

ZMIENNOŚĆ WŁASNOŚCI FIZYCZNYCH IŁÓW POZNAŃSKICH OKOLIC WROCŁAWIA NA TLE ICH GENEZY I LITOSTRATYGRAFII

Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene)
from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

Krystyna CHOMA-MORYL

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	2
Wstęp	2
Przegląd literatury dotyczącej iłów poznańskich	3
Lokalizacja i opis odsłoneń	3
Geneza i litostratygrafia iłów poznańskich okolic Wrocławia	6
Strefa brzeżna, przysudecka	6
Zielone iły morskie	6
Warstwy kędzierzyńskie	8
Strefa centralna	8
Zielone iły morskie	8
Dolne iły płomieniste	8
Górne iły płomieniste	9
Badania chemiczno-mineralne	9
Analiza składu chemicznego	9
Analiza rentgenostrukturalna	12
Analiza derywatograficzna	16
Analiza zdjęć elektronomikroskopowych	18
Analiza kompleksu sorpcyjnego	19
Podsumowanie wyników badań składu mineralnego	24
Gęstość właściwa, gęstość objętościowa, porowatość i zawartość części organicznych badanych iłów poznańskich	24
Analiza mikrostruktur badanych iłów poznańskich	26
Przegląd literatury dotyczącej mikrostruktur skał osadowych i charakteru wiązań strukturalnych	26
Skład granulometryczny	28
Analiza pipetowa	28
Analiza mikroagregatowa	29
Podsumowanie wyników badań składu granulometrycznego	33
Powierzchnia właściwa	33
Badania rozkładu wymiarów porów	35
Mikrostruktury badanych iłów	37
Morfologia przestrzeni porowej	38
Typy mikrostruktur	38
Analiza hydrofilności badanych iłów poznańskich	41
Ocena hydrofilności na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej	41
Wilgotność naturalna i granice konsystencji	46
Pęcznienie i ciśnienie pęcznienia	50
Podsumowanie i wnioski	52
Literatura	54
Summary	58

STRESZCZENIE. Praca obejmuje wyniki badań chemiczno-mineralogicznych, analizę budowy mikrostrukturalnej i charakterystykę hydrofilności ilów poznańskich okolic Wrocławia. Na podstawie literatury i własnych badań terenowych wydzielono na tym obszarze dwie strefy różniące się wykształceniem litologicznym. Strefa południowa, brzeźna, przyległa do bloku przedsudeckiego charakteryzuje się przewagą materiału piaszczysto-żwirowego. W jej obrębie wydzielono poziom ilów zielonych z zaznaczającymi się wpływami morskimi i warstwy kędzierzyńskie. Strefa północna obejmuje centralną część basenu, a występujące tu osady są bardziej drobnoziarniste. Reprezentowana jest ona przez poziom ilów zielonych z zaznaczającymi się wpływami morskimi oraz przez poziom ilów płomienistych.

Skład chemiczny i mineralny wykazuje zróżnicowanie w zależności od warunków tworzenia się osadu. Poziom ilów zielonych charakteryzuje się przewagą minerałów z grupy smektytu, ily płomieniste i warstwy kędzierzyńskie natomiast zawierają kaolinit i smektyt w mniej więcej równych ilościach. W zależności od składu mineralnego zmienia się pojemność wymiany jonowej. Mikrostruktury badanych ilów analizowano opierając się na składzie granulometrycznym i mikroagregatowym, powierzchni właściwej, rozkładzie wielkości porów oraz zdjęciach wykonanych w skaningowym mikroskopie elektronowym. Na podstawie analizy składu granulometrycznego stwierdzono, że w strefie brzeźnej występują ily pylaste i ily, w strefie centralnej natomiast dominują ily o zawartości frakcji ilowej nawet ponad 70%. Analiza mikroagregatowa wykazała znaczny udział dużych mikroagregatów, o wielkości powyżej 50 μm . Zawartość mikroagregatów o wielkości poni-

żej 2 μm nie przekracza 15%. Powierzchnia właściwa badanych ilów wykazuje znaną zależność od składu mineralnego i waha się od 30 do 310·10³ m²/kg. Badania porowatości wykazały przewagę ultraporów w iłach płomienistych i w iłach warstw kędzierzyńskich, w iłach zielonych natomiast jest większy udział mikroporów. Na podstawie analizy zdjęć wykonanych w skaningowym mikroskopie elektronowym, z uwzględnieniem omówionych wyżej własności, w badanych iłach poznańskich stwierdzono trzy typy mikrostruktur: matrycową, turbulentną i matrycowo-turbulentną. Mikrostruktura matrycowa występuje w iłach płomienistych, turbulentna w iłach zielonych strefy brzeźnej, a matrycowo-turbulentna w iłach zielonych strefy centralnej i w warstwach kędzierzyńskich.

Na podstawie przeprowadzonych badań określono związek hydrofilności omawianych ilów z ich składem mineralnym, granulometrycznym oraz charakterem kompleksu sorpcyjnego. Hydrofilność ogólna najwyższe wartości przyjmuje dla gruntów o wysokiej dyspersji i przewodze smektytów w składzie mineralnym. Hydrofilność właściwa wzrasta w iłach stropowej części serii poznańskiej, w których przeważają minerały grupy kaolinitu. Wilgotność granicy płynności i plastyczności wykazuje znaną zależność od składu granulometrycznego i mineralnego. Najbardziej pęczniące okazują się ily płomieniste strefy centralnej, w których przeważają minerały grupy smektytu przy znacznym udziale frakcji ilowej. Z przeprowadzonych badań wynika, że w omawianych iłach poznańskich okolic Wrocławia geneza i litostratygrafia tych osadów wpływa w decydujący sposób na wartości ich własności fizycznych.

WSTĘP

Iły poznańskie są utworami o bardzo dużym zasięgu poziomym oraz dość znacznych miąższościach. Są to osady powstałe w zbiorniku lądowym, w obręb którego wtargnęła krótkotrwała ingresja morska. Termin ił poznański ma znaczenie ogólnogenetyczne, pod względem litologicznym wykazują te utwory dużą zmienność, zarówno składu mineralnego, granulometrycznego, jak i w zabarwienia osadu. Utrudnia to w znacznym stopniu ocenę ich własności fizycznych.

Rozpoznanie własności fizycznych ilów poznańskich staje się coraz istotniejsze ze względu na płytkie ich zaleganie, co powoduje wzrost zainteresowania nimi geologii inżynierskiej, górnictwa odkrywkowego i budownictwa. Szczególnie w rejonie Polski południowo-zachodniej brak jest kompleksowych danych o własnościach fizycznych ilów poznańskich. W związku z sąsiedztwem bloku przedsudeckiego zmienność litologiczna jest tu szczególnie duża i dlatego ocena własności fizycznych wymaga dobrej znajomości genezy omawianych ilów. Celem niniejszej pracy jest przeanalizowanie zmienności własności fizy-

cznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii. Wykonano badania takich własności fizycznych, jak: skład granulometryczny, gęstość właściwa, gęstość objętościowa, porowatość, powierzchnia właściwa, granice konsystencji, pęcznienie. Oznaczono skład chemiczny i mineralny oraz mikrostrukturę gruntów nawiązując do genezy i litostratygrafii badanych ilów.

Praca została wykonana w Zakładzie Hydrogeologii Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego pod kierunkiem Pani Profesor dr hab. Barbary Grabowskiej-Olszewskiej z Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Badania terenowe, finansowane częściowo przez Oddział Dolnośląski Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, rozpoczęto w 1978 r., a zakończono w 1981 roku. Rozpoczęte równoległe badania laboratoryjne ukończono w 1982 r. Na podstawie obserwacji terenowych wytypowano do szczegółowych badań 10 odsłonięć, reprezentujących różne typy ilów poznańskich w okolicy Wrocławia.

Pragnę serdecznie podziękować Pani Profesor Barbarze Grabowskiej-Olszewskiej za pomoc w wyborze tematu pracy i ukierunkowaniu badań oraz za pomoc przy rozwiązywaniu trudniejszych zagadnień. Panu dr. Wacławowi Sokołowski z Katedry Gruntoznawstwa i Geologii Inżynierskiej Uni-

wersytetu Moskiewskiego im. Łomonosowa serdecznie dziękuję za wykonanie zdjęć w skaningowym mikroskopie elektronowym. Pani dr Krystynie Kuleszy-Wiewiórze, panom dr. Januszowi Janeczkiowi, dr. Czesławowi Augustowi mgr. Andrzejowi Zboińskiemu serdecznie dziękuję za wykonanie oznaczeń składu mineralnego i pomoc w interpretacji uzyskanych wyników. Panu docentowi dr. hab. Tadeuszowi Szurze i

panu mgr. Piotrowi Suchowi serdecznie dziękuję za wykonanie oznaczeń porowatości i pomoc w interpretacji wyników. Również gorąco pragnę podziękować pani mgr. Kazimierze Krzystek za ciągłą pomoc w wykonywaniu badań laboratoryjnych, a zespołowi pracowników laboratorium chemicznego Instytutu Nauk Geologicznych za wykonanie analiz chemicznych.

PRZEGLĄD LITERATURY DOTYCZĄCEJ IŁÓW POZNAŃSKICH

Po raz pierwszy termin „ił poznański” został użyty przez Jentzcha (1913), który zaliczył omawiane utwory do pliocenu po znalezieniu w nich zębów mastodonta i ślimaka *Paludina*. Areń (1964) zakładał istnienie dwóch basenów sedymentacyjnych iłów poznańskich: płytszego – zachodniego z centrum koło Poznania, i głębszego – wschodniego z centrum koło Warszawy (miąższość iłów w rejonie Poznania wynosi około 100 m, w rejonie Warszawy około 150 m). Jeszcze w latach sześćdziesiątych iły poznańskie uważano za osady powstałe w środowisku jeziornym (Książkiewicz, Samsonowicz, Rühle 1965; Szyszło 1967; Różycki 1972). Dopiero badania Dyjora (1968, 1969, 1970) oraz Łuczkowskiej i Dyjora (1971) zwróciły uwagę na obecność morskich poziomów w tych iłach, zwłaszcza w partii brzeżnej. Do poglądu, że iły poznańskie powstały w olbrzymim jeziorze, mającym okresowe krótkotrwałe połączenie z morzem skłania się również Krażewski (1979). Określeniem wieku omawianych iłów w Polsce południowo-zachodniej i zachodniej zaj-

mowali się głównie Stachurska *et al.* (1967, 1973), Dyjor, Sadowska (1977) oraz Sadowska (1977). W ostatnich latach rozszerzono zasięg występowania iłów poznańskich i zaliczono do nich również warstwy kędzierzyńskie (Biernat 1964; Aleksandrowicz, Kleczkowski 1974; Dyjor *et al.* 1978). Pierwsze oznaczenia składu mineralnego iłów poznańskich zostały przedstawione przez Kuźniara (1959), Fortunata (1969a), Szyszło (1964) i Dyjora *et al.* (1968). Szczegółowe badania składu mineralnego przeprowadzili Wiewióra i Wyrwicki (1974, 1976) oraz Wyrwicki (1974, 1975). Kompleksową analizę składu mineralnego iłów poznańskich przedstawił Wichrowski (1981). Analizą własności fizycznych omawianych iłów zajmowali się Fortunat (1960a i b), Szyszło (1967), Łydka, Piaskowski (1968), Meissner (1966, 1970). Meissner (1966, 1970) i Rybicki (1970) szczegółowo omawiają struktury glacictoniczne w rejonie Konina i Adamowa oraz rozpatrują ich wpływ na własności fizyczne omawianych iłów.

LOKALIZACJA I OPIS ODSŁONIEŃ

Do szczegółowych badań wytypowano 10 odsłoneń, które opisano kolejno przesuując się z południa na północ (fig. 1).

Paczków. Odkrywka nr 3.1 znajduje się około 1,5 km na południowy zachód od centrum Paczkowa, na północ od drogi Kłodzko–Nysa. Występujące tu iły eksploatowane są w dwóch poziomach o łącznej wysokości 12 m. Przebieg ścian wyrobiska NE–SW.

Profil osadów trzeciorzędowych:

3.1.1. 0–3,0 m ił ciemnoszary, z soczewkami piasku średnioziarnistego. Wyraźnie widoczne są powierzchnie ślizgowe, podkreślone przez nagromadzenie związków żelaza. Ił jest wilgotny, plastyczny, zawartość $\text{CaCO}_3 < 1\%$ ¹. Próbka bruzdowa² 3.1.1.1, próbka punktowa³ 3.1.1.2.

3.1.2. 3,0–3,5 m węgiel brunatny, w którym wyraźnie widać pierwotną strukturę roślinną. Jest on silnie nawodniony, co powoduje obsunięcia skarpy.

¹ Według PN-74/B-04452 reakcja gruntu na działanie 1–2 kropli 20% HCl w zależności od zawartości węgla wapnia przebiega następująco: <1% – ślady lub brak reakcji; 1–3% – burzy słabo i krótko; 3–5% – burzy intensywnie, lecz krótko; >5% – burzy intensywnie i długo.

² Próbki bruzdowe pobierano do badań chemiczno-mineralogicznych, oznaczenia składu granulometrycznego, powierzchni właściwej, wilgotności i granic konsystencji.

³ Próbki punktowe pobierano do badań w porozymetrze, w skaningowym mikroskopie elektronowym i do badań pęcznienia.

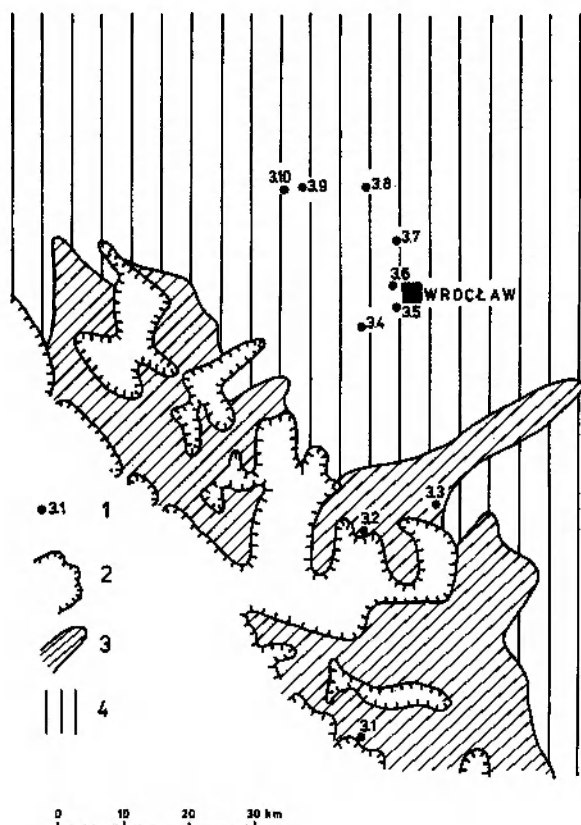


Fig. 1. Mapa zasięgu ilów poznańskich w Polsce SW (wg Dyjora 1970) z lokalizacją badanych odsłoneń. 1 – lokalizacja odsłoneń; 2 – wychodnie podłoża trzeciorzędowego; 3 – strefa brzeżna; 4 – strefa centralna

Sketch-map showing extent of the Poznań-Clay Formation in SW Poland (after Dyjor 1970) and location of the study exposures. 1 – location of exposures; 2 – outcropping of sub-Tertiary basement; 3 – marginal zone; 4 – central zone

- 3.1.3. 3,5–6,5 m il jasnoszary, silnie spękany. Powierzchnie ślizgowe są słabiej zaznaczone niż w warstwie 3.1.1. Il jest wilgotny, plastyczny, zawartość $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.1.3.1. Próbką punktowa 3.1.3.2.
- 3.1.4. 6,5–6,7 m il ciemnoszary, z dużą zawartością substancji organicznej o zachowanej strukturze roślinnej.
- 3.1.5. 6,7–12,0 m il brunatno-ciemno-szary, w jego obrębie występują liczne soczewki piasku średnioziarnistego barwy jasnoszarej z widocznymi ziarnami skaleni. Soczewki mają długość od kilkunastu centymetrów do 2–3 m. W niektórych soczewkach występują nagromadzenia pyłu lub piasku drobnoziarnistego pozbawione skaleni. Il jest mało wilgotny, twar doplastyczny, zawartość $\text{CaCO}_3 1\%$. Próbką brudowa 3.1.5.1, próbką punktowa 3.1.5.2.

Wilków Wielki. Odkrywka nr 3.2 leży po wschodniej stronie rzeki Ślęzy, w odległości 1 km na północny wschód od Wilkowa Wielkiego. Długość wyrobiska 20 m, wysokość 8 m, azymut NE–SW.

Czwartorzęd:

- 3.2.1. 0,0–1,5 m il pylasty ciemnoszary, z dużą zawartością

części organicznych i otoczkami skał miejscowych. Niektóre otoczki są analogiczne do skał występujących w okolicy Szklar.

Trzeciorzęd:

- 3.2.2. 1,5–2,5 m il jasno-szaro-brunatny z nieregularnymi, rzadkimi smugami tlenków żelaza, wilgotny, plastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.2.2.1, próbką punktowa 3.2.2.2.
- 3.2.3. 2,5–4,0 m il szarobrunatny, z nieregularnymi, kilkumilimetroowymi wkładkami ciemnoszarego pyłu. Liczne skupienia gipsu i związków żelaza. Szczególnie dużą koncentrację związków żelaza i gipsu widać w warstewce o grubości około 20 cm. Ma ona charakter „żelaziaka ilastego”, z licznymi owalnymi конкреcjami żelazistymi o średnicy 1–5 cm i skupieniami drobnokrystalicznego gipsu. Sporadycznie można stwierdzić dobrze wykształcone kryształki gipsu długości 0,5–3 cm. Il występujący w tej warstwie jest mało wilgotny, twar doplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.2.3.1, próbką punktowa 3.2.3.2.
- 3.2.4. 4,0–6,0 m glina zwięzła, jasnoszara z lokalnie występującymi конкреcjami związków żelaza i skupieniami gipsu, wilgotna, plastyczna, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.2.4.1, próbką punktowa 3.2.4.2.
- 3.2.5. 6,0–8,0 m il szary, z dużą zawartością części organicznych. Wokół szczątków roślinnych następuje koncentracja związków żelaza. Można zaobserwować pojedyncze kryształki gipsu. W warstwie są wyraźnie zaznaczone powierzchnie zlustrowań. Il jest mało wilgotny, twar doplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.2.5.1, próbką punktowa 3.2.5.2.

Strzelin. Odkrywka nr 3.3 zlokalizowana jest około 1 km na północny wschód od Strzelina, przy drodze Strzelin–Oława. Wyrobisko długości około 120 m, wysokości 12 m, o przebiegu NE–SW.

Czwartorzęd:

- 3.3.1. 0,0–0,8 m glina zwałowa, szara z otoczkami skał północnych.

Trzeciorzęd:

- 3.3.2. 0,8–2,5 m il pylasty, jasnoszary, wilgotny, plastyczny, $\text{CaCO}_3 1–3\%$. W południowej części pojawiają się liczne конкреcje margliste. Próbką brudowa 3.3.2.1, próbką punktowa 3.3.2.2.
- 3.3.3. 2,5–7,5 m il pylasty, jasno-szaro-brunatny. Miejscami związki żelaza tworzą większe nagromadzenia. Il jest wilgotny, plastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.3.3.1, próbką punktowa 3.3.3.2.
- 3.3.4. 7,5–7,8 m il szary, wilgotny, twar doplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.3.4.1.
- 3.3.5. 7,8–12,0 m il szary z rzadko występującymi kilkucentymetrowymi smugami związków żelaza, wilgotny, twar doplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką brudowa 3.3.5.1, próbką punktowa 3.3.5.2.

Sośnica. Odkrywka nr 3.4 znajduje się na południowy wschód od Sośnicy, około 500 m na południowy wschód od autostrady. Wysokość wyrobiska 14 m, długość 60 m, azymut E–W.

Czwartorzęd:

- 3.4.1. 0,0–2,0 m piaski gruboziarniste i żwiry, barwy szarobrunatnej.

Trzeciorzęd:

- 3.4.2. 2,0–4,0 m glina biała, z wkładkami żwirów.
 3.4.3. 4,0–6,0 m glina, piaszczysta, zwięzła, jasnoszara.
 3.4.4. 6,0–7,0 m glina z wkładkami piasku gliniastego i piasku pylastego, barwy jasnoszarej. Opisane do tego momentu osady należą prawdopodobnie do serii Gozdnicy.
 3.4.5. 7,0–10,0 m il szary z brunatnymi plamami, wyraźnie widoczne liczne powierzchnie zlustrowań. Il jest mało wilgotny, zwarty, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.4.5.1, próbką punktowa 3.4.5.2.
 3.4.6. 10,0–12,0 il szarzielony z brunatnymi plamami, mało wilgotny, zwarty, $\text{CaCO}_3 < 1\%$.
 3.4.7. 12,0–14,0 m il pylasty, brunatny, mało wilgotny, zwarty, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.4.7.1, próbką punktowa 3.4.7.2.

Żerniki. Odkrywka nr 3.5 znajduje się w obrębie granic administracyjnych Wrocławia, w jego południowo-zachodniej części w dzielnicy Fabrycznej. Wyrobisko długości 100 m, wysokości 10 m, ma orientację E–W.

Profil osadów trzeciorzędowych:

- 3.5.1. 0,0–2,0 m il jasno-brunatno-szary, z kilkucentymetrowymi kongrecjami margla, wilgotny, plastyczny, $\text{CaCO}_3 > 5\%$. W stropie tej warstwy widoczne są szczeliny powstałe z wysychania osadu, wypełnione drobno- i średnioziarnistym piaskiem barwy jasnoszarej. Próbką bruzdowa 3.5.1.1, próbką punktowa 3.5.1.2.
 3.5.2. 2,0–4,0 m il jasnoszary z licznymi ciemnoczerwonymi smugami tlenków żelaza. Jest to typowy il płomienisty. Szczególnie intensywne zabarwienie występuje w spągu tej warstwy. Il jest wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.5.2.1, próbką punktowa 3.5.2.2.
 3.5.3. 4,0–7,0 m il jasno-brunatno-szary, wilgotny, twardoplastyczny. $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.5.3.1, próbką punktowa 3.5.3.2.
 3.5.4. 7,0–10,0 m il jak wyżej, w jego obrębie występują liczne kongrecje margla dochodzące do kilku cm średnicy, $\text{CaCO}_3 > 5\%$. Próbką bruzdowa 3.5.4.1, próbką punktowa 3.5.4.2. W całym profilu występują liczne powierzchnie ślizgowe, z wyraźnie zaznaczonymi rysami. Miejscami il przypomina strukturę brekcionowaną.

Stabłowice. Odkrywka nr 3.6 znajduje się w północno-zachodniej części Wrocławia, w dzielnicy Fabrycznej, po północnej stronie ulicy Głównej. Ściana wyrobiska o orientacji SW–NE ma długość około 100 m i wysokość 10 m.

Czwartorzęd:

- 3.6.1. 0,0–2,0 m glina piaszczysta zwięzła, brunatna, z licznymi soczewkami piasku, często o kształcie kulistym. Ich brzegi są wyraźnie zaznaczone przez zwiększoną koncentrację związków żelaza. Soczewki te są nawodnione i zaobserwowano w nich duży dopływ wody. W obrębie gliny stwierdzono liczne otoczaki kwarcu i skał północnych. Warstwa ta ma charakter osadu przemieszanego przez lodowiec.

Trzeciorzęd:

- 3.6.2. 2,0–3,0 m il pylasty jasnoszary przechodzący w pył. Warstewki pylaste są barwy białej. Il pylasty jest mało wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.6.2.1.
 3.6.3. 3,0–5,5 m il szarzielony z brunatnymi plamami zwią-

ków żelaza, mało wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.6.3.1, próbką punktowa 3.6.3.2.

- 3.6.4. 5,5–5,9 m il pylasty, brunatny, z wyraźnie widoczną, zwiększoną koncentracją związków żelaza, mało wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.6.4.1.
 3.6.5. 5,9–10,0 m il brunatny, z licznymi drobnymi kongrecjami węglanowymi o średnicy 2–3 cm, wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 > 5\%$. Próbką bruzdowa 3.6.5.1, próbką punktowa 3.6.5.2.

Pęgów. Odkrywka nr 3.7 znajduje się w południowo-wschodniej części miejscowości Pęgów, leżącej na trasie Wrocław–Oborniki Śląskie. Eksploatowane wyrobisko o orientacji N–S ma około 80 m długości i 8 m wysokości. Występujące tu osady są zaburzone glacitektonicznie, w związku z tym profil odsłonięcia zmienia się wraz z postępowaniem eksploatacji iłów. Profil północnej części odsłonięcia z roku 1979.

Czwartorzęd:

- 3.7.1. 0,0–1,5 m glina piaszczysta, szarordzawa.
 3.7.2. 1,5–3,5 m piasek drobnoziarnisty, szary z drobnymi fragmentami zwięzłych szczątków roślinnych. Warstwa ta wyklinowuje się w kierunku południowym.

Trzeciorzęd:

- 3.7.3. 3,5–5,0 m il niebieskoszary, mało wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Warstwa ta wyklinowuje się w kierunku południowym i podnosi się do glin czwartorzędowych.
 3.7.4. 5,0–6,5 m il jasnobrunatny z licznymi czerwonymi smugami tlenków żelaza (tzw. il płomienisty), mało wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. W kierunku południowym jego miąższość wzrasta do 6 m i w tej części odsłonięcia zalega bezpośrednio pod glinami. Próbką bruzdowa 3.7.4.1, próbką punktowa 3.7.4.2.
 3.7.5. 6,5–8,0 m il niebieskoszary, mało wilgotny, twardoplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. W jego obrębie występują wkładki iłu pylastego i pyłu oraz fragmenty iłu płomienistego, który został „w mieszany” w masę iłu niebieskoszarego. Próbką bruzdowa 3.7.5.1, próbką punktowa 3.7.5.2.

Krańsko. Odkrywka nr 3.8 zlokalizowana jest około 500 m na północ od drogi Uraz–Brzeg Dolny, za osadą Krańsko. Ściana o orientacji SW–NE ma długość około 30 m i wysokość 15 m.

Trzeciorzęd:

- 3.8.1. 0,0–0,3 m il pylasty, czarny, wilgotny, plastyczny, nie stwierdzono w nim szczątków roślinnych, substancja organiczna jest równomiernie rozproszona, co daje czarne zabarwienie. Próbką bruzdowa 3.8.1.1.
 3.8.2. 0,3–0,9 m il ciemno-szaro-brunatny z pojedynczymi wiśniowymi plamkami, wilgotny, plastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.8.2.1.
 3.8.3. 0,9–7,0 m il jasnobrązowy z bardzo licznymi wiśniowymi smugami tlenków żelaza. Jest to typowy il płomienisty. Miejscami koncentracja związków żelaza jest bardzo duża. Il jest mało wilgotny, zwarty, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.8.3.1, próbką punktowa 3.8.3.2.
 3.8.4. 7,0–15,0 m il jak wyżej, smugi tlenków żelaza barwy

czerwonej, mało wilgotny, półzwarty, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.8.4.1, próbka punktowa 3.8.4.2. Na wysokości około 2 m od spągu odkrywki występują białe lub jasnoszare skupienia plastycznego materiału. Próbką 3.8.4.3. Il występujący w tym odsłonięciu jest bardzo silnie spękany. Widoczne są płaszczyzny ślizgowe z wyraźnie zaznaczonymi rysami ślizgowymi. Płaszczyzny te są podkreślone obecnością smug tlenków żelaza.

Pogalewo Małe. Odkrywka nr 3.9 znajduje się w miejscowości Pogalewo Małe, około 100 m na południe od szosy prowadzącej z Brzegu Dolnego do Lubiąży. Wyrobisko długości 130 m i wysokości 10 m ma przebieg E-W.

Trzeciorzęd:

- 3.9.1. 0,0–2,5 m il jasnoszary, wilgotny, twaroplastyczny, $\text{CaCO}_3 1\%$. Próbką bruzdowa 3.9.1.1, próbka punktowa 3.9.1.2.
- 3.9.2. 2,5–8,0 m il szarozółty z czerwonymi smugami tlenków żelaza. Intensywność zabarwienia tlenkami żelaza maleje ku stropowi i spągowi tej warstwy. Il jest wilgotny, twaroplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.9.2.1, próbka punktowa 3.9.2.2.

- 3.9.3. 8,0–10,0 m il brunatnoszary, ze znaczną ilością szczątków organicznych, wilgotny, twaroplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.9.3.1., próbka punktowa 3.9.3.2.

Pogalewo Wielkie. Odkrywka nr 3.10 znajduje się w miejscowości Pogalewo Wielkie, około 120 m na S od szosy prowadzącej z Brzegu Dolnego do Lubiąży. Długość wyrobiska 60 m, wysokość 12 m, ściana o przebiegu N-S.

Trzeciorzęd:

- 3.10.1. 0,0–3,0 m jasnoszare piaski z otoczkami kwarcu i skaleni. Jest to prawdopodobnie seria Gozdniczy.
- 3.10.2. 3,0–4,0 m il jasnoszary, wilgotny, plastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$.
- 3.10.3. 4,0–7,0 m il brunatny z czerwonymi smugami, wilgotny, twaroplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.10.3.1, próbka punktowa 3.10.3.2.
- 3.10.4. 7,0–10,0 m il jasnoszary, mało wilgotny, twaroplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.10.4.1, próbka punktowa 3.10.4.2.
- 3.10.5. 10,0–12,0 m il jasnobrunatny z czerwonymi smugami, mało wilgotny, twaroplastyczny, $\text{CaCO}_3 < 1\%$. Próbką bruzdowa 3.10.5.1, próbka punktowa 3.10.5.2.

GENEZA I LITOSTRATYGRAFIA IŁÓW POZNAŃSKICH OKOLIC WROCŁAWIA

Przez dłuższy czas zasięg iłów poznańskich ograniczono do linii środkowej Odry (Książkiewicz, Samsonowicz, Rühle 1965). Tworzy o podobnym wykształceniu, ale zalegające na południe od tej linii zaliczono do podsudeckiej węglonośnej formacji miocenu. Dopiero na podstawie badań Dyjora jako serię poznańską zaczęto rozumieć iły poznańskie oraz zalegające się z nimi tworzy piaszczysto-żwirowe na południu (Oberc, Dyjor 1968, 1969). Początek sedymentacji tak pojętej serii poznańskiej przypada na torton, a kończy się w środkowym pliocenie (Łuczowska, Dyjor 1971).

W Polsce południowo-zachodniej można wydzielić według Dyjora (1969) dwie strefy różniące się wykształceniem litologicznym. Strefa południowa, brzeźna, przyległa do bloku przedsudeckiego, charakteryzuje się przewagą materiału piaszczysto-żwirowego. W jej obrębie znajdowały się ujścia górnomiocenijskich rzek sudeckich usypujących rozległe delty. Strefa północna, obejmuje centralną część basenu. Występują tu osady bardziej drobnoziarniste, głównie pyły, iły i podrzędnie drobnoziarniste piaski.

W obrębie pierwszej strefy znajdują się iły, odsłaniające się w Strzelinie, Wilkowie Wielkim i Paczkowie. W strefie centralnej basenu leżą iły z odsłoneń w Sośnicy, Żernikach, Stabłowicach, Pęgowie, Krańsku, Pogalewie Małym i Pogalewie Wielkim (tab. 1).

STREFA BRZEŻNA, PRZYSUDECKA

ZIELONE IŁY MORSKIE

Poziom tych iłów powstał w zbiorniku z znaczącymi się wpływami morskimi. Dyjor (1969) stwierdził w ich obrębie glaukonit, kryształy gipsu oraz skorupki otwornic i igły gąbek. Znalezione szczątki organiczne pozwoliły określić wiek iłów na torton. Typowo wykształcone iły poziomu morskiego odsłaniają się między innymi w Strzelinie i w Wilkowie Wielkim. W okolicy Strzelina tworzy trzeciorzędowe mają miąższość 30–40 m. Ich spąg stanowią zwierzeliły ilaste granitów, lokalnie bogate w kaolin oraz piaski kwarcowo-skaleniowe.

Powstanie pokryw zwierzelińowych odpowiada prawdopodobnie wiekowi okresowi występowania na tym terenie tropikalnej fauny żółwi i nosorożców, których szczątki znaleziono w Przewornie koło Strzelina (Głazek, Oberc, Sulimski 1971). Jej wiek przez porównanie z fauną z La Romieu określony został jako górny burdygał. Piaski kwarcowo-skaleniowe powstały prawdopodobnie w okresie dzwigniania się wału metakarpacciego. Odgrywał on rolę głównego europejskiego wododziału, oddzielającego zlewnię środkowoeuropejskiego basenu burowęglowego od zapadliska przedkarpacciego. Według młodszego zespołu kręgowców opisanego z Przeworna (Głazek,

ków żelaza. Jak wynika z opisu odsłonięcia w Wilkowie Wielkim, w poziomie tym zaobserwowano 30-centymetrową grubą warstwę szczególnie wzbogaconą w żelazo. Tworzy ona pokładową formę prawie żelaziaka ilastego. Skały żelaziste są osadami powstającymi w okresach spokojnej sedymentacji, w tym wypadku utworzyły się prawdopodobnie w wysychającej lagunie, co sugeruje obecność licznych kryształów gipsu. Koncentracja żelaza w formie pokładowej następowała syngenetycznie, w wyniku zsumowania się sedymentacji chemicznej i mechanicznej. Formy bulaste natomiast są diagenetyczne, powstałe przez koncentrację syderytu wokół ośrodków wytwarzających środowisko redukcyjne (Wyrwicki 1966). Wyżej zalega il pozbawiony większej koncentracji żelaza i gipsu. Świadczy to o pogłębieniu się zbiornika i zmianie warunków redukcyjno-oksydacyjnych.

WARSTWY KĘDZIERZYŃSKIE

Przez pojęcie warstw kędzierzyńskich rozumiano serie ilaste zalegające w NW części basenu Paratetydy. Aleksandrowicz i Kleczkowski (1974) sugerowali możliwość korelacji warstw kędzierzyńskich zapadliska górnej Odry z górnymi ogniwami serii poznańskiej. Dyjor i Sadowska (1977) proponują objąć tym terminem również utwory serii poznańskiej wieku sarmackiego występujące w rowie Paczkowa i Kędzierzyna.

Iły reprezentujące to ogniwo wykształcone są jako iły szare, z silnie rozproszonym detrytusem roślinnym. W ich obrębie stwierdzono 0,5 m warstwę węgla brunatnego. O bardzo niespokojnym środowisku sedymentacyjnym świadczą soczewki drobno- i średnioziarnistych, a czasem pylastych piasków. W ilach spotykane są liczne ziarna skałeni, niejednokrotnie silnie skaolinizowanych. Często obserwuje się również nagromadzenie łyżczyków w formie kilkunastocentymetrowej długości smug. Analogiczne wystąpienia skałeni i łyżczyków stwierdzono w soczewkach piasku. Podobne wykształcenie utworów serii poznańskiej w rejonie rowu Paczkowa opisali Biernat (1964), Piwocki (1965) i Dyjor *et al.* (1978).

STREFA CENTRALNA

W tej strefie na powierzchni terenu objętego badaniami występują iły szarozielone i płomieniste.

Iły szarozielone odsłaniają się w Stabłowicach i Pęgowie. Starsze ogniwa ilów płomienistych zlo-

kalizowano w Żernikach, Pogalewie Małym i Pogalewie Wielkim, młodsze ogniwa natomiast w Krańsku i Sońnicy.

ZIEŁONE IŁY MORSKIE

Poziom ilów szarozielonych strefy centralnej makroskopowo jest bardzo podobny do utworów występujących w okolicy Strzelina. Szczególnie duże podobieństwo występuje między osadami opisanymi w Strzelinie i w Pęgowie, z tym że osady w Pęgowie zostały zaburzone glacictonicznie i niekiedy w ich obrębie można stwierdzić „porwaki” ilów płomienistych.

Iły odsłaniające się w Stabłowicach charakteryzują się większą liczbą brunatnych plam pochodzących od związków żelaza. W ilach tych zostały opisane konkretje barytowe, występujące obok konkretji węglanowych. Wśród przebadanych 80 odsłonień ilów poznańskich, jest to jedyne wystąpienie konkretji barytowych (Kowalski *et al.* 1974).

DOLNE IŁY PŁOMIENISTE

Dalsze spływanie się zbiornika doprowadziło do odcięcia połączenia z morzem i zapoczątkowało sedymentację jeziorną. Początkowo w jeziorze oddziaływał jeszcze wpływ środowiska morskiego, czego odbiciem są konkretje węglanowe. Utwory o takim przejściowym charakterze stwierdzono w Żernikach. Dalsze wysładzenie zbiornika, przy jednoczesnym dobrym jego dotlenieniu, stworzyło warunki do powstania typowych ilów płomienistych.

Czerwone barwy osadów były rozpatrywane przez wielu badaczy dla różnych okresów historii Ziemi (old-red, czerwony spągowiec, pstry piaskowiec). Dowiedzione jest, że barwa czerwona pochodzi od rozproszonego w skale hematytu (Sikora 1974). Według starszych poglądów barwy czerwone związane są z osadami czysto kontynentalnymi. Nowsze badania wykazały, że powstają one w zbiornikach wodnych, zarówno morskich jak i lądowych (Strachow 1960). Nagromadzenie się osadów czerwonych o większej miąższości wymaga prawdopodobnie klimatu sawanowego i może nastąpić w basenie posiadającym środowisko utleniające. W środowisku redukcyjnym hematyt zanika. W klimacie umiarkowanym związki żelaza barwią skały na brunatno lub żółtobrunatno. Barwy te pochodzą od rozproszonego lepidokrokitu lub getytu.

Występowanie warstw łu o intensywnym czerwonym zabarwieniu w utworach o jednolitej charakterystyce makroskopowej (zwłaszcza o jednolitym składzie granulometrycznym) świadczy o nagłej zmianie warunków redukcyjno-oksydacyjnych. W przypadku iłó odslaniających się w Pogalewie zmiana tych warunków mogła nastąpić w związku z nagłym przerwaniem dopływu substancji organicznej do zbiornika. Jak wiadomo (Twenhofel 1961), obecność szczątków organicznych powoduje utworzenie się środowiska redukcyjnego, w którym zanika czerwone zabarwienie osadów. W dolnej części tego odslonięcia występują liczne szczątki organiczne, które wyżej zanikają i pojawia się pas łu płomienistego. Zmiana warunków fizykochemicznych daje się zauważyć także w Żernikach. W czasie trwania sedymentacji iłó odslaniających się w dolnej części odkrywki istniały warunki sprzyjające wytrącaniu się węglanu wapnia. Wyżej konkrekcje węglanowe zanikają i pojawia się łu z czerwonymi smugami i plamami.

GÓRNE IŁY PŁOMIENISTE

Osady te stanowią strop serii poznańskiej. W strefie brzeżnej lub w jej sąsiedztwie bezpośrednio na nich osadzały się białe żwiry i gliny kaolinowe serii Gozdniczy. W centralnej części zbiornika sedymentacja iłó poznańskich kończy się szarymi i czarnymi mułkami świadczącymi o całkowitym zarośnięciu jeziora.

Badania paleobotaniczne mówią o dolnopliocenijskim wieku stropu serii poznańskiej w Polsce SW. Na podstawie analizy osadów z Ruszowa (Stachurska *et al.* 1967) koniec sedymentacji serii poznańskiej datuje się na Susterian i dolną część Brunssumienu według podziału Zagwijn. Datowanie to potwierdzone zostało badaniami palyologicznymi wykonanymi w Sośnicy (Stachurska

et al. 1973). Wykształcenie osadów i przede wszystkim zaleganie na nich utworów serii Gozdniczy wskazuje, że jest to strop serii poznańskiej. Iły z Sośnicy charakteryzują się dużą zawartością frakcji pyłowej, miejscami obserwujemy przejście do glin lub glin pylastych zwięzłych. Świadczy to o spływającym się zbiorniku z labilnym dnem oraz bliskością obszaru lądowego, z którego był dostarczany materiał detrytyczny. W tym przypadku obszarem takim była wyspa podłoża trzeciorzędu w okolicy Piotrowic Wielkich.

W nieco odmiennych warunkach kończyła się sedymentacja serii poznańskiej bardziej na północ, gdzie zbiornik był nieco głębszy i brak było jakiegokolwiek sąsiedztwa ładu. Iły takie opisane zostały w Krańsku. Są one bardzo jednolite, brak w ich obrębie przewarstwień grubszych frakcji. Charakterystyczną cechą występujących tu utworów jest zabarwienie czerwonymi, a ku górze wiśniowymi plamami i smugami. Miejscami można zaobserwować nagromadzenie związków żelaza w postaci gniazd wielkości kilku centymetrów. W skupieniach tych dominującym materiałem jest hematyt. Powstanie i nagromadzenie tak dużej ilości związków żelaza w formie hematytu wymagało określonych i stabilnych warunków klimatycznych i fizykochemicznych. Zbiornik sedymentacyjny był prawdopodobnie płytki, brak w nim było substancji organicznej, klimat musiał być gorący z powtarzającą się porą suchą i deszczową.

W utworach trzeciorzędowych wystąpienia serii osadowych barwy czerwonej są dość częste. Opisane są między innymi w Basenie Akwitańskim jako facje czerwone (Schoeller 1956), znane są także z SW części Basenu Paryskiego (Donnadieu 1976). Powszechność występowania czerwonych osadów wyklucza je oczywiście jako wskaźnik wiekowy, ale mogą one służyć jako jeden z czynników określających warunki facjalne.

BADANIA CHEMICZNO-MINERALNE

ANALIZA SKŁADU CHEMICZNEGO

Analizę chemiczną wykonano dla 20 wybranych, brzdowych próbek, oznaczając następujące składniki: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO . Wyniki przedstawiono w tabeli 2 i 3, oddzielnie dla strefy brzeżnej i centralnej.

Skład chemiczny utworów strefy brzeżnej wy-

kazuje znaczne zróżnicowanie, zależnie od rodzaju gruntów. W gruntach opisanych makroskopowo jako ły pylaste wzrasta procentowy udział SiO_2 , a maleje zawartość Al_2O_3 . Szczególnie poziomy łuó morskich wykazują duży rozrzut wartości SiO_2 i Al_2O_3 . W warstwach kędzierzyńskich ilość SiO_2 i Al_2O_3 wykazuje znacznie mniejsze zróżnicowanie. Również zawartość tlenków żelaza jest znacznie bardziej zróżnicowana w

Tabela 2. Skład chemiczny badanych ilów poznańskich – strefa brzeżna
Chemical composition of the Poznań clays from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Zawartość „wolnego” Fe ₂ O ₃ „loose” Fe ₂ O ₃ contents
Warstwy kędzierzyńskie (sarmat) Kędzierzyn Beds (Sarmatian)	3.1.1.1	53,17	24,44	2,69	2,40	1,02	1,35	1,59	0,50	2,08	0,06	0,06	3,76
	3.1.5.1.	58,31	22,18	2,11	2,01	1,05	1,10	1,32	0,45	2,01	0,06	0,06	3,51
Iły zielone (torton) Green clays (Tortonian)	3.2.2.1	62,77	17,74	4,38	0,26	1,01	1,84	1,16	0,10	1,00	0,06	0,001	3,03
	3.2.3.1	62,16	17,78	4,39	0,50	1,11	0,70	0,94	0	1,42	0,04	0,01	11,85
	3.3.2.1	81,06	8,13	2,37	0,31	1,14	0,48	0,35	0,14	1,51	0,05	0,007	1,20
	3.3.3.1	68,98	11,70	4,46	1,97	1,32	1,33	1,90	0,25	1,20	0,11	0,086	1,90

Tabela 3. Skład chemiczny badanych ilów – strefa centralna
Chemical composition of the Poznań clays from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Zawartość „wolnego” Fe ₂ O ₃ “Loose” Fe ₂ O ₃ contents
Górne iły płomieniste (dolny pliocen) Upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.4.5.1	74,13	11,19	4,23	0,28	0,88	0,64	0,73	0,14	1,81	0,11	0,009	3,58
	3.4.7.1	70,53	11,47	4,75	0,41	1,48	1,13	1,52	0,46	1,09	0,16	0,020	–
	3.8.3.1	56,02	18,08	10,00	0,34	0,86	1,35	1,29	0,08	0,77	0,03	0,015	12,44
	3.8.4.1	58,29	19,21	6,57	0,52	0,86	1,14	1,14	0	1,33	0,01	0,02	8,15
Dolne iły płomieniste (górnny sarmat) Lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.5.1.1.	55,45	18,82	6,78	0,39	1,54	1,64	1,72	0,11	0,53	0,11	0,02	6,10
	3.5.3.1	61,47	16,02	5,81	0,30	1,12	1,62	1,27	0,10	0,82	0,02	0,011	–
	3.5.4.1	54,37	17,24	7,37	0,57	3,56	1,50	1,66	0,13	0,56	0,13	0,052	6,90
	3.9.2.1	59,94	17,90	7,68	0,46	0,89	0,92	1,13	0	1,20	0,02	0,05	7,23
	3.9.3.1	61,22	17,88	6,32	0,30	0,76	1,16	1,40	0,10	0,88	0,06	0,037	5,37
	3.10.5.1	63,99	18,83	3,39	0,41	0,72	1,10	1,07	0	0,97	0,01	0,02	3,76
Iły zielone (górnny torton/ dolny sarmat) Green clays (Upper Tortonian/ Lower Sarmatian)	3.6.2.1	81,51	8,39	2,36	0,21	0,53	0,54	0,89	0,13	0,76	0,02	0,001	1,37
	3.6.3.1	65,18	14,71	5,55	0,31	1,01	1,31	1,43	0,12	0,71	0,03	0,044	4,07
	3.6.4.1	74,71	10,49	4,24	0,34	0,74	0,97	1,34	0,26	0,66	0,08	0,026	–
	3.6.5.1	59,01	17,82	6,08	0,97	1,30	1,87	1,70	0,12	0,84	0,05	0,021	4,83
	3.7.5.1	68,20	12,32	4,85	0,48	1,12	1,43	1,21	0,15	0,69	0,03	0,035	–

iłach morskich niż w warstwach kędzierzyńskich. W warstwach kędzierzyńskich występują mniejsze ilości CaO i MgO niż w ilach morskich, udział tlenków K₂O i Na₂O natomiast jest wyższy w warstwach kędzierzyńskich. Warstwy te charakteryzują się znacznym udziałem TiO₂ (powyżej 2⁰/₀) w porównaniu z ilami morskimi.

W strefie centralnej również iły morskie wykazują dużo większe zróżnicowanie zawartości

SiO₂ i Al₂O₃ niż iły płomieniste. Szczególnie dużym udziałem SiO₂ (przy niższej zawartości Al₂O₃) cechują się wydzielenia opisane jako gliny zwięzłe i iły pylaste. W ilach płomienistych tej strefy zawartość SiO₂ i Al₂O₃ wykazuje małe zróżnicowanie. Wynika to prawdopodobnie z monotonnego składu granulometrycznego, będącego rezultatem sedymentacji w spokojnym zbiorniku, oddalonym od lądu. Jedynie w stropie ilów

plómiennych, w odświeżeniu w Sońnicy stwierdzono znaczny udział SiO_2 (70–74%), co może być wynikiem oddziaływania pobliskiego ładu w rejonie Piotrowic Wielkich. Charakterystyczny jest zwiększony udział tlenków żelaza w iłach plómiennych w porównaniu z iłami morskimi. Wyniki te potwierdzają obserwacje makroskopowe. Czerwone zabarwienie iłó plómiennych jest rezultatem zwiększonej zawartości tlenków żelaza. Podwyższona koncentracja żelaza w środowisku sedymentacyjnym iłó plómiennych spowodowała prawdopodobnie jego większy udział w strukturze krystalochemicznej tych iłó. Zawartość tlenków wapnia i magnezu w iłach strefy centralnej jest podobna, przy czym w większości wydzieleni ilość MgO nieznacznie przeważa nad CaO . Wyjątek stanowi wydzielenie iłó opisane w Żernikach, w którym udział CaO (3,56%) jest najwyższy ze wszystkich przebadanych próbek. W wydzieleniu tym opisano liczne konkretje węglanowe, świadczące o przesyleniu wód zbiornika sedymentacyjnego węglanem wapnia, co zostało odzwierciedlone znaczną zawartością CaO . Charakterystyczny jest zwiększony udział TiO_2 w górnych ogniwach iłó plómiennych w porównaniu z iłami morskimi.

Porównując chemizm utworów obu stref należy zwrócić uwagę na znaczne zróżnicowanie składu chemicznego w obrębie iłó morskich, co jest prawdopodobnie wynikiem występowania różnych rodzajów gruntów w obrębie tego wydzielenia (iły, iły pylaste, gliny zwięzłe). Większy udział frakcji pyłowej w iłach pylastych i glinach zwięzłych znajduje odbicie w podwyższonej zawartości SiO_2 . Jest to efektem sedymentacji w niespokojnym zbiorniku, zlokalizowanym w bliskim sąsiedztwie ładu. Warunki panujące w zbiorniku iłó kędzierzyńskich i plómiennych były spokojne. Umożliwiło to osadzanie się głównie iłó o małej zawartości frakcji pyłowej, co zaznacza się w składzie chemicznym niższą zawartością SiO_2 przy podwyższonej ilości Al_2O_3 .

W zbiorniku iłó plómiennych panowały odmienne warunki fizykochemiczne niż w zbiorniku iłó morskich i warstw kędzierzyńskich, co spowodowało koncentrację tlenków żelaza. W wyniku tego iły plómiennicze wykazują znacznie większą zawartość Fe_2O_3 i FeO niż iły morskie i iły warstw kędzierzyńskich. Udział CaO i MgO w obu strefach jest bardzo zmienny i wydaje się, że wpływa nań zarówno środowisko sedymentacyjne, jak i rodzaj dostarczanych do zbiornika substancji. Również K_2O występuje w zmiennych

ilościach. Jego udział w większości próbek przekracza 1%. Sugerowałoby to obecność illitu w badanych utworach, gdyż w przypadku braku tego minerału zawartość K_2O nie powinna przekroczyć 1% (Grim 1968). Charakterystyczny jest bardzo niewielki udział Na_2O w omawianych iłach, szczególnie w iłach plómiennych zawartość tego tlenku jest znikoma. Uwagę zwraca natomiast znaczny udział TiO_2 . Szczególnie w warstwach kędzierzyńskich i górnych iłach plómiennych obecność tego tlenku wzrasta do ponad 2%. Według badań Wichrowskiego (1981) tytan w iłach plómiennych grupuje się głównie w frakcjach pośrednich. Może on być też sorbowany przez minerały ilaste w postaci wodorotlenków. Udział P_2O_5 i MnO w obu strefach sedymentacyjnych zbiornika jest niewielki, rzędu dziesiątych i tysięcznych części procenta. Dokładne oznaczenie małych ilości MnO może być bardzo istotne, gdyż – jak wykazały badania Nowak (1966) – ze stosunku MnO/MgO można wnioskować o potencjale oksydacyjno-redukcyjnym środowiska sedymentacyjnego.

Jak widać, iły tego regionu wykazują duże zróżnicowanie składu chemicznego w zależności od warunków panujących w zbiorniku sedymentacyjnym. Podobne wyniki dla tego regionu uzyskał również Wichrowski (1981). Zróżnicowanie chemizmu iłó poznańskich jest charakterystyczne dla całego zbiornika sedymentacyjnego tych osadów (Szyszło 1967; Wichrowski 1981).

W ramach określenia składu chemicznego badanych gruntów oznaczono również zawartość „wolnych” tlenków żelaza. Obserwacje makroskopowe pozwoliły stwierdzić, że iły poznańskie charakteryzują się zabarwieniem od żółtobrunatnego do wiśniowego. Barwy te pochodzą od rozproszonych w skale tlenków i wodorotlenków żelaza. Tlenki i wodorotlenki żelaza w porównaniu ze skałami ilastymi są minerałami łatwo rozpuszczalnymi. Dzięki temu, nie naruszając struktury minerałów ilastych, można stosunkowo łatwo rozpuścić minerały żelaziste i oznaczyć w ekstrakcie zawartość Fe_2O_3 . Wyznaczoną w ten sposób ogólną zawartość tlenków i wodorotlenków żelaza obejmuje się pojęciem „wolne” tlenki żelaza („wolne” Fe_2O_3 ; Sikora 1974). Usuwanie tlenków i wodorotlenków żelaza przy możliwie najmniejszym naruszeniu struktury minerałów ilastych wykonano metodą ditioninową zaproponowaną przez Mehra i Jacksona (1960). Ilość żelaza w uzyskanych wyciągach oznaczono kompleksometrycznie. Wyniki przedstawiono w tabeli 2 i 3.

Udział „wolnych” tlenków żelaza w badanych gruntach wynosi od 1,2 do 11,85%. Rozkład zawartości „wolnych” tlenków żelaza w poszczególnych poziomach potwierdza obserwacje makroskopowe, na podstawie których największych ilości żelaza należy się spodziewać w poziomach ilów płomienistych i próbcie 3.2.3.1. W ilach płomienistych ilość „wolnego” żelaza przekracza 5%, w poziomach morskich i w warstwach kędzierzyńskich natomiast waha się od 1,2 do 4,8%. Iły płomieniste są barwę zawdzięczają głównie hematytowi i getytowi. Hematyt, jako podstawowy minerał żelaza w kaolinach barwy czerwonej, został stwierdzony przez Sikorę (1974). Głównym źródłem żelaza w badanych przez Sikorę kaolinach dolnośląskich jest wietrzejący biotyt. Prawdopodobnie jest on również istotnym źródłem żelaza w ilach serii poznańskiej. W środowisku wodnym utlenianie biotytu powoduje uwodnienie żelaza w formie bezpostaciowych wodorotlenków lub ziarn krystalicznych γ -FeOOH. Migrujące żelazo w zależności od środowiska wytrąca się w postaci minerałów rudnych bądź pozostaje w roztworze. Część jego może być zaadsorbowana przez minerały ilaste. Ponieważ hematyt i wodorotlenek żelaza są minerałami tworzącymi się w szerokim zakresie pH i Eh (Sikora 1974), można tym tłumaczyć znaczne rozprzestrzenienie osadów barwy czerwonej. Niewątpliwie, pewien wpływ na koncentracje związków żelaza w obrębie serii poznańskiej ma fakt adsorpcji żelaza przez minerały ilaste. O ile hematyt jest prawdopodobnie podstawowym minerałem żelaza w poziomie ilów płomienistych, to w warstwie zaobserwowanej w Wilkowie Wielkim należy się głównie spodziewać getytu lub lepidokrokitu, gdyż ma ona barwę rdzawobrunatną.

ANALIZA RENTGENOSTRUKTURALNA

Określenie składu mineralnego metodą rentgenostrukturalną wykonano dla frakcji $< 2 \mu\text{m}$ dziesięciu wybranych próbek, pobranych z odsłonięcia metodą bruzdową. Po usunięciu „wolnych” tlenków żelaza metodą ditioninową, próbki przeprowadzono w zawiesinę wodną, którą homogenizowano za pomocą dezintegratora ultradźwiękowego. Po 5 ml zawiesiny wlewano na szkiełka podstawowe, przygotowując po 3 preparaty: do badań w stanie naturalnym, do badań po obróbce chemicznej oraz termicznej. Uzyskano w ten sposób preparaty o idealnej orientacji płaszczyzny 001 równoległe do płaszczyzny preparatu. Zastosowanie techniki preparatów orien-

towanych do oznaczania minerałów ilastych podnosi przejrzystość i czytelność dyfraktogramów.

Analizę wykonano na dyfraktometrze rentgenowskim DRON-1 produkcji radzieckiej, stosując promieniowanie CuK_α z filtrem Ni, oraz następujące warunki: napięcie 30 kV, natężenie 10 mA, czułość 160/2000, szczeliny 1,2,0,5, napięcie na liczniku 0,75 kV, wzmocnienie 0,6. Pomiarów prowadzono w zakresie $3,5\text{--}40^\circ 2\theta$, przy szybkości obrotu goniometru $1^\circ 20''/1 \text{ min}$.

Dla każdej z próbek wykonano 3 dyfraktogramy (fig. 2–11): w stanie naturalnym, po nasyceniu glikolem etylenowym oraz po wyprażeniu w temperaturze 500°C w przeciągu 6 godzin. Zastosowanie obróbki chemicznej i termicznej było konieczne dla odróżnienia minerałów pęczniejących i niepęczniejących. Pod wpływem glikolowania refleksy 001, 003 i 005 smektytów przesuwają się w stronę niższych kątów Bragga. Glikol nie wpływa na refleksy kaolinitu, obniża natomiast intensywność refleksów illitu. Prażenie w temperaturze 500°C powoduje przesunięcie refleksów w stronę wyższych kątów. Illit daje bardziej intensywne refleksy, kaolinit natomiast podlega dehydroksylacji i jego refleksy zanikają (Wiewióra, Wyrwicki 1974).

Zachowanie stałych warunków analizy pozwoliło na porównanie ze sobą składu mineralnego próbek oraz względne określenie ilości minerałów w nich występujących.

Na podstawie pomierzonych odległości międzypłaszczyznowych i ocenionej intensywności refleksów, przeprowadzono identyfikację składników mineralnych. Wyniki przedstawiono w tabeli 4.

W przebadanych próbkach z minerałów ilastych stwierdzono: smektyt, kaolinit, illit i prawdopodobnie chloryt. Z uwagi na koincydencję refleksów kaolinitu i chlorytu trudne jest stwierdzenie obecności chlorytu obok kaolinitu. Występowanie chlorytu jest jednak bardzo prawdopodobne w próbkach 3.3.2.1, 3.3.3.1 i 3.9.3.1. W ilościach śladowych występuje głównie kwarc, getyt i hematyt. W próbce 3.2.3.1 zidentyfikowano lepidokrokit.

W strefie brzeżnej, w poziomie ilów szarozielonych, na podstawie analizy rentgenostrukturalnej stwierdzono, że w składzie mineralnym przeważa smektyt, przy znacznej obecności illitu. Kaolinit występuje w ilościach podrzędnych. Jedynie w stropowych partiach ilów odsłaniających się w rejonie Strzelina smektyt, kaolinit i illit występują w jednakowych ilościach. Ten zwiększony udział kaolinitu może być efektem nagłego

Tabela 4. Skład mineralny frakcji < 2 µm wyznaczony na podstawie analizy rentgenostrukturalnej (rtg), derywatograficznej (DTA) i elektronomikroskopowej (TEM)
Mineral composition of fraction < 2 µm estimated from X-ray (rtg), derivatograph (DTA) and electron microscope (TEM) analysis

Strefa brzeżna (pysidecka): Marginal (sub-Sulci): zone	Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	Metoda badawcza Analytical method	Smektyt Smectite	Kaolinit Kaolinite	Illit Illite	chloryt Chlorite	Kwarc Quartz
	Strefa brzeżna (pysidecka): Marginal (sub-Sulci): zone	warstwy kędzierzyńskie (sarmat) Kędzierzyn Beds Sarmatian)	3.1.1.1	DTA	+	+++	+	
3.1.3.1			rtg	++	++	+		śl.
3.1.5.1			rtg	++	++	++		
3.1.5.1			TEM	+	++	++		
Iły zielone (torton) Green clays (Tortonian)		3.2.2.1	DTA	+++	+	+		
		3.2.3.1	rtg	+++	+	++		
		3.3.2.1	rtg	++	++	++	+ ?	
		3.3.3.1	rtg	+++	+	++	+ ?	
		3.3.3.1	TEM	+++	+	++		
		Strefa centralna Central: zone	górne ily płomieniste (dolny pliocen) upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.4.5.1	DTA		+++	+
3.8.3.1	DTA			++	+++	+		
3.8.4.1	rtg			++	+++	++		śl.
3.8.4.1	TEM			+	+++	++		
dolne ily płomieniste (górny sarmat) lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.5.2.1		rtg	+++	+	++		+
	3.5.4.1		DTA	+++	+	+		
	3.9.1.1		DTA	++	+++	+		
	3.9.1.1		TEM	+	+++	++		
	3.9.2.1		rtg	++	++	+	+ ?	śl.
	3.9.3.1		DTA	++	++	+		
3.10.3.1	DTA		++	++	+			
iły zielone (górny torton, dolny sarmat) green clays (Upper Tortonian, Lower Sarmatian)	3.6.2.1		rtg	+++	+	++		śl.
	3.6.3.1		TEM	+++	+	++		
	3.6.5.1		rtg	+++	+	++		śl.
	3.6.5.1	DTA	+++	++	+			
3.7.5.1	DTA	++	++	+				

Objaśnienia – Explanations: +++ minerał przeważający – dominant mineral; ++ minerał w znacznych ilościach – mineral in considerable amount; + minerał podrzędny – minor mineral; śl. ślady – traces; + ? występowanie prawdopodobne – probable occurrence.

dostarczenia większej ilości tego minerału z pobliskich, granitowych Wzgórz Strzelińskich do spływającego się zbiornika iłów morskich. Warstwy kędzierzyńskie strefy brzeżnej zawierają w jednakowych proporcjach smektyt, kaolinit i illit.

W strefie centralnej ily morskie wykazują przewagę smektytu, przy dużym udziale illitu w swym składzie mineralnym, kaolinit natomiast występuje w ilościach podrzędnych. W dolnych iłach płomienistych za pomocą analizy rentgenostrukturalnej zaobserwowano, że kaolinit i smektyt występują w jednakowych ilościach, a illit jest minerałem podrzędnym. Jedynie w iłach odsłaniających się na Żernikach smektyt stanowi główny

minerał przy dużym współudziale illitu, kaolinit natomiast występuje w ilościach podrzędnych. W górnych iłach płomienistych analiza rtg wykazała przewagę kaolinitu przy znacznych ilościach smektytu i illitu.

Porównując wyniki uzyskane za pomocą analizy rentgenostrukturalnej dla obu stref, brzeżnej i centralnej, można wnioskować, że w iłach poziomów morskich na całym badanym obszarze przeważają minerały z grupy smektytu przy znacznym współudziale illitu. W warstwach kędzierzyńskich trzy podstawowe minerały ilaste występują w jednakowych ilościach, jakkolwiek sądząc z bliskości obszaru lądowego, można by spodzie-

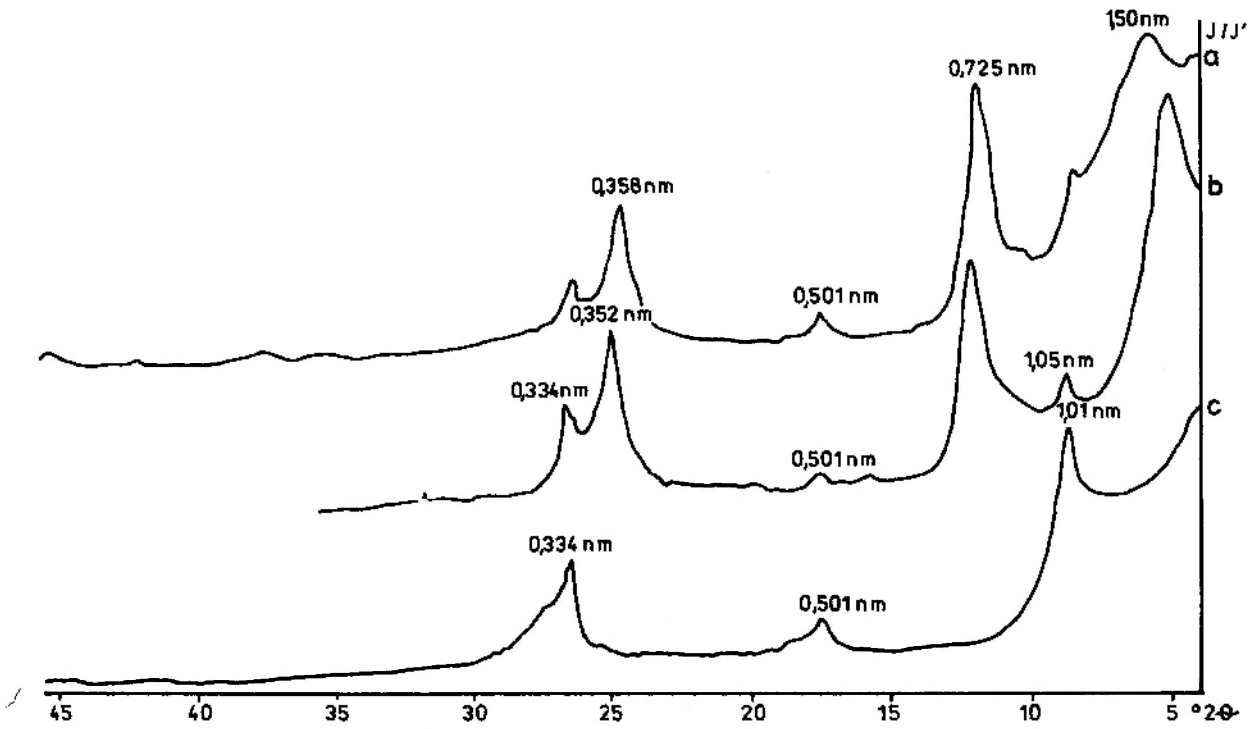


Fig. 2. Dyfraktogramy frakcji ilowej $< 2 \mu\text{m}$ próbki 3.1.3.1.

a – próbki w stanie naturalnym; *b* – próbki nasycone glikolem; *c* – próbki prażone

Diffractograms of clay fraction $< 2 \mu\text{m}$ of sample 3.1.3.1.

a – samples in natural conditions; *b* – samples saturated with glycol; *c* – calcined samples

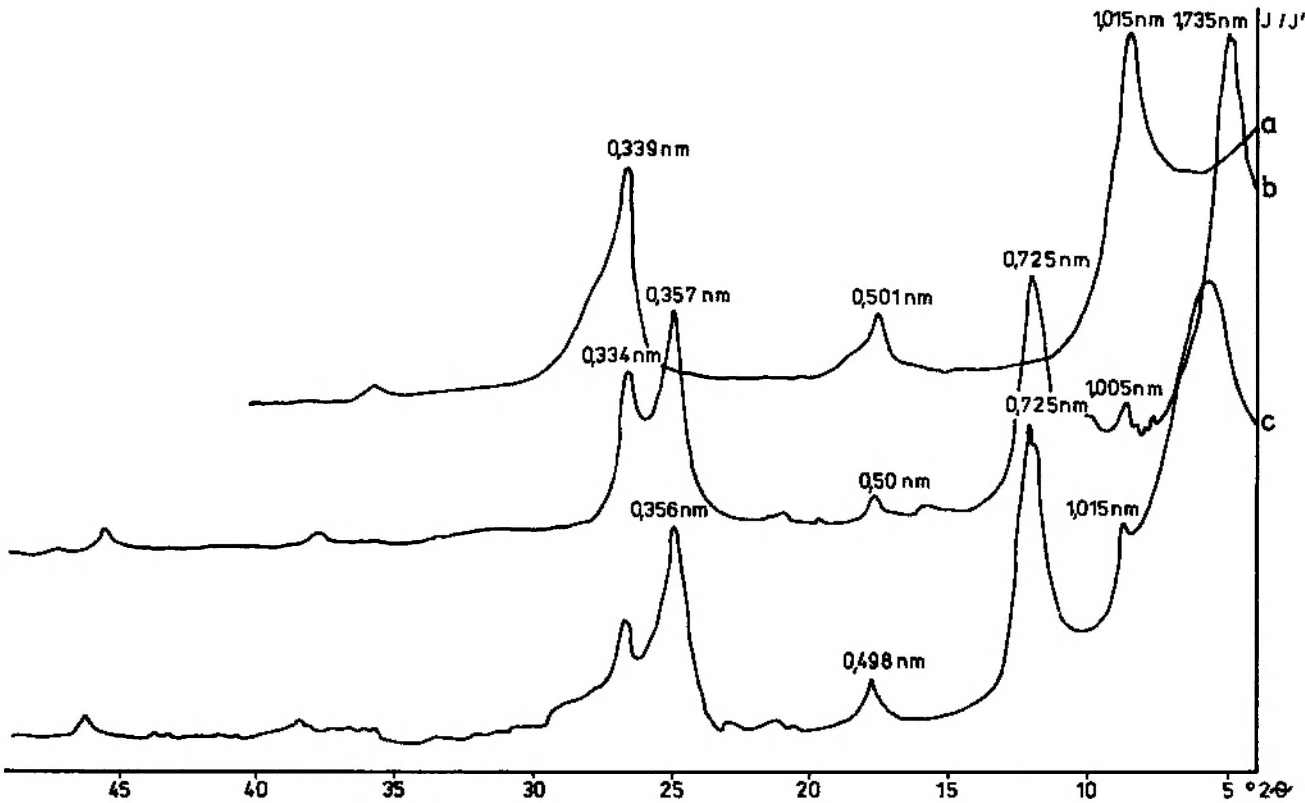


Fig. 3. Dyfraktogramy frakcji ilowej $< 2 \mu\text{m}$ próbki 3.1.5.1.

Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay fraction $< 2 \mu\text{m}$ of sample 3.1.5.1.

Explanations as in Figure 2

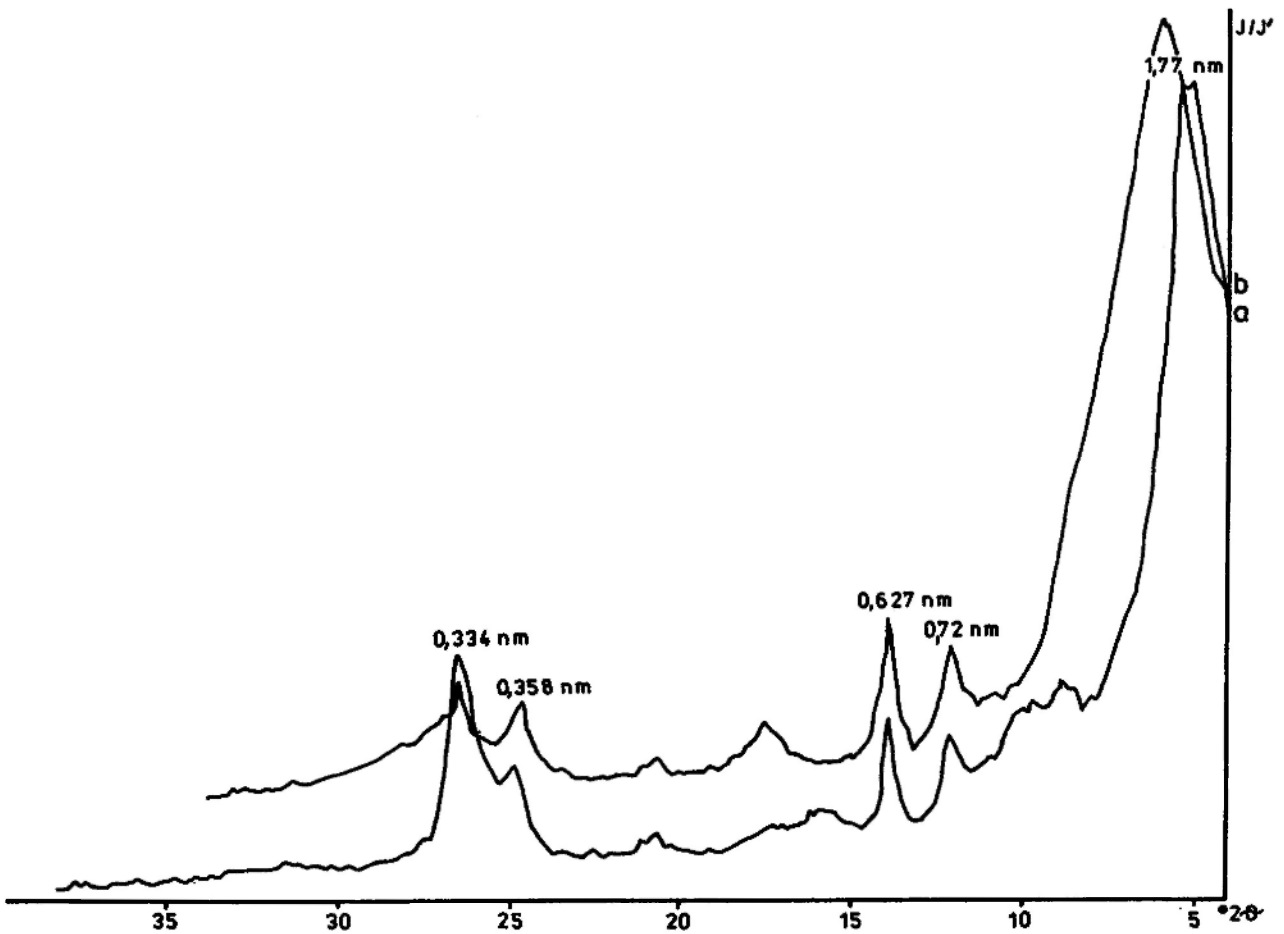


Fig. 4. Dyfraktogramy frakcji iłowej $< 2 \mu\text{m}$ próbki 3.2.3.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay fraction $< 2 \mu\text{m}$ of sample 3.2.3.1.
Explanations as in Figure 2

wać się przewagi kaolinitu. Przewaga kaolinitu wzrasta w górnych ogniwach iłów płomienistych. W dolnych ilość kaolinitu i smektytu występuje w zmiennych ilościach, prawdopodobnie w zależności od dostarczanego materiału i lokalnych warunków sedymentacyjnych.

Podobne wyniki składu mineralnego uzyskali w swych badaniach Dyjor *et al.* (1968). Według tych autorów w poziomach morskich dominuje montmorillonit i illit, w iłach płomienistych natomiast w pobliżu brzegów zbiornika kaolinit i illit. W większej odległości od brzegów zbiornika wzrasta udział illitu i montmorillonitu. Wichrowski (1981) na podstawie badań rentgenostrukturalnych przyznaje, że w tej części zbiornika iłów poznańskich kaolinit występuje w znacznie większych ilościach niż w Polsce centralnej czy północnej. Jednak uważa on, że faza smektytowa przeważa również na tym obszarze z wyjątkiem

odsłoneń w Paczkowie i Chwalimierzu. Dominację smektytów w iłach płomienistych badanego przez autorkę obszaru wykazały badania Wiewióry i Wyrwickiego (1974). Autorzy ci określali na podstawie rtg skład mineralny iłów w odsłoneciach sąsiadujących z badanymi tą metodą przez autorkę i wykazali, że głównym minerałem tych poziomów jest beidelit, przy dużych ilościach kaolinitu i illitu. Zróżnicowanie składu mineralnego, mimo stosowania jednakowych metod badawczych, może świadczyć o jego dużej zmienności w badanym rejonie. Może to wynikać z lokalnych różnic w składzie granulometrycznym. Warstwy wzbogacone we frakcję $< 1 \mu\text{m}$ zawierałyby przewagę smektytów, gdyż minerał ten gromadzi się głównie w tej frakcji (Wichrowski 1981). Jakkolwiek Wichrowski także stwierdza, że na omawianym przez autorkę obszarze, nawet we frakcji koloidalnej (poniżej $0,05 \mu\text{m}$), dyfraktogra-

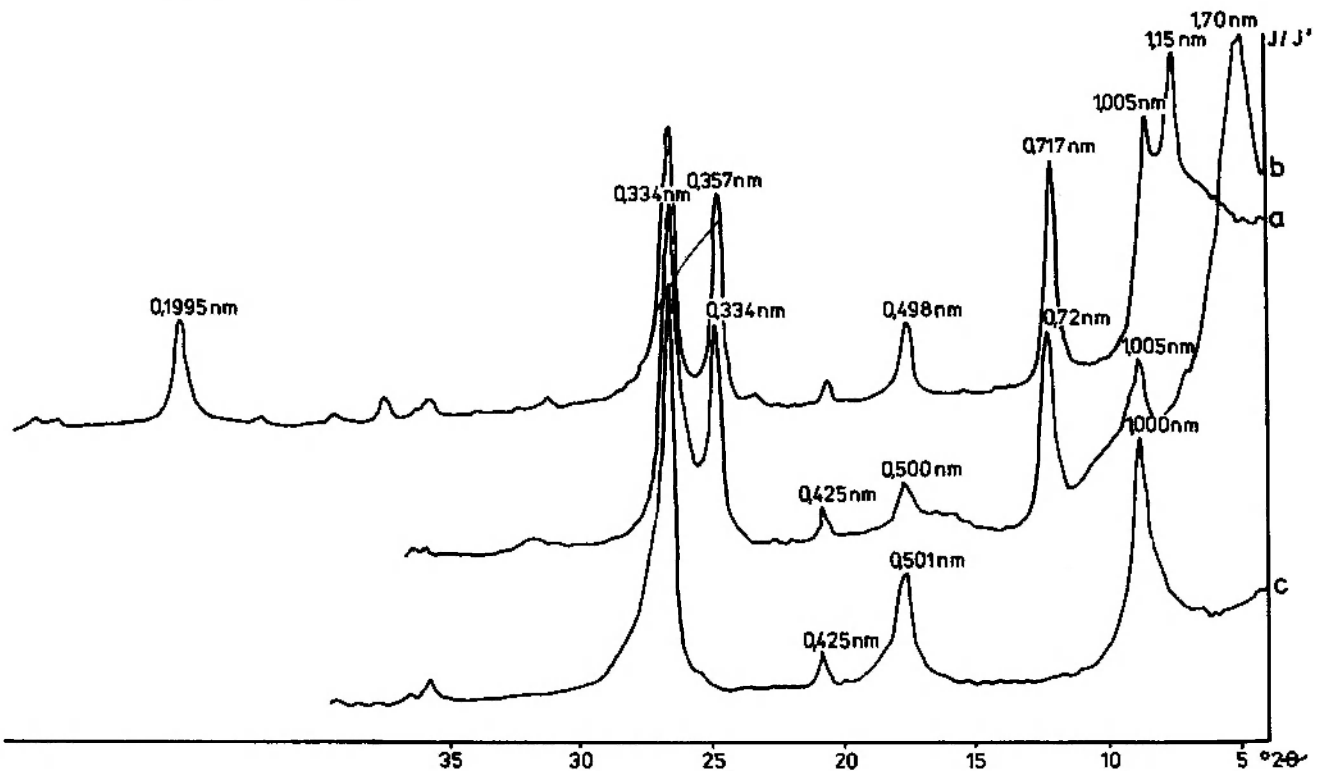


Fig. 5. Dyfraktogramy frakcji ilowej $< 2 \mu\text{m}$ próbki 3.3.2.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay fraction $< 2 \mu\text{m}$ of sample 3.3.2.1.
Explanations as in Figure 2

my wykazują duże zróżnicowanie i pojawiają się na nich refleksy wskazujące na zwiększony udział kaolinitu.

ANALIZA DERYWATOGRAFICZNA

Analiza derywatograficzna została wykonana dla innych dziesięciu próbek niż analiza rentgenostrukturalna. Badania przeprowadzono dla frakcji ilowej próbek pobranych metodą bruzdową. Analizę wykonano na derywatografie produkcji węgierskiej systemu F. Paulik, J. Paulik, L. Erdey. Warunki badania były następujące: próbki w stanie powietrznosuchym, o masie 360 mg ogrzewano do temperatury 1000°C z prędkością $10^\circ/\text{min}$; czułość DTA 1/5, czas obrotu kasety 100 min, tygiel platynowy, jako substancji obojętnej użyto Al_2O_3 . Termogramy badanych próbek przedstawiono na figurze 12.

Zamieszczone krzywe można podzielić na trzy grupy:

Pierwsza grupa obejmuje próbki poziomu ilów morskich (próbki 3.2.2.1 i 3.6.5.1) i próbki 3.5.4.1 z poziomu ilów płomienistych. Krzywe należące do tej grupy charakteryzują się dwoma

ważnymi efektami endotermicznymi: pierwszym głębokim efektem w temperaturze $110\text{--}120^\circ\text{C}$ i drugim nieco płytszym w temperaturze $560\text{--}570^\circ\text{C}$. Trzeci efekt endotermiczny w temperaturze około 900°C jest słabo zaznaczony. Również słaby jest efekt egzotermiczny w temperaturze $940\text{--}970^\circ\text{C}$. Taki przebieg krzywych świadczy o smektytowym charakterze próbek, przy pewnych ilościach kaolinitu i illitu (tab. 4). Pierwszy efekt endotermiczny charakteryzuje się słabo zaznaczoną dwudzielnością, spowodowaną obecnością Ca^{+2} i Mg^{+2} na pozycjach wymiennych. Dwudzielność ta stanowi wypadkową kilku nakładających się pików. Według Grima (1968) jest ona rezultatem usuwania wody hydratującej jony wymienne, a następnie wody silnie związanej z powierzchnią cząstki. Stoch (1974) uważa natomiast, że pierwszy z pików odpowiada oddawaniu wody tworzącej międzypakietowe warstwy monomolekularne, a drugi usuwaniu wody formującej otoczki hydratacyjne wokół kationów. Drugi efekt endotermiczny zachodzi w niższej temperaturze niż jest to podawane dla typowych montmorillonitów. Obniżenie temperatury dehydroksylacji do $560\text{--}570^\circ\text{C}$ jest przeważnie stwierdza-

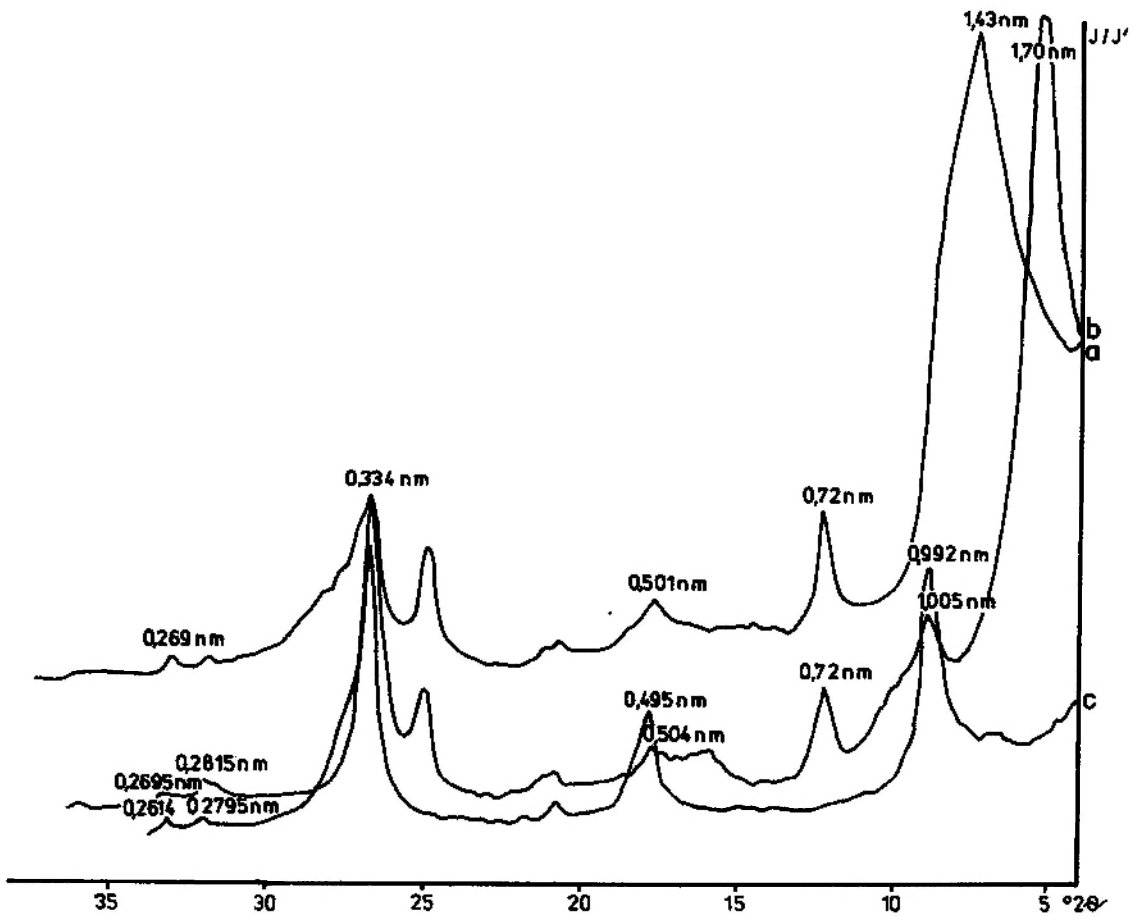


Fig. 6. Dyfraktogramy frakcji iłowej $< 2 \mu\text{m}$ próbki 3.3.3.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractiongrams of clay formation $< 2 \mu\text{m}$ of sample 3.3.3.1.
Explanations as in Figure 2

ne w przypadku beidelitu i montmorillonitu powstałego w procesie wietrzenia przez transformację miki (Stoch 1974). Znajduje to odbicie w omawianych iłach. Minerale z grupy smektytu pochodzą w nich prawdopodobnie z przeobrażenia miki. Ponadto wielu autorów (Wichrowski 1981; Wiewióra, Wyrwicki 1974) uważa, że beidelit jest głównym minerałem z grupy smektytów w iłach poznańskich. Trzeci efekt endotermiczny, w temperaturze około 900°C , jest maskowany przez następujący zaraz po nim efekt egzotermiczny związany z tworzeniem się nowych faz krzemianowych.

Druga grupa krzywych reprezentowana jest przez próbki iłów płomienistych. W tej grupie pierwsza reakcja endotermiczna zachodzi w temperaturze $100\text{--}120^\circ\text{C}$ i efekt jej odpowiadający jest płytszy lub mniej więcej równy drugiemu refleksowi endotermicznemu w temperaturze $560\text{--}590^\circ\text{C}$. Trzeci efekt endotermiczny następuje w

temperaturze 920°C i w niektórych przypadkach (próbka 3.9.3.1) jest on wyraźniej zaznaczony niż na termogramach iłów poziomu morskiego. Wysokotemperaturowy efekt egzotermiczny występuje w temperaturze $960\text{--}980^\circ\text{C}$. Taki charakter krzywych sugeruje przewagę minerałów z grupy kaolinitu, przy obecności znacznych ilości smektytów.

Trzecia grupa reprezentuje próbki stropu serii poznańskiej. Jest to typowa krzywa dla minerałów z grupy kaolinitu: wyraźna reakcja endotermiczna w temperaturze 550°C i ostry efekt egzotermiczny w temperaturze 980°C . Słabo zaznaczona, płytka reakcja endotermiczna z maksimum w 150°C może świadczyć o obecności halozytu w badanej próbce (Langier-Kuźniarowa 1967).

Zestawienie wyników badań składu mineralnego metodą derywatograficzną przedstawia tabela 4.

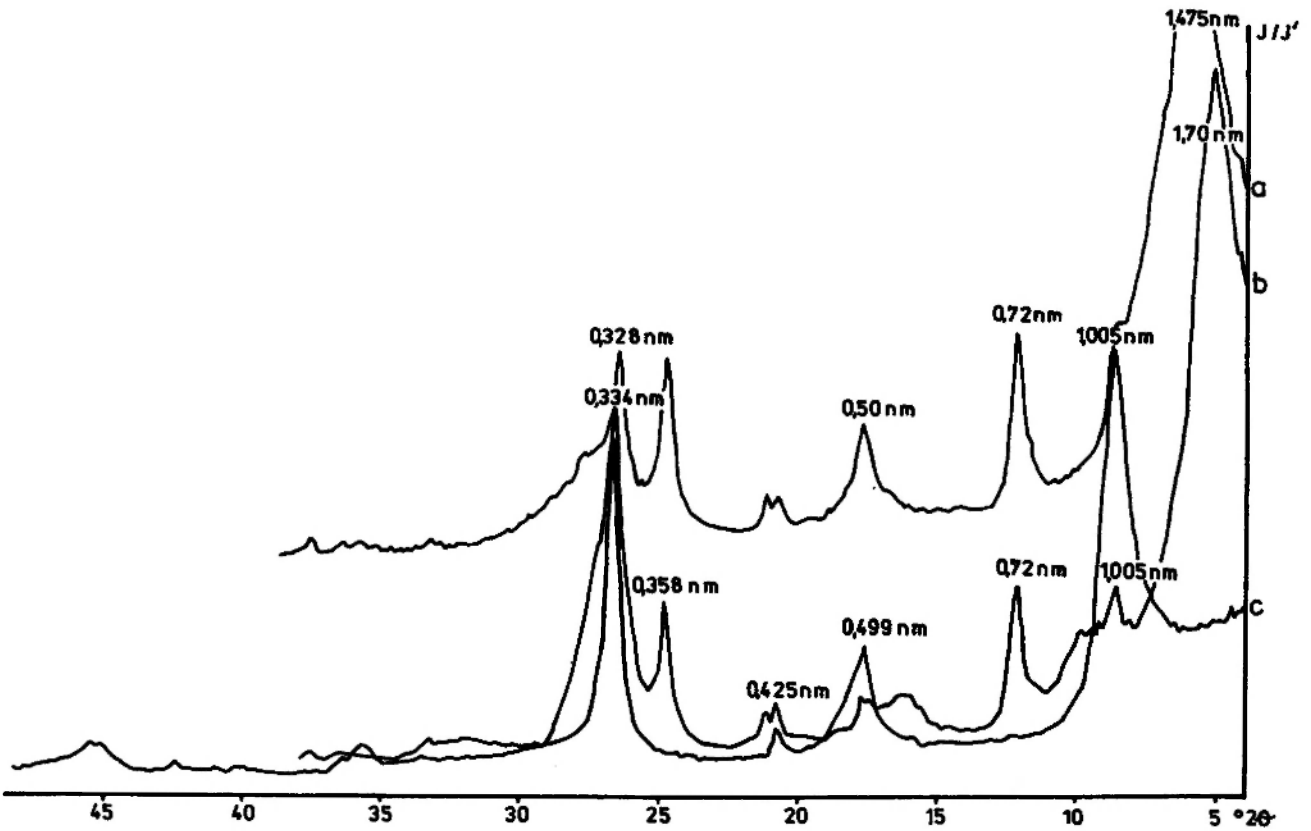


Fig. 7. Dyfraktogramy frakcji ilowej $< 2 \mu\text{m}$ próbki 3.5.2.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay formation $< 2 \mu\text{m}$ of sample 3.5.2.1.
Explanations as in Figure 2

ANALIZA ZDJĘĆ ELEKTRONOMICROSKOPOWYCH

Zdjęcia elektronomikroskopowe zostały wykonane dla frakcji ilowej wybranych próbek, reprezentujących różne typy badanych gruntów, po usunięciu z nich „wolnych” tlenków żelaza i części organicznych. Do badań zastosowano mikroskop elektronowy firmy Tesla typ BS-242D. Interpretację zdjęć przeprowadzono opierając się na pracach Riekszynskiej (1966) oraz Beutelspachera i van der Marela (1968). Zestawienie wyników badań składu mineralnego na podstawie TEM przedstawia tabela 4.

Przy analizie uzyskanych zdjęć zwraca uwagę bardzo różnorodny skład minerałów ilastych w omawianych gruntach.

Minerały typu smektytu występują w postaci drobnodispersyjnych cząstek o rozmytych konturach wielkości kilku dziesiątych μm . Niekiedy są wykształcone w postaci „puszystych” agregatów o rozmytych brzegach wielkości od 1 do 4 μm . W

niektórych cząstkach można zaobserwować charakterystyczne dla tego minerału „kolce”.

Minerały grupy kaolinitu występują w postaci przezroczystych i półprzezroczystych, pseudoheksagonalnych cząstek o wymiarach nie przekraczających 1 μm . Cząstki te przeważnie mają zniszczone krawędzie. Występują też poszczególne cząstki, przeważnie nieprzezroczyste lub półprzezroczyste o doskonale zachowanym pokroju pseudoheksagonalnym. Minerały tej grupy mają również postać dużych (do 4 μm) nieprzezroczystych cząstek z zachowanymi tylko niektórymi narożnikami i krawędziami.

Minerały typu illitu występują w postaci nieprzezroczystych cząstek o nieregularnych kształtach wielkości 1–2 μm . Kontury cząstek są często rozmyte, co świadczyłoby o ich częściowym zwiertrzeniu. W niektórych wypadkach występuje już prawdopodobnie proces montmorillonizacji illitu. W próbce 3.3.3.1 można zaobserwować blaszki muskowitu z charakterystycznymi figurami ekstynkcyjnymi.

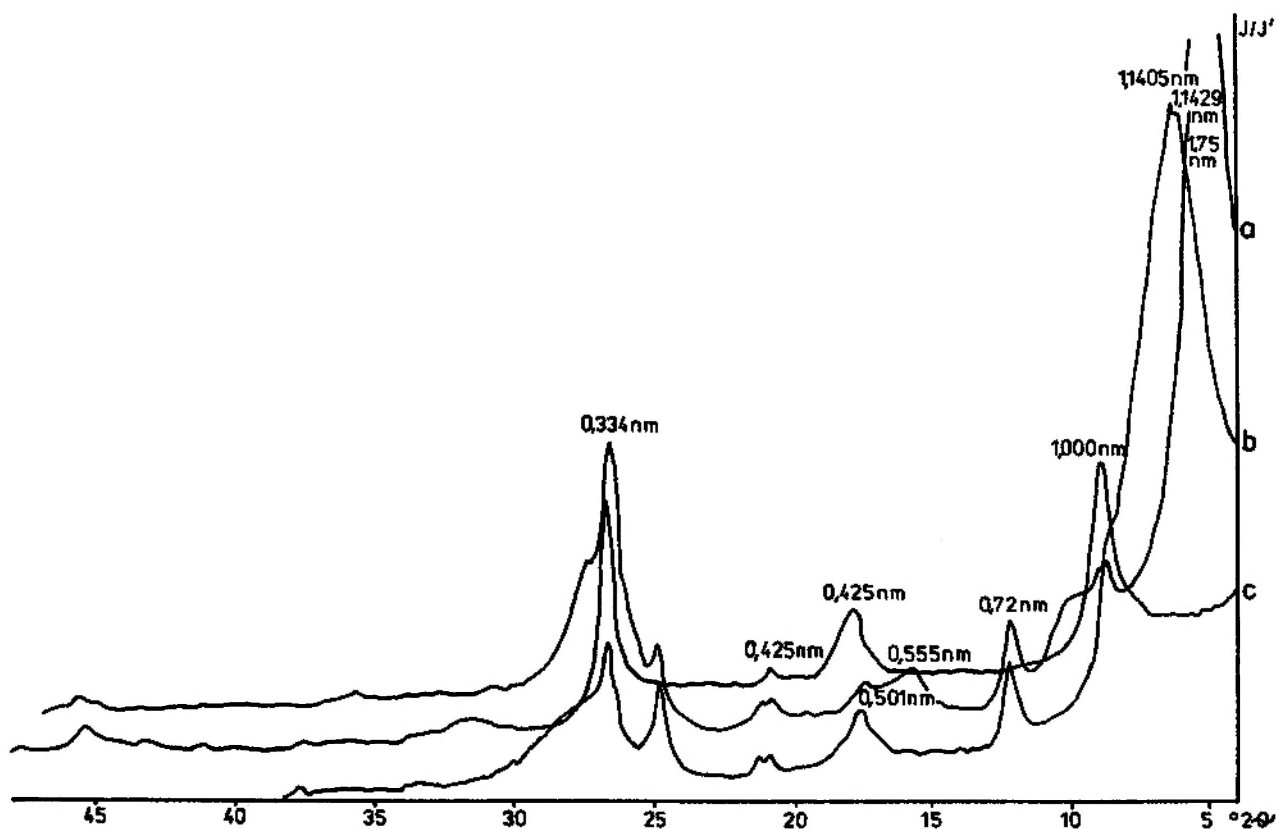


Fig. 8. Dyfraktogramy frakcji iłowej < 2 μm próbki 3.6.2.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay formation < 2 μm of sample 3.6.2.1
Explanations as in Figure 2

ANALIZA KOMPLEKSU SORPCYJNEGO

Analizę kompleksu sorpcyjnego wykonano dla 37 próbek pobranych bruzdowo. Oznaczenie ogólnej pojemności wymiany kationowej wykonano metodą błękitu metylenowego (Grabowska-Olszewska 1980).

Pojemność wymiany kationowej CEC iłów morskich strefy brzeżnej jest dość zróżnicowana i waha się w granicach 9,70–28,00 mval/100 g. Zróżnicowanie to jest, jak się wydaje, efektem zmian w składzie granulometrycznym i mineralnym. Na podstawie opisu makroskopowego stwierdzono, że w poziomie tym występują iły i iły pylaste. Podwyższoną zawartość frakcji pyłowej w części próbek potwierdzają wyniki analizy składu chemicznego (zwiększony udział SiO_2 w iłach pylastych). Wykonane analizy pozwoliły również na dostrzeżenie pewnego zróżnicowania w składzie mineralnym tego poziomu. Pojemność wymiany kationowej około 28,00 mval/100 g występuje w gruntach o przewadze minerałów grupy smektytu i illitu przy znikomej ilości kaolinitu. W gruntach

smektytowych należałoby się spodziewać znacznie większej pojemności wymiany kationowej, gdyż – jak podaje Grim (1968) – CEC dla kaolinitu wynosi 3–15 mval/100 g, dla illitu 10–40 mval/100 g, a dla smektytu 80–150 mval/100 g. Mając jednak na uwadze fakt, że oznaczenie CEC wykonano dla całych próbek, a nie dla frakcji iłowej, oraz że w tym poziomie jest prawdopodobnie większa zawartość frakcji pyłowej, nie biorącej udziału w wymianie kationowej, można przyjąć, że wzrost pojemności wymiany kationowej jest spowodowany smektytowym charakterem tych gruntów.

Warstwy kędzierzyńskie wykazują znacznie mniejsze zróżnicowanie wielkości CEC. Jej wartość wynosi 18,10–21,70 mval/100 g. W składzie mineralnym tych utworów, w których kaolinit występuje w równych ilościach ze smektytem, zwraca uwagę dość duża wartość pojemności wymiany kationowej w porównaniu z iłami morskimi o podobnym składzie mineralnym. Tłumaczyć to można mniejszą prawdopodobnie zawartością frakcji pyłowej w warstwach kędzierzyńskich (co

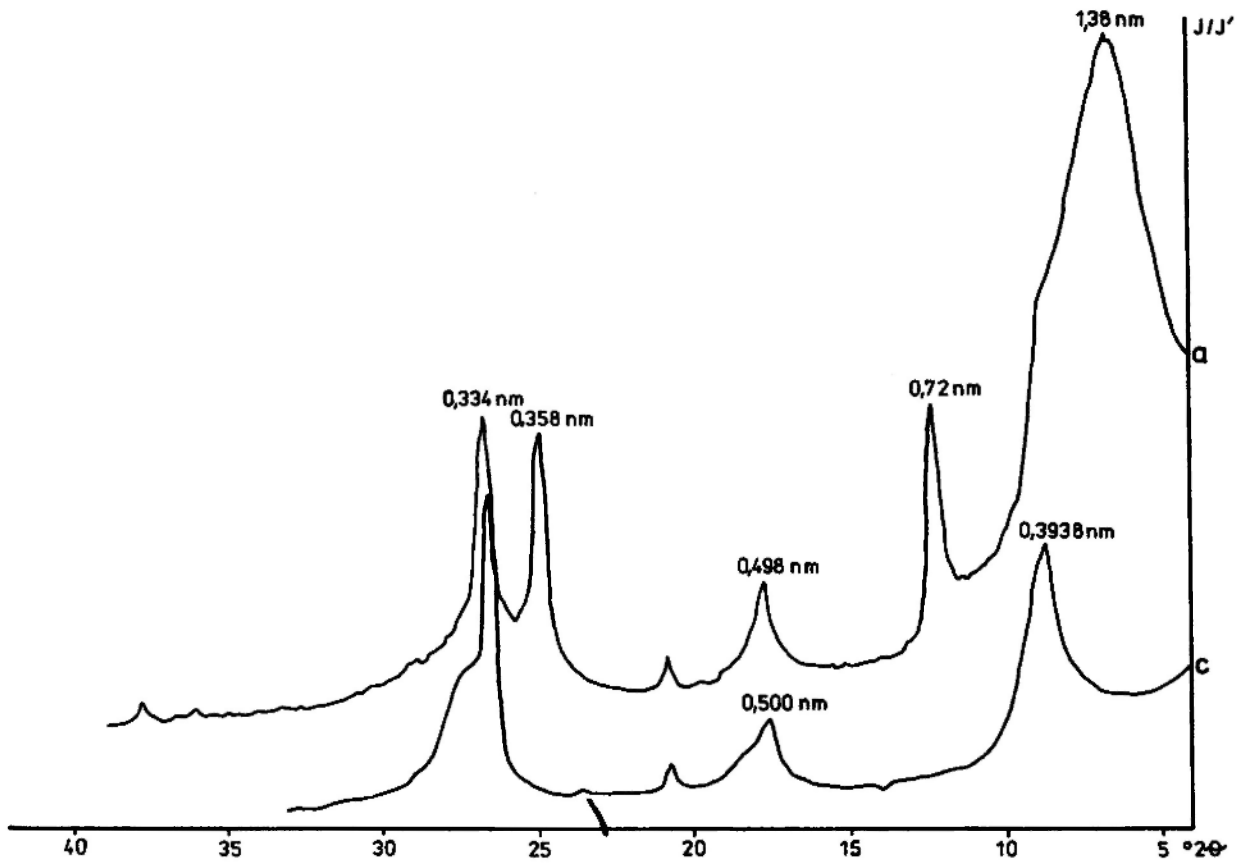


Fig. 9. Dyfraktogramy frakcji ilowej < 2 μm próbki 3.6.4.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay formation < 2 μm of sample 3.6.4.1.
Explanations as in Figure 2

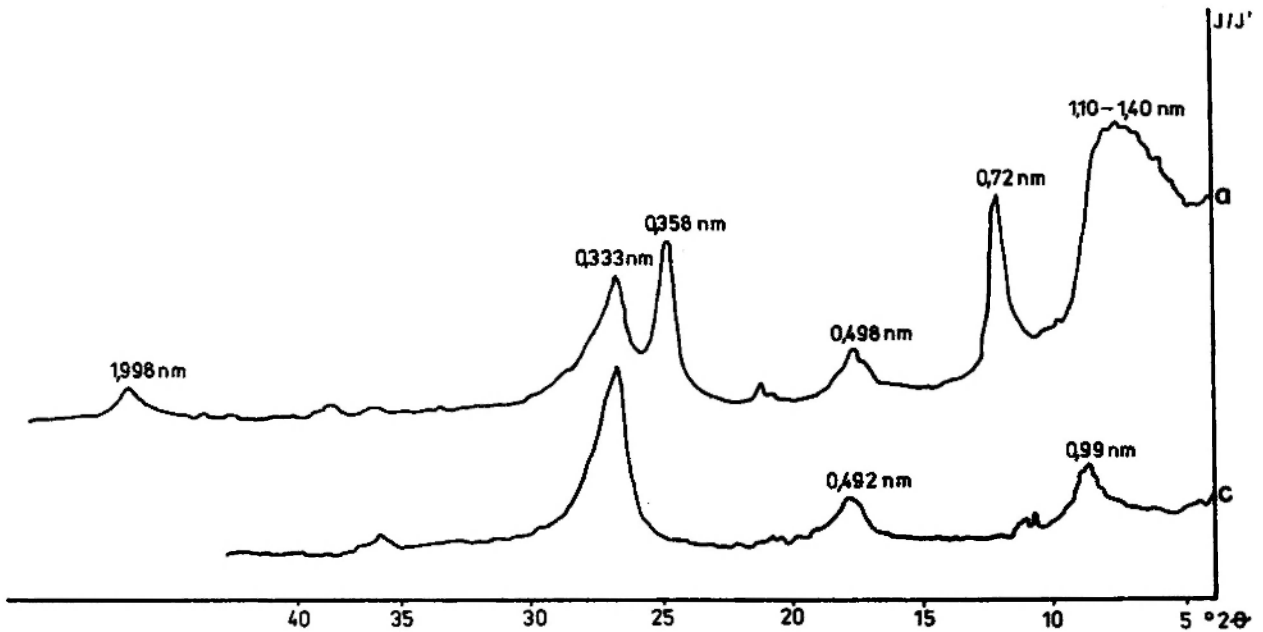
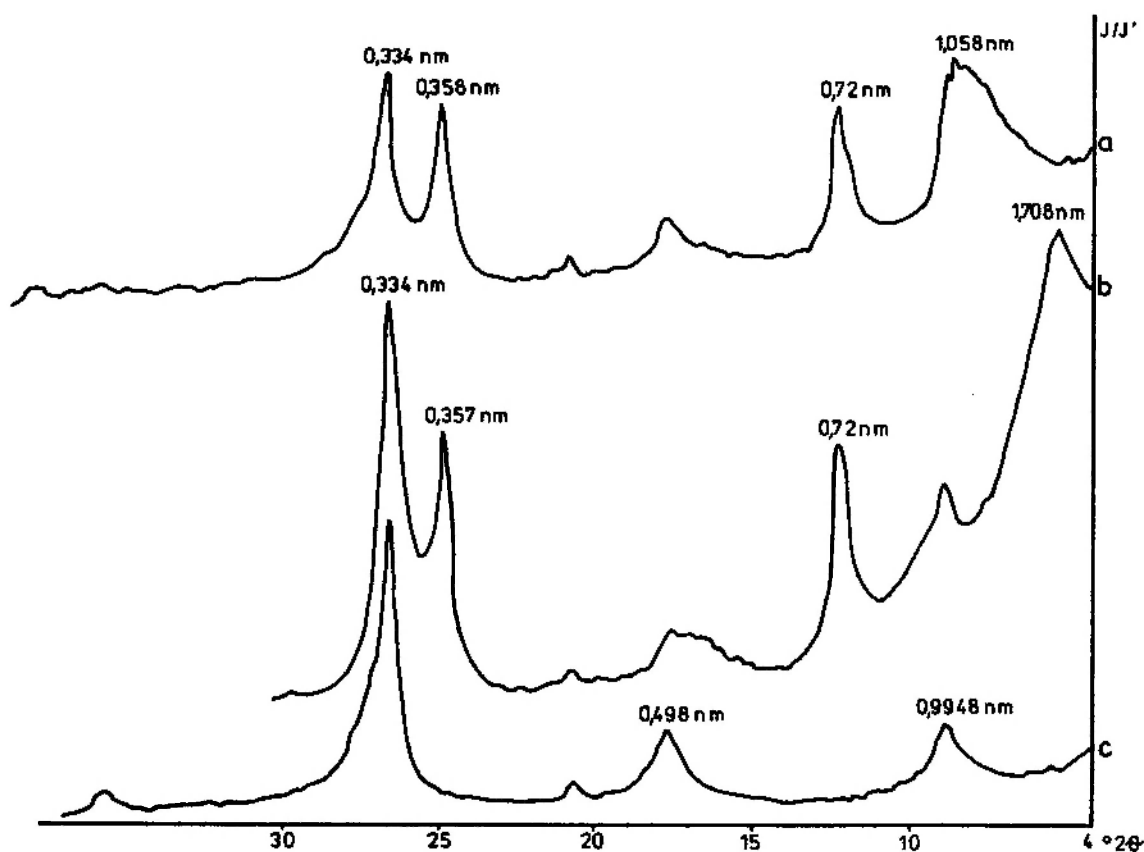


Fig. 10. Dyfraktogramy frakcji ilowej < 2 μm próbki 3.8.4.1.
Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay formation < 2 μm of sample 3.8.4.1.
Explanations as in Figure 2

Fig. 11. Dyfraktogramy frakcji ilowej < 2 μm próbki 3.9.2.1.

Objaśnienia jak na figurze 2

Diffractograms of clay formation < 2 μm of sample 3.9.2.1.

Explanations as in Figure 2

Tabela 5. Skład kationów wymiennych i pojemność wymiany kationowej (CEC) badanych ilów – strefa brzeżna (przysudecka)

Composition of exchangeable cations and cation exchange capacity (CEC) of the clays from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	CEC mval/ /100 g	Skład kationów wymiennych mval/100 g Composition of exchangeable cations mval/100 g				
			Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺	Suma kationów Sum of cations
			Warstwy kędzierzyńskie (sarmat)	3.1.1.1	18,10	12,00	4,80
	3.1.3.1	20,40	13,06	5,30	0,45	0,76	19,57
Kędzierzyn Beds (Sarmatian)	3.1.5.1	21,70	12,05	7,50	0,34	0,82	20,71
Iły zielone (torton)	3.2.2.1	13,25	8,00	4,00	0,23	0,61	12,84
	3.2.3.1	12,80	8,50	1,20	0,14	0,78	10,62
	3.2.4.1	11,30	8,20	1,20	0,31	0,57	10,28
Green clays (Tortonian)	3.2.5.1	21,00	11,30	8,08	0,28	0,63	20,29
	3.3.2.1	9,70	5,60	2,00	0,48	0,65	8,73
	3.3.3.1	28,00	22,50	2,20	0,41	0,68	25,79
	3.3.5.1	19,90	11,10	5,60	0,39	0,73	17,28

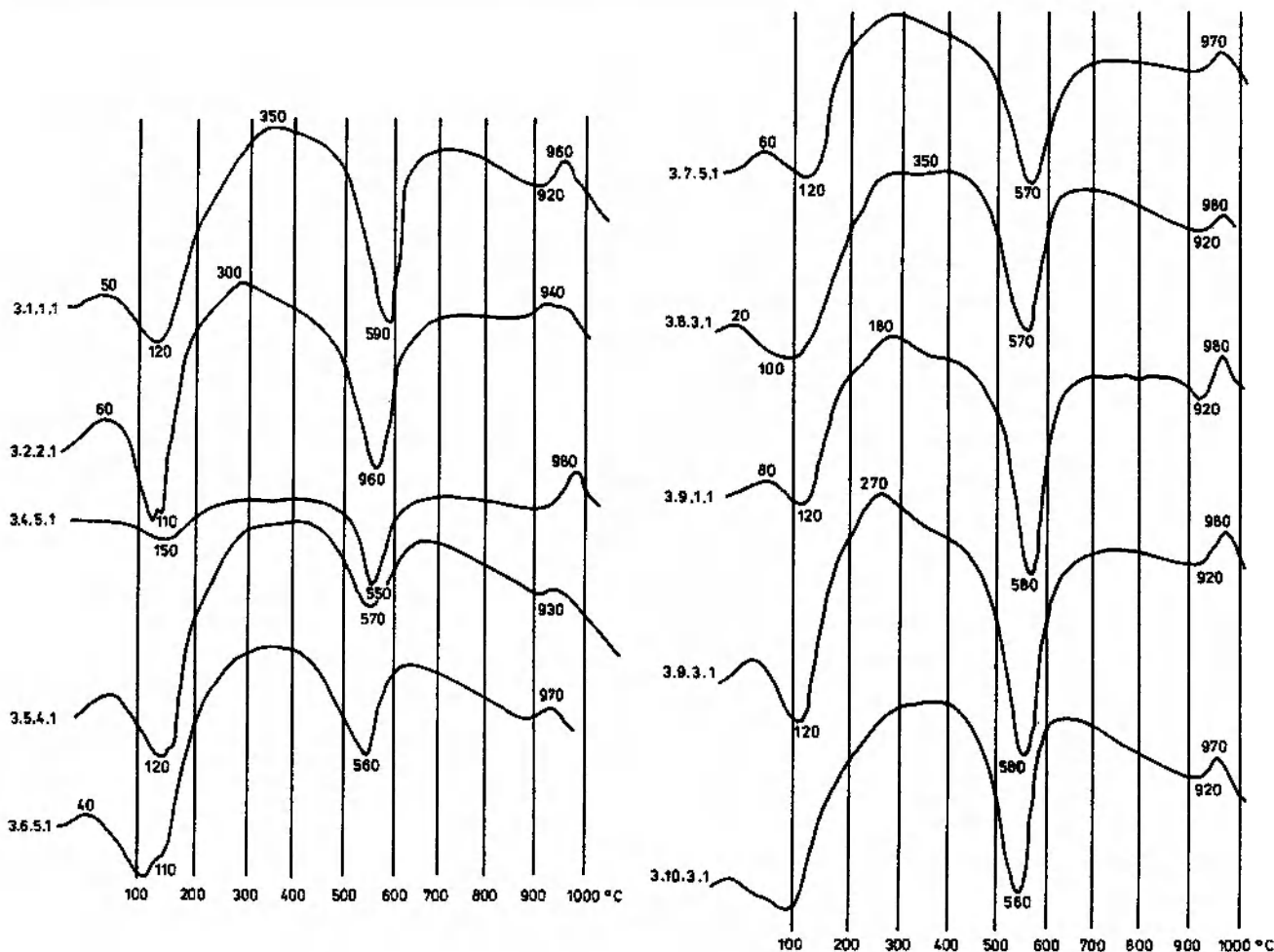


Fig. 12. Termogramy frakcji ilowej $< 2 \mu\text{m}$ wybranych próbek
 Thermograms of clay fraction $< 2 \mu\text{m}$ from selected samples

sugerują obserwacje makroskopowe i analiza chemiczna) oraz stwierdzoną makroskopowo znaczną zawartością części organicznych. Jak podaje Wiklander (1964), obecność kilku procent substancji organicznej w gruncie powoduje wzrost CEC o 20–50%.

W poziomach morskich strefy centralnej pojemność wymiany kationowej wynosi od 7,6 do 29,30 mval/100 g. Ponieważ skład mineralny iłw jest dość jednolity (przewaga minerałów smektytu, przy zmniejszonym współdziale kaolinitu i illitu), zróżnicowanie wielkości CEC jest prawdopodobnie związane ze zmienną zawartością frakcji pyłowej w gruntach tych poziomów. Najmniejsze wartości uzyskuje CEC dla gruntów opisanych jako glina zwięzła, największe natomiast dla iłw. Wyniki te potwierdzają znaną zależność wielkości pojemności wymiany kationowej od procentowej zawartości frakcji ilowej.

Wpływ składu mineralnego na wzrost warto-

ści pojemności wymiany kationowej jest najwyraźniej widoczny w poziomie dolnych iłw płomienistych strefy centralnej. Na podstawie opisu makroskopowego można sądzić, że są to grunty o dość jednolitym uziarnieniu. Potwierdzeniem może być zbliżona w całym poziomie zawartość SiO_2 (tab. 3). Dlatego też wzrost CEC w niektórych wydzieleniach do 39,00 mval/100 g należy wiązać głównie z ich smektytowym charakterem. W pozostałych wydzieleniach dolnych i górnych iłw płomienistych wielkości CEC są dość stałe i wynoszą 12,30–16,30 mval/100 g. W poziomach tych poszczególne minerały ilaste występują w dość jednakowych ilościach, jakkolwiek można mówić o pewnej przewadze kaolinitu. Zdecydowany wpływ kaolinitu na wartość CEC widoczny jest w stropie iłw poznańskich odsłaniających się w Sońnicy, dla których pojemność wymiany jonowej wynosi 8,30 mval/100 g.

Oznaczenie czterech podstawowych kationów

Tabela 6. Skład kationów wymiennych i pojemność wymiany kationowej (CEC) badanych iłów – strefa centralna

Composition of exchangeable cations and cation exchange capacity (CEC) of the clays from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	CEC mval/ /100 g	Skład kationów wymiennych mval/100 g Composition of exchangeable cations mval/100 g					Suma kationów Sum of cations
			Ca ⁺²	Mg ⁺²	K ⁺	Na ⁺		
Górne iły płomieniste (dolny pliocen)	3.4.5.1 3.4.6.1	8,30 16,50	5,80 10,10	1,80 4,20	0,18 0,45	0,30 0,81	8,08 15,56	
Upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.4.7.1 3.8.3.1 3.8.4.1	12,30 16,30 15,65	6,80 10,00 9,30	4,10 4,50 3,70	0,21 0,50 0,53	0,35 0,78 0,89	11,46 15,78 14,42	
Dolne iły płomieniste (górnny sarmat)	3.5.1.1 3.5.1.1 3.5.3.1 3.5.4.1	32,00 28,50 23,00 39,10	21,20 20,00 12,30 27,10	8,70 6,80 8,10 8,90	0,58 0,35 0,41 0,53	1,01 0,61 0,65 0,84	31,49 27,76 21,46 37,77	
Lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.7.4.1 3.9.1.1 3.9.2.1 3.9.3.1 3.10.3.1 3.10.4.1 3.10.5.1	22,70 15,00 16,40 14,40 15,90 14,50 13,10	12,60 9,70 10,20 8,70 11,20 9,80 7,90	8,00 3,70 4,40 4,30 3,00 2,80 4,10	0,35 0,38 0,30 0,21 0,25 0,30 0,21	0,47 0,63 0,58 0,51 0,49 0,58 0,50	21,42 14,41 15,48 13,72 14,94 13,48 12,71	
Iły zielone (górnny torton/ /dolny sarmat)	3.6.2.1 3.6.3.1 3.6.4.1	7,60 14,30 13,20	4,50 8,20 7,50	2,10 4,70 4,30	0,20 0,20 0,21	0,31 0,48 0,51	7,11 13,58 12,52	
Green clays (Upper Tortonian/ /Lower Sarmatian)	3.6.5.1 3.7.5.1	29,30 15,80	18,90 7,80	8,50 6,10	0,43 0,40	0,68 0,65	28,51 14,95	

wymiennych (Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Na⁺, K⁺) wykonano metodą Pipera (Grabowska-Olszewska 1980). Na podstawie analizy składu kationów wymiennych można stwierdzić znaczną przewagę jonów wapnia nad pozostałymi kationami.

W strefie brzeżnej, w poziomie iłów morskich ilość jonów wapnia na pozycjach wymiennych wynosi 5,60–22,50 mval/100 g, w warstwach kędzierzyńskich natomiast zawartość wapnia waha się od 12,00–13,06 mval/100 g. Również w strefie centralnej występuje on w największych ilościach. W iłach morskich tej strefy ilość Ca⁺⁺ na pozycjach wymiennych zawiera się w granicach 4,50–18,90 mval/100 g, w iłach płomienistych natomiast 5,80–27,50 mval/100 g.

Kationy Mg⁺⁺ na pozycjach wymiennych mają znacznie mniejszy udział i ich ilość stanowi

z reguły mniej niż połowę zawartości kationów Ca⁺⁺ (tab. 5 i 6). Ilość sodu i potasu wymiennego jest niewielka i z wyjątkiem próbki 3.5.1.1 nie przekracza 1 mval/100 g.

Na podstawie składu kationów wymiennych widać wyraźnie, że badane grunty mają charakter zdecydowanie wapniowy. Ten typ gruntów najczęściej występuje w przyrodzie w związku z obecnością dużej ilości jonów wapnia w wodach podziemnych i powierzchniowych oraz znaczną energią wymiany tych kationów. Grim (1968) podaje szereg kationów wymiennych w przypadku wypierania 0,1 n roztworem Ba⁺⁺: Al⁺³ > Co⁺² > Ca⁺² > Rb⁺ > Mg⁺² > K⁺ > Na⁺ > Li⁺. Według innych autorów (Dolcater *et al.* 1968) szereg kationów wymiennych zależy również od minerału ilastego i warunków wymiany,

np. dla Na^+ montmorillonitu jest to następujący szereg kationów: $\text{K}^+ > \text{Mg}^{+2} > \text{Ca}^{+2} > \text{Sr}^{+2} > \text{Ba}^{+2}$, dla Na^+ muskowitu: $\text{Mg}^{+2} > \text{Ca}^{+2} > \text{Sr}^{+2} > \text{K}^+ > \text{Ba}^{+2}$, a dla Na^+ wermikulitu: $\text{K}^+ > \text{Ba}^{+2} > \text{Sr}^{+2} > \text{Ca}^{+2} > \text{Mg}^{+2}$.

Badane grunty potwierdzają znane z literatury dane o częstym występowaniu w przyrodzie gruntów typu wapniowego oraz o zależności ogólnej pojemności wymiany kationowej głównie od składu granulometrycznego i mineralnego. Należy sobie zdawać jednak sprawę z możliwości wpływu innych czynników na wielkość CEC. Niektórzy autorzy (Koji Wada, Yasno Harada 1971) zwracają uwagę na wpływ temperatury na wielkość pojemności wymiany kationowej. Stwierdzili oni, że CEC mierzone latem jest wyższe niż mierzone zimą.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ SKŁADU MINERALNEGO

W przedstawianej pracy określenie składu mineralnego wykonano trzema metodami: rentgenostrukturalną (rtg), derywatograficzną (DTA) i elektronmikroskopową (TEM). W związku z trudnościami w dostępie do aparatury, każdą metodą badano inne próbki, co dawało większe zagęszczenie przebadanych wydzieleni w obrębie poszczególnych poziomów. Na podstawie analizy wyników uzyskanych tymi trzema metodami badane grunty pod względem składu mineralnego można podzielić na następujące grupy:

1 – grunty zawierające głównie minerały grupy smektytu i znaczne ilości illitu. Kaolinit występuje w nich z reguły podrzędnie. Do grupy tej należą ility morskie zarówno strefy brzeżnej, jak i centralnej, oraz dolne ility płomieniste odsłaniające się w Żernikach. Te ility płomieniste stanowią prawdopodobnie ogniwo przejściowe między iltami morskimi a płomienistymi. Podobny skład mineralny w iltach poziomów morskich stwierdzili Dyjor *et al.* (1968) i Wichrowski (1981);

2 – grunty, w których kaolinit i smektyt występują w mniej więcej równych ilościach, z dużym prawdopodobieństwem niewielkiej przewagi kaolinitu. Do grupy tej należą prawie wszystkie wydzielenia iltów płomienistych strefy centralnej i ility warstw kędzierzyńskich strefy brzeżnej. Tego składu mineralnego nie potwierdzają dane z literatury. Wielu autorów (Wiewióra, Wyrwicki 1974; Wichrowski 1981) podaje, że głównym minerałem iltów płomienistych jest beidelit;

3 – grunty ze zdecydowaną przewagą kaolinitu, w których illit i smektyt występują podrzędnie. Do grupy tej należą ility stropowej części serii poznańskiej, leżące w bliskim sąsiedztwie łądu. Odsłaniają się one w Sośnicy.

Na podstawie przeprowadzonej analizy składu mineralnego można stwierdzić, że badane ility poznańskie są osadami polimineralnymi. Jest to wynikiem zmiennych warunków fizykochemicznych panujących w zbiorniku sedymentacyjnym, do którego był dostarczany zróżnicowany materiał powstający z wietrzących masywów sudeckich. Ponadto należy sobie zdawać sprawę, że skład mineralny osadów zależy od wielu nakładających się czynników (Gorbunowa 1963; Millot 1964; Ratiejew 1964). W badanych iltach zróżnicowanie minerałów ilastych następuje już w strefie wietrzenia skał sudeckich. Jak wykazały badania Bogdy (1973), w pokrywach wietrzeniowych granitów dominuje kaolinit, rezultatem wietrzenia skał gabrowych natomiast są w znacznej mierze montmorillonity. Mineraleom tym towarzyszy illit. Powstające produkty wietrzenia były transportowane przez rzeki do zbiorników wodnych. W zależności od warunków fizykochemicznych panujących w zbiorniku, a zwłaszcza od pH środowiska i zawartości sodu (Packham 1965; Blackmore 1976) minerały ilaste ulegały osadzeniu bądź też były przenoszone dalej ulegając licznym transformacjom. Te wszystkie czynniki spowodowały, że ility poznańskie w tej części zbiornika są utworem polimineralnym.

GĘSTOŚĆ WŁAŚCIWA, GĘSTOŚĆ OBJĘTOŚCIOWA, POROWATOŚĆ I ZAWARTOŚĆ CZĘŚCI ORGANICZNYCH BADANYCH IŁÓW POZNAŃSKICH

Gęstość właściwą wyznaczono metodą kolby Le Chateliera w alkoholu etylowym (Falkiewicz, Kowalski 1957). Podane w tabelach 7 i 8 wartości są średnią arytmetyczną z 3–5 badań.

Wartości gęstości objętościowej są śred-

nią arytmetyczną 6–10 badań wykonanych metodą cylindra i pierścienia tnącego (PN-75/B-04481). Porowatość i wskaźnik porowatości obliczono na podstawie uzyskanych wyników gęstości i wilgotności naturalnej. Na wartość

Tabela 7. Gęstość właściwa (ρ_s), gęstość objętościowa (ρ), gęstość objętościowa szkieletu gruntowego (ρ_d), porowatość (n), wskaźnik porowatości (e) i zawartość substancji organicznej (Iom) badanych iłów – strefa brzeżna (przysudecka)

Specific density (ρ_s), volume density (ρ), volume density of mineral skeleton (ρ_d), porosity (n), void ratio (e) and contents of organic matter (Iom) in the clays from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	ρ_s Mg/m ³	ρ Mg/m ³	ρ_d Mg/m ³	n %	e	Iom %
Warstwy kędzierzyńskie (sarmat)	3.1.1.1	2,71	1,89	1,50	45	0,81	3,6
	3.1.3.1	2,68	1,82	1,37	49	0,96	3,1
	3.1.5.1	2,70	2,00	1,60	41	0,69	2,5
Kędzierzyn Beds (Sarmatian)	3.2.2.1	2,69	1,82	1,38	49	0,96	1,2
	3.2.3.1	2,63	1,88	1,46	45	0,81	–
	3.2.4.1	2,58	2,05	1,72	34	0,51	–
	3.2.5.1	2,68	1,96	1,53	43	0,75	1,4
	3.3.2.1	2,59	2,10	1,84	29	0,41	1,1
	3.3.3.1	2,58	2,15	1,82	30	0,43	0,9
Iły zielone (torton) Green clays (Tortonian)	3.3.5.1	2,60	2,08	1,77	32	0,47	–

Tabela 8. Gęstość właściwa (ρ_s), gęstość objętościowa (ρ), gęstość szkieletu gruntowego (ρ_d), porowatość (n), wskaźnik porowatości (e) i zawartości substancji organicznej (Iom) badanych iłów – strefa centralna

Specific density (ρ_s), volume density (ρ), volume density of mineral skeleton (ρ_d), porosity (n), void ratio (e) and contents of organic matter (Iom) in the clays from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	ρ_s Mg/m ³	ρ Mg/m ³	ρ_d Mg/m ³	n %	e	Iom %
Górne iły płomieniste (dolny pliocen) Upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.4.5.1	2,69	2,03	1,79	34	0,51	–
	3.4.6.1	2,63	2,11	1,77	33	0,49	0,7
	3.4.7.1	2,64	2,09	1,80	32	0,47	–
	3.8.1.1	–	–	–	–	–	8,5
	3.8.3.1	2,88	2,15	1,77	39	0,63	–
3.8.4.1	2,81	2,10	1,76	38	0,61	0,2	
Dolne iły płomieniste (górnny sarmat) Lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.5.1.1	2,71	2,00	1,52	44	0,78	–
	3.5.2.1	2,70	2,08	1,62	40	0,66	–
	3.5.3.1	2,68	2,05	1,63	40	0,66	0,6
	3.5.4.1	2,65	2,10	1,65	38	0,61	–
	3.7.4.1	2,70	2,11	1,76	35	0,53	–
	3.9.1.1	2,70	2,01	1,58	42	0,72	–
	3.9.2.1	2,76	2,03	1,57	44	0,78	0,4
	3.9.3.1	2,78	2,12	1,71	39	0,63	–
	3.10.3.1	2,73	2,00	1,62	41	0,69	–
	3.10.4.1	2,76	2,04	1,63	41	0,69	–
3.10.5.1	2,77	2,05	1,64	41	0,69	0,3	
Iły zielone (górnny torton/ /dolny sarmat) Green clays (Upper Tortonian/ Lower Sarmatian)	3.6.2.1	2,61	1,96	1,66	37	0,59	1,0
	3.6.3.1	2,70	2,13	1,78	34	0,51	–
	3.6.4.1	2,64	1,98	1,66	37	0,59	–
	3.6.5.1	2,79	2,03	1,61	43	0,75	0,9
	3.7.5.1	2,68	2,07	1,84	32	0,47	–

gęstości objętościowej wpływa skład mineralny, granulometryczny i wilgotność naturalna. Celem wyeliminowania tego ostatniego czynnika obliczono gęstość objętościową szkieletu gruntowego.

W iłach morskich strefy brzeżnej gęstość właściwa ρ_s uzyskuje wartości 2,58–2,69 Mg/m³, gęstość objętościowa ρ waha się w granicach 1,82–2,15 Mg/m³, gęstość objętościowa szkieletu gruntowego ρ_d wynosi 1,38–1,84 Mg/m³. W warstwach kędzierzyńskich tej strefy ρ_s wynosi 2,68–2,71 Mg/m³, ρ 1,82–2,00 Mg/m³, a ρ_d 1,37–1,60 Mg/m³. W strefie centralnej największe zróżnicowanie wyników uzyskują ily morskie: ρ_s 2,61–2,79 Mg/m³, ρ 1,96–2,13 Mg/m³, ρ_d 1,61–1,84 Mg/m³. W iłach płomienistych ρ_s waha się w granicach 2,63–2,88 Mg/m³, ρ 2,01–2,12 Mg/m³, ρ_d 1,52–1,80 Mg/m³.

Największy rozrzut poszczególnych wartości występuje w obrębie iłów poziomu morskiego. Jednocześnie w tych poziomach zaobserwowano najniższe wartości gęstości właściwej. Związane to jest z większą niż w innych poziomach zawarto-

ścią frakcji pyłowej, co stwierdzono na podstawie opisu makroskopowego i analizy chemicznej (większa zawartość SiO₂).

Wielkości porowatości i wskaźnika porowatości są bardzo zmienne w obrębie omawianych iłów poznańskich. Szczególnie niską porowatość mają ily morskie odsłaniające się w Strzelinie, ich $n = 29\text{--}32\%$. Większą porowatością charakteryzują się ily płomieniste i ily warstw kędzierzyńskich. Ich porowatość wynosi ponad 40%.

Zawartość substancji organicznych oznaczono metodą Tiurina opisywaną przez Myślińską (1978). Uzyskane wyniki przedstawiają tabele 7 i 8. Jak można było przypuszczać na podstawie obserwacji makroskopowych, najwięcej części organicznych (2,5–3,6%) zawierają ily warstw kędzierzyńskich. W pozostałych wydzielniach zawartość części organicznych nie przekracza 1,4%. ily poziomu morskiego zawierają 0,9–1,4% substancji organicznej, a w iłach płomienistych stwierdzono 0,2–0,7% tych substancji.

ANALIZA MIKROSTRUKTUR BADANYCH IŁÓW POZNAŃSKICH

PRZEGLĄD LITERATURY DOTYCZĄCEJ MIKROSTRUKTUR SKAŁ OSADOWYCH I CHARAKTERU WIAZAŃ STRUKTURALNYCH

W klasycznym ujęciu petrograficznym przez pojęcie struktury rozumie się zespół cech skały zależny od stopnia krystalizacji jej składników, wielkości poszczególnych ziarn mineralnych i ich kształtu. Przestrzenne ułożenie ziarn i stopień wypełnienia przez nie przestrzeni skalnej określony jest pojęciem tekstury (Bolewski, Parachoniak 1974). Chlebowski (1980) przez pojęcie struktury rozumie zespół cech ogólnie charakteryzujących skałę lub zespół skał tworzących specyficzne formy wielkoskalowe w stosunku do pojedynczych elementów budujących skałę.

Badania strukturalne skał ilastych są obecnie jednymi z ważniejszych zagadnień, którymi się zajmuje geologia inżynierska. Rozwój koncepcji przestrzennego układu cząstek ilastych przedstawiają w swoich pracach Paszyc-Stępkowska (1964), Stępkowska (1973), Grabowska-Olszewska (1977b), Sergejev *et al.* (1980). Oprócz wymienionych autorów, zagadnieniami tymi zajmowali się tacy badacze, jak Terzaghi, Goldschmidt, Casagrande, Lambe. Prace te miały charakter koncepcyjny i do momentu zastosowania przez Roscoe z Uniwersytetu Cambridge skaningowego mikro-

skopu elektronowego trudno było o dostarczenie dowodów na poparcie lub obalenie stawianych w nich tez. W następnych latach coraz szerzej stosowano SEM do badania gruntów. Dzięki zastosowaniu SEM można było dokładnie zbadać i określić powierzchnię ziarn kwarcu, występujących w różnych osadach (Gillot 1969; Blackwelder, Pilkey 1972; Pittman 1972; Krinsley, Doornkamp 1973). Stosowanie SEM w badaniach gruntów spoistych pozwoliło rozwiązać wiele zagadnień dotyczących budowy strukturalnej tych osadów (Pusch 1970; Barden, Sides 1971; Sides, Barden 1971; Collins, McGown 1974). Badanie gruntów w skaningowym mikroskopie elektronowym wymaga odpowiedniego przygotowania próbek, na co zwracają uwagę Barden i Sides (1971). Na właściwie wykonanych preparatach można obserwować wielkość i układ cząstek, rodzaj porów, ich kształt i charakter. Z ważniejszych prac poświęconych tym zagadnieniom należy wymienić: O'Brien (1971); Sides, Barden (1971); Collins, McGown (1974); Osipow (1974); Smart (1975); Gillot (1980); Towey, Wong (1980). Elektronowy mikroskop skaningowy do badania mikrostruktur polskich skał osadowych na szerszą skalę wprowadziła Grabowska-Olszewska (1971, 1972, 1974, 1976, 1977a).

Opierając się na wynikach badań uzyskanych

za pomocą SEM, można było uściślić pojęcie struktury w odniesieniu do skał ilastych. Obecnie w literaturze światowej stosuje się przeważnie dwa pojęcia: febrik⁴ i struktura (Grabowska-Olszewska 1980). Przez pojęcie *febrik należy rozumieć układ cząstek lub ich grup i przestrzeni porowej*. Termin *struktura obejmuje febrik, skład mineralny i siły działające między cząstkami*. Do przyjęcia takiej definicji struktury skłania się większość autorów, jakkolwiek niektórzy nie uwzględniają w tym pojęciu składu mineralnego (Gillott 1980).

Zarówno termin febrik, jak i struktura używany jest z przedrostkami makro-, mezo-, i mikro-. Przedrostek makro- stosuje się przy badaniach wizualnych, mezo- gdy badania są prowadzone z zastosowaniem mikroskopów optycznych. Przedrostek mikro- należy stosować, gdy badania są prowadzone z zastosowaniem mikroskopu elektronowego.

Wiązania strukturalne będące składową struktury skał ilastych rozwijają się w trakcie sedymentogenezy, a następnie diagenety pod wpływem różnych procesów chemicznych i fizycznych. Ich rozwój jest uwarunkowany następującymi rodzajami sił, które podaje Grabowska-Olszewska (1980):

- siły przyciągania o charakterze chemicznym,
- siły przyciągania molekularnego lub van der Waalsa,
- siły przyciągania jonowoelektrostatycznego,
- siły przyciągania elektrostatycznego,
- siły przyciągania kapilarnych menisków,
- siły przyciągania magnetyczne.

W zależności od stadium, w jakim znajduje się osad, wymienione wyżej siły powodują powstawanie między cząstkami ilastymi różnych typów kontaktów. Ze względu na układ przestrzenny możemy wydzielić kontakty typu płaszczyzna-płaszczyzna, krawędź-krawędź bądź płaszczyzna-krawędź (Grabowska-Olszewska *et al.* 1984). Znacznie większy wpływ na zwięzłość strukturalną gruntu niż geometria kontaktu ma charakter i energia sił działających na kontaktach. Gorkowa (1965) w przypadku gruntów ilastych wyróżnia następujące typy wiązań strukturalnych: stabilizacyjne, koagulacyjne, plastyczno-koagulacyjne, koagulacyjno-cementacyjne i cementacyjne. We-

dług Osipowa (1976) wszelkie zmiany, jakie zachodzą w gruntach, są odzwierciedleniem zmiany wiązań strukturalnych. Biorąc za podstawę charakter wiązań strukturalnych dokonał on geologiczno-inżynierskiej klasyfikacji gruntów. Wydzielił sześć grup gruntów, charakteryzujących się określonymi wiązaniami strukturalnymi:

- 1) dalszej koagulacji,
- 2) bliższej koagulacji,
- 3) przejściowa,
- 4) fazowa,
- 5) koagulacyjno-fazowa,
- 6) przejściowo-fazowa.

Cztery pierwsze grupy mają proste wiązania strukturalne, a grupa 5 i 6 – mieszane.

Grabowska-Olszewska *et al.* (1984) podają za Rebinderem trzy typy kontaktów: koagulacyjne, przejściowe (punktowe) i fazowe. Charakterystyczną cechą kontaktu koagulacyjnego jest obecność cienkiej błonki wody (do kilkudziesięciu nm) między cząstkami ilastymi. Główną rolę w przypadku tego typu kontaktu odgrywiają oddziaływania van der Waalsa, elektrostatyczne i magnetyczne. Kontakty przejściowe (punktowe) powstają, gdy błonka wodna cienieje i pęka w punkcie kontaktu. Na tych kontaktach powstają wiązania strukturalne w wyniku oddziaływań jonowoelektrostatycznych i chemicznych. Kontakty fazowe powstają w wyniku oddziaływań o charakterze chemicznym na obszarze większym od elementarnej komórki.

Najpełniejszy obraz typów mikrostruktur gruntów spoistych daje praca Grabowskiej-Olszewskiej *et al.* (1984). W pracy tej przedstawione zostały wyniki badań różnych genetycznie i wiekowo typów osadów ilastych. Poszczególne skały ilaste zostały pogrupowane według morfologicznych cech mikrostrukturalnych. Określenie mikrostruktury zostało uzupełnione wszelkimi badaniami cech fizycznych i mechanicznych gruntów. Na tej podstawie wydzielono pięć głównych typów mikrostruktur ilastych skał osadowych i trzy typy mikrostruktur skał ilastych pochodzenia eluwalnego i hydrotermalnego.

W skałach osadowych stwierdzono mikrostrukturę komórkową, szkieletową, matrycową, turbulentną i laminarną. W skałach hydrotermalnych i eluwalnych wyróżniono mikrostrukturę domenową, pseudoglobularną i gąbczastą. Spośród wymienionych

⁴ Ang. fabric. Polskim odpowiednikiem tego terminu jest więźba (według *Słownika petrograficznego* W. Ryki i A. Maliszewskiej, Wyd. Geol., Warszawa, 1982) – przyp. red.

mikrostruktur, mikrostruktura komórkowa jest syngenetyczna, turbulentna natomiast jest epigenetyczna. Pozostałe mogą być zarówno syngenetyczne, jak i epigenetyczne. Biorąc pod uwagę orientację materiału ilastego, wymienione typy mikrostruktur można podzielić na zorientowane i niezorientowane. Do pierwszych zaliczymy mikrostrukturę turbulentną i laminarną, do drugich komórkową, szkieletową i matrycową.

Analizując literaturę dotyczącą mikrostruktur skał ilastych można dojść do wniosku, że chcąc określić typ mikrostruktury badanego gruntu należy oznaczyć jego skład mineralny, granulometryczny (zarówno metodą pipetową jak i mikroagregatową), powierzchnię właściwą, rozkład wielkości porów oraz dokonać analizy zdjęć uzyskanych za pomocą SEM, z uwzględnieniem charakteru i siły wiązań strukturalnych.

SKŁAD GRANULOMETRYCZNY

ANALIZA PIPETOWA

Skały ilaste stanowią system dyspersyjny złożony z cząstek mineralnych różnych wielkości. Stopień zdyspergowania osadów ilastych charakteryzuje skład granulometryczny. Pod wpływem różnych sił przyciągania międzycząsteczkowego, cząstki ilaste łączą się ze sobą w wodoodporne mikroagregaty. Celem określenia pierwotnej dyspersji gruntów spoistych stosuje się różne antykoagulatory, osłabiające siły wiążące cząstki ilaste w mikroagregaty. Przegląd różnych stabilizatorów chemicznych i ich wpływ na stopień dyspersji gruntu podaje Langier-Kuźniarowa (1961). Oprócz związków chemicznych do dyspersji gruntów próbuje się stosować fale dźwiękowe i ultradźwiękowe (Edwards, Bremner 1967a; Emerson 1971). Według ostatnich danych najlepszą dyspersję gruntów uzyskuje się stosując pirofosforan sodu. Związek ten powoduje maksymalną dyspersję gruntu, gdyż pod jego wpływem następuje zmiana kationów wymiennych na sodowe, powstaje kwaśne środowisko reakcji, a swobodne jony wapnia i żelaza wiążą się w kompleksy (Gorkowa 1965, 1966). Według Moniuszki (1974) odpowiednią dezagregację powoduje dodanie do 1000 ml zawiesiny 35–50 ml 5^o/o roztworu pirofosforanu sodu. Według obserwacji własnych i badań innych autorów (Myślińska 1978) maksymalną dyspersję zapewnia 10 ml 10^o/o roztworu pirofosforanu sodu w 1000 ml zawiesiny.

W omawianej pracy procentową zawartość elementarnych cząstek określono na podstawie analizy pipetowej według metody opisaną przez Myślińską (1978). Jednak zamiast gotowania zastosowano mieszanie zawiesin mieszadłem magnetycznym w temperaturze pokojowej. Każdą zawiesinę mieszano jednego dnia przez 60 minut, a na drugi dzień, przed rozpoczęciem analizy przez 10 minut. Zestawienie wyników analizy składu granulometrycznego metodą pipetową przedstawiono w tabeli 9 i 10. Z danych wynika, że grunty pochodzące z poziomu iłłów morskich stanowią głównie ility pylaste, ility i gliny zwięzłe. Poziom iłłów płomienistych reprezentowany jest przez ility, warstwy kędzierzyńskie natomiast stanowią ility i ility pylaste.

ILITY pylaste występują głównie w strefie brzeżnej zbiornika, w obrębie warstw kędzierzyńskich i utworów poziomu morskiego. Są pozbawione frakcji piaskowej (z wyjątkiem próbki 3.3.5.1). Zawartość frakcji pyłowej waha się od 52 do 59^o/o, a frakcji iłłowej 41–48^o/o. Udział podfrakcji koloidalnej < 1 μm wynosi 31–36^o/o.

Glina zwięzła występująca jako przewarstwienia w poziomie iłłów morskich zawierają 29–47^o/o frakcji piaskowej, 25–42^o/o frakcji pyłowej i 27–29^o/o frakcji iłłowej.

ILITY w przeważającym stopniu związane są z poziomem płomienistym, ale występują również w warstwach kędzierzyńskich i w obrębie poziomu morskiego. Zawartość frakcji piaskowej w iłłach waha się od 0 do 27^o/o, przy czym w większości próbek wynosi 0–7^o/o. Maksymalne wartości 15,20 i 27^o/o zanotowano dla próbek 3.7.5.1, 3.2.6.1 i 3.6.3.1. Są to ility, które osadziły się w zbiorniku morskim. Ilość frakcji pyłowej wynosi 10–49^o/o, przy najczęściej powtarzających się wartościach 32–49^o/o. Zawartość frakcji iłłowej waha się od 39 do 90^o/o, przy najczęściej spotykanych wartościach 49–66^o/o. W typowych iłłach płomienistych ilość frakcji iłłowej przekracza 70^o/o. Świadczy to o bardzo spokojnym środowisku sedymentacyjnym tych iłłów. Z tabeli 10 wynika, że zasadniczym składnikiem frakcji iłłowej jest podfrakcja koloidalna < 1 μm. Jej ilość waha się w granicach 34–81^o/o względem masy próbki, co stanowi 86–94^o/o zawartości frakcji iłłowej. Tak znaczny udział cząstek koloidalnych świadczy o bardzo dużej dyspersji tych gruntów.

Biorąc pod uwagę genezę, skład mineralny i skład granulometryczny badanych iłłów, można wydzielić następujące typy litologiczne:

Tabela 9. Skład granulometryczny na podstawie analizy pipetowej i mikroagregatowej oraz powierzchnia właściwa badanych iłów poznańskich – strefa brzeżna (przysudecka)

Granulometric composition based on pipette and microaggregate analysis and specific surface from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	Rodzaj oznaczenia Kind of determination	Procentowa zawartość frakcji Percentage of fraction				Współczynnik struktury V Structural coefficient V	Powierzchnia właściwa $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$ Specific surface $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$
			2000- -50 μm	50-2 μm	2-1 μm	< 1 μm		
Warstwy kędzierzyńskie (sarmat) Typ C Kędzierzyn Beds (Sarmatian) Type C	3.1.1.1	P	0	54	11	35	0,89	105
	3.1.1.1	M	81	14	3	2		
	3.1.3.1	P	0	10	9	81	0,91	151
	3.1.3.1	M	71	21	3	5		
	3.1.5.1	P	0	52	12	36	0,89	124
	3.1.5.1	M	77	18	2	3		
Iły zielone (torton) Typ B Green clays (Tortonian) Typ B	3.2.2.1	P	3	16	8	73	0,88	82
	3.2.2.1	M	49	41	4	6		
	3.2.3.1	P	20	41	5	34	0,95	64
	3.2.3.1	M	57	41	1	1		
	3.2.4.1	P	47	25	4	24	0,89	41
	3.2.4.1	M	53	44	1	2		
	3.2.5.1	P	0	44	13	43	0,95	110
	3.2.5.1	M	33	54	5	8		
	3.3.2.1	P	0	59	6	35	0,95	74
	3.3.2.1	M	45	53	1	1		
	3.3.3.1	P	0	53	9	38	0,96	193
	3.3.3.1	M	52	46	1	1		
3.3.4.1	P	0	59	10	31	0,93	174	
3.3.4.1	M	49	48	1	2			
3.3.5.1	P	5	50	3	42	0,93	171	
3.3.5.1	M	62	33	2	3			

P – analiza pipetowa – pipette analysis

M – analiza mikroagregatowa – microaggregate analysis

Typ A – ily płomieniste:

podtyp A1 – ily szarobrunatne z ciemnoczerwonymi plamami, smektytowe o zawartości frakcji ılowej 59-79%;

podtyp A2 – ily szarobrunatne, z ciemnoczerwonymi plamami, kaolinitowe o zawartości frakcji ılowej 51-79%;

podtyp A3 – ily jasnoszare, kaolinitowe o zawartości frakcji ılowej 49-55%;

Typ B – szaroniebieskie i szarozielone ily poziomu morskiego:

podtyp B1 – ily barwy szaroniebieskiej bądź szarozielonej, smektytowe, o zawartości frakcji ılowej 39-81%;

podtyp B2 – ily pylaste, barwy szaroniebieskiej, smektytowe, o zawartości frakcji ılowej 41-47%;

podtyp B3 – ily pylaste, barwy szaroniebieskiej, kaolinitowe, o zawartości frakcji ılowej 41%;

podtyp B4 – gliny zwięzle, jasnoszare, smektytowe, o zawartości frakcji ılowej 27-29%;

Typ C – szare ily warstw kędzierzyńskich:

podtyp C1 – ily barwy szarej, kaolinitowe, o zawartości frakcji ılowej 90%;

podtyp C2 – ily pylaste, barwy szarej, kaolinitowe, o zawartości frakcji ılowej 46-48%.

ANALIZA MIKROAGREGATOWA

Mikroagregat jest to zespół cząstek ilastych lub ilasto-piaszczysto-pylastych, trwały w zawiesinie przy braku dyspergatora i zewnętrznych wpływów fizycznych (Grabowska-Olszewska *et al.*

Tabela 10. Skład granulometryczny na podstawie analizy pipetowej i mikroagregatowej oraz powierzchnia właściwa badanych ilów poznańskich – strefa centralna
Granulometric composition based on pipette and mikroaggregate analysis and specific surface from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	Rodzaj oznaczenia Kind of determination	Procentowa zawartość frakcji Percentage of fraction				Współczynnik struktury V Structural coefficient V	Powierzchnia właściwa $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$ Specific surface $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$
			2000– 50 μm	50–2 μm	2–1 μm	< 1 μm		
Górne iły płomieniste (dolny pliocen) Typ A Upper flamy clays (Lower Pliocene) Type A	3.4.5.1	P	7	43	3	47	0,94	30
	3.4.5.1	M	59	37	1	3		
	3.4.6.1	P	0	45	14	41		
	3.4.6.1	M	65	33	1	1		
	3.4.7.1	P	1	50	6	43		
	3.4.7.1	M	66	31	1	2		
	3.8.3.1	P	2	25	7	66		
	3.8.3.1	M	54	38	2	6		
3.8.4.1	P	0	26	10	64	0,89	156	
3.8.4.1	M	52	35	5	8	0,82		
Dolne iły płomieniste (górnny sarmat) Typ A Lower flamy clays (Upper Sarmatian) Type A	3.5.1.1	P	0	21	9	70	0,86	275
	3.5.1.1	M	55	34	2	9		
	3.5.2.1	P	0	28	5	67	0,79	210
	3.5.2.1	M	16	69	7	8		
	3.5.3.1	P	0	41	8	51	0,88	225
	3.5.3.1	M	55	38	2	5		
	3.5.4.1	P	0	40	12	48	0,98	310
	3.5.4.1	M	70	29	1	0		
	3.7.4.1	P	2	21	10	68	0,88	126
	3.7.4.1	M	48	43	2	7		
	3.9.1.1	P	0	49	3	48	0,82	123
	3.9.1.1	M	73	18	3	6		
	3.9.2.1	P	0	21	8	71	0,91	141
	3.9.2.1	M	61	32	1	6		
	3.9.3.1	P	0	43	8	49	0,86	132
	3.9.3.1	M	45	47	1	7		
3.10.3.1	P	0	32	4	74	0,85	163	
3.10.3.1	M	52	36	4	8			
3.10.4.1	P	0	39	5	56	0,82	150	
3.10.4.1	M	49	40	2	9			
3.10.5.1	P	0	40	10	50	0,82	156	
3.10.5.1	M	49	40	3	8			
Iły zielone (górnny torton/ /dolny sarmat) Typ B Green clays (Upper Tortonian/Lower Sarmatian) Type B	3.6.2.1	P	29	42	4	25	0,83	60
	3.6.2.1	M	34	61	2	3		
	3.6.3.1	P	27	20	6	47	0,85	110
	3.6.3.1	M	43	49	2	6		
	3.6.4.1	P	37	36	7	20	0,92	81
	3.6.4.1	M	76	22	1	1		
	3.6.5.1	P	0	34	10	56	0,88	174
	3.6.5.1	M	73	19	3	5		
3.7.5.1	P	15	37	7	44	0,88	108	
3.7.5.1	M	60	35	1	4			

P – analiza pipetowa – pipette analysis

M – analiza mikroagregatowa – mikroaggregate analysis

1984). Mikroagregaty stanowią podstawowy składnik mikrostrukturalny naturalnych ilów. Mają urozmaicone kształty o różnych wymiarach, zależnie od składu mineralnego i genezy.

Mikroagregaty kaolinowe pierwotnych kaolinów składają się z cząstek zorientowanych osiowo, w innych typach kaolinów cząstki są nieuporządkowane, a mikroagregaty osiągają dłu-

gość 4–6 μm przy grubości 1–3 μm . Mikroagregaty illitowe mają kształt wydłużonych blaszek, nieco wygiętych, o długości do kilkudziesięciu μm przy grubości do 1 μm . Mikroagregaty montmorillonitu i minerałów mieszano-pakietowych tworzą blaszkowate skupienia, przypominające zmięte kartki papieru. Mają one długość kilku mikrometrów, przy grubości dziesiątych części mikrometra (Grabowska-Olszewska *et al.* 1984).

Mikroagregaty łączą się między sobą i tworzą większe elementy mikrostrukturalne, czyli agregaty. W literaturze często spotyka się nierozróżnienie tych pojęć i traktowanie agregatu i mikroagregatu jako synonimów (Andrzejczak 1982; Bryan 1971; Emerson 1971, Moniuszko 1974). Dopiero pod koniec lat siedemdziesiątych zauważa się wyraźniejsze rozdzielenie tych pojęć, zwłaszcza w literaturze radzieckiej, gdzie przez mikroagregat rozumie się element mikrostrukturalny odporny na działanie wody. Jednoznaczną definicję terminu mikroagregat i agregat podają Grabowska-Olszewska *et al.* (1984).

Według Mitchella (1976) charakter i wielkość agregatów zależą od genezy i składu mineralnego. Uważa on, że agregaty powstałe w zbiornikach słodkowodnych są małe, porowate i rozdzielone niewielkimi porami, agregaty natomiast utworzone w wodzie morskiej są duże i rozdzielone dużymi porami. Za jeden z czynników agregatotwórczych uważa się substancję organiczną. Metodę wykonania analizy mikroagregatowej przedstawiono w pracy Chomy-Moryl (1983).

W warstwach kędzierzyńskich strefy brzeżnej udział mikroagregatów o wielkościach powyżej 2 μm wynosi 5–8%, w największych ilościach, 71–81%, występują duże mikroagregaty o rozmiarach powyżej 50 μm . W poziomach morskich tej strefy zawartość frakcji < 2 μm jest nieco bardziej zróżnicowana i waha się w granicach 2–13%. Udział frakcji 2–50 μm wynosi 33–54%, a frakcji 50–2000 μm 33–57%. Wynika z tego, że ility tych poziomów nie wykazują takiej tendencji do tworzenia dużych (powyżej 50 μm) mikroagregatów, jak ility warstw kędzierzyńskich.

W iłach poziomów morskich strefy centralnej udział frakcji < 2 μm wynosi 2–8%, frakcja 2–50 μm występuje w ilościach 19–61%, a frakcja 50–2000 μm w ilości 34–76%. Udział mikroagregatów o wielkości < 2 μm w iłach płomienistych strefy centralnej wynosi 1–15%, o wielkości 2–50 μm 29–69%, a liczba mikroagregatów o wymiarach 50–2000 μm wynosi 16,73%.

Dla większości badanych gruntów charaktery-

styczne jest, że liczba mikroagregatów o wymiarach < 2 μm nie przekracza 10%, a jak wiadomo na podstawie analizy pipetowej, pierwotne cząstki tej wielkości dominowały w większości próbek. Porównanie procentowej zawartości frakcji < 2 μm uzyskanej różnymi metodami przedstawia figura 13.

W składzie mikroagregatowym przeważają elementy o wymiarach 2000–50 μm i 50–2 μm . Podstawowy element mikrostrukturalny badanych gruntów stanowią więc duże mikroagregaty o silnych wiązaniach strukturalnych pomiędzy poszczególnymi cząstkami. Największą tendencją do tworzenia dużych mikroagregatów, powyżej 50 μm , wykazują warstwy kędzierzyńskie. Prawdopodobnie pewną rolę może tu odgrywać zwiększona, w porównaniu z innymi poziomami, zawartość substancji organicznej. Edwards i Bremner (1967b) badając mikroagregaty glebowe stwierdzili, że składają się one z cząstek ilastych i substancji organicznej, połączonych poliwalentnymi kationami. Również Mitchell (1976) uważa substancję organiczną za jeden z czynników agregatotwórczych.

W pozostałych poziomach, zarówno strefy brzeżnej jak i centralnej, udział mikroagregatów o wartościach 2–50 μm i powyżej 50 μm jest zmienny i prawdopodobnie uzależniony od wielu czynników. Niewątpliwie duży wpływ na skład mikroagregatowy mają minerały ilaste. Nie można jednak jednoznacznie określić, które minerały mają największą tendencję do tworzenia wodoodpornych mikroagregatów. Badania gleb z Alberty (Robinson, Page 1950), które są bogate w montmorillonit, wykazały, że minerał ten łączy się w szczególnie nietrwałe mikroagregaty. Badania natomiast osadów jeziora Komendul (Andrzejczak 1982) dowiodły, że montmorillonity silniej skupiają się w mikroagregaty niż hydromiki czy kaolinity. Również w sarmackich iłach południowej części ZSRR, wykazujących silną tendencję do tworzenia mikroagregatów, montmorillonit występuje jako główny minerał (Moniuszko 1974). Porównanie składu mikroagregatowego wybranych gleb angielskich i kanadyjskich również nie wyjaśnia jednoznacznie roli poszczególnych minerałów ilastych w tworzeniu mikroagregatów (Bryan 1971).

Na podstawie badanych iłóW poznańskich także nie można jednoznacznie określić wpływu rodzaju minerałów ilastych na skład mikroagregatowy gruntu. W gruntach, w których przeważają minerały smektytowe (ility płomieniste, podtyp

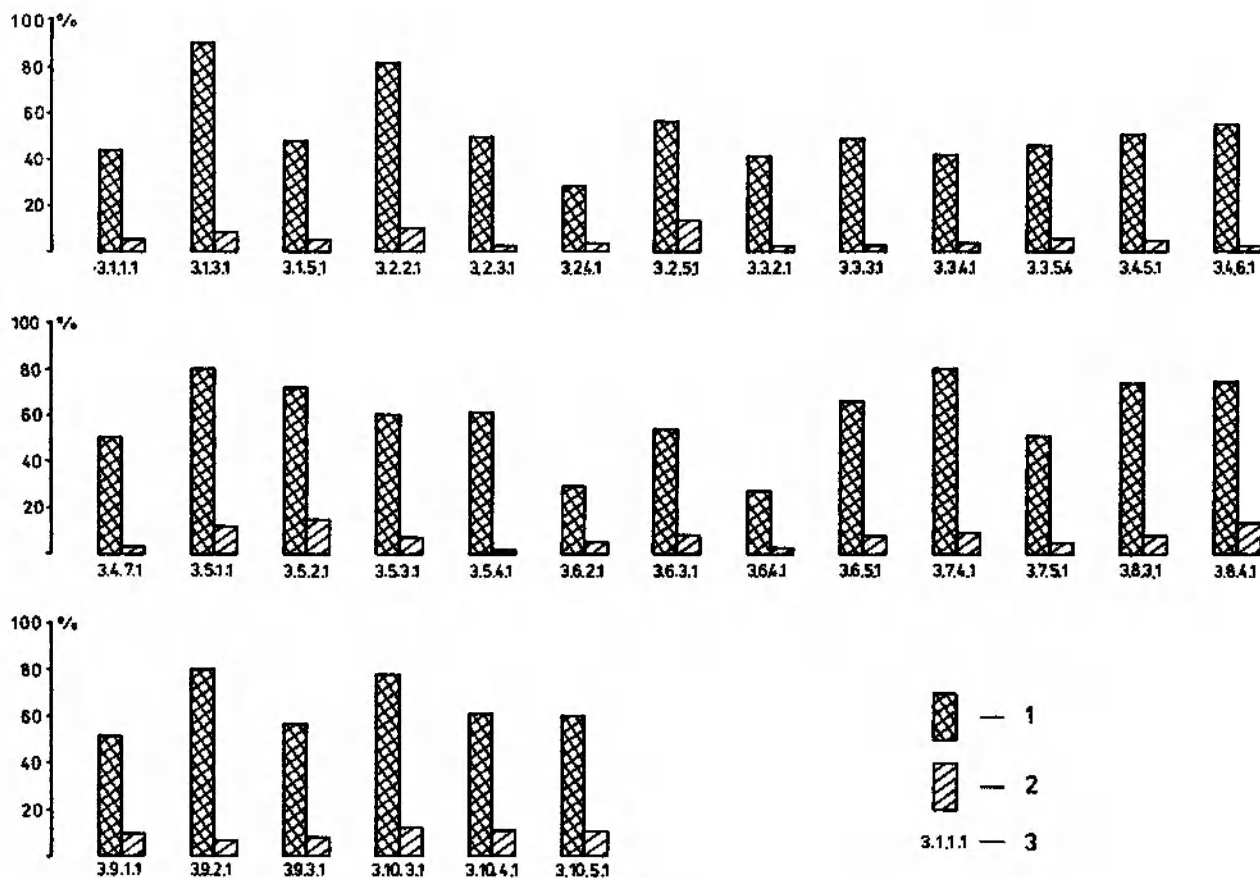


Fig. 13. Histogramy procentowej zawartości frakcji < 2 μm określonej na podstawie różnych analiz. 1 – procentowa zawartość frakcji < 2 μm na podstawie analizy pipetowej; 2 – procentowa zawartość frakcji < 2 μm na podstawie analizy mikroagregatowej; 3 – lokalizacja próbki

Histograms of percentages of fraction < 2 μm estimated from various analyses. 1 – percentage of fraction < 2 μm based on pipette analysis; 2 – percentage of fraction < 2 μm based on microaggregate analysis; 3 – sample location

A1, ility morskie typ B) udział dużych mikroagregatów, powyżej 50 μm, jest bardzo zmienny i waha się od 16 do 70%. Również udział frakcji < 2 μm jest w nich bardzo zmienny i wynosi od 1 do 15%. W ility płomienistych, w których przeważa kaolinit (podtyp A2 i A3), udział dużych mikroagregatów > 50 μm jest nieco mniej zróżnicowany i wynosi od 48 do 66% (z wyjątkiem próbki 3.9.1.1, w której wynosi 73%).

W badanych ility poznańskich można stwierdzić pewną zależność tworzenia się dużych mikroagregatów od ilości jonów wapnia na pozycjach wymiennych. Badane grunty są gruntami wapniowymi, co tłumaczyłoby generalnie ich tendencję do tworzenia wodoodpornych mikroagregatów. Dwudodatnie jony wapnia wykazują znaczną energię przyciągania między powierzchnią cząstki i jonem wapnia, co utrudnia dostęp molekułom wody i uniemożliwia rozpad mikroagregatów na elementarne cząstki. W przypadku grunty z jonami jednowartościowymi na pozycjach

wymiennych energia przyciągania między nimi a powierzchnią cząstki jest znacznie mniejsza i dlatego łatwiej ulegają rozpadowi pod wpływem wody. Rolę jonów wapnia w tworzeniu się dużych mikroagregatów można zaobserwować na przykładzie próbek 3.5.4.1 i 3.6.5.1. Charakteryzują się one znacznie większą ilością jonów wapnia na pozycjach wymiennych niż reszta próbek. W tych też próbkach stwierdzono znaczny udział dużych mikroagregatów. Potwierdza to dane z literatury o roli jonów wapnia w tworzeniu się dużych mikroagregatów (Andrzejczak 1982; Grabowska-Olszewska *et al.* 1977).

Oprócz składu mineralnego i rodzaju kationów wymiennych na tworzenie się mikroagregatów mają też wpływ wilgotność początkowa próbki (Andrzejczak 1982) i stopień dyspersji pierwotnych cząstek, określony na podstawie analizy pipetowej. Wpływ wilgotności początkowej próbek starano się wyeliminować doprowadzając wszystkie próbki do wilgotności bliskiej granicy plasty-

czności. Zależność składu mikroagregatowego od dyspersji pierwotnych cząstek w badanych gruntach jest trudna do określenia. Jakkolwiek wydaje się, że udział dużych mikroagregatów powinien wzrastać w gruntach o dużej dyspersji pierwotnych cząstek w związku z rozwiniętą powierzchnią oddziaływania pomiędzy poszczególnymi elementami.

W badanych iłach poznańskich wielkość sił łączących cząstki w mikroagregaty jest efektem nakładania się wielu czynników (skład mineralny, rodzaj kationów wymiennych, wilgotność początkowa, dyspersja pierwotnych cząstek). Siły te są na tyle duże, że przeciwstawiają się rozsadzającemu działaniu molekuł wody i zaledwie kilka procent cząstek rozpada się do swej pierwotnej wielkości. Dowodem silnych więzi strukturalnych w badanych gruntach jest obliczony współczynnik strukturalny Vagelera V :

$$V = \frac{f_i - f_{ai}}{f_i},$$

gdzie: f_i – procentowa zawartość frakcji iłowej na podstawie analizy pipetowej;

f_{ai} – procentowa zawartość frakcji iłowej na podstawie analizy mikroagregatowej.

Współczynnik Vagelera równy jedności uzyskujemy przy braku mikroagregatów o wielkości odpowiadającej frakcji iłowej.

W iłach płomienistych (typ A) współczynnik V waha się w granicach 0,79–0,98. Najwyższe wartości, powyżej 0,90 przyjmuje on dla gruntów o dużej zawartości jonów wapnia na pozycjach wymiennych oraz dla próbek o dość niskiej wilgotności naturalnej. W iłach poziomów morskich (typ B) współczynnik Vagelera wynosi od 0,77 do 0,92. Na tak duże zróżnicowanie tej wartości wpływa niewątpliwie w znacznym stopniu zróżnicowanie liczby kationów wapnia wymiennego i składu granulometrycznego oraz różnice w składzie mineralnym. Warstwy kędzierzyńskie (typ C) charakteryzują się współczynnikiem V w granicach 0,89–0,91. Małe zróżnicowanie tego współczynnika w tych warstwach wynika z ich dość jednolitego składu mineralnego i granulometrycznego oraz z podobnego udziału kationów wymiennych.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW BADAŃ SKŁADU GRANULOMETRYCZNEGO

W składzie granulometrycznym oznaczonym metodą pipetową dominującą frakcją w większości próbek jest frakcja poniżej 2 μm : frakcja powy-

żej 50 μm występuje w ilościach kilku procent (sporadycznie w glinach związłych w ilości 20–47%). Są to przeważnie iły i iły pylaste.

W składzie granulometrycznym oznaczonym na podstawie analizy mikroagregatowej natomiast dominuje frakcja od 2 do 50 μm i powyżej 50 μm , a udział frakcji < 2 μm nie przekracza 15%. Z diagramów przedstawionych na figurze 13 wynika wyraźnie, że udział frakcji 2 μm w analizie mikroagregatowej jest kilkakrotnie mniejszy od jej udziału w składzie określonym na podstawie analizy pipetowej.

Na podstawie badanych iłów poznańskich nie stwierdzono bezpośredniego wpływu składu mineralnego i granulometrycznego na wielkość wodoodpornych mikroagregatów. Stwierdzono jedynie, że w gruntach o większym udziale substancji organicznej i większej liczbie jonów wapnia na pozycjach wymiennych wzrasta zawartość dużych mikroagregatów (powyżej 50 μm) do ponad 70%.

Analizując uzyskane wyniki można stwierdzić, że największą tendencję do tworzenia wodoodpornych mikroagregatów wykazują te poziomy iłów poznańskich, w których znacznie dominują jony wapnia na pozycjach wymiennych i jest obecna substancja organiczna w ilości 2–3%, a w składzie mineralnym występują minerały z grupy smektytu.

POWIERZCHNIA WŁAŚCIWA

Jak powszechnie wiadomo, wielkość powierzchni właściwej zależy od składu mineralnego. Największe wartości powierzchni właściwej osiągają minerały ilaste. W smektytach będących minerałami o pęczniającej sieci krystalicznej bada się zewnętrzną i wewnętrzną powierzchnię właściwą, w pozostałych natomiast minerałach ilastych oznacza się tylko zewnętrzną powierzchnię, gdyż wewnętrzna jest niedostępna przy normalnych metodach badań. Wewnętrzna powierzchnia międzypakietowa jest przeważnie większa od powierzchni zewnętrznej. Wielkość całkowitej powierzchni właściwej wpływa na intensywność zjawisk fizykochemicznych zachodzących w gruncie. Dlatego też w coraz większym stopniu zwraca się uwagę na oznaczenie powierzchni właściwej w badaniach geologiczno-inżynierskich. Przegląd metod oznaczania tego parametru podaje Stępkowska (1972) i Grabowska-Olszewska (1980).

Zewnętrzną powierzchnię właściwą można określić na podstawie izotermy adsorpcji niepolarn-

nego gazu, przeważnie azotu; całkowitą powierzchnię właściwą natomiast określa się między innymi na podstawie retencji glikolu etylenowego lub pomiaru ciepła zwilżania gruntu. Metody służące do określenia całkowitej powierzchni właściwej należą do metod względnych i są obciążone pewnymi błędami systematycznymi. Wzrost bezwzględnej wartości powierzchni właściwej powoduje, że błąd oznaczenia maleje, a różnice między wynikami otrzymanymi obiema metodami są coraz mniejsze (Grabowska-Olszewska *et al.* 1977).

Całkowita powierzchnia właściwa kaolinitów wynosi od 10 do $30 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$, smektytów od 700 do $900 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$ (Grabowska-Olszewska *et al.* 1977). Stępkowska (1973) podaje nieco odmienne wartości. Teoretycznie maksymalna wielkość powierzchni właściwej montmorillonitu może wynosić $790 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$, illitów $80 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$, a kaolinitów $10 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$. Oceniane na podstawie retencji glikolu etylenowego wartości te kształtują się następująco:

kaolinit	– $14\text{--}49 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,
illit	– $76\text{--}135 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,
wermikulit	– $275\text{--}685 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$,
montmorillonit	– $450\text{--}860 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \cdot \text{kg}^{-1}$.

W przedstawianej pracy określono całkowitą powierzchnię właściwą dla frakcji $< 60 \mu\text{m}$ na podstawie retencji glikolu etylenowego według metody opisanej przez Wojciechowskiego (Grabowska-Olszewska 1980). Uzyskane wyniki przedstawiono w tabeli 9 i 10.

Wartości powierzchni właściwej w typie A wahają się w dość szerokich granicach $30\text{--}310 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$. Tak znaczny rozrzut wyników spowodowany jest głównie zróżnicowaniem składu mineralnego. Podtyp A1 charakteryzuje się przewagą smektytów, w podtypie A2 smektyt i kaolinit występuje w równych ilościach, podtyp A3 wykazuje zdecydowaną przewagę kaolinitu. Te różnice w składzie mineralnym znajdują swoje odzwierciedlenie w wielkościach powierzchni właściwej. Iły podtypu A1 wykazują wartości rzędu $210\text{--}310 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$, podtypu A2 $123\text{--}160 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$, natomiast w podtypie A3 powierzchnia właściwa wynosi $30\text{--}48 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$. Poza składem mineralnym na wielkość powierzchni właściwej wpływa również ilość frakcji ilowej $< 2 \mu\text{m}$, gdyż w tej frakcji głównie występują minerały ilaste, których powierzchnię właściwą oznaczamy. Iły podtypu A1 i A2 mają większą zawartość frakcji ilowej (powyżej 57%) niż iły podtypu A3. Mimo tego iły podtypu A1 uzy-

skują najniższe wartości powierzchni właściwej charakterystyczne dla smektytów, iły podtypu A3 natomiast przyjmują maksymalne wartości możliwe dla kaolinitów.

W typie B wartości powierzchni właściwej wahają się w granicach $41\text{--}193 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$. Najmniejsze wartości powierzchni właściwej stwierdzono dla gruntów, w których kaolinit i smektyt występują w równych ilościach. W pozostałych próbkach zwracają uwagę stosunkowo niskie wielkości powierzchni właściwej, jak na grunty o przewodzie smektytów. Prawdopodobnie jedną z przyczyn jest stosunkowo mały udział frakcji ilowej w poziomach ilów morskich. Szczególnie widać to w podtypie B4, w którym występują gliny związane o zawartości frakcji ilowej do 30% . W tych gruntach, mimo ich smektytowego charakteru wartość powierzchni właściwej wynosi $60\text{--}81 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$.

W ilach typu C, mimo iż smektyt i kaolinit występuje w nich w równych ilościach, zwracają uwagę stosunkowo duże wartości powierzchni właściwej: $105\text{--}151 \cdot 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}^{-1}$. Wynika to niewątpliwie ze znacznego udziału frakcji ilowej w tych gruntach (do 90%) oraz z zawartości substancji organicznej $2\text{--}3\%$.

Analizując wielkość powierzchni właściwej należy sobie zdawać sprawę, że wpływa ona na wartości ogólnej pojemności wymiany kationowej CEC. Związek powierzchni właściwej z ogólną pojemnością wymiany kationowej przedstawia figura 14. Zależność ta wypływa z faktu, że im większa jest powierzchnia właściwa ładu, tym większą liczbę kationów może on sorbować na pozycjach wymiennych przy tej samej gęstości ładunku powierzchniowego. Na związek między tymi wielkościami zwrócili już uwagę Farrar i Coleman (1967).

Wpływ rodzaju kationu wymiennego na wielkość powierzchni właściwej uzależniony jest od składu mineralnego. W przypadku kaolinitów wielkość powierzchni właściwej wzrasta dla gruntów wapniowych, z kolei dla minerałów z grupy smektytów wzrasta dla gruntów potasowych (Żbik 1983).

Badane iły poznańskie mają przewagę jonów wapnia na pozycjach wymiennych. Uzyskane wyniki powierzchni właściwej dla poszczególnych podtypów potwierdzałyby podaną wyżej zależność. W gruntach podtypu A1, w których dominują minerały smektytowe, uzyskane wartości powierzchni właściwej mieszczą się w dolnym przedziale wartości charakterystycznych dla tych mi-

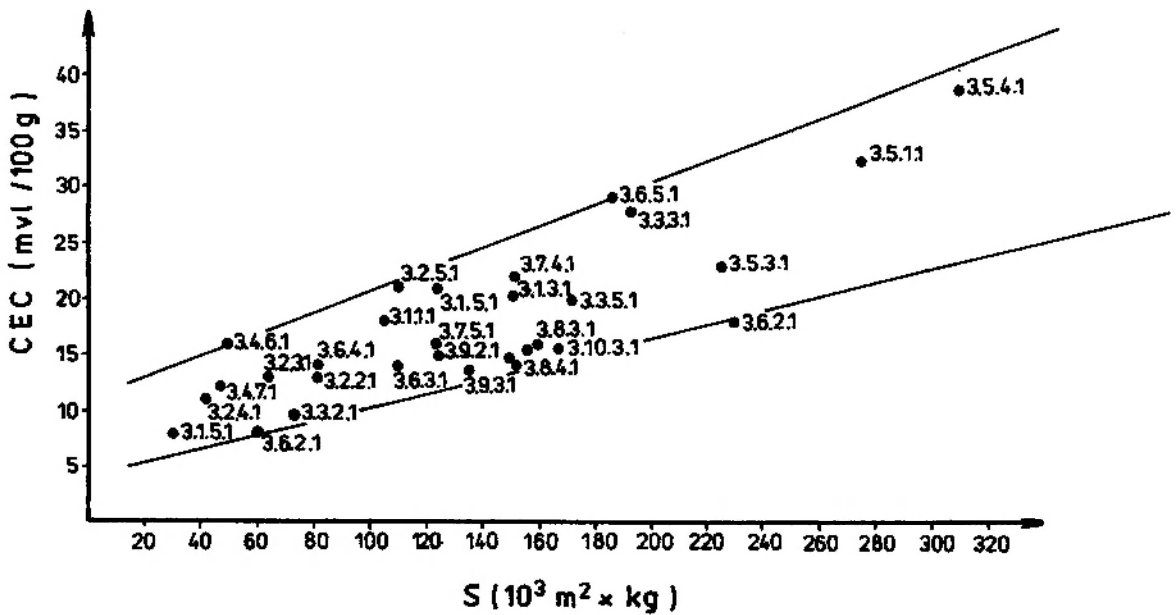


Fig. 14. Wykres zależności pojemności wymiany kationowej (CEC) od powierzchni właściwej (S)

Diagram of dependence of cation exchange capacity (CEC) on specific surface (S)

nerałów. Grunty kaolinitowe (podtyp A3) natomiast uzyskują wartości wyższe niż podawane dla tych minerałów. Oczywiście należy zdawać sobie sprawę, że są to grunty polimineralne. W takim przypadku w iłach uważanych za kaolinitowe domieszka kilku procent minerałów z grupy smektytu będzie powodowała znaczny wzrost wartości powierzchni właściwej. Może to mieć miejsce głównie w podtypie A2 i B3. Jak wynika z badań Wojciechowskiego (Grabowska-Olszewska *et al.* 1977), dodatek 20% bentonitu do czystego kaolinitu powoduje wzrost powierzchni właściwej do $152 \cdot 10^3 \text{ m}^2 \text{ kg}^{-1}$.

BADANIA ROZKŁADU WYMIARÓW PORÓW

Porowatość jest bardzo ważną cechą mas skalnych. Dzięki porowatości może w skałach następować migracja wody, ropy naftowej i gazu. W zależności od wymiarów porów migracja następuje w różnym stopniu. Przyjmuje się, że ruch wody w skałach pod wpływem siły ciężkości występuje w porach o średnicy powyżej $10 \mu\text{m}$ (Grabowska-Olszewska *et al.* 1984) lub dopiero w porach o średnicy powyżej $500 \mu\text{m}$ (Pazdro 1977). Migracja gazu jest możliwa w porach o średnicy powyżej $1 \mu\text{m}$. Przegląd metod pozwalających ocenić charakter przestrzeni porowej podają Pirson (1958) i Bagrincewa (1977).

Przy rozważaniu zagadnień dotyczących skał

ilastych charakter przestrzeni porowej jest jedną z ważniejszych cech mikrostrukturalnych tych skał. W gruntach ilastych jest istotny rozkład wielkości porów oraz ich kształt i sposób rozmieszczenia. W niniejszej pracy rozkład wielkości porów badano w porozymetrze firmy Carlo Erba.

Porowatość badanych gruntów określono na podstawie nasycenia naftą i na podstawie badań w porozymetrze. Dane z porozymetru pozwoliły ponadto na określenie procentowego rozkładu wielkości przestrzeni porowej.

Porowatość jako jedna z ważniejszych cech mikrostrukturalnych skał osadowych była opisywana przez wielu autorów (Diamond 1971; Collins, Mc Gown 1974; Grabowska-Olszewska 1977a).

Grabowska-Olszewska *et al.* (1984) podają klasyfikację porów ze względu na ich rozmiary, morfologię i rozmieszczenie. Ze względu na wymiary pory podzielono na:

- makropory o wymiarach powyżej $1000 \mu\text{m}$,
- mezopory o wymiarach $10 \mu\text{m}$ do $1000 \mu\text{m}$,
- mikropory o wymiarach od $0,1$ do $10 \mu\text{m}$, w których możliwe jest kapilarne podciąganie wody,
- ultrapory mniejsze od $0,1 \mu\text{m}$, całkowicie wypełnione wodą silnie związaną.

Iły warstw kędzierzyńskich strefy brzeżnej (podtyp C1) charakteryzują się największymi różnicami między wynikami porowatości uzyskany-

mi z porozymetru (15,55%) i z nasycenia naftą (38,12%). O porowatości tych gruntów zasadniczo decydują ultraporory, stanowiące 86% wszystkich porów, przy czym ultraporory o wymiarach poniżej 0,01 μm stanowią 71%. Wydaje się, że taki udział ultraporów jest rezultatem dużej zawartości podfrakcji koloidalnej < 0,001 μm (81%) w tych gruntach.

W ilach morskich strefy brzeżnej (podtyp B2) porowatość z nasycenia wynosi 32,43%, z porozymetru natomiast 21,72%. W tych poziomach w porównaniu z warstwami kędzierzyńskimi wzrasta udział mikroporów do 44%, liczba ultraporów natomiast wynosi 53%. Wzrost zawartości mikroporów w tych gruntach związany jest z ich składem granulometrycznym. Zawierają one znacznie więcej frakcji pyłowej niż warstwy kędzierzyńskie, co powoduje wzrost liczby mikroporów.

W ilach morskich strefy centralnej – podtyp B1, porowatość z nasycenia wynosi 32,76%, a z porozymetru 22,74%. W tym podtypie ultraporory występują w ilości 76,38%. Udział mikroporów wynosi 18%.

W ilach płomienistych strefy centralnej – podtyp A1, porowatość z nasycenia wynosi 26,66%, z porozymetru natomiast 14,05%. W podtypie tym zdecydowanie dominują ultraporory (94,55%), co jest zrozumiałe ze względu na dobrą dyspersję tych gruntów. Udział podfrakcji koloidalnej wynosi w nich około 70%. W podtypie A2 porowatość z nasycenia wynosi 34,44%, a z porozymetru 23,39%. Ultraporory występują w ilości około 80%, mikropory i mezopory natomiast po około 10%.

Porównując wartości porowatości badanych ilów, uzyskane przez nasycenie naftą z porowatością obliczoną na podstawie badań w porozyme-

trze (tab. 11), obserwuje się znaczne różnice między nimi. Tak znacznych różnic w wynikach badań nie można tłumaczyć tylko błędem spowodowanym stosowaniem różnych metod badawczych. Różnice te są też spowodowane prawdopodobnie obecnością wody silnie związanej i porów o tak małych przekrojach, że przekraczają one możliwości pomiaru przy zastosowanej metodzie badań. Maksymalne ciśnienie rtęci zastosowane do badanych ilów wynosiło 1261 · 10⁵ Pa, co pozwoliło na określenie porów o wielkości 0,0059 μm .

Diagramy zamieszczone na figurze 15 przedstawiają rozkład wymiarów porów pomierzonych za pomocą porozymetru. Widać na nich, że przeważają ultraporory. We wszystkich gruntach stanowią one ponad 50% porów. W poziomie ilów płomienistych i w warstwach kędzierzyńskich wynoszą one około 80–95% porów. Udział mikroporów wzrasta w poziomie ilów morskich. W tych poziomach mikropory wynoszą od 18 do 44%. Taki rozkład wartości porowatości spowodowany jest głównie uziarnieniem tych gruntów. Iły warstw kędzierzyńskich i ily płomieniste, w których przeważa podfrakcja koloidalna < 0,001 μm , mają zdecydowaną przewagę ultraporów. W poziomach morskich, w których wzrasta udział frakcji pyłowej i piaskowej, zwiększa się udział mikroporów. We wszystkich badanych próbkach stwierdzono kilkuprocentowy udział mezoporów o wielkościach w granicach 10–100 μm . Jest to drobna siateczka spękań, taka jaką opisywano w skali makro-, ale powtórzona w skali mezo-. Mezopory te nie mają zasadniczego znaczenia przy badaniu mikrostruktur tych ilów. Należy jednak o nich pamiętać przy interpretacji wytrzymałości badanych gruntów, a ich obecność może być wynikiem działań lądolodu.

Tabela 11. Zestawienie wyników badań porowatości ilów poznańskich okolic Wrocławia
Summation of results of analysis of porosity of the Poznań clays from the vicinity of Wrocław

Lokalizacja próbki Sample location	Typ litostratigraficzny Lithostratigraphic type	Porowatość % Porosity %		Procentowy rozkład wielkości przestrzennej porowej (promienie kapilarów w μm) Percentage distribution of pore space value (capillary radius in μm)							
		z nasycenia from saturation	z porozymetru from porosimeter	100 000–	70 000–	40 000–	10 000–	1,0–	0,5	0,1–	0,01
				–70 000	–40 000	–10 000	–1,0	–0,5	–0,1	–0,01	
3.1.3.2	C 1	38,12	15,55	0,33	2,01	4,50	1,38	0,04	1,37	15,14	71,22
3.3.3.2	B 2	32,43	21,72	0,09	0,54	2,08	13,51	9,55	21,15	19,01	34,07
3.5.1.2	A 1	26,66	14,05	0,06	0,34	1,72	1,72	0,50	1,10	34,39	60,16
3.6.5.2	B 1	34,76	22,74	0,25	1,49	3,90	2,74	0,17	15,07	39,02	37,36
3.8.3.2	A 2	34,44	23,39	0,46	2,75	6,30	4,46	0,91	4,32	41,58	39,23

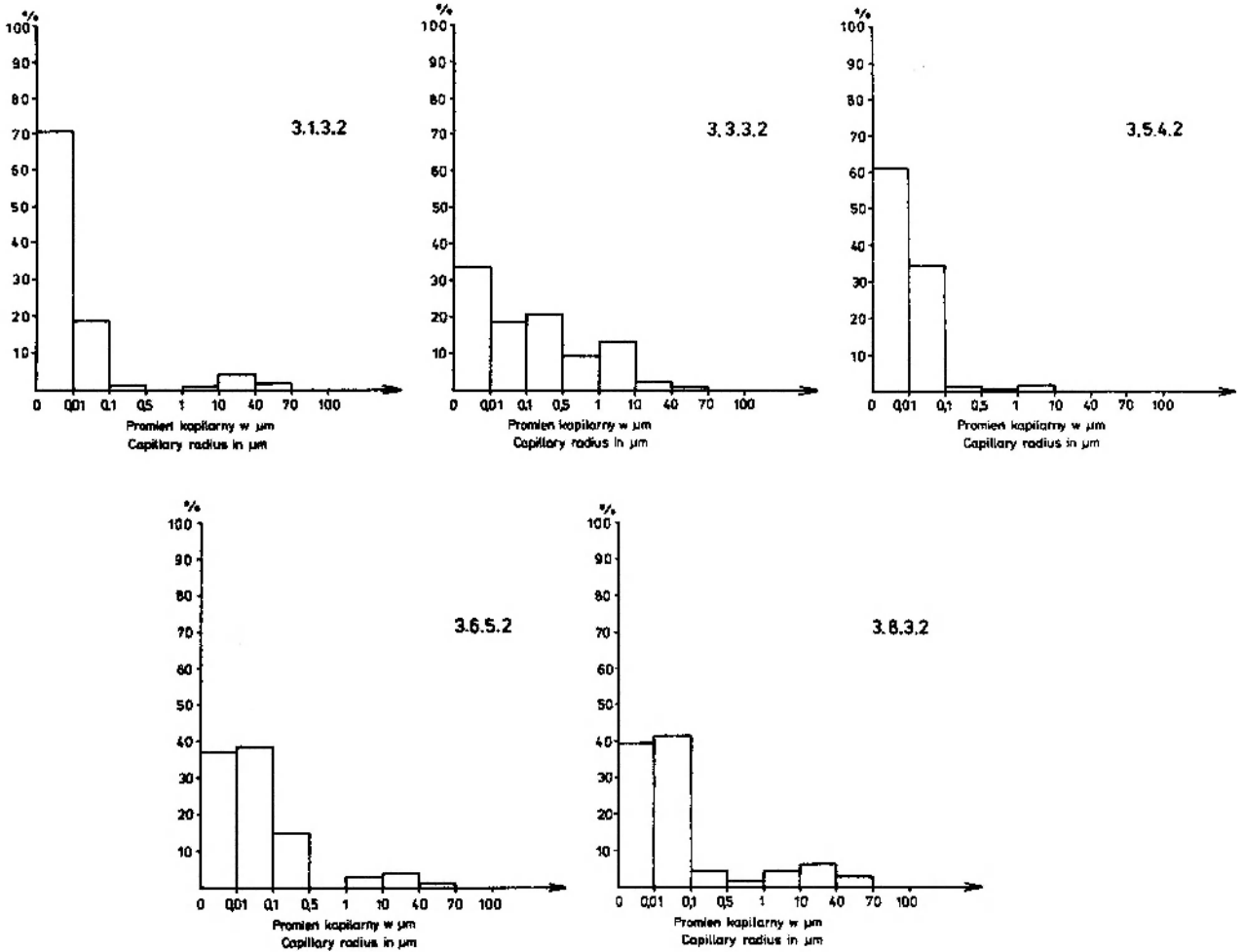


Fig. 15. Rozkład wartości porowatości badanych iłów poznańskich
Distribution of porosity values of the Poznań clays

MIKROSTRUKTURY BADANYCH IŁÓW

Na podstawie badań w skaningowym mikroskopie elektronowym określono morfologię przestrzeni porowej i typy mikrostruktur badanych iłów poznańskich.

Zasadniczą trudnością powstającą podczas stosowania SEM do badania gruntów spoistych jest obecność w nich od kilkunastu do kilkudziesięciu procent wody. Usunięcie wody bez naruszenia struktury badanej próbki wymaga dużej wprawy i precyzji w wykonywaniu preparatów. Polega to na błyskawicznym zamrożeniu wilgotnej próbki w temperaturze ciekłego azotu. Woda zawarta w porach próbki nie zdąży wykrystalizować, ale przechodzi w bezpostaciowy lód. Przejście to nie powoduje zwiększenia się objętości utworzonej fazy stałej i nie deformuje próbki. Zamrożone próbki są odwadniane przez sublimację lodu w próżni w temperaturze -50°C . Przy

zastosowaniu opisaney metody nie następują zmiany objętości próbek, co pozwala zachować ich naturalną mikrostrukturę. Przygotowanie powierzchni do obserwacji polega na szlifowaniu papierem ściernym o zmniejszającej się frakcji od $200\ \mu\text{m}$ do $10\ \mu\text{m}$, a następnie oczyszczeniu jej przez wielokrotne przykładanie lepkiej taśmy. Oczyszczoną powierzchnię omiatano strumieniem suchego azotu w stanie gazowym i napyłano. Przedstawione w niniejszej pracy wyniki badań mikrostruktur gruntów ilastych zostały uzyskane w elektronowym mikroskopie skaningowym produkcji amerykańskiej typ CWIKSCAN-106 A. Mikroskop ten ma wysoką zdolność rozdzielczą — $0,6\ \mu\text{m}$, duży zakres jasności i kontrastu obrazu oraz możliwość stosowania zarówno wysokich, jak i niskich napięć. Na podstawie uzyskanych zdjęć dokonano analizy morfologii przestrzeni porowej oraz typów mikrostruktur wraz z określeniem charakteru wiązań strukturalnych.

MORFOLOGIA PRZESTRZENI POROWEJ

Ze względu na morfologię pory można podzielić w następujący sposób (Grabowska-Olszewska *et al.* 1984):

- a) pory izometryczne,
- b) pory anizometryczne,
- c) pory szczelinowate.

Biorąc pod uwagę rozmieszczenie porów, wyróżnia się następujące ich rodzaje:

- a) pory międzycząsteczkowe,
- b) pory międzymikroagregatowe,
- c) pory międzyziarnowe,
- d) pory wewnątrzziarnowe.

Opisując morfologię przestrzeni porowej na podstawie zdjęć uzyskanych w skaningowym mikroskopie elektronowym należy zdawać sobie sprawę, iż obserwacje dotyczą powierzchni przekroju próbki.

W poziomie ilów płomienistych podtypu A1 i A2 dominują pory anizometryczne i izometryczne. W podtypie A1 można stwierdzić większą liczbę porów izometrycznych niż w podtypie A2, głównie międzycząsteczkowych o wymiarach około 2–4 μm (pl. I i II). Pory anizometryczne są głównie międzymikroagregatowe. Ich wielkości są bardzo zróżnicowane. Występują również pory międzymikroagregatowe o pokroju izometrycznym (pl. I i II). W podtypie A2 przeważają pory anizometryczne międzymikroagregatowe. Dominują one zwłaszcza w płaszczyźnie zgodnej ze stratyfikacją osadu. W płaszczyźnie prostopadłej do stropu-spągu liczba porów maleje (pl. III). Pory izometryczne międzycząsteczkowe występują sporadycznie, głównie w płaszczyźnie równoległej do warstwowania (pl. III i IV). W płaszczyźnie prostopadłej do warstwowania pojawiają się pory szczelinowate międzymikroagregatowe o długości około 20 μm .

W poziomie ilów zielonych, podtypu B1 i B2, przeważają pory anizometryczne i szczelinowate, głównie międzymikroagregatowe. Ich liczba zdecydowanie wzrasta na przekrojach prostopadłych do stropu-spągu (pl. V–VIII). Pory międzycząsteczkowe występują rzadko i mają przeważnie przekrój szczelinowaty (pl. VI, 1, pl. VIII, 1). Wymiary porów anizometrycznych są zmienne, a ich kształty urozmaicone. Pory szczelinowate mają długość 20–60 μm , przy szerokości ułamków μm (pl. V, 1, pl. VII, 1). Liczba tych ostatnich porów szczególnie wzrasta na przekrojach prostopadłych do stropu-spągu.

Iły warstw kędzierzyńskich (podtyp C2) cha-

rakteryzują się głównie obecnością porów anizometrycznych, międzymikroagregatowych (pl. IX i X). Sporadycznie występują pory izometryczne (pl. IX i X). Są one głównie międzymikroagregatowe, rzadko międzycząsteczkowe. Na zdjęciach przedstawionych na planszy VII widać pojedyncze pory szczelinowate o długości ponad 100 μm przy szerokości około 1 μm .

TYPY MIKROSTRUKTUR

Uwzględniając podane przez Grabowską-Olszewską *et al.* (1984) typy mikrostruktur skał ilastych w omawianych ilach poznańskich na podstawie analizy ich historii geologicznej, składu mineralnego, składu granulometrycznego, powierzchni właściwej i charakteru przestrzeni porowej i opierając się na zdjęciach uzyskanych ze skaningowego mikroskopu elektronowego, można wydzielić następujące typy mikrostruktur: matrycową, turbulentną i matrycowo-turbulentną.

Mikrostrukturę matrycową stwierdzono w ilach płomienistych typu A. Jest ona epigenetyczna, jakkolwiek nie można wykluczyć, że w pewnych partiach jest syngenetyczna. Powstanie tego typu mikrostruktury zostało prawdopodobnie spowodowane kilkoma czynnikami. Duża zawartość frakcji ilastej uniemożliwiła dobre odsączenie wody. Obecność znacznych ilości soli w wodach tego zbiornika i wapnia jako kationu wymiennego nie dopuszczała do swobodnego przemieszczania się cząstek. Oprócz tego, znaczne ilości trójtlenków żelaza doprowadziły do cementacji osadu i utrwalenia się mikrostruktury matrycowej już we wstępnych etapach diagenety. Wyżej wymienione czynniki przyczyniły się do tego, że nawet duże naciski, jak wytworzone przez łądolód, nie zdołały doprowadzić do uporządkowania mikrostruktury, lecz pozostało bezładne ułożenie cząstek. Szczególnie jest to widoczne w podtypie A1. Plansza I przedstawia zdjęcia reprezentujące powierzchnię prostopadłą i równoległą do warstwowania, na których nie widać żadnych różnic w stopniu uporządkowania materiału. Na obu powierzchniach mikroagregaty i cząstki ilaste są niezorientowane, a w ich masie widoczne są bezładnie rozrzucone ziarna okruchowe. Występują kontakty wszystkich typów, co jest szczególnie widoczne na zdjęciach przedstawionych na planszy II. Charakterystyczna dla tego podtypu jest obecność doskonale wykształconych izometrycznych porów o znacznych rozmiarach (pl. I i II).

Mikrostrukturę matrycową stwierdzono również w podtypie A2 (pl. III i IV). W tym podtypie można jednak zaobserwować strefy uporządkowania materiału (pl. IV, 1). Jest to głównie spowodowane zdecydowaną przewagą kontaktów płaszczyna – płaszczyna w obrębie mikroagregatów i między nimi. To uporządkowanie nie przebiega równoległe do stratyfikacji, ale kierunki jego układają się pod różnymi kątami. Widoczne mikroszczeliny międzymikroagregatowe podkreślają kierunki uporządkowania. Wrażenie tendencji do lepszego uporządkowania materiału w podtypie A2 może potęgować fakt, iż mikroagregaty są większe i zbudowane z większych cząstek niż w podtypie A1. Jest to spowodowane różnicą składu mineralnego w tych podtypach. W podtypie A1 przeważają minerały z grupy smektytów, które tworzą zwykle mniejsze mikroagregaty niż kaolinity dominujące w podtypie A2.

W obu podtypach, A1 i A2, przeważają kontakty typu płaszczyna – płaszczyna, jakkolwiek w podtypie A1 można częściej zaobserwować kontakty typu płaszczyna – krawędź, a nawet krawędź – krawędź. Wnosząc z odległości pomiędzy cząstkami można przypuszczać, że w podtypie A1 dominować będą kontakty koagulacyjne i przejściowe tworzące się w efekcie oddziaływań van der Waalsa i jonowoelektrostatycznych. W przypadku kontaktów o orientacji płaszczyna – krawędź główną rolę będą prawdopodobnie odgrywały oddziaływania o charakterze elektrostatycznym. W podtypie A2 dominują kontakty o orientacji płaszczyna – płaszczyna. Na podstawie odległości pomiędzy poszczególnymi cząstkami można wnioskować, że w tych gruntach będą przeważać oddziaływania o charakterze jonowoelektrostatycznym, a nawet walencyjnym, dające w efekcie kontakty typu przejściowego i fazowego.

Mikrostrukturę turbulentną stwierdzono w iłach poziomu morskiego strefy brzeżnej (podtyp B2). Diagenaza tych osadów następowała w warunkach dobrej odsączalności wody wynikłej z nieco większej niż w typie A zawartości frakcji pylastej. Ponadto, prawdopodobnie w tym środowisku występowały nieco lepsze warunki peptyzacji cząstek ilastych niż w osadach jeziornych (pewna liczba jonów sodu, nieco niższa koncentracja soli, w głębszych partiach zbiornika nieco niższa temperatura). Umożliwiało to w większym stopniu orientację cząstek i ułożenie ich równoległe do siebie, zgodnie ze stratyfikacją. W związku z obecnością znacznej liczby ziarn pylastych doprowadzało to w rezultacie diagen-

zy do utworzenia głównie mikrostruktury turbulentnej.

Ilustracją tego są zdjęcia przedstawione na planszach V i VI. Widać na nich wyraźnie zróżnicowanie ułożenia cząstek na przekrojach równoległych i prostopadłych do warstwowania. Na przekrojach prostopadłych do warstwowania widać wyraźnie tendencję cząstek do równoległego układania się i „opływania” ziarn pylastych. Jest to szczególnie widoczne na fotografii 1 na planszy V i fotografii 1 na planszy VI. Na zamieszczonych zdjęciach można zaobserwować, że cząstki ilaste w większości przypadków są ułożone równoległe do siebie, dając kontakty typu płaszczyna – płaszczyna, a kontakty typu płaszczyna – krawędź są sporadyczne. Charakterystyczna jest obecność otwartych porów anizometrycznych i szczelinowatych na zdjęciach prostopadłych do stratyfikacji, znikoma ich liczba natomiast występuje na zdjęciach przedstawiających płaszczyny równoległe do stratyfikacji. Analiza tych zdjęć wskazuje na stosunkowo ciasne upakowanie cząstek. Znajduje to odbicie w porowatości omawianych iłów. Porowatość z nasycenia wynosi 32% i jest jedną z niższych wartości w badanych gruntach. Analiza pozostałych zdjęć przedstawionych na planszy V i VI, wykonanych z płaszczyny równoległej do warstwowania, pozwala prześledzić charakter powierzchni poszczególnych mikroagregatów. Jak widać, składają się one z nierównych cząstek o słabo wykształconej strukturze krystalicznej. W obrębie jednego mikroagregatu łączą się cząstki różnej wielkości. Ponadto charakterystyczny jest brak na tej powierzchni porów anizometrycznych czy izometrycznych, a przeważają pory szczelinowate.

W gruntach podtypu B2 widać szereg mikroagregatów znacznej wielkości złożonych ze ściśle do siebie przylegających cząstek ułożonych według typu płaszczyna – płaszczyna. W większości odległości pomiędzy poszczególnymi cząstkami są tak małe, że należy się spodziewać w nich wiązań strukturalnych typu przejściowego i fazowego, będących efektem oddziaływań o charakterze jonowoelektrostatycznym.

Mikrostrukturę mieszaną, matrycowo-turbulentną stwierdzono w iłach morskich strefy centralnej (podtyp B1) i w warstwach kędzierzyńskich (podtypu C2). W iłach podtyp B1 zwiększył się udział frakcji ilastej, co spowodowało prawdopodobnie gorszą odsączalność wody w czasie diagenazy. W związku ze stwierdzoną większą zawartością wolnego żelaza (tab. 2 i 3) w

iłach podtypu B1 w porównaniu z podtypem B2 w niektórych partiach osadu mogła nastąpić silna cementacja cząstek, uniemożliwiająca całkowicie ich orientację w czasie diagenety. W rezultacie w ilach tych spotykamy partie osadu o typowej mikrostrukturze turbulენტnej, a w innych miejscach jest wykształcona struktura matrycowa (pl. VII i VIII). Przeważają kontakty typu płaszczyzna – płaszczyzna, przy znacznym udziale kontaktów płaszczyzna – krawędź. W niektórych miejscach można zaobserwować kontakty typu krawędź – krawędź (pl. VIII, 1). W podtypie tym mikroagregaty składają się z nierównych, obłamanych cząstek różnej wielkości (pl. VIII, 2). W porównaniu z podtypem B2 zwiększa się liczba porów izometrycznych, przy znacznej liczbie porów szczelinowatych. Obserwuje się również znacznie mniejszą liczbę ziarn pylastych.

Mikrostrukturę matrycowo-turbulentną stwierdzono także w ilach warstw kędzierzyńskich (pl. IX i X). Partie uporządkowanego materiału o mikrostrukturze turbulენტnej widoczne są na zdjęciu 2 na planszy IX. Na przekrojach równoległych do warstwowania obecne są ciasno ułożone mikroagregaty o nierównej powierzchni. Na przekrojach prostopadłych widoczne są wtrącenia ziarn okruchowych i nierozłożonych cząstek organicznych. O pewnym uporządkowaniu materiału ilastego świadczy porównanie zdjęć z płaszczyzny równoległej i prostopadłej do warstwowania (pl. IX).

W ilach podtypu C2 przeważają kontakty płaszczyzna – płaszczyzna. W podtypie B1 obok wyżej wymienionego typu kontaktów obserwuje się orientację cząstek płaszczyzna – krawędź, a nawet krawędź – krawędź. Wydaje się, że w gruntach o mikrostrukturze matrycowo-turbulentnej główną rolę odgrywały kontakty przejściowe przy pewnym współdziałaniu kontaktów fazowych. Głównymi siłami determinującymi te typy kontaktów będą oddziaływania o charakterze jono-woelektrostatycznym.

Opisane wyżej typy mikrostruktur badanych ilów poznańskich są prawdopodobnie mikrostrukturami epigenetycznymi. Przypuszczalnie syngenetycznie tworzyła się mikrostruktura komórkowa. Jakkolwiek przewaga minerałów ilastych i dobre wysortowanie materiału mogłyby sugerować syngenetyczne tworzenie się mikrostruktury laminarnej, to należy jednak zdawać sobie sprawę, iż omawiane ily osadzały się w zbiornikach o znacznym stężeniu soli, o czym świadczą obecne konkrecje węglanowe, barytowe i znaczna ilość

wytrąconych związków żelaza. W czasie osadzania się tych ilów, przy zwiększonej koncentracji elektrolitów, następowała kompresja podwójnej warstwy elektrycznej zawieszonych w wodzie cząstek ilastych. Przyczyniało się to do wzrostu sił przyciągania między cząstkami i ich flokulacji. Zjawisku temu sprzyjała dodatkowo obecność jonów trójwartościowego żelaza w roztworze. Jak podają Lambe i Whitman (1977), flokulację zwiększa również podwyższenie temperatury, co miało miejsce w okresie osadzania się ilów poznańskich w związku z panującym wówczas klimatem. O podwyższonej temperaturze świadczą konkrecje węglanowe. Strącanie się węglanów następuje w wodach ciepłych i słonych, a w wodach zimnych pozostają one w roztworze. Według Lambego i Whitmana (1977) flokulacja wzrasta wraz z obniżeniem się pH roztworu. Również Olson (1974) podaje, że przy niskich wartościach pH następuje szybka flokulacja i utworzenie luźnego osadu. Badania Packhama (1965) natomiast sugerują, że koagulacja większości minerałów ilastych najintensywniej zachodzi przy pH od 6,8 do 7,8.

Uwzględniając powyższe dane oraz fakt, że w czasie osadzania się ilów poznańskich panowały bardzo spokojne warunki sedymentacyjne, należałoby przyjąć, że syngenetycznie powstawała mikrostruktura komórkowa. Za utworzeniem syngenetycznie mikrostruktury komórkowej w badanych osadach przemawia fakt, iż w większości współczesnych osadów morskich i jeziornych stwierdzono właśnie tę mikrostrukturę (Grabowska-Olszewska *et al.* 1984). Jest ona charakterystyczna dla młodych niezdiagnozowanych osadów wodnych, niezależnie od ich składu mineralnego, zróżnicowania temperatury czy zasolenia. Prawdopodobnie powstaje we wszelkich osadach, w których fizykochemiczne warunki panujące w basenie sedymentacyjnym uniemożliwiają dyspersję cząstek. Utrzymanie się mikrostruktury komórkowej wymaga bardzo powolnej i spokojnej sedymentacji, gdyż – jak wykazały badania McConnachiego (1974) – niewielkie ciśnienia 0,15–1,0 kG/cm² przyłożone do zawiesiny kaolinu powodują zmiany w pierwotnym ułożeniu cząstek. W związku z tym narastanie osadów, zwłaszcza w obecności węglanów i trójtlenków krzemu i żelaza, będzie przyczyniało się do przeobrażenia pierwotnej mikrostruktury. W warunkach dobrego odsączania wody i przy mniejszej zawartości związków cementujących poszczególne cząstki będzie następowała ich orientacja, prowa-

dząca w rezultacie do utworzenia mikrostruktury turbulentnej. W obecności większej ilości trójtlenków żelaza i krzemu oraz w warunkach gorszej odsączalności wody formować się będzie mikrostruktura matrycowa.

Rozpatrując mikrostruktury iłów poznańskich, należy sobie zdawać sprawę, że są to osady, które były poddawane wysokim ciśnieniom pod lądolodem. Obecność lądolodu w znacznym

stopniu przyczyniła się do zagęszczenia tych osadów, zmniejszając ich porowatość. W świetle przedstawionych danych wątpliwe natomiast wydaje się, aby lądolód przyczynił się do orientacji mikrostruktury. Tym bardziej że — jak wykazały badania Ilińskiej i Ziangirowa (1969) — dopiero obciążenia 5000–7000 kG/cm² powodują rozbicie mikroagregatów i przebudowę mikrostruktury.

ANALIZA HYDROFILNOŚCI BADANYCH IŁÓW POZNAŃSKICH

Oceny hydrofilności badanych iłów poznańskich dokonano na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej, wilgotności naturalnej, granic konsystencji i pęcznienia. Wszystkie wymienione rodzaje wilgotności gruntów mają swój sens fizyczny i określają stopień współdziałania cząstki iłowej z molekułami wody.

Opierając się na badaniach Lebediewa, Grabowska-Olszewska *et al.* (1977) podają następującą klasyfikację wody w gruntach:

- 1) woda w postaci pary;
- 2) woda związana,
 - a) woda silnie związana,
 - b) woda słabo związana;
- 3) woda wolna,
 - a) woda kapilarna,
 - b) woda grawitacyjna;
- 4) woda w stanie stałym;
- 5) woda krystalizacyjna i woda chemicznie związana.

Woda silnie związana określana jest również jako woda „higroskopijna” lub „adsorpcyjna”. Według teorii podwójnej warstwy elektrycznej jest to woda nieruchomej płaskiej warstwy elektrycznej nazwanej warstwą Sterna. Jej ilość można określić na podstawie ciepła zwilżania lub na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej, czyli wilgotności gruntu uzyskanej przez adsorpcję pary wodnej przy prężności tej pary równej 100%. Jak wykazały badania Ziatienackiej (1963), Moniuszki (1974), Budziosz (1975) i Osipowa (1979) wartości uzyskane na podstawie ciepła zwilżania są bardzo zbliżone z wartościami uzyskanymi przez oznaczenie maksymalnej wilgotności higroskopijnej.

Własności wody silnie związanej zbliżają się do własności ciała stałego. Według Stępkowskiej (1973) woda w minerałach ilastych zachowuje się jak woda kondensująca w kapilarach kwarcowych i charakteryzuje się w porównaniu z wodą

wolną niższą prężnością pary, niższą temperaturą zamarzania, nie odparowuje do 320°C, wykazuje odmienne własności optyczne, jej gęstość wynosi do 1,4 g/cm³.

Woda słabo związana zbliżona jest własnościami do wody wolnej. Jej maksymalną ilość określa granica płynności. Po przekroczeniu tej granicy w gruncie pojawia się woda wolna. Woda słabo związana dzieli się na wodę poliwarstw, utrzymywaną na powierzchni cząstki powierzchniowymi siłami przyciągania, i wodę osmotyczną, słabo związaną z powierzchnią cząstki, o własnościach podobnych do wody wolnej. Woda słabo związana odpowiada wodzie w warstwie dyfuzyjnej podwójnej warstwy elektrycznej. Woda poliwarstw wpływa na lepkość gruntów, woda osmotyczna natomiast decyduje o ich plastyczności. Wyniki badań nad lepkością gruntów i własnościami wody poliwarstw przedstawia Kałaczew (1977). Stosunkowo wyraźne są granice między wodą silnie związaną a wodą słabo związaną oraz między wodą związaną a wodą wolną. Mniej wyraźnie zaznaczona jest natomiast granica między wodą poliwarstw a wodą osmotyczną. Granica ta odpowiada w przybliżeniu wilgotności granicy plastyczności lub maksymalnie molekularnej wodochłonności.

Z powyższych danych wynika, że ilość wody silnie związanej w gruncie można ocenić na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej, po przekroczeniu której w gruncie pojawia się woda słabo związana, a jej maksymalną ilość wyznacza granica płynności.

OCENA HYDROFILNOŚCI NA PODSTAWIE MAKSYMALNEJ WILGOTNOŚCI HIGROSKOPIJNEJ

W przedstawionej pracy wyznaczono maksymalną wilgotność higroskopijną umieszczając kostki gruntu o nienaruszonej strukturze i wymiarach 2 × 1 × 1 cm w eksykatorze nad parami

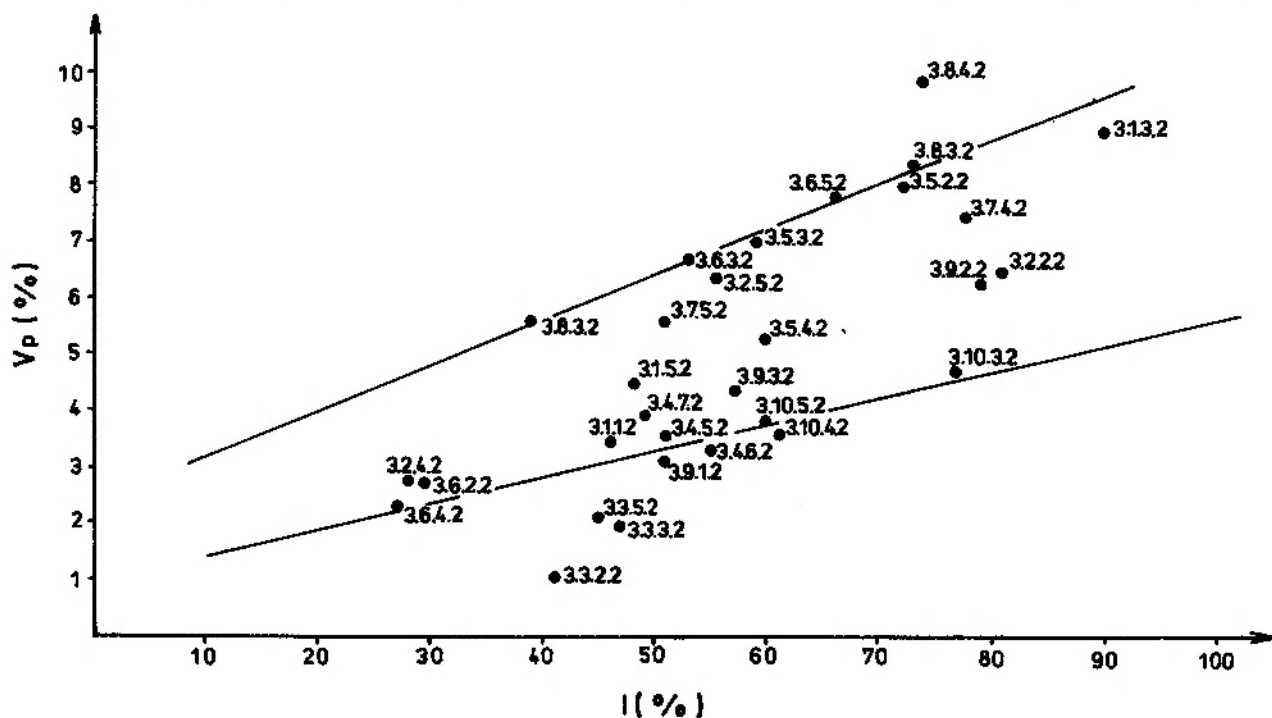


Fig. 16. Wykres zależności maksymalnej wilgotności higroskopijnej (W_{higmax}) od procentowej zawartości frakcji ilowej (I)
Diagram of dependence of maximum hygroscopic moisture (W_{higmax}) on percentage of clay fraction (I)

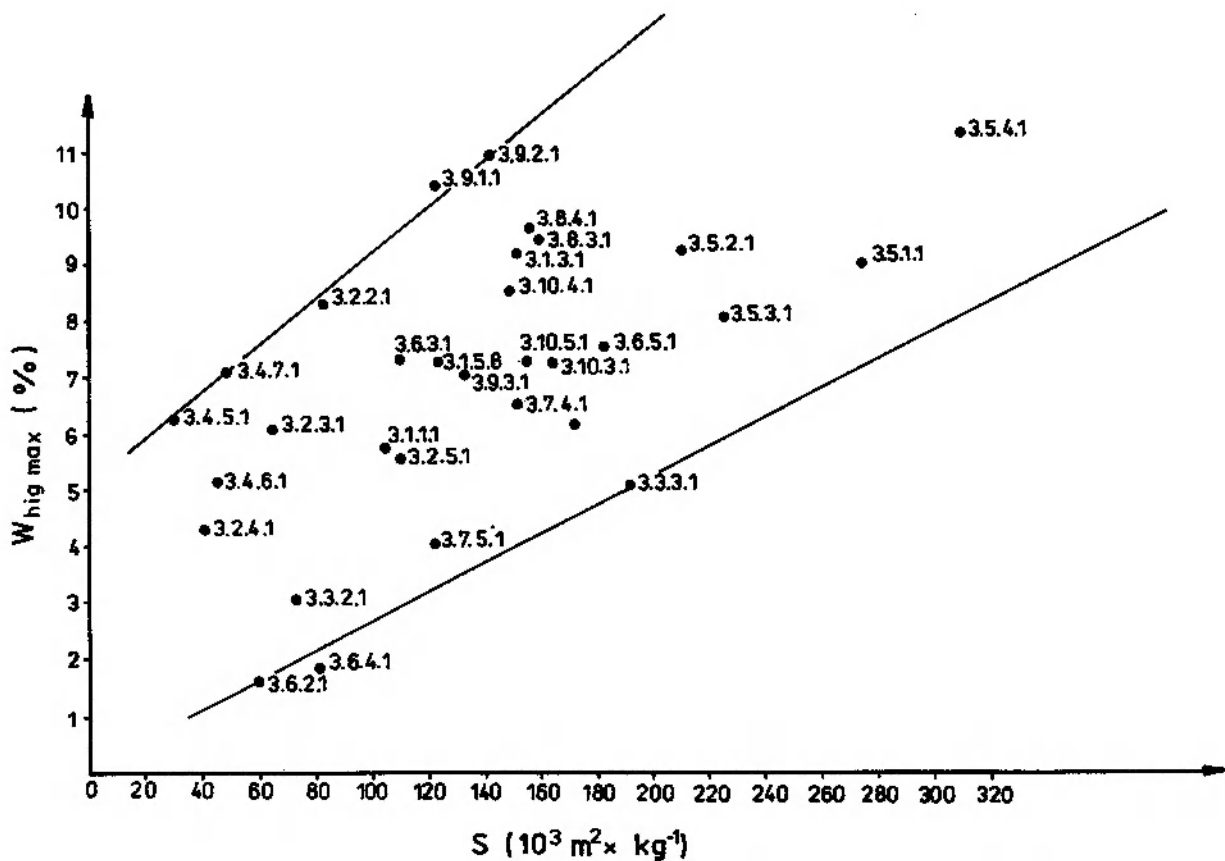


Fig. 17. Wykres zależności maksymalnej wilgotności higroskopijnej (W_{higmax}) od powierzchni właściwej (S)
Diagram of dependence of maximum hygroscopic moisture (W_{higmax}) on specific surface (S)

Tabela 12. Charakterystyka hydrofilności właściwej i ogólnej na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej ($W_{\text{hig max}}$) badanych iłów strefy brzeżnej (przedsudeckiej)
 Characteristics of specific and total hydrophilicity on the basis of maximum hygroscopic moisture ($W_{\text{hig max}}$) of the Poznań clays from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	Powierzchnia właściwa $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$ Specific surface $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$	Obliczenia na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej Calculations on the basis of maximum hygroscopic moisture			
			$W_{\text{hig max}}$ %	hydrofilność ogólna total hydrophilicity $\text{mg H}_2\text{O g}^{-1}$	hydrofilność właściwa specific hydrophilicity	
					grubość otoczki wodnej, nm thickness of water film, nm	liczba monomolekularnych warstw H_2O number of monomolecular layers H_2O
Warstwy kędzierzyskie (sarmat) Kędzierzyn Beds (Sarmatian)	3.1.1.1	105	5,8	58,0	0,42	1,5
	3.1.3.1	151	9,3	93,0	0,47	1,7
	3.1.5.1	124	7,4	74,0	0,46	1,7
Iły zielone (torton) Green clays (Tortonian)	3.2.2.1	82	8,4	84,0	0,79	2,8
	3.2.3.1	64	6,2	62,0	0,74	2,7
	3.2.4.1	41	4,4	44,0	0,82	3,0
	3.2.5.1	110	5,6	56,0	0,39	1,4
	3.3.2.1	74	3,1	31,0	0,32	1,2
	3.3.3.1	193	5,2	52,0	0,21	0,7
	3.3.4.1	174	6,5	65,0	0,28	1,0
	3.3.5.1	171	6,3	63,0	0,28	1,0

nasyconego roztworu K_2SO_4 . Dawało to atmosferę około 95% nasylenia parą wodną. Za ustalenie się maksymalnej wilgotności higroskopijnej przyjęto moment, kiedy dwa kolejne ważenia próbki w odstępach tygodniowych dawały różnice nie większe niż 0,005 g. Równowaga ta następowała zwykle po 4–6 miesiącach. Potem oznaczano wilgotność, susząc próbkę w temperaturze 110°C. Wyznaczono również wilgotność higroskopijną, trzymając próbki gruntu o nienaruszonej strukturze i wymiarach $2 \times 1 \times 1 \text{ cm}$ w warunkach powietrznosuchych. Jeżeli założymy, że nasylenie powietrza parą wodną w normalnych warunkach wynosi około 50%, to wartość tej wilgotności powinna odpowiadać połowie maksymalnej higroskopijności, czyli połowie ilości wody silnie związanej.

W strefie brzeżnej wartości maksymalnej wilgotności higroskopijnej wynoszą dla gruntów typu B od 4,4 do 8,4%, dla gruntów typu C natomiast od 5,8 do 9,3%. W strefie centralnej maksymalna wilgotność higroskopijna dla grun-

tów typu B wynosi od 1,7 do 7,4%, a dla gruntów typu A jej wartość waha się w granicach od 6,4 do 11,5% (tab. 12 i 13). Uzyskane wartości maksymalnej wilgotności higroskopijnej wykazują ścisły związek z dyspersją gruntów. Im większy jest udział frakcji iłowej, tym wyższe wartości przyjmuje $W_{\text{hig max}}$ (fig. 16). Wzrost maksymalnej wilgotności higroskopijnej obserwujemy również dla gruntów o rozwiniętej powierzchni właściwej (fig. 17).

Na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej dla badanych gruntów obliczono hydrofilność ogólną i właściwą (Osipow 1979). Hydrofilność ogólna charakteryzuje ilość wody związanej, wyrażoną w procentach wagowych lub w gramach wody na gram suchej próbki. Hydrofilność właściwa jest to zdolność wiązania określonej ilości wody przez jednostkę powierzchni minerału. Określając hydrofilność właściwą obliczamy grubość otoczki wodnej i liczbę monomolekularnych warstw wody zatrzymywanych przez cząstkę gruntu. Do obliczenia grubości otoczki

Tabela 13. Charakterystyka hydrofilności właściwej i ogólnej na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej ($W_{\text{hig max}}$) badanych ilów strefy centralnej

Characteristics of specific and total hydrophilicity on the basis of maximum hygroscopic moisture ($W_{\text{hig max}}$) of the Poznań clays from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	Powierzchnia właściwa $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$ Specific surface $S \times 10^3 \text{ m}^2/\text{kg}$	Obliczenia na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej Calculations on the basis of maximum hygroscopic moisture			
			$W_{\text{hig max}}$ %	hydrofilność ogólna $\text{mg H}_2\text{O g}^{-1}$ total hydrophilicity $\text{mg H}_2\text{O g}^{-1}$	hydrofilność właściwa specific hydrophilicity	
					grubość otoczki wodnej, nm thickness of water film, nm	liczba monomolekularnych warstw H_2O number of monomolecular layers H_2O
Górne ilły płomieniste (dolny pliocen)	3.4.5.1 3.4.6.1 3.4.7.1	30 45 48	6,3 5,2 7,1	63,0 52,0 71,0	1,6 0,9 1,1	5,8 3,2 4,1
Upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.8.3.1 3.8.4.1	160 156	9,4 9,7	94,0 97,0	0,45 0,48	1,6 1,7
Dolne ilły płomieniste (górnny sarmat)	3.5.1.1 3.5.2.1 3.5.3.1 3.5.4.1	275 210 225 310	9,1 9,4 8,2 11,5	91,0 94,0 82,0 115,0	0,25 0,34 0,28 0,28	0,9 1,2 1,0 1,0
Lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.7.4.1 3.9.1.1 3.9.2.1 3.9.3.1 3.10.3.1 3.10.4.1 3.10.5.1	151 123 141 132 163 150 156	6,5 10,5 11,0 7,2 7,4 8,6 7,4	65,0 105,0 110,0 72,0 74,0 86,0 74,0	0,33 0,66 0,60 0,42 0,35 0,44 0,36	1,2 2,4 2,2 1,5 1,3 1,6 1,3
Iły zielone (górnny torton/ /dolny sarmat)	3.6.2.1 3.6.3.1	60 110	1,7 7,4	17,0 74,0	0,22 0,52	0,78 1,9
Green clays (Upper Tortonian/ /Lower Sarmatian)	3.6.4.1 3.6.5.1 3.7.5.1	81 183 123	1,9 7,6 4,1	19,0 76,0 41,0	0,18 0,32 0,25	0,65 1,2 0,9

wodnej korzystamy z przekształconego wzoru podanego przez Lambego i Whitmana (1977):

$$h = \frac{H_0}{S \cdot \rho_{\text{H}_2\text{O}}}$$

h – grubość otoczki wodnej w nm,

H_0 – hydrofilność ogólna,

S – powierzchnia właściwa,

$\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ – gęstość wody, w przypadku wody silnie związanej 1,2–1,4 Mg/m².

Mając obliczoną wartość h możemy obliczyć liczbę monomolekularnych warstw wody, dzieląc ją przez średnicę cząstki wody.

Rozkład wielkości hydrofilności ogólnej w po-

szczególnych typach badanych gruntów jest analogiczny do maksymalnej wilgotności higroskopijnej. Największe wartości przyjmuje dla ilów płomienistych, zwłaszcza jeżeli w swym składzie mineralnym mają one głównie minerały z grupy smektytu (próbki 3.5.1.1, 3.5.4.1.). Również wysoką hydrofilnością ogólną charakteryzują się próbki 3.9.1.1 i 3.9.2.1. Najniższą hydrofilność ogólną wykazują przewarstwienia glin związanych w obrębie poziomego ilów morskich oraz warstwy ilów morskich z przewagą kaolinitu (próbka 3.3.2.1, tab. 12 i 13).

Analiza hydrofilności ogólnej badanych gruntów prowadzi do wniosku, że jej wielkość zależy

głównie od zawartości frakcji iłowej, a zwłaszcza podfrakcji koloidalnej, oraz od składu mineralnego. W gruntach o dużej zawartości frakcji iłowej stwierdzono największe wartości hydrofilności ogólnej. Grunty smektytowe, ze względu na znacznie rozwiniętą powierzchnię właściwą (zewnętrzna i wewnętrzna powierzchnia właściwa), mają zdolność wiązania większej ilości wody niż kaolinity czy illity, w których dostępna jest tylko zewnętrzna powierzchnia właściwa. Szczególnie smektyty z jednowartościowymi kationami wymiennymi będą mogły zatrzymać większą ilość wody. Spowodowane to jest słabszą energią oddziaływania między jednowartościowym kationem a powierzchnią pakietu. W przypadku kationów Ca^{++} silne pole elektrostatyczne wytworzone między jonami wymiennymi a powierzchnią pakietu utrudnia dostęp cząstkom wody do przestrzeni międzypakietowych. W gruntach kaolinitowych hydrofilność ogólna wzrasta dla form wapniowych (Żbik 1980). Ponieważ badane iły poznańskie są gruntami wapniowymi, ten charakter kompleksu sorpcyjnego przyczynia się niewątpliwie do zmniejszenia hydrofilności ogólnej w iłach podtypu B1, B2, B4 i A1, zawierających smektyt. Powoduje on jednak także wzrost hydrofilności ogólnej w iłach podtypu A2, A3, B3, C1 i C2 o charakterze kaolinitowym. Najwyższą hydrofilność ogólną zanotowano w iłach podtypu A1 ($115,0 \text{ mg H}_2\text{O g}^{-1}$). Niewątpliwie determinuje ją zarówno dobra dyspersja, jak i smektytowy charakter gruntu (mimo wapniowego kompleksu sorpcyjnego), ale również może na nią wpływać fakt występowania kontaktów typu płaszczyna–krawędź i krawędź–krawędź oraz wiązań strukturalnych typu koagulacyjnego. Kontakty typu płaszczyna–krawędź i krawędź–krawędź ze względu na luźniejsze ułożenie ułatwiają dostęp cząsteczkom wody. Również wiązania strukturalne typu koagulacyjnego, uwarunkowane głównie słabymi oddziaływaniami o charakterze molekularnym lub elektrostatycznym, łatwiej ulegają zniszczeniu pod wpływem wody.

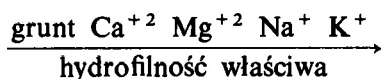
Hydrofilność właściwa charakteryzowana jest grubością otoczki wodnej i liczbą monomolekularnych warstw wody. W strefie brzeżnej, w typie B, grubość otoczki wodnej waha się od 0,21 do 0,82 nm, co daje od 0,7 do 3,0 monomolekularnych warstw wody. W iłach typu C grubość otoczki wodnej wynosi 0,42–0,47 nm, co stanowi 1,5–1,7 pojedynczych warstw wody.

W strefie centralnej w poziomie iłów morskich (typ B) liczba monomolekularnych warstw wody

waha się od 0,65 do 1,9, co daje otoczkę wodną grubości 0,18–0,52 nm. Iły płomieniste (typ A) cechują się dużym zróżnicowaniem hydrofilności właściwej. Grubość otoczki wodnej waha się od 0,25 nm do 1,6 nm, a liczba monomolekularnych warstw wody wynosi 0,9–5,8.

Z analizy danych przedstawionych w tabelach 12 i 13 widać, że największą hydrofilność właściwą wykazują grunty podtypu A3. Są to iły stropowej partii serii poznańskiej, o zdecydowanej przewadze kaolinitu. Najmniejszą hydrofilność właściwą mają grunty podtypu A1, B1, B2, B4, w których dominują smektyty. Należy więc sądzić, że wpływ składu mineralnego na hydrofilność właściwą kształtuje się odwrotnie niż na hydrofilność ogólną. Uzyskane wyniki potwierdzają dane Osipowa (1979) i Żbika (1980) o dużej hydrofilności właściwej kaolinitów.

Opierając się na badaniach Osipowa, zdolność przyłączania większej ilości wody przez cząstki kaolinitu można tłumaczyć ich własnościami krystalochemicznymi. Jednym z pierwszych ośrodków adsorpcji wody są ditrygonalne komórki powierzchni tlenowych. W przypadku smektytów są one wypełnione izomorficznymi podstawieniami i w związku z tym zmniejsza się liczba molekuł wody, które mogą być na tych powierzchniach zatrzymywane. W kaolinitach natomiast liczba izomorficznych podstawień jest znacznie mniejsza i wszystkie zewnętrzne powierzchnie tlenowe są dostępne dla molekuł wody. Ponadto budowa krystalochemiczna illitów i smektytów powoduje, że im silniej kationy wymienne będą oddziaływać z powierzchnią minerału, tym słabsza będzie hydratacja w systemie minerał–kation. W związku z tym w tych minerałach hydrofilność właściwa będzie wzrastać z obniżeniem się wartościowości kationu:



W znacznie mniejszym stopniu wpływa rodzaj kationu wymiennego na hydrofilność kaolinitów. Związane jest to z lokalizacją kationów wymiennych na bocznych krawędziach kryształów, które nie odgrywają zasadniczej roli w adsorbowaniu wody silnie związanej.

Przedstawione w tabelach 14 i 15 wyniki wilgotności higroskopijnej wahają się w granicach 1,0–4,3%. W żadnej próbie nie potwierdziło się założenie, że stanowi ona połowę wartości maksymalnej wilgotności higroskopijnej. Prawdopodobnie na kształtowanie się wilgotności higrosko-

pijnej miało wpływ wiele czynników zewnętrznych, takich jak wahania temperatury i wilgotności powietrza. Wydaje się, że oznaczanie wilgotności higroskopijnej bez zapewnienia określonych warunków wilgotności i temperatury nie może dać wyników do jednoznacznej interpretacji.

WILGOTNOŚĆ NATURALNA I GRANICE KONSYSTENCJI

Po przekroczeniu wartości maksymalnej wilgotności higroskopijnej w gruncie zaczyna pojawiać się woda słabo związana, której maksymalną ilość określa wilgotność granicy płynności. Wilgotność naturalna określa już pewną ilość wody słabo związanej, ponieważ jednak na jej wielkość wpływają nie tylko cechy fizyko-chemiczne gruntu, ale często przede wszystkim warunki zewnętrzne, takie jak klimat czy obecność warstwy wodonośnej, nie można jej traktować jako wartości stałej.

W przedstawionej pracy wilgotność naturalną wyznaczono według PN-75/B-04481. Wyniki zamieszczone w tabelach 14 i 15 są średnią arytmetyczną z 6–10 oznaczeń próbek pobranych w różnych porach roku. Próbkę pobierano z głębokości około jednego metra pod powierzchnią ściany wyrobiska.

W strefie brzeżnej (typ B) wilgotność naturalna waha się od 14,0 do 32%. Rozkład wartości wykazuje zależność głównie od składu granulometrycznego, gdyż skład mineralny większości tych gruntów jest podobny. W wydzieleniach o dużym udziale frakcji ilowej wilgotność naturalna wzrasta, w ilach pylastych natomiast znacznie maleje. W typie C tej strefy wilgotność naturalna wynosi od 24,8 do 33,0%. W tym poziomie wpływ na wzrost wilgotności naturalnej ma prawdopodobnie poza udziałem frakcji ilowej przede wszystkim obecność nasyconej wodą warstwy węgla brunatnego. W wydzieleniu tym utrzymuje się dość wysoka, stała wilgotność 32–34%.

W ilach morskich strefy centralnej (typ B) najwyższe wartości wilgotności (26,2%) oznaczono dla gruntów o dużym udziale frakcji ilowej. W pozostałych gruntach wartości te wynoszą 17,9–19,5%. Iły płomieniste wykazują największe różnicowanie wilgotności naturalnej, co jest zrozumiałe ze względu na różnice w składzie mineralnym i granulometrycznym. Wartości wilgotności naturalnej wahają się od 12,9 do 31,5%. Najwyższe wartości 26,0–31,5% stwierdzono w gruntach o dużej zawartości frakcji ilowej i przewodze smektytów (podtyp A1). Najniższymi wartościami (12,9–19,5%) charakteryzują się górne iły płomieniste, szczególnie w podtypie A3, o przewodze kaolinitu.

Tabela 14. Wilgotność naturalna (W_n), maksymalna wilgotność higroskopijna ($W_{\text{hig max}}$), wilgotność higroskopijna (W_{hig}), granica płynności (W_L), granica plastyczności (W_p), wskaźnik plastyczności (I_L) i wskaźnik aktywności kłoidalnej (A) badanych ilów – strefa brzeżna
Natural water content (W_n), maximum hygroscopic moisture ($W_{\text{hig max}}$), hygroscopic moisture (W_{hig}), liquid limit (W_L), plastic limit (W_p), plastic index (I_p), plastic degree (I_L) and colloidal activity (A) of the Poznań clays from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	W_n	$W_{\text{hig max}}$	W_{hig}	W_L %	W_p	I_p	I_L	A
Warstwy kędzierzyńskie (sarmat) Kędzierzyn Beds (Sarmatian)	3.1.1.1	26,1	5,8	2,3	62,0	24,8	37,2	0,03	0,80
	3.1.3.1	33,0	9,3	4,3	77,0	30,5	46,5	0,05	0,51
	3.1.5.1	24,8	7,4	3,1	61,0	31,0	30,0	0,20	0,62
Iły zielone (torton) Green clays (Tortonian)	3.2.2.1	32,1	8,4	3,3	60,5	23,4	37,1	0,23	0,46
	3.2.3.1	28,5	6,2	2,9	51,1	—	—	—	—
	3.2.4.1	19,3	4,4	1,4	36,3	14,6	21,7	0,22	0,77
	3.2.5.1	28,4	5,6	2,1	72,5	23,9	48,6	0,09	0,87
	3.3.2.1	14,0	5,1	1,2	38,4	11,5	26,9	0,09	0,66
	3.3.3.1	18,2	5,2	2,0	58,0	15,4	42,6	0,06	0,90
	3.3.4.1	15,8	6,3	1,9	48,1	—	—	—	—
	3.3.5.1	17,5	6,5	2,1	50,4	14,5	35,9	0,08	0,80

Tabela 15. Wilgotność naturalna (W_n), maksymalna wilgotność higroskopijna (W_{higmax}), wilgotność higroskopijna (W_{hig}), granica płynności (W_L), granica plastyczności (W_p), wskaźnik plastyczności (I_p), stopień plastyczności (I_L) i wskaźnik aktywności koloidalnej (A) badanych iłów – strefa centralna

Natural water content (W_n), maximum hygroscopic moisture (W_{higmax}), hygroscopic moisture (W_{hig}), liquid limit (W_L), plastic limit (W_p), plastic index (I_p), plastic degree (I_L) and colloidal activity (A) of the Poznań clays from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	W_n	W_{higmax}	W_{hig}	W_L %	W_p	I_p	I_L	A
Górne iły płomieniste (dolny pliocen) Upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.4.5.1	12,9	6,3	1,6	44,7	15,3	29,4	0,08	0,59
	3.4.6.1	19,1	9,2	2,8	46,2	24,1	22,1	0,22	0,40
	3.4.7.1.	15,8	7,1	3,0	38,0	17,1	20,9	0,06	0,43
	3.8.3.1	18,4	9,4	3,7	70,8	21,1	49,7	0,05	0,68
	3.8.4.1	19,5	9,7	2,2	72,2	24,7	47,5	0,11	0,64
Dolne iły płomieniste (górnny sarmat) Lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.5.1.1	31,5	9,1	3,8	75,2	24,8	50,4	0,13	0,64
	3.5.2.1	28,0	9,4	3,9	68,6	23,5	45,1	0,10	0,62
	3.5.3.1	26,0	8,2	3,3	70,8	24,4	46,4	0,03	0,78
	3.5.4.1	27,4	11,5	2,9	66,9	24,1	42,8	0,08	0,71
	3.9.1.1	27,1	10,5	1,3	57,6	25,8	31,8	0,04	0,62
	3.9.2.1	29,2	11,0	2,7	75,0	30,1	44,9	0,02	0,56
	3.9.3.1	24,1	7,2	1,7	71,6	23,7	47,9	0,01	0,84
	3.10.3.1	23,1	7,4	3,3	69,2	20,8	48,4	0,05	0,62
	3.10.4.1	24,8	8,6	2,9	65,7	21,1	44,6	0,08	0,73
3.10.5.1	25,2	7,4	2,6	62,9	22,3	40,6	0,07	0,67	
Iły zielone (górnny torton/dolny sarmat) Green clays (Upper Tortonian/Lower Sarmatian)	3.6.2.1	17,9	1,7	1,0	29,5	16,8	12,7	0,08	0,44
	3.6.3.1	19,5	7,4	3,4	54,1	23,1	31,0	0,11	0,58
	3.6.4.1	18,9	1,9	1,1	36,1	17,6	18,6	0,07	0,69
	3.6.5.1	26,1	7,6	2,0	76,3	25,8	50,5	0,005	0,76

Granice plastyczności oznaczono według normy PN-75/B-04481. Zestawienie uzyskanych wyników, będących średnią z 3–5 oznaczeń przedstawiają tabele 14 i 15.

W iłach morskich strefy brzeżnej, typu B, granica plastyczności osiąga wartości od 11,5 do 23,9%. W warstwach kędzierzyńskich, typu C, jej wartości wahają się od 24,8 do 31,0%.

W iłach typu B strefy centralnej granica plastyczności uzyskuje wyniki od 16,8 do 25,8%. W iłach płomienistych typu A granica plastyczności waha się od 15,3 do 30,1%.

Rozkład wartości granicy plastyczności wykazuje znaną zależność od zawartości frakcji iłowej. Szczególnie jest to widoczne w gruntach podtypu A2, w których udział frakcji iłowej jest zbliżony i wielkości granicy plastyczności są również podobne (20,8–25,8%). Wyjątek stanowi próbka 3.9.2.1, w której granica plastyczności wynosi 30,1%.

Oznaczona granica plastyczności w niektórych przypadkach jest wyższa od wilgotności na-

turalnej badanych iłów. Ma to miejsce w poziomie górnych iłów płomienistych oraz w próbkach 3.1.5.1 i 3.6.3.1. W pozostałych odślonięciach granica plastyczności jest na ogół niewiele niższa od wilgotności naturalnej (fig. 18).

Granice płynności wyznaczono w aparacie Casagrande'a według normy PN-75/B-04481. Przedstawione w tabelach 14 i 15 wyniki są średnią arytmetyczną z 3–5 oznaczeń. Na podstawie uzyskanych wyników obliczono wskaźnik plastyczności I_p , stopień plastyczności I_L i wskaźnik aktywności koloidalnej A .

Granica płynności w iłach poziomu morskiego strefy brzeżnej (typ B) wynosi od 36,3% do 60,5%. W iłach typu C (warstwy kędzierzyńskie) wilgotność granicy płynności waha się od 29,5 do 76,3%. Iły płomieniste wykazują największe zróżnicowanie tej wartości, wynoszące w tych poziomach od 38,0 do 75,0%.

Jak wynika z analizy uzyskanych wyników, wielkość granicy płynności zależy w głównej mierze od procentowego udziału frakcji iłowej w

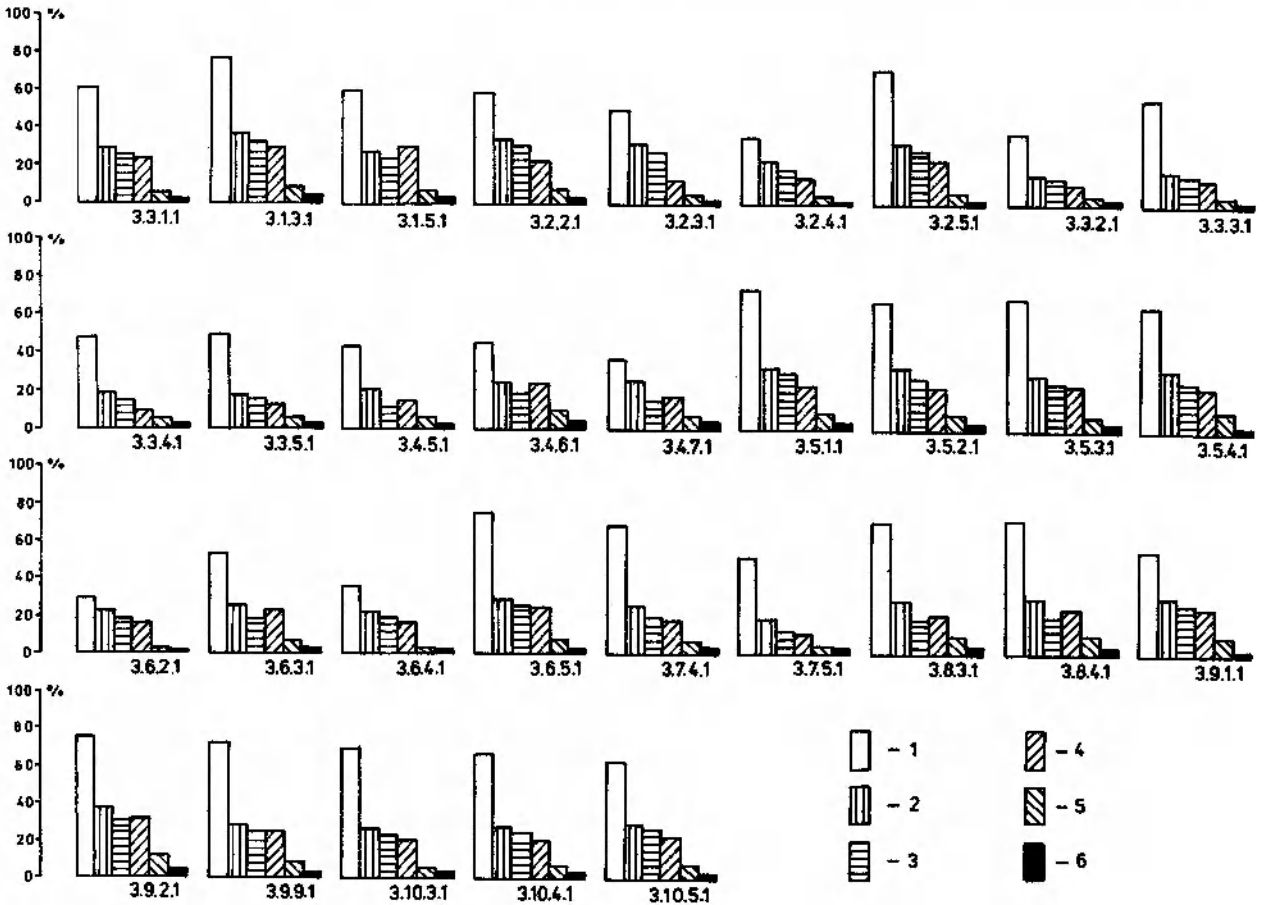


Fig. 18. Porównanie wartości granicy płynności (1), wilgotności pęcznienia (2), wilgotności naturalnej (3), granicy plastyczności (4), maksymalnej wilgotności higroskopijnej (5) i wilgotności higroskopijnej (6) w badanych iłach poznańskich

Comparison of values of liquid limit (1), swelling water content (2), natural water content (3), plastic limit (4), maximum hygroscopic moisture (2) and hygroscopic moisture (6) in the Poznań clays

gruncie. Zależność tę widać na wykresie przedstawionym na figurze 19. Szczególnie uwidacznia się ona w iłach morskich strefy centralnej. W gruntach będących glinami zwięzłymi wartości granicy płynności są znacznie niższe niż w gruntach o dużym udziale frakcji iłowej. Znaną zależność wielkości granicy płynności od składu mineralnego można zaobserwować w poziomie iłów morskich strefy brzeżnej. Mimo iż większość gruntów stanowią iły pylaste, w tych, w których występują głównie smektyty, granica płynności wynosi od 48,1 do 58,0%, w wydzieleniach o przewadze kaolinitu natomiast zmniejsza się do 38,4%. W iłach podtypu A1 o charakterze smektytowym granica płynności uzyskuje wartości 66,9–75,2%, które przy uwzględnieniu dobrej dyspersji tych gruntów wydają się niskie.

Ponieważ dla badanych iłów powierzchnia właściwa była oznaczana dla frakcji < 60 μm , w związku z tym można przyjąć, że jej wielkość zależy od dyspersji gruntu i składu mineralnego.

Analizując więc wykres zależności granicy płynności od powierzchni właściwej można przyjąć, że uwzględnia on wpływ składu granulometrycznego i mineralnego na wielkość W_L . Na wykresie przedstawionym na figurze 20 widać wyraźny wzrost granicy płynności ze wzrostem powierzchni właściwej.

Analizując otrzymane wyniki należy zdawać sobie sprawę, że na wartości granicy płynności ma również duży wpływ rodzaj kationu wymiennego. Stwierdzono (Grabowska-Olszewska 1968), że w gruntach o sodowym kompleksie sorpcyjnym granica płynności ma znacznie większą wartość niż w gruntach wapniowych. Rodzaj kompleksu sorpcyjnego wpływa głównie na W_L gruntów smektytowych i illitowych, mniejszą rolę natomiast odgrywa w kaolinitach. W związku z tym należy przypuszczać, że zmiana kompleksu sorpcyjnego w iłach płomienistych (podtyp A2 i A3) i w warstwach kędzierzyńskich nie spowoduje wzrostu granicy płynności. W iłach podtypu A1, B1,

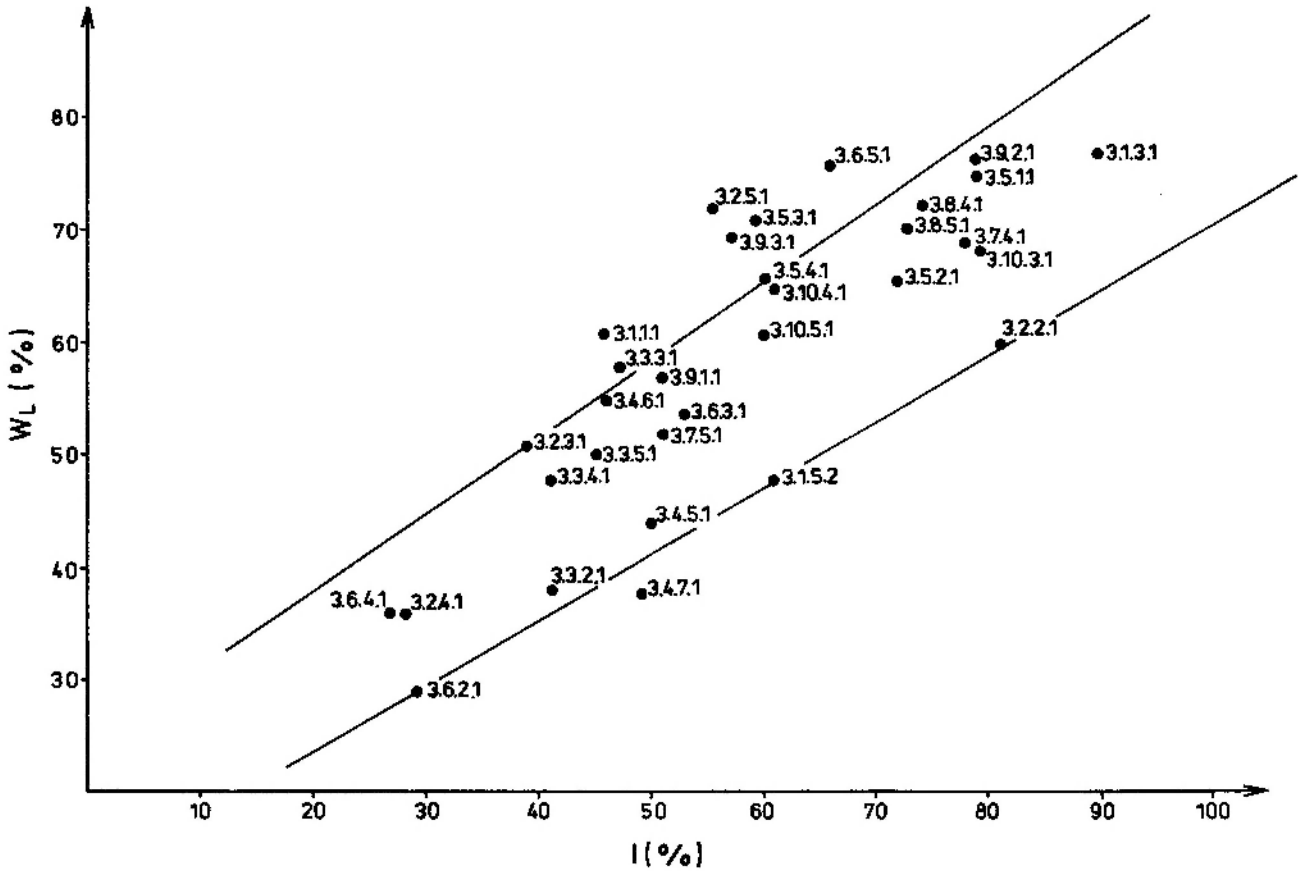


Fig. 19. Wykres zależności wartości granicy płynności (W_L) od procentowej zawartości frakcji ilowej (I)
Diagram of dependence of value of liquid limit (W_L) on percentage of clay fraction (I)

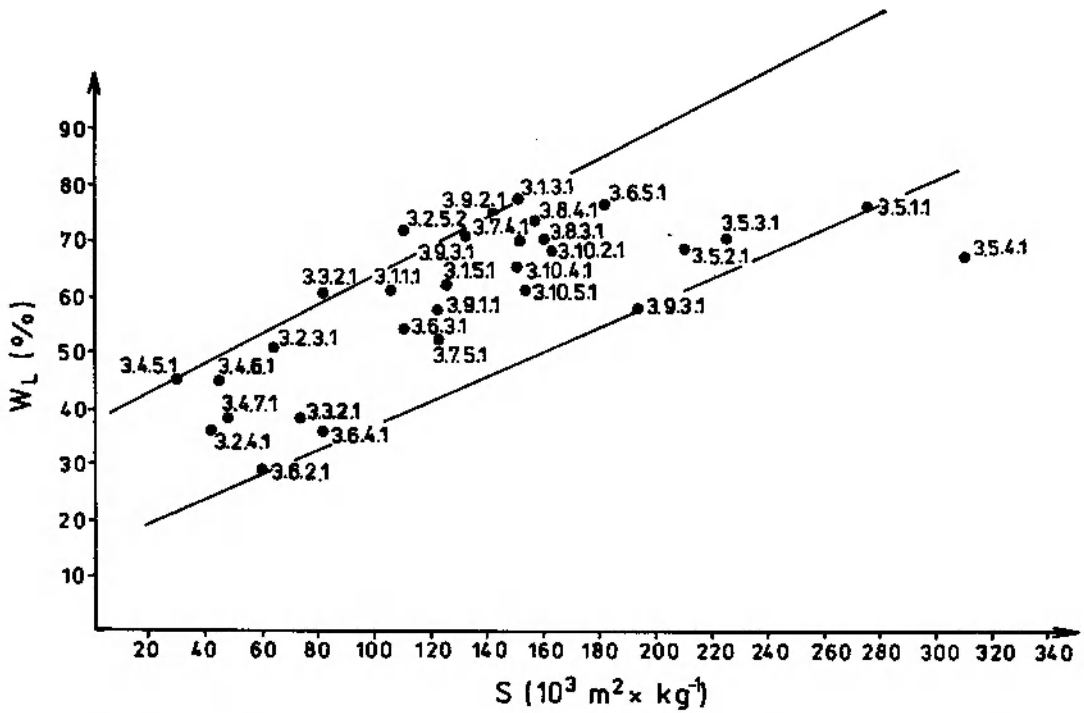


Fig. 20. Wykres zależności wartości granicy płynności (W_L) od powierzchni właściwej (S)
Diagram of dependence of value of liquid limit (W_L) on specific surface (S)

B2 i B4 w związku z ich smektytowym charakterem zmiana wielkości granicy płynności może być znaczna. Prawdopodobnie, właśnie w związku z wapniowym charakterem kompleksu sorpcyjnego, ility podtypu A1 uzyskują stosunkowo niskie wartości granicy płynności, mimo dobrej dyspersji i przewagi smektytów w składzie mineralnym.

Na podstawie granicy płynności i granicy plastyczności obliczono wskaźnik plastyczności. Przyjmując, że granica plastyczności określa ilość wody silnie związanej i wodę poliwarstw, można przypuszczać, że wartość wskaźnika plastyczności określa ilość wody osmotycznej. Przypuszczenie takie może być przyjęte z dużą tolerancją błędów, gdyż granica między wodą poliwarstw a wodą osmotyczną jest trudna do uchwycenia, a metoda wyznaczania granicy plastyczności jest niedokładna.

Na podstawie uzyskanych wyników wilgotności naturalnej i granic konsystencji obliczono stopień plastyczności, który pozwolił określić stan badanych gruntów. Grunty, w których stwierdzono niższą wilgotność naturalną niż granicę plastyczności, są w stanie półzwartym, ich stopień plastyczności I_L przyjmuje wartości ujemne od $-0,05$ do $-0,22$. Pozostałe grunty są w stanie twaroplastycznym, o stopniu plastyczności $0,02-0,13$. Stopień plastyczności $0,22-0,23$ wykazują grunty z odsłonięcia 3.2, co wskazuje, że zbliżają się one do stanu plastycznego. Pozostałe wartości stopnia plastyczności wskazują, że badane grunty są bliskie stanu półzwartego.

Celem określenia aktywności koloidalnej badanych gruntów obliczono wskaźnik aktywności koloidalnej według Skemptona:

$$A = \frac{i_p}{f_i}$$

A – aktywność koloidalna,

i_p – wskaźnik plastyczności,

f_i – procentowa zawartość frakcji ilowej.

Grunty o wysokiej aktywności koloidalnej przyjmują wartości $A > 1,25$, przy średniej aktywności $0,75 < A < 1,25$; przy $A < 0,75$ grunty wykazują niską aktywność koloidalną. Jak wynika z tabeli 14 i 15, badane grunty posiadają średnią i niską aktywność koloidalną. Najwyższe wartości A stwierdzono w gruntach typu B z odsłonięcia 3.3; wynoszą one $0,90-0,80$. Podobne wartości wykazują próbki 3.1.1.1, 3.2.4.1, 3.2.5.1 i 3.9.3.1. Najniższe wartości A przyjmują grunty podtypu A3 ($0,40-0,59$). W pozostałych gruntach wskaźnik

aktywności koloidalnej waha się w granicach $0,60-0,80$, czyli na pograniczu gruntów o niskiej i średniej aktywności koloidalnej.

Porównując wartość wskaźnika aktywności koloidalnej z hydrofilnością można stwierdzić jego zbieżność z hydrofilnością ogólną. Grunty wykazujące większą hydrofilność ogólną mają przeważnie wyższy wskaźnik aktywności koloidalnej. Zależność ta nie jest jednak ścisła. Przypuszcza się, że ma na to pewien wpływ systematyczny błąd popełniany przy oznaczaniu granicy plastyczności.

PĘCZNIENIE I CIŚNIENIE PĘCZNIENIA

Badanie wielkości pęcznienia gruntu wykonano w aparacie Wasiliewa na próbkach o nienaruszonej strukturze i naturalnej wilgotności. Przedstawione w tabeli 16 i 17 wyniki są średnią z trzech oznaczeń. Do badań używano wody wodociągowej i destylowanej w stosunku 1:1.

Tabela 16. Pęcznienie i ciśnienie pęcznienia badanych ilów poznańskich – strefa brzeżna (przysudecka)
Swelling and pressure of swelling of the Poznań clays from the marginal (sub-Sudetic) zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	W_n %	Pęcznienie Swelling %		Ciśnienie pęcznienia Pressure of swelling kPa
			V_p	W_p	
Warstwy kędzierzyńskie (sarmat)	3.1.1.2	25,4	3,5	30,6	150,0
	3.1.3.1	30,0	9,0	38,6	150,0
Kędzierzyn Beds (Sarmatian)	3.1.5.2	25,8	4,5	28,0	—
Iły zielone (torton) Green clays (Tortonian)	3.2.2.2	30,1	6,5	35,7	—
	3.2.3.2	28,1	5,6	33,0	—
	3.2.4.2	19,0	2,8	23,0	—
	3.2.5.2	27,9	6,4	32,0	—
	3.3.2.2	14,0	1,0	15,1	100,0
	3.3.3.2	17,1	2,0	19,2	112,5
	3.3.5.2	16,4	2,1	18,0	—

W_n – wilgotność naturalna – natural water content, V_p – wskaźnik pęcznienia – swelling index, W_p – wilgotność pęcznienia końcowa – water content of final swelling

Analizując otrzymane wyniki można zauważyć (fig. 21), że w badanych gruntach decydujący wpływ na wielkość wskaźnika pęcznienia ma zawartość frakcji ilowej, skład mineralny natomiast odgrywa mniejszą rolę. W ilach typu B, w któ-

Tabela 17. Pęcznienie i ciśnienie pęcznienia badanych iłów poznańskich – strefa centralna

Swelling and pressure of swelling of the Poznań clays from the central zone

Litostratygrafia Lithostratigraphy	Lokalizacja próbek Sample location	W_n %	Pęcznienie Swelling %		Ciśnienie pęcznienia Pressure of swelling kPa
			V_p	W_p	
Górne iły płomieniste (dolny pliocen) Upper flamy clays (Lower Pliocene)	3.4.5.2	14,8	3,6	21,8	225,0
	3.4.6.2	19,4	3,3	25,5	–
	3.4.7.2	16,8	3,9	26,0	200,0
	3.8.3.2	20,3	8,3	28,6	175,0
	3.8.4.2	21,7	9,9	30,6	200,0
Dolne iły płomieniste (górnny sarmat) Lower flamy clays (Upper Sarmatian)	3.5.2.2	26,5	8,0	33,1	–
	3.5.3.2	25,3	7,1	29,5	–
	3.5.4.2	27,1	5,3	32,7	212,5
	3.7.4.2	19,5	7,5	26,1	–
	3.9.1.2	26,6	3,1	31,0	187,5
	3.9.2.2	31,2	6,3	36,7	–
	3.9.3.2	24,0	4,4	27,3	187,5
	3.10.3.2	22,0	4,7	27,5	–
	3.10.4.2	24,5	3,4	28,1	175,0
3.10.5.2	25,1	3,8	29,8	–	
Iły zielone (górnny torton/dolny sarmat) Green clays (Upper Tortonian/Lower Sarmatian)	3.6.2.2	19,3	2,8	22,0	–
	3.6.3.2	20,1	6,7	25,7	112,5
	3.6.4.2	18,4	2,3	22,5	–
	3.6.5.2	25,3	7,8	30,1	100,0
	3.7.5.2	13,1	5,6	19,2	–

W_n – wilgotność naturalna – natural water content, V_p – wskaźnik pęcznienia – swelling index, W_p – wilgotność pęcznienia końcowa – water content of final swelling

rych przeważają minerały grupy smektytu, stwierdza się znacznie mniejszy wskaźnik pęcznienia niż w typach A i C, w których przeważa kaolinit. Wzrost wskaźnika pęcznienia w iłach morskich zaznacza się w próbkach o wyższej zawartości frakcji iłowej (podtyp B1). Dla tego podtypu przyjmuje on wartości 5,6–7,8%. W pozostałych gruntach typu B wartość wskaźnika pęcznienia waha się od 1 do 2,8%. W iłach płomienistych i w warstwach kędzierzyńskich wskaźnik pęcznienia przyjmuje wartości 3,5–9,9%. Na tak duże zróżnicowanie V_p mimo dość jednorodnego składu granulometrycznego ma wpływ wiele czynników. W podtypie C2 wzrost wskaźnika pęcznienia jest powodowany w dużym stopniu obecnością minerałów grupy smektytu. W próbkach 3.8.3.2 i 3.8.4.2 natomiast tak wysoka wartość V_p

(8,3–9,9%) jest prawdopodobnie spowodowana stosunkowo niską wilgotnością naturalną.

Rozpatrując wyniki pęcznienia badanych gruntów należy mieć na uwadze fakt, że na jego wielkość wpływa wiele nakładających się czynników. Poza omawianym już wpływem składu mineralnego i granulometrycznego, na pęcznienie wpływa również temperatura (Złoczewska, Diwiśłowa 1977), wielkość parametru b podstawowej komórki (Odom, Low 1978), pH roztworu (Grabowska-Olszewska 1968), mineralizacja wód porowych (Myślińska 1974). Ponadto na pęcznienie gruntów będą miały zasadniczy wpływ siły działające między cząstkami. Gdy odległość dwóch równoległych cząstek jest mniejsza od podwójnego zasięgu warstwy elektrycznej, zaczynają oddziaływać siły odpychania warstwy podwójnej, czyli siły pęcznienia. Według Van Olpheny (1963) ciśnienie odpychania możemy wyrazić wzorem:

$$p = 2nkT(\cos h(u-1)),$$

p – ciśnienie odpychania,
 n – koncentracja elektrolitu,
 k = stała Boltzmana,
 T – temperatura bezwzględna w K,
 u = minimalna wartość potencjału między równoległymi cząstkami.

Podczas analizy wilgotności pęcznienia zwraca uwagę fakt niewielkiego wzrostu wilgotności w wyniku pęcznienia (fig. 18). Zwykle wynosi on kilka procent, jedynie w wypadku próbki 3.4.7.2 różnica wzrasta do 10%. Daje się zauważyć pewna zależność między wilgotnością pęcznienia a wskaźnikiem pęcznienia (próbki 3.1.3.2, 3.5.2.2, 3.8.3.2, 3.8.4.2). Zależność ta występuje mimo wapniowego kompleksu sorpcyjnego badanych gruntów, który powinien powodować znaczny wzrost wilgotności pęcznienia przy niewielkim wskaźniku pęcznienia (Grabowska-Olszewska 1968).

Wilgotność pęcznienia jest znacznie niższa od wilgotności granicy płynności (fig. 18). Na tej podstawie można wnioskować o silnych wiązaniach strukturalnych występujących w tych gruntach. Utrudniają one znacznie dostęp molekuł wody do przestrzeni międzycząsteczkowych i międzymikroagregatowych. O dużej odporności badanych iłów na działanie wody świadczą również wyniki analizy mikroagregatowej. Znaczna wodoodporność tych gruntów jest efektem nakładania się wielu czynników, między innymi składu mineralnego, charakteru kompleksu sorpcyjnego, przewagi kontaktów typu płaszczyna – płaszczyna.

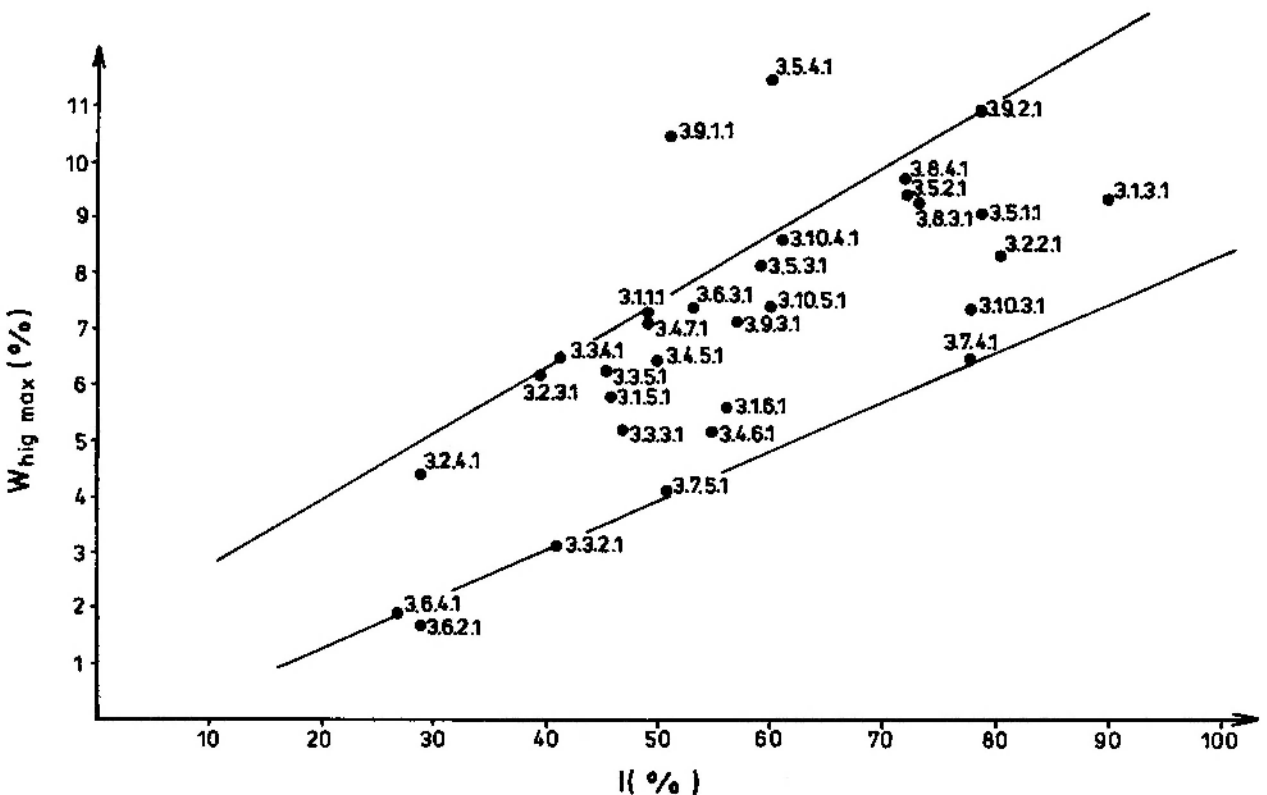


Fig. 21. Wykres zależności wartości wskaźnika pęcznienia (V_p) od zawartości frakcji ilowej (I)
Diagram of dependence of value of swelling index (V_p) on percentage of clay fraction (I)

Badane grunty, mimo raczej niewielkiego pęcznienia, charakteryzują się dość dużymi wartościami ciśnienia pęcznienia. Ciśnienia pęcznienia wyznaczono laboratoryjnie w edometrze. Próbkę gruntu, zanurzoną w wodzie, były obciążane stopniowo po 12,5 kPa, jeżeli po 30 min wykazywały wzrost wysokości próbki większy niż 0,05 mm. Po ustaleniu się wysokości próbki pod danym obciążeniem, zostawiano ją w tych warunkach przez całą dobę i jeżeli nie nastąpiło pęcznienie ani osiadanie większe niż 0,05 mm, to tę wartość obciążenia przyjmowano jako ciśnienie pęcznienia. Wielkości ciśnienia pęcznienia wahają się od 100,0 do 225,0 kPa. Daje się zauważyć, że niższym ciśnieniem pęcznienia charakteryzują się próbki typu B (100,0–112,5 kPa), najwyższe wartości natomiast przyjmuje ciśnienie dla łąk płomienistych 175,0–225,0 kPa.

kach przez całą dobę i jeżeli nie nastąpiło pęcznienie ani osiadanie większe niż 0,05 mm, to tę wartość obciążenia przyjmowano jako ciśnienie pęcznienia. Wielkości ciśnienia pęcznienia wahają się od 100,0 do 225,0 kPa. Daje się zauważyć, że niższym ciśnieniem pęcznienia charakteryzują się próbki typu B (100,0–112,5 kPa), najwyższe wartości natomiast przyjmuje ciśnienie dla łąk płomienistych 175,0–225,0 kPa.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

1. Celem przedstawionej pracy było określenie własności fizycznych, składu chemiczno-mineralogicznego oraz mikrostruktur łąk poznańskich okolic Wrocławia z uwzględnieniem rodzajów sił przyciągania w nawiązaniu do ich genezy i litostratygrafii.

2. Na podstawie badań Dyjora (1969) i Dyjora *et al.* (1978), nawiązując do pracy Wiewióry i Wyrwickiego (1974) i obserwacji własnych na badanym obszarze stwierdzono dwie strefy sedymentacyjne łąk poznańskich: strefę brzeżną (przysudecką) i strefę centralną. W strefie brzeżnej wydzielono poziom szarozielonych łąk morskich

wieku tortońskiego oraz sarmackie warstwy kędzierzyńskie. W strefie centralnej wydzielono szarozielone łąki morskie (górną torton/dolny sarmat) oraz dolne i górne łąki płomieniste (górną sarmat/dolny pliocen). Na utworach serii poznańskiej zalega seria Gozdnicy.

3. Na podstawie analizy składu chemicznego stwierdzono wzrost zawartości SiO_2 w poziomach łąk morskich i stropowych partiach łąk poznańskich, osadzających się w pobliżu łąd. Zawartość tlenków żelaza wzrasta w łąkach płomienistych. W warstwach kędzierzyńskich i górnych łąkach płomienistych wzrasta ilość TiO_2 .

Udział „wolnych” tlenków żelaza w iłach płomienistych przekracza 5%.

4. Analiza wartości pojemności wymiany kationowej wykazuje jej zależność głównie od składu mineralnego i granulometrycznego. Kompleks sorpcyjny wykazuje zdecydowanie wapniowy charakter tych gruntów.

5. Analiza składu mineralnego wykonana na podstawie badań rtg, DTA i TEM wykazała, że iły poznańskie poziomów morskich obu stref oraz dolne iły płomieniste odsłaniające się w Żernikach charakteryzują się przewagą minerałów smektytowych i znacznym udziałem illitu. W iłach warstw kędzierzyńskich i iłach płomienistych smektyt, kaolinit i illit występują w jednakowych ilościach. Iły stropowej części serii poznańskiej odsłaniające się w Sośnicy wykazują przewagę kaolinitu.

6. Analiza składu granulometrycznego metodą pipetową wykazuje, że w strefie brzeżnej występują iły pylaste i iły, w strefie centralnej natomiast dominują iły, a iły pylaste i gliny związane stanowią przewarstwienia w obrębie poziomów morskich. Iły charakteryzują się dużym udziałem frakcji iłowej, nawet do 90%. Analiza składu mikroagregatowego wskazuje na znaczną wodoodporność badanych gruntów. W porównaniu z analizą pipetową wzrasta udział dużych mikroagregatów powyżej 50 μm , zawartość mikroagregatów < 2 μm natomiast nie przekracza 15%. Procentowy udział dużych mikroagregatów wzrasta szczególnie w poziomach o znacznej zawartości jonów wapnia na pozycjach wymiennych i zawartości substancji organicznej w ilości 2–3%.

7. Na podstawie genezy, składu mineralnego i granulometrycznego wydzielono trzy podstawowe typy iłów poznańskich okolic Wrocławia: typ A – iły płomieniste, typ B – iły poziomów morskich, typ C – iły warstw kędzierzyńskich.

8. Wartości powierzchni właściwej wahają się w granicach 30–310 $\cdot 10^3 \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$ i generalnie potwierdzają znaną zależność od składu mineralnego. Z tym że w związku z wapniowym charakterem kompleksu sorpcyjnego grunty smektytowe uzyskują najniższe wartości charakterystyczne dla tych minerałów, grunty kaolinitowe natomiast uzyskują wartości najwyższe.

9. Na podstawie badań w porozymetrze stwierdzono, że w iłach płomienistych i iłach warstw kędzierzyńskich przeważają ultrapory, co nawiązuje do wysokiej dyspersji tych gruntów. W iłach poziomów morskich w związku z większą

obecnością frakcji pyłowej wzrasta udział mikroporów.

10. Na podstawie analizy zdjęć uzyskanych w skaningowym mikroskopie elektronowym w badanych iłach poznańskich stwierdzono trzy typy mikrostruktur. Mikrostruktura matrycowa występuje w iłach podtypu A1 i A2, mikrostruktura turbulentna w iłach podtypu B2, mikrostruktura matrycowo-turbulentna natomiast w iłach podtypu B1 i C2. W iłach tych przeważają kontakty typu płaszczyzna–płaszczyzna, przy pewnym udziale kontaktów płaszczyzna–krawędź, a nawet krawędź–krawędź (zwłaszcza w iłach podtypu A1 i B1). W efekcie oddziaływań sił van der Waalsa, jonowoelektrostatycznych i czasem walencyjnych powstawały kontakty koagulacyjne i przejściowe lub przejściowe i fazowe.

11. Analizę hydrofilności badanych iłów dokonano opierając się na maksymalnej wilgotności higroskopijnej, wilgotności naturalnej, granicach konsystencji i pęcznieniu. Na podstawie maksymalnej wilgotności higroskopijnej określającej ilość wody silnie związanej z fazą stałą obliczono hydrofilność ogólną i właściwą. Zarówno w strefie brzeżnej, jak i centralnej hydrofilność ogólna najwyższe wartości przyjmuje dla gruntów o wysokiej dyspersji i przewodzie smektytów w składzie mineralnym. Największą hydrofilność właściwą stwierdzono w gruntach kaolinitowych stropowej części serii poznańskiej w strefie centralnej. Maksymalną ilość wody słabo związanej określa granica płynności. Wykazuje ona znaną zależność od dyspersji gruntów i składu mineralnego. Najniższe wartości uzyskuje dla poziomów morskich strefy brzeżnej i stropowej części iłów płomienistych strefy centralnej. W związku z wapniowym charakterem kompleksu sorpcyjnego w iłach o przewodzie smektytów granica płynności nie uzyskuje maksymalnych wartości.

12. Wskaźnik pęcznienia badanych iłów wykazuje przede wszystkim znaną zależność od składu granulometrycznego. Najniższe wartości przyjmuje dla iłów morskich strefy brzeżnej, najwyższe wartości V_p stwierdzono w iłach płomienistych strefy centralnej. W wyniku pęcznienia wilgotność wzrasta w niewielkim stopniu, mimo wapniowego charakteru kompleksu sorpcyjnego. Badane iły wykazują znaczne wartości ciśnienia pęcznienia – 100,0–225,0 kPa.

13. Oceniając badane iły jako podłoże obiektów budowlanych można przedstawić następujące sugestie:

– w stanie nienaruszonym wykazują przewa-

źnie znaczną odporność na działanie wody;
 — po naruszeniu pierwotnych wiązań strukturalnych należy liczyć się z łatwiejszym upłynnieniem ilów poziomów morskich, w związku z ich smektytowym charakterem i przewagą jonów wapnia na pozycjach wymiennych:

— ility poziomów morskich strefy brzeżnej wykazują niewielkie pęcznienie;
 — ility warstw kędzierzyńskich i ility płomieniste osiągają wskaźnik pęcznienia do 10⁰%. Należy zwrócić uwagę na wysokie ciśnienie pęcznienia tych ilów, dochodzące do 225 kPa.

LITERATURA

- ALEKSANDROWICZ S. W., KLECZKOWSKI A. S., 1974: Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *Przewodnik XLVI Zjazdu PTG*. Wyd. Geol., Warszawa.
- ANDRZEJSZCZAK B., 1982: Zmiany strukturalne zachodzące w procesie wysychania wybranych gruntów spoistych jako wyraz ich agregacji i reagregacji. Structural changes during drying of some chosen cohesive soils as a result of their aggregation and reaggregation. *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, t. 27.
- AREN B., 1964: Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Stratigraphic and facial problems, [w:] *Atlas geologiczny Polski*, z. 11, Wyd. Geol., Warszawa.
- BAGRINCEWA K. J., 1977: *Karbonatnyje porody – kolekatory ropy i gaza*. Nedra, Moskwa.
- BARDEN L., SIDES G., 1971: Sample disturbance in the investigation of clay structure. *Geotechnique*, vol. 21.
- BEUTELSPACHER H., van der MAREL H. W., 1968: *Atlas of Electron Microscopy of Clay Minerals and Their Admixtures*. Elsevier, Amsterdam.
- BIERNAT L., 1964: Trzeciorzęd okolic Korfantowa (Śląsk Opolski). The Tertiary in the Korfantów vicinities (Opole Silesia). *Kwart. Geol.*, t. 8, nr 2.
- BLACKMORE A. V., 1976: Salt sieving within clay soil aggregates. *Aust. J. Soil Res.*, nr 14.
- BLACKWELDER P. L., PILKEY O. H., 1972: Electron microscopy of quartz grain surface textures. *Sedim. Petrol.*, vol. 42, nr 3.
- BOGDA A., 1973: Mineralogiczne i mikromorfologiczne badania produktów wietrzenia niektórych magmowych skał macierzystych gleb występujących w Sudetach. Mineralogical and micromorphological investigation of weathering products of some magmatic parental rocks of soils in the Sudety Mountains. *Rocz. Geol.*, t. 24, z. 2.
- BOLEWSKI A., PARACHONIAK W., 1974: *Petrografia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- BRYAN R. E., 1971: The efficiency of aggregation indices in the comparison of some English and Canadian soils. *J. Soil Sci.*, vol. 22, nr 2.
- BUDZIOSZ R. E., 1975: Ciepło zwilżania gruntów spoistych. *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, t. 18.
- CHLEBOWSKI R., 1980: *Petrografia skał osadowych*. Wyd. Univ. Warsz., Warszawa.
- CHOMA-MORYL K., 1982: *Analiza zmienności własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii*. Archiwum ING, Uniwersytet Wrocławski. Praca doktorska, maszynopis.
- COLLINS K., MCGOWN A., 1974: The form and function of microfabric features in a variety of natural soils. *Geotechnique*, vol. 24, nr 2.
- DIAMOND S., 1971: Microstructure and pore structure of impact-compacted clays. *Clays and Clay Miner.*, vol. 19.
- DOLCATER D. L., LOTSE E. G., SYERS J. K., JACKSON M. L., 1968: Cation exchange selectivity of some clay-size minerals and soil minerals. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 32.
- DONNADIEU J. P., 1976: Donnee nouvelles sur les formations de l'Eocene continental (bartonien sens large) du Sud-Ouest du Bassin Parisien, les depot de Brenne et de contins du Poitou. *Bull. Soc. Géol. France*, ser. 7, t. 18, nr 6.
- DYJOR S., 1968: Poziomy morskie w obrębie serii ilów poznańskich. Marine horizons within Poznań Clays. *Kwart. Geol.*, t. 12, nr 4.
- 1969: *Rozwój formacji młodotrzeciorzędowej na Niżu Śląskim między środkową Odrą i Nysą Łużycką*. Archiwum ING, Uniwersytet Wrocławski. Praca doktorska, maszynopis.
- 1970: Seria poznańska w Polsce Zachodniej. The Poznań series in West Poland. *Kwart. Geol.*, t. 14, nr 4.
- DYJOR S., BOGDA A., CHODAK T., 1968: Wstępne badania składu mineralnego ilów poznańskich. Preliminary studies on the mineral composition of the Poznań Clays. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 38, z. 4.
- DYJOR S., SADOWSKA A., 1977: Problem wieku i korelacja górnioceńskich pokładów węgla brunatnych w Polsce Zachodniej. Problem of the age and correlation of upper Miocene brown coal seams in the Western Poland. *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 1.
- DYJOR S., DENDEWICZ A., GRODZICKI A., SADOWSKA A., 1978: Neogeńska i staroplejstocenska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Paczkowa i Kędzierzyna. The Neogene and old-Pleistocene sedimentation in the Paczków and Kędzierzyn graben zones, Southern Poland. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 1.
- EDWARDS A. P., BREMNER J. M., 1967a: Dispersion of soil particles by sonic vibration. *J. Soil Sci.*, vol. 18, nr 1.
- EDWARDS A. P., 1967b: Microaggregates in soils. *Ibid.*
- EMERSON W. W., 1967: A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Aust. J. Soil Res.*, vol. 5, nr 5.
- 1971: Determination of the contents of clay-sized particles in soils. *J. Soil Sci.*, vol. 22, nr 1.
- FALKIEWICZ A., KOWALSKI W. C., 1957: *Pracownia gruntoznawcza*. Wyd. Univ. Warsz., Warszawa.
- FARMER V. C., 1971: Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidized biotites and vermiculites. *Miner. Mag.*, 38.
- FARRAR D. M., COLEMAN J. D., 1967: The correlation of surface area with other properties of nineteen British clays soils. *J. Soil Sci.*, vol. 18, nr 1.
- FORTUNAT W., 1960a: Własności fizyczne i zagadnienia klasyfikacji ilów. Physical properties of clays and their

- classification. „Z badań geologiczno-inżynierskich w Polsce”, t. 1, *Biul. Inst. Geol.*, 163.
- 1960b: Charakterystyczne cechy fizyczne trzeciorzędowych iłów Warszawy, Bydgoszczy i Tarnobrzegu. Characteristic physical properties of Tertiary clays of Warsaw, Bydgoszcz and Tarnobrzeg. *Ibid.*
- GILLOT J. E., 1969: Study of the fabric of fine grained sediments with the scanning electron microscope. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 42, nr 3.
- 1980: Use of the scanning electron microscope and Fourier methods in characterization of microfabric and texture of sediments. *J. of Microscopy*, vol. 120, pt. 3.
- GŁAZEK J., OBERC J., SULIMSKI A., 1971: Miocene vertebrate faunas from Przeworno (Lower Silesia) and their geological setting. *Acta Geol. Pol.*, vol. 21, nr 3.
- GORBUNOWA G. N., 1963: Glinistyje minerały w osadkach Tichogo Okieana. *Lit. Poleznyje Iskop.*, nr 1.
- GORKOWA J. M., 1965: *Strukturyne i dieformacyonnyje osobienosti osadocznych porod rozlicznoj stiepieni uplotnienija i litihkacyi*. Nauka, Moskwa.
- *Teoreticzeskije osnovy ocenki osadocznych porod w inżynierno-geologiczeskich celach*. Nauka, Moskwa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., 1968: Wpływ własności sorpcyjnych wybranych typów gruntów spoistych na ich hydrofilność. Influence of sorption properties upon the hydrophilicity of selected clay soils. *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, t. 10.
- 1971: Elektronowy mikroskop analizujący (EMA) w inżyniersko-geologicznych badaniach gruntów spoistych. Examination of compact structures using electron microscope. *Prz. Geol.*, nr 8–9.
 - 1972a: Mikrostruktury utworów lessowych (komunikat). *Mat. Symp. „Litologia i stratygrafia lessów w Polsce”*, Lublin.
 - 1972b: Mikrostruktury polskich glinistych gruntów issledowanych po metodzie elektronno-skanirujuszczeo mikroskopa. *Mat. Międzyn. Konf. Geol. Inż. Tbilisi*.
 - 1974: Mikrostruktury skał górnego czerwonego spagowca rejonu Bogdaj-Uciechów (monoklina przedsudecka) badane za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego (EMS). Study of the microstructure of upper rotliegendes rocks from Bogdaj-Uciechów (Fore-Sudetic Monocline) with the scanning electron microscope (SEM). *Biul. Geol. Univ. Warsz.*, t. 17.
 - 1976: Mikrostruktury utworów lessowych badane za pomocą elektronowego mikroskopu skaningowego (SEM). Microstructures of loess deposits studied with the scanning electron microscope (SEM). *Biul. Inst. Geol.*, 297, t. 18.
 - 1977a: Charakter przestrzeni porowej cechsztyńskich skał zbiornikowych monokliny przedsudeckiej w świetle badań w elektronowym mikroskopie skaningowym (SEM). Shape and nature of pore space of Zechstein collector rocks from the Fore-Sudetic Monocline studied with the use of SEM. *Prz. Geol.*, nr 10.
 - 1977b: *Podstawowe problemy mikrostrukturalnych badań skał ilastych*. Ref. z okazji 25-lecia Wyd. Geol. Univ. Warsz.
 - (red.) 1980: *Metody badań gruntów spoistych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., SIERGIEJEW J. M., MYŚLIŃSKA E., OSIPOW W. J., TROFIMOW W. T., ZIANGIROW R. S., 1977: *Gruntoznawstwo*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., OSIPOW W., SOKOŁOW V., 1984: *Atlas of the Microstructure of Clay Soils*. PWN, Warszawa.
- GRIM R. E., 1968: *Clay Mineralogy*. Wyd. 2. McGraw-Hill, New York.
- ILIŃSKAJA G. G., ZIANGIROW R. S., 1969: Rozruszenije strukturych elementow i izmienenije mikrotekstury dispersnych gruntow pri diejstwii wysokich dawlenij w usłowijach kompriessii. *Wiest. Moskow. Uniw., Geol.*, nr 5.
- JENTZCH A., 1913: Ostdeutsches Pliozan. *Z. Deutsch. Geol. Gesch.* Bd. 65, M. 1, Berlin.
- KOŁACZEW W. J., 1977: Lipkost' glinistych gruntow i metody jejo umiessenija. *Izw. Wyss. Uczeb. Zawied.*, nr 12.
- KOJI WADA, YASNO HARADA, 1971: Effects of temperature on the measured cation-exchange capacities of Ando soils. *J. Soil Sci.*, vol. 22, nr 1.
- KOWALSKI W., SZPIŁA K., WYRWICKI R., 1974: Konkreje barytowe w iłach serii poznańskiej ze Stabłowic pod Wrocławiem. Barite concretion in the Poznań Series Clays at Stabłowice near Wrocław. *Kwart. Geol.*, t. 18, nr 2.
- KRAŻEWSKI S. R., 1979: Zróżnicowanie litofacjalne osadów trzeciorzędowych i czwartorzędowych na Niżu Polskim. *Rozpr. UMK*, nr 19.
- KRINSLEY D. H., DOORNKAMP J. C., 1973: *Atlas of Quartz Sand Surface Textures*. University Press, Cambridge.
- KSIAŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E., 1965: *Zarys geologii Polski*. Wyd. Geol., Warszawa.
- KUŹNIAR J., 1959: Wpływ składu mineralnego na rozmakanie i pęcznienie niektórych iłów trzeciorzędowych. Influence of mineral composition of drenching and swelling of some Tertiary clays. *Kwart. Geol.*, t. 3, nr 2.
- LAMBE T., WHITMAN R., 1977: *Mechanika gruntów*. t. 1, Arkady, Warszawa.
- LANGIER-KUŹNIAROWA A., 1961: Wpływ stabilizatorów na substancję ilastą w analizie granulometrycznej. Effect of stabilizers upon clay substances in granulometric analysis. *Kwart. Geol.*, t. 5, nr 1.
- 1967: *Termogramy minerałów ilastych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- ŁUCZKOWSKA E., DYJOR S., 1971: Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. Tertiary microfauna of the Poznań clays in Lower Silesia. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 41, z. 2.
- ŁYDKA K., PIASKOWSKI A., 1968: O pewnych współzależnościach składu mineralnego i właściwościach fizycznych iłów plioceńskich z rejonu Konina. On certain interdependences of the mineralogical composition and the physical properties of Pliocene clays in the region of Konin. *Arch. Hydrotech.*, t. 15, z. 1.
- McCONNACHIE J., 1974: Fabric changes in consolidated kaolins. *Geotechnique*, vol. 24, nr 2.
- MEHR O. P., JACKSON M. L., 1960: Iron oxide removal from soils and clays by a ditionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Miner.*, vol. 17.
- MEISSNER K., 1966: Własności geotechniczne iłów poznańskich w odkrywkach węgla brunatnych rejonu Konina. Geotechnical properties of the Poznań clays in brown coal opencut mines of the Konin region. *Prz. Geol.*, nr 8.
- 1970: Własności inżyniersko-geologiczne iłów poznańskich rejonu Konina. Geological-engineering properties

- of the Poznań clays in the Konin region (Western Poland). *Biul. Inst. Geol.*, 231, t. 5.
- MILLOT G., 1964: *Geologie des argiles*. Paris.
- MITCHELL J. K., 1976: *Fundamentals of Soil Behaviour*. J. Wiley, New York.
- MONIUSZKO A. M., 1974: *Inżynierno-geologiczeskaja ocenka sarmatskich glin*. Nauka, Moskwa.
- MYŚLIŃSKA E., 1974: Wody porowe gruntów spoistych. Interstitial waters of clay. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, t. 17.
- 1978: *Fizyczno-mechaniczne własności gruntów nieskali- stych i laboratoryjne metody ich oznaczania*. Instrukcje i metody badań geologicznych, z. 38.
- NOWAK J.M., 1966: Badania środowiska wczesnej sedymento- diagenety utworów ilastych na podstawie względnej zawartości manganu. Method of determining the environment of early sedimentodiagenesis in clay deposits by means of MnO: MgO ratio. *Prz. Geol.*, nr 7.
- OBERC J., 1972: *Budowa geologiczna Polski. Tektonika*. Wyd. Geol., Warszawa.
- OBERC J., DYJOR S., 1968: Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach. Young Tertiary tectonic movements in the Sudetes. *Prz. Geol.*, nr 11.
- 1969: *Uskok sudecki brzeżny. „Z badań tektonicznych w Polsce”*, t. 12. Wyd. Geol., Warszawa.
- O'BRIEN N. R., 1971: Fabric of kaolinite and illite floccules. *Clays and Clay Miner.*, vol. 19.
- ODOM I. W., LOW P. F., 1978: Relation between swelling, surface area and b dimension of Na-montmorillonites. *Ibid.*, vol. 26, nr 5.
- OLPHEN Van H., 1963: *An Introduction to Clay Colloid Chemistry*. Interscience Publishers, New York – London.
- OLSON R. E., 1974: Shearing strengths of kaolinite, illite and montmorillonite. *J. Geotech. Eng. Div.*, vol. 100, nr GT 11.
- Orzeczenie geologiczne Cegieli Wilków Wielki, 1960*. Przeds. Geol.-Proj. Przem. Teren. Mat. Bud. we Wrocławiu.
- OSIPOW W. I., 1974: Podgotowka obrazcow glin dla mikro- tiekturnych issledowanij. *Wiest. Mosk. Uniw.*, nr 6.
- 1976: Inżynierno-geologiczeskaja klassifikacya glinistych porod. *Wiest. Mosk. Uniw.*, nr 4.
- 1979: *Priroda procznostnych i dieformacyonnych swojstw glinistych porod*. Izd. Mosk. Uniw., Moskwa.
- PACKHAM R. F., 1965: Some studies of the coagulation of dispersed clays with hydrolysing salts. *J. of Colloid Sci.*, vol. 21, nr 1.
- PASZYC-STĘPKOWSKA E., 1964: Problemy chemii fizycznej w mechanice gruntów. Physico-chemical problems in soil mechanics. *Arch. Hydrotech.*, t. 11, z. 4.
- PAZDRO Z., 1977: *Hydrogeologia ogólna*. Wyd. Geol., Warszawa.
- PIRSON S. J., 1958: *Oil Reservoir Engineering*. New York.
- PITTMAN E. D., 1972: Diagnosis of quartz in sandstone as revealed by scanning electron microscopy. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 42, nr 3.
- PIWOCKI S., 1965: Utwory trzeciorzędowe w okolicach Nysy. Tertiary deposits in the vicinities of Nysa. *Kwart. Geol.*, t. 9, nr 1.
- PUSCH R., 1970: Microstructural changes in soft quick clay at failure. *Can. Geotech. J.*, vol. 7, nr 1.
- RATIEJEV M. A., 1964: O sootnoszenii allotogiennogo i autigiennogo glinoobrazowanija w razlicznych tipach litogieniza. *Lit. Poleznyje Iskop.*, nr 2.
- RIEKSZYŃSKAJA L. G., 1966: *Atlas elektronnych mikrofoto- grafij glinistych mineralow i ich prirodnych assocycy w osudocznych porodach*. Niedra, Moskwa.
- ROBINSON D. O., PAGE J. B., 1950: Soil aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, nr 15.
- RÓŻYCKI S. Z., 1972: *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*. Wyd. 2, PWN, Warszawa.
- RYBICKI S., 1970: Wpływ spękań na własności inżyniersko- geologiczne ilów poznańskich kopalni Adamów. The effect of cracks on geological-engineering properties of the Poznań clays in the Adamów Mine. *Pr. Geol. PAN*, nr 63.
- SADOWSKA A., 1977: Roślinność i stratygrafia górnio- miocenijskich pokładów węgla Polski południowo-zachodniej. Vegetation and stratigraphy of upper Miocene coal seams of the South-Western Poland. *Acta Paleobot.*, vol. 18, nr 1.
- SCHOELLER H., 1956: Les limites septentrionales de l'éocene du bassin d'Aquitaine. *Bull. Soc. Geol. de France*, t. 6.
- SIDES G., BARDEN L., 1971: The microstructure of dispersed and flocculated samples of kaolinite. *Can. Geotech. J.*, vol. 8, nr 3.
- SERGEYEV Y. M., GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., OSIPOV V., SOKOLOV V., KOLOMENSKY Y. N., 1980: The classification of microstructures of clay soils. *J. of Microscopy*, vol. 120, pt. 3.
- SIKORA W., 1974: Żelazo w kaolinach pierwotnych Dolnego Śląska. Iron in primary kaolins of Lower Silesia. *Pr. Miner. PAN*, nr 39.
- SMART P., 1975: Soil microstructure. *Soil Sci.*, vol. 119.
- STACHURSKA A., DYJOR S., SADOWSKA A., 1967: Pliocenijski profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. Pliocene section at Ruszów in the light of botanical analysis. *Kwart. Geol.*, t. 11, nr 2.
- STACHURSKA A., SADOWSKA A., DYJOR S., 1973: Neogeneńska flora z Sośnicy koło Wrocławia w świetle badań geologicznych i palinologicznych. *Acta Paleobot.*, vol. 14, nr 3.
- STĘPKOWSKA E., 1972: Oznaczanie powierzchni właściwej minerałów ilowych (przegląd literatury). Clay specific surface determination (A review). *Rozpr. Hydrotech.*, z. 30.
- 1973: *Własności fizykochemiczne minerałów ilowych. Problemy fizykochemii i dynamiki gruntów*. Ossolineum, Wrocław.
- STOCH L., 1974: *Minerały ilaste*. Wyd. Geol., Warszawa.
- STRACHOW M. N., 1960: *Osnowy teorii litogieniza*. Izd. AN SSSR, Moskwa.
- SZYSZŁO D., 1967: Własności fizyczno-mechaniczne facji ilastej ilów poznańskich (pliocenijskich) na tle ich litologii. Physical-mechanical properties of Poznań (Pliocene) clays in the light of their lithology. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, t. 9.
- 1964: Minerały ilów poznańskich. Clayey minerals of the Poznań clays. *Prz. Geol.*, nr 5.
- TOVEY N. K., WONG K. Y., 1980: The microfabric of deformed kaolin. *J. of Microscopy*, vol. 120, pt. 3.
- TWENHOFEL W. H., 1961: *Treatise on Sedimentation*. Dover Publ., New York.
- WICHROWSKI Z., 1981: Studium mineralogiczne ilów serii poznańskiej. Mineralogical studies of clays of the Poznań series. *Arch. Miner.*, t. 37, z. 2.

- WIEWIÓRA A., WYRWICKI R., 1974. Minerale ilaste poziomu ilów płomienistych serii poznańskiej. Clay minerals in the mottled clay horizon of the Poznań series. *Kwart. Geol.*, t. 18, nr 3.
- 1976: Beidelit osadów serii poznańskiej. Beidellite in the sediments of the Poznań series. *Ibid*, t. 20, nr 2.
- WIKLANDER L., 1964: Cation and anion exchange phenomena, [w:] *Chemistry of the Soil*, (red.) F.E. Bear. New York.
- WYRWICKI R., 1966: Osady żelaziste lasu świętokrzyskiego. Ferruginous deposits of the Świętokrzyskie Mountains. *Biul. Inst. Geol.*, 195, t. 6.
- 1974: Osady ilaste serii poznańskiej jako surowce ceramiczne. Clay sediments of the Poznań series as ceramic raw materials. *Ibid*, 280, t. 7.
- 1975: Skład mineralny a własności surowcowe pstrych ilów poznańskich. Mineral composition and economic value of the variegated Poznań clays. *Kwart. Geol.*, t. 19, nr 3.
- ZATIENACKAJA N. P., 1963: *Porowye wody glinistych porod i ich rol w formowaniu podziemnych wod*. Nauka, Moskwa.
- ZI OCZEWSKA R. J., DZIWIŚŁOWA W. J., 1977: *Zawisimost' nabuchajemosti glin ot temperatury. Swjazannaja woda w dispiersnych sistemach*. Wyp. 4.
- ŻBIK M., 1980: *Potencjal elektrokinetyczny kalinitów*. Arch. Wydz. Geol. Uniw. Warsz. Rozprawa doktorska, maszynopis.
- 1983: Elektrokinetic potential and the specific surface of clay minerals. *Arch. Miner.*, t. 38, z. 2.

VARIABILITY OF PHYSICAL PROPERTIES OF THE POZNAŃ CLAYS (NEOGENE) FROM THE AREA OF WROCLAW WITH REFERENCE TO THEIR GENESIS AND LITHOSTRATIGRAPHY

Krystyna CHOMA-MORYL

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

SUMMARY

ABSTRACT: The paper presents the results of chemical and mineralogical investigations, microstructural analysis and determinations of hydrophilicity of the Poznań clays from the vicinity of Wrocław. Basing on the previous studies and the author's own field research, two zones of different lithology have been distinguished in the study area. In the southern marginal zone, adjacent to the Fore-Sudetic Block, sandy and gravelly materials prevail. In this zone the horizon of green clays (with marine ingressions) and the Kędzierzyn beds are distinguished. The northern zone represents the central part of the basin and is characterized by finer grained sediments. It includes the green clay horizon (with marine ingressions) and the flamy clay horizon.

The chemical and mineral composition is differentiated and related to the conditions of sedimentation. The green clay horizon consists mainly of smectite clays, while the flamy clays and the Kędzierzyn beds contain kaolinite and smectite in approximately equal amounts. The variable mineral composition influences values of the ion exchange capacity. The microstructures of the clays were analysed on the basis of the granulometric and microaggregate compositions, specific surface, pore-size distribution, and scanning electron microscope photographs.

The granulometric analysis points out that silty clays and clays occur in the marginal zone, whereas clays rich in clay fraction (over 70% in places) prevail in the central zone. The microaggregate analysis has shown rather a high content of large microaggregates (over 50 μm in size) and relatively low (below 15%) content

of microaggregates smaller than 2 μm . The specific surface in the investigated clays is obviously dependent on their mineral composition and ranges from 30 to 310 $\times 10^3 \text{m}^2 \text{kg}^{-1}$. The porosity characteristics indicates that the flamy clays and the clays of the Kędzierzyn beds contain predominantly ultrapores, while in the green clays the micropore content increases.

Basing on the SEM photographs and regarding the above mentioned features, three types of microstructures of the clays have been distinguished: matrix, turbulent, and matrix-turbulent. The matrix microstructure is characteristic of the flamy clays, the turbulent — of the green clays in the marginal zone, and matrix-turbulent — of the green clays in the central zone and of the Kędzierzyn beds. The results of this study allow to define relationships between the hydrophilicity of the clays and their mineral and granulometric compositions, as well as their sorption complex characteristics.

The highest total hydrophilicity is observed in the soils characterized by high dispersion and high content of smectite. The specific hydrophilicity increases in the top part of the Poznań series, in which the kaolinite group minerals prevail. The liquid and plasticity limits display a well known dependence of the mineral and granulometric compositions. The most intensely swelling are the flamy clay of the central zone containing a high portion of the clay fraction and composed mainly of smectite. From the results of this study it is evident that the genesis of the Poznań clays from the vicinity of Wrocław have a great influence on their physical properties.

GENESIS AND LITHOSTRATIGRAPHY OF THE POZNAŃ CLAYS IN THE VICINITY OF WROCLAW

The Poznań clays is a very widespread and rather thick formation. They were deposited in a continental basin affected by short ingressions of the sea. The term "Poznań clays" has a general descriptive connotation, however, this formation displays a great granular, mineral and colour variation. This makes difficult the estimation of physical properties of these sediments. On account of a shallow occurrence of the clays, under the ground surface, the assessment of their physical properties has become more and more important, and they hold great interest of engineering geology, open mining and construction. There is no compilation of physical properties of the Poznań clays, particularly from the area of SW Poland. Due to adjacency of the Fore-Sudetic Block, the lithologic variation is there extremely great and, therefore, the assessment of physical properties asks for good knowledge of the origin of the clays.

Ten exposures were selected for both field and laboratory research (Fig. 1). They are located near the following villages and towns: Paczków, Wilków Wielki, Strzelin, Sośnica, Wrocław (Żerniki and Stabłowice districts), Pęgów, Krańsko, Pogalewo Małe and Pogalewo Wielkie. On basis of the literature (Dyjur 1969, 1970) and author's field investigations, two zones

of sedimentation have been distinguished in the study area. The southern marginal zone, adjacent to the Fore-Sudetic Block, is characterized by predominant sandy gravelly deposits. Within this zone the exposures of the Poznań clays at Strzelin, Wilków-Wielki and Paczków are located. The other zone is situated farther north, in the central part of the basin. The sediments of that area are finer-grained, comprising mainly silty, clayey and subordinately fine-sandy facies. The Poznań clays cropping at Sośnica, Żerniki, Stabłowice, Pęgów, Krańsko, Pogalewo Małe and Pogalewo Wielkie belong to this zone (Tab. 1).

In the marginal Fore-Sudetic zone two horizons of the Poznań clays have been ascertained: green marine clays and Kędzierzyn beds. The former horizon was deposited in a basin occasionally influenced by the sea, as evidenced by microfauna of foraminifers found at the village of Borek Strzeliński (Łuczkowska, Dyjur 1971). The clays of this horizon are exposed at Strzelin and Wilków Wielki. The sediments in the vicinity of Strzelin originated in an open, rather shallow basin. The sedimentation was quiescent, as indicated by faint variation of the deposits in the vertical profile. The predominance of silty clays over clays is manifestation of a

neighboring land (the Strzelin granite). Within these clays calcareous concretions are found.

The sediments in the vicinity of Wilków Wielki were deposited in different circumstances. The basement of Tertiary formation in this area is composed of metamorphic rocks of Niemcza zone. These rocks are strongly faulted and certain parts of the area are uplifted in the form hills clearly visible in morphology (Oberc 1972). The clays from this area were deposited in a basin with an uneven shoreline. Great vertical variation of the sediments reflects their proximal character. The sedimentation began in a shallow basin where brown clays with numerous organic remnants were deposited. This first stage was followed by a short ingression of the sea resulting in sedimentation of silty clays. Within these sediments occurrences of numerous veins of fine crystalline gypsum are found. The gypsum occurrences are associated with higher concentrations of iron compounds. These sediments are overlain by clays lacking concentrations of gypsum and iron compounds which indicates a change in depositional conditions.

The term "Kędzierzyn beds" was referred to the clayey series occurring in the NW part of the Para-Tethys' basin. Aleksandrowicz and Kleczkowski (1974) suggested a possible correlation between the Kędzierzyn beds of Upper Odra basin and the uppermost members of the Poznań series. Dyjor and Sadowska (1974) proposed to include in this term also deposits of the Poznań series, Sarmatian in age, which occur in graben of Paczków and Kędzierzyn. The clays of this series are grey and dark grey, rich in organic material. They embe-

ded numerous lenses of fine- and medium-grained sand, as well as abundant grains of feldspars, often strongly kaolinized.

In the central zone of the study area were ascertained horizons of green marine clays of flamy clays. The former are exposed in the vicinity of Stabłowice and Pęgów. Megascopically, they resemble the deposits from the area of Strzelin. The clays from Stabłowice exhibit numerous brown spots resulting from concentration of iron compounds. From this locality barite concretions have been described (Kowalski *et al.* 1974). The horizon of flamy clays has been subdivided into "lower and upper flamy clays". The former crop out at Żerniki and Pogalewo, and the latter — at Krańsk and Sońnica. Within the lower clays, transitional zones between marine and limnic environments are observed. The upper flamy clays represent the top part of the Poznań series. In the neighborhood of the marginal zone they are directly overlain by the gravels and kaolin loams of the Gozdnicza series. Within the Poznań clays a large amount of silty fraction has been ascertained. Farther north, the upper flamy clays are homogenous, with no intercalations of coarser fractions. Red and cherry spots are characteristic of these sediments. In places, concentrations of iron compounds, in the form of bunches up to several cm in size, can be observed. The main mineral component of the bunches is hematite. Such great concentration of iron compounds in the form of hematite required particular physico-chemical and climatic conditions. The sedimentary basin was probably shallow and lacking organic material, and the climate must have been warm with changing dry and rain seasons.

CHEMICAL AND MINERAL INVESTIGATIONS

In 20 selected samples the following components were analysed: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , P_2O_5 and MnO . The results are given in Tables 2 and 3, separately for marginal and central zones. Comparing the chemical composition of deposits in both zones, one gives attention to a considerable differentiation of their chemistry within the horizon of marine clays. This is connected with occurrences of different soil types within this horizon. Higher contents of silty fraction in the silty clays and in massive loams are reflected in the higher contents of SiO_2 . In the Kędzierzyn beds and flamy clays the amount of silty fraction decreases and this results in lower contents of SiO_2 and higher concentrations of Al_2O_3 . The flamy clays are apparently richer in Fe_2O_3 and FeO when compared to another horizons. The contents of CaO , MgO and K_2O are very changeable. Low concentrations of Na_2O are characteristic, particularly of the flamy clays. It is worth noting the high contents of TiO_2 increasing to over 2% in the upper flamy clays. Summarizing, the clays of the study area display great variability of chemical composition. Similar results were obtained by Wichrowski (1981).

The chemical investigations included also the determination of "free" iron oxides. The removal of the iron oxides and hydroxides was performed using the ditronic method proposed by Mehr and Jackson (1960). The iron contents in the obtained extracts were determined by the complexometric method. The distribution of "free" iron oxides within certain horizons confirms megascopic observations. In the flamy clays the "free" iron contents exceed 5%, while in the Kędzierzyn beds and green marine clays they range from 1.2 to 4.8% (Tabs. 2 and 3).

Mineral composition was determined using the X-ray diffraction (XRD) analysis, thermal (derivatografic) analysis, and transmission electron microscope (TEM). The results are shown in Table 4 and Figures 2-12.

Basing on mineral composition, the investigated soils can be divided into the following groups:

- soils composed mainly of smectite and a significant admixture of illite, with subordinate kaolinite; this group includes the green marine clays and lower flamy clays cropping out at Żerniki;

- soils composed of approximately equal amounts of kaolinite and smectite; they include nearly all flamy clays of central zone and the clays of the Kędzierzyn beds;

- soils containing kaolinite as a major constituent and subordinately illite and smectite; this group comprises the clays of the uppermost part of the Poznań series at Sońnica,

The sorption complex analyses have been carried out on 37 samples (Tabs. 5 and 6). The total cation exchange capacity has been determined using the methylene blue method (Grabowska-Olszewska 1980). The cation exchange capacity (CEC) of green marine clays of the marginal zone range from 9.7 to 28.0 mval/100 g. The maximum values (about 28 mval/100 g) are characteristic of the soils containing smectite as a prevailing component. The Kędzierzyn beds display considerably less variation in the CEC values, from 18.1 to 21.7 mval/100 g. In the marine horizons of the central zone they range from 7.6 to 29.3 mval/100 g. Since the mineral composition of these clays is rather uniform, the variability of CEC values is most probably related to the variation in silt fraction content in the soils of the horizon considered. In the flamy clays of the central zone, the cation exchange capacity

usually equals to 12.3–16.3 mval/100 g. An increase of the CEC values, up to 39.0 mval/100 g, found in certain soils of this horizon, are connected with smectites predominating in their mineral composition.

The contents of the four basic exchangeable cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) have been determined by the method

of Piper (*vide* Grabowska-Olszewska 1980). In all the horizons from both zones, the Ca^{2+} contents are much higher than those for the other cations.

The results of investigations of mass density, volume density, porosity, and organic substance contents are given in Tables 7 and 8.

MICROSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE POZNAŃ CLAYS

From the literature dealing with the microstructures of clayey rocks it follows that the defining of the type of microstructure of a certain soil requires the determination of its mineral composition, grain-size and pore size distributions, specific surface, as well as analysis of scanning electron microscope photographs, and particular consideration of the character and forces of structural bonding.

Basing on granulometric composition, determined by the pipette method, it was ascertained that the soils of the marine clay horizon are represented by silty clays, clays and compact loams. The flamy clays consists of clays, while the Kędzierzyn beds – mainly of clays and silty clays. The results are shown in Tables 9 and 10.

Regarding the genesis, mineral and granulometric compositions of clays the following lithologic types can be distinguished:

Type A – flamy clays:

subtype A1 – greyish-brown, with dark red spots, smectitic clays, containing 59–79% of clay fraction;

subtype A2 – greyish-brown, with dark red spots, kaolinitic clays (51–79% of clay fraction);
 subtype A3 – light grey kaolinitic clays (49–59% of clay fraction);

Type B – greyish-blue and greyish-green clays of the marine horizon:

subtype B1 – greyish-blue or greyish-green smectitic clays (39–81% of clay fraction);

subtype B2 – greyish-blue silty smectitic clays (41–47% of clay fraction);

subtype B3 – greyish-blue silty kaolinitic clays (41% of clay fraction);

subtype B4 – light-grey compact smectitic loams (27–29% of clay fraction);

Type C – grey clays of the Kędzierzyn beds:

subtype C1 – grey kaolinitic clays (90% of clay fraction);

subtype C2 – grey silty kaolinitic clays (46–48% of clay fraction).

The determination of microaggregate composition of clayey rocks is the next step of microstructural analysis. A microaggregate is a cluster of either clay or clay-silty-sand particles, which is stable in a suspension state lacking dispergator and not influenced by external factors (Grabowska-Olszewska *et al.* 1984). The microaggregates are major microstructural constituents of natural clays. It is characteristic of the majority of the investigated soils that the content of small microaggregates (< 2 μm) do not exceed 10%, whereas from the pipette analysis it is known that original particles of that size dominate in most samples. For comparison, the contents of the fraction < 2 μm , determined by various methods, are shown in Figure 13. Particles of size 2000–50 μm and 50–2 μm prevail in microaggregate composition. The large mic-

roaggregates, having strong structural bonding between particles, are the most important microstructural elements of the soils. These large microaggregates, over 50 μm in size, are particularly common constituents of the clays of the Kędzierzyn beds. Probably, this can be connected with relatively a high content of organic matter in these clays, when compared with the other soils (*cf.* Edwards, Bremner 1967b; Mitchell 1976). In another horizons the amount of microaggregates, from 2 to 50 μm and over 50 μm in size, is diversified and depends on many factors, such as the mineral and exchangeable cation composition, the natural water content, and the degree of primary particles dispersion. The tendency to generate large microaggregates is the result of strong structural bonding in these clays. The Vageler's coefficient:

$$V = \frac{f_i - f_{ai}}{f_i}$$

where: f_i = clay fraction content (%/o) based on pipette analysis, and f_{ai} = clay fraction content (%/o) based on the microaggregate analysis, can be the evidence of strong structural bonds in these soils. The values of this coefficient for the investigated sediments range from 0.77 to 0.98. The coefficient equal to unity indicates that there are no aggregates of the size of the clay fraction in the rocks.

The soils of type A are characterized by V coefficient values from 0.79 to 0.98, type B – 0.77–0.92, and type C – 0.89–0.91. The two latter types display the greatest dispersion of the results. This is undoubtedly related to the variation in their mineral and granulometric compositions.

The specific surface depends mainly on mineral composition attaining the highest values in clay rocks. In the type A soils specific surface ranges from 30 to $310 \times 10^3 \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$. Such a great dispersion of the data results mostly from variation in their mineral composition. The clays of subtype A1, composed mainly of smectite, are characterized by specific surface values from 210 to $310 \times 10^3 \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$. In the soils containing equal amounts of smectite and kaolinite (subtype A2) these values range from 123 to $160 \times 10^3 \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$, while in subtype A3 with predominating kaolinite – $30\text{--}48 \times 10^3 \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$. In the type B soils the specific surface varies from 41 to $193 \times 10^3 \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$. The least values have been found in the soils composed of equal amount of kaolinite and smectite. In another samples the specific surface values are relatively low, as for the soils rich in smectite. Probably, one of the reasons accounting for this is low content of the clay fraction in the marine clay horizons.

One should realize that the specific surface influence the total cation exchange capacity. The relation between these two features are shown in Figure 14. The influence of a particular exchangeable cation on the specific surface value depends on mineral composition. In kaolinite the value of specific surface increases in calcic soils, while in minerals of the smectite group – in potassic ones (Żbik 1983).

Porosity is a very important feature of rock masses. In this study porosity has been determined on the basis of the kerosene saturation and using the porosimeter. The data obtained from the porosimeter allow to determine the percentage distribution of values of pore space. The results obtained (Tab. 11, Fig. 15) indicate that the ultrapores predominate in the investigated clays; in all the soils they represent over 50% of the pores. In the marine clay horizon the amount of micropores increases up to 44%. Such a porosity distribution is connected mainly with the grain size composition of the soils. The clays of the Kędzierzyn beds and flamy clays, in which colloidal subfraction $< 1 \mu\text{m}$ prevails, are characterized by predominance of the ultrapores. In the marine horizons, with higher content of sandy and silty fraction, the amount of micropores increases. In all the clays the mesopores of size of 10–100 μm have been noted, totalling up to several percent.

Considering the microstructural characteristics of clayey rocks, very important is, besides the value of porosity, the morphology and distribution of the pores. A classification of pores, regarding their size, morphology and distribution, is given by Grabowska-Olszewska *et al.* (1984). Describing the morphology of pore space one should be aware that the scanning electron microscope photographs give only the image of one surface of an investigated section of a sample. In the flamy clay horizon the most common are anisometric and isometric pores. The former are mainly intermicroaggregate pores of very variable size (Pls. 1,2 and 3). In the green clay horizon predominate anisometric fissure pores, mostly of the inter-microaggregate type. Their quantity increases considerably on sections perpendicular to bedding (Pls. 5,6,7 and 8). The clays of the Kędzierzyn beds contain mainly anisometric, inter-microaggregate pores (Pls. 9 and 10).

Basing on the research work of Grabowska-Olszewska *et al.* (1984) the following microstructural types have been distinguished in the Poznań clays: 1) matrix, 2) turbulent, and 3)

matrix-turbulent. The matrix microstructure is found in the flamy clays. It is epigenetic in origin, although one cannot eliminate the possibility of its syngenetic character in places. Comparing surface perpendicular and parallel to bedding, no differences in the degree of ordering of material are seen (Pls. 1,2,3 and 4). On both surface the microaggregates and clay particles are unoriented, and within them detrital grains are randomly dispersed. The contacts of the face-to-face type prevail, while those of the face-to-edge or edge-to-edge types are rare. On the basis of interparticle distances it may be concluded that the most important in these soils are ionic-electrostatic and valence interactions which result in contacts of transitional or phase types.

The turbulent microstructure was found in the clays of the marine horizon of the marginal zone. In these clays one may find a distinct difference in particle distribution in the sections parallel and perpendicular to bedding (Pls. 5 and 6). In the latter sections a tendency to parallel arrangement of the particles "floating" around silty grains are clearly seen. The clay particles are mostly parallel and this results in common contacts of the face-to-face type, whereas the face-to-edge contacts are infrequent. In most cases the inter-particle distances are so short that one can expect the presence of structural bonding of the transition and phase types resulting from ionic-electrostatic interactions.

The mixed matrix-turbulent microstructure was ascertained in the marine clays of the central zone and in the Kędzierzyn beds (Pls. 7,8,9 and 10). In some places in these clays one may observe the typical turbulent microstructure, while in other places the soil exhibits the matrix microstructure. The most frequent are the face-to-face contacts, and the face-to-edge type is also common. It seems likely that the most important in these rocks is structural bonding of the transitional type, which results from ionic-electrostatic interactions.

ANALYSIS OF HYDROPHILITY OF THE POZNAŃ CLAYS

The hydrophility of the investigated Poznań clays were assessed on the basis of the maximum hygroscopic moisture, natural moisture, as well as consistency and swelling limits. All these types of soil humidity have their own physical sense and they determine certain degrees of interaction between clay particles and water molecules. Grabowska-Olszewska *et al.* (1977) presents a classification of water in soils, based on the results published by Lebedev.

The values of the maximum hygroscopic moisture are strongly connected with the grain-size distribution. The higher the content of the clay fraction, the higher the values of the maximum hygroscopic moisture (W_{higmax} , Fig. 16). An increase of maximum hygroscopic moisture is also observed in soils with the high specific surface (Fig. 17). On the basis of the maximum hygroscopic moisture the total and specific hydrophility were calculated (Osipow 1979). The distribution of the total hydrophility in particular types of the investigated soils is analogous to the maximum hygroscopic moisture. The highest values have been noted in the flamy clays, particular those having the smectite group minerals as a prevailing component. The lowest values of the total hydrophility are obtained for the compact loams from the intercalations within the green clay horizon and the green clays containing kaolinite as main component (Tabs. 12 and 13).

The specific hydrophility is characterized by the thickness of the water rim and number of monomolecular layers of water. From the data given in Tables 12 and 13 it may be seen that the soils of subtype A3 exhibit the highest specific hydrophility. These clays, very rich in kaolinite, belong to the uppermost part of the Poznań series. The lowest values of the specific hydrophility are observed in the soils of subtypes A1, B1, B2 and B4, in which smectites are predominating components. Then, it can be assumed that the mineral composition influences the specific hydrophility in the opposite way than the total hydrophility. The results obtained support the data reported by Osipow (1979) and Żbik (1980), according to whom kaolinites exhibit high values of the specific hydrophility.

The natural water content of the Poznań clays displays a large dispersion. In the green clays of the marginal zone it varies from 14.0 to 32.0%, and in the clays of the Kędzierzyn beds – from 24.8 to 33.0%. In the green clays of the central zone the highest values of the natural water content (24.2%) were found in soils rich in clay fraction. In another soils the values range from 17.9 to 19.5%. The flamy clays are characterized by the highest differentiation of the natural water content, and this results from great differences in their mineral and granulometric compositions. The results vary from 12.9 to 31.5%.

The distribution of the values of the plasticity limit correlates clearly with the clay fraction contents. In certain cases the determined plasticity limit is higher than the natural water content of the same clay (Fig. 18).

The results of determination of the liquid limit are presented in Tables 14 and 15. The liquid limit of a soil depends first of all on its clay fraction content (Fig. 19) and specific surface (Fig. 20). It ranges from 36.3 to 60.5% in the green clays and from 29.5 to 76.3% in the clays of the Kędzierzyn beds. The highest variation of this value, from 38.0 to 75.0% is observed in the flamy clays. From the results obtained it is evident that the value of the liquid limit depends on mineral composition and exchangeable cations. Basing on these data, the plasticity index, degree of plasticity, and colloidal activity index after Skempton were computed (Tabs. 14 and 15).

Considering the results of determination of swelling, one

can notice that the swelling index extensively depends on clay fraction content (Fig. 21). This varies from 1.0 to 7.8% in the green clays, and from 3.5 to 9.9% in the flamy clays and clays of the Kędzierzyn beds. Regarding the final moisture of swelling, it is worth noting that its value slightly increases due to swelling (Fig. 18). There is certain relation between the humidity of swelling and the swelling index (tabs. 16 and 17). This relation exists in spite of the calcium sorption complex of these soils, which should result in substantial increase of the humidity of swelling, at the low value of the swelling index (Grabowska-Olszewska 1968). Despite of low swelling, the investigated soils are characterized by rather high values of the pressure of swelling, which vary from 100.0 to 225.00 kPa. Relatively low values (100.00–112.00 kPa) were obtained for the green clays, while the highest ones (175.00–225.00 kPa) for the flamy clays.

CONCLUSIONS

1. Basing on the research work by Dyjor (1969), Dyjor *et al* (1978), Wiewióra and Wyrwicki (1974), as well as the author's own results, the following two sedimentation zones of the Poznań clays were defined in the study area: the marginal (Fore-Sudetic) zone and the central zone. In the first zone the green marine clays (Upper Tortonian/Lower Sarmatian in age) and the lower and upper flamy clays (Upper Sarmatian/Lower Pliocene) were distinguished. The Poznań series is overlain by the Gozdnica series.

2. The chemical analysis indicate that the clays of the marine horizons and of the uppermost parts of the Poznań clays, which were deposited close to the land, are richer in SiO₂. The iron oxides content increases in the flamy clays. The Kędzierzyn beds and upper flamy clays are relatively rich in TiO₂. In the flamy clays the "free" iron oxides content exceeds 5%.

3. The analysis of the cation exchange capacity point out that its value depends mainly on mineral and granulometric compositions. The sorption complex displays a clearly calcic character in the investigated soils.

4. The analysis of mineral composition (carried out by XRD, DTA and TEM) has shown that the Poznań clays of the marine horizons in both zones, as well as the lower flamy clays cropping out at Żerniki, are composed mainly of smectite and a large admixture of illite. In the clays of the Kędzierzyn beds and in the flamy clays the three components: smectite, kaolinite and illite occur in approximately equal quantities. The clays of the top part of the Poznań series exposed at Sośnica consist predominantly of kaolinite.

5. The granulometric compositions determined by the pipette method indicate that in the marginal zone occur silty clays and clays, whereas in the central zone clays prevail. Silty clays and compact loams are found as intercalations within the marine horizons. The microaggregate compositions of the soils are indicative of their considerable water resistance. Comparing to the pipette analysis, the content of large (over 50 μm) microaggregates increase, while the content of microaggregates < 2 μm are lower than 15%.

6. On the basis of the genesis and mineral and granulometric compositions three main types of the Poznań clays of the vicinity of Wrocław have been distinguished: type A – flamy clays; type B – clays of the marine horizons; type C – clays of the Kędzierzyn beds.

7. The value of the specific surface range from 30 to 310 × 10³ m²kg⁻¹ and generally support a well known dependence on mineral composition.

8. Basin on the porosimetric investigations it was ascertained that the flamy clays and clays of the Kędzierzyn beds contain mainly ultrapores, what is connected with the high dispersion of these soils. In the clays of the marine horizons the content of micropores increases due to a higher content of silt fraction.

9. On the grounds of SEM photographs, three types of microstructure have been identified in the investigated soils. The matrix microstructure is observed in the clays of subtypes A1 and A2, the turbulent microstructure – in the clays of subtype B2, whereas the matrix-turbulent one – in the clays of subtypes B1 and C2. The face-to-face contacts are most frequent. The other types – faceto-edge – are not so often met with. The latter two are observed in subtypes A1 and B1. The coagulant and transitional contacts, as well as transitional and phase ones, result from the van der Waals interactions and ionic-electrostatic or, locally, valency bonding.

10. The hydrophilicity of the clays was determined on the basis of the hygroscopic moisture, natural water content, and consistency and swelling limits. The total and specific hydrophilicities were calculated on the ground of the maximum hygroscopic moisture, which defines the amounts of water strongly connected with solid phases. In both marginal and central zones, the highest values of the total hydrophilicity are observed in the soils characterized by high dispersion and high content of smectite. The highest values of the specific hydrophilicity were found in the kaolinitic soils of the uppermost part of the Poznań series in the central zone. The maximum content of weakly bound water is defined by the liquid limit. It is strongly connected with the dispersion and mineral composition of soils. The lowest values are obtained for the marine horizons of the marginal zone and the uppermost part of the flamy clays in the central zone. Due to the calcic sorption complex in the clays composed predominantly of smectite the liquid limits do not reach very high values.

11. The swelling index of clays depends mainly on their granulometric composition. Its lowest values are observed in the marine clays of the marginal zone, while the highest ones – in the flamy clays of the central zone.

12. Considering the investigated clays as a basement of structures the following suggestions can be put forward:

– the clays are considerably water-resistant in a natural state;

– having broken the primary structural bonding, one should be aware of relatively easy liquidation of the clays of the marine horizons, due to their smectitic character and the predominance of calcium exchangeable positions;

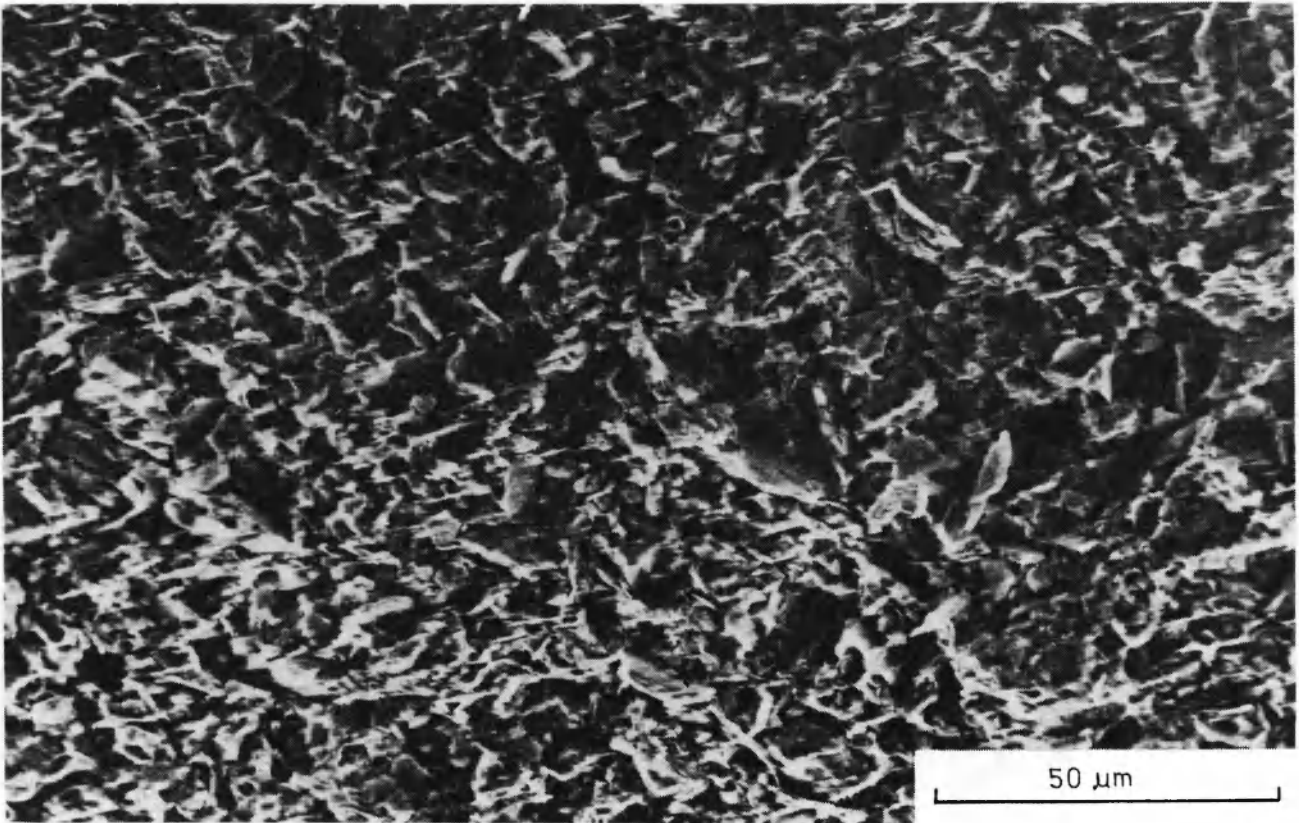
– the clays of the marine horizons in the marginal zone display low values of swelling;

– the swelling index in the clays of the Kędzierzyn beds and in the flamy clays reaches values up to 10%. Worth noting is the high swelling pressure in these clays, up to 225.00 kPa.

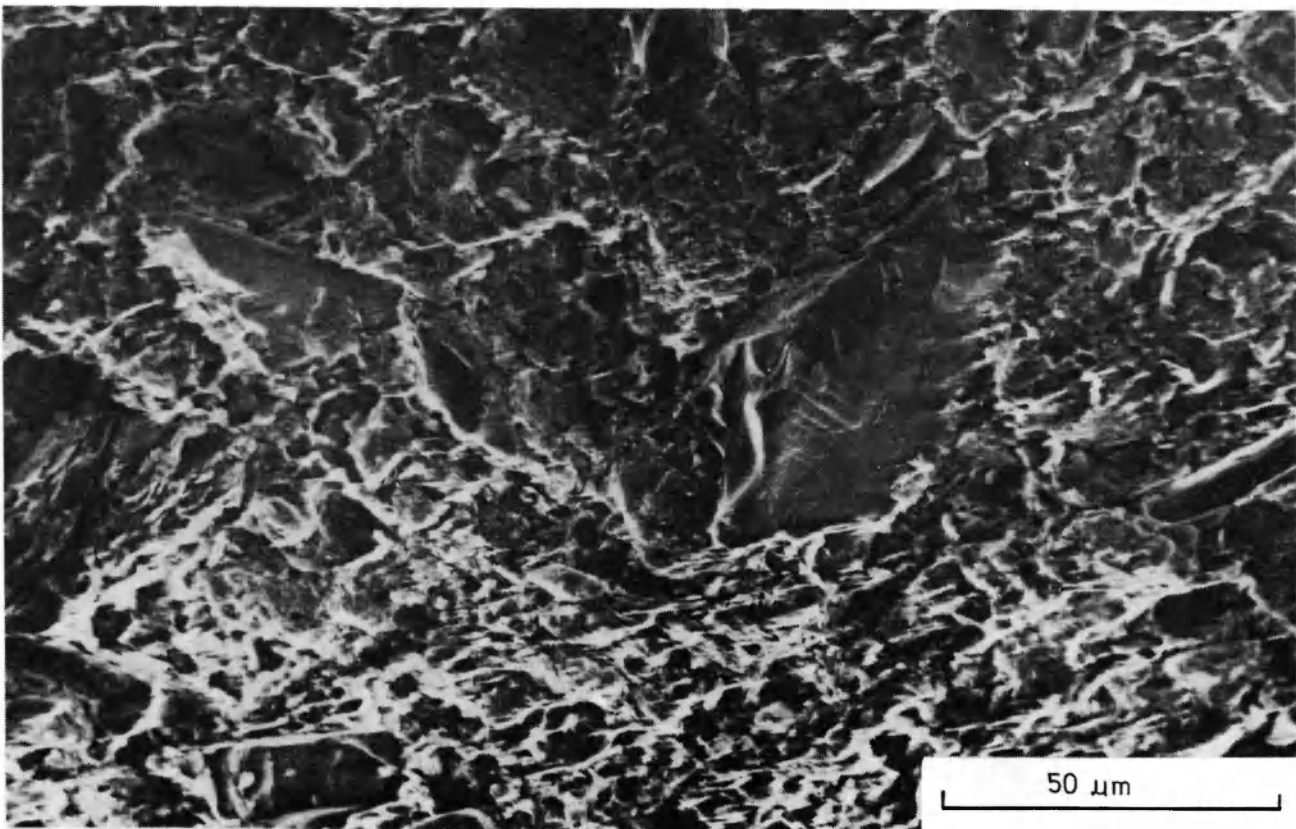
Translated by Ryszard Kryza

PLANSZA I – PLATE I

- 1. Próbką 3.5.3.2. Strefa centralna, dolne iły płomieniste.
Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×900
Sample 3.5.3.2. Central zone, lower flamy clays. Surface perpendicular to bedding. ×900**
- 2. Próbką 3.5.3.2. Strefa centralna, dolne iły płomieniste.
Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×900
Sample 3.5.3.2. Central zone, lower flamy clays. Surface parallel to bedding. ×900**



1



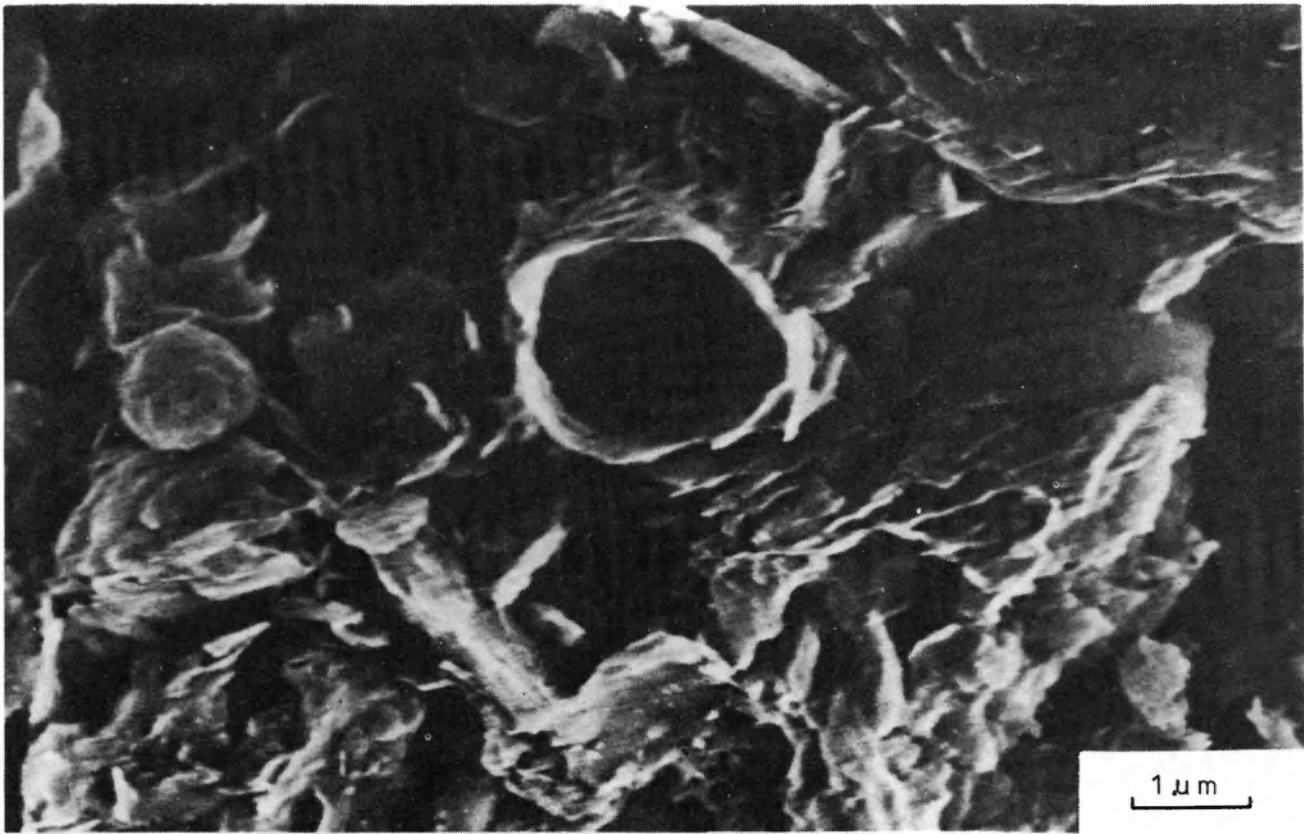
2

Krystyna CHOMA-MORYL – Zmienność własności fizycznych iłów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

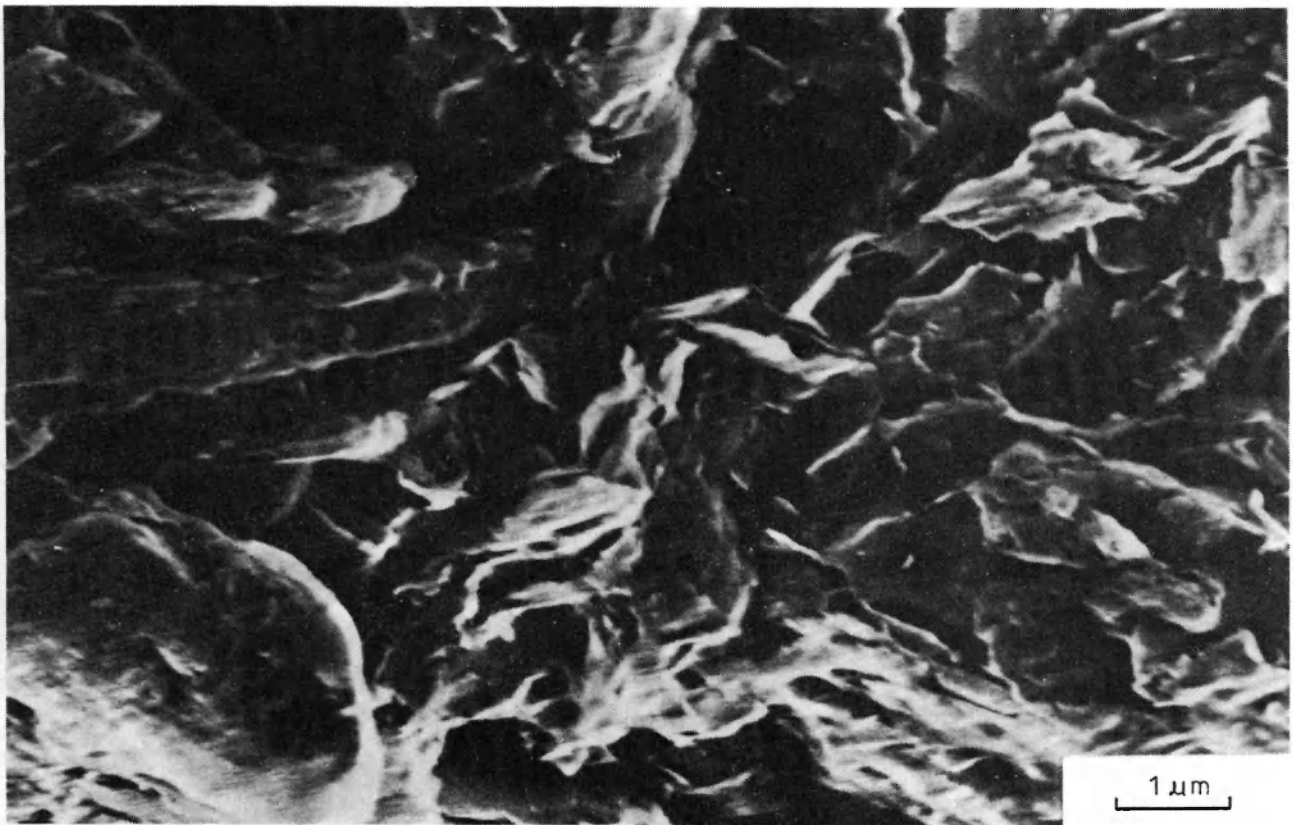
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA II – PLATE II

1. **Próbka 3.5.3.2. Strefa centralna, dolne ropy płomieniste.
Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×15 000**
Sample 3.5.3.2. Central zone, lower flamy clays. Surface perpendicular to bedding. ×15 000
2. **Próbka 3.5.3.2. Strefa centralna, dolne ropy płomieniste.
Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×15 000**
Sample 3.5.3.2. Central zone, lower flamy clays. Surface parallel to bedding. ×15 000



1



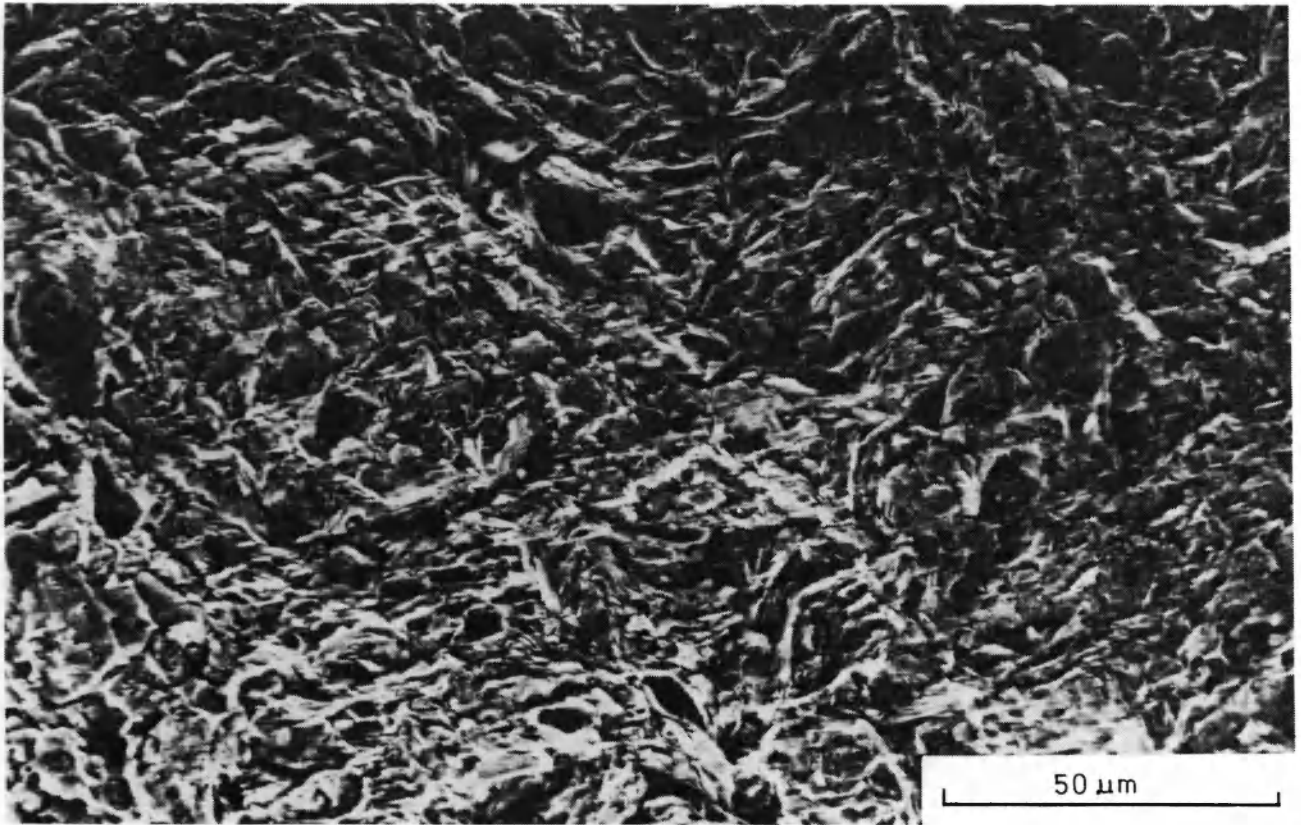
2

Krystyna CHOMA-MORYL – Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

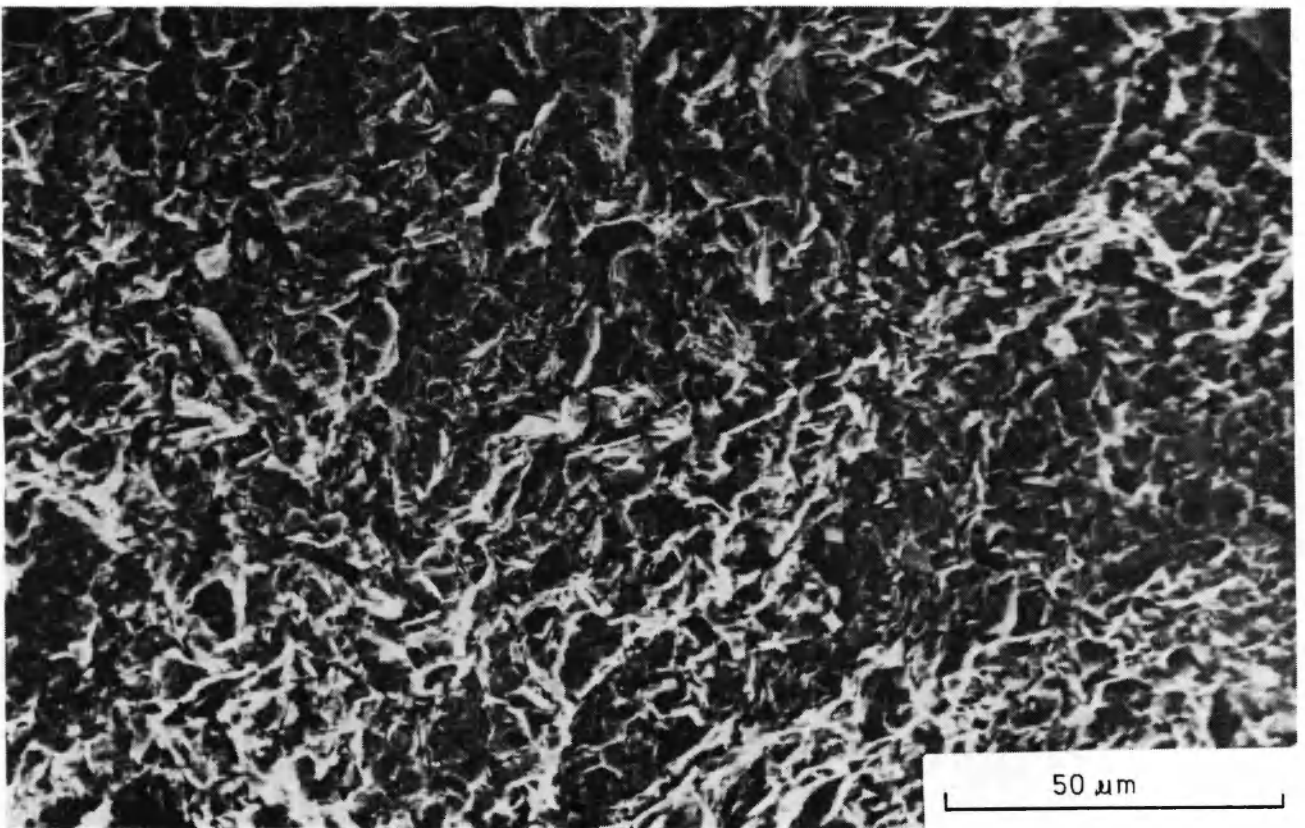
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA III – PLATE III

- 1. Próbka 3.8.3.2. Strefa centralna, górne iły płomieniste.
Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×900
Sample 3.8.3.2. Central zone, upper flamy clays. Surface perpendicular to bedding. ×900**
- 2. Próbka 3.8.3.2. Strefa centralna, górne iły płomieniste.
Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×900
Sample 3.8.3.2. Central zone, upper flamy clays. Surface parallel to bedding. ×900**



1



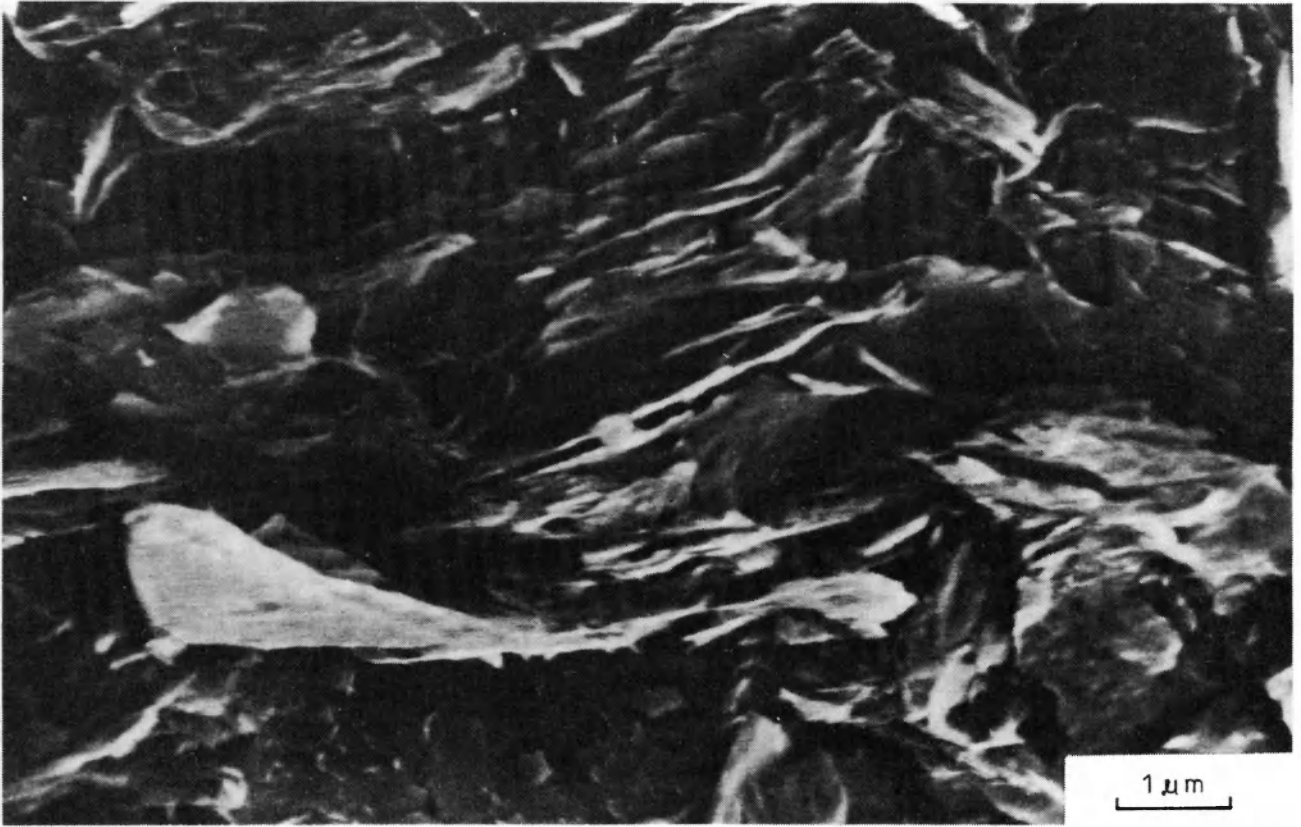
2

Krystyna CHOMA-MORYL – Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

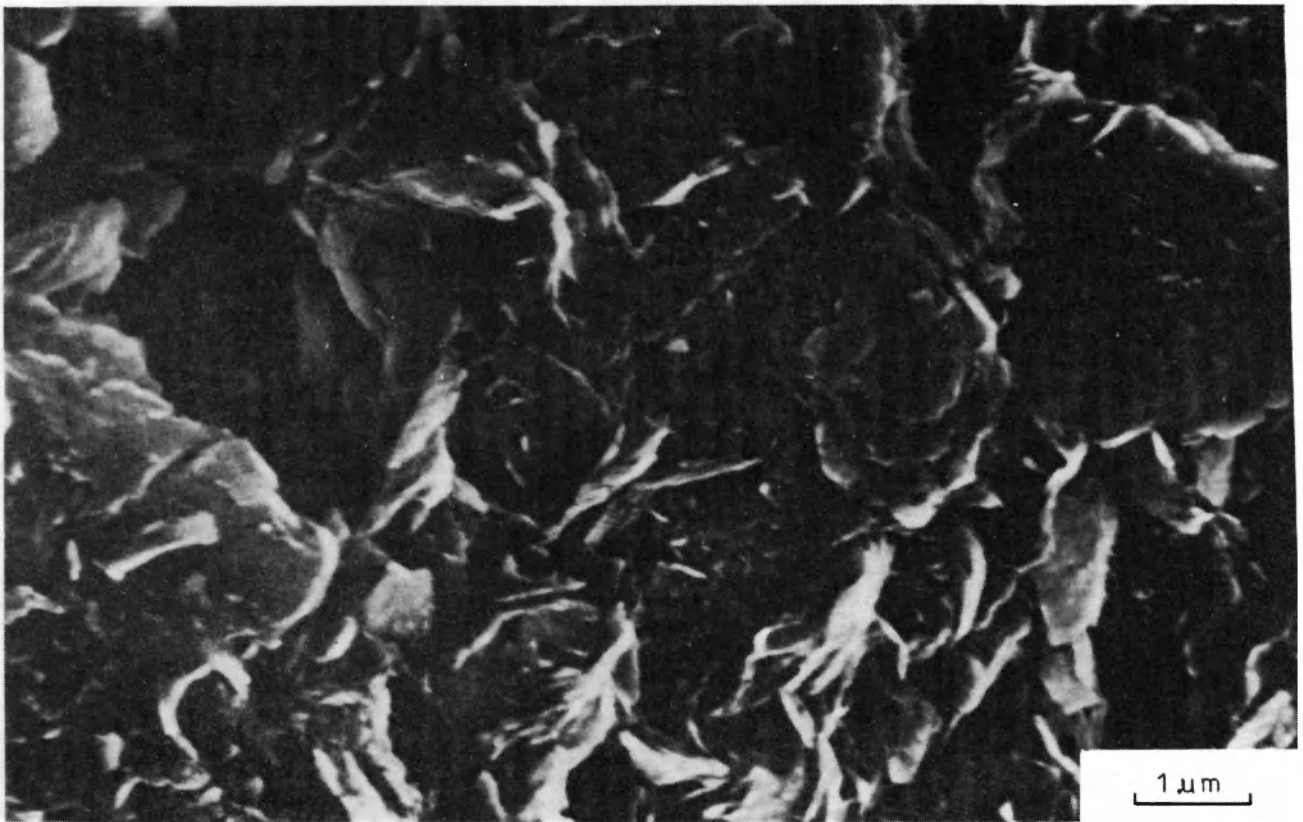
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA IV – PLATE IV

1. **Próbka 3.8.3.2. Strefa centralna, górne ily płomieniste. Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×15000**
Sample 3.8.3.2. Central zone, upper flamy clays. Surface perpendicular to bedding. ×15 000
2. **Próbka 3.8.3.2. Strefa centralna, górne ily płomieniste.**
Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×15000
Sample 3.8.3.2. Central zone, upper flamy clays. Surface parallel to bedding. ×1500



1



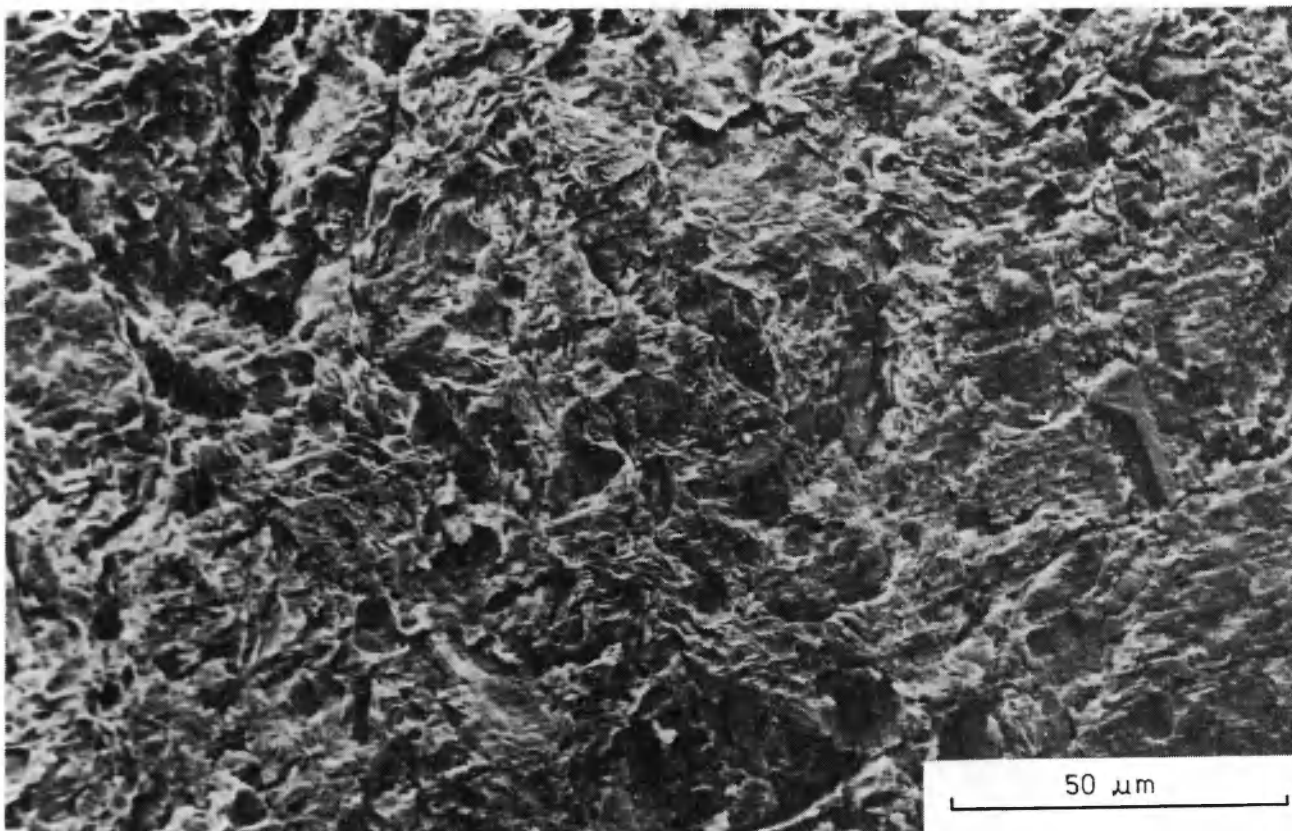
2

Krystyna CHOMA-MORYL — Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

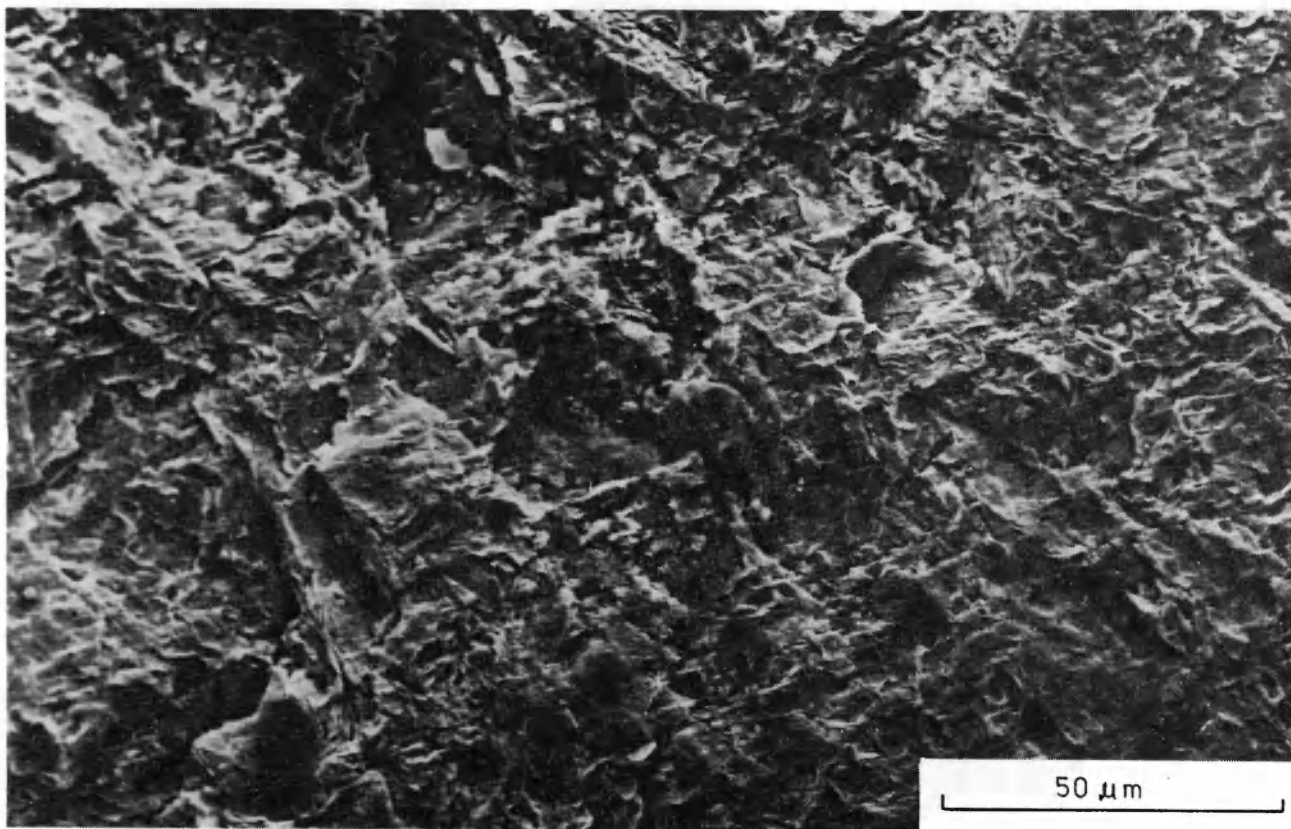
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA V – PLATE V

- 1. Próbką 3.3.3.2. Strefa brzeźna, ily zielone. Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×900**
Sample 3.3.3.2. Marginal zone, green clays. Surface perpendicular to bedding. ×900
- 2. Próbką 3.3.3.2. Strefa brzeźna, ily zielone. Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×900**
Sample 3.3.3.2. Marginal zone, green clays. Surface parallel to bedding. ×900



1



2

Krystyna CHOMA-MORYL — Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

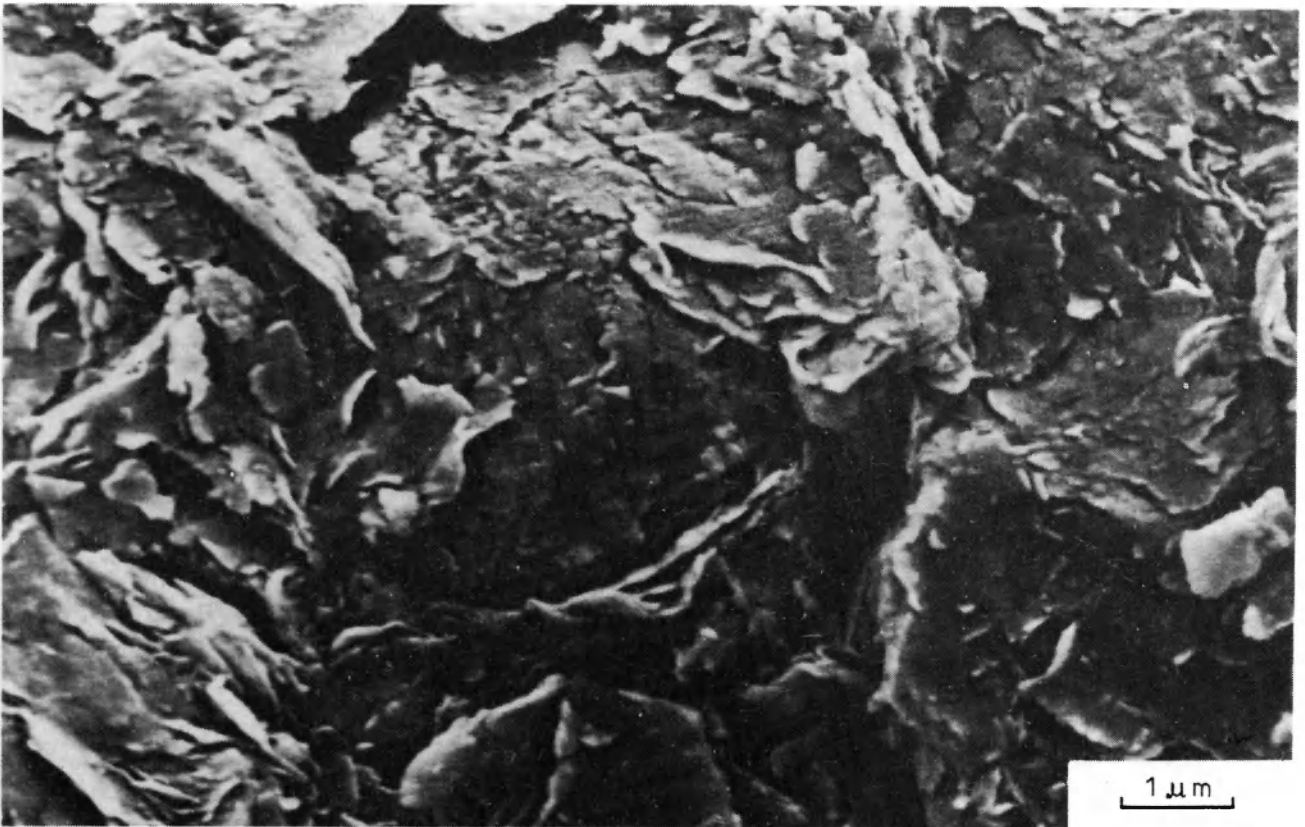
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA VI – PLATE VI

- 1. Próbka 3.8.3.2. Strefa centralna, górne ility płomieniste.
Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×15 000**
Sample 3.3.3.2. Marginal zone, green clays. Surface perpendicular to bedding. ×15 000
- 2. Próbka 3.3.3.2. Strefa brzeżna, ility zielone. Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×15 000**
Sample 3.3.3.2. Marginal zone, green clays. Surface parallel to bedding. ×15 000



1



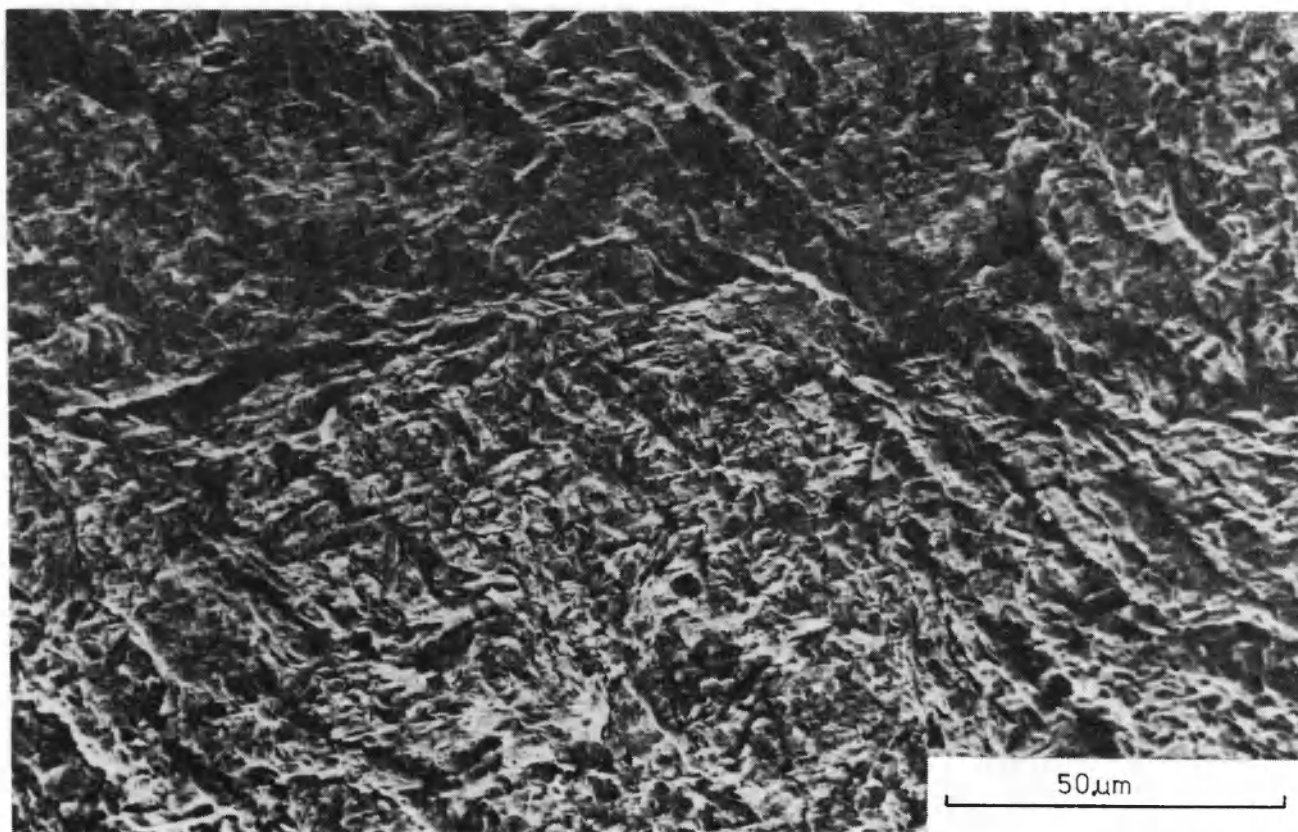
2

Krystyna CHOMA-MORYL — Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

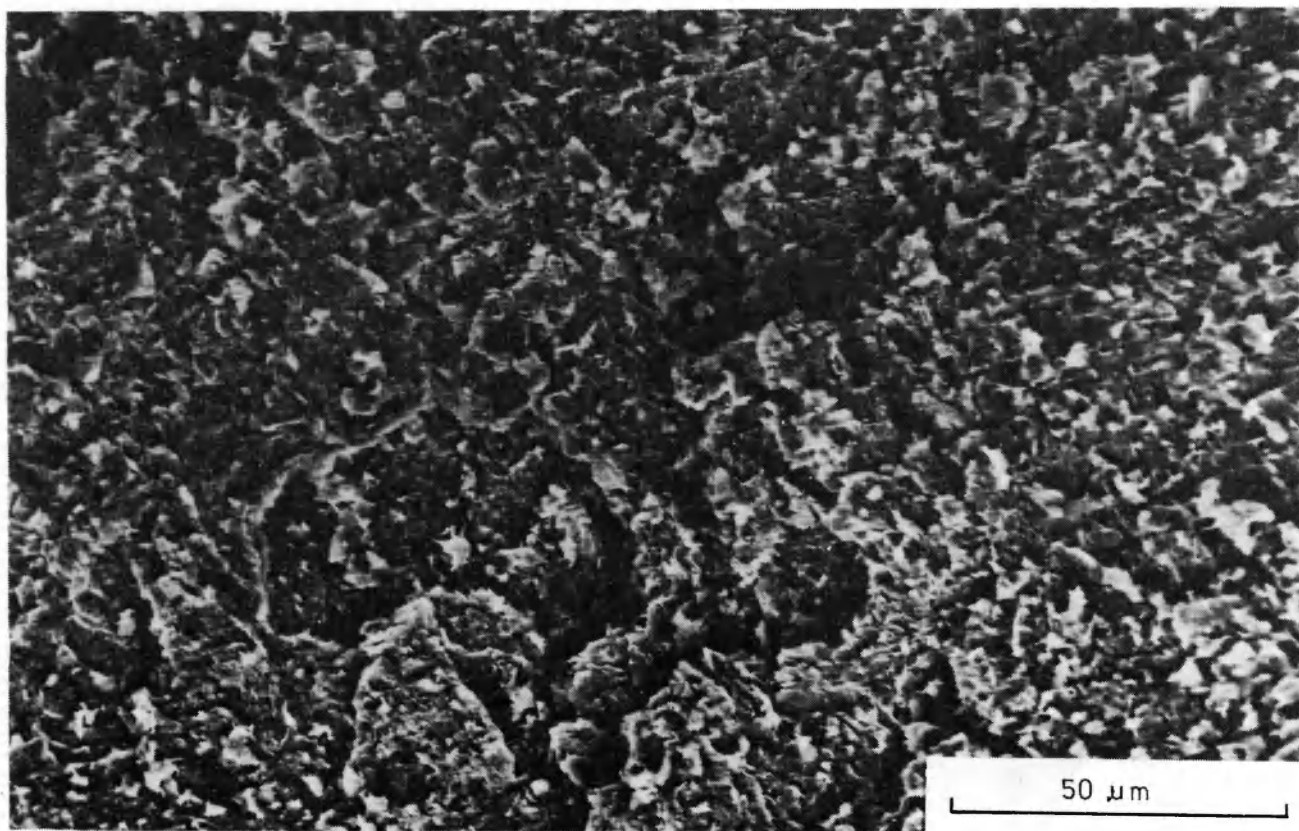
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA VII – PLATE VII

- 1. Próbką 3.6.5.2. Strefa centralna, iły zielone. Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×900**
Sample 3.6.5.2. Central zone, green clays. Surface perpendicular to bedding. ×900
- 2. Próbką 3.6.5.2. Strefa centralna, iły zielone. Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×900**
Sample 3.6.5.2. Central zone, green clays. Surface parallel to bedding. ×900



1



2

Krystyna CHOMA-MORYL – Zmienność własności fizycznych iłóv poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

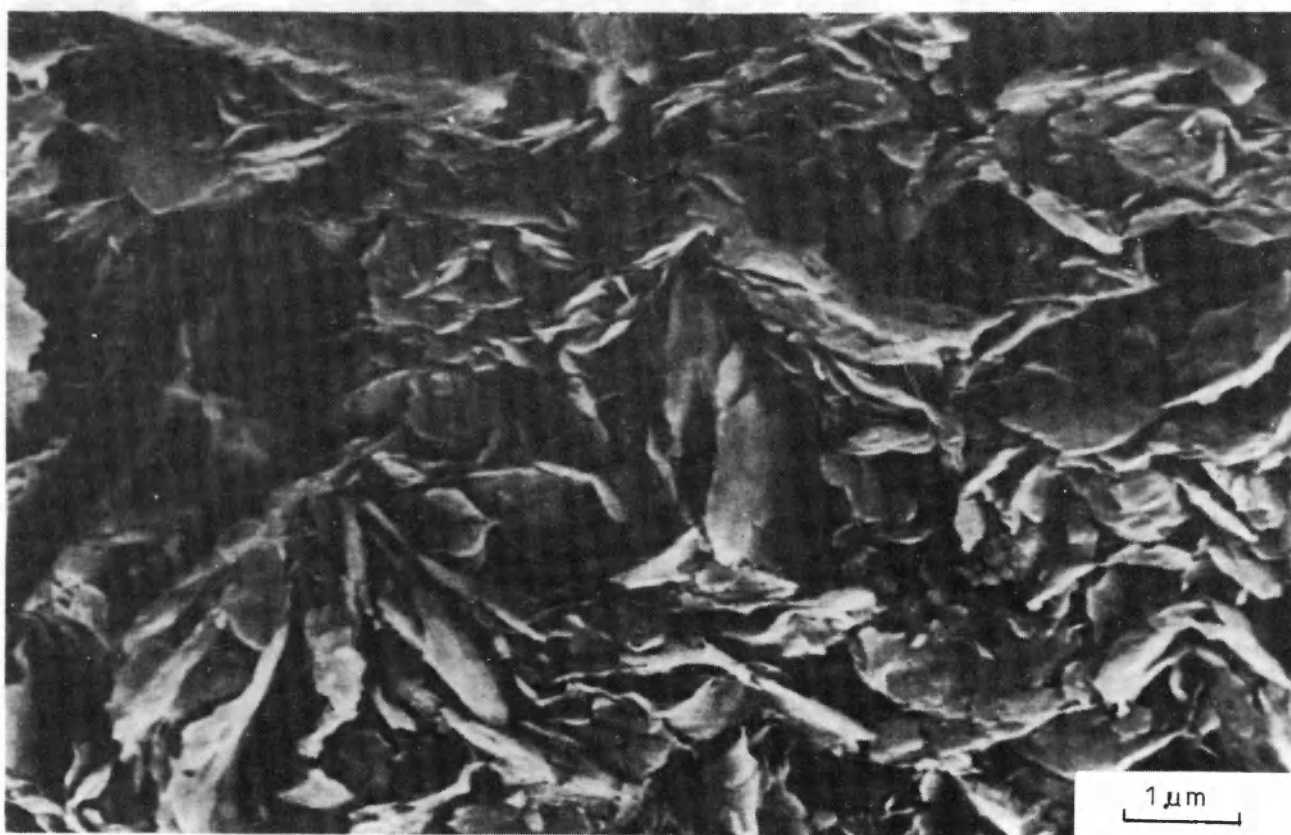
PLANSZA VIII – PLATE VIII

1. Próbką 3.6.5.2. Strefa centralna, ily zielone. Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×15000

Sample 3.6.5.2. Central zone, green clays. Surface perpendicular to bedding. ×15000

2. Próbką 3.6.5.2. Strefa centralna, ily zielone. Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×15000

Sample 3.6.5.2. Central zone, green clays. Surface parallel to bedding. ×15000



1



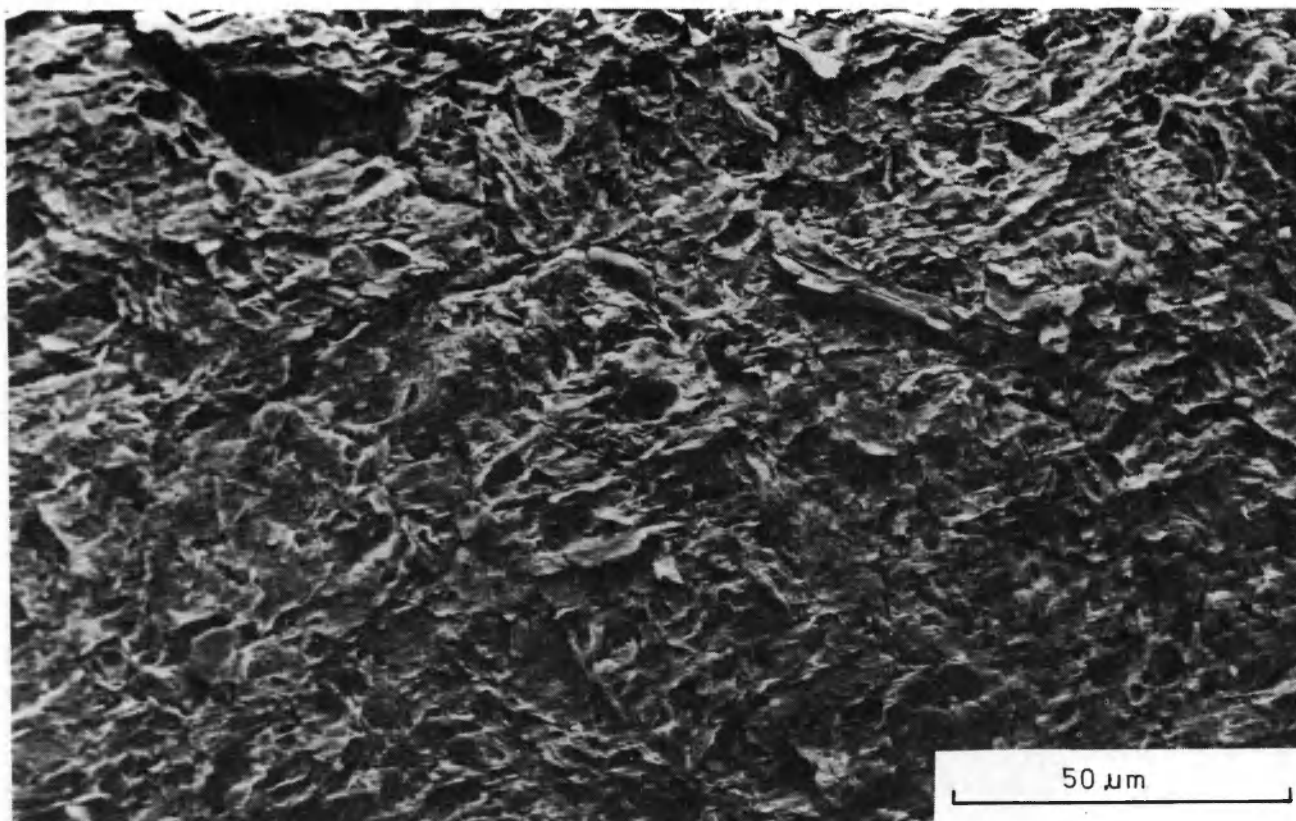
2

Krystyna CHOMA-MORYL — Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

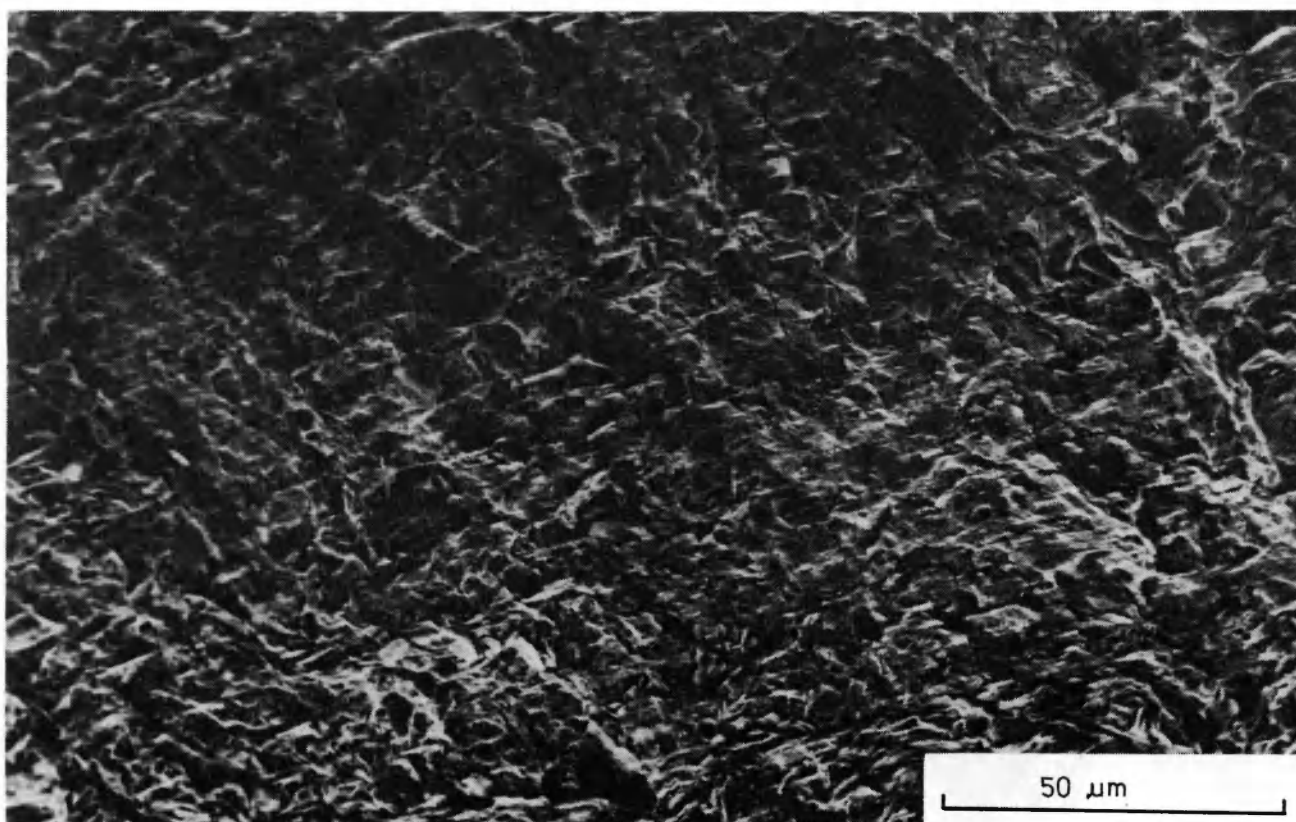
Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

PLANSZA IX – PLATE IX

- 1. Próbką 3.1.1.2. Strefa brzeżna, warstwy kędzierzyńskie. Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×900**
Sample 3.1.1.2. Marginal zone, Kędzierzyn Beds. Surface perpendicular to bedding. ×900
- 2. Próbką 3.1.1.2. Strefa brzeżna, warstwy kędzierzyńskie. Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×900**
Sample 3.1.1.2. Marginal zone, Kędzierzyn Beds. Surface parallel to bedding. ×900



1



2

Krystyna CHOMA-MORYL – Zmienność własności fizycznych ilów poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy

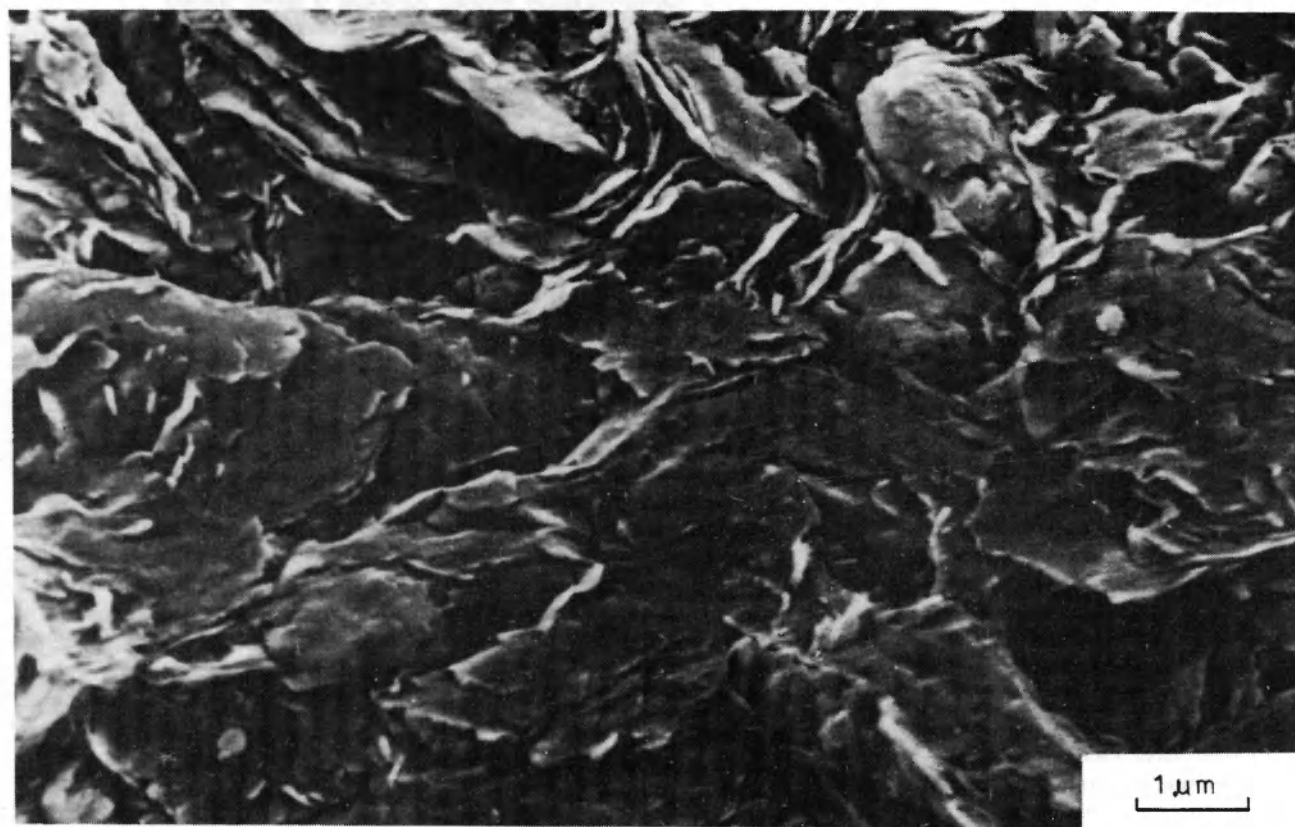
PLANSZA X – PLATE X

1. **Próbka 3.1.1.2. Strefa brzeżna, warstwy kędzierzyńskie. Powierzchnia prostopadła do warstwowania. ×15000**
Sample 3.1.1.2. Marginal zone, Kędzierzyn Beds. Surface perpendicular to bedding. ×15000
2. **Próbka 3.1.1.2. Strefa brzeżna, warstwy kędzierzyńskie. Powierzchnia równoległa do warstwowania. ×15000**
Sample 3.1.1.2. Marginal zone, Kędzierzyn Beds. Surface parallel to bedding. ×15000

**Zdjęcia wykonał W. N. Sokolow z Katedry
Gruntoznawstwa i Geologii Inżynierskiej
Uniwersytetu Moskiewskiego im. Łomonosowa**
**Photographs taken by V. N. Sokolov from
Geological Department, Moscow State
University, 117234 Moscow, USSR**



1



2

Krystyna CHOMA-MORYL — Zmienność własności fizycznych iłóv poznańskich okolic Wrocławia na tle ich genezy i litostratygrafii

Variability of physical properties of the Poznań Clays (Neogene) from the area of Wrocław, with reference to their genesis and lithostratigraphy