

## LITOLOGIA GLIN MORENOWYCH NA NIŻU POLSKIM – PODSTAWOWE METODY BADAWCZE

### LITHOLOGY OF TILLS IN THE POLISH LOWLAND – BASIC INVESTIGATIVE METHODS

KRYSZYNA KENIG<sup>1</sup>

**Abstrakt.** Gliny morenowe, jako najważniejszy osad glacialny, odgrywają podstawową rolę w badaniach osadów czwartorzędu. Cechy litologiczne tego osadu pozwalają na rozpoznanie geologiczne, geomorfologiczne i sedimentacyjne środowiska depozycji i późniejszych zmian postsedymenacyjnych. Dlatego tak ważna jest znajomość wszystkich cech tego osadu oraz możliwości interpretacyjnych omawianych badań. W pracy przedstawiono wyniki analiz uziarnienia oraz składu petrograficznego frakcji żwirowej i gładzowej z obróbką klastów żwirowych. Badania obejmują analizy składu mineralno-petrograficznego frakcji piaszczystej, w tym zawartości skaleni. Szczegółowe badania ziaren kwarcu dotyczą obtoczenia, obróbki i mikrorzeźby jego powierzchni w mikroskopie elektronowym. Badano także zawartość minerałów ciężkich oraz minerałów ilastych. Badania składu geochemicznego i chemicznego obejmują składniki główne, mikroelementy, a także zawartość wapnia i odczyn pH. Dodatkowo przedstawiono wyniki badań cech mikrostrukturalnych osadu gliny morenowej, prowadzonych w mikroskopie optycznym i elektronowym. Omawiana charakterystyka dotyczy różnych regionów występowania glin morenowych na Niżu Polskim. Dostępność i ilość podstawowych danych wynika głównie z liczby opracowań litologicznych glin morenowych wykonywanych dla poszczególnych arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*. Pozostałe dane dostępne są w publikacjach. Omówienie poszczególnych wyników przedstawione jest chronologicznie i w miarę możliwości regionalnie, jednocześnie stanowi historię rozwoju tych metod w Polsce na tle światowych dokonań w tej dziedzinie.

**Słowa kluczowe:** glina morenowa, litologia, Niż Polski.

**Abstract.** Till is the prominent glacial deposit playing a principle role in Quaternary research. Its lithological features allow geological, geomorphological and sedimentological investigations of depositional environments and subsequent postsedimentary alterations. Therefore, the knowledge on all features of the deposit and on interpretational possibilities of the investigations is so important. The paper presents the results of analyses of granulation and petrographical composition of the gravel and boulder fractions with reworking of gravel clasts. The investigations involved analyses of mineral-petrographic composition of the sand fraction, including feldspar content. Contents of heavy minerals and clay minerals were also analysed. Detailed studies of quartz grains refer to roundness, reworking and microtexture features analysed in the electron microscope. Geochemical and chemical investigations include the main components, microelements, Ca content and pH value. An additional contribution is the results of microstructural investigations of lodgement till, performed with the use of optical and electronic microscopes. The discussed characteristics refer to various regions of till occurrence in the Polish Lowlands. The availability and amount of geological data are dependent on the number of lithological descriptions of tills, performed during the construction of the *Detailed Geological Map of Poland, scale 1:50,000*. Other data are available from publications. The discussion of individual research results is given in a chronological order for particular regions, providing a relatively complete history of development of the research methods in Poland against the background of world achievements.

**Key words:** till, lithology, Polish Lowland.

### WSTĘP

Glina morenowa (lodowcowa, zwałowa) jest jednym z powszechnie występujących osadów akumulacji glacialnej na obszarze plejstoceńskich zlodowaceń kontynentalnych. Ze względu na swą łatwą identyfikację, jasną genezę i naj-

częściej horyzontalne położenie tworzy wyraźne poziomy do przestrzennej korelacji lito- i chronostratygraficznej. Dlatego jej dobre rozpoznanie litologiczne jest oczekiwanym narzędziem pomocniczym w rozpoziomowaniu wiekowym

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: krystyna.kenig@pgi.gov.pl

osadów plejstocенских na Niżu Polskim. Zwłaszcza ma to duże znaczenie przy niedostatku innych datowań, np. palinologicznych.

Gлина morenowa jest niewysortowanym osadem glacialnym, składającym się w różnej proporcji z okruszków skalnych i mineralnych. Jest to termin genetyczny, określający sposób pochodzenia tego osadu. Niekiedy spotkać się można z określeniem gliny morenowej jako diamikton (*diamicton*, *diamictite*, jeśli skała wg Flinta, 1971, *diamict*, *diamictite* wg Encyklopedia of Quatern. Sc., 2007, str. 921). Jest to niegenetyczny termin na określenie słabo wysortowanych osadów powstałych w niezdefiniowanym środowisku depozycji. Dopiero szczegółowe rozpoznanie pozwala diamikton określić jako glinę morenową. Odpowiednikiem terminu glina morenowa (lodowcowa, zwałowa) w piśmiennictwie światowym, głównie angielskojęzycznym, jest termin *till*, mający znaczenie genetyczne i odpowiadający *morän* w językach skandynawskich (Dreimanis, Lundqvist, 1984). W przeszłości używany był też termin *boulder clay*, co odpowiadało glinie zwałowej. W literaturze niemieckiej jest termin *grundmoräne* lub *Geschiebemergel*, a w rosyjskiej – *wałunnyj suglinok*, *moriennyj suglinok*.

Gлина morenowa powstaje w środowisku lądowym z aktywnego lodu jako subglacialna glina z odłożenia (ang. *lodgement till*) lub przez wytapianie materiału skalnego i mineralnego ze stagnującego martwego lodu jako supraglacialna glina wytopnieniowa (ang. *melt-out till*). Może też być glina supraglacialna, powstająca jako glina spływowa (ang. *flow till*). Wyróżnia się też glinę subglacialną, powstałą przez wymieszanie pierwotnych osadów jako glina deformacyjna (ang. *deformation till*). Szczególny przypadek stanowi glina składana przez lód lodowcowy do basenów morskich.

Badania stratygrafii czwartorzędu w Polsce pozostają od dawna w zakresie zainteresowań wielu badaczy, szczególnie dotyczy to poszukiwania oraz doskonalenia metod pozwalających na dokładniejsze określenie litostratygrafii, a zwłaszcza chronostratygrafii. Zastosowanie bowiem kryteriów biostratygraficznych, stosowanych w starszych formacjach geologicznych, w przypadku czwartorzędu nie daje odpowiednich rezultatów. Bardziej skuteczne jest stosowanie kryteriów palinostratygraficznych dla obszarów lądowych.

Wraz z prowadzeniem różnorodnych badań narastała potrzeba doskonalenia metod pozwalających na zróżnicowanie wiekowe glin morenowych – jako podstawowego i jedyne



Fig. 1. Lokalizacja profili omawianych w tekście

Location of profiles cited in the text



utworu świadczącego o obecności lodowca w miejscu, gdzie glina taka obecnie się znajduje. Utwór ten pod tym względem jest interpretacyjnie jednoznaczny. Jednak w niektórych przypadkach można się liczyć z położeniem gliny morenowej nie *in situ* na wtórnym złożu. Rutkowski (1961) takie utwory nazwał gliną pseudozwałową.

Prowadzone w sposób kompleksowy laboratoryjne badania osadów czwartorzędowych do celów litologicznych, litogenetycznych i litostratygraficznych, jako pionierskie w skali świata przy wykonywaniu szczegółowych map geologicznych, zostały wprowadzone przez Państwowy Instytut Geologiczny w Warszawie. Inicjatorem tych badań był prof. Edward Rühle. Na początku lat pięćdziesiątych XX wieku PIG wydawał Biuletyny w serii „Z badań czwartorzędu w Polsce”. Początkowo ukazywały się tam prace ogólnotematyczne dotyczące terminologii osadów oraz wyniki badań składu mineralno-petrograficznego glin zwałowych Polski zachodniej.

Metody badań litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych w Polsce zyskiwały coraz większą popularność, szczególnie w uniwersyteckich ośrodkach poznańskim i lubelskim. Ze względu na pomocne znaczenie tej metodyki w rozróżnianiu genezy i rozpozniomowaniu wiekowym osadów czwartorzędowych w Instytucie Geologicznym w Warszawie powstała Pracownia Litologii, w której pracownikiem niemal od początku jest autorka niniejszego opracowania.

Na kanwie prowadzonych od lat 60. badań litologiczno-petrograficznych osadów czwartorzędowych w 1973 r. ukazuje się pod redakcją E. Rühlego podręcznik „Metodyka badań osadów czwartorzędowych”, w którym znaczna część była poświęcona laboratoryjnym litologiczno-petrograficznym metodom badań osadów lodowcowych. Na podstawie prowadzonych w Polsce badań aplikacyjnych (geologiczno-inżynierskich, hydrogeologicznych, złożowych) powstało szereg opracowań zawierających również wyniki laboratoryjnych badań litologiczno-petrograficznych; dotyczy to np.

badan lessów czy osadów zastoiskowych. W celu ujednolicenia, czyli standaryzacji metodyki badawczej, w PIG zostało opracowanych szereg instrukcji dotyczących prowadzenia takich badań (1991, 1996, 1999). Wyniki badań litologicznych osadów czwartorzędowych wprowadzane są następnie do objaśnień tekstowych *Mapy geologicznej Polski 1:200 000*, a później do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000*.

Po ponad 40 latach badań w poszczególnych regionach kraju dosyć szczegółowo rozpoznano cechy litologiczno-petrograficzne różnych genetycznie osadów czwartorzędowych. Aktualnie badania mają charakter specjalistyczny, nawiązujący do rozwiązywania nowych problemów naukowych oraz nowej aparatury i nowoczesnych technik badawczych.

W pracy przedstawiono podstawowe metody badań litologicznych glin morenowych w Polsce, stosowane od wielu lat przy opracowywaniu *Mapy geologicznej Polski 1:200 000* (Kenig, 1997) oraz *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000* (Marks, Ber, red., 1999). Do porównywania cech zarówno glin morenowych, jak i innych osadów mogą służyć jedynie wyniki uzyskane tą samą metodą. Temu celowi ma służyć przedstawienie metodyki wykonywania poszczególnych analiz, a następnie omówienie ich wyników. Znaczna część wyników badań pochodzących z prac autorki dotyczy rdzeni wiertniczych glin morenowych, a jedynie część – odsonięć. W pracy wykorzystano wyniki badań glin morenowych z różnych regionów Niżu Polskiego. Lokalizacja omawianych profili i stanowisk badawczych przedstawiona jest na [figurze 1](#). Większość omawianych tu wyników badań, a zwłaszcza realizowanych przez autorkę w Państwowym Instytucie Geologicznym lub przez innych wykonawców, wykonywana jest według jednokowych założeń metodycznych (Marks, Ber, red., 1999). Zwiększa to wiarygodność wysuwanych wniosków wynikających z analizy dużego materiału dokumentacyjnego.

## OPRÓBOWANIE GLIN MORENOWYCH

Gliny morenowe badane w niniejszej pracy pochodzą z odsonięć ([fig. 2](#)) i rdzeni wiertniczych ([fig. 3](#)). Większość glin morenowych dokumentowana jest głównie próbkami pochodzącymi z rdzeni profili wiertniczych, wykonanych systemem obrotowym z zastosowaniem podwójnej rdzeniówki. Ten typ wiercenia mechanicznego pozwala na uzyskanie niemal 100% rdzenia skonsolidowanego osadu, jakim są gliny morenowe.

Jeśli próbki do badań litologicznych pobierane są w krótkim czasie po zakończeniu wiercenia, kiedy rdzeń glinowy zachowuje jeszcze naturalną wilgotność, jest możliwość przecięcia rdzenia wzdłuż na dwie połówki w celu obserwacji występujących struktur. Jeśli jednak rdzeń jest już suchy i twardy, trzeba go rozłupać młotkiem lub przeciąć piłą tarczową na dwie podłużne części. Z jednej połówki pobiera się próbę punktową długości 10–20 cm, najczęściej ze środkowej części rdzenia lub z innego miejsca, odpowiednio do zmiany cech litologicznych obserwowanych makroskopo-

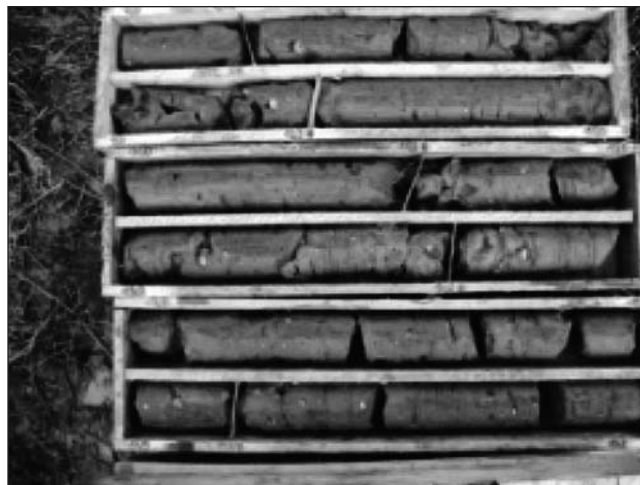
wo. Z tej próbki wykonywane są analizy uziarnienia, analizy mineralne i chemiczne. Całą pozostałą po pobraniu próbki punktowej część rdzenia pobiera się jako próbę dużą, tzw. marszową. Jest to materiał służący do wypłukania żwirów, z których wykonuje się analizę składu petrograficznego. W przypadku kiedy stwierdza się makroskopowo, że glina morenowa jest uboga w żwir, należy dobrać materiał z drugiej połówki rdzenia. Trzeba jednak zwracać uwagę, aby w skrzynce pozostały jeszcze fragmenty rdzenia pozwalające na sprawdzenie i/lub ewentualne wykonanie analiz kontrolnych.

Zwykle pobiera się próbki z glin morenowych w odcinkach jednometrowych, tzn. z każdego metra jest próbka punktowa i marszowa. Jednak przy znacznej miąższości poziomu gliny, np. 10–20 m, i przy jej jednorodności można pobierać próbki rzadziej. Oczywiście też jest zagęszczenie opróbowania w przypadku zauważalnej makroskopowo zmienności litologicznej.



**Fig. 2. Odslonięcie glin morenowych.**  
Fot. W. Morawski

Till exposure.  
Phot. by W. Morawski



**Fig. 3. Rdzenie gliny morenowej w skrzynkach podwójnych.**  
Fot. R. Zabielski

Till drill cores stored in double wooden boxes.  
Phot. by R. Zabielski

Próbki glin z odsłoneń lub szurfów służące do wykonania analiz petrograficznych żwirów powinny być pobierane poniżej poziomu wietrzeniowego, stwierdzonego makroskopowo bądź za pomocą odczytu z kwasem solnym.

Objętość takiej próbki powinna gwarantować uzyskanie odpowiedniej ilości żwirów (300 ziaren), co najczęściej wymaga przepłukania około 3–5 kg. Nie poleca się wykorzystywania prób uzyskanych za pomocą sondy mechanicznej czy ręcznej, właśnie ze względu na zbyt małą objętość uzysku materiału, nawet z interwałów do 0,5 m. Jeśli jednak zachodzi taka konieczność, należy wtedy połączyć urobek z dwóch sond wykonanych blisko siebie.

Trzeba też zwrócić uwagę na konieczność obserwacji makroskopowej przeciętego lub rozłupanego rdzenia gliny. Najczęściej gliny mają strukturę bezładną, masywną, nie wykazując istnienia struktur sedymentacyjnych. Czasem jednak można obserwować drobne przewarstwienia piasz-

czyste lub mułkowo-ilaste. Oczywiście obszar obserwacji jest uzależniony od szerokości i długości rdzenia. Na ogół rdzenie gliny wykazują tendencję rozdzielnosci poziomej, rzadziej skośnej.

Jednak niekiedy rdzenie gliny kruszą się brekcjowato i rozpadają na ostrokrawędziste, płaskowate okruchy, czasem też wykazują płaszczyzny złupkowacenia, zwłaszcza na kontaktach z iłami płomienistym neogenu. Może to być potwierdzeniem istnienia zaburzeń glacictektonicznych, odzwierciedlonych w wyglądzie osadu, np. w profilach Szeszyły, Wygoda, Zabuże położonych w rejonie doliny Bugu (Kenig, 1977). W rejonie Muszaków na Pojezierzu Olsztyńskim (Kenig, 1994) najniższa w profilu Grabowo glina pękała skośnie, podobnie jak niżej, lecz nie bezpośrednio, zalegający ił płomienisty. Zarówno ily i mułki czwartorzędu, jak i neogenu wykazują w tym rejonie spękania skośne, czasem widoczne jest złuszkowacenie.

## SKŁAD GRANULOMETRYCZNY GLIN MORENOWYCH

### METODYKA BADAŃ GRANULOMETRYCZNYCH

Uziarnienie gliny morenowej zależy od wielu czynników. Są to głównie: rodzaj podłoża w obszarze źródłowym lodowca oraz na jego drodze, długość transportu, stopień egzaracji lodowca oraz sposób wytapiania materiału mineralnego z lodu. Skład granulometryczny glin morenowych jest podstawową cechą tego osadu. Rozpatrywane tu wyniki analizy uziarnienia wykonywane są według jednolitej metodyki (Marks, Ber, red., 1999).

Analiza uziarnienia wykonywana jest najczęściej metodą pipetową bezaspiracyjną (w modyfikacji S. Rząsy). Jest to

metoda sedymentacyjna (grawitacyjna), opierająca się na swobodnym opadaniu cząstek w zawiesinie z szybkością określoną wzorem Stokesa (1887, *fide* Racinowski, 1973).

$$P = 2/g \cdot gd^2 \cdot (D_1 - D)/k$$

gdzie:

- $P$  – prędkość opadania cząstek w cm/s,
- $g$  – przyspieszenie ziemskie,
- $d$  – promień cząstki w mm,
- $D_1$  – ciężar właściwy cząstek stałych,
- $D$  – ciężar właściwy cieczy,
- $k$  – lepkość cieczy w puazach.

Na podstawie składu granulometrycznego obliczane są parametry uziarnienia z wzorów podanych przez Folk'a i Warda (1957). Parametry uziarnienia obliczane są w skali phi zaproponowanej przez Krumbeina (1934) według wzoru:

$$\phi = -\log_2 d, \text{ po przekształceniu } \phi = -3,32 \log_{10} d$$

gdzie:

$d$  = średnica ziaren w mm

Są to następujące parametry:

- $M_z$  – średnia średnica ziarna (ang. *Graphic Mean*), inaczej przeciętna średnica ziaren w rozkładzie; mniejsze wartości w skali phi wskazują na większą średnicę ziaren (w mm).

$$M_z = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}) / 3$$

Główne wartości granicznych średnic podano w tabeli 1.

**Tabela 1**

**Wartości średnic w skali phi i odpowiadające im wartości średnic w mm**

Diameter values in the phi scale and corresponding values in mm

Średnica	
skala phi	mm
-8	256
-7	128
-6	64
-5,64	50
-5	32
-4,64	25
-4	16
-3,32	10
-3	8
-2	4
-1	2
0	1
1	0,5
2	0,25
3	0,125
3,32	0,01
4	0,0625
5	0,0312
6	0,0156
6,64	0,01
7	0,0078
7,64	0,005
8	0,0039
9	0,0020

- $\sigma_1$  – graficzny współczynnik wysortowania (*Inclusive Graphic Standard Deviation*) – odchylenie standardowe, jako miara dyspersji rozkładu; mówi o rozrzucie składników w rozkładzie uziarnienia w stosunku do wartości średniej.

$$\sigma_1 = (\phi_{84} - \phi_{16}) / 4 + (\phi_{95} - \phi_{5}) / 6,6$$

- $Sk$  – graficzny współczynnik skośności (*Inclusive Graphic Skewness*) – asymetria; świadczy o położeniu krzywej rozkładu uziarnienia względem wartości modalnej; wartość ujemna wskazuje na większy udział frakcji gruboziarnistej w stosunku do obecności frakcji o maksymalnej częstotliwości; wartość dodatnia świadczy o przesunięciu krzywej w stronę ziaren o mniejszej średnicy.

$$Sk = [(\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}) / 2(\phi_{84} - \phi_{16})] + [(\phi_{5} + \phi_{95} - 2\phi_{50}) / 2(\phi_{95} - \phi_{5})]$$

- $K_G$  – graficzny współczynnik spłaszczenia krzywej rozkładu uziarnienia (*Graphic Kurtosis*) – kurtoza (eksczes); opisuje kształt krzywej: platykurtyczna, mezokurtyczna, leptokurtyczna, co oznacza odpowiednio: spłaszczona, średnio stroma, stroma w stosunku do rozkładu normalnego. Jest to bardzo istotny parametr w interpretacji wyników uziarnienia. Wskazuje na istnienie jednego, przeważającego, czy kilku źródeł materiału zasilającego, stąd wniosek o dynamice transportu deponowanego osadu.

$$K_G = (\phi_{95} - \phi_{5}) / 2,44(\phi_{75} - \phi_{25})$$

- $K'_G$  – stosunek  $K_G / K_G + 1$ ; jest to wartość znormalizowana, zawierająca się w przedziale od 0 do 1, co upraszcza graficzną projekcję wyników.

Stosuje się też wartość mediany  $M_d$  (pięćdziesiąty centyl), czyli wartość środkową rozkładu uziarnienia, oraz pierwszy centyl  $C_1$ . Wartości graniczne wymienionych parametrów i ich klasyfikację można znaleźć m.in. w pracach Racina (1973) oraz Racina i in. (2001).

Przy porównywaniu wielu wyników należy zwrócić uwagę na stosowanie jednolitej metody badań uziarnienia, bowiem wyniki otrzymane z analiz wykonywanych różnymi metodami mogą znacznie się różnić. Tak właśnie jest przy metodzie pipetowej i areometrycznej. Ostatnio weszła do użycia nowa metoda dyfrakcji laserowej, np. aparatury Analysette 22, z której wyniki także różnią się od poprzednich (Nicieja, 1996). Można stosować ją do osadów o maksymalnym ziarnie 0,8 mm (obecnie do 2 mm w zależności od aparatury), a ogólnie do osadów drobnofrakcyjnych o małym zróżnicowaniu wielkości ziarna (mułków, iltów). W przypadku glin morenowych trzeba uprzednio osad przemyć na sicie o średnicy 0,8 mm i oddzielnie wykonać analizę sitową zawartości powyżej 0,8 mm. Metody tej nie poleca się do badań glin morenowych ze względu na małą objętość próbki wymaganej do analizy, co nie pozwala na uzyskanie powtarzalnych wyników.



Wyniki analiz pipetowej, aerometrycznej i tzw. kombinowanej (aerometrycznej i sitowej) znacznie się różnią. Analiza aerometryczna wykazuje większą zawartość frakcji drobnych (pylastej i ilowej) poprzez zmniejszenie udziału frakcji piaszczystej, analiza sitowa zwiększa udział frakcji piaszczystej, natomiast analiza pipetowa Köhna zwiększa zawartość frakcji piaszczystej w stosunku do metody aerometrycznej i kombinowanej oraz laserowej (Nicieja, 1996). Dodatkowo, różnice pomiędzy zawartością frakcji ilastej określonej metodą pipetową i laserową wynikają z płaskowatego kształtu cząstek ilastych (Konert, Vandenberghe, 1997).

Ostatnio stosuje się, zwłaszcza do osadów bardzo drobnofrakcyjnych, agregatową analizę uziarnienia (Seul, 2004; Seul i in., 2004). Wyniki analizy agregatowej glin morenowych w stosunku do analizy standardowej (dyspergacyjnej) wskazują na nieco większy udział frakcji piaszczystej, a mniejszy udział frakcji ilowej. Odzwierciedla się to mniejszą wartością  $M_z$ , gorszym wysortowaniem i bardzo stromym rozkładem uziarnienia. Dotychczasowe wstępne wyniki analizy agregatowej pozwalają stwierdzić różnice w zawartości frakcji piaszczystej pomiędzy glinami deluwialnymi a glinami morenowymi (Seul, mat. niepubl.).

#### CHARAKTERYSTYKA UZIARNIENIA GLIN MORENOWYCH

Gliny morenowe na ogół mają heterogeniczny rozkład uziarnienia. Najczęściej wartość modalna uziarnienia zawarta jest we frakcji grubopylej (0,1–0,05 mm), np. profil Naterki w rejonie Olsztyna (fig. 4). Podobnie jest w międzyrzeczu Bugu i Narwi, gdzie gliny są dość jednorodne pod względem uziarnienia, głównie pylaste z małym udziałem frakcji ilastej (Zabuże, Mystki, Wólka Pietkowska) oraz drobno-piaszczystej (Szeszyły, Wygoda, Wólka Pietkowska). Przy tak jednakowym rozkładzie częstotliwości występowania poszczególnych typów uziarnienia nie można mówić o zróżnicowaniu stratygraficznym, natomiast niewielkie regionalne różnice zaznaczają się w profilach położonych nad Bugiem (Szeszyły, Wygoda; Kenig, 1977).

Ogólnie biorąc, wszystkie poziomy glin morenowych z obszaru międzyrzecza mają słabo zaznaczoną heterogeniczność rozkładu uziarnienia, spowodowaną dość jednolitą budową litologiczną podłoża czwartorzędowego (kreda marglista lub piaski neogenu). Natomiast w Polsce NE rozkład uziarnienia glin morenowych jest głównie bimodalny, z wyraźnie zaznaczoną główną kulminacją, a więc z przewagą jednego rodzaju materiału grubopylego.

W interpretacji wyników uziarnienia, zwłaszcza przy dużej liczbie analiz w poszczególnych regionach, przydatne jest określenie typów szeregów rozdzielczych rozkładu uziarnienia glin morenowych (fig. 5). Metodę tę stosował Rzechowski (1971) opisując gliny z rejonu dorzecza Widawki, a także Kenig (1972, 1977), badając gliny z obszaru Polski NE czy międzyrzecza Bugu i Narwi.

Na podstawie analizy typu krzywej uziarnienia każdej próbki można przedstawić cztery typy szeregów rozdzielczych krzywej uziarnienia, a w nich 17 podtypów (tab. 2). Numeracja typów została założona od frakcji najdrobniejszych w kierunku grubszych, przy czym typ uwarunkowany jest położeniem dominanty, podtyp zaś zależy od położenia drugiej kulminacji na krzywej rozkładu. Jest to klasyfikacja otwarta, przewidująca teoretyczną obecność typu determinowanego każdą wyróżnianą frakcją, co daje możliwość zastosowania jej również do innych osadów, np. ilastych z podłoża czy z przewarstwień w masie gliny.

**Typ I** z dominantą we frakcji najdrobniejszej, poniżej 0,005 mm; czysty typ nie występuje w glinach Polski NE (Kenig, 1972) ani w rejonie Widawki (Rzechowski, 1971, typ IV). Na obszarze międzyrzecza Bugu i Narwi stwierdzono jedynie w pojedynczych przypadkach występowanie homogenicznego typu I. Największy udział typu I wraz z podtypami zaznacza się w trzech poziomach glin w profilu Wólka Pietkowska oraz Nowa Wieś i Zabuże. W tym ostatnim stanowi wyraźną przewagę ilościową nad pozostałymi typami. Widać z tego, że gliny z obszaru międzyrzecza Bugu i Narwi są wyjątkowo ubogie we frakcje ilaste i koloidalne (Kenig, 1977).

Wyjątkowo jednorodne pod względem uziarnienia są gliny z profilu Strupczewo z Kotliny Płockiej. Mają one rozkład bimodalny z dominantą we frakcji najdrobniejszej < 0,002 mm i z drugą kulminacją we frakcji 0,001–0,060 mm (stosowano tu nieco inne przedziały najdrobniejszych frakcji; Rzechowski i in., 1968). W ten sposób uwidacznia się tu wyraźnie związek uziarnienia glin z podłożem zbudowanym z ilów płomienistych facji poznańskiej. Występowanie tego typu uziarnienia można też łączyć z obecnością procesów wietrzeniowych, co ma miejsce w rejonie Widawki w przypadku zwietrzałych glin stadiału warty według Rzechowskiego (1971). Natomiast Racinowski (1969) łączy ten typ uziarnienia z występowaniem skał ilastych w bezpośrednim podłożu.

Przeanalizowanie składu uziarnienia z wielu profili skłania do przyjęcia związku typu I (z dominantą we frakcji najdrobniejszej) raczej z cechami ilastego podłoża niż z procesami wietrzeniowymi. Dodatkowym potwierdzeniem tego może być fakt, że znane są poziomy gliny wyraźnie zwietrzałe (bezwapiennej, pozbawionej okruszków wapieni i dolomitów), a zawierającej jedynie 5–11% frakcji najdrobniejszej i reprezentującej wtedy typ IIIc, b, jak w profilu Kawęczynki w rejonie Mszczonowa (Kenig, Zabielski, 1996). Również w profilu Konopki Leśne w 7-metrowej strefie wietrzeniowej gliny górnej udział frakcji najdrobniejszej jest niewielki 3,2–14%, a dominanta znajduje się we frakcji 0,05–0,01 mm – typ IIIa (fig. 6).

**Typ II**, z dominantą we frakcji 0,01–0,005 mm, właściwie nie został dotychczas stwierdzony jako powszechny w glinach Polski. W większości regionów ten przedział wielkości ziaren charakteryzuje się minimami na krzywej rozsiewu. Faktycznie niezmiernie rzadko spotyka się relatywnie większą zawartość tej frakcji. Jedynie w najstarszej glinie w profilach z rejonu Widawki stwierdza się małe zawartości tej frakcji (Rzechowski, 1971). Gliny te wykazują

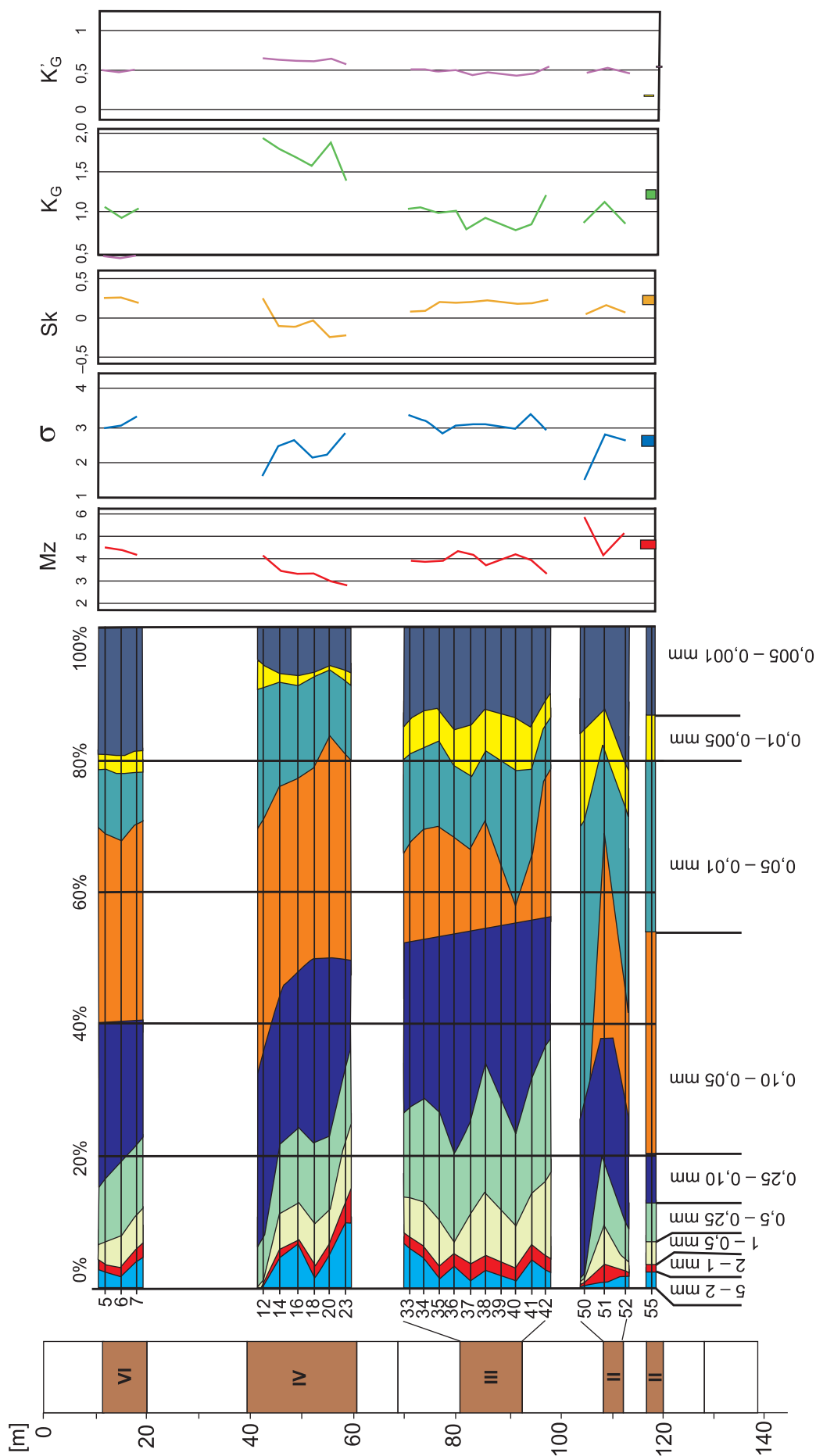
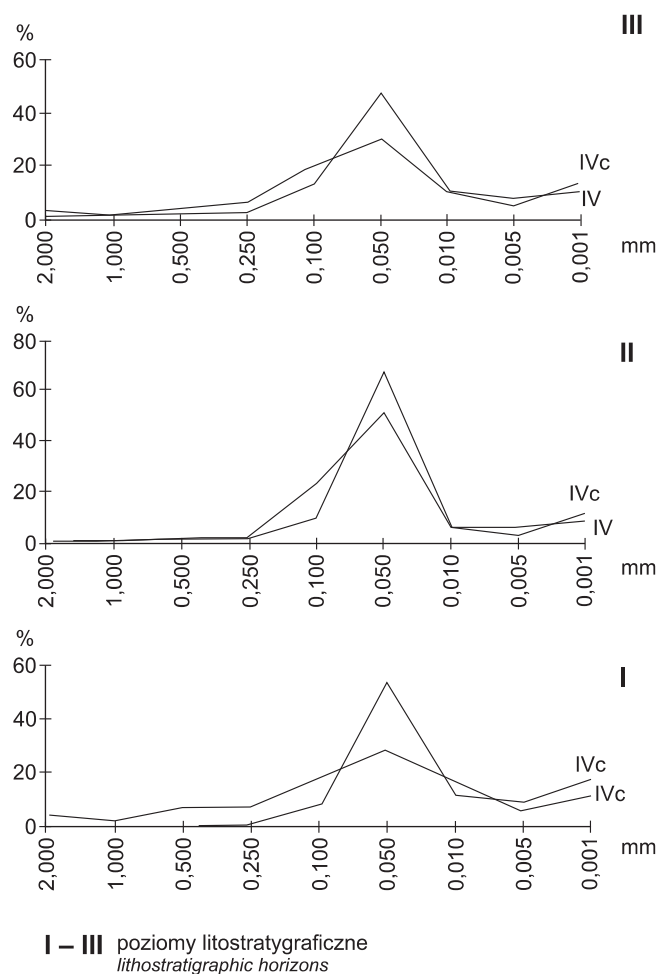


Fig. 4. Skład granulometryczny i parametry uziarnienia glin morenowych w profilu Naterki (wg Kenig, 1993)

II-VI – poziomy litostratigraficzne glin morenowych, 5-55 – numery próbek

Granulometric composition and grain-size parameters of tills from the Naterki section (after Kenig, 1993)

II-VI – lithostratigraphic till horizons, 5-55 – sample numbers



**Fig. 5.** Typy krzywej częstości uziarnienia (IV i IVc) glin morenowych z profilu Ateny (Równina Augustowska), na podstawie danych Kenig i Marcinkowskiego (1995)

Grain-size frequency curve types (IV and IVc) of tills from the Ateny section (Augustów Plain), based on data by Kenig and Marcinkowski (1995)

duże powinowactwo granulometryczne z ilami bezpośredniego podłoża.

**Typ III**, charakteryzujący się dominantą we frakcji drobno-pyłowej 0,05–0,01 mm, sporadycznie występuje jako typ jednomodalny. Sam „czysty” typ III jest homogenicznym typem jednomodalnym o wartości dominanty około 40%. Pomimo dołączenia w kolejnych podtypach niewielkich drugorzędnych kulminacji we frakcjach zarówno grubszych, jak i drobniejszych, wartość dominanty utrzymuje się na tym samym poziomie. Jest więc tu słabo wyrażona heterogeniczność uziarnienia. W zbadanych poziomach gliny w profilach Krzemianka, Szwajcaria, Beżławecki Dwór, Zielonka Pasłęcka typ ten występuje powszechnie, nie wykazując przy tym różnic stratygraficznych (Kenig, 1972). Najczęściej występuje jako podtyp IIIb z drugą kulminacją we frakcji najdrobniejszej. Dość często jest spotykany w profilach międzyrzecza Bugu i Narwi (Kenig, 1977). Typ ten wraz z czterema podtypami jest obok typu IV najczęściej spotykany w glinach Polski NE.

**Tabela 2**

**Typy szeregów rozdzielczych uziarnienia glin morenowych międzyrzecza Bugu i Narwi (wg Kenig, 1977)**  
Grain-size stemplot types of tills from the Bug and Narew interfluvium (after Kenig, 1977)

Typ	Podtyp	Frakcja w mm, w której występuje		
		dominanta	druga kulminacja	trzecia kulminacja
I	Ia	<0,005	–	–
	Ib	–	0,05–0,01	–
	Ic	–	0,1–0,05	–
	Id	–	>1,0	0,25–0,1
III	IIIa	0,05–0,01	–	–
	IIIb	–	0,25–0,1	–
	IIIc	–	< 0,005	–
	IIId	–	0,5–0,25	–
IV	IVa	–	> 2,0	–
	IVb	0,1–0,05	–	–
	IVc	–	0,01–0,005	–
	IVd	–	< 0,005	–
V	Va	–	1,0–0,5	–
	Vb	0,25–0,1	–	–
	Vc	–	> 2,0	–
	Vd	–	< 0,005	–
	Ve	–	0,05–0,01	–

**Typ IV**, z dominantą we frakcji grubopułowej 0,1–0,05 mm, a zwłaszcza podtyp IVc z drugą kulminacją we frakcji najdrobniejszej, występuje niemal we wszystkich profilach w analizowanych regionach. Wartości dominanty kształtują się przeważnie w ilości 30–40%, przy czym najbardziej jednolite poziomy gliny morenowej typu IV z podtypami występują w północnej części międzyrzecza Bugu i Narwi (Nowa Wieś, Kotowo, Mężenin; Kenig, 1977). Bimodalność tego typu jest słabo wyrażona w postaci niewielkich, drugorzędnych kulminacji, z których najpowszechniejsza jest we frakcji poniżej 0,005 mm. A więc typ ten charakteryzuje osady grubopułowe z domieszką pochodzącą z ilastego podłoża neogeńskiego, znajdującego się w spągu niektórych profili. W rejonie Widawki odpowiedniki tego typu występują w młodszych poziomach glin środkowopolskich (Rzechowski, 1971). W trzech profilach rejonu Augustowa również przeważa typ IVc, przy czym niektóre poziomy, relatywnie najstarsze (san 1), wykazują większą zmienność granulometryczną, o czym świadczy obecność typów Ib, IVc i Vb.



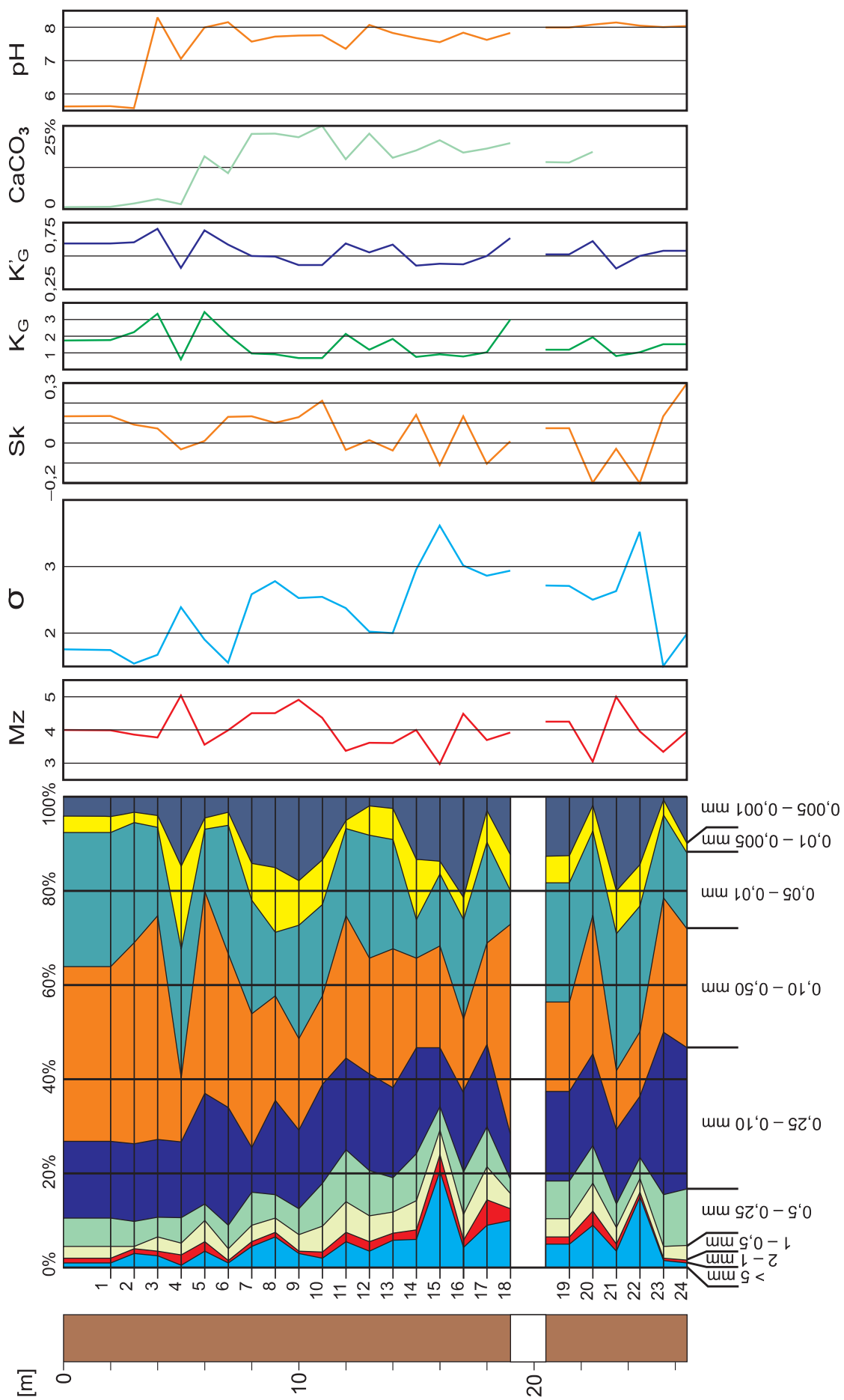


Fig. 6. Skład granulometryczny, parametry uziarnienia, zawartość węglanów i odczyn pH glin morenowych w profilu Konopki Leśne; 1–24 numery próbek

Granulometric composition, grain-size parameters, carbonates contents and pH values of tills in the Konopki Leśne section; 1–24 sample numbers

Jednak w większości profili tego regionu można obserwować niemal jednakowy typ uziarnienia we wszystkich różnowiekowych poziomach glin, jak ma to miejsce w profilu Ateny. Gliny reprezentowane są tu przez typ IV i podtyp IVc z dominantą we frakcji 0,10–0,05 mm i ze słabo zaznaczoną kulminacją we frakcji 0,001 (fig. 5). Różnią się jedynie wartością modalną (największa jej wartość zaznacza się w poziomie odra I, a najniższa w poziomie warta I) oraz stromością krzywej rozkładu (Kenig, Marcinkowski, 1995).

Należy jednak zaznaczyć, że wizualna stromość typu krzywej uziarnienia nie wynika bezpośrednio z wartości parametru  $K_G$ , wyliczonego ze wzoru uwzględniającego wartości różnych centyli. Informuje jedynie, w jakim stopniu rozkład uziarnienia różni się od rozkładu normalnego, to znaczy jest spłaszczony czy wypiętrzony w stosunku do rozkładu normalnego.

Niezwykle jednorodne pod względem granulometrycznym są gliny występujące na obszarze Pojezierza Olsztyńskiego. W rejonie Muszaków i Nidzicy (Kenig, 1994, 1995a) oraz na Nizinie Augustowskiej wszystkie poziomy gliny zaliczane do różnych zlodowaceń (nidy, sanu, odry, warty) charakteryzują się przeważającą obecnością podtypu IVc lub samego typu IV (fig. 5). Trzeba dodać, że zalegające tu w bezpośrednim podłożu osady neogenu, wykształcone w facji ilów płomienistych, reprezentują również typ IVc, a rzadziej Ib.

**Typ V**, z dominantą we frakcji drobnopiaszczystej 0,25–0,10 mm poniżej 30%, jest często spotykany w profilach położonych w południowej części międzyrzecza Bugu i Narwi (Szeszyły, Wygoda; Kenig, 1977). Natomiast w pozostałych rejonach Polski występuje jedynie sporadycznie.

Nie należy mylić typu krzywej rozsiewu, a więc zależności od dominanty ewentualnie od drugiej kulminacji, z zawartością głównych frakcji, np. w przypadku typu IV powszechny jest udział na drugim miejscu frakcji drobnopylej, a jej zawartość procentowa wpływa jedynie na kształt krzywej, a nie na wyróżniany typ. Dla ogólnej charakterystyki uziarnienia ważna jest zarówno zawartość drugiej podfrakcji, jak i typ krzywej uziarnienia.

Zmienność granulometryczna w różnych poziomach litostratygraficznych glin morenowych jest niewielka. Najczęściej najniższe gliny w profilach wykazują najsilniejszy związek z cechami litologicznymi, w tym uziarnieniem, osadów podłoża. Tak jest w profilach w dorzeczu Widawki (Rzechowski, 1971), gdzie najstarsza glina ma silnie heterogeniczne szeregi rozdzielnice uziarnienia (trzy kulminacje). Potwierdzone jest to także wartością Mz o statystycznie wysokiej wartości współczynnika zmienności.

Nie są liczne publikowane i szerzej interpretowane dane na temat uziarnienia glin morenowych z różnych obszarów Niżu Polskiego (Krygowski, 1956; Nalewajko, 1985). Z Polski zachodniej najczęściej autorzy podają opisowo charakterystykę granulometryczną glin według zawartości głównych frakcji. W rejonie Wołowa występuje glina pylasta (Czerwotka i in., 1991), w cegielni Ząbkowice glina jest piaszczysta, mułkowata (Badura i in., 1998), na południe od Szczecina notowane są gliny mułkowate (Krzyszczkowski, Czer-

wotka, 1994). Gliny występujące w klifach zachodniej części wybrzeża Bałtyku opisywane są jako gliny piaszczyste o podobnych cechach granulometrycznych (Dwucet i in., 1998; Seul i in., 2004). Na obszarze między Drezdenkiem a Gorzowem Wielkopolskim Romanek (2009) opisał w profilach wiertniczych gliny najniższe jako gliny piaszczyste, piaszczysto-mułkowe, a nawet piaski pyłowate, stosując klasyfikację zawartą w Instrukcji do SMGP 1:50 000. Natomiast gliny leżące wyżej są mułkowate i mułkowo-piaszczyste, a najwyższe nawet ilaste.

Poziomy glin morenowych na obszarach Niżu Polskiego, gdzie w podłożu czwartorzędu zalegają ility płomieniste, wykształcone granulometrycznie jako mułki ilaste, zawierają na ogół więcej podfrakcji grubopylej 0,1–0,05 mm.

Dla ogólnej charakterystyki uziarnienia glin morenowych duże znaczenie ma interpretacja zmienności parametrów uziarnienia tego osadu.

Wielkość średniego ziarna Mz glin morenowych wykazuje na ogół małe zróżnicowanie w poszczególnych poziomach. Najczęściej wartość Mz zawiera się w skrajnych wartościach od 3 do 6 phi (0,1–0,015 mm, tab. 1). W obszarze międzyrzecza Bugu i Narwi rozkład częstotliwości występowania parametru Mz jest różny w poszczególnych profilach, często jednomodalny, ale też i dwumodalny, np. w Wólce Pietkowskiej (Kenig, 1977, 1985a).

W rejonie Pojezierza Olsztyńskiego gliny mają wartość Mz 3,82–4,27 phi, maksymalnie do 4,91 phi. Natomiast ility płomieniste z bezpośredniego podłoża osiągają wartości Mz 4,94–6,66 phi w profilu Wały czy 5,86–8,17 phi w profilu Zachy (Kenig, 1994).

Wydaje się słuszne, aby przy interpretacji uziarnienia rozpatrywać raczej częstość występowania typów uziarnienia niż średnią arytmetyczną zawartość parametrów, a zwłaszcza Mz, lub średnią z zawartości poszczególnych frakcji. Powstaje wtedy sztuczna informacja, nieodzwierciedlająca rzeczywistego faktu przyrodniczego. Interpretacja takiej wartości możliwa jest jedynie przy małej zmienności granulometrycznej osadu. Natomiast lepsze zastosowanie w interpretacji znajduje rozpatrywanie przedziałów zawartości poszczególnych frakcji.

Wartość parametru sigma ( $\sigma$ ) – odchylenie standardowe jako miara dyspersji, charakteryzuje wysortowanie osadu. W większości próbek wysortowanie jest bardzo słabe lub słabe, osiągając wartości od około 2 do około 3. Są to typowe wartości dla osadów wielofrakcyjnych, gdzie zmiennej dynamice środowiska odpowiada słabe wysortowanie.

Parametr asymetrii – skośność Sk wskazuje, że większość krzywych rozkładu uziarnienia glin morenowych jest skośna dodatnio. O wiele rzadziej występują krzywe symetryczne lub skośne ujemnie. Jest to zgodne z ogólną tendencją, że skośność dodatnia jest typowa dla środowisk nieprądowych (Racinowski i in., 2001).

Parametr kurtozy  $K_G$  charakteryzuje krzywe częstotliwości rozkładu uziarnienia glin morenowych jako najczęściej mezokurtyczne (0,90–1,11) lub platykurtyczne (0,67–0,90). Parametr ten, mówiący o spłaszczeniu krzywej w stosunku do rozkładu normalnego, jest jednym z parametrów dobrze

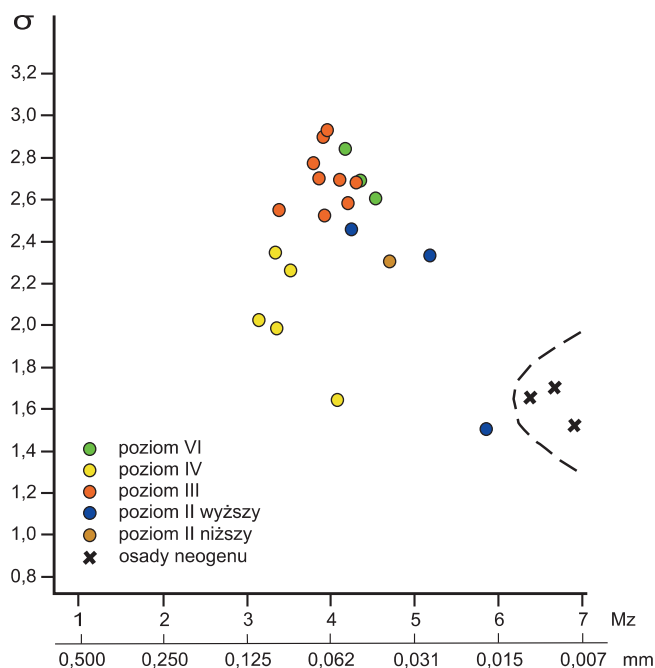


Fig. 7. Wykres zależności parametru  $\sigma$  (wysortowania) i Mz (średniej średnicy ziarna) glin morenowych w profilu Naterki; II–VI poziomy litostratigraficzne glin morenowych

A plot of  $\sigma$  (sorting) versus Mz (mean grain-size) parameters of tills from the Naterki section; II–VI lithostratigraphic till horizons

charakteryzującym warunki depozycji osadu. Trzeba jednak zdawać sobie sprawę, że przy różnych zawartościach frakcji można uzyskać podobne wartości kurtozy. Raczej niskie czy średnie wartości  $K_G$  glin morenowych, jako osadu nie prądowego, mówią o niejednorodnych warunkach dynamicznych ich środowiska depozycji. Porównywanie wartości  $K_G$  może pozwolić na wykazanie podobieństw lub różnic glin różnych poziomów, nawet o podobnych wartościach średniej średnicy ziarna.

Do określenia zróżnicowania litogenetycznego i litodynamicznego osadów najlepiej służy porównywanie zależności par parametrów, a zwłaszcza średniej średnicy ziarna i wysortowania. W profilu Naterki (fig. 4, 7) najbardziej wyodrębniają się pod względem jednorodności granulometrycznej gliny morenowe poziomu III i IV oraz ilaste osady neogenu. Natomiast gliny pozostałych poziomów mają duże rozrzuty punktów, z których większość leży przy granicy zbioru wydzieleni innych poziomów. Najwyraźniej zaznacza

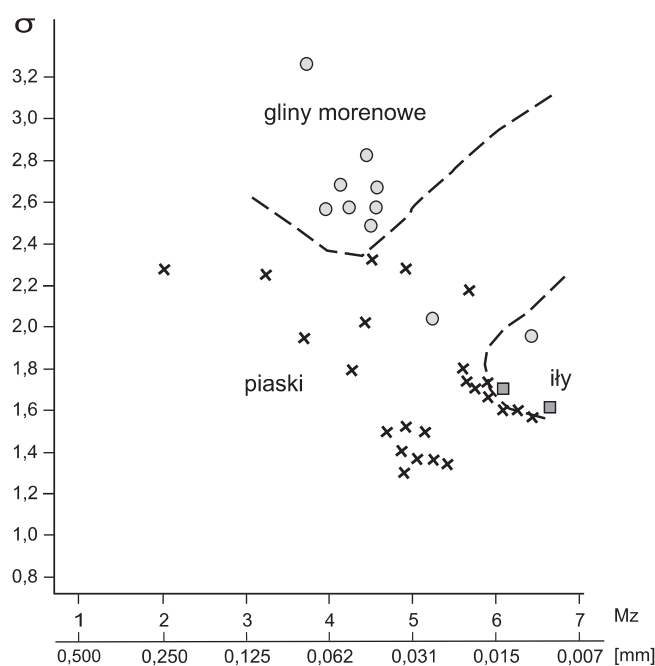


Fig. 8. Wykres zależności parametru  $\sigma$  (wysortowania) i Mz (średniej średnicy ziarna) osadów w profilu Lisówek (wg Kenig, 1985b)

A plot of  $\sigma$  (sorting) versus Mz (mean grain-size) parameters of sediments from the Lisówek section (after Kenig, 1985b)

się to w punktach odpowiadających poziomowi II wyższemu. Na figurze 8 dobrze uwidacznia się oddzielne pole punktów odpowiadających glinom morenowym i osadom piaszczystym oraz ilastym z podłoża.

Na ogół w przypadku glin morenowych nie można mówić o trendzie zmian zależności średniej średnicy ziaren i wysortowania. Okazjonalnie tylko można obserwować niezbyt wyraźnie zaznaczającą się tendencję zmniejszania się ziarna (w mm) wraz z pogarszającym się wysortowaniem (zwiększa się wartość liczbowa). Jest to układ charakterystyczny dla środowisk z przewagą procesów sortowania w obrębie grubszej frakcji i dostawie słabo wysortowanego materiału zawieszinowego.

Nie zauważa się zależności mówiącej, że w glinach starszych maleje zawartość frakcji żwirowej, natomiast wzrasta udział frakcji piaszczystej i ilowej. Jeśli nawet takie obserwacje są zauważalne, to wynikają jedynie z regionalnego położenia i typu skał podłoża.

## SKŁAD PETROGRAFICZNY GLIN MORENOWYCH

### PRZEGLĄD BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

Podstawą badań petrograficznych osadów glacialnych, a zwłaszcza glin morenowych, są badania materiału gwałowego, tzn. narzutniaków, a następnie odpowiednich frakcji żwirowych wyseparowanych z glin morenowych. Zaintere-

sowanie metodą analizy petrograficznej żwirów zawartych w glinie morenowej datuje się od końca XIX wieku. Od 1875 r., to jest po ogłoszeniu przez O. Torella teorii o kontynentalnym zlodowaceniu Niżu Europejskiego, zaczynają pojawiać się opracowania dotyczące skał występujących powszechnie na obszarze Niżu, a pochodzących z Fennoskan-



dii. Początkowo badania te dotyczyły eratyków skał uznanych za przewodnie (łac. *erraticus* błędzący, od *errare* błądzić). Aby eratyki zostały uznane za przewodnie, muszą: licznie występować w formie głazów narzutowych, mieć jedno, ściśle określone geograficznie, miejsce występowania na obszarze Fennoskandii oraz mieć wyraźnie określone, łatwe do oznaczenia makroskopowe i mikroskopowe cechy mineralno-petrograficzne stosunkowo (Kenig, 1998b).

Nie wchodząc w opis metod stosowanych w końcu XIX w. i ich wyników (Nunberg, 1971, 1979; Gałązka, 2004a), należy przypomnieć, że już od początku XX w. badaniami eratyków z rejonu Niemiec i Pojezierza Mazurskiego zajmował się Körn (1927), który opublikował atlas przewodnich skał krystalicznych, z kluczem do ich oznaczania oraz wskazał na cztery obszary (ośrodki) źródłowe skał. Następnie zagadnienia te badał Hesemann (1929, 1939a, b, 1975), określając dodatkowe skały przewodnie. Jego kolejne publikacje zawierały dokładne charakterystyki mineralno-petrograficzne oraz fotografie skał krystalicznych pochodzenia skandynawskiego (Hesemann, 1929, 1939c) lub wyłącznie szwedzkiego (Hesemann, 1975). Na podstawie 11 typów wyróżnionych skał przewodnich pochodzących z czterech ośrodków, tj. wychodni skał macierzystych, obliczał on wartości wskaźnika gławowego. Otrzymane średnie wartości wskaźnika gławowego pozwalały różnicować poszczególne zlodowacenia (elstery, solawy, warty). Metodyka stosowana przez Hesemanna ma obecnie jedynie znaczenie historyczne, gdyż jest obciążona błędem, a wyniki są nieporównywalne. Jednakże opisy skał do dziś stanowią podstawę identyfikacji eratyków.

Podobne badania eratyków występujących na powierzchni prowadził Milthers (1934, 1937, 1950), który wyróżnił 8 typów skał przewodnich. Już w 1938 r. V. i K. Milthersowie wyznaczyli na terenie północnych Niemiec, Polski i Białorusi południowy zasięg występowania brunatnego porfiru bałtyckiego (pochodzącego z obszaru na południowy zachód od Wysp Alandzkich). Zasięg ten miał odpowiadać maksymalnemu zasięgowi przedostatniego zlodowacenia (warty). Następnie Milthers (1950) potwierdził tę sugestię, wykazując również zróżnicowany udział porfirów bałtyckich (brunatnego i czerwonego) oraz porfiru z Dalarne na północ i południe od wyznaczonej granicy zasięgu zlodowacenia warty. Jednocześnie wykazał zmniejszanie udziału bałtyckiego porfiru brunatnego w obszarze równoleżnikowym z kierunku od zachodu na wschód. Jednak ze względu na występowanie porfiru brunatnego we wszystkich poziomach glin morenowych wyznaczenie takiej granicy może być obciążone dużym błędem.

Do dziś znajduje naśladowców opracowana przez Lüttiga (1958) metoda wyznaczania „teoretycznego centrum gławowego” (*Theoretisches Geschiebezentrum*, TGZ). Jest to wartość średnia współrzędnych geograficznych obszarów źródłowych poszczególnych eratyków, obliczona na podstawie pełnego zespołu skał krystalicznych i osadowych przewodnich narzutniaków. Wartość ta nie określa rzeczywistego centrum zlodowacenia, natomiast pozwala na wykazanie kierunków transportu materiału glacialnego w poszczególnych poziomach stratygraficznych (Lüttig, 1991).

Obecnie można już stwierdzić, że bardziej przydatne w rozwiązywaniu problemów litostratygraficznych okazały się badania frakcji żwirowej glin morenowych niż narzutniaków przewodnich. Te ostatnie pozwalają jedynie na wykazanie teoretycznego centrum gławowego TCG = TGZ (Lüttig, 1958; Meyer, 1983) i wynikających z niego kierunków ruchu lądolodu oraz niekiedy zasięgów zlodowaceń. Ostatnio znajduje zastosowanie metoda wyznaczania kierunku ruchu lądolodu za pomocą wykresów kołowych, odzwierciedlających procentowy udział eratyków w obszarach źródłowych oraz położenie TGZ (Smed, 1993; Smed, Ehlers, 1994).

W latach sześćdziesiątych ubiegłego wieku wzrosło zainteresowanie badaniami petrograficznymi frakcji zarówno gławowych, jak i żwirowych z osadów glacialnych. Miało to związek m.in. z dalszym poszukiwaniem pełnej charakterystyki petrograficznej osadów lodowcowych oraz z wykorzystaniem tych badań do określenia pozycji stratygraficznej osadów. Wynikało również z możliwości badania glin morenowych nie tylko z odsłoneń, ale i coraz bardziej dostępnych profili wiertniczych. Średnica rdzenia determinowała jednak wielkość i ilość materiału okrusowego.

Badania petrograficzne okrusów skalnych zawartych w glinach morenowych rozwijały się jednocześnie na obszarze Niżu Europejskiego (Niemcy, Polska, Litwa, Estonia) i Ameryki Północnej.

Na obszarze Niemiec badania takie prowadził Cepek (1962, 1969, 1970, 1973). Badał on frakcję 0,4–1,0 cm otrzymaną z przepłukania około 6,4 kg próbki gliny morenowej z odsłoneń lub 0,4–0,5 m.b. rdzenia wiertniczego, wyróżniając początkowo 4 rodzaje skał (krzemienie, wapień paleozoiczne, skały krystaliczne, łupki ilaste paleozoiczne). Na ich podstawie obliczał wskaźniki: krzemienie/wapień paleozoiczne (F/PK) oraz skały krystaliczne/łupki ilaste paleozoiczne (NK/PS). Podał wartości wskaźników obliczonych dla gliny zlodowacenia elstery. Wyróżnił następujące rodzaje skał: północne krystaliczne (NK), wapień paleozoiczny (PK), dolomity (ordowik–dewon) (D), łupki paleozoiczne (PS), krzemienie, wapień i margle mezozoiczne, m.in. z kredy Rugii, piaskowce i kwarcyty, kwarc (Q), inne skały, takie jak: piryt, kongrecje fosforytowe, ilaste mułowce, litydy, łupki. Na podstawie różnic w składzie petrograficznym oraz w wartościach współczynnika PK+D/S (stosunek wapieni paleozoicznych + dolomitów do piaskowców) przedstawił charakterystykę stratygraficzną poziomów glin morenowych stwierdzonych w wierceniach w rejonie Rostoku oraz w klifie koło Warnemünde (Cepek, 1973). Dużą rolę przypisywał obecności dolomitów, wprowadził też współczynnik dolomitowy. Porównywał wyniki swoich badań ze wschodnich Niemiec i Polski (Cepek, 1979).

Współczynniki wykorzystywane przez Cepeka nie mogą mieć szerokiego zastosowania na obszarze Polski, a jedynie regionalne. Jest to spowodowane lokalnym występowaniem poszczególnych skał czy wręcz ich brakiem. I tak w Polsce północno-wschodniej nie występują krzemienie, natomiast w północno-wschodnich Niemczech obserwuje się znaczne wzbogacenie glin w krzemienie pochodzące z Rugii. Również dolomity i łupki paleozoiczne na obszarze

Polski mają niejednakowe rozprzestrzenienie i różną frekwencję.

Podobne badania składu petrograficznego frakcji żwirowej i gwałowej z glin morenowych z odsłoneń i z profili wiertniczych rejonu Frankfurtu nad Odrą prowadzili Hanne- man i Schlegel (1965).

We wschodnich Niemczech (dawniej NRD) wytyczne do badań petrograficznych zawarto w specjalnej normie opracowanej przez Instytut Geologiczny w Berlinie (TGL Fachbereichstandard... 25232, 1971). Zalecano w niej badanie frakcji 4–10 mm i powyżej 10 mm, uzyskanej z próbek gliny morenowej o ciężarze 5 kg. We frakcji 4–10 mm wyróżniono 6 typów skał: skały krystaliczne północne (NK) lub krystaliczne (K), wapienie paleozoiczne (PK), łupki paleozoiczne (PS), dolomity (D), krzemienie (F). Frakcja powyżej 10 mm stanowiła uzupełnienie poprzedniej. Badania te były podstawą do rozdzielenia glin morenowych zlodowacenia elstery na Nizinie Lipskiej. Okazało się, że występująca tam dolna glina zawierała więcej kwarcu pochodzącego z lokalnych tarasów niż glina górna (Eissmann, 1982, *vide* Ehlers, 1994).

Badania frakcji żwirowej z glin morenowych według normy TGL ... (1971) wykonywane są nadal, m.in. na obszarze Meklemburgii w związku z prowadzonymi tam pracami kartograficznymi. Rühberg i Bremer (1995) zaobserwowali tendencję wzbogacenia w skały krystaliczne, piaskowce, łupki i krzemienie glin morenowych złożonych przez łądolód transgredujący z północy na ten obszar. Natomiast łądolód z kierunków wschodnich składał gliny z większą zawartością wapieni i dolomitów paleozoicznych, a uboższe w krzemienie i piaskowce. Obserwacja ta znajduje także potwierdzenie w pracy Kenig (1998a) i służy do rozdzielenia litostratygraficznego glin morenowych na obszarze Polski północno-wschodniej.

Metodę określania teoretycznego centrum gwałowego stosował w swych pracach Meyer (1970, 1983, 1987). Przypisywał też ważną rolę wyróżnianemu wśród narzutników porfirowi rombowskiemu. Stosował współczynniki: krzemienie/krystaliczne skały północne (F/K) oraz kwarc/krystaliczne skały północne (Q/K).

W literaturze niemieckiej często pojawia się określenie metody badania składu petrograficznego żwirów z glin morenowych i osadów fluwioglacjalnych jako „metody holenderskiej”. Stosował ją m.in. Ehlers (1978, 1979b). W metodzie tej bada się frakcję żwirową 3–5 mm, wydzielając w osobną grupę skały niewapienne (kwarc, krzemień, skały krystaliczne i metamorficzne oraz piaskowce i in.) – 100%, oraz wapienie (paleozoiczne i kredowe), również traktowane jako 100%. Na uwagę zasługuje fakt, że zarówno krzemienie, jak i wapienie kredowe na obszarze Niemiec traktowane są jako materiał północny. Na podstawie składu petrograficznego Ehlers scharakteryzował trzy poziomy (elstera, drenthe 2 i środkowy saalian) glin morenowych z rejonu Hamburga (Ehlers, 1978, 1979a) oraz trzy poziomy gliny ze zlodowacenia wisły z obszaru Danii (Ehlers, 1979b). Uważał, że aby uzyskać wnioski poprawne stratygraficznie, należy badać pełne profile, a nie pojedyncze próbki. Na podstawie składu petrograficznego frakcji 4,0–6,3 mm z północnych Niemiec

Stephan (1987) wydzielił trzy poziomy gliny morenowej należące do zlodowacenia saalian.

Böse i Brande (1979) badali gliny morenowe zlodowacenia wisły, jak również osady fluwioglacjalne. We frakcjach 4,0–6,3 i 6,3–12,5 mm wyróżnili 7 grup skalnych (kwarc, skały krystaliczne, piaskowce i kwarcyty, łupki, krzemienie, skały kredowe, wapienie paleozoiczne). Następnie Böse (1983) analizowała frakcję 4,0–12,5 mm z glin morenowych zlodowacenia solawy i wisły. Po wydzieleniu 9 grup skalnych obliczała współczynniki PK + D/S i k/PK oraz K/D. Wykazała charakterystyczny udział dolomitów i wapieni kredowych w glinach zlodowacenia solawy oraz określiła kierunki nasuwania się łądolodu (Böse, 1990, 1995).

W Holandii liczne prace poświęcili temu zagadnieniu Zandstra (1976, 1983) oraz Rappol (1987). Jednak inna specyfika badanych przez nich osadów rzecznych i fluwioglacjalnych nie pozwala na przeprowadzenie bezpośrednich korelacji metodycznych. Natomiast metodyczne znaczenie mają prace Zandstry z lat 1986, 1988 oraz atlas skał (1999).

Badania frakcji żwirowo-gwałowej z glin morenowych Litwy prowadziła Ruchina (1961). Gaigalas (1964a, b, 1995a, b) oprócz badań eratyków frakcji 1–10 mm zajmował się również analizą mineralną frakcji drobniejszych do 0,01 mm, wydzielając łącznie 19 skał i minerałów, a także wypowiadał się na temat przesuwania się centrów zlodowaceń ku zachodowi. Badając ilościowe występowanie zespołu skał narzutowych wykazał podobieństwo glin morenowych pochodzących z fazy brandenburskiej i frankfurckiej ostatniego zlodowacenia. Na tej podstawie stwierdził istnienie dwóch nasunięć łądolodu na obszarze Litwy, łącząc wymienione fazy w jedną (Gaigalas, Gudelis, 1965). Wykazał celowość stosowania frakcji 7–5 i 5–3 mm do analizy mineralno-petrograficznej osadów lodowcowych pochodzących z wierceń (Gaigalas, 1964a, b). Podał też zmienność zawartości skał i minerałów w zależności od wielkości frakcji, np. maksymalny udział kwarcu zaobserwował we frakcji 0,25–0,10 mm. Na podstawie analizy materiału żwirowo-piaszczystego frakcji 3–2 mm, 5–3 mm i większej Gaigalas i Jurgaitis (1967) stwierdzili, że zmienność zawartości skał i minerałów w zależności od zmienności frakcji jest większa w osadach fluwioglacjalnych niż w glinach morenowych. Jednocześnie Gaigalas (1971, 1978, 1982, 1989) zwracał uwagę na celowość badania całego spektrum okruszków skalnych i mineralnych występujących w osadzie. W latach 90. przedstawił syntezę wyników badań litologicznych, w tym i petrograficznych, dla różnych poziomów stratygraficznych glin morenowych Litwy (Gaigalas, 1995a, b). Wykorzystywał przy tym również statystyczną analizę czynnikową do potwierdzenia odrębności petrograficznej pięciu poziomów glin morenowych. Stosował frakcje 30–10, 10–7 oraz 7–5 mm, wydzielając 7 grup petrograficznych. Wykazał również istnienie dwóch głównych kierunków nasunięcia najmłodszego łądolodu plejstocenijskiego na Litwie.

W Czechach badania glin morenowych prowadził Růžička (1986a, b; Růžičkova i in., 2001). Natomiast narzutniaki skał w Sudetach badali Gába (1974a, b), Gába i Dudziak, (1979), Gába i Pek (1999). Z obszaru Estonii od wielu lat gli-

ny morenowe badał Raukas (1969, 1973, 1974, 1978, 1995). Na Łotwie zapoczątkował je Dreimanis, a następnie kontynuował w Kanadzie. Na Białorusi badania gładów i żwirów prowadziła Astapova (1999; Astapova, Vinokurov, 2001).

W latach 60. i 70. ubiegłego wieku zaczęły rozwijać się badania glin morenowych w Ameryce Północnej, a zwłaszcza w Kanadzie. Prowadził je głównie Dreimanis (1961, 1969, 1976, 1977, 1989, 1990; Raukas i in., 1978). Rozpatrując różne frakcje skał i minerałów określił ich frakcje końcowe (*terminal grade*), czyli końcowy stopień koncentracji poszczególnego minerału czy skały, w zależności od frakcji. Na tej podstawie wydzielił różnowiekowe poziomy gliny morenowej w różnych regionach. Stwierdził, że udział skał lokalnych jest większy w glinie bazalnej niż inglacjalnej czy supraglacjalnej. Badał też rozkład materiału żwirowego skalnego i mineralnego w glinach morenowych z okolic jeziora Ontario, gdzie stwierdził bimodalność tego rozkładu (Dreimanis, Vagners, 1971). Świadczy to, według tych autorów, o stopniu dojrzałości materiału podstawowego, matriksu gliny, a pośrednio o długości transportu. Dłuższy transport powoduje bowiem rozdrobnienie materiału i wzrost udziału matriksu. Ta ostatnia prawidłowość nie znajduje potwierdzenia w składzie litologiczno-petrograficznym glin morenowych Polski, prawdopodobnie ze względu na tak znaczące odległości od obszaru alimentacji, że nie są już zauważalne różnice w składzie matriksu.

Ostatnio bardzo obszerną literaturę dotyczącą badań gładów w Europie i na świecie zebrał Gałązka (2004a).

W Polsce historia badań petrograficznych glin morenowych sprowadza się do przesiedlenia badań składu petrograficznego żwirów i gładów mających cechy narzutników przewodnych. Badania takie dotyczyły początkowo gładów narzutowych występujących zarówno na powierzchni, jak i w morenach czołowych. W latach 30. zaczęto także rejestrować i lokalizować duże gładzi narzutowe (Kreutz, Głowińska, 1932). Ogólnie biorąc, były to wówczas na ogół metody jakościowe.

Natomiast metodę ilościową opracował Gołąb (1933), badając utwory morenowe Wielkopolski. W materiale żwirowym frakcji 2,0–2,5 mm otrzymanym z próbki o ciężarze 0,5–2,0 kg wyróżnił skały krystaliczne, krzemienie, kwarc, piaskowce i wapień paleozoiczne. Następnie wyliczał odpowiednie współczynniki, m.in. ze stosunku skał krystalicznych do wapieni. Jednak użycie zbyt małej liczby próbek nie mogło zapewnić powodzenia tej metodzie.

Podobną metodę stosował Błachowski (1938) badając żwiry frakcji 2–4 mm z glin morenowych Pomorza i Mazowsza. Autor ten również stosował współczynnik wynikający ze stosunku zawartości skał krystalicznych do wapieni paleozoicznych. Zauważył, że w starszych poziomach glin morenowych znajduje się więcej okruchów wapiennych niż w młodszych. Spostrzeżenie to nie znajduje potwierdzenia we współczesnych wynikach analiz petrograficznych żwirów z glin morenowych różnego wieku. Możliwe, że w niektórych rejonach i frakcjach przy niezbyt dużej liczbie próbek mógł pojawić się taki wniosek.

Wiele szczegółowych prac dotyczących ilościowych badań glin morenowych wykonała A. Halicka. Dotyczyły one moren Wileńszczyzny (Halicka, 1936), jak również rejonu środkowej Polski (Jaroszewicz-Kłyszzyńska, 1938a–c, 1939a, b). Badała ona różne frakcje, ogólnie powyżej 1 cm, pobierając materiał skalny z powierzchni 1 m<sup>2</sup> lub z objętości 1 m<sup>3</sup> gliny morenowej. Wyróżniała skały krystaliczne (K) i skały osadowe (O), a w nich wapień, dolomity, kwarcyty, fosforyty i krzemienie. Obliczała różne wskaźniki, m.in. stosunek skał krystalicznych do osadowych i wapiennych – K/O, O/K, K/W. Niektóre z tych wskaźników stosowane są również obecnie, z dużymi modyfikacjami. Jednak sam fakt stosowania tego rodzaju analiz do celów stratygraficznych jest cennym wkładem w rozwój badań gładowych.

Okres drugiej wojny światowej zahamował rozwój badań zarówno w Polsce, jak i w Europie. Jednak zaraz po wojnie badacze powrócili do tej tematyki. W pracy z 1947 r. Jaroszewicz-Halicka omówiła kryteria petrograficzne wykorzystywane do scharakteryzowania różnowiekowych moren z kilku regionów Nizy Polskiego. Gładzi występujące w Karpatach i Tatrach były przedmiotem zainteresowania Halickiego (1948) i Tokarskiego (1948). Ten ostatni, widząc konieczność odróżnienia osadów morenowych od fluwioglacjalnych na obszarze Tatr, zastosował pomiary obwodów gładów, od wielkości powyżej 10 cm, wykonując 300 pomiarów w jednym punkcie terenu. Średnie wartości wielkości rozsiewu, tj. rozrzutu wartości, charakteryzują typ osadu: morenowy, fluwioglacjalny oraz aluwialny. Warto tu dodać, że kształt krzywej rozsiewu wielkości gładów nie zależał od jego składu petrograficznego ani od kształtu okruchów.

Duże gładzi z glin morenowych z obszaru zachodniej Polski badał Konieczny (1956), stosując podobne wyróżnienia jak Milthers (1950) i Hesemann (1929, 1939a, b, 1975). Na podstawie populacji 500 gładów krystalicznych frakcji 1–10 cm wydzielił 8 typów skał przewodnych, pochodzących z czterech ośrodków (Norwegia, Szwecja, dno Bałtyku i Finlandia). Wykazał, że w glinach zachodniej Polski zaznacza się przewaga skał pochodzących z Finlandii, mniej jest natomiast okruchów ze Szwecji, przy małym udziale skał bałtyckich i nieobecności okruchów z Norwegii. Na podstawie interpretacji wartości wskaźników wyciągnął wniosek o kierunku nasuwania się lądolodu z północno-wschodniej Fennoskandii. Jednak metoda ta może budzić wątpliwości ze względu na zbyt małą liczbę wydzieleni skał przewodnych.

Liczne badania składu petrograficznego żwirów i gładów z glin morenowych obszaru zachodniej Polski prowadzone były od dawna w ośrodku poznańskim. Należy tu wymienić przede wszystkim prace Krygowskiego (1947, 1967, 1969, 1974), który stosując metodę Gołąba (1933) badał frakcję 2–3 mm, określając ponad 200 ziaren. W uproszczonym składzie petrograficznym wyróżnił 4 typy skał (kwarc, skały krystaliczne, wapień, skały osadowe niewapienne). Stwierdził przy tym konieczność stosowania metod statystycznych dla większej liczby badanych próbek. Wyniki badań pozwoliły mu wykazać różnice w częstości występowania podtypów petrograficznych glin zlodowacenia bałtyckie-



go (odsłonięcia z Rewala i Poznania) oraz starszego zlodowacenia (odsłonięcie z Mocht).

Trembaczowski (1952, 1961), próbując ujednoczyć petrograficzne metody badawcze, wykazał, że najbardziej przydatna (reprezentatywna) do badań glin morenowych jest frakcja 4–10 mm otrzymana z objętości 0,015 m<sup>3</sup> gliny. Zawiera ona bowiem wszystkie grupy petrograficzne występujące w masie gliny. Autor ten stosował 9 wydzieleni skał: skały krystaliczne, piaskowce, wapienie paleozoiczne, dolomity, piaskowce wapienne, kreda, krzemienie, fosforyty i kwarc. Oprócz współczynników O/K i K/W oraz K/Wx (Wx – piaskowce, wapienie, dolomity i piaskowce wapienne) zastosował nowy współczynnik A/B jako stosunek skał mało odpornych na niszczenie do skał bardziej odpornych. Na podstawie odmiennych wartości tych współczynników wyróżnił różnowiekowe poziomy glin morenowych z rejonu Konina (Trembaczowski, 1967). W tym czasie nie stosował jeszcze podziału na skały północne i lokalne. Metoda podana przez Trembaczowskiego (Racinowski, 1999), po modyfikacjach, stosowana jest z powodzeniem do chwili obecnej w opracowaniach wykonywanych w Państwowym Instytucie Geologicznym. Stała się obligatoryjna przy wykonywaniu opracowań litologicznych na podstawie rdzeniowych profili wiertniczych do *Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*, a następnie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*.

W obszernej pracy Nunberg (1971) przedstawiona jest wyczerpująca literatura dotycząca badań narzutniaków do końca lat sześćdziesiątych. Nunberg (1979) analizowała narzutniaki przewodnie występujące w odsłonięciach osadów glacialnych, tworzących formy czołowomorenowe w Polsce północno-wschodniej. Badała głaziki frakcji 7–20 cm, która – jej zdaniem – najlepiej odzwierciedla skład zespołu pierwotnego osadu. Zastosowanie do obliczeń rachunku prawdopodobieństwa na poziomie ufności 0,80 umożliwiło wyciągnięcie poprawnych wniosków, lecz przy przyjęciu z góry założonych kryteriów. Narzutniaki krystaliczne przyjmowała za 100%. Ważne było w tej pracy zastosowanie wskaźnika selekcji, co pozwoliło określić stopień zmiany pierwotnego składu eratyków na podstawie zależności a/z (a – skały lekkie, kwaśne, głównie alandzkie, z – skały zasadowe). Ponieważ Nunberg badała materiał głazowy występujący w osadach czołowomorenowych, napotkała na poważne trudności w interpretacji stratygraficznej wyników ze względu na dużą zmianę składu pierwotnego materiału w trakcie silnego transportu wodnego. Ponadto nie można porównywać wyników badań petrograficznych z różnych genetycznie osadów, jakimi są glina morenowa i osady fluwioglacjalne. A i w samej glinie morenowej należy – z założenia – porównywać jedynie glinę typu bazalnego.

W tym czasie badaniami frakcji 1–5 cm głównie na obszarze północnej części Jury Polskiej zajmował się Lamparski (1961, 1970, 1971). Na podstawie analizy materiału lokalnego występującego w żwirach czołowomorenowych odtworzył kierunki transgresji lądolodu środkowopolskiego – z NE ku SW (Różycki, Lamparski, 1967).

Na obszarze Polski południowo-zachodniej głązy narzutowe badał Dudziak (1970, 1974, 1979). Śledził kierun-

ki ich transportu, określił zmienność składu petrograficznego w zależności od frakcji i odległość od obszarów źródłowych. Natomiast na obszarze zachodniej Polski badania petrograficzne glin morenowych prowadził Kłysz (1995), a w rejonie Konina Stankowski (1976). Badania petrograficzne prowadzone w następnych latach pozwoliły rozpoznać gliny morenowe w odkrywkach kopalni Konin (Stankowski, Krzyszkowski, 1991). Na obszarze Polski środkowej i północno-wschodniej badania petrograficzne frakcji żwirowej glin morenowych pochodzących z rdzeniowanych wierceń badawczych prowadził Rzechowski (1971, 1974, 1976, 1977, 1980, 1982, 1986; Racinowski, Rzechowski, 1969), a podobne badania na materiale żwirowym z glin morenowych pochodzącym z odsłoneń – Racinowski (1969, 1991).

Próbę statystycznego uporządkowania wyników analiz składu petrograficznego żwirów z glin morenowych podjęła Rywocka-Kenig (1968, 1969). Poszczególne warstwy gliny morenowej stanowiły odrębne zbiory statystyczne, dla których określano wartość średniej arytmetycznej, odchylenie standardowe jako miarę dyspersji wyników oraz współczynniki zmienności, określające sposób rozłożenia materiału żwirowego w masie gliny. W kolejnych pracach autorka potwierdziła statystycznie spostrzeżenia o odwrotnie proporcjonalnej zależności występowania głównych grup petrograficznych, tj. skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych. Zależność ta zbadana za pomocą współczynnika korelacji prostej jest silna i wynosi najczęściej powyżej 0,50 (tab. 3), osiągając nawet 0,94 (Kenig, 1972, 1976, 1977). Zawsze jest to korelacja ujemna. Graficznym uzupełnieniem zależności korelacyjnej były linie regresji obliczone dla poszczególnych par badanych skał. Natomiast wyniki badań zbiorów liczbowych (wyników analiz) za pomocą korelacji złożonej dostarczały danych o dużej zmienności liczbowej, raczej typu chaosu informacyjnego (Kenig, 1997).

Próby wykorzystania prostych metod statystycznych przy interpretacji wyników petrograficznych były stosowane od dawna w różnym zakresie (Lipińska, 1974; Racinowski, Sochan, 1978). Statystyczne ujęcie wyników badań petrograficznych glin morenowych z rdzeni wiertniczych i dużych odsłoneń, gwarantujących odpowiednią liczebność próbek, przedstawił Zabielski (1998a, b, 2000, 2004a, b). Z badań tych, popartych zastosowaniem testów istotności różnic, wynika, że największą rangę identyfikacyjną mają wapienie północne, dolomity północne oraz mułowce paleogeneńskie. Mniejsze znaczenie odgrywa udział skał krystalicznych. Dane te dotyczą rejonu Konina. Autor ten badaniami potwierdził „silną rangę litostratygraficzną” wyników petrograficznych w rozpoznawaniu glin morenowych w skali lokalnej. Wykorzystanie metod statystycznych ostatnio znajduje duże zastosowanie w interpretacji wyników badań frakcji żwirowej (Zabielski, 2006) i głązowej (Gałązka, 2002, 2006).

Dla obszaru Polski zachodniej od wielu lat badania prowadzi ośrodek wrocławski (PIG, Przedsiębiorstwo Geologiczne Proxima oraz Uniwersytet Wrocławski). Prace te dotyczą głównie badań petrograficznych i mineralogicznych

Tabela 3

**Współczynniki korelacji głównych skal i współczynników petrograficznych glin morenowych w profilach międzyrzecza Bugu i Narwi na poziomie ufności 0,90 (wg Kenig, 1977)**

Correlation coefficients of major rock types and petrographical coefficients at the confidence level of 0.90 of tills from the Bug and Narew interfluvium (after Kenig, 1977)

Profil / poziom glin [m]	Kr/Wp*	Kr/Pp	Kr/Qp	O/K / K/W	O/K / A/B	K/W / A/B
Kotowo						
5,0–34,5	-0,815	-0,092	-0,028	-0,950	0,966	0,963
44,3–49,6	-0,943	-0,438	0,541	-0,963	0,968	-0,962
51,6–69,6	-0,415	0,182	0,362	-0,941	0,976	-0,918
126,5–140,0	-0,101	0,114	0,292	-0,827	0,866	-0,918
Wólka Pietkowska						
1,0–11,0	-0,804	0,362	-0,355	-0,949	0,916	-0,943
54,4–73,6	-0,710	0,030	0,078	-0,904	0,958	-0,912
75,4–121,5	-0,527	0,186	0,226	-0,924	0,955	-0,898

\* Objaśnienia w tekście

glin morenowych różnych rejonów Dolnego Śląska (Czerwonka, Witek, 1977; Czerwonka, Krzyszkowski, 1992, 1994; Krzyszkowski, Czerwonka, 1994; Badura, Przybylski, 1996; Czerwonka i in., 1997; Badura i in., 1998; Czerwonka i in., 1998; Czerwonka, 2004). Obszary z rejonu Szczecina badali Racinowski i Sochan (1981), Krzyszkowski i Czerwonka (1994), Masłowska (1999), Krzyszkowski i in. (2007). Z rejonu Wielkopolski pomiędzy Gorzowem Wielkopolskim a Drezdenkiem nowych danych dostarczył Romanek (2009), gdzie sześć poziomów litostratygraficznych glin morenowych przyporządkował głównym piętom zimnym plejstocenu. W rejonie Bełchatowa gliny były badane przez Rzechowskiego (1971), Czerwonkę i Krzyszkowskiego (1990), Krzyszkowskiego i Czerwonkę (1992), Baraniecką i Konecką-Betley (1993).

Górska, opierając się na metodach badań petrograficznych stosowanych w Niemczech (Böse, 1983, 1995; Meyer, 1970, 1983), wykorzystała wyliczone wartości wskaźników gładzowych do wyróżnienia różnowiekowych poziomów glin morenowych na obszarze Wielkopolski (Górska, 1992, 1995, 1998a, b, 2000) oraz w północno-wschodniej części Niemiec (Górska, 2006). Na tej podstawie mogła potwierdzić odrębność fazy chodzieskiej ostatniego zlodowacenia, co zostało udokumentowane odrębnym składem petrograficznym frakcji żwirowej i kamienistej. Trzeba tu zwrócić uwagę, że wskaźniki używane przez tę autorkę nie pozwalają na bezpośrednią korelację ich wartości ze współczynnikami petrograficznymi stosowanymi przez innych autorów, zwłaszcza pracujących według metodyki zalecanej przez Państwowy Instytut Geologiczny.

Badaniami narzutniaków zajmował się Czubla (1998, 1999, 2001). W zbadanych różnowiekowych poziomach

glin morenowych wykazał różnice składu petrograficznego. Wskazał też trudności interpretacyjne w stosowaniu eratyków skał osadowych o niepewnych wychodniach przy wnioskowaniu paleogeograficznym. We współautorstwie z Gałązką i Górską opublikował fotografie eratyków przewodnich z obszaru Polski (fig. 9).

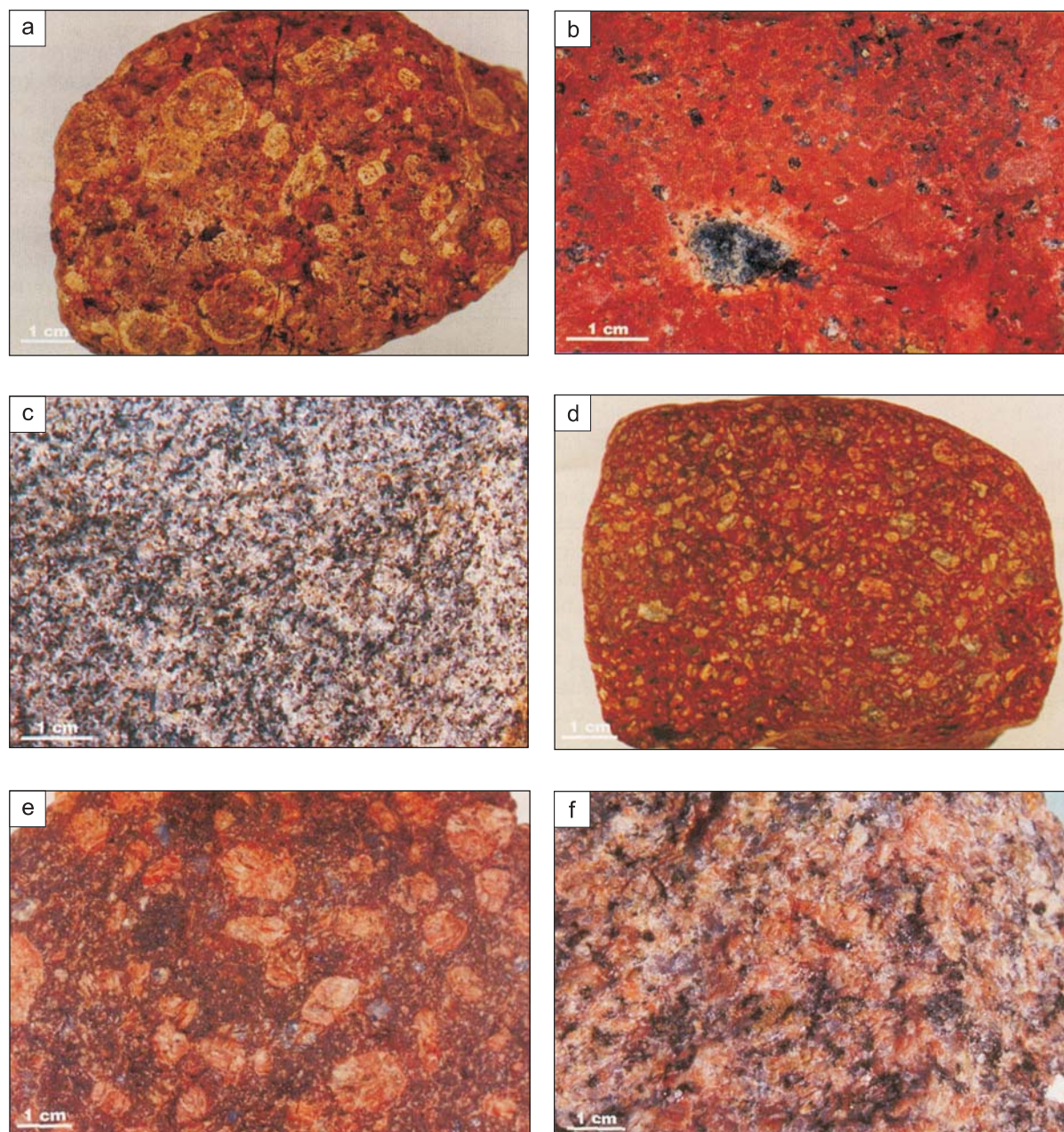
Na podstawie badań eratyków i wynikających z nich różnic w położeniu teoretycznego centrum gładzowego z glin morenowych w rejonie stanowiska archeologicznego w Trzebnicy Burdukiewicz i Meyer (1991) wydzielił „dolną i górną morenę” pochodzącą z różnych zlodowaceń. Autorzy ci badali zarówno eratyki skał krystalicznych, jak i osadowych.

Kenig (1998a, b, 1999d) przedstawiła syntezę litostratygraficzną glin morenowych na obszarze Polski północno-wschodniej. Na podstawie badań 600 warstw gliny morenowej występujących w 155 profilach wiertniczych wyróżniła 16 poziomów zgrupowanych w 5 piętrach litostratygraficznych, następnie odniesionych chronostratygraficznie do jednostek glacialnych. Ważnym aspektem tej pracy było jednoczesne uwzględnienie sekwencyjnego zalegania warstw gliny morenowej oraz udokumentowanych palinologicznie osadów interglacialnych występujących w najbliższych położonych reperiowych profilach wiertniczych (Kenig, 2003b).

Lisicki (2003) wydzielił 16 litotypów stratygraficznych glin morenowych, zaliczonych do 8 zlodowaceń. Na podstawie występowania glin morenowych podał propozycję położenia zasięgów poszczególnych nasunięć lądolodu skandynawskiego.

Gałązka (2004a) wykazał duże różnice składu petrograficznego gładzów i żwirów w poszczególnych strumieniach lodowcowych pochodzących z jednego ogniwa stratygraficznego stadiału głównego zlodowacenia wisły.





**Fig. 9. Eratyki przewodnie (wg Czubli i in., 2006)**

**a** – alandzki granit rapakiwi o zwietrzałej powierzchni, **b** – czerwony porfir bałtycki, **c** – granit sztokholmski, **d** – porfir Grönklitt, **e** – porfir Paskallavik, **f** – granit Växjö czerwony

Indicator erratics (after Czubla *et al.*, 2006)

**a** – Aland rapakivi granite with weathered surface, **b** – red Baltic porphyry, **c** – Stockholm granite, **d** – Grönklitt porphyry, **e** – Paskallavik porphyry, **f** – red Växjö granite

#### METODYKA BADAŃ PETROGRAFICZNYCH

Metodyka badań petrograficznych glin morenowych wykonywanych we wszystkich cytowanych opracowaniach, zwłaszcza do SMGP 1:50 000, jest jednakowa i dlatego umacnia wnioskowanie (Kenig, 1998a). Ze względu na ważność zagadnienia, jakim jest unifikacja metod doprowadza-

jąca do uzyskania porównywalnych wyników, metoda ta zostanie przedstawiona poniżej.

Do analizy składu petrograficznego stosuje się żwiry frakcji 5–10 mm (fig. 10) uzyskane z przepłukania połowy przeciętego (lub rozłupanego) rdzenia gliny morenowej, o długości najczęściej 1 m. Próbkę pobierane są co 1 m, w uzasadnionych przypadkach w większych przedziałach.



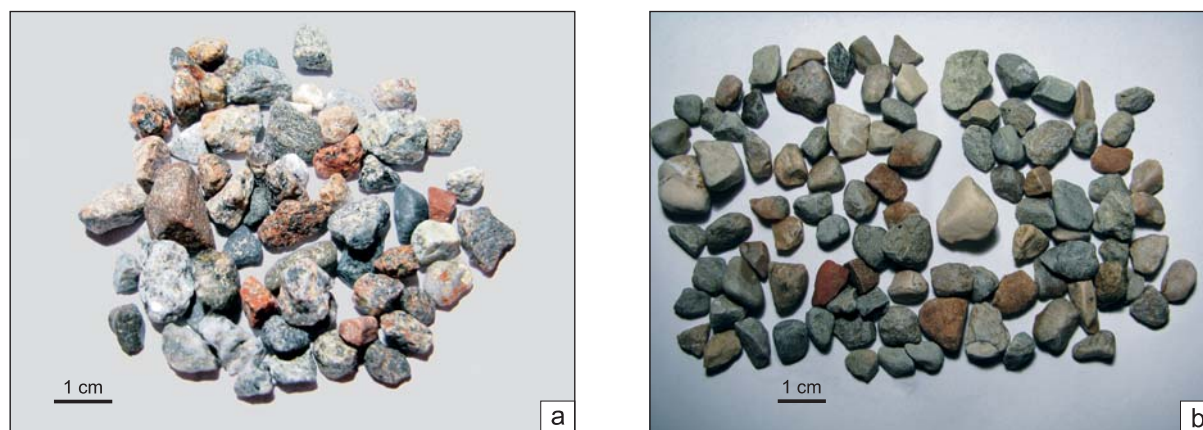


Fig. 10. Żwiry frakcji 5–10 mm z gliny morenowej

a – skały krystaliczne, b – wapienie paleozoiczne

5–10 mm-sized gravels from till

a – crystalline rocks, b – Palaeozoic limestones

Następnie z uzyskanej frakcji żwirowej wykonywana jest analiza składu petrograficznego z optymalnej ilości 300 ziaren lub przy mniejszej ich frekwencji z 200 ziaren. W przypadku jeszcze mniejszej frekwencji ziaren próbki są łączone, a wynik podawany jest dla odpowiednio zwiększonego interwału opróbowania (średnia ważona). W wielu przypadkach wykonuje się także analizę składu petrograficznego frakcji powyżej 10 mm (Kenig, 1972, 1977, 1985b, 1991a i późniejsze).

Autorka zaleca wykonywanie analizy składu petrograficznego klastów o średnicy powyżej 10 mm w celu późniejszej łatwiejszej identyfikacji skał we frakcji żwirowej, a w wątpliwych przypadkach – możliwości wykonania kontrolnych szlifów i zglądów mikroskopowych.

Właściwa analiza składu petrograficznego żwirów polega na makroskopowej (lub pod lupą binokularną) identyfikacji poszczególnych okruszków żwirów i zaklasyfikowaniu ich do ustalonych wydzieleni petrograficznych. Ogólny podział skał obejmuje wydzielenie skał skandynawskich pochodzących z dalekiego transportu (Fennoskandia, niecka południowego Bałtyku) oraz skał lokalnych, z bliskiego podłoża czwartorzędowego.

Do skał skandynawskich należą:

- skały krystaliczne, w nich też i metamorficzne (Kr);
- wapienie paleozoiczne – głównie wapienie ordowiku, syluru (często z fauną) czy dewonu (Wp);
- dolomity paleozoiczne – najczęściej szarozółte i żółte, czasem piaszczyste, głównie z dewonu (Dp);
- łupki paleozoiczne – głównie są to łupki lub iłołupki ze starszego paleozoiku, bardzo rzadko spotykane ze względu na słabą odporność na niszczenie, częściej występują w Polsce północnej i zachodniej (Łp);
- piaskowce paleozoiczne i starsze oraz piaskowce kwarcytowe i kwarcyty (Pp);
- kwarc pochodzący z dezintegracji skał krystalicznych (Qp).

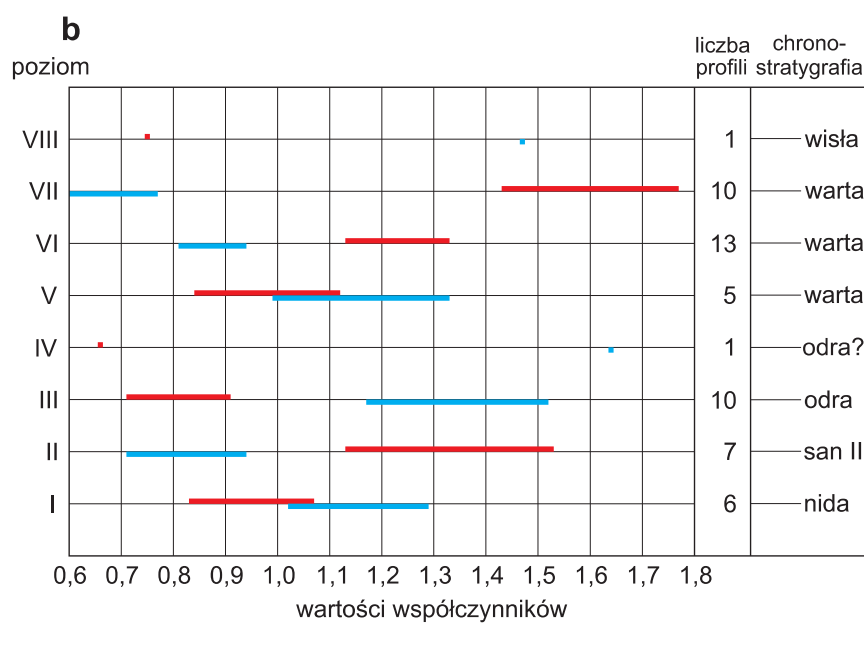
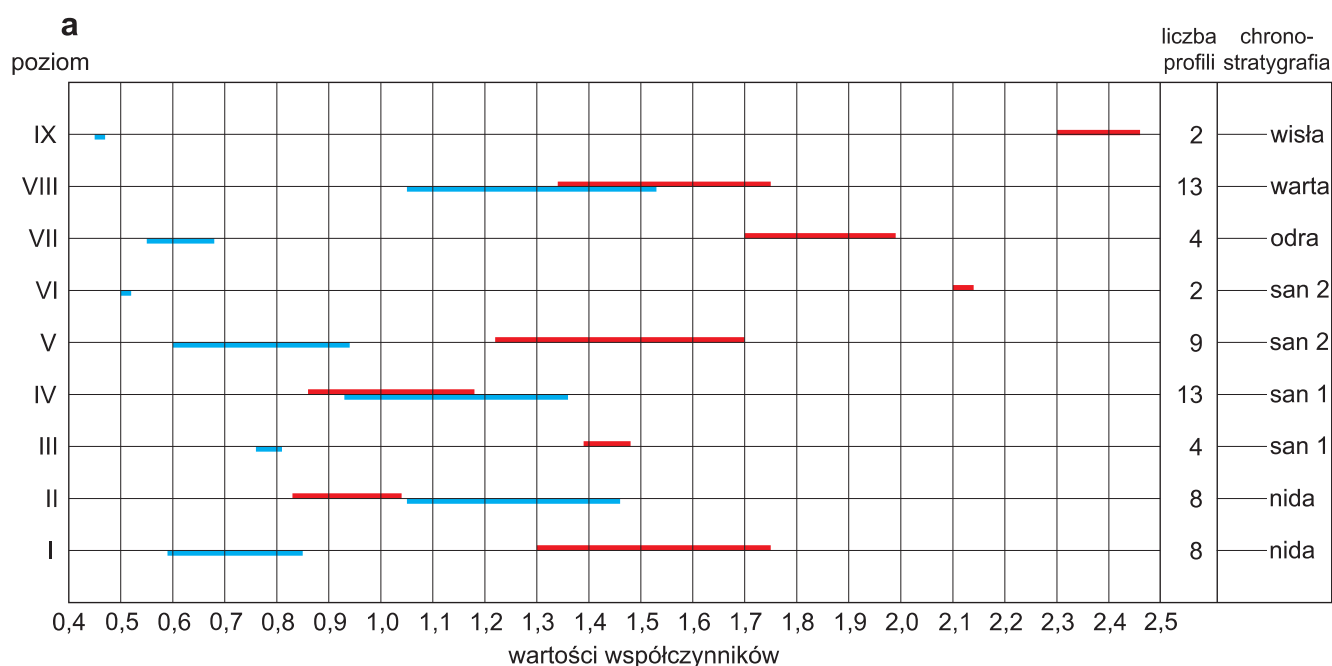
Do skał lokalnych należą:

- wapienie mezozoiczne oraz z paleogenu i neogenu (W);
- piaskowce z neogenu i paleogenu (P);
- kwarc, głównie z neogenu i paleogenu (oligoceniński) (Q);
- krzemienie górnokredowe (Krz);
- rogowce o znikomej frekwencji i regionalnym znaczeniu (R);
- mułowce, zazwyczaj z paleocenu lub górnej kredy, często z glaukonitem (M1);
- mułowce z neogenu (M2);
- fosforyty w postaci czarnych kongrecji (F);
- piryt – okruszki lub kongrecje (Pt);
- inne – niezidentyfikowane fragmenty zwietrzałych skał, drewna, węgla, kongrecje czwartorzędowe itp. (I).

Na podstawie procentowej zawartości skał pochodzenia skandynawskiego (północnego) wyliczane są następnie wartości współczynników petrograficznych: O/K, K/W i A/B, gdzie:

- O – skały osadowe: wapienie, dolomity, łupki i piaskowce paleozoiczne,
- K – skały krystaliczne i kwarc,
- W – wapienie i dolomity paleozoiczne,
- A – skały nieodporne na wietrzenie: wapienie, dolomity, łupki paleozoiczne,
- B – skały odporne na wietrzenie: skały krystaliczne, kwarc i piaskowce paleozoiczne,
- L – skały lokalne,
- S – skały skandynawskie.

Z wartości współczynników petrograficznych każdej próbki w danej warstwie gliny morenowej oblicza się wartość średniej arytmetycznej udziału procentowego poszczególnych grup skalnych oraz współczynników petrograficznych, najczęściej pomijając wartości ekstremalne w danej warstwie. Wartości średnie służą następnie do scharakteryzowania warstwy i są podstawą do przeprowadzenia porównań z innymi warstwami. W dalszej kolejności na ich



**Fig. 11. Zakres zmienności współczynników petrograficznych O/K i K/W w poziomach litostratygraficznych glin morenowych (wg Kenig, 2004)**

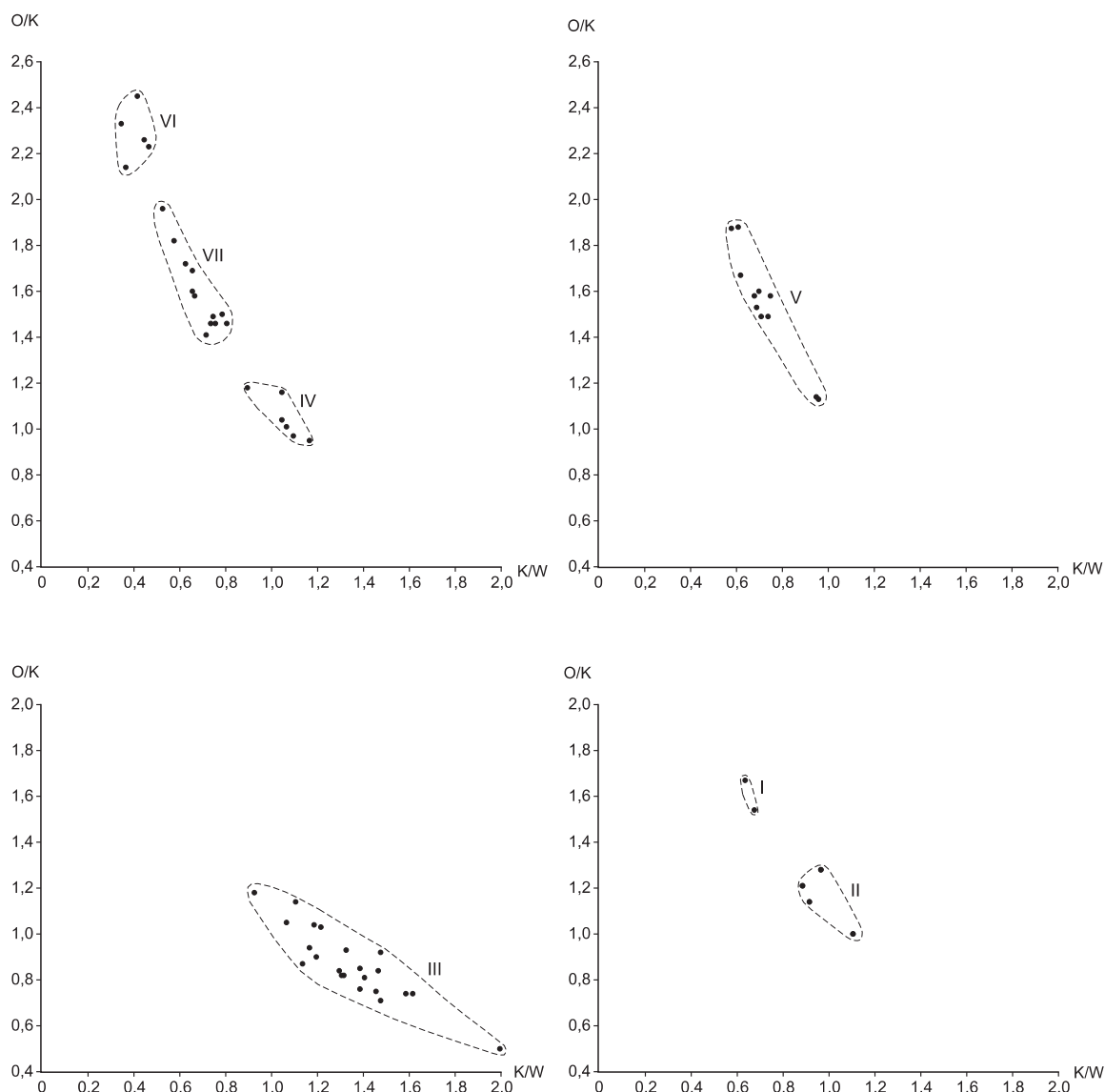
**a** – z rejonu Olsztyna (Poj. Mazurskie), **b** – z rejonu Piły

The variability range for petrographical coefficients O/K and K/W in till horizons (after Kenig, 2004)

**a** – from the Olsztyn region (Mazury Lakeland), **b** – from the Piła region

podstawie wydziela się poziomy i piętra litostratygraficzne (fig. 11, 12). W niektórych przypadkach stosowane są też jako uzupełniające współczynniki Dp/Wp (Czerwonka, 1998; Zabielski, 2004a) i L/S lub M1/L (Zabielski, 1998a, 2004a). W rozważaniach o możliwości wykorzystania badań petrograficznych do wydzielenia litostratygraficznych

należy uwzględnić uwagi wielu specjalistów (Czerwonka, 1998; Kenig, 1998; Zabielski i in., 1998; Gałązka i in., 1999; Lindner i in., 2004a; Zabielski, 2004a, b). Nieco inne ujęcie badań petrograficznych, z jednoczesnym uwzględnieniem kilku przedziałów wielkości klastów, proponuje Rutkowski (1995, 2003).



**Fig. 12. Diagram zależności współczynników petrograficznych O/K i K/W w poziomach litostratygraficznych glin morenowych z rejonu Niziny Południowopodlaskiej (wg Kenig, 2003b); I–VII poziomy litostratygraficzne**

A diagram of relationships between petrographical coefficients O/K and K/W in lodgement till horizons from the South Podlasie Lowland (after Kenig, 2003b); I–VII lithostratigraphic till horizons

#### OBRÓBKA I ORIENTACJA KLASTÓW ŻWIROWYCH I GŁAZOWYCH

Uzupełnieniem badań składników petrograficznych z glin morenowych są badania dotyczące morfometrii klastów frakcji żwirowej lub gładzowej z tego osadu. Badania takie zapoczątkował Racinowski (1966). Badał on żwiry glin morenowych Polski wschodniej w aspekcie wpływu długości transportu w lodzie lodowcowym na kształt żwirów. W tym celu analizował: formę, sferyczność, spłaszczenie, zaokrąglenie, obtoczenie oraz kontur żwirów skał północnych zawartych w różnych wiekowo poziomach glin morenowych. Z kolei Niewiarowski (1969) prowadził pomiary orientacji i nachylenia dłuższych osi gładzików.

Pomiary orientacji gładzików, obecnie najczęściej stosowane, mają swoją dawną już historię. Początkowo stwierdzano położenie dłuższych osi klastów skalnych zgodne z kierunkiem postępującego lądolodu. Następnie zauważono również orientację poprzeczną, a także chaotyczną, przy braku głównego kierunku ułożenia dłuższych osi gładzików. Nie można też pomijać zależności między ułożeniem gładzików a ich kształtem i formą, co ma wpływ na zachowanie się tych klastów w środowisku lodu lodowcowego. Przegląd badań podał Nalewajko (1982). Autor ten w glinach morenowych w rejonie Łodzi stwierdził dwukierunkową orientację dłuższych osi gładzików. Gliny typu supraglacialne splayowe mają wyraźny główny kierunek ułożenia, zgodny z tendencją upadu warstwek piaszczystych i mułkowych w masie



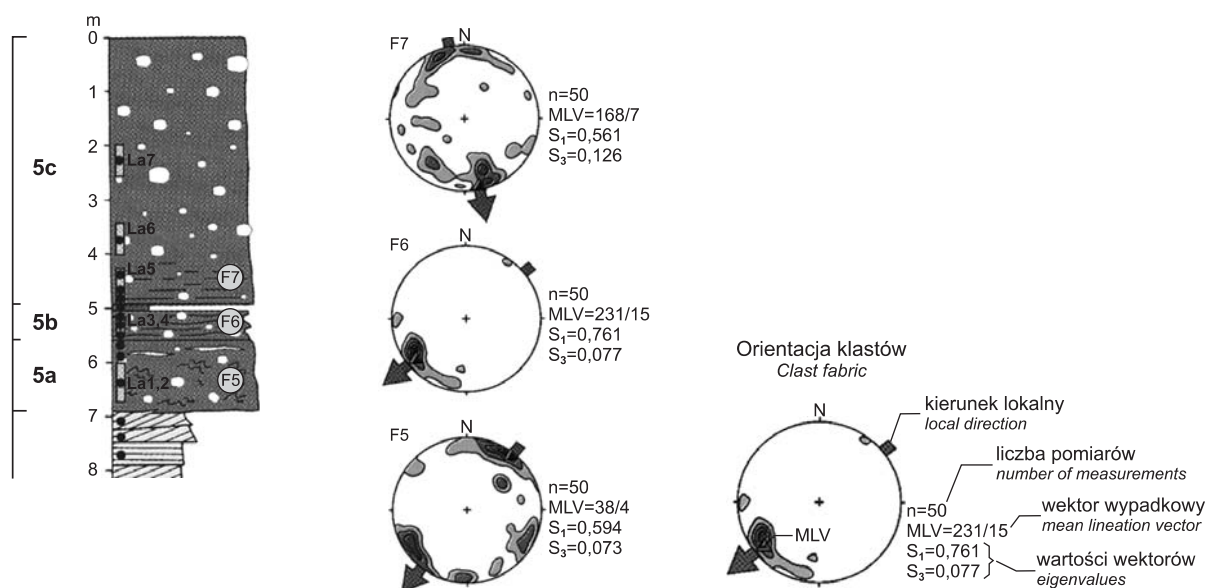


Fig. 13. Orientacja głazików w odsłonięciu Łążyn (wg Wysoty, 2002)

Orientation of pebbles in the Łążyn exposure (after Wysota, 2002)

gliny. Natomiast w glinie typu supraglacialnej wytopnieniowej nie ma głównego kierunku, a warstewki ułożone są chaotycznie. W glinach subglacialnych na tym obszarze na ogół istnieje jeden główny kierunek (N–NNW), który odzwierciedla kierunek nasuwania się lądolodu. Jednocześnie występuje też drugorzędna koncentracja kierunków, będąca wynikiem wtórnych dynamicznych warunków środowiska depozycji.

Wysota (2002) na podstawie pomiarów dłuższych osi głazików potwierdził różnice w profilach pionowych glin morenowych w rejonie dolnego Powiśla. Dobrym przykładem takiego zróżnicowania jest odsłonięcie w Łążynie (fig. 13), gdzie glina morenowa wykazuje trójdzielność litostratygiczną, co jest poparte także zmianą orientacji dłuższych

osi klastów. W części dolnej tego profilu orientacja klastów jest dość dobra, a ta część gliny powstała jako efekt ścinania subglacialnej warstwy deformacyjnej. W poziomie gliny w środkowej części profilu bardzo dobra orientacja klastów potwierdza depozycję subglacialną z wytopienia w stopie lodu bazalnego (*melt out till*). Natomiast w przypadku części gliny leżącej najwyżej jest to oddolne topnienie lodu stagnującego (*subglacialny melt-out*), a orientacja klastów jest dobra. Dane te charakteryzują trzy facje subglacialnych glin morenowych.

Badania orientacji dłuższych osi głazików stosowane są często do rozwiązywania problemów sedimentologicznych w różnych regionach (Marks, 1995; Gałązka, 2004a, b; Roman, 2004; Wysota, 2004a, b; Wysota i in., 2004; Zabielski, 2004b).

## SKŁAD MINERALNO-PETROGRAFICZNY FRAKCJI PIASZCZYSTEJ

W badaniach mineralogicznych frakcji piaszczystych (1,0–0,1 mm) glin morenowych istotne znaczenie ma analiza minerałów lekkich, czyli o gęstości mniejszej niż 2,88 g/cm<sup>3</sup>. Ponieważ w tych frakcjach mogą być obecne oprócz ziaren mineralnych również rozpoznawalne ziarna skalne, faktycznie jest to analiza składu mineralno-petrograficznego (Kenig, 1999b).

Skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystych, jako pochodny składu petrograficznego żwirów z glin morenowych, jest ważnym elementem poznania mechanizmu postępującej dezintegracji materiału skalnego zawartego w glinie i jego selekcji.

Skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystych analizuje się przeważnie w przedziale 1,0–0,5 mm, w której

to frakcji reprezentowane są w zasadzie wszystkie występujące tu grupy skalne i mineralne. Również, co nie jest bez znaczenia, łatwo jest przeprowadzić taką analizę pod lupą binokularną.

Badania porównawcze trzech frakcji piaszczystych 1,00–0,50; 0,50–0,25 i 0,25–0,10 mm z gliny morenowej profilu Kasparus z rejonu dolnej Wisły wykazały dominujący udział kwarcu (Kenig, 1972, 1997). Ilość tego minerału wzrasta w drobniejszych frakcjach (tab. 4, fig. 14). Wzrost udziału kwarcu następuje wskutek eliminacji pozostałych składników o mniejszej odporności na działanie czynników fizykochemicznych. Mniejsze różnice zachodzą w występowaniu skał i minerałów ciemnych, których ilość waha się około 1%. Wynika to z właściwości koncentracji minerałów

Tabela 4

## Skład mineralno-petrograficzny glin morenowych w profilu Kasparus

Mineral and petrographical composition of tills in the Kasparus section

Głębokość [m]	Kwarc	Skąły krystaliczne i skalenie	Skąły i minerały ciemne	Wapnienie paleozoiczne	Wapnienie lokalne	Agregaty ilasto-wapniste	Inne	Frakcje*
	[%]							[mm]
1	2	3	4	5	6	7	8	9
27,0–27,5	39,3	14,1	1,0	33,4	10,9	1,0	0,3	b
	62,3	11,0	1,0	16,7	6,3	2,7	0,3	c
	80,0	5,0	1,0	8,0	6,0	?	–	d
28,0–28,5	1,1	29,2	0,0	54,1	6,8	2,7	6,0	a
	47,8	14,4	1,3	22,5	7,8	–	–	b
	79,0	10,8	1,1	7,0	2,1	–	–	d
	85,7	4,7	0,6	6,0	3,0	–	–	d
29,5–30,0	52,8	20,6	0,9	19,1	4,7	1,6	0,3	b
	56,7	12,6	0,6	8,7	1,4	–	–	c
	89,0	4,0	0,3	5,4	1,0	–	0,3	d
30,5–31,0	1,1	34,9	–	50,1	1,9	6,8	6,9	a
	58,0	16,7	–	13,3	3,0	7,0	–	b
	74,0	8,4	1,0	10,0	6,0	0,6	–	c
	80,3	4,3	0,6	8,4	5,0	1,4	–	d
32,0–32,5	46,7	16,4	1,0	21,6	11,0	3,0	0,3	b
	62,3	15,0	1,3	17,0	4,4	–	–	c
	83,7	3,0	0,6	9,0	1,7	–	–	d
34,0–34,5	2,0	40,4	–	39,1	6,4	7,4	4,3	a
	43,7	21,3	2,0	21,3	10,7	–	1,0	b
	63,7	15,0	1,3	17,0	3,0	–	–	c
	90,4	3,6	1,0	5,0	–	–	–	d
36,5–37,0	39,0	28,7	3,0	19,3	7,0	–	3,0	b
	55,7	21,0	1,3	17,0	5,0	–	–	c
	77,0	9,4	1,0	9,0	3,5	–	–	d
38,5–39,0	35,7	22,7	4,0	24,0	10,0	3,6	–	b
	63,4	18,0	0,6	15,0	3,0	–	–	c
	73,4	11,0	0,6	12,4	8,0	–	–	d
40,0–40,5	46,7	20,6	4,0	21,0	5,0	2,7	–	b
	61,4	15,0	0,3	19,7	3,3	–	0,3	c
	76,3	11,3	0,6	9,8	2,0	–	–	d
42,0–42,5	48,0	21,0	2,6	21,8	4,3	2,0	0,3	b
	68,0	10,0	0,6	16,0	3,0	–	–	c
	83,4	3,0	0,3	9,0	2,3	–	–	d
44,0–44,5	0,6	25,8	–	59,2	4,3	6,1	–	a
	46,4	21,3	1,6	22,7	5,6	2,3	–	b
	52,7	16,4	1,0	20,3	9,3	–	0,3	c
	78,0	10,0	0,6	9,6	1,8	–	–	d
48,0–48,5	42,2	23,0	1,4	27,2	12,2	1,2	–	b
	57,3	17,0	1,3	19,0	5,4	–	–	c
	78,0	12,0	1,0	7,6	1,4	–	–	d
50,5–51,0	0,5	22,2	–	64,2	3,9	–	7,0	a
	34,7	18,0	1,0	33,3	8,0	5,0	–	b
	53,0	1,6	1,0	21,0	8,1	0,3	–	c
	75,7	77,3	1,0	10,3	1,7	–	–	d
51,5–52,0	23,7	28,0	1,4	29,6	7,0	1,0	0,3	b
	51,0	18,0	1,0	19,0	11,0	–	–	c
	76,7	10,3	1,4	9,6	2,0	–	–	d

Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
52,5–53,0	33,0	30,0	2,0	32,0	8,0	5,0	–	b
	52,7	19,0	1,0	17,3	10,0		–	c
	76,0	11,7	1,0	9,3	2,0		–	d
53,5–54,0	1,0	31,0	–	59,0	3,1	3,1	2,1	a
	35,0	24,0	1,0	27,0	6,0	4,0	–	b
	59,4	18,0	0,6	17,0	3,0		–	c
	74,0	12,0	1,6	10,0	2,4		–	d
86,5–87,0	3,7	33,6	–	18,0	6,0	35,6	3,0	a
	64,0	19,0	1,6	13,8	1,6		–	b
	76,3	11,7	1,0	9,0	1,0		–	c
	84,0	6,7	1,0	7,0	1,3		–	d
88,5–89,0	52,4	24,0	2,8	16,0	4,8		–	b
	71,4	15,0	1,0	10,0	2,6		0,3	c
	76,0	15,7	0,6	7,7	–	–	–	d
94,5–95,0	49,7	27,0	5,0	13,0	4,3		–	b
	50,3	14,0	1,3	10,4	2,0		–	c
	86,4	6,7	1,3	5,0	1,6		–	d
96,5–97,0	1,5	37,4	–	37,1	1,2	15,4	–	a
	52,7	26,3	5,4	11,6	4,0		–	b
	72,7	12,7	2,6	9,6	2,4		–	c
	75,4	11,6	1,4	9,6	3,0		–	d
98,5–99,0	49,3	26,4	4,6	13,7	6,0		–	b
	70,0	14,0	7,0	9,6	3,3		–	c
	79,7	12,0	1,0	5,6	1,7		–	d
100,5–101,0	70,0	24,0	3,5	17,0	5,0		7,0	b
	71,0	16,0	2,0	9,0	2,0		–	c
	79,0	13,0	1,0	6,0	3,0		–	d
102,5–103,0	2,7	39,5	–	35,6	2,3	12,0	7,8	a
	43,5	25,0	4,5	18,0	–	7,0	2,0	b
	65,0	15,0	2,0	11,0	–	4,0	3,0	c
	70,0	15,0	3,0	7,0	5,0		–	d
104,5–105,0	48,5	26,0	5,0	14,5	6,0		2,0	b
	74,0	12,0	1,0	8,0	–	5,0	–	c
	78,7	10,3	1,3	6,7	–	3,0	–	d
106,0–107,0	4,3	39,3	–	23,0	4,3	20,2	9,0	a
	66,8	16,0	1,2	12,0	4,0		–	b
	71,4	15,3	1,3	9,0	2,3		0,7	c
	75,7	11,3	3,0	11,2	1,8		–	d
108,5–109,0	59,0	17,0	3,0	10,0	5,0		6,0	b
	89,0	12,0	2,0	9,0	6,0	–	2,0	c
	72,4	11,6	1,3	13,7	–	1,0	–	d
110,5–11,0	61,0	19,0	2,0	–	10,0	3,0	4,0	b
	68,0	13,0	1,0	–	8,0	3,0	1,0	c
	72,0	13,0	2,0	12,0	1,0		–	d
112,5–113,0	55,0	16,0	4,0	–	11,0	6,0	2,0	b
	59,5	14,0	3,0	–	12,0	3,0	–	c
	71,4	10,6	1,0	15,7	1,3		–	d
	3,5	40,6	–	31,3	4,1	13,1	7,3	a
114,5–115,0	61,0	18,0	3,0	12,0	5,0		1,0	b
	72,5	11,0	2,0	10,0	4,0		0,5	c
	78,0	10,0	1,7	9,0	1,3		–	d



Tabela 4 cd.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
117,5–118,0	55,0	19,0	2,0	15,0	5,0		4,0	b
	59,5	18,0	2,0	11,0	3,5		6,0	c
	76,4	10,3	2,4	9,3	1,3		0,3	d
119,5–120,0	58,0	20,0	2,0	13,0	–	4,0	3,0	b
	76,0	13,0	–	–	8,0	2,0	1,0	c
	75,4	11,4	2,0	9,6	1,6		–	d
122,0–123,0	63,5	20,0	–	14,0	–	1,0	1,5	b
	72,5	15,0	–	5,0	–	2,0	5,5	c
	74,0	15,0	1,0	4,7	1,3		3,0	d
124,5–125,5	56,0	21,0	4,0	14,0	–	4,0	1,0	b
	68,0	17,0	3,0	9,0	–	3,0	–	c
	77,0	11,0	1,3	13,0	2,0		–	d
128,5–129,0	1,4	35,4	–	31,6	9,1	16,8	5,5	a
	59,0	19,0	3,0	12,0	–	6,0	1,0	b
	79,0	10,0	2,0	5,0	–	4,0	–	c
	78,4	10,0	1,0	8,3	2,4		–	d
134,5–135,0	41,0	27,0	3,0		20,0		9,0	b
	76,0	14,0	2,0		6,0		2,0	c
	88,7	5,0	1,0	4,0	1,3		–	d
137,5–138,0	51,0	24,0	2,0	15,0	–	8,0	–	a
	79,0	11,0	1,0	5,0	–	4,0	–	b
	88,7	4,0	1,3	4,3	–	1,7	–	c
139,5–140,0	2,2	32,8	–	37,9	5,4	11,1	15,0	a
	57,0	19,0	2,0	15,0	–	7,0	–	b
	73,0	15,0	1,0	9,0	–	2,0	–	c
	79,7	10,3	1,0	7,7	–	1,3	–	d
144,5–145,0	57,0	17,0	2,0		14,0	10,0	–	b
	71,0	15,0	1,0		8,0	5,0	–	c
	72,7	15,0	1,3	9,0	2,0		–	d

\*frakcje: a – 10–5 mm, b – 1,0–0,5 mm, c – 0,50–0,25 mm, d – 0,25–0,10 mm

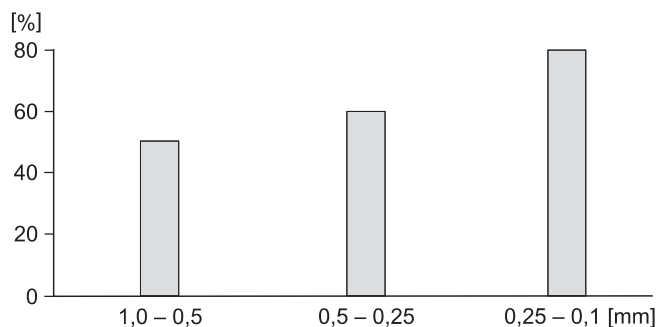
ciężkich w jeszcze drobniejszych frakcjach. W dwóch zbędnych poziomach glin morenowych w profilu Kasparus nie zaznaczają się różnice w występowaniu poszczególnych składników skalnych i mineralnych. Podane w tabeli 4 wyniki analizy składu petrograficznego frakcji żwirowej potwierdzają dodatkowo trend zmian zawartości poszczególnych skał i minerałów. Podobne wnioski wypływają z prac Gaigalasa (1964b) oraz Gaigalasa i Jurgaitisa (1967).

Skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystej 1,0–0,5 mm z glin morenowych jest na ogół dość jednolity. Zmienny jedynie może być udział zespołów mineralnych świadczących o procesach diagenetycznych oraz zawartości materiału lokalnego. Ta ostatnia właściwość daje się obserwować m.in. w spągowej części dolnego poziomu glin w profilu Bukowiny, gdzie wzrasta udział szczątków węgla miocenijskiego, pobranego z bezpośredniego podłoża (Kenig, 1972). Znaczny też udział mają tu typowo neogeńskie i paleogeńskie okruchy organiczne i mineralne, takie jak węgiel oraz agregaty ilasto-wapniste z ziarnami kwarcu i niekiedy z ziarnami glaukonitu. Inny nieco zestaw materiału lokalnego

go daje się zauważyć w profilu Zabuze z tego samego opracowania. Przy nieco większych zawartościach kwarcu (do 77%) i mniejszej zawartości wapieni paleozoicznych (przeciętnie 7–14%) pojawiają się okruchy węgla, pirytu oraz białe agregaty ilasto-wapniste. Brak jest natomiast mułowców, aczkolwiek występują one we frakcji żwirowej. Ziarna kwarcu najczęściej są matowe, częściowo obtoczone, przy dość znacznym udziale ziaren błyszczących.

Istotna jakościowa zmienność w składzie mineralno-petrograficznym polega na występowaniu regionalnych różnic w obecności okruchów skał lokalnych oraz agregatów żelazisto-ilastych. Powoduje to oczywistą zmianę procentowej zawartości pozostałych wydzieli.

W profilu Nowa Wieś (międzyrzecze Bugu i Narwi) zawartość ziaren kwarcu we frakcji 1,0–0,5 mm waha się od około 40 do 50%, nie wykazując przy tym istotnych różnic w poszczególnych poziomach (Kenig, 1977). Jedynie zauważa się w spągu profilu wzbogacenie w wapienie lokalne i agregaty ilasto-wapniste, od kilku do kilkunastu procent. Natomiast poniżej głębokości 73,2 m następuje wzrost udziału



**Fig. 14.** Średnia zawartość ziaren kwarcu we frakcjach piaszczystych w glinach morenowych profilu Kasparus, n = 39

Average content of quartz grains in the sand fractions of tills from the Kasparus section, n = 39

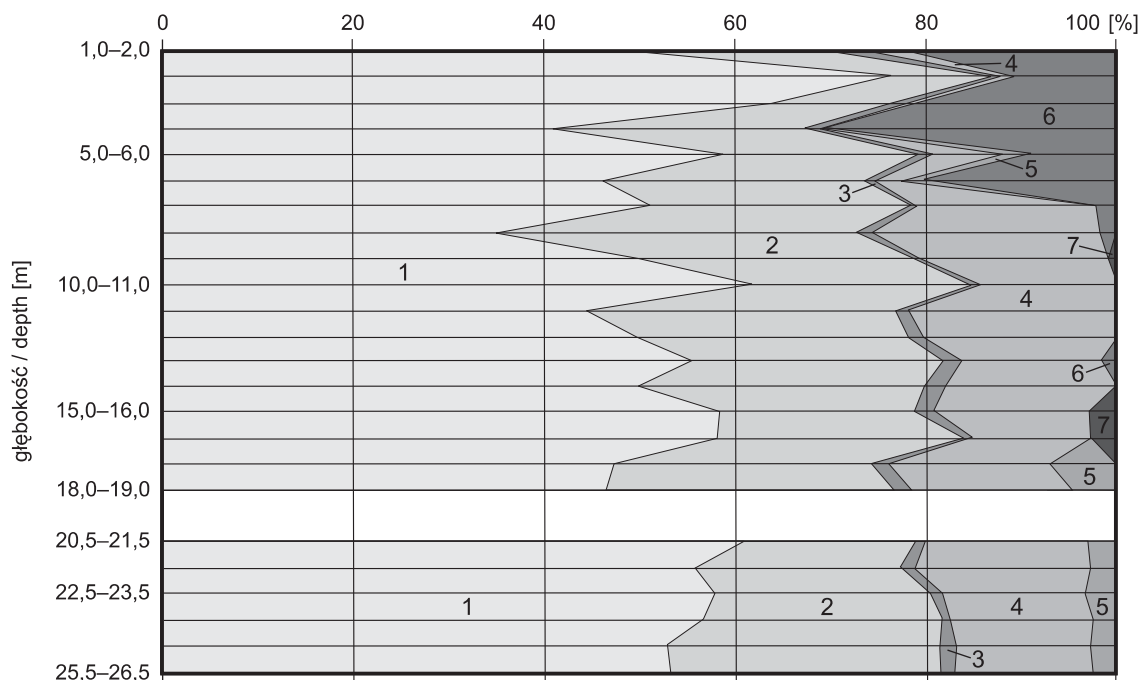
łu szarych mułowców paleoceńskich z widocznymi ziarnami glaukonitu. W tym samym poziomie obserwuje się też udział błyszczących ziaren kwarcu pochodzących z bezpośredniego podłoża neogeńskiego.

We frakcji 0,5–0,25 mm w glinach morenowych profilu Kotowo z tego samego obszaru (*op. cit.*) udział kwarcu utrzymuje się na poziomie 59–65%; skały krystaliczne łącznie ze skaleniami osiągają zawartość 18–24%, a wapnienie północne – 8–13%, powiększając swój udział w młodszych poziomach gliny morenowej. Zawartość skał lokalnych, wapieni,

a zwłaszcza mułowców paleoceńskich wynosi 2–4% w starszych poziomach, aby w młodszych zupełnie zaniknąć. We frakcji 0,5–0,25 mm ziarna kwarcu w górnej części profilu są w przewadze matowe, zaokrąglone oraz ostrokrawędziste, lecz poniżej głębokości 90 m zaczynają się pojawiać ziarna błyszczące, obtoczone, czasem przełamane. Są też szare mułowce z drobnym glaukonitem. Liczba ziaren błyszczących wzrasta w najniższym, spągowym poziomie gliny. Wynika to z bliskości wychodni skał podłoża czwartorzędowego, stanowiącego obszar źródłowy starszych lądolodów, i z przykrycia tych wychodni w czasie młodszych zlodowaceń.

Podobny skład mineralno-petrograficzny występuje w glinach morenowych w profilu Wólka Pietkowska (Kenig, 1985b). W glinach starszych (południowopolskich) więcej jest skał lokalnych (wapieni). Natomiast w stropie profilu zmienna jest zawartość wapieni skandynawskich, a występowanie agregatów żelazistych może sugerować strefę zwietrzenia (wpływ procesów utleniających).

W Konopkach Leśnych skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystej potwierdza istnienie strefy procesów hipergenicznych w stropie gliny morenowej (Kenig, Marks, 2001). Odnosi się to do zmniejszania i zaniku występowania okruchów wapieni paleozoicznych na głębokości 5 m, zmniejszenia udziału skaleni i skał krystalicznych i zastąpienia wapieni lokalnych i agregatów ilastych przez agregaty żelaziste (fig. 15). Taki zapis procesów hipergenicznych może świadczyć o czasowej przerwie w sedimentacji gliny. W tym

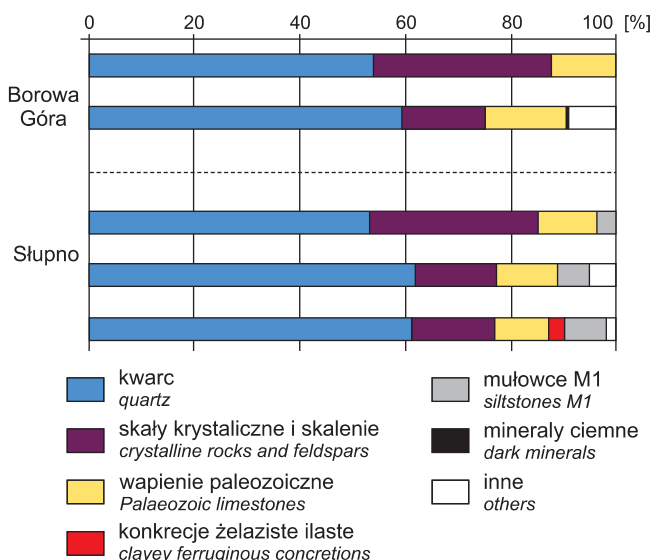


**Fig. 15.** Skład mineralno-petrograficzny gliny morenowej w profilu Konopki Leśne

1 – kwarc, 2 – skały krystaliczne, skalenie, 3 – minerały ciemne, 4 – wapnienie północne, 5 – wapnienie lokalne, agregaty ilaste, 6 – agregaty żelaziste, 7 – inne

Mineralogical and petrographic composition of till from the Konopki Leśne section

1 – quartz, 2 – crystalline rocks, feldspars, 3 – dark minerals, 4 – northern limestones, 5 – local limestones, clay aggregates, 6 – ferruginous aggregates, 7 – others



**Fig. 16. Skład mineralno-petrograficzny glin morenowych w profilach Borowa Góra (gliny młodsze) i Słupno (gliny starsze), wg Kenig (2007)**

Mineralogical and petrographic composition of tills from the sections of Borowa Góra (younger tills) and Słupno (older tills); after Kenig (2007)

przypadku procesy te zachodziły w czasie interglacjału eemskiego i mogły trwać do holocenu włącznie. Profil ten znajduje się tuż obok profilu Konopki Leśne z udokumentowanymi osadami interglacjału eemskiego (Borówko-Dłużakowa, Halicki, 1957).

W profilach Borowa Góra i Słupno (okolice Radzymina) w składzie mineralno-petrograficznym glin morenowych dobrze odzwierciedla się wpływ lokalnego podłoża (fig. 16, 17). W glinach starszych (południowopolskich) w profilu Słupno występują mułowce paleoceńskie, których udział zmniejsza się w kierunku stropu, natomiast gliny młodsze (środkowopolskie) w profilu Borowa Góra nie zawierają tego składnika. Jednocześnie zawartość wapieni paleozoicznych jest podobna, przy czym więcej tych skał występuje



**Fig. 17. Frakcja piaszczysta 1,0–0,5 mm z gliny morenowej profilu Słupno**

The 1.0–0.5 mm sand fraction from till of the Słupno section

w młodszych glinach górnych. Dodatkowym potwierdzeniem obecności bliskiego podłoża osadów neogeńskich i w mniejszym stopniu paleogeńskich jest urozmaicony skład mineralny w grupie „inne”: ziarna piryty, fosforytów oraz pojedyncze ziarna glaukonitu z liczną obecnością zwęglonych szczątków drewna.

Skład mineralno-petrograficzny oprócz różnic regionalnych może wykazywać również względne regionalne zróżnicowanie stratygraficzne glin morenowych. Cechy mineralne odzwierciedlają się w stosowanych przez różnych autorów wskaźnikach mineralnych charakteryzujących różne poziomy glin morenowych, jak w kłifie koło Rewala (Seul i in., 2004).

Skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystej stanowi podstawę do przeprowadzenia bardziej szczegółowych badań ich poszczególnych składników. Głównie dotyczy to skalenia i kwarcu. Znaczenie wyników analiz frakcji lekkich w badaniach osadów glacialnych dostrzegali też Racinowski (2000).

## SKALENIE

Jedną z metod mineralogicznych stosowanych w latach 60. ubiegłego wieku jest metoda Colliniego barwienia skalenia. Zawartość skalenia określa się w dwóch preparatach wydzielanej z tej samej próbki gliny frakcji 0,10–0,25 mm, przy zastosowaniu odczynnika barwiącego azotynokobaltanu sodu (Rzechowski, 1966). Różnica między liczbą zabarwionych wszystkich skalenia a skaleniami potasowymi wskazuje na liczbę skalenia sodowo-wapniowych (plagioklazów). Stosunek zawartości skalenia potasowych do plagioklazów interpretowano jako wskaźnik procesów diagenetycznych zachodzących w glinie morenowej. Stosowano też współczynnik zwietrzenia, określony jako stosunek kwarcu do skalenia (Nalewajko, 1982). Znaczny stopień uciążliwości oraz konieczność wytrawiania próbki w kwasie fluorowodorowym spowodowały zaniechanie szerszego stosowania tej metody (Kenig, 1997).

Dotychczasowe wyniki badań poziomów glin morenowych z rejonu międzyrzecza Bugu i Narwi wskazują na częstszą przewagę plagioklazów (Wólka Pietkowska) nad skaleniami potasowymi (Kenig, 1977). Jedynie w profilu Nowa Wieś, przy początkowej przewodzie skalenia potasowych nad plagioklazami, następuje zmiana ukazująca większą zawartość plagioklazów. Podobnymi zawartościami plagioklazów charakteryzują się gliny z profilu Bukowiny z rejonu dolnej Wisły (Kenig, 1972). Ogólna zawartość skalenia wynosi tam 9–12%, w tym skalenie potasowe 0,6–2,0%, a plagioklasy 11,6%. W zbadanych trzech poziomach gliny morenowej nie dopatrzone się różnic w obecności tych minerałów.

Gliny morenowe z obszaru Polski NE (Zielonka Pasłęcka, Węgorzewo Szpital Nowy, Sztynort, Góra) wykazują zmienną, nieco mniejszą ogólną zawartość skalenia (Kenig, 1977): plagioklasy 1,0–2,6% w Sztynorcie, 1,0–2,8% w Węgorzewie, skalenie potasowe 7–10% w Sztynorcie i 2,0–4,3% w Węgorzewie.



Ilość skali określona przez Nalewajko (1982) w glinach z rejonu Łodzi we frakcji 0,5–0,8 mm wynosi 5–12%, by niekiedy rosnąć ku stropowi poziomemu. Różnice zawartości wynikają z wielkości badanej frakcji; w drobniejszej frakcji następuje wzrost liczby ziaren kwarcu kosztem innych składników.

## KWARC

Analiza kształtu i rodzaju powierzchni ziaren kwarcu, jako głównego minerału kenozoicznych skał osadowych, ma swoją już długą historię (Nalewajko, 1982). Nie wszystkie metody badań ziaren kwarcu z glin morenowych okazały się jednakowo przydatne, ale na różnym etapie rozwoju prac badawczych dostarczały informacji i stanowiły podstawę ukie-  
runkowania następnych badań. Dlatego zostaną tu przedstawione jako materiał służący do dopełnienia litologicznej charakterystyki glin morenowych.

## Obtroczenie

Metoda ta, stosowana w latach 60 i 70. dla uzupełnienia pełnej charakterystyki poziomów glin morenowych, nie dostarczała jednak wystarczających danych do rozpozniowania glin morenowych (Zabielski i in., 1998; Kenig, 1999b, 2000). Lepsze wyniki uzyskuje się zastępując tę metodę badaniami składu mineralno-petrograficznego frakcji piaszczystej (Kenig, 1999b, 2000, 2005).

Analizę obtroczenia kwarcu wykonuje się metodą projekcji fotograficznej z 300 ziaren kwarcu wybranych losowo z próbki frakcji 1,0–0,5 mm z gliny morenowej. Następnie dokonuje się ich klasyfikacji na fotogramach, wyróżniając ziarna kanciaste (K), obtoczone (O) i częściowo obtoczone (CO). Procentowy udział tych typów służy do obliczenia współczynnika obtroczenia według wzoru:  $R = K + 0,5CO/O + 0,5CO$  (Morawski, 1955; Racinowski, Rzechowski, 1959; Kenig 1999c). W ostatnich latach fotogramy takie można wykonywać cyfrowym aparatem fotograficznym sprzężonym z komputerem.

Zbadane poziomy gliny morenowej w Polsce północno-wschodniej zawierają najczęściej ziaren częściowo obtoczonych, przy zawartościach skrajnych 30–70% (Kenig, 1972). Ziaren obtoczonych jest na ogół najmniej, od kilkunastu do 28%, natomiast ziarna kanciaste osiągają zawartość na ogół powyżej 20%, czasem 30–40%. Górny poziom gliny morenowej w profilu Kasparus zawiera od 13,0 do 23,3% ziaren obtoczonych, przeciętnie zaś około 18,0%, 48,5–67,0% ziaren częściowo obtoczonych oraz 13,6–33,5% ziaren kanciastych. Wartości współczynnika obtroczenia zawierają się w przedziale 1,0–1,37, średnio 1,17. Nieco tylko lepsze obtroczenie mają kwarcy z poziomu dolnego gliny w tym profilu,  $R = 1,05$ , przy większej frekwencji ziaren częściowo obtoczonych i obtoczonych. W glinach profilu Bukowiny zależności pomiędzy poszczególnymi klasami obtroczenia układają się na podobnym poziomie, z tym że w glinie dolnej jest nieco mniej ziaren częściowo obtoczonych. Większe różnice

w obtroczeniu ziaren kwarcu zaznaczają się w profilu Sztynort, gdzie dla gliny najstarszej wartości współczynnika obtroczenia  $R$  wynoszą poniżej 1, a więc ziarna kwarcu są lepiej obtoczone, prawdopodobnie z powodu domieszki materiału mineralnego z lokalnego podłoża neogeńskiego.

Gliny morenowe z międzyrzecza Bugu i Narwi charakteryzują się dość podobnymi wartościami współczynnika obtroczenia ziaren kwarcu. W profilu Nowa Wieś we wszystkich poziomach glin morenowych najczęściej jest ziaren częściowo obtoczonych (40–50%). Na ogół liczba ziaren kanciastych przeważa nad obtoczonymi, chociaż zależności te mogą być zmienne. Współczynnik obtroczenia  $R$  osiąga wartości od poniżej 1,0 do maksymalnie 1,47, najczęściej 1,10–1,30. Najstarszy w tym profilu poziom gliny morenowej wykazuje wpływ materiału mineralnego z neogenu, co uwidacznia się niższymi wartościami  $R$  od 0,80 do 0,98. W tym profilu jeszcze mniejsze wartości współczynnika  $R$ , przy minimalnym udziale ziaren kanciastych, mają piaski leżące w bezpośrednim podłożu osadów sedymentacji plejstoceńskiej.

Nieco inne relacje między klasami obtroczenia występują w poziomach glin morenowych w profilu Wólka Pietkowska (Kenig, 1985b). Współczynniki obtroczenia mają tu na ogół wartości niewiele powyżej 1, a w wielu przypadkach poniżej. W profilu tym wartości dla zbadanych poziomów wynoszą odpowiednio:

glina górna	$R = \sim 1,0$	$K = O$
glina środkowa	$R = 0,58–1,25$	$K > O$
glina najniższa	$R = 1,01–1,17$	$K > O$

Zarówno te wyniki, jak i wiele innych wskazują, że w osadzie glacialnym, jakim jest glina morenowa, ziarna kwarcu zaokrąglone lub częściowo obtoczone mogą być zarówno matowe, jak i błyszczące oraz wszelkie typy pośrednie. Natomiast udział kanciastych ziaren kwarcu jest znacznie mniejszy. Inne osady glacialne, np. niektóre osady fluwioglacjalne pochodzące z krótkiego transportu, cechują się podobnie złym obtroczeniem kwarcu, wyrażonym wartościami współczynnika  $R$  powyżej 1, często przewyższającymi wartości uzyskane dla glin morenowych. Jednocześnie zmiana udziału typów ziaren kwarcu w najniższych glinach w tym profilu jest kolejnym dowodem znacznej roli podłoża, po którym przesuwali się kolejne lądolody skandynawskie. Początkowo podłożem tym były skały neogenu i/lub paleogenu z dużą zawartością ziaren obtoczonych, a następnie już młodsze osady plejstoceńskie. Osady piaszczyste z bezpośredniego podłoża neogeńskiego w tym profilu mają wartości  $R = 0,87–0,96$ , przy małej przewadze ziaren obtoczonych nad kanciastymi i ogólnej dominacji ziaren częściowo obtoczonych.

Taki skład różnych grup obtroczenia ziaren kwarcu oraz inne cechy klastycznych składników glin morenowych pozwoliły na stwierdzenie konserwującej roli lodu lodowcowego (Racinowski, 1966).

Od lat 80. analiza obtroczenia ziaren kwarcu z glin morenowych, ze względu na małą przydatność do celów litostratygraficznych, nie jest już wykonywana w opracowaniach SMGP 1:50 000.

## Obróbka

Badanie obróbki ziaren kwarcu z glin morenowych nie jest często stosowanym narzędziem badań litologicznych tego osadu.

Analiza obróbki ziaren kwarcu polega na określeniu ich kształtu z jednoczesnym uwzględnieniem rodzaju jego powierzchni. Jest to analiza morfoskopowa, wprowadzona przez Cailleux (1942) z licznymi późniejszymi modyfikacjami. We frakcji 0,8–1,0 i 0,5–0,8 mm wydziela się główne typy ziaren kwarcu: bez obróbki, świeże ziarna NU (*non-uses*), obtoczone błyszczące EL (*emousses-luisant*) ze środowiska wodnego oraz okrągłe matowe RM (*round-mate*) kształtowane w środowisku eolicznym. Dalsza klasyfikacja została uzupełniona o ziarna pośrednie (EM), pęknięte (C), pośrednie błyszczące (EM/EL) i pośrednie matowe EM/RM (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 1998). Tak rozbudowana klasyfikacja pozwala (pośrednio) na określenie środowiska depozycji osadu, a właściwie środowisk kształtowania ziaren kwarcu i jego następnych transformacji.

W środowisku glacialnym, w którym formowała się glina morenowa, obserwuje się znaczne urozmaicenie typów ziaren kwarcu. Charakterystyczne jest, że świeżych ziaren typu NU w glinie nie jest dużo; od kilku do kilkunastu procent, najczęściej około 3–5% w rejonie Bielska Podlaskiego w zasięgu zlodowacenia warty (Brud i in., 2001), a w glinach tego zlodowacenia w rejonie Łodzi do 5%. Przeważającym typem ziaren kwarcu w tym rejonie są ziarna obtoczone matowe (RM), które łącznie z dodatkowo wyróżnianymi podtypami stanowią prawie 50% (Nalewajko, 1982; Klatkowa, 1993).

Natomiast zmienny w większym zakresie (5–10%) jest udział ziaren obtoczonych matowych w profilu Lesiów położonym na Równinie Radomskiej i, jak wynika z diagramu w pracy Goździka i Wiatrak (2001), najwyższe wartości utrzymują się w stropie górnej warstwy gliny morenowej. Wyniki badania obróbki ziaren kwarcu pozostają w ogólnych zarysach w zgodzie z zawartością ziaren kanciastych, określonych metodą fotograficzną obtoczenia, uwzględniając różnice metody, tj. badanej frakcji, co było sygnalizowane w poprzednim rozdziale.

Ostatnio większą uwagę zwraca się na obecność ziaren RM typu eolicznego, występujących w zmiennych zawartościach w profilach glin morenowych (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2001). W profilu Olszewo Węgorzewskie (Pochocka-Szwarc i in., 2001) najstarsza, najniżej leżąca dwudzielna glina morenowa, datowana na zlodowacenie narwi, zawiera minimalną liczbę ziaren obtoczonych matowych (RM) i pośrednich (EM/RM). Dopiero gliny najwyższej leżące zlodowacenia wisły zawierają 2–3% ziaren RM i 2–14% ziaren EM/RM. Natomiast gliny z profili położonych na południe i zachód mają większy udział ziaren obtoczonych matowych. W glinach morenowych profilu Kozły ziaren z cechami eolizacji (RM) jest od kilku do 10%, a udział ziaren pośrednich dochodzi do 20% (Brud i in., 2001). Podobny rząd wielkości ziaren obu typów stwierdzono w glinie profilu Galumin. Może to świadczyć o długości trwania procesów

eolicznych, który wydłużał się ze wschodu ku zachodowi oraz z północy na południe, jak wynika z interpretacji udziału eolizowanych ziaren kwarcu u schyłku ostatniego zlodowacenia (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2001).

Na podstawie zmiennego udziału ziaren obtoczonych matowych i pośrednich Woronko (2001) potwierdziła dwudzielność facjalną gliny morenowej w odsłonięciu Dębe położonym na północ od Warszawy. W glinie niższej typu *lodgment till* zawartość ziaren obtoczonych matowych mieści się w zakresie 8,7–36,2%, podczas gdy w glinie górnej typu spływowego *flow till* – w przedziale 28,3–37,3%. Różnice te dotyczą obu badanych frakcji (0,8–1,0 i 0,5–0,8 mm). Dodatkowo w piaszczystych osadach podścielających glinę w tym odsłonięciu wysoki jest udział eolizowanych ziaren kwarcu.

Natomiast duże zawartości ziaren obtoczonych matowych występują w glinach morenowych rejonu doliny środkowej Wisły. W stanowisku Czekarzewicze osiągają 36–48% (Goździk, Maruszczak, 2001). Na uwagę zasługuje fakt, że gliny te leżą na silnie eolizowanych piaskach fluwioperyglacialnych. Stanowiły one obszar pobieranego materiału źródłowego przez nasuwające się lądolody, zwłaszcza wieku odry.

Innym sposobem określenia obróbki ziaren kwarcu jest metoda graniformometru spychaczowego Krygowskiego (1964). W metodzie tej rozdzielanie ziaren kwarcu na typy następuje w wyniku staczania się ich po zmatowiałej płycie ustawianej pod różnym kątem. Na tej podstawie wyliczane są procentowe zawartości poszczególnych typów obróbki ziaren ( $\alpha$  – ziarna bez obróbki,  $\beta$  – ziarna o pośrednim typie obróbki,  $\gamma$  – ziarna o dobrej obróbce) oraz wskaźniki obróbki ( $W_o$ ) i niejednorodność obróbki ( $N_m$ ).

Z badań Nalewajki (1982) wynika, że w glinie morenowej rejonu łódzkiego najwięcej jest ziaren typu  $\beta$ . Na drugim miejscu znajdują się ziarna typu  $\alpha_2$ , a najmniej jest ziaren typu  $\gamma$ . Większe zróżnicowanie typów i stopnia obróbki obserwowane jest w osadach supraglacialnych niż w glinach morenowych (Klatkowa, 1993; Mycielska-Dowgiałło, 1995).

Obecnie wyniki analiz obróbki ziaren kwarcu z glin morenowych dotyczą głównie zawartości ziaren typu gamma ( $\gamma$ ) i służą do uwypuklenia różnic genetyczno-środowiskowych pomiędzy tymi osadami a sąsiadującymi osadami piaszczystymi różnej facji i genezy. Jednak nie należy dopatrywać się konsekwentnych różnic w zawartości ziaren o różnej obróbce w profilu pionowym gliny morenowej. Często widoczna jest szybko następująca zmienność ich zawartości. W glinie morenowej zalegającej od stropu w profilu Lesiów ilość ziaren  $\gamma$ , oscylując wokół 10 lub 20%, wykazuje znaczną zmienność (Goździk, Wiatrak, 2001).

Po latach doświadczeń w stosowaniu metody graniformometru spychaczowego ostatnio pojawiają się opinie o ograniczeniach możliwości jej interpretacji. Dotyczy to wyników zarówno jednego profilu, jak i zmienności między profilami (dotyczącej środowisk depozycji różnych osadów; Goździk, Maruszczak, 2001, Goździk, Wiatrak, 2001; Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2001). Analizę porównawczą różnych metod obróbki ziaren kwarcu przedstawił Goździk (2001).

Łącznie z metodą graniformometru często stosuje się oznaczenie stopnia zaokrąglenia ziaren kwarcu przez porównanie z sylwetkami wzorcowymi tych ziaren według skali Krumbeina (1941). Badane są wtedy ziarna wielkości 0,1–0,9 mm. Gliny w profilu Lesiów wykazują stopień zaokrąglenia ziaren kwarcu 0,5–0,7 w skali Krumbeina (Goździk, Wiatrak, 2001). Wielokrotnie okazuje się, że najlepsze wyniki w interpretacji środowisk depozycji osadu uzyskuje się stosując jednocześnie kilka metod analizy obróbki ziaren kwarcu.

Dla uzupełnienia pełnego wachlarza stosowanych w przeszłości metod warto jeszcze przypomnieć krótko stosowaną metodę określania fizjografii ziaren kwarcu (Kenig, 1997). Analiza ta była wykonywana pod lupą binokularną we frakcji 0,50–0,25 mm w preparatach glicerynowych na białym lub czarnym tle w świetle odbitym. Wyróżniano siedem typów ziaren kwarcu. Największą frekwencję miały ziarna przezroczyste i półprzezroczyste z wrostkami, spękane. W ich zawartości procentowej występowały niewielkie różnice między profilami zbadanych glin morenowych. Natomiast najwyraźniejsze różnice zaznaczały się w osadach piaszczystych w większej frekwencji ziaren kwarcu opalizującego i zabarwionego w piaskach neogenu w stosunku do piasków plejstoceńskich (Rzechowski i in., 1968; Kenig, 1972, 1977). Od dawna metoda ta ma jedynie znaczenie historyczne, ale zwróciła uwagę na cechy fizjograficzne ziaren kwarcu, pomagające w rozpoznaniu udziału materiału piaszczystego z podłoża w osadach plejstoceńskich, w tym glinach morenowych.

### Mikrorzeźba powierzchni

Z powierzchni ziaren kwarcu badanego w mikroskopie elektronowym można odczytać historię, jaką przebyło ziarno w różnych środowiskach sedymentacji i transportu oraz przebieg późniejszych zmian posedymentacyjnych w miejscu depozycji chwilowej lub ostatniej oraz w obszarze źródłowym. Ze względu na odporność na wietrzenie mechaniczne i chemiczne kwarc jest ważnym nośnikiem informacji o procesach zachodzących w trakcie transportu i depozycji.

Początkowo badano ziarna kwarcu, pochodzące z różnych środowisk, poprzez poszukiwanie cech diagnostycznych mogących pomóc w określeniu miejsca depozycji. W wyniku takich badań zarysowała się możliwość odróżnienia genezy zniszczonej na skutek procesów fizycznych, dającej efekt zmatowienia, powierzchni typu eolicznego od powierzchni zniszczonej na skutek procesów rozpuszczania, wytrawiania i wytrącania krzemionki. Te ostatnie procesy mogą łatwiej zachodzić w środowisku o zmiennym pH powyżej 9.

Początkowo badania takie były prowadzone w transmisyjnym mikroskopie elektronowym (TEM) za pomocą uciążliwej metody replik i możliwości niezbyt dużych powiększeń. W następnych latach weszła w użycie aparatura elektronowego mikroskopu skaningowego (*Scanning Electron Microscope*, SEM), z zastosowaniem prostej preparatyki, polegającej na napyłaniu w próżni złotem w obecności elek-

trody węglowej. Najczęściej badane są frakcje piaszczyste, głównie 1,0–0,5 mm (Rywocka-Kenig, 1997).

Pierwsze doniesienia o wynikach badań powierzchni ziaren kwarcu z gliny morenowej w SEM pochodzą z lat 70. Początkowo były to prace głównie zagraniczne (Krinsley, Doornkamp, 1973; Whalley, Krinsley, 1974; Vincent, 1975), a następnie polskie (Mycielska-Dowgiałło, Krzywobłocka-Laurow, 1976; Kenig, 1977, 1980, 1985a, 1988; Goździk, Mycielska-Dowgiałło, 1988a, b).

Ostatnio dodatkowym ułatwieniem jest stosowanie przystawki *Energy dispersive spectrometer* (EDS) (Mahaney, 2002) – mikroskopy umożliwiającej określenie jakościowego składu chemicznego w sposób punktowy lub liniowy i wspomaganego przez XRD do badań minerałów ilastych. Największe usługi metoda ta oddaje przy rozpoznaniu minerałów niekwarcowych lub innych wtórnych kryształów, a także charakteru oskorupień ziarna, np. otoczki z glinokrzemianów – zeolitów.

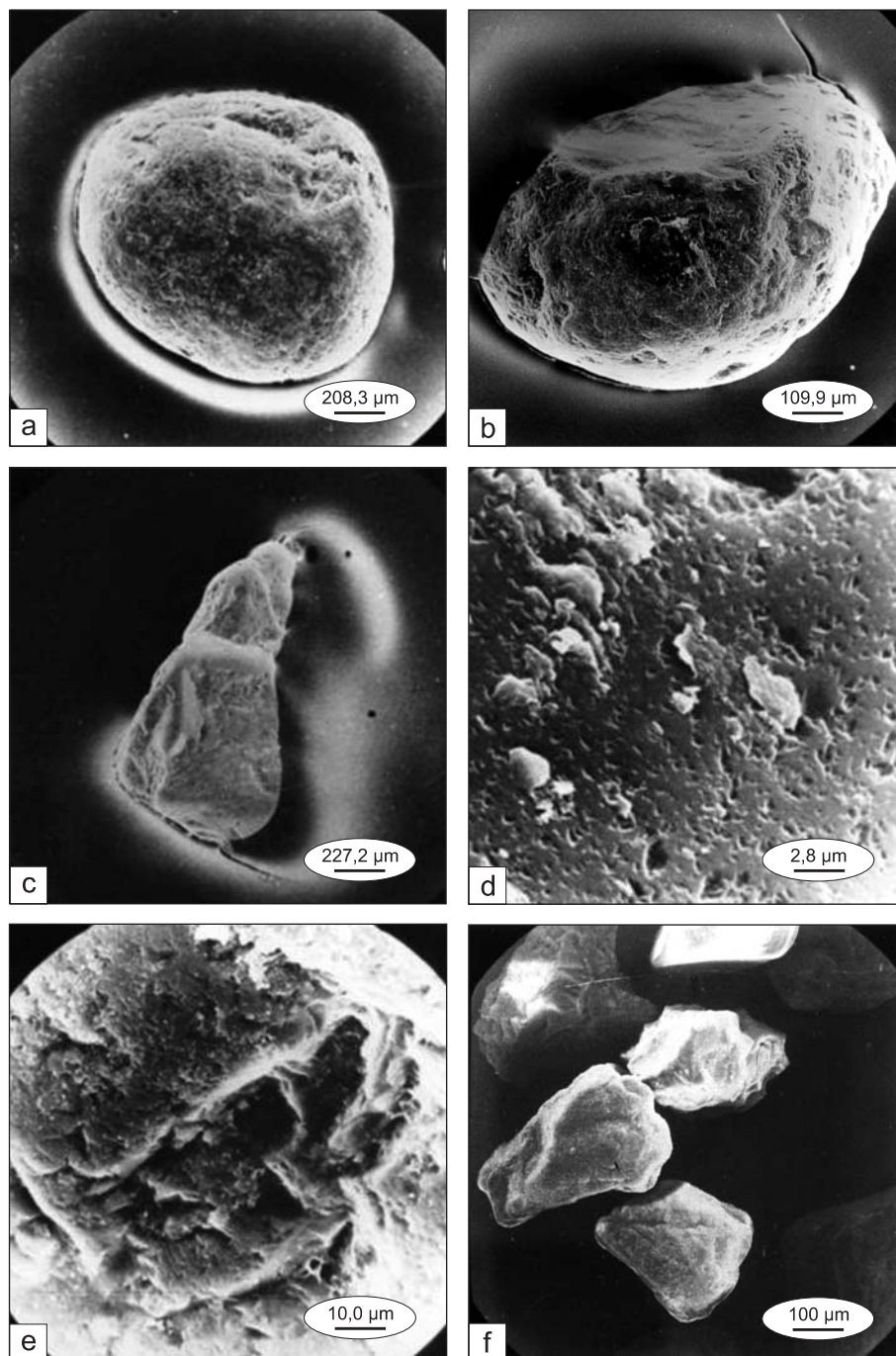
W celu uporządkowania nazewnictwa trzeba przypomnieć, że w literaturze anglojęzycznej pojęcie mikrorzeźby powierzchni ziaren kwarcu odpowiada pojęciu *surface microtextures* (Rywocka-Kenig, 1997; Mahaney, 2002). Wraz z przyrostem informacji wynikła potrzeba statystycznego uporządkowania danych (Baker, 1976; Kenig, 1988).

W glinie morenowej w profilu Wólka Pietkowska (Kenig, 1985b) obecne są głównie ziarna obtoczone o zmatowiałej powierzchni typu eolicznej, jak również z silnymi wytrąceniami chemicznymi. Niewiele jest ziaren obtoczonych błyszczących, redeponowanych ze środowiska wysokoenergetycznego plażowego. Mało jest też świeżych ziaren ostrokrawędzistych. Obecność na ziarnach kwarcu cech zwietrzenia chemicznego pozwoliła na ocenę procesów diagenetycznych zachodzących w różnowiekowych poziomach badanej gliny morenowej (Kenig, 1977, 1985b, 1988). Najbardziej zaznaczyły się one w stropowej części najniższej gliny morenowej poziomu P3. Panowały wtedy warunki sprzyjające chemicznemu rozpuszczaniu powierzchni ziaren kwarcu (pH >9 wód gruntowych) oraz zmiana natężenia CO<sub>2</sub>. Jednocześnie, na skutek procesów mrozowych, ziarna ulegały spękaniom. Liczna obecność różnych form rzeźby powierzchni kwarcu może potwierdzać długi okres sprzyjający powstawaniu tych form. Podobne obserwacje dotyczą również stropowej części poziomów gliny w tym profilu i są wynikiem szeroko pojętych procesów hipergenicznych zachodzących na powierzchni moreny w środowisku aeralnym.

Uzupełnieniem danych z tego i innych profili jest wniosek, że na ziarnach kwarcu pochodzących z glin morenowych zaznacza się mniej cech diagenetycznych niż na ziarnach pochodzących ze współczesnej moreny lodowca Gås na Spitsbergenie (Kenig, 1980).

Wyniki badań ziaren kwarcu w SEM mogą też dostarczyć wspomagających informacji do przeprowadzenia korelacji litostratigraficznej poziomów glin morenowych. Tak było w przypadku gliny starszej, niżej występującej w klifie Orłowo (Zatoka Gdańska), podobnej do gliny stwierdzonej sondą w obrębie Ławicy Słupskiej i Południowej Ławicy Środkowej (Kenig, 1995b). Świadczyło o tym występowanie





**Fig. 18. Mikrofotografie powierzchni ziaren kwarcu z gliny morenowej w SEM**

**a** – ziarno obtoczone, matowe, **b** – przelamane ziarno częściowo obtoczone, matowe, **c** – ziarno częściowo obtoczone, matowe, **d** – v-kształtne nacięcia typowe dla środowiska wysokoenergetycznego brzegowego, z drobnymi łuskami krzemionki na powierzchni, **e** – trójkątne nacięcia abrazyjne, w obniżeniach powierzchni pył krzemionkowy, **f** – ziarna ostrokrawędziste frakcji 0,1–0,05 mm; a–e ziarna 1,0–0,5 mm

SEM microphotograph of quartz grains from till

**a** – rounded dull grain, **b** – broken subrounded frosted grain, **c** – subrounded frosted grain, **d** – v-shaped pits typical of high-energy coastal environment, with tiny silica flakes on the surface, **e** – triangular abrasion incisions (silica silt in depressions), **f** – 0.1–0.05 mm fraction angular grains; a–e 1.0–0.5 mm sized grains

podobnych cech abrazyjnych i eolicznych na powierzchni ziaren kwarcu, jak również cech postsedymentacyjnych, świadczących o procesach mrozowych zachodzących w uwodnionym środowisku.

Natomiast w glinie morenowej (wieku odry) podścielającej lessy w profilu Sandomierz znajdują się głównie obtoczone ziarna kwarcu o zmatowiałej, eolizowanej powierzchni, jak również redeponowane ziarna obtoczone błyszczące, przy całkowitym braku ziaren kanciastych (Kenig, 2006). Ziarna kwarcu znajdujące się w glinie morenowej (fig. 18) pochodzą z różnych środowisk (Kenig, 1991b, 1995b, 2007).

Taka zawartość typów ziaren kwarcu oraz charakter ich powierzchni potwierdzają konserwującą rolę lodu, na co

zwracała już uwagę Kenig (1988). Również świadczy to o wpływie materiału klastycznego transportowanego z bliskich obszarów alimentacji. Podobne spostrzeżenia wypowiadają Mahaney i Kalm (1995) oraz Mahaney (2002), rozpoznając znaczny udział ziaren kwarcu pochodzącego z lokalnych, słabo zwięzłych piaskowców dewońskich w glinach morenowych środkowej Estonii.

Mały udział świeżych kanciastych ziaren kwarcu w osadach glacialnych (glinach morenowych) zaobserwowała także Woronko (2001). Autorka ta, wykorzystując wyniki analizy mikroskopii elektronowej SEM łącznie z analizą mikroskopową Cailleux i Krumbeina, wyróżniła siedem typów ziaren kwarcowych dla określenia środowisk depozycji różnych osadów, w tym też i gliny morenowej w profilu Dębe.

## MINERAŁY CIĘŻKIE

Analiza składu mineralnego frakcji ciężkiej jest jedną z ważniejszych metod służących do przedstawienia charakterystyki litologicznej osadów czwartorzędowych. W przypadku glin morenowych analiza minerałów ciężkich dostarcza danych do ich charakterystyki facjalnej, określenia obszarów alimentacji oraz w ograniczonym zakresie stwierdzenia procesów hipergenicznych (Racinowski, 1995; Kenig, Marks, 2001; Kenig, 2005). Pomimo że nie dostarcza ona podstaw do przeprowadzenia wyróżnień litostratygraficznych (Iłaszkeski, Racinowski, 1979; Kenig, 1991a, 1999a, 2005; Racinowski, 1995), można z niej uzyskać informacje przydatne do korelacji przestrzennej regionalnych poziomów glin morenowych oraz ustalania kierunków nasunięć łądolodów (Gronkowska, Kenig, 1974; Kenig, 1991a, 2004; Masłowska, 1999). Od dawna pokładano duże nadzieje w wynikach analizy minerałów ciężkich i możliwościach wykorzystania ich do korelacji litostratygraficznych glin morenowych. Jednak w praktyce okazało się, że nadzieje takie nie zostały spełnione. Powszechnie wiadomo, że minerały ciężkie pospolicie występują w różnych utworach plejstocenских, lecz w niewielkich ilościach. Zawartość ich nie przekracza 1%. Ich definiujące cechy podaje m.in. Racinowski (1973, 1995). Właściwości minerałów ciężkich pozwalają na pogrupowanie ich ze względu na odporność na niszczenie fizyczne i chemiczne, jak również uwzględniając ich ekwiwalenty hydrodynamiczne i aerodynamiczne. Duża względna zawartość minerałów ciężkich odpornych na niszczenie miała świadczyć o starszym wieku całego osadu, np. glin morenowych. Jednak takie założenie w praktyce nie zawsze się potwierdza.

Po wielu latach doświadczeń okazało się, że najlepsze wyniki badania składu minerałów ciężkich można uzyskać z frakcji drobnopiaszczystej 0,25–0,10 mm (Gwyn, Dreimanis, 1979; Racinowski, 1995). Większość ziaren mineralnych ma bowiem w tej frakcji największą lub zbliżoną do niej frekwencję. Natomiast we frakcjach drobniejszych występuje podwyższona liczba ziaren bardzo odpornych. Nale-

ży dodać, że frakcję 0,25–0,10 mm stosuje się najczęściej do badań gliny morenowej, osadów piaszczystych i mułkowo-piaszczystych.

Obszerny przegląd literatury dotyczącej zastosowania minerałów ciężkich do badań różnych osadów i środowisk depozycji podał Racinowski (1993). Z metodycznego punktu widzenia niezmiernie ważne jest porównywanie wyników analiz wykonywanych tą samą metodą i tylko z jednakowych frakcji (Racinowski, 1992, 1995; Kenig, 1999b). Osady bardzo drobnofrakcyjne, jak np. lessy, są badane w zakresie frakcji 0,10–0,05 mm (Kenig, 1991b) lub 0,05–0,01 mm (Chlebowski, Lindner, 1986, 1992). W uzasadnionych przypadkach minerały ciężkie z glin bardzo ilastych były analizowane we frakcji 0,10–0,05 mm, jak w glinie z małośrednicowych rdzeni wiertniczych na Ornaku (Kenig, Lindner, 2001).

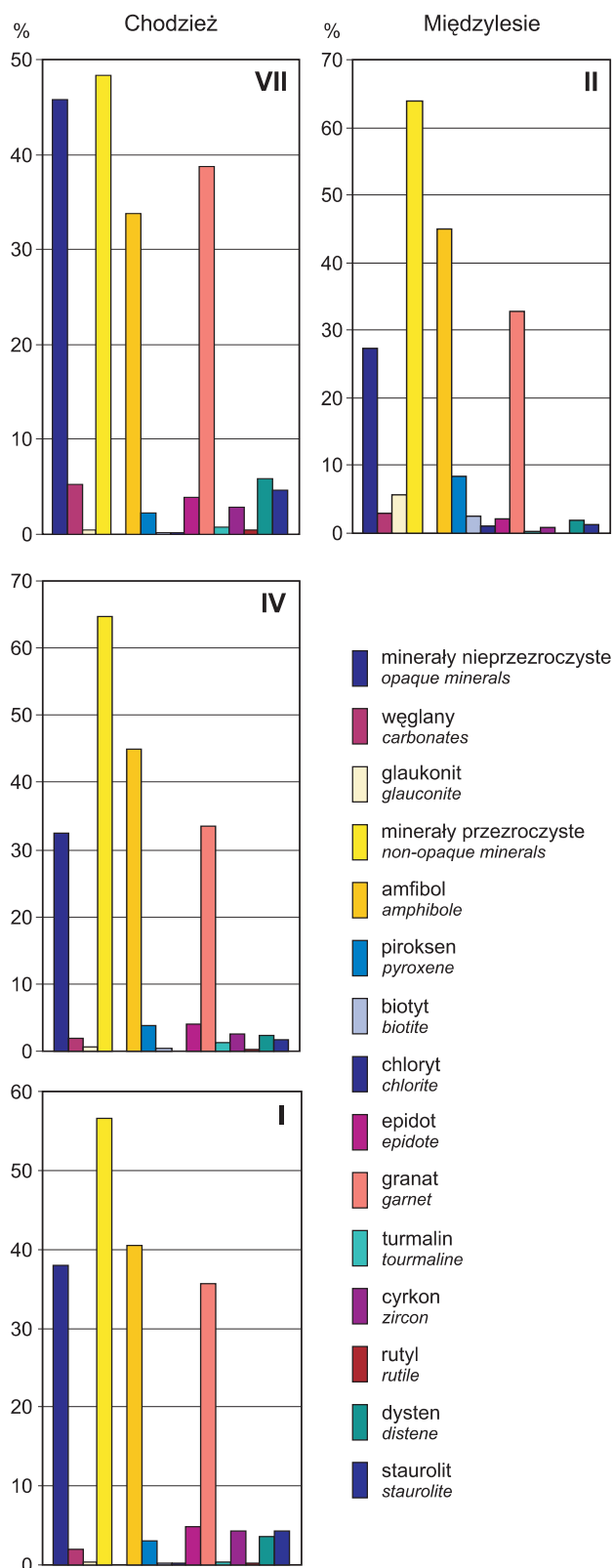
Omawiane poniżej analizy minerałów ciężkich zostały wykonane według jednakowych założeń metodycznych oraz jednolitej procedury analitycznej (Kenig, 1999b), stosowanej w opracowaniach do SMGP w skali 1:50 000.

Z wyplukanej z gliny frakcji 0,25–0,10 mm pobiera się 10 g do rozdzielenia w bromoformie o ciężarze właściwym 2,89/cm<sup>3</sup> lub innej cieczy ciężkiej o podobnym ciężarze właściwym. Z uzyskanej frakcji ciężkiej, po zważeniu, wykonuje się preparat utwardzony w balsamie kanadyjskim lub w odpowiednich żywicach. Następnie w takim preparacie oznacza się w mikroskopie polaryzacyjnym następujące grupy:

- minerały nieprzezroczyste (rudne); są to tlenki (najczęściej ilmenit) i siarczki (głównie piryt),
- minerały węglanowe (kalcyt i dolomit) oraz najczęściej występujący syderyt,
- glaukonit, występujący zazwyczaj w postaci skupień,
- szczątki fauny,
- minerały przezroczyste.

Wymienione 5 grup tworzy w sumie 100%.

Analizę minerałów przezroczystych prowadzi się do uzyskania 300 ziaren. Wyróżnia się w tej grupie 17 minerałów, uporządkowanych od najmniej odpornych. Są to: am-



**Fig. 19. Skład minerałów ciężkich w poziomach glin morenowych w profilach Chodzież i Międzyzlesie (wg Kenig, 2003c)**

Zlodowacenia: I – nidy, II – san 2, IV – odry, VII – warty

Heavy minerals composition in till horizons of the Chodzież and Międzyzlesie sections (after Kenig, 2003c)

Glaciations: I – Nidanian, II – Sanian 2, IV – Odranian, VII – Wartanian

fibole, pirokseny, biotyt, chloryt, epidot, granaty, turmalin, cyrkon, rutyl, tytanit, dysten, staurolit, andaluzyt, sylimanit, apatyt, topaz i korund. Pozostałe występujące minerały mogą być umieszczone w grupie „inne” lub „zwietrzałe”. Nie wydziela się natomiast muskowitu, który jako minerał blaszkowy ma zdolność rozwarstwiania, a dodatkowo ze względu na zmienny ciężar właściwy może znajdować się zarówno we frakcji ciężkiej, jak i lekkiej. Następnie oblicza się procentowy udział minerałów przezroczystych (z 300 ziaren), traktując je jako 100%.

Stosowane są też inne szczegółowe badania niektórych minerałów przezroczystych, np. hornblendy (z grupy amfiboli). Uzyskane różnice stopnia obtoczenia tych ziaren pozwoliły (Majore i in., 1997) na rozpozniomowanie litostratygraficzne poziomów glin morenowych w licznych wierceniach w litewskiej części południowego Bałtyku. Natomiast we wcześniejszej pracy Ulst i Majore (1964) załączają rysunki czterech klas obtoczenia ziaren hornblendy w dwu przedziałach wielkości 0,25–0,10 i 0,10–0,05 mm.

W interpretacji wyników duże znaczenie może mieć rozpatrywanie minerałów przezroczystych w podziale na dwie grupy: minerałów nieodpornych na niszczenie oraz łącznie minerałów odpornych i bardzo odpornych na niszczenie. Do minerałów nieodpornych zaliczono amfibole, pirokseny i biotyt, zaś do minerałów odpornych i bardzo odpornych: granaty, turmalin, cyrkon, rutyl, dysten i staurolit. W większości przypadków obserwowana jest zależność między minerałami osiągającymi największą frekwencję, a mianowicie jest to relacja granaty–amfibole. Pozostałe minerały mają niewielki udział. Chociaż w sytuacjach, kiedy wyjątkowo ma miejsce znaczny udział biotytu czy piroksenu, proporcje te mogą być zakłócone. Pozostałe minerały o minimalnym udziale nie mają wpływu na dalsze rozważania.

Szczegółowe wyniki analiz minerałów ciężkich w takim ujęciu zostaną przedstawione na przykładzie badań z rejonu Piły i Olsztyna (Kenig, 2002, 2003a, 2004). W rejonie Piły zbadano 18 profili wiertniczych zawierających 59 warstw gliny morenowej. Wykonano 238 analiz minerałów ciężkich, najczęściej 1–14 analiz w warstwie. Warstwy te należą do 8 poziomów litostratygraficznych. W rejonie Olsztyna zbadano 19 profili wiertniczych, w których określono 66 warstw glin morenowych dokumentowanych przez 262 analizy, zawierające się w przedziale 1–13 analiz dla warstwy i przyporządkowane do 9 poziomów litostratygraficznych. A więc łącznie do interpretacji uzyskano bazę danych składającą się ze 125 warstw gliny morenowej i 500 analiz, co dało 10 500 oznaczeń mineralnych.

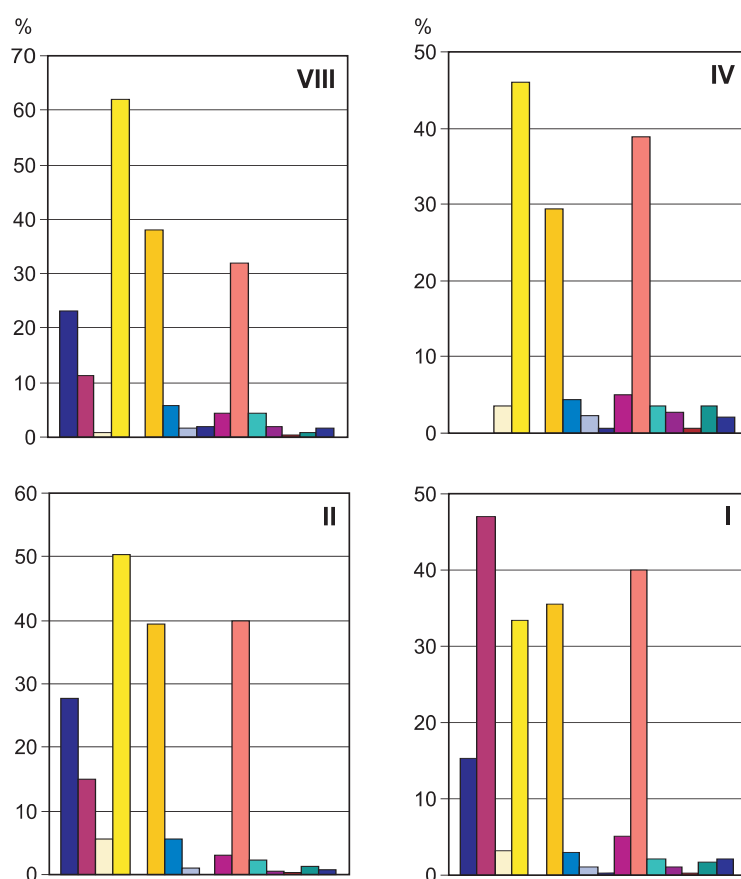
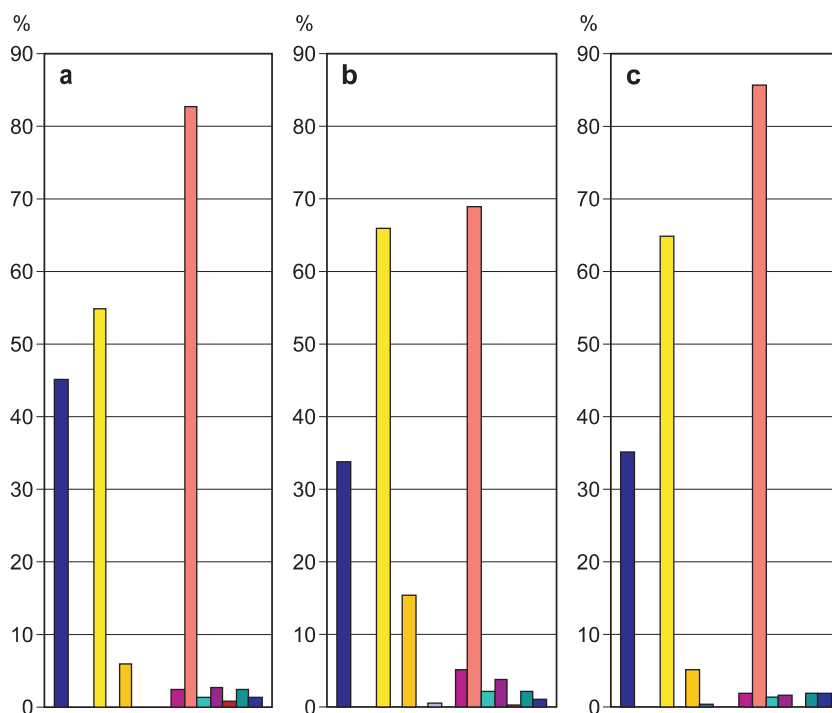
W rejonie Piły zauważa się duże podobieństwo jakościowe i ilościowe w zestawie minerałów przezroczystych w poszczególnych poziomach litostratygraficznych. I tak asocjacja mineralna granat–amfibol lub przemiennie amfibol–granat jest powszechna we wszystkich poziomach (fig. 19). Nie zakłóca to jednak ogólnej tendencji znacznej przewagi minerałów odpornych w poszczególnych poziomach, jak i całym rozpatrywanym rejonie. Gliny poziomu najmłodszego na tym obszarze są silnie zwietrzałe. Charakteryzują się wysoką zawartością granatu (fig. 20a, b), nawet do 85,8%, przy mi-

**Fig. 20.** Skład mineralów ciężkich w zwietrzonych poziomach glin morenowych najmłodszych (złodowacenie wisły) w rejonie Piły (wg Kenig, 2003c); profile: a – Miłogoszcz, b – Krąpiel, c – Żelichowo

Objaśnienia przy figurze 19

Heavy minerals composition in the youngest (Vistulian Glaciation) weathered till horizons of the Piła region (after Kenig, 2003c); sections: a – Miłogoszcz, b – Krąpiel, c – Żelichowo

For explanations see Figure 19



**Fig. 21.** Skład mineralów ciężkich w poziomach glin morenowych w profilu Naterki (wg Kenig, 2003c)

Złodowacenia: I, II – Nidanian, IV – Sanian 1, VIII – wistły; pozostałe objaśnienia przy figurze 19

Heavy minerals composition in till horizons of the Naterki section (after Kenig, 2003c)

Glaciations: I, II – Nidanian, IV – Sanian 1, VIII – Vistulian; for other explanations see Figure 19



nimalnej obecności amfibolu 5,2% (fig. 20c). Powoduje to wysoką sumaryczną liczbę minerałów odpornych niemal we wszystkich profilach. Może to być także skutek rozmycia tych glin i późniejszych procesów hipergenicnych. Dotychczas mało jest opublikowanych danych potwierdzających obecność stref wietrzeniowych w poziomach glin morenowych na podstawie zawartości minerałów ciężkich.

Analiza podobnych zależności mineralnych w glinach morenowych w rejonie Olsztyna wykazuje nieco większe zróżnicowanie ilościowe głównych minerałów przezroczystych w wyróżnionych poziomach litostratygraficznych i w poszczególnych profilach. Przy podobnej przewadze granatów (54,5% poziom II Złote Góry, 38,8%, poziom IV Naterki, fig. 21) w glinach trzech poziomów litostratygraficznych (V, VI i VII) zachodzi relacja przeciwna, czyli asocjacja mineralna amfibol–granat. Jest pewna zmienność w poszczególnych profilach, ale ogólna tendencja jest właśnie taka. Zawartość amfiboli wynosi od 40,3% w profilu Linowo do 45,0% w profilu Międzyzlesie (fig. 19), a granatów – 32,8% w poziomie V (Międzyzlesie) i 39,0% w poziomie V (Augustówka). Maksymalna zawartość minerałów bardzo odpor-

nych dochodzi do 5,6% staurolit, 5,2% dysten, rzadziej turmalin 4,5%. Nie dają zauważyć się regularności w występowaniu regionalnym tych minerałów (Kenig, 2003c).

Rozpatrując relacje pomiędzy zawartością minerałów odpornych i bardzo odpornych w stosunku do nieodpornych, można wykazać znaczną przewagę minerałów odpornych nad pozostałymi (fig. 22). Jednak w niektórych poziomach gliny morenowej te zależności są przeciwne. Zakres zmian frekwencji minerałów odpornych jest znacznie większy w rejonie Piły (29,3–71,2%) niż w rejonie Olsztyna (41,4–55,5%). Proporcjonalnie odwrotne są zależności dotyczące minerałów nieodpornych. W rejonie Piły w niektórych poziomach litostratygraficznych można zaobserwować wzrost zawartości minerałów odpornych w kierunku młodszych poziomów (Kenig, 2004, z nawiązaniem do Lindner, Marks, 1999).

Ogólnie biorąc nie znajduje potwierdzenia sugestia o większej zawartości minerałów odpornych w starszych poziomach glin morenowych (Łydka, Turnau-Morawska, 1967). Jedynie znajduje tu odzwierciedlenie regionalne zróżnicowanie litologiczne podłoża oraz wynikająca z tego zmienność zawartości minerałów. Wyniki z tej pracy nie mogą

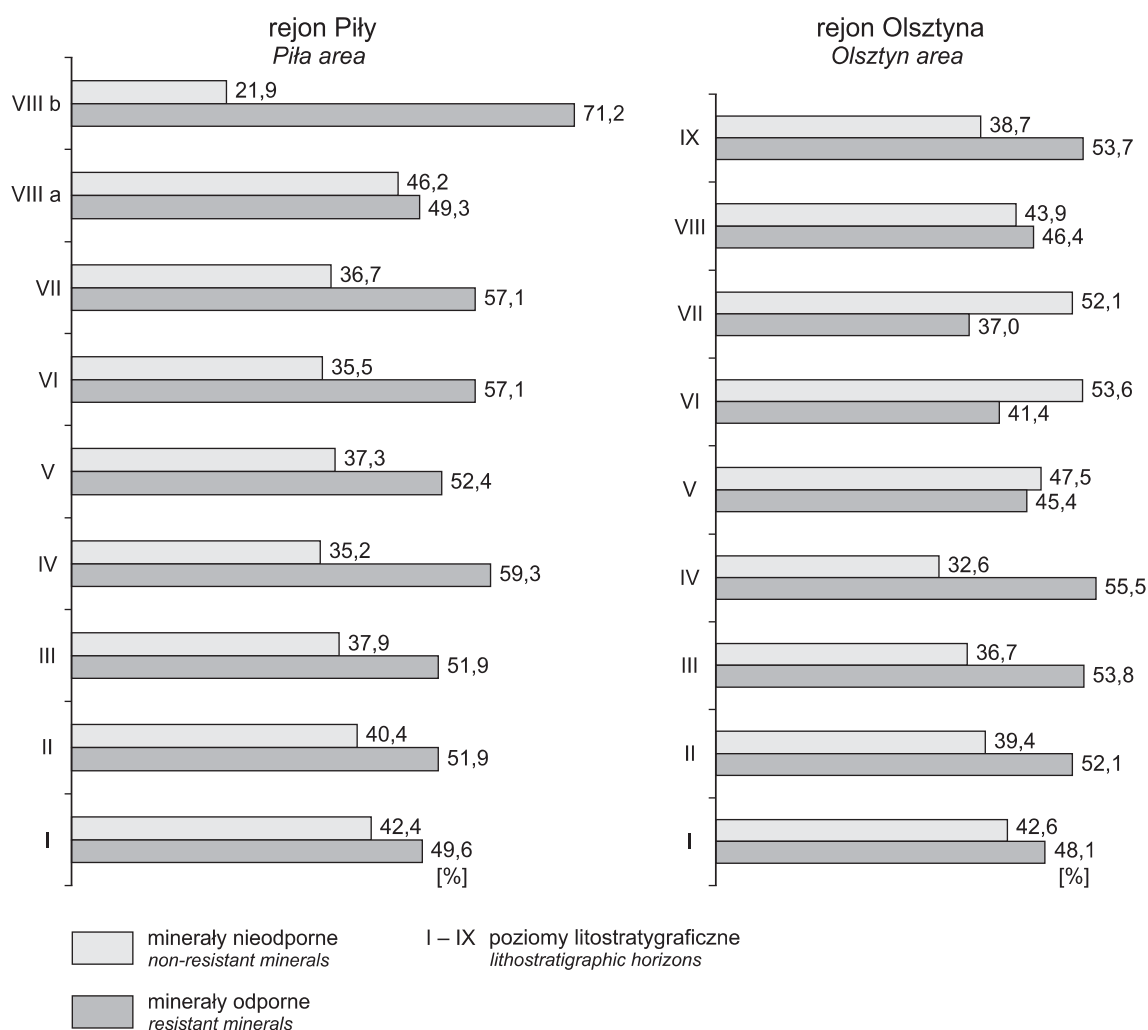


Fig. 22. Zawartość minerałów nieodpornych i odpornych w glinach morenowych (wg Kenig, 2004)

Contents of non-resistant and resistant minerals in tills (after Kenig, 2004)

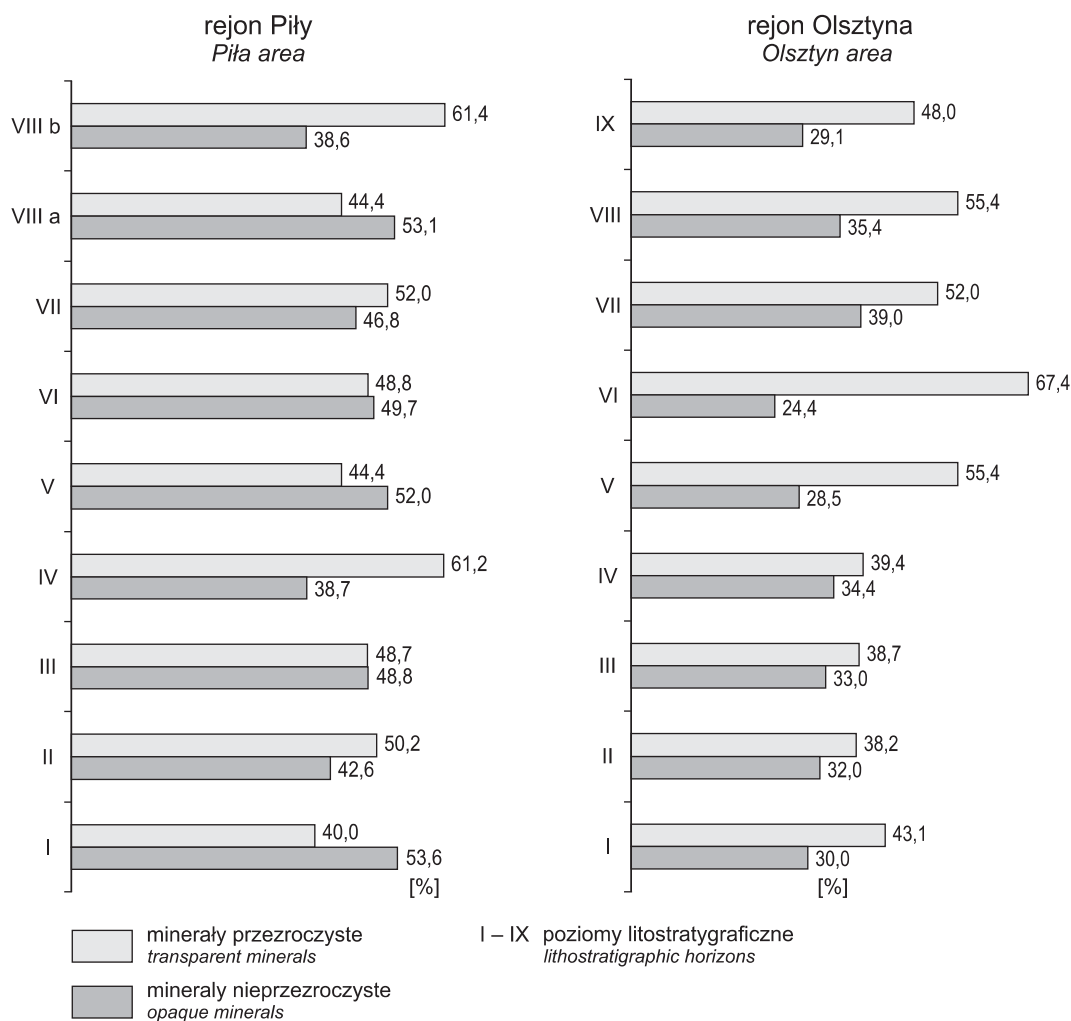


Fig. 23. Zawartość minerałów przezroczystych i nieprzezroczystych w glinach morenowych (wg Kenig, 2004)

Contents of transparent and opaque minerals in tills (after Kenig, 2004)

służyć do bezpośredniego porównania ze względu na inną metodykę analiz (objętościowe procenty liczone z całego osadu, nie z jednej frakcji).

Gliny morenowe we wszystkich poziomach litostratygraficznych w rejonie Olsztyna zawierają znacznie więcej minerałów przezroczystych niż nieprzezroczystych (fig. 23). Natomiast w rejonie Piły, przy znacznie większej rozpiętości wartości skrajnych, również jest przewaga minerałów przezroczystych, ale w dwu poziomach litostratygraficznych (I i V) zachodzi relacja przeciwna, czyli następuje dominacja minerałów nieprzezroczystych. O ile wytłumaczenie tego faktu może być prostsze w przypadku poziomu najstarszego (I) łatwiejszą dostawą minerałów rudnych pochodzących z różnych facji skał neogenu, tworzących bezpośrednie podłoże na drodze lądolodu, to w przypadku poziomu V nie jest to tak jednoznaczne i trzeba brać pod uwagę jeszcze inne czynniki. Przemawia za tym rozpiętość wyników w tym poziomie w różnych profilach, świadcząc o lokalnych uwarunkowaniach. Na procentową zawartość minerałów przezroczystych i nieprzezroczystych nie ma tu wpływu obecność

minerałów węglanowych, które osiągają w omawianym rejonie niską frekwencję (Kenig, 2003c).

Zawartość glaukonitu jest w obu porównywanych obszarach krańcowo różna. W rejonie Piły wynosi zaledwie od 0,1 do 0,6%, a w rejonie Olsztyna od 2,1 do 6,2%, a przynajmniej dziesięciokrotnie więcej (fig. 24).

Zawartość minerałów węglanowych w rejonie Piły wynosi od 1,3 do 7,1%, a w rejonie Olsztyna od 2,4% do 23,2% (Kenig, 2003c, 2004). Bardziej jednoznaczne wyniki dotyczą analizy ich zawartości w poziomach litostratygraficznych. W pierwszym przypadku uwidaczniają się dwa maksima zawartości tych minerałów, w poziomie V – 5,8%, i w poziomie najniższym I – 7,1%. Natomiast w rejonie Olsztyna zawartość minerałów węglanowych jest wyraźnie mniejsza w wyższych poziomach litostratygraficznych (V–VIII), przy pominięciu poziomu VIII ze skrajnie różnymi wartościami tylko w dwu profilach, a znacznie wyższa w poziomach I–IV (18,7–23,2%).

Gliny morenowe badane na Nizinie Śląskiej przez Badurę i in. (1998) wykazują w składzie minerałów ciężkich domina-

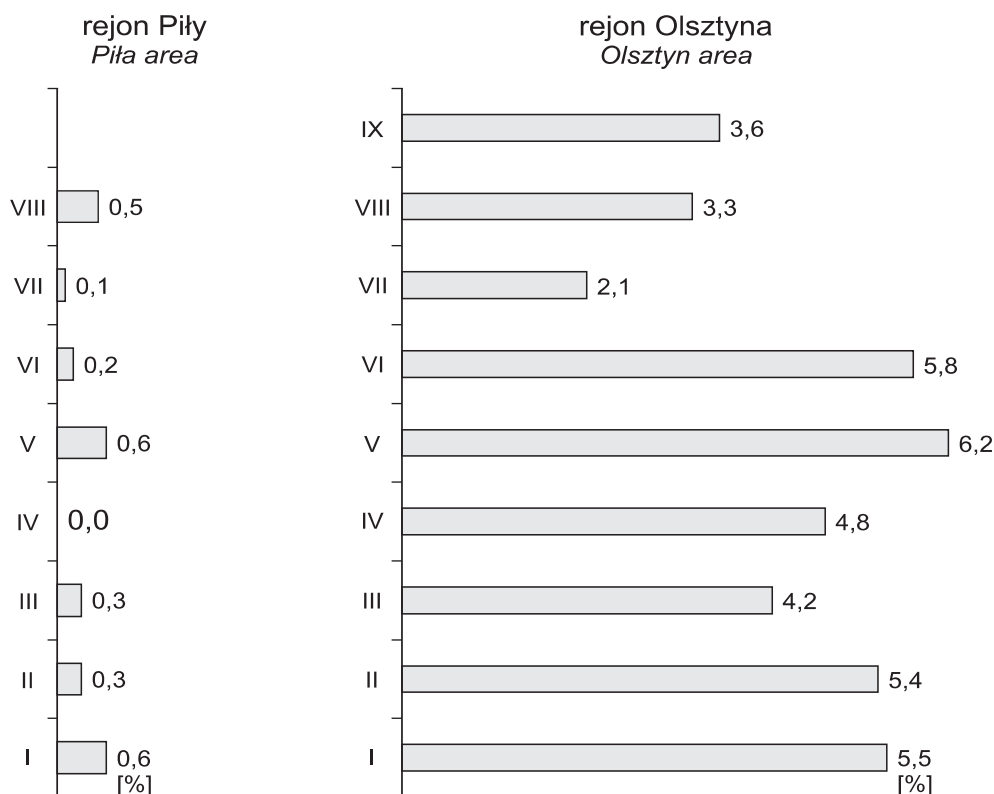


Fig. 24. Zawartość glaukonitu w glinach morenowych (wg Kenig, 2004); I–IX – poziomy litostratigraficzne

Glauconite content in tills (after Kenig, 2004); I–IX – lithostratigraphic horizons

cję granatów nad amfibolami, przy dość dużej zmienności tych głównych minerałów. W poziomie gliny dolnej, łączonej ze zlodowaczeniem południowopolskim, ilość granatów zawiera się w przedziale 35–56%, a amfiboli 19–33%, przy małym udziale staurolitu (6%), piroksenu (4–9%), cyrkonu (5%) i epidotu (3%). Poziom gliny środkowej, również pochodzącej z tych zlodowaceń, zawiera granaty w ilości 48–64%, amfibole 10–30%. W glinie górnej (wieku odry) granaty osiągają zawartość 39–59%, amfibole 18–25%, przy udziale cyrkonów (3–9%), staurolitu (5–9%) i piroksenów (4–7%).

Podobne proporcje głównych minerałów (granatów i amfiboli) w trzech poziomach glin morenowych z rejonu Szamotuł podali Choma-Moryl i in. (1991): 34–39% granatów i 26–27% amfiboli w poziomie najmłodszym, 37–42% granatów i 21–23% amfiboli w poziomie środkowym (stadiał warty) oraz 26–43% granatów i 25–34% amfiboli w poziomie dolnym (stadiał wilgi). W tym ostatnim w jednym z dwóch profili występuje wyjątkowo dominacja amfiboli (34%) nad granatami (26%).

W Polsce północno-wschodniej brak jest syntetycznych opracowań regionalnych dotyczących wyników badań minerałów ciężkich mogących służyć do porównań. Nieliczne dawniejsze dotyczą innych rejonów (Racinowski, 1969; Rzechowski, 1971, 1982; Gronkowska, Kenig, 1974; Kenig, 1991a). Ponadto dane te są rozproszone w licznych opracowaniach do SMGP 1:50 000 i dotyczą nie tylko osadów czwartorzędowych, ale również osadów starszego podłoża.

Osady neogenu, tworzące bezpośrednie podłoże osadów plejstocenijskich, mają różną charakterystykę mineralną w obu testowanych obszarach (Kenig, 2008a). Oprócz powszechnej dominacji minerałów nieprzezroczystych (do powyżej 95%) w rejonie Piły najczęściej występują granaty, amfibole i pirokseny. Miejscami towarzyszą im znaczące ilości staurolitu, andaluzytu, turmalinu i dystenu. Zawartość minerałów węglanowych jest bardzo zmienna i waha się od 0,7 do ponad 30%. Chodzi tu głównie o zawartość syderytu. Natomiast w rejonie Olsztyna powszechna jest asocjacja granat–turmalin–staurolit z udziałem amfiboli. Dlatego w rejonie Olsztyna większa jest możliwość ustalenia granicy neogen/czwartorzęd na podstawie zawartości minerałów nieprzezroczystych i minerałów węglanowych oraz odmiennych asocjacji minerałów przezroczystych. Natomiast w rejonie Piły taka stratyfikacja osadów jest utrudniona lub wręcz niemożliwa ze względu na podobieństwo mineralne osadów neogenu i czwartorzęd. Stwierdzali to także Czerwonka i Krzyszkowski (1994) oraz Racinowski (1995). Trzeba tu zaznaczyć, że w dawniejszych pracach (Łydka, Turnau-Morawska, 1967) nie stwierdzano amfiboli w osadach neogenu. Natomiast wiele obecnie badanych profili osadów tego wieku wykazuje obecność tego minerału (Kenig 2008a, b).

Wpływ skał bezpośredniego, lokalnego podłoża na skład frakcji ciężkiej glin morenowych stwierdzili też Chlebowski i Lindner (1986), ale ze względu na badaną przez nich drobniejszą frakcję nie jest możliwe ilościowe porównanie.

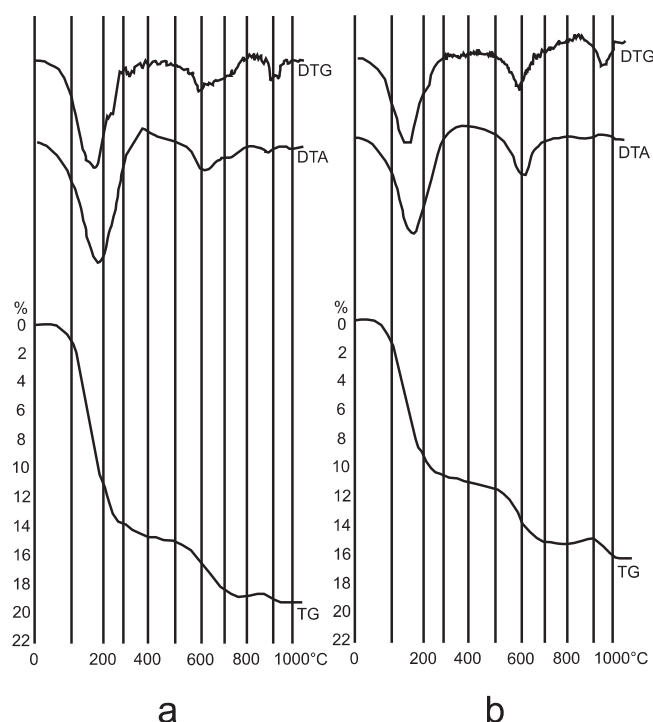
## MINERAŁY ILASTE

Minerały ilaste oznacza się za pomocą wielu metod badawczych. Są to: oznaczenie pojemności sorpcyjnej w stosunku do kationów, analizy – termiczna, rentgenograficzna oraz elektromikroskopowa. Wyniki tych analiz wzajemnie się uzupełniają. Badana jest wydzielona z gliny morenowej frakcja <0,002 mm, w której koncentrują się minerały ilaste. Dokładny opis tych metod podaje Stankowska (1979). Autorka ta podjęła próbę rozpozniowania glin morenowych na podstawie wydzielenia minerałów ilastych w aspekcie regionalnym i stratygraficznym (Stankowska, 1974, 1976). Głównymi minerałami ilastymi są w glinach morenowych minerały grupy hydromiki (illit), minerały grupy montmorylonitu, a także minerały struktur mieszanych typu illit/montmorylonit. Podrzedne znaczenie osiągają kaolinit i chloryt. Do powstania i przeobrażeń minerałów ilastych prowadzą procesy wietrzeniowe powodujące łańcuch transformacji: miki → hydromiki (illit) → illit (montmorylonit) → montmorylonit. Badania wykazały, że nie ma różnic jakościowych w różnowiekowych poziomach glin morenowych.

Podstawowe znaczenie przy rozpatrywaniu składu minerałów ilastych glin morenowych ma znajomość tego składu

w łańcach neogenu, stanowiących podłoże czwartorzędu na znacznych obszarach Niżu Polskiego. Wzorzec minerałów ilastych z łu neogeńskiego podany przez Stankowską (1979) odznacza się wysoką pojemnością sorpcyjną w stosunku do kationów (85 mval/100 g). Analiza termiczna tego osadu wskazuje na występowanie czterech efektów endotermicznych (fig. 25A). Z analizy rentgenograficznej wynika dominująca obecność głównego minerału montmorylonitu, obecność struktur mieszanych illit/montmorylonit oraz mniejszy udział kaolinitu i chlorytu.

Wzorzec gliny morenowej charakteryzuje się wielkością pojemności sorpcyjnej 64,75 mval/100 g. Analiza termiczna wykazuje trzy etapy efektów endotermicznych widocznych na zapisie w derywatografie (fig. 25B). Analiza rentgenograficzna zapisana na dyfraktogramach wskazuje jako główny minerał montmorylonit, dodatkowo linie zapisu dokumentują minerały grupy illitu i minerałów struktur mieszanych illit/montmorylonit oraz obecność kaolinitu. Wzorce te różnią się jedynie intensywnością linii zapisu w ujęciu ilościowym. W innych wzorcach wykonanych dla różnych przedziałów wielkości ziarna dominuje illit nad montmorylonitem, przy domieszce podobnych pozostałych minerałów ilastych.

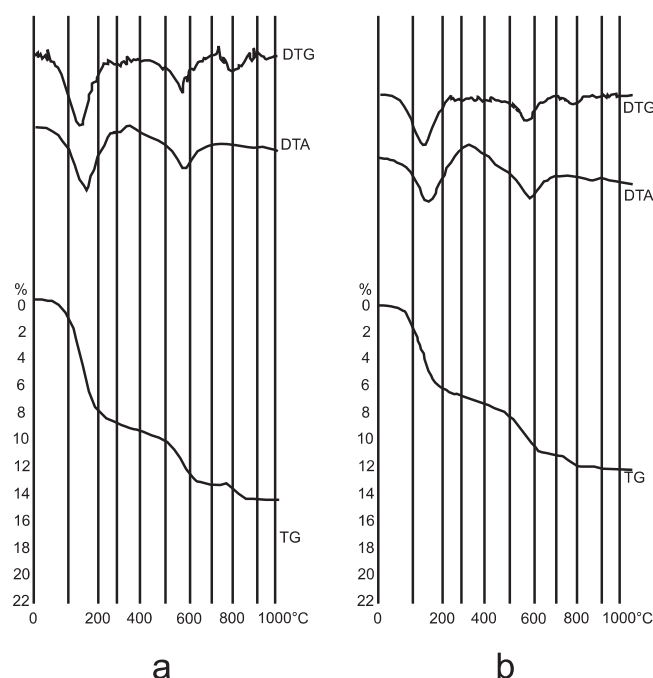


**Fig. 25. Derywatografy wzorców minerałów ilastych, profil Janów Lubelski (wg Stankowskiej, 1979)**

**a** – łu neogenu, frakcja <2 μm, **b** – glina morenowa

Derivatograms of clay mineral standards,  
Janów Lubelski section (after Stankowska, 1979):

**a** – Neogene clay, <2 μm fraction, **b** – till



**Fig. 26. Derywatografy glin morenowych, profil Konin–Józwin (wg Stankowskiej, 1979)**

**a** – zlodowacenia środkowopolskie, **b** – zlodowacenie wisły

Derivatograms of tills, Konin–Józwin section  
(after Stankowska, 1979):

**a** – Middle Polish Glaciations, **b** – Vistulian Glaciation



Grabowska-Olszewska i in. (1984) podają podobne wartości minerałów ilastych z glin morenowych, przy jednoczesnym większym zróżnicowaniu wodącej grupy mineralnej illitu lub pakiety mieszane illit/montmorylonit.

Wyniki badań minerałów ilastych glin morenowych wykazały dotychczas większe zróżnicowanie regionalne niż stratygraficzne. Przejawia się to dominacją minerałów grupy montmorylonitu lub illitu nad minerałami struktur mieszanych oraz kaolinitu i chlorytu.

Zmiana cech minerałów ilastych w glinach morenowych w ujęciu regionalnym jest wypadkową wielu czynników, jak

rodzaj skał podłoża, sytuacja geologiczna, przeobrażenia wietrzeniowe.

Słabo uchwytnie różnice zachodzą jedynie w składzie minerałów ilastych w glinach morenowych zlodowacenia wisły w stosunku do glin starszych (fig. 26). Wynika to głównie z ograniczonego wpływu skał podłoża czwartorzędowego na gliny najmłodsze, a nie z procesów przeobrażeń mineralnych związanych z procesami starzenia się gliny. Można też mówić o podobieństwie w zakresie minerałów ilastych glin zlodowacenia wisły do glin zlodowacenia Winsconsin z obszaru Kanady (Stankowska, 1979).

## SKŁAD GEOCHEMICZNY GLIN MORENOWYCH

### SKŁADNIKI GŁÓWNE

Skład geochemiczny glin morenowych obejmuje analizę zawartości najczęściej dziesięciu podstawowych tlenków głównych pierwiastków chemicznych budujących osadową skorupę Ziemi. Wyróżnienia takich tlenków stosowane są powszechnie przy charakterystyce surowców ilastych (Kozdra, Wyrwicki, 1972). Analiza składu geochemicznego wykonywana jest we frakcji poniżej 0,1 mm za pomocą specjalistycznej aparatury laboratoryjnej.

Największy udział w składzie chemicznym glin morenowych ma krzemionka  $\text{SiO}_2$  (70–80%), następnie tlenek glinu  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4–11%). Pozostałe tlenki mają znacznie mniejsze zawartości.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (jako żelazo trójwartościowe, w niektórych analizach określane jako żelazo całkowite), w przypadku gdy nie analizuje się Fe dwuwartościowego, występuje w ilości do 3%, tlenki potasu ( $\text{K}_2\text{O}$ ) i magnezu ( $\text{MgO}$ ) 1–3%, a tlenki sodu ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) i manganu ( $\text{MnO}$ ) osiągają jedynie dziesiątne i setne części procenta. Zawartość tlenku wapnia ( $\text{CaO}$ ) wynosi zwykle od 5 do 10% i zmiany jego zawartości najczęściej są zgodne z zawartością  $\text{CaCO}_3$  stwierdzoną metodą objętościową. Często w profilu są wcześniejszą zapowiedzią strefy odwapniania, co widoczne jest na figurze 6.

Te ogólne dane ulegają oczywiście lokalnym modyfikacjom, stwierdzanym dopiero przy analizowaniu wyników z konkretnych profili. Jak widoczne to jest na figurze 27, przy możliwie gęstym opróbowaniu (55 analiz na 90,5 m zbadanego profilu) z dwu poziomów gliny morenowej w profilu Kasparus, zmienność zawartości poszczególnych tlenków nie jest duża. Zawartość  $\text{SiO}_2$  w poziomie górnym nieco wzrasta w kierunku stropu, podczas gdy zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zmniejsza się w tym kierunku od 14,2 do 5,4%, wykazując wahania.

Natomiast w glinie starszej w tym samym profilu skład chemiczny wykazuje niewielkie różnice ilościowe. Udział krzemionki zawiera się w granicach od 52,2 do 82,4%, stanowiąc ogólnie wartości większe niż poprzednio, a ich rozkład w profilu pionowym wykazuje podobną tendencję zwiększania udziału  $\text{SiO}_2$  w kierunku stropu. Zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  jest mniejsza, przy mało uchwytnym trendzie zmian. Na

podstawie wyraźnie mniejszej zawartości  $\text{MgO}$  w glinie dolnej (0,50–1,93%) w stosunku do wyższych wartości w glinie górnej (1,02–3,21%) można mówić o zróżnicowaniu geochemicznym tych dwóch poziomów. Również zauważalne jest zmniejszenie zawartości żelaza i  $\text{MnO}$  przy większych zawartościach  $\text{K}_2\text{O}$  i  $\text{Na}_2\text{O}$ . Zawartość tlenku wapnia oznaczona była jedynie w dolnym poziomie gliny, gdzie wykazuje wahania obecności zwłaszcza w środkowej części poziomu. Największy ubytek  $\text{CaO}$  potwierdza strefę zmian chemicznych na głębokości 122 m (fig. 27).

Podobny skład chemiczny mają gliny w sąsiednim profilu Bukowiny.  $\text{MgO}$  ma tu wyraźny udział 1,41–2,20%, mniejszy w starszych poziomach gliny.

Na podstawie uzyskanych wyników analiz geochemicznych glin morenowych z kilku profili rejonu Mazur można mówić o odmiennej prowincji geochemicznej mazurskiej w stosunku do prowincji geochemicznej z rejonu dolnej Wisły, o dużo mniejszych zawartościach  $\text{MgO}$ . Źródłem magnezu w prowincji mazurskiej są dolomity dewońskie, mające wychodnie w obszarze alimentacji kolejnych lądolodów na Litwie, Łotwie i Estonii. W rejonie Pojezierza Mazurskiego (profil Sztynort, Bezlawecki Dwór, Góra) najbardziej zasobne w magnez są najmłodsze poziomy glin, natomiast w glinach starych, niżej leżących, ilość tego pierwiastka maleje, co można najprawdopodobniej wiązać ze stopniem ich przeobrażenia diagenetycznego (Kenig, 1972).

Z rejonu centralnej i wschodniej Polski Rzechowski (1982) podaje średnie zawartości  $\text{Al}_2\text{O}_3$  w granicach 5–11%. Podobnymi zawartościami  $\text{Al}_2\text{O}_3$  charakteryzują się kwaśne skały krystaliczne, natomiast w ilach płomienistych formacji poznańskiej zawartość  $\text{Al}_2\text{O}_3$  wynosi 17,6%. Dlatego można sądzić o zależności koncentracji  $\text{Al}_2\text{O}_3$  w glinach morenowych od rodzaju skał macierzystych. Jednocześnie istnieje regionalna zmienność właściwości geochemicznych glin morenowych zarówno w Polsce centralnej, jak i w obszarach sąsiednich. Badana przez tego autora częstość rozkładu wartości tlenku glinu w pojedynczych profilach jest najczęściej jednomodalna, z modą 5–7%, ale rozpatrywana w różnych stratygraficznie poziomach jest dwu-, a nawet trymodalna.

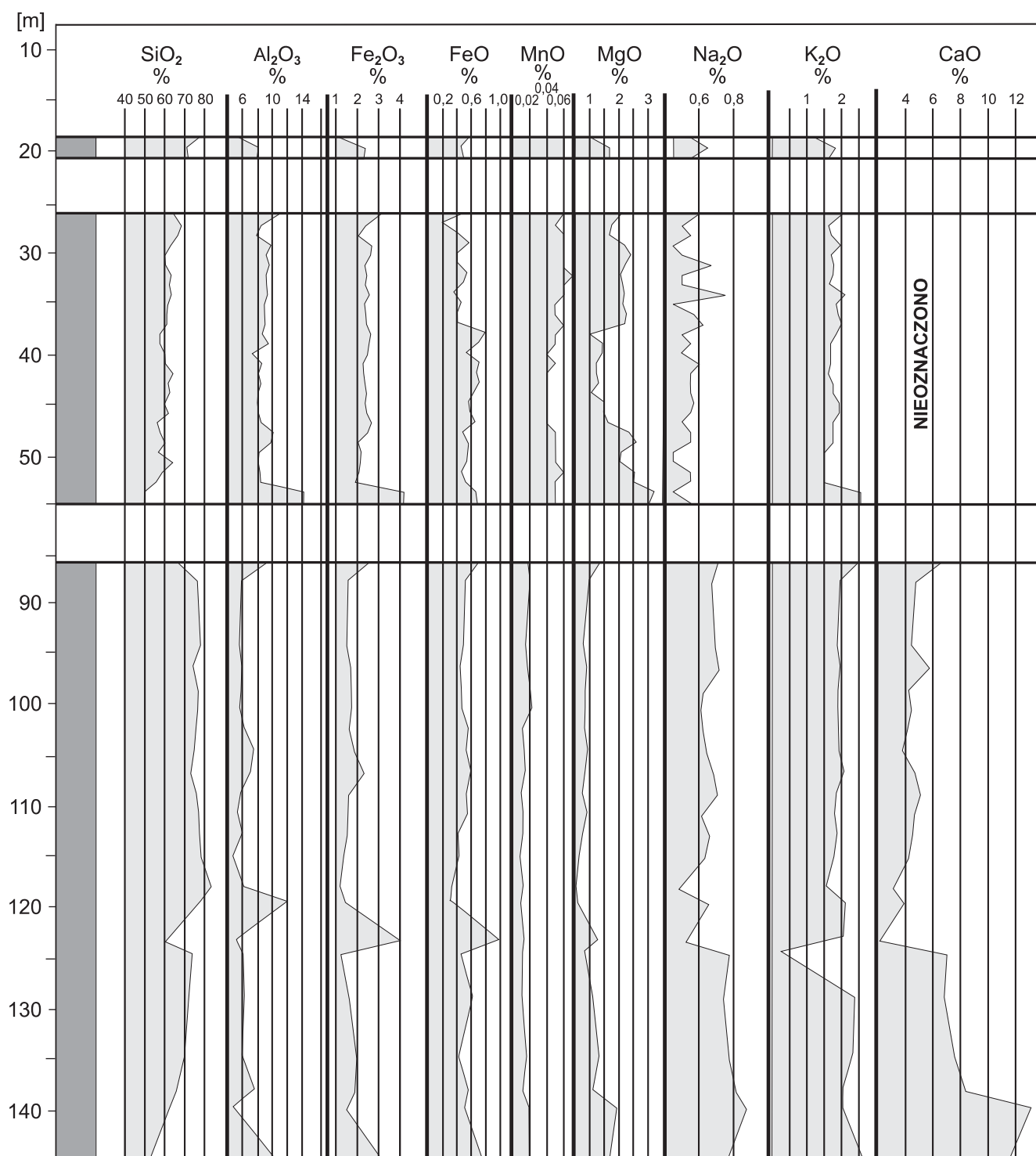


Fig. 27. Skład geochemiczny glin morenowych w profilu Kasparus

Geochemical composition of tills from the Kasparus section

Średnia zawartość  $\text{SiO}_2$  w tym samym regionie wynosi 56–80%. I w tym przypadku jest ona zbliżona do zawartości krzemionki w kwaśnych skałach krystalicznych. W niektórych regionach jest podobna do zawartości  $\text{SiO}_2$  w skałach przedczwartorzędowych lokalnego podłoża. Znacznej zawartości krzemionki towarzyszy obecność  $\text{K}_2\text{O}$ , co najczęściej wynika z wpływu podłoża zbudowanego z ilów płomienistych formacji poznańskiej.

Jeśli chodzi o zawartość  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (traktowanego jako żelazo całkowite) to w Polsce centralnej i wschodniej wartości skrajne wynoszą od 1,8 do 6,3%, najczęściej 2,0–2,5%. Żelazo to pochodzi głównie z północnych skał krystalicznych oraz lokalnych wapieni i margli górnokredowych, a rzadziej z ilów plicenu. Obecna zawartość żelaza w glinach morenowych pochodzi z wymienionych źródeł i dodatkowo zależy od procesów migracji jonów Fe w warunkach postsedymenacyjnych.

Współczynnik zwietrzenia chemicznego, określony jako stosunek tlenków wapnia, sodu i potasu do tlenku glinu, najczęściej przybiera wartości powyżej 1, przeciętnie 1,0–2,5 (tab. 5). W niektórych częściach profilu Konopki Leśne osiąga wartość jedynie zbliżoną do 1, co potwierdza istnienie strefy zwietrzenia. Inaczej obliczony współczynnik zwietrzenia, określony jako stosunek krzemionki do tlenku glinu, również wykazuje podobne zmienności, choć wyrażające się innymi wartościami liczbowymi, wynikającymi z proporcjonalnie zwiększającej się zawartości  $\text{Al}_2\text{O}_3$  w kierunku stropu profilu. Podobne strefy zwietrze-

nia, stwierdzone na podstawie zawartości współczynników zwietrzenia chemicznego, można obserwować w kilku zbadanych profilach: Wólka Pietkowska (poziom najniższy), Szeszyły (poziom środkowy, wartość powyżej 1) oraz Zabuze. W profilu Zabuze wszystkie gliny, oprócz górnego poziomu, wykazują znaczne zaawansowanie procesów wietrzeniowych, spowodowanych prawdopodobnie zmianą warunków klimatycznych z zimnych i suchych na wilgotne i cieplejsze (V.K. Łukaszew, 1969). Wydaje się jednak, że zasadniczych różnic w składzie geochemicznym poziomów glin nie należy łączyć z bezwzględnym wiekiem tych glin, lecz tylko z istnieniem sprzyjających warunków środowiskowych dla rozwoju procesów wietrzenia chemicznego. Najwyższy poziom gliny w profilu Zabuze charakteryzuje się mniejszą zawartością  $\text{SiO}_2$  oraz zmniejszonym udziałem  $\text{TiO}_2$  i  $\text{FeO}$  w stosunku do dolnych poziomów. W niektórych analizach  $\text{TiO}_2$  podawany był łącznie z  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Jednocześnie następuje tu wzrost ilości  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , które to tlenki wyraźnie różnicują ilościowo ten poziom od pozostałych. Jednak litostratygraficzne znaczenie można przypisywać jedynie zawartości  $\text{MgO}$  w poziomach różnego wieku glin morenowych, a mianowicie większe jest w glinach młodych (fig. 27) w tym rejonie. Podobne badania prowadzili na Litwie Baltakis i in. (1976), a na Białorusi K.I. Łukaszew (1969).

#### MIKROELEMENTY

W glinach morenowych zawartość mikroelementów nie wykazuje wyraźnego zróżnicowania w profilu pionowym. W profilu Wólka Pietkowska (międzyrzecze Bugu i Narwi) największe zawartości osiągają Zr i Ba (100–500 g/t), następnie Sr (100–200 g/t), pozostałe zbadane pierwiastki Li, Cr, V, Ni, Zn, Pb, Co osiągają kolejno mniejsze zawartości od 70 do 10 g/t (Kenig, 1977). Jedynie dało się zaobserwować w tym profilu, że w najstarszej glinie morenowej większa jest zawartość Zr (300–500 g/t), podczas gdy w młodszych poziomach glin udział tego pierwiastka zmniejsza się, osiągając jedynie zawartość 100 g/t. Jednocześnie ilość Ba wzrasta od 100 g/t w najstarszej glinie do 300 g/t w poziomie najmłodszym. Pozostałe pierwiastki nie wykazują ważniejszych prawidłowości. Natomiast wyraźna zmiana zawartości wielu mikroelementów zaznacza się w profilu wietrzeniowym gliny morenowej; następuje wzrost ilości Zr i V, Co i Ni, przy zmniejszającym się udziale Li (tab. 6).

W Polsce centralnej Zr jest stałym składnikiem glin morenowych (Rzechowski, 1982), choć w ilościach mniejszych niż w rejonie międzyrzecza Bugu i Narwi. Cyrkon jako pierwiastek pochodzi głównie ze skał krystalicznych, w których minerał cyrkon jest głównym źródłem tego pierwiastka. Nie do pominięcia są także, jako obszar źródłowy, wychodnie podczwartorzędowych lokalnych margli górnokredowych oraz ilastych skał neogenu. Te ostatnie osady zawierają koncentracje syderytu, hematytu i getytu, będących źródłem wielu pierwiastków śladowych.

Tabela 5

#### Współczynniki zwietrzenia chemicznego w profilu Konopki Leśne

Chemical weathering coefficients in the Konopki Leśne section

Głębokość [m]	$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$
1,0–2,0	9,46	0,47
2,0–3,0	9,82	0,50
3,0–4,0	10,22	0,51
4,0–5,0	10,95	0,61
6,0–7,0	10,35	1,68
8,0–9,0	11,01	1,85
10,0–11,0	14,52	2,24
12,0–13,0	14,39	1,73
14,0–15,0	8,83	1,90
16,0–17,0	16,48	1,97
20,5–21,5	13,33	1,77
22,5–23,5	15,77	2,32
24,5–25,5	17,17	1,72
25,5–26,5	16,16	1,76

Tabela 6

**Zawartość mikroelementów w profilu Konopki Leśne**

Contents of microelements in the Konopki Leśne section

Głębokość [m]	Pb	Zn	Ni	Co	Cr	V	Zr	Ba	S	Li
	[g/t]									
1,0–2,0	20	30	30	10	50	20	200	100	100	10
2,0–3,0	20	30	30	15	70	30	200	200	100	10
3,0–4,0	30	50	40	15	50	30	200	100	100	10
4,0–5,0	20	50	40	15	50	30	300	200	100	20
6,0–7,0	20	50	30	10	50	20	100	100	100	30
8,0–9,0	20	30	30	10	50	20	100	100	100	40
10,0–11,0	20	–	30	10	50	20	200	200	100	15
12,0–13,0	20	–	10	10	30	20	200	200	100	15
14,0–15,0	30	30	30	15	70	30	100	100	100	60
16,0–17,0	20	–	20	10	30	20	200	200	100	30
20,5–21,5	20	30	20	10	50	20	200	100	100	30
22,5–23,5	20	–	20	10	30	20	200	200	100	20
24,5–25,5	20	–	20	10	50	20	500	200	100	10
25,5–26,5	10	–	10	10	30	10	200	200	100	10

Jakościowa i ilościowa zawartość mikroelementów w glinach morenowych łączy się z ich występowaniem w skałach i minerałach z podłoża krystalicznego północnego, z niecki Bałtyku oraz ze skał lokalnych.

Wyniki badań zawartości mikroelementów pozwoliły na rozpatrywanie środowisk sedymentacji różnych osadów. Na tej podstawie można było rozróżnić osady morskie z oznaczeniem paleozasolenia w rejonie Grudziądz (Rzechowski, Sobczuk, 1981). Również analiza mikroelementów pozwoliła na określenie wychodni skał triasowych jako obszaru alimentacji dla kompleksu iłów czerwonych występujących w profilach wiertniczych na Pojezierzu Mazurskim.

Analiza mikroelementów znajduje zastosowanie w badaniu skażeń środowiska przyrodniczego, głównie gleb i stref przypowierzchniowych, czego wyrazem są atlasy geochemiczne regionalne i ogólnopolskie (Lis, Pasieczna, 1999). Tu

także istnieje wyraźna zależność charakterystyki chemicznej osadu i utworu od rodzaju skał stanowiących jego podłoże.

Zależność od podłoża zawartości mikroelementów w skałach glebotwórczych, w tym glacialnych, wykazał Matinian (2007) z obszarów ostatniego zlodowacenia (wałdajskiego, Würm) na obszarze NW Rosji. Na podłożu zbudowanym ze skał ordowickich zawartość mikroelementów w osadach czwartorzędowych jest mniejsza niż na podłożu zbudowanym ze skał krystalicznych. Różnice w zawartości mikroelementów widoczne są w bezwęglanowych i węglanowych osadach morenowych. Osady bezwęglanowe w rejonie NW Rosji są zasobne w pierwiastki Mo, Ni, Co, B, V, Ba i Zr. Koncentracja tych mikroelementów wyraźnie przewyższa obecność tych pierwiastków w skałach regionalnego podłoża. Natomiast zawartość mikroelementów w węglanowych osadach morenowych w tym rejonie jest znacznie niższa.

**ZAWARTOŚĆ WĘGLANU WAPNIA**

Określenie zawartości węglanu wapnia pozwala scharakteryzować środowisko depozycji gliny morenowej oraz wietrzeniowe procesy postsedymentacyjne. Badania wykonuje się we frakcji <0,1mm, wyflukaną w wodzie destylowanej. Do analizy używa się 1g suchej masy tej frakcji, zalanej następnie 12% HCl. Badania przeprowadza się metodą objętościową na kalkymetrze Schreibleira. Na podstawie objętości wydzielonego CaCO<sub>3</sub>, a następnie korzystając ze wzoru

i współczynników odczytanych z tabeli oblicza się procentowy udział węglanu wapnia (Dobrzański, Uziak, 1970).

Przeciętna węglanowość glin morenowych wynosi od kilku do kilkunastu procent, niekiedy osiągając większe wartości, 20–25%. W niektórych regionach można obserwować, że starsze, niżej leżące w profilu poziomy glin morenowych są mniej węglanowe niż młodsze. Zdarza się to zwłaszcza wtedy, gdy zalegają one bezpośrednio na podłożu neogén-



skim, zbudowanym z bezwapiennych osadów wykształconych w facji ilów płomienistych lub piasków mioceńskich. W profilu Kasparus (rejon dolnej Wisły) zawartość węglanów w glinie poziomu górnego wynosi 10–27%, najczęściej kształtując się nieco poniżej 20%, natomiast w glinie poziomu dolnego zawartość węglanów jest wyraźnie mniejsza (8–14%), wykazując przy tym strefy odwapnienia (Kenig, 1972).

Podobne zawartości węglanów, rzędu kilkunastu procent, występują w sąsiednim profilu Bukowiny. Natomiast gliny morenowe Polski NE mają wyższe zawartości  $\text{CaCO}_3$  (profile Sztynort i Bezlawecki Dwór). Podobnie większe zawartości węglanów notowane są w poziomach glin morenowych na Pojezierzu Augustowskim – najczęściej 17–22%, przy skrajnych wartościach 11–26%. Podłoże zbudowane jest tam z węglanowych skał paleocenu lub górnej kredy.

Na obszarze Pojezierza Olsztyńskiego, w rejonie Muszaków, gliny morenowe mają wyraźnie niską zawartość  $\text{CaCO}_3$ , rzędu 2–4%, maksymalnie osiągając 5%, i nie wykazują różnic w poszczególnych profilach. I to zarówno tam, gdzie gliny zalegają bezpośrednio na łożach płomienistych lub na osadach plejstoceniowych (Kenig, 1994). Natomiast zróżnicowanie zawartości  $\text{CaCO}_3$  zaznacza się w sąsiednim rejonie Barczewa, gdzie gliny zawierają przeciętnie 8–12%  $\text{CaCO}_3$ , maksymalnie do 21%, chociaż w tym rejonie również podłoże stanowią bezwapienne osady neogenu (Kenig, 1996).

W obszarze międzyrzecza Bugu i Narwi węglanowość glin kształtuje się najczęściej na poziomie około 20%, wykazując niewielkie wahania w profilach pionowych, przy czym niżej zalegające poziomy glin morenowych są mniej wapniste (Kenig, 1977). Niekiedy widoczne są w nich odwapnienia w stropowej części poziomów (Wólka Pietkowska). W podłożu plejstocenu występują tam najczęściej bezwapienne osady neogenu i rzadziej mułowce paleocenu.

W rejonie rowu Bełchatowa można dopatrywać się podobnych prawidłowości. Wysokimi zawartościami węglanów

wapnia cechują się gliny górne (młodsze; 9–14%), natomiast gliny starsze mają mniejszą wapnistość, 4–5% (Krzyszowski, Czerwonka, 1992). Autorzy ci łączą ten fakt z obecnością w tym rejonie bezwęglanowych osadów neogeńskich w podłożu plejstocenu.

Dość urozmaicone zawartości  $\text{CaCO}_3$ , lecz w niedużych przedziałach, mają gliny w profilach położonych w zachodniej Polsce, w obszarze między Gorzowem Wielkopolskim a Drezdenkiem. Wartości te zawierają się w granicach 10–25%, przy czym najstarsza na tym obszarze glina ze zlodowacenia nidy ma najmniejszą węglanowość 4–16% (Romanek, 2009). Natomiast najwyższe wartości 14–25%  $\text{CaCO}_3$  dotyczą środkowego poziomu gliny, określonej na zlodowacenie odry. Trzeba tu dodać, że w podłożu czwartorzędu tego obszaru zalegają w większości bezwapienne osady neogenu.

Według Rzechowskiego (1982) zawartość węglanów w glinach morenowych w centralnej i wschodniej Polsce ma najczęściej rozkład jednomodalny. Gliny poziomów najstarszych mają największe zróżnicowanie zawartości  $\text{CaCO}_3$  (0,6–20%). Natomiast najwyższymi zawartościami węglanów odznaczają się gliny morenowe z rejonu Bielska Podlaskiego i Wysoczyzny Siedleckiej oraz Wysoczyzny Lubartowskiej, gdzie w podłożu czwartorzędu znajdują się górnokredowe skały węglanowe. Występują tam strefy odwapnienia w stropowych częściach poziomów glin morenowych. Strefy te mają różną miąższość, najczęściej około 2 m, w zależności od intensywności procesów wietrzeniowych. Najwyraźniejszy jest zapis stopniowego, rzadziej skokowego, zmniejszania się zawartości  $\text{CaCO}_3$ , co jest wyraźnie widoczne w profilu Konopki Leśne (fig. 6).

Odwapnienia w strefach stropowych poziomów glin morenowych są często obserwowane w różnych profilach. Ogólnie zawartość  $\text{CaCO}_3$  w glinach morenowych odzwierciedla wyraźnie wpływ podłoża, chociaż zdarzają się odstępstwa od tej prawidłowości, co wymaga każdorazowo indywidualnej interpretacji.

## ODCZYN pH

Oznaczenie odczynu pH, czyli stężenia jonów wodorowych w roztworze wodnym, prowadzi się we frakcji poniżej 0,1 mm, wypłukanej w wodzie destylowanej z gliny morenowej. Większość oznaczeń pH wykonywano pehametrem sieciowym przy użyciu elektrody szklanej i kalomelowej. Pierwsze kontrolne analizy pH z glin morenowych były wykonane w latach 70. XX wieku (Kenig, 1997). Później nie były już stosowane do opracowań kartograficznych. Natomiast nadal mają duże znaczenie głównie w opracowaniach gleboznawczych i hydrogeologicznych dotyczących środowiska przyrodniczego (Lis, Pasieczna, 1999).

W rejonie międzyrzecza Bugu i Narwi w zbadanych poziomach glin morenowych pH wynosi najczęściej 7,6–8,0,

a więc daje odczyn słabo alkaliczny. W poszczególnych profilach wartość pH wykazuje niewielkie wahania (Kenig, 1977). Zmienne, malejące wartości pH w stropowej części poziomu gliny morenowej w Konopkach Leśnych (fig. 6) potwierdzają obecność procesów hipergenicznych w tej części profilu, prowadzących do zmiany warunków środowiska z alkalicznego na kwaśne, co łączy się też z jednoczesnym ubytkiem węglanów (Kenig, Marks, 2001).

W rejonie Mazur wartości pH glin morenowych wynoszą od 7 do 8,3, pozostając w przedziale słabo alkalicznym (Kenig, 1972). Podobnie w rejonie centralnej i wschodniej Polski (Rzechowski, 1982), gdzie notowane są wartości 7–8 pH i to niezależnie od pozycji stratygraficznej i miejsc zalegania.

## CECHY MIKROSTRUKTURALNE GLIN MORENOWYCH

Badania mikrostrukturalne glin morenowych, stosowane od lat 50. ubiegłego wieku, wywodzą się z doświadczeń analiz gleboznawczych. W ciągu ostatnich dziesięcioleci rozwijały się głównie w Holandii (Van der Meer, 1985, 1987, 1997; Van der Meer, Laban, 1990) i Kanadzie (Menzies, 1998), a ostatnio także w Polsce.

Potrzebę badań mikrostrukturalnych glin morenowych sygnalizował już Wiśniewski (1965); zastosowała też tę metodę Stankowska (1979).

Termin *struktura* gliny morenowej dotyczy cech litologicznych, warunków depozycji oraz późniejszych zmian postsedy-

mentacyjnych. Badanie struktur osadów w SEM zapoczątkowało rozwój badań mikrostrukturalnych. Początkowo były to badania prowadzone w mikroskopie polaryzacyjnym, a następnie w skaningowym mikroskopie elektronowym.

Badania cech mikrostrukturalnych glin morenowych różnią się wykorzystywaną aparaturą optyczną i sposobem przygotowywania próbek. Jedną grupę stanowi metoda płytek cienkich (*thin section*) typu szlifów petrograficznych (Konecka-Betley, Zagórski, 1996; Stankowski, Kołodziej, 1996; Menzies, 1998; Mroczek, 2000, 2003) oraz takich płytek o wymiarach większych (*mammoth size*) przy badaniach

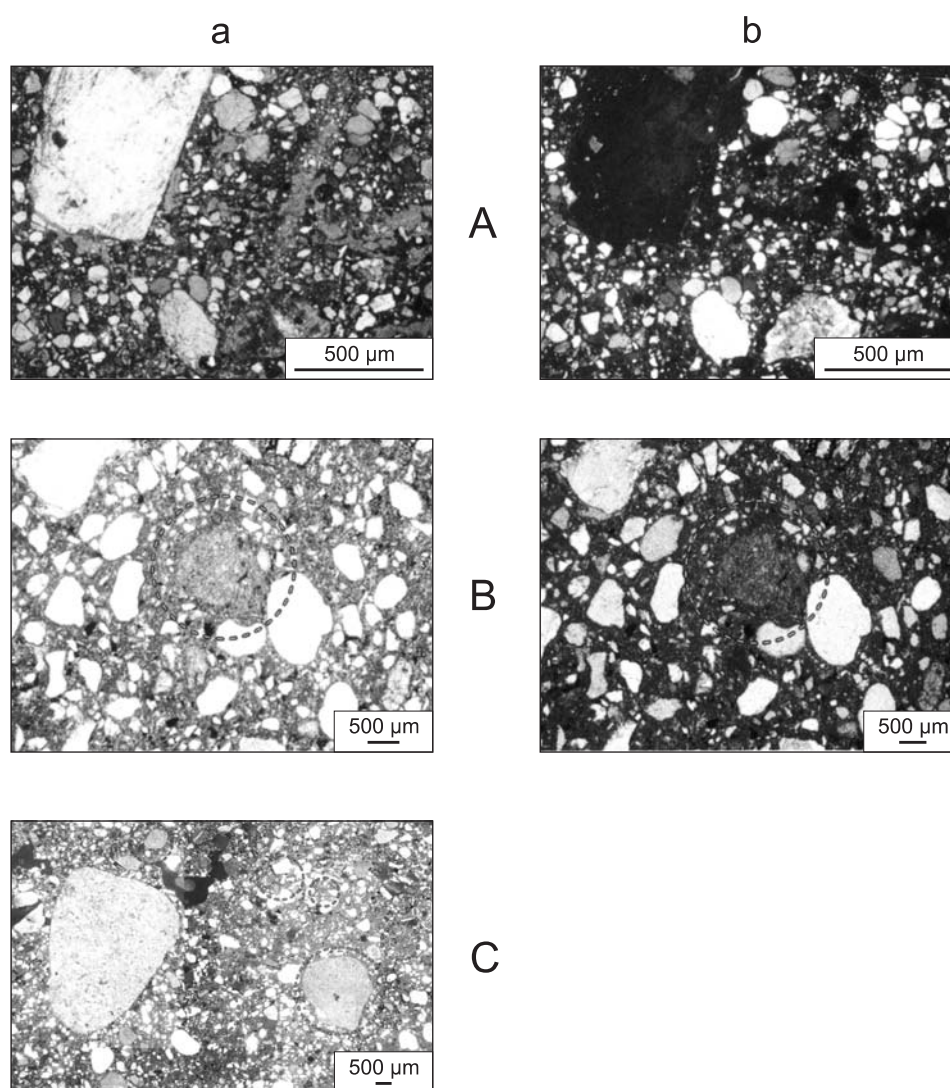


Fig. 28. Mikrostruktury glin morenowych (wg Mroczka, 2003)

A – mikrostruktura masywna, B – mikrostruktura deformacyjna, kółka (zaznaczona kółkiem), C – zespół form rotacyjnych; a – nikole równoległe, b – nikole skrzyżowane

Microstructure of tills (after Mroczek, 2003)

A – massive microstructure, B – circular deformation microstructure (encircled), C – complex of rotational microstructures; a – parallel polars, b – crossed polars

w mikroskopie polaryzacyjnym (Dwucet i in., 1998; Jarosińska, 1998, 2000a, b).

W pierwszej wymienionej metodzie bada się próbki gliny morenowej o nienaruszonej strukturze, pobierane w specjalny sposób do puszek wielkości  $10 \times 8 \times 4$  cm. Następnie laboratoryjnie przygotowywane są szlify (płytki cienkie) o grubości 20–30  $\mu\text{m}$ , które bada się w optycznym mikroskopie polaryzacyjnym lub w nowoczesnych petroskopach i skanerach o dużej rozdzielczości obrazu (Mroczek, 2003). Z tego materiału określa się główne cechy mikromorfologiczne wynikające z wzajemnego ułożenia składników: szkieletu (*skeleton*), plazmy (*plasma*) i wolnych przestworów (*voids*). W składnikach tych wyróżniane są jeszcze drobniejsze typy (cechy) ze względu na orientację cząstek iłu koloidalnego w stosunku do grubych składników mineralnych (plazma typu *argillasepic*, *skelsepic*, *vosepic*, *unistrial*). Na figurze 28A pokazana jest mikrostruktura masywna o plazmie typu *argillasepic* z dużym, ostrokrawędzistym ziarnem frakcji szkieletowej i licznymi mniejszymi, lepiej obtoczonymi ziarnami szkieletu.

Zapis późniejszych procesów postsedymentacyjnych dokumentowany jest analizą mikrostruktur deformacyjnych (*deformation microstructures*), wśród których wyróżnia się mikrostruktury koliste (fig. 28B), linijne i rotacyjne (fig. 28C).

Badana przez Mroczka (2003) glina morenowa w odsłonięciu Kolonia Łosice na Podlasiu w części typu *lodgment* ma wykształconą plazmę typu *argillosepic*, typową dla pierwotnego, nieprzeobrażonego obszaru gliny związanego z procesami depozycji. Natomiast glina niżej leżąca, wykazująca łuskowania, ma liczne cechy mikrostruktur deformacyjnych.

Przeobrażone glebowo stropowe części niektórych glin morenowych należących do różnych zlodowaceń z rejonu Bełchatowa i Nowego Miasta były badane przez Baraniecką i Konecką-Betley (1995) w aspekcie zróżnicowania cech mikromorfologicznych.

Dość skomplikowany technicznie i czasochłonny (około 2 miesiące) proces odwodnienia i impregnacji próbek osadów nieskonsolidowanych podała Jarosińska (2000a). Autorka ta zastosowała tę procedurę do wykonania płytek cienkich wielkości  $8 \times 10$  cm, badanych pod mikroskopem optycznym. Uzyskane wyniki dostarczyły informacji do określenia warunków depozycji gliny morenowej.

W świetle dostępnych już wyników badań mikrostrukturalnych nikłe są perspektywy stwierdzenia różnic w różnych stratygraficznie ogniwach glin morenowych. Jednocześnie różne typy genetyczne glin wykazują niektóre wspólne cechy mikromorfologiczne (Jarosińska, 1998, 2000b; Menzies, 1998; Mroczek, 2003).

Efekty możliwe do osiągnięcia okazały się niewspółmierne małe w stosunku do pracochłonności tych badań. Prawdopodobnie z tego powodu nie zachęcały do kontynuowania tych prac. Były to raczej wstępne poszukiwania, traktowane jako uzupełniające badania sedimentologiczne glin morenowych. Można sądzić, że skomplikowana metodyka tych badań nie nadaje się do powszechnego stosowania, a jedynie do rozwiązania konkretnego problemu badawczego wspólnie z innym rozpoznaniem litologicznym i sedimentologicznym.

Natomiast większe znaczenie, zarówno regionalne jak i stratygraficzne, można przypisać badaniom mikrostrukturalnym prowadzonym w SEM. Znajdują one zastosowanie w badaniach sedimentologicznych, w badaniach procesów

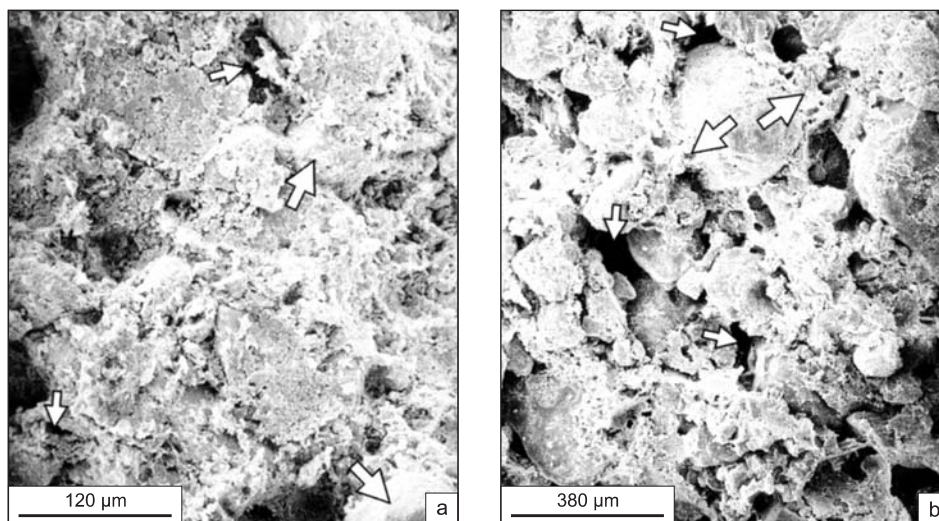


Fig. 29. Mikrostruktury glin morenowych (wg Trzczińskiego, 2003)

a – mikrostruktura matrycowa szczelnie upakowana, b – mikrostruktura szkieletowa luźno upakowana; objaśnienia w tekście

Microstructure of tills (after Trzcziński, 2003)

a – compacted matrix microstructure, b – loosely packed skeletal microstructure; see text for explanations



filtracji oraz przy rekonstrukcji zmian postsedymentacyjnych mikrostruktury gliny pod wpływem różnych czynników. Metoda ta polega na badaniach próbek gliny o nienaruszonej strukturze wielkości  $3,5 \times 7,0$  cm, z których wycięto kostki o objętości  $1 \text{ cm}^3$ . Po odpowiedniej procedurze suszenia i przygotowania powierzchni próbek przeprowadza się analizę jakościową i ilościową w SEM.

Badania takie zapoczątkowała w Polsce Grabowska-Olszewska (Grabowska-Olszewska i in., 1984), a z powodzeniem kontynuuje je Trzciniński (1995, 2000, 2003). Bazując na klasyfikacji Grabowskiej-Olszewskiej (*op. cit.*) autor ten wyróżnił w glinach morenowych mikrostrukturę matrycową, szkieletową i matrycowo-turbulentną. Natomiast w opisie ilościowym cech zastosował 15 parametrów liczbowych, łącznie z ich prostą statystyką. Głównie dotyczyły one parametrów porowatości i wielkości porów, charakteryzując poszczególne mikrostruktury. Na podstawie prac tego autora można sądzić, że cechy mikrostruktur można stosować do określenia typu genetycznego gliny morenowej. Również zauważalna jest zależność występowania rodzaju mikrostruktur od typu genetycznego gliny morenowej (Trzciniński, 2003). Najczęściej gliny z odłożenia (*lodgment tills*) mają mikrostrukturę matrycową szczelnie upakowaną (fig. 29a) lub rzadziej szkieletową luźno upakowaną (fig. 29b). Natomiast glina wytopnieniowa (*melt-out till*) ma mikrostrukturę matrycowo-turbulentną luźno upakowaną lub matrycową luźno upakowaną.

Nieco odmienną klasyfikację, uwzględniającą sposób zachowania się mikrostruktur, przedstawił Menzies (1998). Wyróżnił on mikrostruktury: plastyczną (*ductile*), kruchą (*brittle*), plazmową (*plasmic*) i mieszaną (*miscellaneous*). W mikrostrukturach tych opisał wiele szczegółowych cech, przedstawionych graficznie w cytowanej pracy. Ich występowanie wynika z relacji pomiędzy wzrastającym ciśnieniem, wzrastającą ilością wody i malejącą zawartością części ilastych/mułowcowych w osadzie. Takie ujęcie badań cech mikrostrukturalnych może być narzędziem diagnostycznym w sedymentologii glacialnej. Na podstawie cech uzyskanych z diamiktonu powstałego w środowisku subglacialnym rysuje się możliwość odróżnienia różnych facji depozycji glin morenowych.

Z badaniami mikrostrukturalnymi glin morenowych łączy się jeszcze obserwacje wynikające z analizy rozkładu porowatości w pionowym profilu warstwy gliny deformacyjnej (Włodarski, 2004). Na podstawie wyznaczonych laboratoryjnie parametrów zależnych od porowatości i od uziarnienia obliczono porowatość, współczynnik porowatości oraz wskaźnik wielkości konsolidacji osadu. Analiza wyników związanych z porowatością prowadzi do zastosowania nowego ujęcia cyklotemu glacialnego na podstawie prześledzenia historii odwodnienia i konsolidacji warstwy deformacyjnej gliny subglacialnej. Wynika z tego stwierdzenie cykliczności etapów akomodacji i deformacji oraz odwodnienia warstwy gliny w strefie czołowej zanikającego lądolodu.

## PODSUMOWANIE

Główne właściwości litologiczne omawianych glin morenowych zostały zebrane w tabeli 7. Zawarto w niej przeciętne, najczęściej występujące przedziały zawartości liczbowych różnych cech oraz wykaz niektórych właściwości (Kenig, 2008b).

Jak wynika z przedstawionego przeglądu dotychczasowych metod badań i ich wyników, różne cechy litologiczne glin morenowych mają różną rangę przy wnioskowaniu. Możliwości badań tego osadu pozwalają też zauważyć ograniczenia. Jednocześnie pomogą ukierunkować następne pokolenia badaczy, wskazać możliwości i kierunki dalszych poszukiwań.

Interpretacja i wytłumaczenie wielu zjawisk mogą być dokonane tylko dla jednostek jednowiekowych chronostratygraficznie.

Skład petrograficzny i wynikające z niego wartości współczynników petrograficznych pozwalają na wyróżnienie typu litopetrograficznego oraz są podstawą litostratygraficznego rozpozniowania glin morenowych. Nie można tu zapominać o potrzebie uwzględnienia przy tym wszelkich danych geologicznych i palinologicznych.

Różnice petrograficzne obserwowane w glinach morenowych tych samych wydziałów stratygraficznych, ustalonych na podstawie wielu kryteriów (petrograficznych, geologicz-

nych, palinologicznych), mogą mieć różne przyczyny. Różnice te wyraźnie zaznaczają się przy rozpatrywaniu glin morenowych z rejonu Piły i z rejonu Olsztyna. Główną przyczyną i zarazem skutkiem jest to, że gliny w tych samych ogniwach stratygraficznych w Polsce wschodniej i zachodniej zostały złożone przez megaloby lodowcowe mające różne centrum zlodowacenia, pokonujące różną drogę, a więc po wychodniach odmiennych skał – północnych i lokalnych. Reprezentują więc różne prowincje petrograficzne i mineralne (Czerwonka, 1998). Znane są bowiem poglądy, że zmiany składu petrograficznego mogą zachodzić w glinach morenowych związanych z tym samym zlodowaceniem (Ehlers i in., 1984; Ehlers, 1990; Czerwonka, 1998; Gałazka, 2004a).

W Polsce zachodniej na podstawie zwirow skał północnych Czerwonka (2004) wyróżnił dwie prowincje litostratygraficzne – śląską i wielkopolską. Natomiast zwirow jurajskich skał lokalnych znajdują zastosowanie w badaniach litostratygraficznych glin morenowych w różnych rejonach Niżu Polskiego (Lamparski, 1961, 1971; Roman, 2004; Sokołowski, 2004).

Potwierdzeniem istnienia takich prowincji są różnice mineralne w poziomach glin morenowych z Polski zachodniej i wschodniej stwierdzone na przykładzie rejonu Piły i Olsztyna. Różnice te są najbardziej widoczne w zawartości mine-



Tabela 7

## Cechy litologiczne glin morenowych; zawartości przeciętne

Lithological properties of tills; average contents

Skład granulometryczny	Skład petrograficzny		Obróbka i orientacja klastów żwirowych i glazowych	Skład mineralno-petrograficzny frakcji piaszczystej	Zawartość skaleni	Ziarna kwarcu frakcji piaszczystej			
	żwiry 5–10 mm	glazy				obrotzenie	obróbka	mikrorzeźba powierzchni w SEM	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Mz 3–6 phi $\sigma$ 2–3 słabe i bardzo słabe Sk zwykle dodatnia K <sub>G</sub> 0,9–1,11 meзокurtyczna i 0,67–0,90 platykurtyczna Główna frakcja mułkowa (piaszczysta, ilasta lub przemiennie)	skaly krystaliczne >Wp lub Wp>skaly kryst., Dp, skaly lokalne (mulowce, wapnienie mezozoiczne) zależnie od regionu	większość krystalicznych, zależnie od regionu	zmienna, zależna od warunków lokalnych i facyjnych	kwarc 70–90% skaly kryst.+skalenie 10–20% Wp do 15% skaly lokalne (mulowce) ok. 15%, zmienne	plagioklasy >skalenie K	R = 0,80–1,20 cz. obt. 40–50% częściowej ziarna kanciaste prze-ważają nad obtoczonymi	ziarna RM 2–3% (10%); ziarna EM/RM 2–14% (20%); regionalna zmienność 0,5–0,7 wg Krumbeina ziarna typu $\beta$ najczęściej, $\gamma$ najmniej	powierzchnia ziaren o średnim reliefie; ziaren kanciastych mało, obecność ziaren redeponowanych z innych środowisk	
Skład minerałów ciężkich	Skład minerałów ilastych	Skład geochemiczny		Zawartość CaCO <sub>3</sub>	Odczyn pH	Cechy mikrostrukturalne			
10	11	12	13	14	15	16			
najczęściej miner. przezr. > miner. nieprzezr. granat > amfibol lub amfibol > granat turmalin	montmorylonit, illit, kaolinit	składniki główne	główne Zr, Ba, Sr dalsze Li, Cr, V, Ni, Zn, Pb, Co niektóry Zr więcej w niższych poziomach glin	5–20% często dolne poziomy glin są mniej wapniste	7,5–8 słabo alkaliczny	w mikroskopie polaryzacyjnym: szkielec, plazma, wolne przestwory; mikrostruktury deformacyjne koliste, liniowe, rotacyjne w SEM mikrostruktury: matrycowa, szkielecowa, matrycowo-turbulentna			

rałów odpornych i glaukonitu, nieco mniej w składzie minerałów przezroczystych i węglanowych (Kenig, 2004). Ogólnie biorąc, w glinach morenowych z obszaru Polski zaznacza się duże podobieństwo jakościowe i ilościowe w składzie minerałów przezroczystych w różnych poziomach litostratygraficznych. Powszechna jest asocjacja mineralna granat–amfibol lub rzadziej przemienna amfibol–granat.

Trzeba dodać, że przy rozpatrywaniu zawartości minerałów ciężkich w glinach morenowych ważna jest znajomość obecności tych minerałów w osadach podłoża. W przypadku podobnego spektrum minerałów w osadach podłoża i wyżej zalegających osadów czwartorzędowych utrudnione jest bowiem wykazanie granicy mineralnej tych wydzieli.

Szeroko pojęty skład geochemiczny i mineralny, łącznie z uziarnieniem, pozwalają na stwierdzenie regionalnych prowincji geochemicznych i mineralnych. Dotychczas rozpoznano prowincję mazurską i rejonu dolnej Wisły.

Pozostałe, inne jeszcze cechy i właściwości glin morenowych, nieuwzględnione w tej pracy, będą przedmiotem odrębnego opracowania.

**Podziękowania.** Składam serdeczne podziękowanie Panom Profesorom Romanowi Racinowskiemu i Leszkowi Markowskiemu za konstruktywne uwagi oraz możliwość przedyskutowania niektórych zagadnień związanych z przygotowaniem pracy do druku.

## LITERATURA

- ASTAPOVA S.D., 1999 – Erratic nature of interglacial beds in the section at Obukhovo section in the Zapadnaya Dvina Basin. *Lithosphere*, 10/11: 56–60.
- ASTAPOVA S.D., VINOKUROV V.F., 2001 – Guide boulders of regional glacial formations of Belarusian Poozerie. *Doklady Natsjonalnoj Akademii Nauk Belarusi*, 45, 2: 115–118.
- BADURA J., KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B., 1998 – Stratygrafia glin lodowcowych, liczba zlodowaceń i kierunki transportu lodowcowego w południowej części Przedgórze Sudeckiego (okolice Ząbkowic). Polska południowo-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 29–48.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 1996 – Analiza petrograficzna glin lodowcowych południowo-zachodniej części Dolnego Śląska. *Acta Univ. Wratisl.*, 1808: 5–26.
- BAKER H.W. Jr., 1976 – Environmental sensitivity of submicroscopic surface textures on quartz sand grains – statistical evaluation. *J. Sedim. Petrol.*, 46: 871–880.
- BALTAKIS V.V., BALTRUNAS V., GAJGALAS A., 1976 – Geochemical characteristics of till. *W: The buried paleo-incisions of the sub-Quaternary rock surface of the south-east Baltic region: 50–56.* Mokslas, Vilnius.
- BARANIECKA M.D., KONECKA-BETLEY K., 1993 – Zmiany litologiczne i petrologiczne w glinach zwałowych zlodowacenia warty w kopalni Bełchatów. *Acta Geogr. Lodz.*, 65: 19–34.
- BARANIECKA M.D., KONECKA-BETLEY K., 1995 – Micro-morphological differentiation of the top part of the Warta and Odra glacial till complex. *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 117–134.
- BŁACHOWSKI R., 1938 – Wskaźnik gładzowy dla moren dennych Pomorza i Mazowsza. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, 31.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z., HALICKI B., 1957 – Interglacjały Suwalszczyzny i terenów sąsiednich. *Acta Geol. Pol.*, 7, 4: 361–401.
- BÖSE M., 1983 – Zum Aufbau der Sedimente im Berliner Urstromtal nach Kiesenanalysen von Geschiebemergeln. *Z. Geomorph.*, 27, 2: 139–145.
- BÖSE M., 1990 – Reconstruction of ice flow directions south of the Baltic Sea during the Saalian and Weichselian glaciation. *Boreas*, 19: 217–226.
- BÖSE M., 1995 – Saalian and Weichselian tills in the western part of Berlin. *W: Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard): 485–492. A.A. Balkema, Rotterdam.
- BÖSE M., BRANDE A., 1979 – Zum Pleistozän der Platten des Branderburgischen Jungmoränen Gebietes. *Catena*, 6: 183–202.
- BRUD S., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B., 2001 – Interpretacja stratygraficzna osadów z otworu Kozły-1 z wykorzystaniem stopnia eolizacji. *Prz. Geol.*, 49, 8: 683–687.
- BURDUKIEWICZ J.M., MEYER K.D., 1991 – The analysis of erratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). *Śląskie Spraw. Archeol.*, 32: 29–42.
- CAILLEUX A., 1942 – Les actions éoliennes periglaciaires en Europe. *Mm. Soc. Géol. de France*, 41.
- CEPEK A.G., 1962 – Zur Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg. *Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR*, 6: 275–278.
- CEPEK A.G., 1969 – Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR. *Geologie*, 18: 657–673.
- CEPEK A.G., 1970 – Entwicklungsbericht zur Standardisierungsaufgabe: Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen. Univerroff. Zentr. Geol. Inst., Berlin.
- CEPEK A.G., 1973 – Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde nach neuen Geschiebeanalysen. *Z. Geol. Wiss.*, 9: 1155–1171.
- CEPEK A.G., 1979 – Zu einigen Aufgaben der methodischen Angleichung der Grundmoränenstratigraphie in der VR Polen und in der DDR. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 14: 15–20.
- CHLEBOWSKI R., LINDNER L., 1986 – Wpływ podłoża na skład minerałów ciężkich gliny zwałowej zlodowacenia odry na Wyżynie Małopolskiej. *Prz. Geol.*, 34, 11: 643–649.
- CHLEBOWSKI R., LINDNER L., 1992 – Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej. *Biul. Geol. UW*, 32: 15–48.
- CHOMA-MORYL K., CZERWONKA J., MORYL J., 1991 – Petrograficzno-mineralogiczna charakterystyka glin zwałowych okolic Szamotuł. *UAM, Geografia*, 50: 227–236.
- CZERWONKA J.A., 1998 – Litostratygrafia glin lodowcowych: uwagi metodyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 113–126.
- CZERWONKA J.A., 2004 – Śląska i wielkopolska prowincja litostratygraficzna glin zwałowych. *Prz. Geol.*, 52, 5: 421–429.
- CZERWONKA J.A., DOBOSZ T., HAISIG J., KRZYSZKOWSKI D., WILANOWSKI S., 1998 – Stratygrafia i petrografia glin lo-

- dowcowych w międzyrzeczu Odry i Warty, Polska południowo-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **385**: 73–104.
- CZERWONKA J.A., DOBOSZ T., KRZYSZKOWSKI D., 1997 – Till stratigraphy and petrography of northern part of Silesia (south-western Poland). *Kwart. Geol.*, **41**, 2: 209–242.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1990 – Saalian tills in the Bełchatów outcrop, central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **38**, 1/4: 63–76.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1992 – Pleistocene stratigraphy of the central part of Silesian Lowland, south-western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, **40**: 203–233.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1994 – Pleistocene stratigraphy and till petrography of the Central Great Poland Lowland, western Poland. *Folia Quatern.*, **65**: 7–71.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., ŁABNO A., 1991 – Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z otworów wiertniczych na arkuszu Wołów Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. *Kwart. AGH, Geologia*, **17**, 4: 43–67.
- CZERWONKA J.A., WITEK B., 1977 – Granulometric and petrographic studies of tills of south-western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **305**: 45–58.
- CZUBLA P., 1998 – Skały fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych KBW „Bełchatów” i ich znaczenie stratygraficzne. III Sem. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych: 35–36. Poznań.
- CZUBLA P., 1999 – Badania głazowe jako narzędzie stratygraficzne na przykładzie utworów morenowych wschodniej Wielkopolski. VI Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski: 14–18. Czudec.
- CZUBLA P., 2001 – Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geogr. Lodz.*, **80**.
- CZUBLA P., GAŁĄZKA D., GÓRSKA M., 2006 – Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Prz. Geol.*, **54**, 3: 345–355.
- DOBZĄŃSKI B., UZIAK S., 1970 – Rozpoznawanie i analiza gleb. PWN, Warszawa.
- DREIMANIS A., 1961 – Tills of southern Ontario. *The Royal Society of Canada, Spec. Publ.*, **3**: 80–96.
- DREIMANIS A., 1969 – Selection of genetically significant parameters for investigation of tills. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **8**: 15–29.
- DREIMANIS A., 1976 – Tills, their origin and properties. *W: Glacial till. The Royal Society of Canada, Spec. Publ.*, **12**: 11–49.
- DREIMANIS A., 1977 – Magnetic, physical and lithologic properties and age of till exposed along the east of Lake Huron, Ontario: discussion. *Can. J. Earth Sc.*, **14**: 2171–2175.
- DREIMANIS A., 1989 – Tills, their genetic terminology and classification. *W: Genetic classification of glacial deposits: 15–81. Balkema, Rotterdam.*
- DREIMANIS A., 1990 – Formation, deposition and identification of subglacial and supraglacial tills. *W: Glacial indicator tracing: 35–59. Balkema, Rotterdam.*
- DREIMANIS A., LUNDQVIST J., 1984 – What should be called till? *W: Ten years of Nordic till research (red. L.K. Königston): 5–10. Striae, Uppsala.*
- DREIMANIS A., VAGNERS U.J., 1971 – Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. *W: Till (red. R.P. Goldthwait): 237–250. Ohio St. Univ. Press, Columbus.*
- DUDZIAK J., 1970 – Studia nad kierunkami transgresji lądolodu plejstoceńskiego. *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. w Krakowie*, **66**.
- DUDZIAK J., 1974 – Zależność składu głazowego od frakcji w osadach glacialnych zlodowacenia południowopolskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **44**, 4: 557–591.
- DUDZIAK J., 1979 – Rozmiar głazów narzutowych a długość drogi ich transportu. *Wszechświat*, 5: 104–107.
- DWUCET K., RACINOWSKI R., SEUL C., 1998 – Litostratygrafia osadów klifu w Śliwinie koło Rewala na Pomorzu Zachodnim. *Pr. UŚl.*, 1723, *Geogr. Stud. Dissert.*, **22**: 7–28.
- EHLERS J., 1978 – Feinkieszählungen nach der niederländischen methode im Hamburger Raum. *Der geschiebesammler*, **12**, 2/3: 47–64.
- EHLERS J., 1979a – Gefügekundliche und sedimentpetrographische Untersuchungen im Pleistozän der Kreidegrube Hemmoor (Nordwest-Niedersachsen). *Geol. Jb.*, **A 49**, 8: 27–37.
- EHLERS J., 1979b – Fine gravel analyse after Dutch method as tested out on Ristinge Klingt, Denmark. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **27**: 157–165.
- EHLERS J., 1990 – Reconstructing the dynamics of the north-west European Pleistocene ice sheet. *Quatern. Sc. Rev.*, **9**.
- EHLERS J., 1994 – Allgemeine und historische Quartärgeologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- EHLERS J., MEYER K.D., STEPHAN H.J., 1984 – Pre-Weichselian glaciations of north-west Europe. *Quatern. Sc. Rev.*, **3**: 1–40.
- ENCYCLOPEDIA of Quaternary Science, 2007, t. 2 (red. S.A. Elias). Elsevier.
- FLINT R.F., 1971 – Glacial and Quaternary geology. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- FOLK R.L., WARD W.C., 1957 – Brazos river bar, a study in the significance of grains-size parameters. *J. Sedim. Petrol.*, **27**: 3–26.
- GÁBA Z., 1974a – Rombový porfýr jako souvek z žulové ve Slezsku. *Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci*, 167: 5–9.
- GÁBA Z., 1974b – Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. *Časopis Slezského Muzea Opava*, **A23**, 3: 49–56.
- GÁBA Z., DUDZIAK J., 1979 – Souvkové analýzy ledovcových uloženin z Jesenicka (CSSR) a z oblasti Tarnowa (PLR). *Časopis Slezského Muzea Opava*, **A28**: 179–185.
- GÁBA Z., PEK I., 1999 – Ledovcove souvky moravskoslezské oblasti. Okresni vlastivedne muzeum v Sumperku.
- GAIGALAS A., 1964a – Mineralogo-petrograficzeskij sostaw morien plejstocenna jugo-wostocznoj Litwy. 1. Izmiienienije sodierzanzija obłomków gornych porod i mineralow w granulometriczeskom spiektrie. *Trudy Ak. Lit. SSR*, **B4**, 39: 185–192.
- GAIGALAS A., 1964b – Mineralogo-petrograficzeskij sostaw morien plejstocenna jugo-wostocznoj Litwy. 2. Razliczija sodierzanzija obłomków gornych porod i mineralow w niekotorych raznowozrastnych moriennyh gorizontach. *Trudy Ak. Lit. SSR*, **B4**, 39: 193–211.
- GAIGALAS A., 1971 – Texture, structure and genetic varieties of the ground moraines. *W: Struktura i morfogeneza srednelitowskiego morennoj rawniny: 28–87. Vilnius, Mintis.*
- GAIGALAS A., 1978 – Zakonomernostu rasprostranienija kristaliczeskich rukowodjaszczychwałunow w kraewych lednikowych obrazowanijach zapadnoj czasti SSSR. *W: Kraewye obrazowanija materikowych oledenienij: 56–62. Naukowa Dumka, Kiev.*
- GAIGALAS A., 1982 – The possibilities of moraine correlation according to their debris composition. *W: Moskovskoj lednikowij pokrow Wostocznoj Ewropy: 42–43. Nauka, Moskwa.*
- GAIGALAS A., 1989 – Composition of macro-detrical material and moraine structure. *W: Moreny kak istocznik glaciologiczeskoj informacii: 20–38. Nauka, Moskwa.*



- GAIGALAS A., 1995a – Characteristics and genesis of Lithuanian tills. *W: Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard): 137–150. A.A. Balkema, Rotterdam.
- GAIGALAS A., 1995b – Glacial history of Lithuania. *Ibidem*: 127–135.
- GAIGALAS A., GUDELIS V., 1965 – Erraticzeskije wałuny stadialnych obrazowanij posledniego oledienienija jużnoj Priłaitiki i dinamika lednikowo pokrowa. *Baltica*, **2**: 213–232
- GAIGALAS A., JURGAITIS A., 1967 – Mineraloġo-petrograficzeskij sostaw moren plejstocena jugo-wostocznoj Litwy, cz. 3. *Trudy Ak. Nauk SSR, ser. B*, **1**, 48: 219–232.
- GAŁĄZKA D., 2002 – Charakterystyka petrograficzna glin zwałowych ostatniego zlodowacenia w dolinie dolnej Wisły. IX Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski: 67. Borne Sulonowo.
- GAŁĄZKA D., 2004a – Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Rozprawa doktorska. Arch. Wydz. Geologii UW, Warszawa.
- GAŁĄZKA D., 2004b – Zastosowanie metody makroskopowego oznaczania eratyków przewodnich do lokalizacji obszarów źródłowych wybranych kier jurajskich. *Prz. Geol.*, **52**, 4: 349–350.
- GAŁĄZKA D., 2006 – Die Untersuchung fenno-skandischer Litgeschiebe aus Geschiebemergin im westlichen Polesien, Region der Stad Włodawa (ostliches Polen). *Archiv für Geschiebekunde*, **5**, 1/5: 191–196.
- GAŁĄZKA D., MARKS L., ZABIELSKI R., 1999 – Czy litostratygrafia glin lodowcowych może być przydatna dla stratygrafii czwartorzędu? *Prz. Geol.*, **47**, 3: 261–265.
- GOŁĄB J., 1933 – Badania nad wskaźnikiem gwałowym utworów morenowych Wielkopolski. Pam. XIV Zjazdu Lekarzy i Przyrodników w Poznaniu. Poznań.
- GOŹDZIK J., 2001 – O zależności między pomiarami graniformometrycznymi a stopniem zaokrąglenia ziarn. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 21–31. Wyd. UW, Warszawa.
- GOŹDZIK J., MARUSZCZAK H., 2001 – Znaczenie paleogeograficzne osadów fluwioperyglacjalnych poprzedzających nasunięcie lądolodu odrzańskiego w dolinie Wisły środkowej. *Ibidem*: 65–79.
- GOŹDZIK J., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1988a – Geneza zmatowienia powierzchni dobrze zaokrąglonych ziarn kwarcu w świetle badań w mikroskopie elektronowym. *W: Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 57–64. Wyd. UW, Warszawa.
- GOŹDZIK J., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1988b – Cechy rzeźby powierzchni wybranych typów ziarn kwarcu z glin morenowych w środkowej Polsce. *Ibidem*: 65–71.
- GOŹDZIK J., WIATRĄK M., 2001 – O genezie i wieku utworów czwartorzędowych z profilu wiercenia Lesiów PIG-1 w świetle analizy kształtu ziarn kwarcowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 81–91. Wyd. UW, Warszawa.
- GÓRSKA M., 1992 – Nowe problemy stosowania wskaźników gwałowych w badaniach plejstocennych osadów morenowych. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, ser. A, **44**: 43–56.
- GÓRSKA M., 1995 – Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin morenowych vistulianu, jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, ser. A, **46**: 29–62.
- GÓRSKA M., 1998a – Petrografia glin morenowych Wielkopolski. III Sem. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych: 42–44. Poznań.
- GÓRSKA M., 1998b – Właściwości teksturalne i petrografia osadów morenowych w południowej Wielkopolsce (Włoszakowice). *W: Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocennego zlodowacenia półkuli północnej* (red. A. Kostrzewski). *UAM, Geografia*, **58**: 49–80.
- GÓRSKA M., 2000 – Wybrane właściwości petrograficzne vistuliankich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **28**.
- GÓRSKA M., 2006 – Wybrane cechy teksturalne glin lodowcowych i osadów wodnolodowcowych fazy pomorskiej północno-wschodnich Niemiec. *Prz. Geogr.*, **78**, 1: 69–89.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., OSIPOV V., SOKOLOV V., 1984 – Atlas of the microstructure of clay soils. PWN, Warszawa.
- GRONKOWSKA B., KENIG K., 1974 – Profil glin zwałowych w Szwajcarii koło Suwałk. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **10**: 137–148.
- GWYN Q.H., DREIMANIS A., 1979 – Heavy minerals assemblage in tills and their use in distinguishing glacial lobes in Great Lakes region. *Can. J. Earth Sc.*, **16**, 12: 2219–2235.
- HALICKA A., 1936 – Zarys petrografii moren Wileńszczyzny. *Pr. Muż. Ziemi*, **38**: 13–45.
- HALICKI B., 1948 – O żwirach i gwałach antropogenicznych w Karpatach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **17**: 61–82.
- HANNEMAH M., SCHLEGEL E., 1965 – Untersuchungen zur stratigraphischen Einstufung von Geschiebemergeln aus Ostbrandenburg. *Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR*, **10**: 773–790.
- HESEMANN J., 1929 – Beiträge zur Kenntnis kristalliner Geschiebe. *Z. Geschiebeforsch.*, **5**: 137–143.
- HESEMANN J., 1939a – Diluvialstratigraphische Geschiebe Untersuchungen zwischen Elbe und Rhein. *Abhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen*, **31**: 247–285.
- HESEMANN J., 1939b – Geschiebeuntersuchungen zwischen Pommerschem und Warthe-Stadium in der mittleren Mark Brandenburg. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, **59**: 45–54.
- HESEMANN J., 1939c – Zur Petrographie weiterer, hauptsächlich ost-fenno-skandischer Leitgeschiebe. *Z. Geschiebeforsch., u. Fachlandgeol.*, **15**, 2: 68–98, 11 Abb.
- HESEMANN J., 1975 – Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld.
- ILASZESKI W., RACINOWSKI R., 1979 – Efektywność stratyfikacji glin zwałowych na podstawie badań minerałów ciężkich. *Pr. Nauk. Pszczec., Geotechnika i geologia*, **97**: 44–68.
- JAROSIŃSKA U., 1998 – Zastosowanie analizy wielkoformatowych płytek cienkich w badaniach nad procesami akumulacji glin lodowcowych. *W: Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego* (red. S. Lisicki, L. Marks, J. Medek, K. Pochocka). V Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski: 40–41. Iznota, Warszawa.
- JAROSIŃSKA U., 2000a – Analiza płytek cienkich w badaniach procesów depozycji glin lodowcowych; przykłady mikrostruktur ze stanowisk na Podlasiu. *W: Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej* (red. S. Terpiłowski): 31–33. Mielnik, Lublin.
- JAROSIŃSKA U., 2000b – Metoda utwardzania próbek osadów spolistych pobranych w stanie nienaruszonym do sporządzania średnioformatowych płytek cienkich. *Prz. Geol.*, **48**, 9: 787–789.
- JAROSZEWISZ-HALICKA A., 1947 – Kryteria petrograficzne w zastosowaniu do stratygrafii moren. *Wiad. Muż. Ziemi*, **3**: 184–186.



- JAROSZEWICZ-KŁYSZYŃSKA A., 1938a – Kamienie narzutowe, ich znaczenie naukowe i historia badań. *Wiad. Muz. Ziemi*, **4**: 129–136.
- JAROSZEWICZ-KŁYSZYŃSKA A., 1938b – O utworach morenowych Łysej Góry pod Wilnem. *Starunia*, **15**: 1–46.
- JAROSZEWICZ-KŁYSZYŃSKA A., 1938c – Wyniki próbnych badań kilku moren Polski środkowej i północnej. *Starunia*, **15**: 47–63.
- JAROSZEWICZ-KŁYSZYŃSKA A., 1939a – Rola głązów narzutowych w geologii. *Wszechświat*, **1**: 8–12.
- JAROSZEWICZ-KŁYSZYŃSKA A., 1939b – Zastosowanie kryteriów petrograficznych do oznaczenia wieku osadów lodowcowych. *Wszechświat*, **2**: 43–48.
- KENIG K., 1972 – Gliny zwałowe zlodowacenia północnopolskiego. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 1976 – Main lithological-sedimentological properties till layers in boreholes from the Lower Vistula areas. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 243–246.
- KENIG K., 1977 – Litologia glin zwałowych w profilach wiertniczych międzyrzecza dolnego Bugu i Narwi. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 1980 – Skład mineralny osadów moreny czołowej lodowca Gås (Spitsbergen) z uwzględnieniem analizy powierzchni ziarn kwarcu w SEM. *Kwart. Geol.*, **24**, 3: 711–740.
- KENIG K., 1985a – Osady interglacjału eemskiego na tle rozwoju sedimentacji plejstoceńskiej w profilu Lisówek (koło Grodziska Mazowieckiego). *Prz. Geol.*, **33**, 2: 64–70.
- KENIG K., 1985b – Profil glin morenowych w Wólce Pietkowskiej (Nizina Podlaska) w świetle analiz litologicznych i mikroskopii elektronowej. *Prz. Geol.*, **33**, 11: 611–621.
- KENIG K., 1988 – Cechy urzeźbienia powierzchni ziarn kwarcu z glin morenowych profilu Wólka Pietkowska (międzyrzecze Bugu i Narwi) – próba ilościowego oszacowania. *W: Geneza osadów i gleb w świetle badań w mikroskopie elektronowym* (red. E. Mycielska-Dowgiało): 73–78. Wyd. UW, Warszawa.
- KENIG K., 1991a – Litostratygrafia poziomów glin morenowych w profilach wiertniczych Pojezierza Suwalskiego. *UAM, Geografia*, **50**: 457–470.
- KENIG K., 1991b – Profil lessów w Sandomierzu: cechy litologiczne z uwzględnieniem wyników analizy ziarn kwarcu za pomocą SEM. *W: Podstawowe profile lessów w Polsce* (red. H. Maruszczak): 75–83. Lublin.
- KENIG K., 1993 – Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Olsztyn. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 1994 – Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Muszaki. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 1995a – Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Nidzica. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 1995b – Mikrorzeźba powierzchni ziarn kwarcu z osadów morskich i lądowych. *W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1:500 000* (red. J.E. Mojski): 38–41, tabl. XXII. PAE, Warszawa.
- KENIG K., 1996 – Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Barczewo. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 1997 – Badania litologiczne osadów z otworów wiertniczych Mapy geologicznej Polski 1:200 000. *Prz. Geol.*, **45**, 11: 1181–1187.
- KENIG K., 1998a – Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **380**.
- KENIG K., 1998b – Petrograficzne kryterium podziału glin morenowych zawartych między interglacjałem augustowskim i ferdynandowskim na obszarze Polski północno-wschodniej. III Sem. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych: 59–60. Poznań.
- KENIG K., 1999a – Analiza minerałów ciężkich. *W: Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000* (red. L. Marks, A. Ber). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KENIG K., 1999b – Analiza składu mineralno-petrograficznego frakcji piaszczystej. *Ibidem*.
- KENIG K., 1999c – Analiza obtoczenia ziarn kwarcu. *Ibidem*.
- KENIG K., 1999d – Litologiczne podstawy stratygrafii glin morenowych wybranych obszarów Niżu Polskiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **55**: 54–56.
- KENIG K., 2000 – Ocena wartości interpretacyjnej współczynnika obtoczenia ziarn kwarcu z osadów czwartorzędowych (metoda fotograficzna). *Prz. Geol.*, **48**, 4: 360–363.
- KENIG K., 2002 – Litopetrografia glin morenowych rejonu Piły. *W: Plejstocen Pomorza środkowego i strefa marginalna łobu Parsęty*. IX Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski: 27–28. Borne Sulinowo.
- KENIG K., 2003a – Mineralogical features of tills from western and eastern part (lobess) of the Scandinavian ice sheet in the Polish Lowland (Poland). Intern. Symp. on Human Impact and Geological Heritage. Excursion Guide and Abstracts: 80–81. Tallin, Estonia.
- KENIG K., 2003b – Badania składu petrograficznego frakcji zwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych. *W: Analizy sedymentacyjne osadów glacialnych* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 33–47. Wyd. UMCS, Lublin.
- KENIG K., 2003c – Gliny morenowe na Niżu Polskim z wykorzystaniem badań litologicznych wykonanych do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., 2004 – Zróżnicowanie petrograficzne i mineralne równoległych glin morenowych z wybranych obszarów Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, **52**, 4: 325–330.
- KENIG K., 2005 – Zastosowanie badań petrologicznych i mineralogicznych w określeniu litostratygrafii i litogenezy osadów plejstoceńskich. *Prz. Geol.*, **53**, 3: 256.
- KENIG K., 2006 – Cechy teksturalne osadów w profilu Sandomierz z wykorzystaniem badań w SEM. *W: Studia interdyscyplinarne nad lessami – problemy metodyczne*: 36–38. Sandomierz.
- KENIG K., 2007 – Osady sedimentacji rzecznej i fluwioglacjalnej w profilach wiertniczych w rejonie Radzymina (środkowe Mazowsze). *Prz. Geol.*, **55**, 3: 204.
- KENIG K., 2008a – Cechy mineralne osadów neogenu i paleogenu z bezpośredniego podłoża plejstocenu i ich odzwierciedlenie w osadach plejstocenu z wybranych rejonów Niżu Polskiego. *W: Osady z pogranicza czwartorzędu i neogenu, paleogenu źródłem informacji o wpływie podłoża na litologię osadów na Niżu Polskim*: 13–14. Warszawa.
- KENIG K., 2008b – Lithological properties of tills on Polish Lowland. *W: Quaternary of the gulf of Gdańsk and Lower Vistula regions in northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy, and palaeogeography*: 27–29. International Field Symposium of INQUA Peribaltic Group, Frombork. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KENIG K., LINDNER L., 2001 – Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaceniem w Tatrach Zachodnich. *Prz. Geol.*, **49**, 12: 1180–1185.
- KENIG K., MARCINKOWSKI B., 1995 – Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych. Szczegółowa

- mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Augustów. CAG PIG, Warszawa.
- KENIG K., MARKS L., 2001 – Znaczenie kryteriów litologicznych dla litostratygrafii osadów czwartorzędowych. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygrafii czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 9–16. Wyd. UW, Warszawa.
- KLATKOWA H., 1993 – Niektóre cechy glaciogenicznych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, **65**: 99–140.
- KŁYSZ P., 1995 – Badania petrograficzne osadów morenowych na Pojezierzu Drawskim. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, ser. A, **46**: 85–94.
- KONECKA-BETLEY K., ZAGÓRSKI Z., 1996 – Cechy lito- i pedogenezy w glinach zlodowacenia warty (Bełchatów). *Acta Geogr. Lodz.*, **71**: 97–112.
- KONERT M., VANDENBERGHE J., 1997 – Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology*, **44**: 523–535.
- KONIECZNY S., 1956 – Z badań nad rozmieszczeniem eratyków krystalicznych zlodowacenia plejstocenijskiego w zachodniej Polsce. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, **2**, 1: 1–36.
- KÖRN J., 1927 – Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. Ein Führer für Sammler Kristalliner Geschiebe. Preuss.
- KOZYDRA Z., WYRWICKI R., 1972 – Minerale ilaste. Wyd. Geol., Warszawa.
- KREUTZ S., GŁOWIŃSKA A., 1932 – Die polnischen Geschiebe. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **8**: 219–221.
- KRINSLEY D.H., DOORNKAMP J.C., 1973 – Atlas of quartz and surface textures. Cambridge Univ. Press, London.
- KRUMBEIN W.C., 1934 – Size frequency distribution of sediments. *J. Sedim. Petrol.*, **4**.
- KRUMBEIN W.C., 1941 – Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *J. Sedim. Petrol.*, **11**: 64–72.
- KRYGOWSKI B., 1947 – Z badań nad narzutnikami Ziemi Zachodniej. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zachodnią*, **1**: 48–57.
- KRYGOWSKI B., 1956 – Z badań granulometrycznych nad utworami plejstocenijskimi w Polsce zachodniej. *Biul. Inst. Geol.*, **100**: 503–608.
- KRYGOWSKI B., 1964 – Granulometrika mechaniczna – zastosowanie, teoria. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk*, **2/4**.
- KRYGOWSKI B., 1967 – Zmienność glin morenowych w zakresie uproszczonego składu petrograficznego. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **7**: 59–65.
- KRYGOWSKI B., 1969 – Position of boulder clay among other sedimentary environments based on some grain abrasion parameters. *Geogr. Pol.*, **17**: 311–318.
- KRYGOWSKI B., 1974 – Problematyka glin morenowych na Kongresie INQUA w Paryżu (1969 r.). *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **10**: 81–86.
- KRZYSZKOWSKI D., CZERWONKA J.A., 1992 – Quaternary geology of the Kleszczów Graben (Central Poland) a study based on boreholes from the western forefield of the “Bełchatów outcrop”. *Quatern. Stud. Poland*, **11**: 91–129.
- KRZYSZKOWSKI D., CZERWONKA J.A., 1994 – Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina. *Acta Univ. Wratisl.*, 1702, *Pr. Inst. Geogr.*, ser. A, *Geografia Fizyczna*, **7**: 37–61.
- KRZYSZKOWSKI D., CZERWONKA J.A., DOBRACKI R., 2007 – Litostratygrafia glin lodowcowych i osadów proglacialnych okolic Szczecina, Polska północno-zachodnia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **425**: 47–74.
- LAMPARSKI Z., 1961 – Udział materiału lokalnego w zespole glazowym form akumulacji czołowomorenowej w końcowej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *W: Prace o plejstocenie Polski środkowej*: 133–142. Wyd. Kom. Geol. PAN, Warszawa.
- LAMPARSKI Z., 1970 – Dynamika ruchu brzeżnej części lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnie zbocze Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 3: 586–602.
- LAMPARSKI Z., 1971 – Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego. *Biul. Geol. UW*, **13**: 5–85.
- LINDNER L., BOGUCKI A., CHLEBOWSKI R., GOŻIK P., 2004a – Znaczenie występowania glin lodowcowych w reperywnych profilach lessowych Polski i Ukrainy. *Prz. Geol.*, **52**, 4: 331–335.
- LINDNER L., MARKS L., 1999 – New approach to stratigraphy of palaeolake and glacial sediments of the younger Middle Pleistocene in mid-eastern Poland. *Geol. Quart.*, **43**, 1: 1–8.
- LIPIŃSKA N., 1974 – Zastosowanie wielozmiennej funkcji wyróżniającej do rozdzielania II poziomu glin zwałowych. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **10**: 177–184.
- LIS J., PASIECZNA A., 1999 – Atlas geochemiczny Pobrzeża Gdańskiego 1:250 000. PAE, Warszawa.
- LISICKI S., 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**.
- LÜTTIG G., 1958 – Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geol. Jahrb.*, **75**: 361–418.
- LÜTTIG G., 1991 – Erratic boulder statistics as a stratigraphic aid – examples from Schleswig-Holstein. *Newsletter in Stratigraphy*, **25**: 61–74.
- ŁUKASZEW K.I., 1969 – Lithochemical study of the Quaternary sediments in Byelorussia. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **8**: 103–109.
- ŁUKASZEW V.K., 1969 – On geochemical features of moraine deposits of various glaciations in Byelorussia and Poland. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **8**: 119–127.
- ŁYDKA K., TURNAU-MORAWSKA M., 1967 – Minerale ciężkie z osadów trzeciorzędowych i plejstocenijskich w Marantowie koło Konina. *Pr. Inst. Geol.*, **48**: 137–144.
- MAHANEY W.C., 2002 – Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford Univ. Press, London.
- MAHANEY W.C., KALM V., 1995 – Scanning electron microscopy of Pleistocene tills in Estonia. *Boreas*, **221**, 1: 13–29.
- MAJORE J., RINKE R., SAVVAITOV A., VEINBERGS I., 1997 – Lithostratigraphical identification of tills in the southeastern part of the Baltic Sea by the method of the rounded hornblende grains. *Baltica*, **10**: 9–12.
- MARKS L., 1995 – Till facies in the outer and moraine zone of the Wisła Glaciation, northeastern Poland. *W: Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard): 309–318. A.A. Balkema, Rotterdam.
- MARKS L., BER A. (red.), 1999 – Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MASŁOWSKA M., 1999 – Charakterystyka litologiczna glin zwałowych rejonu północno-zachodniej Polski. *Prz. Geol.*, **47**, 10: 920–926.
- MATINIANN N.N., 2007 – Microelements of Quaternary sediments – main soil-forming rocks of the north-west Russia. *W: The Qua-*

- ternary of western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to the evolution of the Baltic Sea: 53–54. *Plateliai, Lithuania*.
- MENZIES J., 1998 – Microstructures within subglacial diamictins. *W: Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej* (red. A. Kosztrzewski). *UAM, Geografia*, **58**: 153–166.
- MEYER K.D., 1970 – Zur Geschieführung des Oldenburgisch-Ostfriesischen Geestrückens. *Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen*, **37**: 227–246.
- MEYER K.D., 1983 – Indicator pebble and stone count methods. *W: Glacial deposits in North-West Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard): 275–287. A.A. Balkema, Rotterdam.
- MEYER K.D., 1987 – Ground and endmoraines in Lower Saxony. *W: Till and glaciotectionics*: 187–204. A.A. Balkema, Rotterdam.
- MILTHERS V., 1934 – Die Verteilung skandinavischer Leitgeschiebe im Quartär von Westdeutschland. *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, **156**.
- MILTHERS V., 1937 – Geschiebeuntersuchungen und glazialstratigraphie. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **88**: 115–120.
- MILTHERS V., 1950 – Die Gliederung und Verbreitung der skandinavischen Vereisungen in Nordwesteuropa. *Geologiska Föreningens i Stockholm Forhandlingar*, **72**, 3: 257–268.
- MILTHERS V., MILTHERS K., 1938 – Rozmieszczenie niektórych skandynawskich narzutniaków na Niżu Polskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **5**: 26.
- MORAWSKI J., 1955 – Metoda badań obtoczenia ziarn kwarcu metodą powiększalnika fotograficznego. *Ann. UMCS*, **B 10**: 199–221.
- MROCZEK P., 2000 – Próba zastosowania mikromorfologii w badaniach glin profilu Łosice. *W: Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej* (red. S. Terpiłowski): 100–101. Lublin.
- MROCZEK P., 2003 – Analiza optycznego obrazu mikromorfologicznego glin lodowcowych. *W: Analizy sedimentologiczne osadów glacygenicznych* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 51–61. Lublin.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne i ich wartość interpretacyjna. *W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników* (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski): 29–105. Wyd. UW, Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., KRZYWOBŁOCKA-LAUROW R., 1976 – Electron microscopic analysis of surface textures of quartz grains from boulder clays. Till its genesis and diagenesis. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 167–174.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B., 1998 – Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Prz. Geol.*, **46**, 12: 1275–1281.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B., 2001 – Wybrane cechy sedimentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworów Galumin 1', Kozły 1, Niskowizna i Olszewo Węgorzewskie. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu* (red. E. Mycielska-Dowgiałło): 43–58. Wyd. UW, Warszawa.
- NALEWAJKO J., 1982 – Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w rejonie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, **44**.
- NALEWAJKO J., 1985 – Subglacjalne gliny warciańskie regionu łódzkiego w świetle statystycznej analizy cech uziarnienia. *Acta Geogr. Lodz.*, **50**: 125–150.
- NICIEJA M., 1996 – Analiza uziarnienia osadów drobnoziarnistych w świetle wybranych metod. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. *UAM, Geografia*, **57**, 2: 199–217.
- NIEWIAROWSKI W., 1969 – Ułożenie kamieni w utworach morenowych ostatniego lądolodu na terenie dolnego Powiśla. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **8**: 137–148.
- NUNBERG J., 1971 – Próba zastosowania metod statystycznych do badań zespołu głazów fennoskandyjskich występujących w utworach glacialnych północno-wschodniej Polski. *Stud. Geol. Pol.*, **38**.
- NUNBERG J., 1979 – Erratics selection index as a value determining the origin of marginal forms and glacial sediments. *Quatern. Stud.*, **1**: 65–69.
- POCHOCKA-SZWARC K., MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E., WORONKO B., 2001 – Nowe spojrzenie na stratyografię czwartorzędu w otworze Olszewo Węgorzewskie oparte na analizie wybranych cech teksturalnych i mineralno-petrograficznych osadów. *Prz. Geol.*, **49**, 11: 1078–1082.
- RACINOWSKI R., 1966 – Morfometria żwirów z glin zwałowych Polski wschodniej. *Kwart. Geol.*, **10**, 2: 475–496.
- RACINOWSKI R., 1969 – Badania granulometryczne i mineralno-petrograficzne glin zwałowych Polski wschodniej. *Biul. Inst. Geol.*, **220**: 289–323.
- RACINOWSKI R., 1973 – Metody litologiczno-petrograficzne w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. *W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych* (red. E. Rühle): 331–458. Wyd. Geol., Warszawa.
- RACINOWSKI R., 1991 – Zróżnicowanie składu petrograficzno-mineralnego osadów strefy brzegowej Bałtyku na Pobrzeżu Szczecińskim. *UAM, Geografia*, **50**: 309–314.
- RACINOWSKI R., 1992 – Uwagi o wykorzystaniu wyników analiz minerałów ciężkich w problematyce badań osadów czwartorzędowych Polski. *W: Badania sedimentologiczne osadów czwartorzędowych. Letnia Szkoła Sedimentologiczna, Murzynowo*: 182–221. Warszawa.
- RACINOWSKI R., 1993 – A retrospective look at significant heavy minerals studies for Poland's Quaternary problems. *Ann. UMCS, Sect. B*, **48**, 18: 239–251.
- RACINOWSKI R., 1995 – Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. *W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników* (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski): 151–166. Wyd. UW, Warszawa.
- RACINOWSKI R., 1999 – Wkład Profesora Jana Trembaczowskiego w opracowanie metodyki standardowych badań petrograficznych frakcji żwirowej osadów glacialnych Polski. *W: 25 lat ośrodka geograficznego w Uniwersytecie Śląskim. Pamięci Profesora Jana Trembaczowskiego* (red. A. Jankowski, T. Szczyppek): 23–29. UŚl., Sosnowiec.
- RACINOWSKI R., 2000 – Niektóre problemy interpretacji wyników analiz minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 354–359.
- RACINOWSKI R., RZECHOWSKI J., 1959 – Próba wykorzystania stopnia obtoczenia ziaren skalnych dla genetycznej klasyfikacji osadów plejstocenijskich. *Ann. UMCS, sect. B*, **13**: 107–117.
- RACINOWSKI R., RZECHOWSKI J., 1969 – Selected problems of lithology and petrography of the boulder clays in Central and Eastern Poland. *Geogr. Pol.*, **17**: 319–340.
- RACINOWSKI R., SOCHAN A., 1978 – Zastosowanie prostych metod statystycznych w badaniach petrograficznych glin zwałowych (na przykładzie materiału z kłifu Trzęsacz–Niechorze). *Biul. Inst. Geol.*, **300**: 179–198.



- RACINOWSKI R., SOCHAN A., 1981 – Próba charakterystyki litostratygraficznej osadów plejstoceńskich północnej części Pobrzeża Szczecińskiego. *Pr. Nauk. PSzczec.*, **128**.
- RACINOWSKI R., SZCZYPEK T., WACH T., 2001 – Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wyd. UŚL., Katowice.
- RAPPOL M., 1987 – Saalian till in the Netherlands: a review. *W: Tills and glaciotectionics* (red. J.J.M. Van der Meer): 3–21. A.A. Balkema, Rotterdam.
- RAUKAS A., 1969 – Composition and genesis of Estonian tills. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **8**: 167–176.
- RAUKAS A., 1973 – The genesis of Estonian tills. *Eesti NSV Teaduste Akademia Toimetised. Geologia*, **22**: 65–71.
- RAUKAS A., 1974 – The peculiarities of the mineralogical composition of the Würmian till of Estonia. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **10**: 41–51.
- RAUKAS A., 1978 – Pleistocenowye otłożenija Estonskoj SSR. Valgus, Tallin.
- RAUKAS A., 1995 – Properties, origin and stratigraphy of Estonian tills. *W: Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard): 93–104. A.A. Balkema, Rotterdam.
- RAUKAS A., MICKELSON D.M., DREIMANIS A., 1978 – Methods of till investigation in Europe and North America. *J. Sedim. Petrol.*, **48**, 1: 285–294.
- ROMAN M., 2004 – Kompleksy glaciceniczne z Lisicy (południowa część Kotliny Płockiej) w świetle badań litofacjalnych i petrograficznych. *Prz. Geol.*, **52**, 5: 437–438.
- ROMANEK A., 2009 – Kenozoik na pograniczu Ziemi Lubuskiej, Pomorza i Wielkopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **192**.
- RÓŻYCKI S.Z., LAMPARSKI Z., 1967 – Kierunki ruchu lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Pol.*, **17**, 3: 369–392.
- RUCHINA E.W., 1961 – Moriennye otłożenija i principy ich klassifikacji. *Mat. po geom. i litologii czetwiert. otł. Mińsk*.
- RUTKOWSKI E., 1961 – Gliny pseudozwałowe w profilu czwartorzędu niektórych miejscowości Polski środkowej. *Kwart. Geol.*, **5**, 1: 233–240.
- RUTKOWSKI J., 1995 – Badania petrograficzne żwirów. *W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników* (red. E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski): 133–150. Wyd. UW, Warszawa.
- RUTKOWSKI J., 2003 – Wprowadzenie w badania petrograficzne żwirów. *W: Analizy sedimentologiczne osadów glacicenicznych* (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 13–21. UMCS, Lublin.
- RŮŽIČKA M., 1986a – Till fabric studies in the Ostrava region. *Antropozoikum*, **17**: 43–76.
- RŮŽIČKA M., 1986b – Výsledky studia tillů na severní Morave. *Zprávy o geologických výzkumech w roce 1985*: 104–106.
- RŮŽIČKOVA E., RŮŽIČKA M., ZEMAN A.Q., KADLEC J., 2001 – Quaternary clastic sediments of the Czech Republic. Textures and structures of the main genetic types. *Český geologický ústav, Praha*.
- RŮHBERG N., BREMER F., 1995 – Geological mapping in Mecklenburg-Vorpommern. *W: Glacial deposits in North-East Europe* (red. J. Ehlers, S. Kozarski, P.L. Gibbard): 515–520. A.A. Balkema, Rotterdam.
- RŮHLE E., 1973 – Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- RYWOCKA-KENIG K., 1968 – Zmienność petrograficzna frakcji żwirowej glin zwałowych w Polsce wschodniej i środkowej. *Kwart. Geol.*, **12**, 2: 437–438.
- RYWOCKA-KENIG K., 1969 – Próba zastosowania statystyki matematycznej przy określaniu składu petrograficznego glin zwałowych. *LXIII Sesja Nauk. Litostratygraficzne badania czwartorzędu w Polsce wschodniej i środkowej*: 18–20. Warszawa.
- RYWOCKA-KENIG K., 1997 – Mikromorfologia powierzchni ziarn kwarcu z lessów. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **155**.
- RZECHOWSKI J., 1966 – Metody barwienia skaleni. *Prz. Geol.*, **14**, 4: 170.
- RZECHOWSKI J., 1971 – Granulometryczno-petrograficzne własności glin zwałowych w dorzeczu środkowej Widawki. *Biul. Inst. Geol.*, **254**: 111–115.
- RZECHOWSKI J., 1974 – O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **10**: 87–100.
- RZECHOWSKI J., 1976 – Lithological peculiarities of Polish lowland till. *W: Till, its genesis and diagenesis. Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 33–54.
- RZECHOWSKI J., 1977 – Main lithotypes of tills in the central Polish area. *Biul. Inst. Geol.*, **305**: 31–43.
- RZECHOWSKI J., 1980 – An attempt of lithostratigraphical subdivision of Vistulian Glaciation tills in Poland. *Quatern. Stud.*, **2**: 107–120.
- RZECHOWSKI J., 1982 – Dependence of till lithology on properties of local Quaternary bedrock in Central Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **343**: 111–134.
- RZECHOWSKI J., 1986 – Pleistocene till stratigraphy in Poland. *Quatern. Sc. Rev.*, **5**: 365–372.
- RZECHOWSKI J., GRONKOWSKA B., KENIG K., 1968 – Petrografia glin zwałowych Podlasia i Mazowsza. CAG PIG, Warszawa.
- RZECHOWSKI J., SOBCZUK B., 1981 – Litofacje glin morenowych na Niżu Polskim. CAG PIG, Warszawa.
- SEUL C., 2004 – Cechy uziarnienia osadów pyłowych północno-zachodniej Polski na podstawie analizy agregatowej i elementarnej (informacje wstępne). *W: Zmiany klimatu zapisane w sekwencjach lessowych* (red. Z. Jary): 86–88. Wyd. UWroc., Wrocław.
- SEUL C., OLSZAK I., RACINOWSKI R., 2004 – Interpretacja stratygraficzna wyników badań niektórych cech litologicznych glin zwałowych klifu Wysoczyzny Rewalskiej. *Prz. Geol.*, **52**, 5: 432–434.
- SMED P., 1993 – Indicator studies: a critical review and new data-presentation method. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, **40**, 3/4: 332–344.
- SMED P., EHLERS J., 1994 – Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- SOKOŁOWSKI R., 2004 – Zastosowanie żwirów skał lokalnych w badaniach litostratygraficznych glin zwałowych w stanowisku „Wapienno” k. Inowrocławia, NW Polska. *Prz. Geol.*, **52**, 5: 435–436.
- STANKOWSKA A., 1974 – Przekrój czwartorzędu w Ferdynandowie w świetle badań minerałów ilastych. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **10**: 157–166.
- STANKOWSKA A., 1976 – Clay minerals in glacial tills of the Polish territory. *W: Till, its genesis and diagenesis. Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **12**: 50–54.
- STANKOWSKA A., 1979 – Stratygraficzne i regionalne zróżnicowanie glin morenowych na terenie Polski w świetle badań minerałów ilastych. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, **17**.
- STANKOWSKI W., 1976 – The till fabric expressing the movement of the ice-sheet overtaking different substratum topography.



- W: Till, its genesis and diagenesis. Zesz. Nauk. UAM, Geografia, 12: 117–121.*
- STANKOWSKI W., KOŁODZIEJ G., 1996 – Gliny morenowe w profilu Lubstów interpretowane analizą mikroskopową. *UAM, Geografia, 57: 289–296.*
- STANKOWSKI W., KRZYSZKOWSKI D., 1991 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. *W: Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin–Turek: 11–31. UAM, Poznań.*
- STEPHAN H.J., 1987 – Moraine stratigraphy in Schleswig-Holstein and adjacent areas. *W: Tills and glaciotectionics (red. J.J.M. Van der Meer): 23–30. A.A. Balkema, Rotterdam, Boston.*
- TGL. 25 232, 1971 – Fachbereichsstandart Geologie: Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen, Blätter 1–6, Staatssekr. für Geologie, DDR Berlin.
- TOKARSKI J., 1948 – Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego dyluwium tatrzańskiego. *Starunia, 24: 1–16.*
- TREMBACZOWSKI J., 1952 – Profil dyluwialny w Klementowicach koło Puław. *Ann. UMCS, sect. B, 7: 53–92.*
- TREMBACZOWSKI J., 1961 – Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych. *Ann. UMCS, sect. B, 16: 63–89.*
- TREMBACZOWSKI J., 1967 – Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych wysoczyzny północnokonińskiej. *Pr. Inst. Geol., 48: 147–158.*
- TRZCIŃSKI J., 1995 – Qualitative and quantitative analysis of microstructures in Polish glacial tills with respect to their age. *Kwart. Geol., 39, 3: 403–422.*
- TRZCIŃSKI J., 2000 – Ilościowa analiza mikrostrukturalna glin lodowcowych w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM). *W: Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glacijomarginalnej na Nizinie Podlaskiej: 61–64. Lublin.*
- TRZCIŃSKI J., 2003 – Mikrostruktury glin lodowcowych badane w skaningowym mikroskopie elektronowym. *W: Analizy sedimentologiczne osadów glacygenicznych (red. M. Harasimiuk, S. Terpiłowski): 63–77. Lublin.*
- ULST W.G., MAJORE J.J., 1964 – Stratigraficzno-geologiczne rasczlenienie lednikowych otłóżeń zapada Europejskiej części SSSR po okatannosti zeren rogowoj obmanki. *Woprosy czetwierticnoj geologii, III: 33–59. Izd. Akademii Nauk Łatwijskiej SSR, Riga.*
- VAN DER MEER J.J.M., 1987 – Micromorphology of glacial sediments as a tool in distinguishing genetic varieties of till. *Special Papers, 3: 77–89. Geological Survey of Finland.*
- VAN DER MEER J.J.M., 1997 – Particle and aggregate mobility in till: microscopic evidence of subglacial process. *Quatern. Sc. Rev., 16: 827–831.*
- VAN DER MEER J.J.M., LABAN C., 1990 – Micromorphology of some North Sea till samples, a pilot study. *J. Quatern. Sc., 5, 2: 95–101.*
- VINCENT P.J., 1975 – Urzeźbienie powierzchni ziarn kwarcowych osadów morenowych różnego wieku oraz wynikające z tego ogólne wnioski geomorfologiczne. *Prz. Geogr., 47, 3: 557–582.*
- WHALLEY W.B., KRINSLEY D.H., 1974 – A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. *Sedimentology, 21: 87–105.*
- WIŚNIEWSKI E., 1965 – O metodzie badania mikrobudowy gliny morenowej dennej. *Czas. Geogr., 36, 3: 291–294.*
- WŁODARSKI W., 2004 – Nowe spojrzenie na zagadnienie cyklotemu glacialnego w świetle pionowych rozkładów porowatości w obrębie gliny deformacyjnej zlodowacenia odry w rejonie Konina. *Prz. Geol., 52, 5: 429–431.*
- WORONKO B., 2001 – Stopień eolizacji osadów czwartorzędowych na stanowisku Dębe k/Warszawy. *W: Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu (red. E. Mycielska-Dowgiało): 59–64. Wyd. UW, Warszawa.*
- WYSOTA W., 2002 – Stratygrafia i środowiska sedimentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. *UMK, Toruń.*
- WYSOTA W., 2004a – Facje glin subglacialnych zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. *Prz. Geol., 52, 4: 347–349.*
- WYSOTA W., 2004b – Facje glin bazalnych dolnego ognia glacialnego zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. *W: Gliny morenowe, typy genetyczne i środowiska depozycji: 92–103. Toruń.*
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., SOKOŁOWSKI R., SZMAŃDA J., 2004 – Sekwencje glin morenowych zlodowacenia wisły w Nieszawie, NE Kujawy. *Ibidem: 11–17.*
- ZABIELSKI R., 1998a – Application of petrographic method to identification of the tillfloes. *Kwart. Geol., 40, 2: 283–298.*
- ZABIELSKI R., 1998b – Statystyczne podstawy litopetrograficznej korelacji glin morenowych. *W: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych: 124–125. Poznań.*
- ZABIELSKI R., 2000 – Charakterystyka petrograficzna glin lodowcowych rejonu Konina w świetle analizy statystycznej. *Prz. Geol., 48, 4: 345–350.*
- ZABIELSKI R., 2004a – Jakie cechy składu petrograficznego żwirów glin lodowcowych mogą być przydatne w litostratygrafii? *Prz. Geol., 52, 4: 340–346.*
- ZABIELSKI R., 2004b – Korelacja litologiczna glin lodowcowych rejonu Konina z zastosowaniem analizy statystycznej. *Rozprawa doktorska. CAG PIG, Warszawa.*
- ZABIELSKI R., 2006 – Geschiebestatistische Varianz von Geschiebemergeln – eine Anwendung statistischer Methoden. *Archiv für Geschiebekunde, 5, 1/5: 251–266.*
- ZABIELSKI R., LISICKI S., KENIG K., GRONKOWSKA-KRYSTEK B., 1998 – Istota badań petrograficzno-litologicznych i ich rola w stratygrafii – dyskusja. *Prz. Geol., 46, 12: 1282–1285.*
- ZANDSTRA J.G., 1976 – Sedimentpetrographische Untersuchungen des Geschiebelehms von Emmerschans (Drenthe, Niederlande) mit Bemerkungen über eine Typeneinteilung der Saale-Grundmoräne. *Eiszeitalter u. Gegenwart, 27: 30–52.*
- ZANDSTRA J.G., 1983 – A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble assemblages (Saalian) in central Netherlands. *u. Mijnbouw, 62, 3: 455–469.*
- ZANDSTRA J.G., 1986 – Explanation to the map “Fennoscandian crystalline erratics of Saalian tills in the Netherlands”. *W: Tills and glaciotectionics (red. J.J. Van der Meer): 127–132. A.A. Balkema, Rotterdam.*
- ZANDSTRA J.G., 1988 – Noordelijke kristallijne gidsgesteenten. *E.J. Brill, Leiden, New York, Kopenhagen, Köln.*
- ZANDSTRA J.G., 1999 – Platenatlas van noordelijke gidogesteenten. *Backhuys Publ., Leiden.*

## SUMMARY

Till (Figs. 1, 2, 3) is the prominent glacial deposit playing a principle role in Quaternary research. Its lithological features allow a comprehensive recognition of depositional environments and subsequent postsedimentary alterations. Therefore, the knowledge on all features of the deposit and on interpretational possibilities of the investigations is very important. The major lithological feature of till is its granulometric composition. It is generally heterogenous due to the presence of variously sized mineral components. However, some authors claim that this relatively invariable composition proves the homogeneity of the deposit. In respect of the genetic type of the glacial sediment, its granulation depends on many factors. These are the basement type in the glacial source area and rock types over which the ice sheet moves, transport length, amount of glacial exaration, and the mode of melting of mineral material from the ice.

Grain-size parameters are calculated from the equations of Folk & Ward (1957) in the phi logarithmic scale (Tab. 1) (Krumbein, 1934), using a graphic method, based on the granulometric composition analysis. The main parameters include  $Mz$ ,  $\sigma_1$ ,  $S_K$ ,  $K_G$  and  $K_G'$  (Figs. 4, 6). The  $Md$  and  $C_1$  parameters are also significant. When comparing results of various grain-size analyses, it is important to know what methods were used because the results may vary depending on the method applied (Nicieja, 1996).

Most of grain-size analyses of the results interpreted here were made by the pipette method using a dispergator (Marks, Ber, eds., 1999).

Interpreting a large number of grain-size analysis results on a regional basis, a good research tool is determination of types of grain-size distribution stemplots of tills (Rzechowski, 1971; Kenig, 1972, 1977). By analysing the grain-size curve of each sample (Kenig, 1972, 1977), four stemplot types, including 17 subtypes, can be distinguished (Tab. 2). Type IV with the mode in the coarse silt fraction 0.1–0.05 mm, in particular subtype IVc with the second culmination in the finest fraction (Fig. 5), is the most common type among the tills analysed. Another type, equally often observed, is type III with the mode in the fine silt fraction 0.05–0.01 mm. This type includes four subtypes. Commonly, at the same frequency distribution of occurrence of individual types of granulation, no stratigraphic variability can be identified. However, there are insignificant regional variations observed. These also depend mainly on local bedrock types. The lowest tills most frequently show the highest affinity to the bedrock features, including grain-size parameters.

The overall characteristics of granulation of tills are complemented by the ranges of grain-size parameters variability. Parameter  $Mz$  shows low variability within the analysed sections. The  $Mz$  value varies most commonly between 3 and 5 (6) phi. Sorting ( $\sigma_1$ ) is often poor or very poor, reaching values ranging from  $<2$  to  $>3$ . These values are typical of multi-fraction sediments.

Most of the grain-size distribution curves are positively skewed. Symmetrical and negatively skewed curves are much rarer. It is consistent with the overall trend of positive skewness typical of non-current environments (Racinowski *et al.*, 2001). Kurtosis ( $K_G$ ) commonly describes grain-size distribution curves of lodgement tills as mesokurtic (0.90–1.11) or platykurtic (0.67–0.90). This parameter indicates stability of the environmental dynamics and intensity of differentiation process within the basal debris. The  $Mz/\sigma_1$  ratio parameter well defines lithogenetic and lithodynamic variability of tills in relation to sandy and clayey sediments (Figs. 7, 8).

The fundamentals of petrographical research of till are investigations of boulders (Fig. 9), followed by studies of gravel fractions isolated from the till (Fig. 10). The increasing use of petrographical methods in studies of till's gravels and boulders started at the end of the 19th century. Reviews of comprehensive literature on these problems, regarding both Poland and other regions of the world, are given in Nunberg (1971), Kenig (1998a) and Gałazka (2004a).

The commonly applied analysis of petrographical composition of 5–10 mm gravelly material from tills relies on macro-scale or binocular identification of individual gravel grains (Kenig, 1998a; Marks, Ber, eds., 1999).

The general classification is based on two component categories: Scandinavian rocks originating from the north and transported over a long distance (from Fennoscandia, South Baltic Basin), and local rocks derived from the sub-Quaternary basement.

The Scandinavian rocks are represented by crystalline rocks (including metamorphic – Kr), Palaeozoic limestones (mostly fossiliferous Ordovician and Silurian or Devonian – Wp, most often yellow and grey-yellow in colour, occasionally sandy, predominantly Devonian – Dp), Palaeozoic shales (Łp), Palaeozoic or older sandstones, quartzitic sandstones and quartzites (Pp), and quartz grains originating from disintegration of crystalline rocks (Qp). Local rocks are represented by Mesozoic and younger limestones, Neogene and Palaeogene (Oligocene) sandstones, quartz grains (mainly from Neogene and Palaeogene rocks), Upper Cretaceous (rarely Jurassic) flints, scarce and regionally insignificant hornstones, Palaeocene and Upper Cretaceous mudstones, Neogene mudstones, phosphorites (commonly represented by black phosphatic concretions), pyrite or its concretions, other fragments of weathered rocks and wood, including unidentified specimens, coal, Quaternary concretions, etc.

Based on the percentage content of Scandinavian-provenance (northern) rocks, petrographical coefficients O/K, K/W and A/B can be calculated, where: O – sedimentary rocks (Palaeozoic limestones, dolomites, shales and sandstones), K – crystalline rocks and quartz, W – Palaeozoic limestones and dolomites, A – rocks not resistant to weathering (Palaeozoic limestones, dolomites and shales), B – weathering-resistant rocks (Palaeozoic crystalline rocks, quartz and sandstones). Correlation coefficients between the major rock types

are given in Table 3. Coefficients  $D_p/W_p$  (Czerwonka, 1998; Zabielski, 2004b) and  $L/S$  (Zabielski, 1998a, 2004b) are used in some cases as complementary coefficients, where L – local rocks, S – Scandinavian rocks.

Average values calculated serve to characterize the till layer and lithostratigraphic horizons and units (Kenig, 1998a; Lisicki, 2003; Czerwonka, 2004), bearing in mind all doubts and limitations of the research method (Czerwonka, 1998; Kenig, 1998a; Zabielski *et al.*, 1998). Some examples of application of petrographical coefficients values for lithostratigraphic interpretations are presented in Figures 11 and 12.

There are a number of regional reports referring to petrographical investigations of tills. Data gathered from various regions of western Poland are presented in papers by Czerwonka, Witek (1977), Czerwonka, Krzyszkowski (1994), Krzyszkowski, Czerwonka (1994), Badura, Przybylski (1996), Czerwonka *et al.* (1997), Badura *et al.* (1998), Czerwonka *et al.* (1998), Czerwonka (2004). The Szczecin region was studied by Krzyszkowski and Czerwonka (1994), Masłowska (1999) and Krzyszkowski *et al.* (2007). New information from the Wielkopolska region between Gorzów Wielkopolski and Drezdenko is provided in Romanek (2009). In the Bełchatów region, lodgement tills were investigated by Rzechowski (1971), Czerwonka, Krzyszkowski (1992), Krzyszkowski, Czerwonka (1992), and Baraniecka, Konecka-Betley (1993).

Kenig (1998a, 1999d) has recently presented a lithostratigraphic synthesis of tills from north-eastern Poland. Based on 600 analyses of till layers from 155 borehole sections, 16 till horizons have been identified. They are grouped into 5 lithostratigraphic units chronostratigraphically correlated to glacial units. An important aspect of that synthetic work is an integrated approach referring to both the sequential till succession and palynologically evidenced interglacial deposits found in the nearest marker borehole sections. Lisicki (2003) identified 16 stratigraphic lithotypes of tills representing 8 glaciations. Based on the occurrence of the tills, he gave suggestions about the limits of individual advances of the Scandinavian ice sheet. Investigations conducted by Zabielski (2004b) are the statistical confirmation of the identified lithostratigraphic till horizons from large exposures of the Konin region.

Based on petrographical methods being in use in Germany (Meyer, 1970, 1983; Böse, 1990, 1995; Górska, 1992, 1995, 1998b, 2000, 2006) has recently used the boulder coefficients calculated from petrographical investigations to distinguish tills of various ages in the Wielkopolska region. It should be stressed that the coefficients applied by that author do not allow a direct correlation of their values to the petrographical coefficients calculated according to the methodology recommended by the Polish Geological Institute.

Papers by Czubla (1998, 1999, 2001) provide new data from investigations of erratics. Gałązka (2004a) determined dispersion centres of boulders based on studies of erratics, and statistically proven differences in petrographical composition between various lithostratigraphic horizons of tills.

Some examples of key erratics from Poland are presented in Figure 9. Supplementary characteristics of petrographical components of tills are the results of research on morphometry of gravel and boulder size clasts as well as on orientation of pebbles.

Racinowski (1966) initiated studies of till gravels from eastern Poland, focusing on the influence of glacial transport distance on the gravel's shape. The gravels of Scandinavian rocks, incorporated in tills of various ages, were analysed for their shape, sphericity, flattening, roundness, and outline.

Currently, the most popular measurements are those dealing with orientation of pebbles. A review of early investigations is given in Nalewajko (1982). That author discovered bidirectional orientation of long pebble axes in tills from the Łódź region. Wysota (2002) has recently confirmed till variability in the vertical section of the Łążyn exposure, based on measurements of long pebble axes (Fig. 13). Analyses of pebble axes are commonly applied in solving sedimentological problems in various regions (Gałązka, 2004a; Roman, 2004; Wysota, 2004a, b; Wysota *et al.*, 2004; Zabielski, 2004b).

A supplementary significance in mineral research of sand-size fraction in tills (Fig. 15) is played by light minerals analysis i.e. petrographic and mineralogic composition (Kenig, 1999b; Racinowski, 2000). The method includes investigations of mineral and petrographic composition (Kenig, 1999a) and feldspar content. In the sand fractions, the dominant mineral is quartz (Tab. 4). Its percentage content increases in the finer-grained fractions (Fig. 14). There are also fragments of Palaeozoic limestones. Grains indicating both the presence of local material (Palaeocene mudstones, coal and Mesozoic limestones, Figs. 16, 17) and diagenetic processes (ferruginous-clayey-carbonate aggregates) occur in variable amounts. The composition of light fraction clearly supports the presence of a zone of hypergenic processes (Kenig, Marks, 2001), as observed at the top of till from Konopki Leśne (Fig. 15). Feldspar contents in the sand fraction of tills (Rzechowski, 1966) indicate a frequent predominance of plagioclase over potassium feldspar (Kenig, 1972, 1977, 1997). Nalewajko (1982) proved that there is no variability in feldspar contents between tills of different ages in the Łódź region. Detailed investigations of quartz grains provide information on their roundness, reworking and grain surface micromorphology. However, interpretational capability of the method, as regards characterization of till horizons, is ambiguous and requires careful deduction. It results predominantly from the possibility that quartz grains were redeposited and possess features inherited from previous transport and depositional environments.

Kenig (2000b) and Zabielski *et al.* (1998) gave some remarks about the application of the method of quartz grain roundness analysis (Morawski, 1955; Racinowski, Rzechowski, 1959) in tills and other deposits.

Kenig (1999b, 2000b, 2005) has lately proved the usefulness of replacing the method by investigations of light minerals composition. Subrounded grains are dominant in the sand fraction of tills. The amount of angular and rounded grains is



variable. Investigations of reworking of quartz grains are not frequently used in research of lodgement tills. They are performed according to the procedure developed by Cailleux (1942) with subsequent modifications (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 1998). The investigations have also shown that tills contain small amount of fresh grains (NU) (Nalewajko, 1982; Brud *et al.*, 2001; Goździk, Wiatrak, 2001). More attention has lately been paid to the presence of aeolian grains (RM) in till (Mycielska-Dowgiałło, Woronko, 2001; Goździk, Maruszczak, 2001).

Micromorphology (microtexture) of quartz grain surface was analysed by Mycielska-Dowgiałło and Krzywobłocka-Laurow (1976), Goździk and Mycielska-Dowgiałło (1988b), Kenig (1977, 1985b, 1988, 1991b, 1995, 2006) and Woronko (2001). Quartz grains from a till are shown in Figure 18.

Heavy minerals analysis provides information on facies characteristics of tills to determine both alimentionation areas and, to a limited extent, hypergenic processes. Although the analysis provides no evidence for lithostratigraphic subdivisions (Hłaszewski, Racinowski, 1979; Kenig, 1991a, 1999a; Racinowski, 1995), it can supply some data for a spatial regional correlation of tills and for determination of direction movements of ice-sheet advances (Gronkowska, Kenig, 1974; Kenig, 1991a; Masłowska, 1999). The procedure of heavy minerals analysis is presented by Kenig (1999b). Till horizons of various lithostratigraphic units of Poland show much quantitative and qualitative similarity to one another as regards the suite of transparent minerals. The garnet–amphibole association or, rarely, amphibole–garnet alteration are commonly observed (Figs. 19, 21). Transparent minerals represented by non-resistant and resistant/very resistant individuals served to characterize till horizons in the Piła and Olsztyn regions (Figs. 22–24). Weathered tills typically contain high garnet contents (Fig. 20a, b) at the minimum amphibole content (Fig. 20c). Considering the contents of heavy minerals in tills, it is important to know their concentrations in basement rocks.

Depending on their lithology, Neogene deposits of the Piła region contain amphiboles, garnets and pyroxenes accompanied by staurolite, andalusite, tourmaline and distene. Siderite content is variable there. In the Olsztyn region, the dominant association is garnet–tourmaline–staurolite with a contribution of amphiboles. Thus, it is easier to delimit the Neogene/Quaternary boundary in the Olsztyn region, based on the contents of opaque minerals and different associations of transparent minerals. In the Piła region, the boundary is hardly determinable due to mineral similarity between the Neogene and Quaternary deposits, as confirmed also by Czerwonka, Krzyszkowski (1994) and Racinowski (1995).

Contents of clay minerals are determined by a number of specialized analyses on the <0.002 mm fraction separated from the till. The main clay minerals are those representing the hydromica group: illite, montmorillonite and mixed-packet minerals.

The research results of clay minerals from tills indicate their higher regional variability than stratigraphic variability (Stankowska, 1979). In addition, there is a high similarity in

the content of the main mineral of montmorillonite in Neogene clays and Quaternary tills (Figs. 25, 26).

Geochemical analyses reveal that the tills are composed mostly of silica (70–80%) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4–11%). The remaining oxides occur in minor percentages: Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> up to 3%, K<sub>2</sub>O, MgO 1–3%. NaO and MnO are found in one-tenths or one-hundredths of a percent (Fig. 27). These general values vary from area to area (Kenig, 1972, 1977; Rzechowski, 1982). Chemical composition-dependent weathering coefficients clearly reflect the presence of hypergenic processes in the till section (Tab. 5). The contents of microelements in tills complement the geochemical characteristics of the sediment. Zr and Ba occur in the greatest amounts of 100–500 g/t, followed by Sr 100–200 g/t. The remaining elements (Li, Cr, V, Ni, Zn, Pb, Co) are observed in smaller amounts ranging from 70 to 10 g/t (Wólka Pietkowska section; Kenig, 1977). A distinct change in contents of many microelements is observed within the weathering profile, where an increase in Zr, V, Co and Ni, and decrease in Li is visible (Tab. 6). Zr is a constant component of tills from central Poland (Rzechowski, 1982), although its amounts are lower as compared to the Bug/Narew interfluvium (Kenig, 1977).

The Polish Lowlands' tills commonly contain several percent of calcium carbonate. In some regions, the tills occurring below or/and immediately upon a non-calcareous basement show a lower CaCO<sub>3</sub> content than the younger tills (Kenig, 1972; Romanek, 2009). The lower CaCO<sub>3</sub> content, especially at the top of till, allows identification of a decalcification zone (Fig. 4) indicating intense weathering processes (Kenig, 1977, 1997; Kenig, Marks, 2001).

The pH of tills (varying from 7.6 to 8) is commonly alkaline, as proved by investigations carried out in the Bug and Narew rivers interfluvium (Kenig, 1977). A change to an acidic reaction in the top part of the section may support the presence of weathering processes (Fig. 6).

Lithological characteristics of tills are complemented by their microstructural properties investigated in the optical and electron microscopes. Especially microscopic studies very clearly show the dependence of the occurrence of microstructure types on the till's genetic type (Trzeciński, 2003). Tills most frequently show compacted matrix microstructure (Fig. 29a), rarely loosely packed skeletal microstructure (Fig. 29b).

Thin section analyses allow for determination of the main microtexture features resulting from mutual position of individual till components: skeleton, plasma and voids. Yet more details can be identified within the components (argillasepic, skelsepic, vosepic and unistrial plasma) (Konecka-Betley, Zagórski, 1996; Menzies, 1998; Mroczek, 2000).

The main microstructure types of tills (Fig. 28) are presented by Mroczek (2003). According to Menzies (1998), it can be suggested that it is possible to distinguish various depositional facies of tills based on features observed within a diamicton formed in a subglacial environment. Investigations of large thin sections was performed by Jarośnińska (1998, 2000a, b). Summary average results of lithological features are included in Table 7.



