat{Q} - 2[N]R - [M]R}{\hat{M}R - \hat{Q}^2} \quad (20)$$

$$\gamma_2 = \frac{2[N]\hat{Q} + \hat{Q}[M] - \hat{M}[Q]}{\hat{M}R - \hat{Q}^2}$$

$$\gamma_3 = \frac{-[Q]R}{\hat{M}R - \hat{Q}^2}$$

$$\gamma_4 = \frac{[Q]\hat{Q} - \hat{M}R}{\hat{M}R - \hat{Q}^2}$$

Wykorzystując (18), (19) z równań ruchu (12) otrzymujemy:

$$A_1 w_{2,22} + A_2 W_{2,22} = 0 \quad (21)$$

$$B_1 w_{2,22} + B_2 W_{2,22} = 0$$

gdzie:

$$A_1 = 2\tilde{N} + \tilde{M} + \tilde{Q} + (2[N] + [M] + [Q])\gamma_1 + [Q]\gamma_2 \quad (22)$$

$$A_2 = \tilde{Q} + R + (2[N] + [M] + [Q])\gamma_3 + [Q]\gamma_4$$

$$B_1 = \tilde{Q} + [Q]\gamma_1$$

$$B_2 = R + [Q]\gamma_3$$

Podane wyżej założenia prowadzą do następujących warunków brzegowych:

$$\sigma_{22}^{(l)}(x_2 = 0) = P \quad (23)$$

$$\sigma^{(l)}(x_2 = 0) = 0$$

$$u_2(x_2 = Kh) \approx w_2(x_2 = Kh) = 0$$

$$U_2(x_2 = Kh) \approx W_2(x_2 = Kh) = 0$$

gdzie P jest daną stałą.

Rozwiązanie ogólne równań (21) ma postać:

$$w_2(x_2) = a_1 x_2 + b_1 \quad (24)$$

$$W_2(x_2) = a_2 x_2 + b_2$$

gdzie a_1, b_1, a_2, b_2 są stałymi, które trzeba wyznaczyć z warunków brzegowych (23).

Podstawiając (17) (18), (19) do (16) otrzymujemy następujące związki:

$$\sigma_{22}^{(l)}(x_2) = [(2N^{(l)} + M^{(l)})(1 + \gamma_1) + Q^{(l)}\gamma_2]w_{2,2} + [(2N^{(l)} + M^{(l)}) + \gamma_3 + Q^{(l)}(1 + \gamma_4)]W_{2,2} \quad (25)$$

$$\sigma^{(l)}(x_2) = [Q^{(l)}(1 + \gamma_1) + R\gamma_2]w_{2,2} + [Q^{(l)}\gamma_3 + R(1 + \gamma_4)]W_{2,2}$$

Spełniając warunki brzegowe (23) przez rozwiązanie ogólne (24) i wykorzystując (25) otrzymujemy następujący układ równań algebraicznych na niewiadome a_1, a_2, b_1, b_2 :

$$\alpha_1 a_1 + \alpha_2 a_2 = P \quad (26)$$

$$\alpha_3 a_1 + \alpha_4 a_2 = 0$$

$$b_1 = -a_1 Kh$$

$$b_2 = -a_2 Kh$$

gdzie:

$$\alpha_1 = (2N^{(1)} + M^{(1)})(1 + \gamma_1) + Q^{(1)}\gamma_2 \quad (27)$$

$$\alpha_2 = (2N^{(1)} + M^{(1)}) + \gamma_3 + Q^{(1)}(1 + \gamma_4)$$

$$\alpha_3 = Q^{(1)}(1 + \gamma_1) + R\gamma_2$$

$$\alpha_4 = Q^{(1)}\gamma_3 + R(1 + \gamma_4)$$

Rozwiązanie równań (26) ma postać:

$$a_1 = \frac{P\alpha_4}{\alpha_1\alpha_4 - \alpha_2\alpha_3} \quad (28)$$

$$a_2 = \frac{-P\alpha_3}{\alpha_1\alpha_4 - \alpha_2\alpha_3}$$

$$b_1 = \frac{-P\alpha_4 Kh}{\alpha_1\alpha_4 - \alpha_2\alpha_3}$$

$$b_2 = \frac{P\alpha_3 Kh}{\alpha_1\alpha_4 - \alpha_2\alpha_3}$$

Przemieszczenia szkieletu i cieczy dane przez (24) i (28) można zapisać:

$$u_2(x_2) \approx w_2(x_2) = \frac{P\alpha_4}{\alpha_1\alpha_4 - \alpha_2\alpha_3} (x_2 - Kh) \quad (29)$$

$$U_2(x_2) \approx W_2(x_2) = \frac{-P\alpha_3}{\alpha_1\alpha_4 - \alpha_2\alpha_3} (x_2 - Kh)$$

Znajomość przemieszczeń pozwala wyznaczyć naprężenia w poszczególnych warstewkach wykorzystując równania (16)—(19) i (29).

Uwagi końcowe

Homogenizowany model periodycznie warstwowych, nasyconych cieczą porowatych ośrodków można traktować jako bazę do dalszych rozważań w zagadnieniach geotechnicznych. Otrzymane równania modelu nie są bardziej skomplikowane niż relacje teorii konsolidacji dla jednorodnych izotropowych matryc (szkieletów). Układ algebraicznych równań (13) określających parametry mikrolokalne może być rozwiązany, co prowadzi do wyeliminowania parametrów mikrolokalnych z równań (12) i (16) i otrzymania równań na makroprzemieszczenia w_i, W_i .

Zastosowanie procedury homogenizacyjnej pozwoliło wyznaczyć komplet stałych materiałowych modelu homogenizowanego. Ta procedura może być zastosowana również w przypadku krzywoliniowej laminacji ośrodka dla liniowej lub nieliniowej konsolidacji.

W przypadku jednorodności szkieletu

$$\rho^{(1)} = \rho^{(2)} \equiv \rho \quad N^{(1)} = N^{(2)} \equiv N \quad M^{(1)} = M^{(2)} \equiv M \quad (30)$$

$$Q^{(1)} = Q^{(2)} \equiv Q \quad b^{(1)} = b^{(2)} \equiv b$$

co prowadzi do

$$\tilde{\rho} = \rho \quad \tilde{N} = N \quad \tilde{M} = M \quad (31)$$

$$\tilde{Q} = Q \quad \tilde{b} = b$$

$$[N] = 0 \quad [M] = 0 \quad [Q] = 0$$

i wtedy z (13) wynika, że

$$q_1 = 0 \quad q_2 = 0 \quad q_3 = 0 \quad Q_2 = 0 \quad (32)$$

zaś wykorzystując (31), (32), (12), (16) otrzymujemy związki liniowej teorii konsolidacji Biota.

LITERATURA

- Abduljawad S.N., 1991 — Engineering properties of the soil of Sana'a, the Yemen Arab Republic. *Engineering Geology*, 30, 171—194. Elsevier.
- Achenbach J.D., 1975 — A theory of elasticity with microstructure for directionally reinforced composites. *Int. Centre for Mech. Sci. CISM Courses and Lectures*, 107. Springer-Verlag.
- Bahvalov N.S., Panasenko G.P., 1984 — Averaged processes in periodic media. Science, Moscow.
- Baker J.C., Uwins P.J., Mackinnon I.D., 1993 — ESEM study of authigenic chlorite acid sensitivity in sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 8, 269—277, Elsevier.

- Baker J.C., Grabowska-Olszewska B., Uwins P.J., 1995 — ESEM study of osmotic swelling of bentonite from Radzionków (Poland). *App. Clay Sci.* 9/6, 456—469, Elsevier.
- Bensoussan A., Lions J.L., Papanicolaou G., 1978 — Asymptotic analysis for periodic structure. North Holland, Amsterdam.
- Biot M.A., 1941 — General theory of three-dimensional consolidation. *Journal App. Phys.*, 12, 155—161.
- Biot M.A., Willis D.G., 1957 — The elastic coefficients of the theory of consolidation. *Journal App. Mech.* 24, 594—599.
- Boulton G.S., 1972 — Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. *Journal Geol. Soc.* 128/4.
- Choma-Moryl K., 1988 — Zmienność własności fizycznych iłów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii. *Geologia Sudetica XXIII/1*, 1—84. Wrocław.
- Christensen R.M., 1980 — Mechanics of composite materials. J. Wiley and Sons. New York.
- Czajka R., 1994 — Zachowanie się iłów glaucilimicznych w warunkach statycznych i dynamicznych obciążeń. Praca doktorska, Wydział Geologii UW, Warszawa
- Derski W., 1979 — Equations of motion for a porous fluid saturated medium accounting for thermal effects. *Studia Geotechnica et Mechanica* 1, 5—22.
- Gillott J.E., 1987 — Clay in engineering geology. *Developments in geotechnical engineering* 41, 1—468, Elsevier.
- Grabowska-Olszewska B., 1974 — Mikrostruktury skał górnego czerwonego spągowca rejonu Bogdaj-Uciechów (Monoklina Przedśudecka) badane za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego (SEM). *Biul. Geol. UW.* 17, 57—72. Warszawa.
- Grabowska-Olszewska B., 1975 — SEM analysis of microstructures of loess deposits. *Bull. of the Intern. Assoc. of Engin. Geol.* 11, 45—48. Krefeld.
- Grabowska-Olszewska B., 1979 — Pore space in zechstein reservoir rocks in the Fore-Sudetic monocline with the scanning electron microscope. *Bull. of the Polish Acad. of Sci. Earth Sci.* 26/2, 79—86.
- Grabowska-Olszewska B., 1982 — Microstructural sensitivity of loesses. *Bull. of the Polish Acad. of Sci. Earth Sci.* 30/3—4, 181—188.
- Grabowska-Olszewska B., 1983 — Porosity of carboniferous and rotligendes reservoir rocks versus their lithology and microstructural features. *Bull. of the Polish Acad. of Sci. Earth Sci.* 31/1—4, 9—19.
- Grabowska-Olszewska B., 1989 — Skeletal microstructure of loesses its significance for engineering -geological and geotechnical studies. *App. Clay Sci.*, 4/4, 327—336, Elsevier.
- Grabowska-Olszewska B., 1998 — Osiadanie zapadowe, rozdz. 4.8, 71—83. [W:] *Geologia Stosowana, Właściwości gruntów nienasyconych*, PWN, Warszawa.
- Grabowska-Olszewska B., Sergeyev Y.M., Osipov V.I., Sokolov V.N., 1978 — Types of microstructures of clay soils. *Proc. of the III Int. Conf. IAEG*, 4—8 Sept., 12, 319—327, Madrid.
- Grabowska-Olszewska B., Osipov V.I., Sokolov V., 1984 — Atlas of the microstructure of clay soils. PWN, 1—414, Warszawa.
- Grabowska-Olszewska B., Żbik M., 1985 — Microstructural features of lunar regolith. *Bull. of the Polish Acad. of Sci., Earth Sci.* 33/1—1, 47—52.
- Grabowska-Olszewska B., Żbik M., 1986 — Micromorphometry of lunar breccias. *Lunar and Planetary Sci. Conf. 1*, 275—276, Houston.
- Jones R., 1975 — Mechanics of composite materials. McGraw - Hill Book Company, New York.
- Kisiel I. (red.), 1982 — Mechanics of rocks and soils (in Polish). PWN, Warszawa.
- Kaczyński R., Trzeciński J., 1992 — The physical-mechanical and structural properties of boulder clays of the Vistula Glaciation in the area of Poland. *Geological Quarterly* 36/4, 481—508. Warszawa.
- Kaczyński R., Grabowska-Olszewska B., 1997 — Soils mechanics of the potentially expansive clays in Poland. *App. Clay Sci.* 11/5—6, 337—355, Elsevier.
- Kaczyński R., Trzeciński J., 1997 — Ilościowa analiza mikrostrukturalna w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) typowych gruntów Polski. *Przegląd Geologiczny* vol. 45, nr 7, 721—726.
- Matysiak S.J., 1992 — On the homogenized model of periodic stratified fluid- saturated porous solids. *Int. Journal Engine. Sci.* 6/30, 729—737.
- Matysiak S.J., 1995 — On the microlocal parameter method in modelling of periodically layered thermoelastic composites. *Journal Theo. And App. Mech.* 2/33, 481—487.
- Matysiak S.J., Woźniak Cz., 1987 — Micromorphic effects in modelling of periodic multilayered elastic composites. *Int. Journal Engine. Sci.* 25/5, 549—559.

- Roscoe K.H., 1967 — Discussion of Session 2. Proc. Geotechn. Conf., 167—170, Oslo.
- Sanchez-Palencia E., 1980 — Non-homogeneous media and vibration theory. Lecture Notes in Physics, 127, Springer-Verlag.
- Sergeyev Y.M., Grabowska-Olszewska B., Osipov V.I., Sokolov V.N., Kolomenski Y.N., 1980 — The classification of microstructures of clay soils. Journal of Microscopy, 120/3, 237—260, The Royal Microscopical Society.
- Smart P., Tovey N.K., 1981 — Electron microscopy of soils and sediments: examples. Clarendon Press, 1—178, Oxford.
- Sokolov V.N., 1990 — Engineering-geological classification of clay microstructure. Proc. 6th Int. IAEG Con., 1, 753—760, Balkema.
- Trzciniński J., 1995 — Qualitative and quantitative analysis of microstructures in Polish glacial tills with respect to their age. Geological Quarterly, 39/3, 403—422, Warszawa.
- Trzciniński J., 1997 — The influence of type of till deposition on their microstructure on the basis of Pleistocene tills from Poland. Proc. Int. Symp. on „Engineering Geology and Environment”, 1, 409—414, Athens.
- Wichrowski Z., 1981 — Studium mineralogiczne ilów serii poznańskiej. Arch. Min. XXXVII/2.
- Woźniak Cz., 1986 — Non-standard analysis in mechanics. Advances in Mechanics 1, 3—35.
- Woźniak Cz., 1987 — A non-standard method of modelling of thermoelastic periodic composites. Int. Journal Engine. Sci. 25/5, 489—498.

BARBARA GRABOWSKA-OLSZEWSKA, RYSZARD KACZYŃSKI, STANISŁAW MATYSIAK

APPLICATION OF THE MATHEMATICAL MODELLING TO THE DESCRIPTION OF MECHANICAL BEHAVIOUR OF SOILS WITH DIFFERENT MICROSTRUCTURES

Key words

Microstructures (honeycomb, skeletal, matrix, turbulent, laminar), quantitative analysis, strain, displacement, stress, consolidation theory, homogenization

Abstract

In this paper the characteristic of the main microstructural types of clay soils tested with SEM: honeycomb, skeletal, matrix, turbulent, laminar and mixed types: honeycomb-matrix, skeletal-matrix, matrix-turbulent and matrix-laminar is presented.

The quantitative analysis of microstructures was carried out in the laboratory of the Institute of Hydrogeology and Engineering Geology Faculty of Geology, Warsaw University. These investigations have been conducted for cohesive soils: loesses, boulder clays, Miocene clays and glaciolacustrine clays. The data set was transmitted to the computer where it was processed using the STIMAN software.

The homogenized model of mechanical behavior based on the Biots theory of consolidation is proposed for the soils with the laminar microstructure. The equations of the model described macrodeformations of skeleton and fluid in form of linear partial differential equations with constant coefficients as well as described additional unknowns called microlocal parameters in the form of linear algebraic equations are obtained.