

MAGDALENA RATAJCZAK, CEZARY TOMCZYK

ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW BUDUJĄCYCH WZNIESIENIE MORENOWE NA ZACHÓD OD LUBSKA

ZARYS TREŚCI

Celem niniejszego artykułu jest zaprezentowanie analizy litofacjalnej osadów budujących wzniesienie morenowe, uważane za morenę czołową spiętrzoną. W badanym stanowisku występujące osady są zaburzone glaciektonicznie. Dominują zaburzenia w postaci łusek glaciektonicznych, podkreślonych wyraźnymi powierzchniami ślizgowymi. Starano się zrekonstruować cechy diagnostyczne osadów, a na ich podstawie środowiska sedimentacyjne sprzed powstania zaburzeń glaciektonicznych. Szczególny nacisk położono na analizę cech strukturalno-teksturalnych glin morenowych, które są nośnikiem ważnych informacji stratygraficznych, jak i stanowią doskonały sedimentacyjny zapis informacji o dynamice i kierunkach ruchu mas lodowych.

WSTĘP

Formy, szczególnie związane z działalnością łądolodu na Ziemi Lubuskiej były przedmiotem zainteresowania wielu badaczy nie tylko polskich, lecz także niemieckich. Na tym obszarze badania geomorfologiczne i geologiczne form glacialnych i glacialfluwialnych prowadzili m.in.: BADURA, PRZYBYLSKI (2002), BARTKOWSKI (1961, 1963, 1965, 1967), CIUK (1955), DYJOR (1974), KRAIŃSKI (2002), KRYGOWSKI (1962, 1973), LIEDTKE (1981), MARCINEK (1961), URBAŃSKI (2002), WRÓBEL, ZDUNEK (1973) oraz TIETZE (1911).

Przy identyfikacji glacialnych środowisk depozycyjnych stosowana jest coraz powszechniej analiza litofacjalna (TERPIŁOWSKI 2003). Zakres jej stosowania oraz formę prezentują ZIELIŃSKI (1992, 2003) oraz TERPIŁOWSKI (2003). Dzięki tej metodzie można diagnozować fację glin morenowych i osadów fluwioglacjalnych, historię depozycji glin morenowych i dynamikę łądolodu. Dokładne przeanalizowanie osadów pozwala w miarę dobrze odtworzyć wa-

runki środowiska glacialmarginalnego. Powstało do tej pory wiele prac pozwalających określić kryteria genetycznej klasyfikacji glin, litotypów glin oraz umożliwiło ustalenie nowej terminologii (BOULTON 1980; DREIMANIS 1980; KARCZEWSKI 1963; KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA 1974; KOZARSKI, KASPRZAK 1992; KRYGOWSKI 1950, 1956; LISZKOWSKI 1996; NALEWAJKO 1982; OLSZEWSKI 1974; RZECHOWSKI 1969, 1974a, b; RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH 1998; STANKOWSKA, STANKOWSKI 1984; TERPIŁOWSKI 2001, 2003; ZIELIŃSKI 2003). W proponowanym przez ZIELIŃSKIEGO (2003) ujęciu można dokonywać interpretacji środowiska glacialmarginalnego w świetle nowoczesnej sedimentologii.

CEL I METODY BADAŃ

Celem niniejszego artykułu jest przeprowadzenie analizy litofacjalnej osadów budujących wzniesienie morenowe, uważane przez BARTKOWSKIEGO (1961) za morenę czołową spiętrzoną. W badanym stanowisku występujące osady są

zaburzone glacitektonicznie. Dominują zaburzenia w postaci łusek glacitektonicznych, podkreślonych wyraźnymi powierzchniami ślizgowymi. Szczególny nacisk położono na dokładną analizę cech strukturalno-teksturalnych glin morenowych, które są nośnikiem ważnych informacji natury stratygraficznej, jak i sedimentologicznej zawierają zapis informacji o dynamice i kierunkach ruchu mas lodowych. Starano się zrekonstruować cechy diagnostyczne osadów, a na ich podstawie środowiska sedimentacyjne sprzed tworzenia zaburzeń glacitektonicznych. Do opisu litologicznego wykorzystano kod litofacjalny zaproponowany przez ZIELIŃSKIEGO (1992) oraz kodowy zapis glacimarginalnych środowisk depozycyjnych przedstawiony przez TERPIŁOWSKIEGO (2003). Umożliwiają one dokładną charakterystykę poszczególnych środowisk sedimentacyjnych.

Analizy uziarnienia glin lodowcowych i mułków wykonano metodą łączoną: sitową i areometryczną, ilów – metodą areometryczną, osadów piaszczystych – metodą sitową. Uzyskane wyniki posłużyły do wyliczenia wartości parametrów uziarnienia według FOLKA i WARDA (1957).

Obróbkę ziarna kwarcowego wykonano metodą graniformometrii mechanicznej KRYGOWSKIEGO (1964). Wydzielono typy ziarn – graniaste α , półokrągłe β i okrągłe γ oraz obliczono współczynnik W_0 . Zawartość węgla wapnia dla frakcji $<0,1$ mm wykonano metodą objętościową za pomocą aparatu Scheiblera.

OBSZAR BADAŃ

Na modelowanie rzeźby Ziemi Lubskiej złożyło się wiele czynników, a spośród nich najważniejszą rolę odegrał łądolód. Strefa marginalna okolic Lubska stanowi mało poznany obszar.

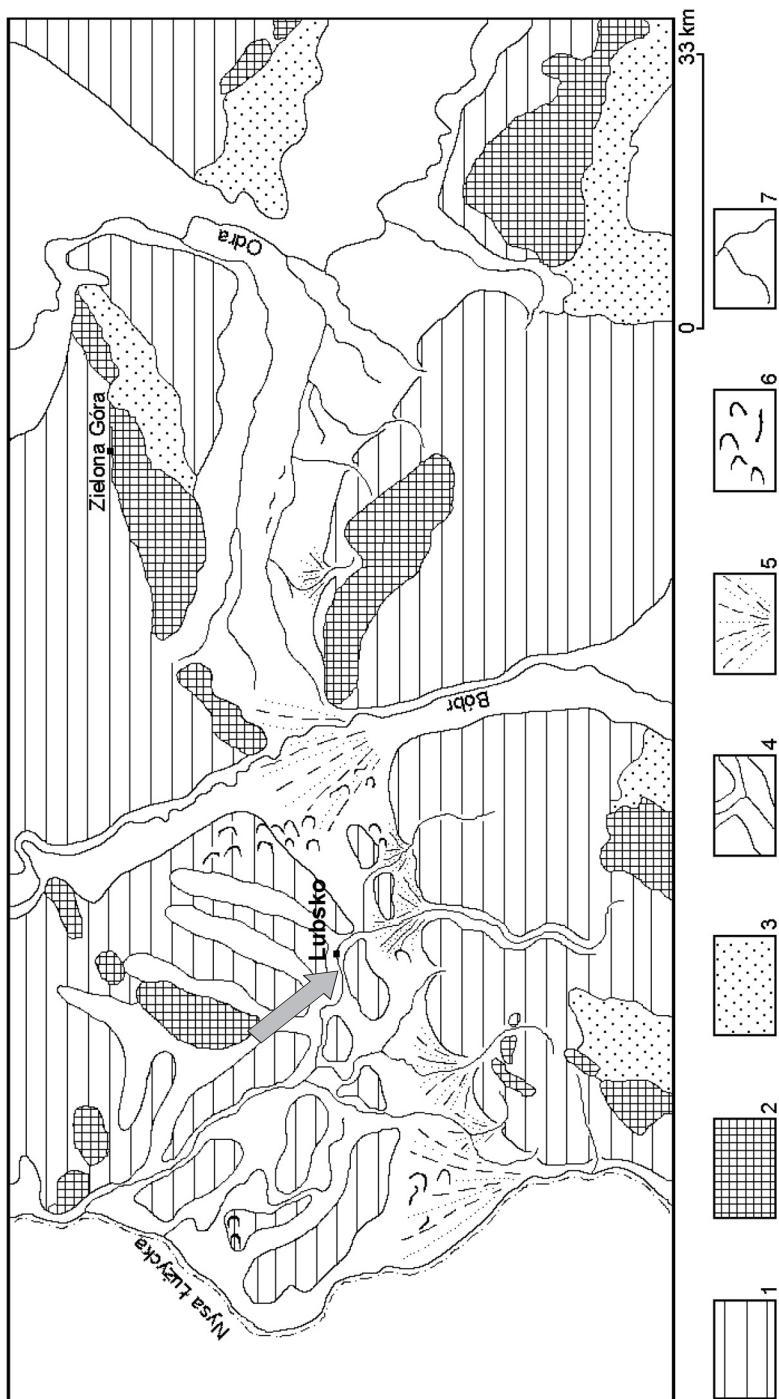
Wybrane do badań wzniesienie morenowe zostało uznane przez BARTKOWSKIEGO (1961) jako morena czołowa spiętrzona i nazwane Wyspą Wysoczyznową Lubską (rys. 1 i 2).

Obszar, na którym znajduje się owa wyspa wysoczyznowa graniczy od północy z Pagórkami Lubsko-Bobrowickimi, a od południa z lubskim odcinkiem Pradoliny Głogowsko-Baruckiej, natomiast od zachodu z doliną Nysy Łużyckiej, a od wschodu z doliną Bobru (rys. 2).

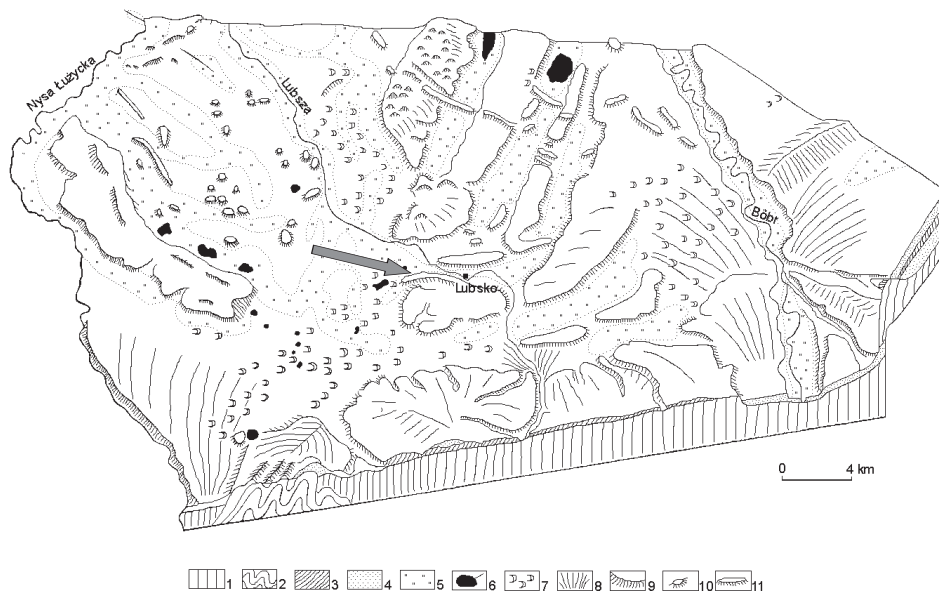
Sam pagórek, na którym prowadzone były prace terenowe znajduje się w północnym fragmencie Wyspy Wysoczyznowej Lubskiej (rys. 3). Stanowi on niższy poziom tej wysoczyzny i jako ostaniec ciągnie się w postaci wału o orientacji E-W wzdłuż północnego fragmentu wyższego poziomu wysoczyznowego. Kulminacje w obrębie pagórka osiągają wysokości około 90 m n.p.m., co w porównaniu z obszarami przyległymi daje wysokości względne do 20 m. Badania terenowe zostały przeprowadzone na obszarze nieczynnej już odkrywki cegielni, w której eksploatowano złoża iltu pstrego, poznańskiego. Odkrywka ta znajduje się około 2 km na zachód od Lubska i wcina się w północny stok badanego wzniesienia. Analizy wykonano w czterech stanowiskach na odsłoniętych w drodze eksploatacji ścianach. Trzy pierwsze zlokalizowane były na północnym zboczu wzniesienia, natomiast ostatnie odsłonięcie znajdowało się w jego zachodniej części (rys. 4).

ANALIZA LITOFACJALNA

Z badań przeprowadzonych przez BARTKOWSKIEGO (1961) wynika, iż Wyspa Wysoczyznowa Lubska zbudowana jest w całości z pstrych ilów poznańskich, na których zalega cienki pokład utworów plejstoceniowych, wykształconych w po-



Rys. 1. Szkic geomorfologiczny okolic Zielonej Góry i Lubsko, zmienione (NOWACZYK 1996). Strzałką zaznaczono obszar badań.
 1 – wysoczyzna morenowa, 2 – ciągi moren czołowych spiętrzonych, 3 – sandur, 4 – dna dolin, 5 – stożki napływowe, 6 – sieć hydrograficzna
 Fig. 1. Geomorphological sketch of Zielona Góra and Lubsko vicinity, changed (NOWACZYK 1996). The arrow shows an investigated area.
 1 – morainic plateau, 2 – thrusts end push moraines, 3 – sandur – 4 – outwash fans, 4 – bottoms of valleys, 5 – alluvial fans, 6 – hydrography



Rys. 2. Strefa marginalna stadia leszczyńskiego w okolicy Lubuska (BARTKOWSKI 1963)

1 – pliocen (ił poznański), 2 – utwory zaburzone glaciektonicznie (miocen i starszy pliocen), 3 – starszy plejstocen (głina morenowa), 4 – plejstocen nierozdzielony (piaski i żwiry), 5 – płaskie podmokłe dna (łąki, torfowiska), 6 – jeziora i najważniejsze rzeki, 7 – wydmy, 8 – stożki napływowe, 9 – krawędzie, 10 – pagórki kemowe, 11 – pagórki ozowe; strzałką oznaczono obszar badań

Fig. 2. Marginal zone of Leszno stage in Lubusko vicinity (BARTKOWSKI 1963)

1 – Pliocene (Poznań clay), 2 – glaciectonically deformed deposits (Miocene and older Pliocene), 3 – older Pliocene (morainic till), 4 – Pliocene, not separated (sands and gravels), 5 – flat wet bottoms rivers, 7 – dunes, 8 – alluvial fans, 9 – edges, 10 – kames, 11 – eskers; the arrow shows the research area

staci glin i piasków fluwioglacjalnych (rys. 2).

OLSZEWSKI (1974a) zauważył, że budowa geologiczna powierzchni przedplejstoceniowej oraz czynnik topograficzny wywierają zasadniczy wpływ na charakter lokalnego pobierania, przenoszenia i akumulowania materiału skalnego przez łądolód. Z tego wynika, że podłoże ma ogromny wpływ na różnorodność osadów lodowcowych, a w szczególności na ich skład petrograficzny, strukturę i miąższość.

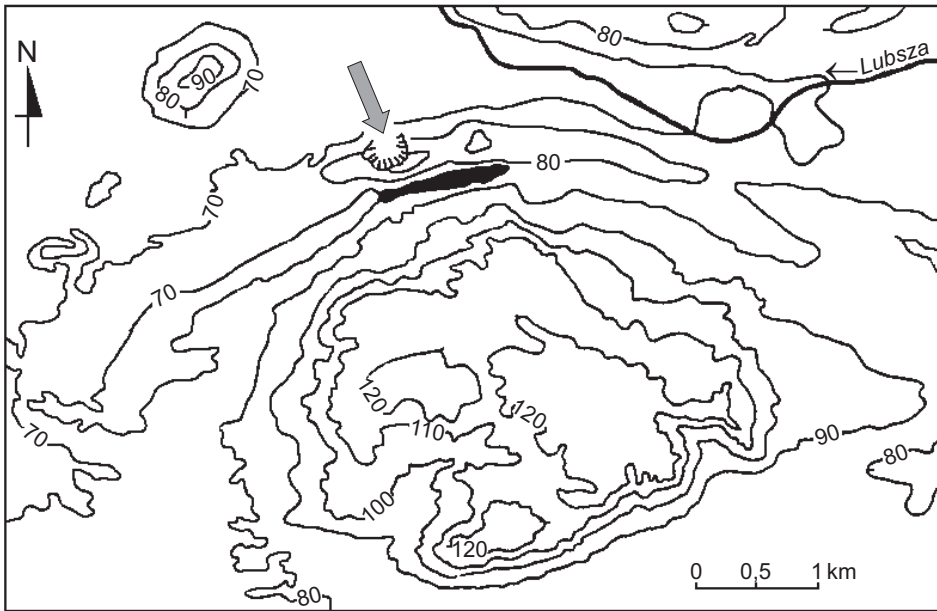
Tak jest i w przypadku badanego wzniesienia morenowego, które cechuje się swoistością w wykształceniu plejstocenijskich osadów morenowych, uwarunkowanych głównie wpływem podłoża

trzeciorzędowego, a mianowicie pstrych ilów poznańskich.

Formę koło Lubuska budują osady zróżnicowane teksturalnie i strukturalnie. Wśród nich wydzielono: iły i mułki, piaski, żwiry i mułki, diamikton ilasto-piaszczysty, smugowany i diamikton ilasto-pylasty. Poniżej przedstawiono szczegółową ich analizę.

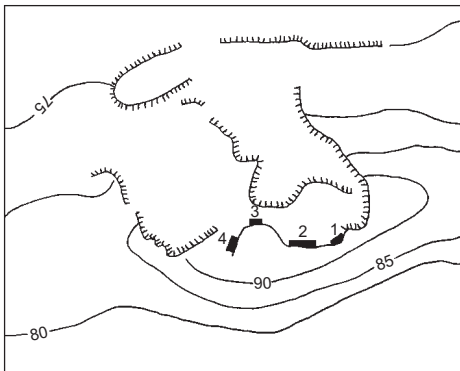
ILY I MUŁKI

Najniższą pozycję w badanym stanowisku zajmuje osad ilasto-mułkowy, określany przez BARTKOWSKIEGO (1961, 1963) jako pstry il poznański. Miejscami występuje on w kulminacji badanej formy. Jest to niewątpliwie, oprócz licz-



Rys. 3. Lokalizacja odsłonięcia na tle hipsometrii analizowanej formy, strzałką oznaczono obszar badań

Fig. 3. Location of outcrop on the hypsometry of researched features, the arrow shows the research area



Rys. 4. Lokalizacja stanowisk Badawczych w odsłonięciu nieczynnej cegielni w zachodniej części Lubsko

Fig. 4. Location of research sites in outcrop on closed brick-yard in the western part of Lubsko

nych, charakterystycznych cech diagnostycznych, jak uskoki, struktury typu brekcji glacictektonicznej, dowód zdeformowania przez łądólód podłoża podczwartorzędowego. Osady trzeciorzędowe występujące w obrębie osadów plejstocenijskich powszechne są w tym rejonie Wielkopolski. Udokumentowane są liczne stanowiska zaburzeń glacictektonicznych w dolinie Nysy Łużyckiej w rejonie Mużakowa (CIUK 1974; DYJOR, CHLEBOWSKI 1973), czy Wału Zielonogórskiego, leżącego na wschód od badanego obszaru (URBAŃSKI 2002).

W osadach dominują frakcje ilaste (53%) i pylaste (28%). Resztę stanowi piasek drobnoziarnisty, z którego wybrano ziarna kwarcowe do analizy stopnia ich obróbki. Średnia średnica ziarna Mz wynosi średnio 0,01 mm. Wysortowanie osadu δ jest słabe, średnio wyno-

si 2,55. Przeważają ziarna o słabym stopniu obróbki. Udział ziarn graniastych α wynosi 77%, a półgraniastych β 21%, a na ziarna okrągłe przypada 2%.

Występujący w odsłonięciu osad ilasto-mułkowy jest skonsolidowany, w którym nie ma wyraźnych struktur. Natomiast w obrębie pozostałych osadów występujących w badanych stanowiskach (rys. 4, stanowiska 1 i 2) zaobserwowano soczewki, porwaki i toczeńce ilasto-mułkowe różnej barwy (rys. 5). Są to ily koloru jasnoszarego do czekoladowego, a nawet czarnego. BARTKOWSKI (1961, 1962) traktował ił występujący w tym stanowisku, jak ił poznański. DYJOR (1970) zalicza je do osadów serii poznańskiej. Do tej serii należy poziom szarych iłów górnioceńskich leżących na węglowym pokładzie „Henryk”, górnioceński i dolnoplioceniński poziom iłów zielonych z glaukonitem oraz plioceniński poziom iłów płomienistych (DYJOR 1970). Osady występujące w badanym stanowisku pod względem makroskopowym podobne są do szarych iłów serii poznańskiej według klasyfikacji DYJORA (1970). Wykazują też podobieństwo do opisywanych przez CIUKA (1967, 1970), FRANKIEWICZA (1982), PIOTROWSKIEGO i PIOTROWSKĄ (2004) i PIWOCKIEGO (1967) warstw pawłowickich czy warstw adamowskich. Warstwy pawłowickie budują przede wszystkim osady piaszczyste i żwirowe, ale powszechna jest obecność w nich węgla brunatnych. Jak podają PIOTROWSKI i PIOTROWSKA (2004), oprócz piasków występują również ily i mułki. Warstwy adamowskie składają się z piasków i żwirów kwarcowych, a wśród nich występują soczewki mułków i iłów oraz cienkie warstewki węgla brunatnych (PIOTROWSKI, PIOTROWSKA 2004). Warstwy pawłowickie i adamowskie są starsze od warstw poznańskich.

Oprócz soczewek, porwaków i toczeńców ilasto-mułkowych stwierdzono

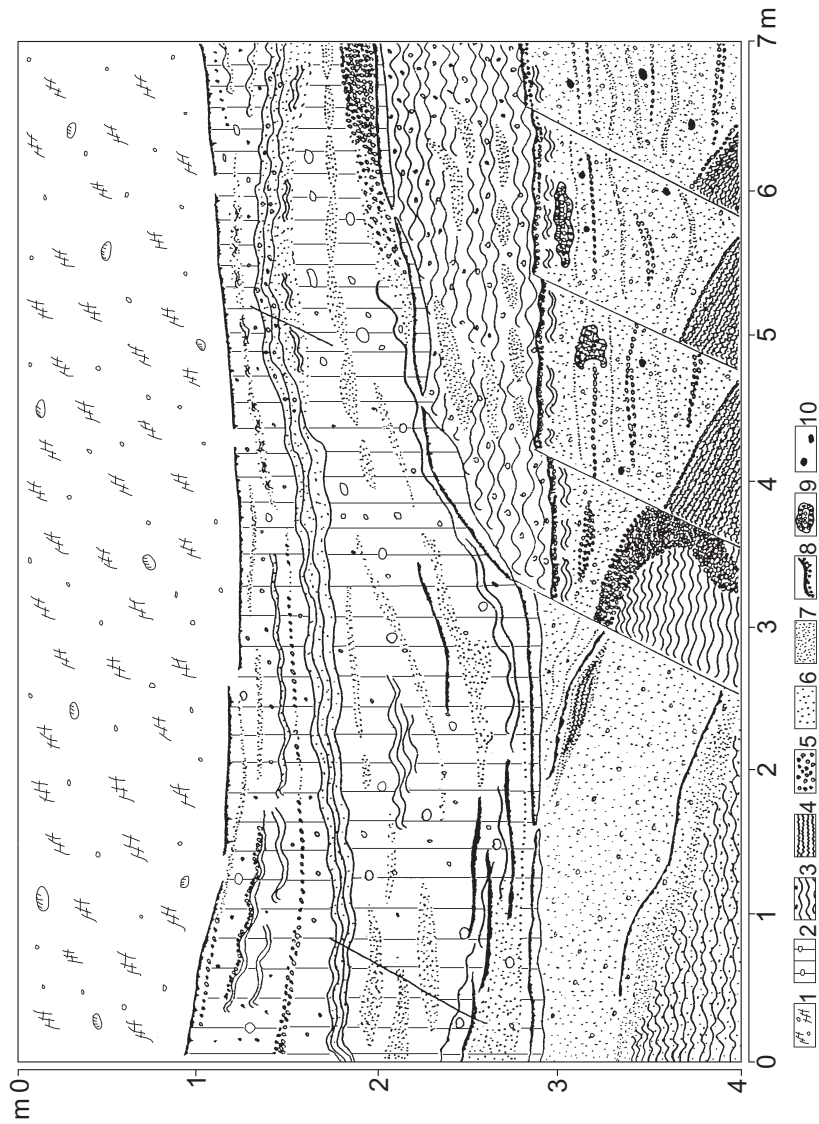
obecność żwirów kwarcowych w iłach mułkowych. Żwiry kwarcowe występują również w osadach piaszczysto-żwirowych oraz w diamiktonach. Omówione zostaną w części dotyczącej składu petrograficznego glin.

PIASKI, ŻWIRY I MUŁKI

Mięszczość piasków, żwirów i mułków, które budują serię fluwioglacjalną w badanym stanowisku osiąga łącznie 2,5 m (rys. 4, stanowiska 1 i 2, fot. 1, rys. 5, fot. 2). Składa się ona głównie z piasków średnio- i gruboziarnistych, miejscami dominuje frakcja żwirowa lub frakcja piasku drobnoziarnistego i pylasta. Średnia średnica ziarna mieści się w przedziale od 0,6 mm do 1,2 mm. Są to osady słabo (δ 1,49–2,62) lub umiarkowanie (δ 0,83–1,02) wysortowane. Wśród ziarn kwarcu dominują ziarna graniaste (79%), a udział ziarn β wynosi 20%.

Wykształcenie głównych litofacji w dolnej części omawianej serii wskazuje na funkcjonowanie zbiornika z ograniczonym przepływem (Sh) oraz dużą dostawą zawiesiny do wód prawie stojących (SFh) (rys. 5, fot. 1). Drobnoziarniste i pylaste piaski akumulowane były w płytkich lub niskoenergetycznych przepływach typu zalewowego (TERPIŁOWSKI 2001). Są one nadbudowane przez litofację piasków żwirowych (SGh) oraz litofację żwirów piaszczystych (Gp) i reprezentują subsródowno głębokiego, wysokoenergetycznego koryta proksymalnego w ujściu ZIELIŃSKIEGO (1992). Akumulacja następowała w postaci żwirowych odsypów w bliskim sąsiedztwie lądolodu. To wysokoenergetyczne środowisko potwierdzają porwaki ilaste oraz toczeńce zbrojone, licznie występujące w tej serii.

Serię fluwioglacjalną zamyka zespół litofacyjny zdominowany przez piaski mułkowe (SFh). Tego typu osady charakterystyczne są dla koryt o płaskim



Rys. 5. Osady piaszczyste, żwirowe i mulkowe serii sandrowej

1 - glina bazalna (brazowa) (Dm), 2 - glina spływowa (szara) (Ds), 3 - il (Fm), 4 - piasek pylasty (SFh), 5 - żwir (Gsh/Gp), 6 - piasek średnioziarnisty (Sm), 7 - piasek drobnoziarnisty (Sh), 8 - wytrącenia żelaziste, 9 - toczące zbrojone, 10 - porwaki ilaste

Fig. 5. Sandy, gravely and muddy outwash deposits

1 - basal till (brawn), 2 - flow till (grey), 3 - clay, 4 - silty sand, 5 - fine-grained sand, 6 - medium-grained sand, 7 - iron concretions, 9 - crusted clay balls, 10 - clay floes

dnie. Zmniejszająca się wielkość ziarn, a także miąższość warstw informuje o wygasaniu energii środowiska sedymentacyjnego.

DIAMIKTON ILASTO-PIASZCZYSTY,
SMUGOWANY

Osady te, w badanym stanowisku, występują w różnej pozycji: w postaci wielkoskalowej soczewki płata o miąższości 1,5–2 m, między serią fluwioglacjalną a diamiktonem ilasto-pylastym (rys. 4, stanowisko 1, rys. 6), bądź w górnej części odkrywki (rys. 4, stanowisko 2, fot. 2).

W uziarnieniu dominuje frakcja piasku drobnoziarnistego (25%) oraz ilasta (20%). W tym drobnoziarnistym matriksie rozrzucone są frakcje gruboziarniste. Domieszkę stanowią żwiry i drobne głązy. Średnia średnica ziarna M_z przeciętnie wynosi 0,06 mm. Osad jest bardzo różnie wysortowany. Wskaźnik odchylenia standardowego δ osiąga wartości od 4,02 (bardzo słabe wysortowanie) do 0,4 (dobre wysortowanie). Wśród ziarn kwarcu dominują ziarna o słabym stopniu obróbki – graniaste α , które średnio stanowią 75%. Natomiast ziarna okrągłe γ stanowią 4%.

W osadzie licznie występują struktury w postaci piaszczystych soczewek, nieciągłych ławic ilastych i żwirowych, wielkoskalowych toczeńców piaszczystych o średnicy paru metrów, przewalonych fałdów (rys. 6).

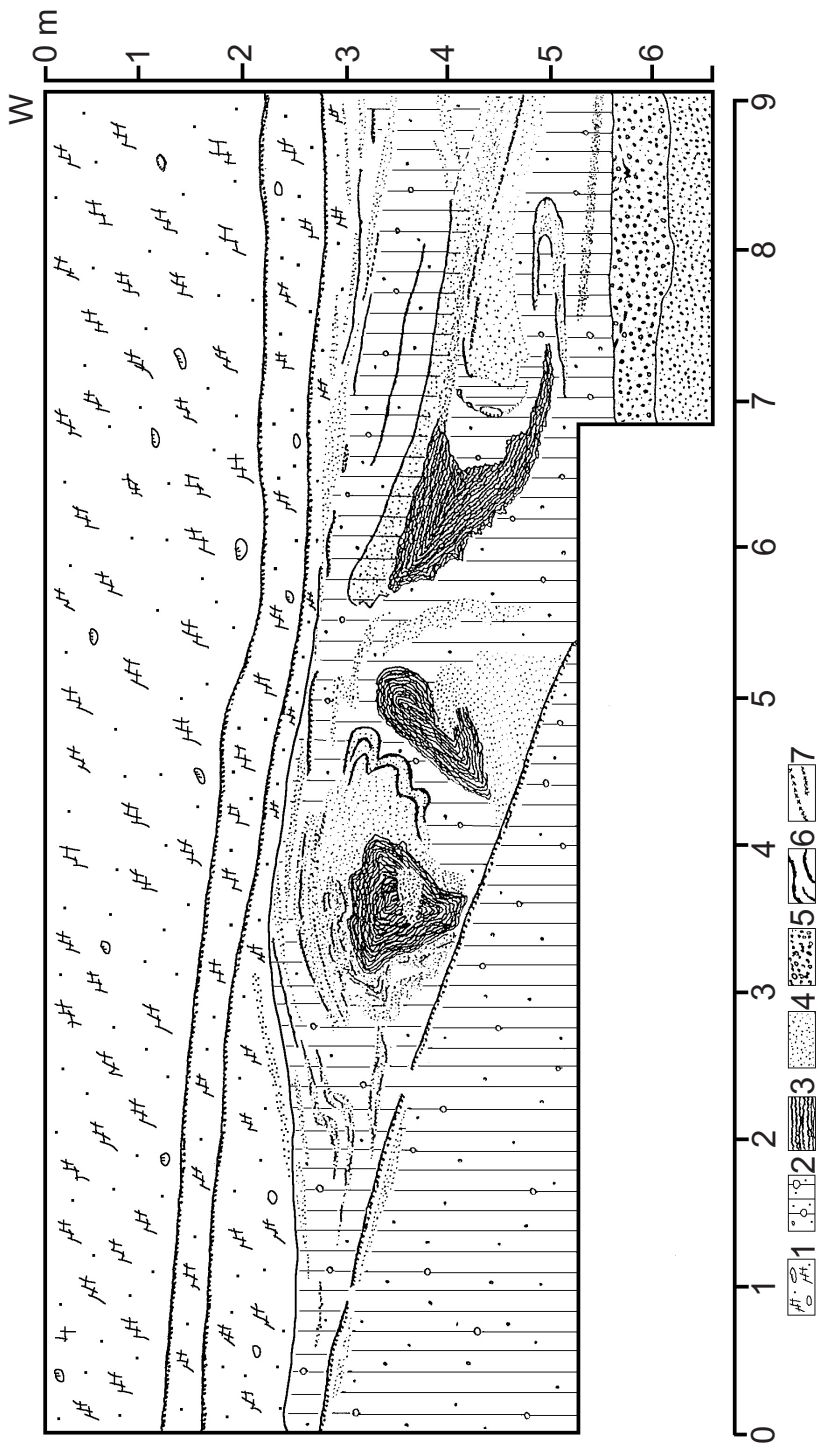
Litofacja diamiktonu ilasto-piaszczystego (Ds), smugowanego, w której obecne są ww. elementy strukturalne jest gliną spływową. Glina spływowa jest charakterystycznym, wskaźnikowym osadem dla środowiska glacialmarginalnego. Jest to osad zdaniem ZIELIŃSKIEGO (2003) redeponowany grawitacyjnie z powierzchni lądolodu na bezpośrednie przedpole jego czoła. Podobne cechy wskaźnikowe dla tego osadu

przytacza RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH (1998). Kontakt gliny spływowej z podścielającymi ją osadami fluwioglacjalnymi w analizowanym odsłonięciu jest wyraźny i ma charakter akumulacyjny. Taki typ świadczy o łagodnym spływaniu lub spelzwyaniu osadów gliniastych po powierzchni zamarłego już sandru (KASPRZAK, KOZARSKI 1984). Miejscami można jednak zaobserwować zaburzenia w postaci intruzji w glinę osadów fluwioglacjalnych. Powstają one, gdy płynąca masa gliniasta inkorporowała stropową część sandru.

Dominującymi elementami strukturalnymi w spągowej części poziomu gliny spływowej są miąższe przewarstwienia lub soczewki piaszczysto-ilaste, a także warstwy ilaste. Powstały one na skutek działania wielu procesów, m.in. płynięcia i spelzwywania (fot. 2).

Górna partia osadu gliniastego składa się z materiału wykazującego duże zróżnicowanie frakcji. Występują tutaj nieciągłe warstwy gliny bardzo spiaszczonej, nieregularne warstwy piasku oraz warstwy żwiru (fot. 2). W środkowej części poziomu gliny spływowej brak jest tak wyraźnych struktur spływowych, jak w stropie i spągu. W tym gliniastym matriksie występują pojedyncze ciała piaszczyste o podłużnym bądź wrzecionowatym kształcie i rozmiarach około 1 m (rys. 6). Zbudowane są głównie z laminowanego piasku pylastego oraz z drobno i średnioziarnistego przy niewielkim udziale żwiru. Laminy układają się zazwyczaj równoległe do zewnętrznych powierzchni tych struktur.

Rozpatrywane soczewy piaszczyste posiadają cechy charakterystyczne dla toczeńców piaszczystych opisywanych przez GRADZIŃSKIEGO i in. (1976). Przyjmują one różnorodne kształty: od form otwartych, często o zagiętych ku środkowi krawędziach, do form zwiniętych całkowicie, mających kształt kulisty lub



Rys. 6. Głina ilasto-piaszczysta, przykryta gliną ilasto-pyłastą

1 – glina bazalna (brązowa), 2 – glina spływowa (szara), 3 – piasek splotniasty, 4 – piasek średnioziarnisty, 5 – żwir, 6 – wytrącenia żelaziste, 7 – wytrącenia manganowe.

Fig. 6. Sandy-clayey diamiction overlaid by clayey-silty diamiction

1 – basal till (brown), 2 – flow till (grey), 3 – flow till (grey), 4 medium-grained sand, 5 – gravel, 6 – iron concretions, 7 – manganese concretions

owalny. Toczence piaszczyste mają zachowaną strukturę wewnętrzną ławic, z których powstały. W partiach centralnych, które były poddane kompresji, laminy są często intensywnie pofałdowane lub chaotycznie zwarte (GRADZIŃSKI i in. 1976).

Soczewa piaszczysta w badanym stanowisku ma kształt przybliżony do owalnego, zachowana jest w niej laminacja, a centralna część jest pofałdowana. Cała struktura otoczona jest osadem bardziej ilastym.

Oprócz struktur przedstawionych wyżej, zaobserwowano ciała piaszczyste, które przypominają opisywany przez GRADZIŃSKIEGO i in. (1976) płat zawinięty (rys. 6). Według nich struktury te są wydłużone, stosunkowo mało pofałdowane. Jedna ich krawędź została zagięta, tworząc rodzaj fałdu leżącego. Zawinięcie może powstać zarówno w przedniej, jak i na tylnej krawędzi płata. W przypadku gdy płat przesuwa się szybciej niż otaczający lub podścielający go osad, wtedy zawinięcie powstaje u jego czoła. Wszystkie przytoczone powyżej cechy diagnostyczne zaobserwowano w strukturach w badanym stanowisku.

Struktury te mogą powstawać bądź w wyniku różnic prędkości płynięcia między dwoma typami osadów, tj. ławicą piaszczystą i otaczającym ją bardziej ilastym materiałem morenowym, lub w wyniku ucieczki wody z dolnych partii osadu podczas depozycji gliny (RATAJCZAK 1998). Przy pokryciu płynnego osadu masą materiału ilastego, na skutek naprężenia normalnego zwiększone zostaje tak zwane porowe ciśnienie wysiękowe, powodujące ucieczkę płynu przez pory w osadzie.

W badanym stanowisku, za główną przyczynę powstania owych struktur uważać należy różnice prędkości płynięcia poszczególnych warstw osadów.

Mogą świadczyć o tym ich zaokrąglone kształty oraz inkorporowane wielkie kamienie.

Wytrącenia żelaziste, a przede wszystkim manganowe okalające struktury informują, iż osady deponowane były przy udziale chłodnych wód.

Brak zatarcia, jak i świeżość struktur występujących w glinie spływowej wskazują na nagłe unieruchomienie spływu. Sytuacja taka zdaniem ZIELIŃSKIEGO (2003) może nastąpić w efekcie utraty wody oraz zmniejszenia nachylenia podłoża lub miąższości spływu.

DIAMIKTON ILASTO-PYLASTY

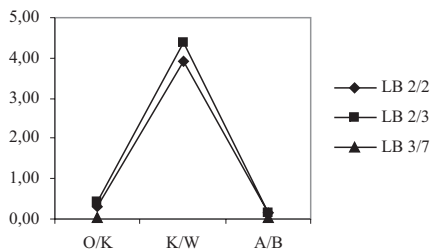
Najwyższą obecnie pozycję w sekwencji osadów w rozpatrywanym odsłonięciu zajmuje diamikton ilasto-pylasty (Dm) z chaotycznie rozmieszczonymi kamieniami (Dm), o miąższości od 4,5 do 0,5 m (rys. 4, stanowisko 2, fot. 3). Dominuje w nim frakcja piasku drobnoziarnistego (34%) i pylasta (20%). Frakcja ilasta stanowi 15%. Średnia średnica ziarna Mz wynosi 0,07 mm. Osad jest słabo wysortowany. Wskaźnik odchylenia standardowego mieści się w przedziale od 3,12 do 3,98. Wskaźnik ilastości I (KARCZEWSKI 1963) kształtuje się od 0,16 do 0,21. Duży, podobnie jak w pozostałych osadach w badanym stanowisku, jest udział ziarna graniastego (od 62% do 82%). Ziarna okrągłe stanowią od 2% do 6%. Drobnny materiał oraz wzrost wskaźnika ilastości wraz z głębokością świadczą o intensywności procesów kruszenia i ścierania podczas transportu i subglacialnej depozycji (KASPRZAK, KOZARSKI 1984; KACZMAREK 1992). Obecność w spągu pionowych szczelin może być związane z typem spękań kapilarnych (KRYGOWSKI 1950). Natomiast kontakt gliny z niżej leżącym osadem jest typu gradacyjnego, co świadczy o transgresji czoła lądolodu na

osady podścielające. Osad ten został zinterpretowany jako glina bazalna z odłożenia (*lodgement till*) w ujęciu RYSZCZYŃSKIEJ-SZENAJCH (1998).

SKŁAD PETROGRAFICZNY FRAKCJI ŻWIROWEJ
DIAMIKTONU ILASTO-PYLASTEGO

Skład petrograficzny przeanalizowano w punktowo pobranych próbkach z diamiktonu ilasto-pylastego (stanowiska 1 i 2, rys. 4), czyli z osadu zinterpretowanego jako glina bazalna z odłożenia (*lodgement till*), we frakcji 5–10 mm, według zaleceń Państwowego Instytutu Geologicznego (Instrukcja..., 1996). Analiza makroskopowa glin lodowcowych w badanym stanowisku wykazała bardzo duży udział żwiru kwarcowego. Żwir ten jest obecny nie tylko w glinach, lecz także w osadach piaszczysto-żwirowych facji fluwioglacjalnej.

Udział kwarców w analizowanych próbkach wynosił od 42% do 52%. Udział skał krystalicznych był znaczący, choć nieznacznie mniejszy, od 30% do 48%. Skał węglanowych było niewiele, bo od 7% do 10%. Jeszcze mniejsze wartości odnotowano w przypadku skał osadowych. Piaskowce paleozoiczne stanowiły średnio 3%. Stosunek K/W, O/K i A/B w glinach podano na rys. 7 i w tabeli 1.



Rys. 7. Wskaźniki petrograficzne glin lodowcowych w stanowisku Lubsko

Fig. 7. Petrographical indicators of glacial tills in Lubsko outcrop

Tabela 1. Wartości wskaźników petrograficznych glin lodowcowych w stanowisku Lubsko
Table 1. Value of petrographical indicators of glacial tills in Lubsko outcrop

Próbki	O/K	K/W	A/B
LB 2/2	0,32	3,91	0,16
LB 2/3	0,42	4,39	0,16
LB 3/7	0,04	-	0,02

W ostatniej analizowanej próbce nie odnotowano obecności wapieni bałtyckich (tab. 1).

Wysokie wartości wskaźnika K/W spowodowane są dużym udziałem żwirów kwarcowych w składzie petrograficznym. Z wcześniejszych badań CZERWONKI (1998); CZERWONKI, KRZYSZKOWSKIEGO (1992, 1994); BADURY, PRZYBYLSKIEGO (2000) wiadomo, że osady neogeńskie i czwartorzędowe występujące na Przedgórzu Sudeckim charakteryzują się specyficznym składem petrograficznym. Specyfika ta zaznacza się wyraźnie w osadach plejstocenijskich przez udział żwirów skał sudeckich (BADURA, PRZYBYLSKI 2000). Są one podobne makroskopowo do skał skandynawskich oraz skał pochodzących z dna Morza Bałtyckiego i Niżu Polskiego. Żwiry kwarcowe są osadami rzek mioceńskich. Zalegają w obrębie osadów mułkowo-ilastych serii poznańskiej i występują powszechnie na obszarze przed-sudeckim w dużych ilościach. Powszechne są również na Ziemi Lubskiej (Wysoczyźnie Lubskiej). Według BADURY i PRZYBYLSKIEGO (2000) udział skał sudeckich w glinach lodowcowych na Przedgórzu Sudeckim, we frakcji 5–10 mm może przekraczać 75%. W badanym stanowisku, z uwagi na jego lokalizację względem Przedgórza Sudeckiego, jest ich mniej, bo około 50%. Obecnie brak jest prostej i taniej metody umożliwiającej odróżnianie kwarcu skandynawskiego od sudeckiego. Dłate-

go w analizie nie dokonano wydzieleni, a kwarc stanowił w próbce odrębną, jedną grupę. Niemniej autorzy są świadomi niedoskonałości takiego wydzielenia. Wyodrębniono natomiast składniki wskazujące na północne pochodzenie materiału. Są to czerwone gnejsy, mało zwietrzałe i krzemienie, które licznie występują nie tylko w glinach, lecz także w piaskach i żwirach facji fluwioglacjalnej. Osady sudeckie rozpoznano przede wszystkim po bardzo znacznym stopniu zwietrzenia, oraz wydzielono w nich tzw. kwarc rumburski.

Uzyskane wyniki, graficzny rozkład wskaźników petrograficznych (rys. 7) wykazują podobieństwo do zaprezentowanych przez BADURĘ i PRZYBYLSKIEGO (2000) glin zlodowaceń południowopolskich w Kotlinie Raciborskiej (Gościęcín) i na Nizinie Śląskiej (Lipki). Gliny stanowiska Lubsko odpowiadają również glinom typu Pietrzykowice czy Grońsk (CZERWONKA 2004). Są to gliny lodowcowe zlodowacenia południowopolskiego (CZERWONKA 1998). Gлина typu Pietrzykowice, czy jej odmiana glina typu Grońsk, zostały udokumentowane od okolic Szczecina do podnóża Sudetów (CZERWONKA 1998; CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1992, 1994). Jest ona datowana na starszy stadiał zlodowacenia południowopolskiego Elster I (CZERWONKA 1998). Nasunięcie lądolodu, jego zachodniego lobu, następowało z północnego zachodu, wzdłuż doliny Odry (CZERWONKA 1998; CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 1992). Według CZERWONKI i KRZYSZKOWSKIEGO (1994) w prowincji wielkopolskiej glinie z Pietrzykowa odpowiada glina z Grońska. Gliny te, jak podaje CZERWONKA (2004) zalegają bezpośrednio na osadach podłoża neogeńskiego, takich jak seria poznańska lub na utworach preglacjalnych, znanych jako seria Gozdniczy lub formacja ziembicka (CZERWONKA, KRZYSZKOWSKI 2002). Stąd zapewne tak duża

ilość okruchów skał sudeckich w glinach badanego stanowiska w Lubsku.

ZABURZENIA GLACITEKTONICZNE

W badanym stanowisku Lubsko wszystkie osady są zdeformowane glacitektonicznie. Można występujące tu deformacje podzielić na dwie grupy, tak jak to wcześniej zaproponował ROTNICKI (1972). Zaobserwowano struktury łuskowe wyznaczone powierzchniami ślizgowymi, które przecinają osady, aż do powierzchni obecnego odsłonięcia (rys. 5). Są to deformacje pierwszego rzędu według klasyfikacji ROTNICKIEGO (1972), których struktura jest nadrzędna w stosunku do struktury pozostałych zaburzeń. Bieg powierzchni ślizgowych zorientowany jest z południo-zachodu na północo-wschód. Zapada ona ku północo-zachodowi. Oprócz powierzchni ślizgowych struktur łuskowych zaobserwowano struktury wtórnego kontaktu łusek i struktury odprężeniowe w postaci uskoków normalnych. Bieg uskoków normalnych zorientowany jest prostopadle do struktur łuskowych, z północo-zachodu na południo-wschód, a zapada ku południo-wschodowi. W serii przypowierzchniowej struktury te mają trochę inną orientację. Biegną z południo-zachodu na północo-wschód i zapadają ku północo-wschodowi. Wskazuje to, że siła zaburzająca działała z północo-zachodu. Oprócz wyżej wymienionych, w badanym stanowisku występują również pęknięcia naprężeniowe i koncentryczne powierzchnie ścicia. Główną przyczyną zaburzeń glacitektonicznych może być obecność przeszkody terenowej, ścinanie podłoża, przymarzanie kier podłoża do stopy lądolodu, czy też wyciskanie plastycznego podłoża.

Wiek ścinania, a więc i spiętrzania na Ziemi Lubuskiej, w tym i Lubuskiej nie jest jednoznacznie określony. BARTKOWSKI

(1961) początkowo wysunął pogląd, że zaburzenia powstały podczas zlodowacenia bałtyckiego. KRYGOWSKI (1962) sugeruje, iż mechaniczne łączenie struktur glaciektonicznych występujących na obszarze zlodowacenia bałtyckiego z łądolodem bałtyckim jest raczej błędne. Dowodem na to jest twierdzenie, iż łądolód bałtycki był zbyt cienki i słaby by mógł spowodować takich rozmiarów zaburzenia, jakie spotyka się w morenach czółowych na Ziemi Lubuskiej. W 1965 roku BARTKOWSKI zmienia zdanie i pisze, że elementy morfologiczno-strukturalne odzwierciedlają przede wszystkim deformację podłoża podczwartorzędowego, wywołaną nasunięciem się pierwszego „krakowskiego” łądolodu oraz późniejszym „odnawianiem” się pierwszych struktur glaciektonicznych.

Natomiast URBAŃSKI (2002) uważa, że główne strefy glaciektoniczne formowane były jeszcze w czasie transgresji zlodowacenia Odry. Prawdopodobnie był to etap modyfikacji stref zaburzeń powstałych w czasie zlodowacenia południowopolskiego. Swoje obserwacje oparł nie na badaniach deformacji jakie spotyka się w morenach, a na analizie litopetrograficznej glin zwałowych oraz danych stratygraficznych.

WNIOSKI

Prezentowany artykuł potwierdza badania przeprowadzone przez BARTKOWSKIEGO (1961), iż wzniesienie morenowe występujące na zachód od Lubka to morena czółowa spiętrzona, a podstawowym czynnikiem sprawczym wywołującym procesy glaciektoniczne była litologia podłoża, na którą składały się podatne na plastyczne odkształcenia utwory trzeciorzędu, przede wszystkim pstre ily poznańskie.

Osady czwartorzędowe reprezentowane są przez trzy typy litofacji: pia-

sków, żwirów i mułków; diamiktonu ilasto-piaszczystego, smugowanego; diamiktonu ilasto-pylastego. Natomiast najstarszymi rozpoznanymi osadami są ily i mułki górniooceńskie, i plioceńskie. Były one deponowane w różnych warunkach i środowiskach.

Początkowo funkcjonował zbiornik z ograniczonym przepływem oraz dużą dostawą zawiesiny. Następnie doszło do zmiany warunków sedymentacyjnych i na badanym obszarze funkcjonowało środowisko o charakterze od wysokoenergetycznego, głębokiego koryta proksymalnego do zbiornika z ograniczonym przepływem. Wraz ze zmianą warunków termicznych oraz hydrodynamicznych funkcjonowało środowisko glacimarginalne. Zamarły już sandr przykryty został gliną spływową, a sam proces jej depozycji odbywał się przy dużej zawartości wody. Wytrącenia żelaziste, a przede wszystkim manganowe, okalające zaobserwowane struktury w diamiktonie ilasto-piaszczystym informują, iż osady deponowane były przy udziale chłodnych wód, najprawdopodobniej po wykształceniu osadów i struktury. Świeżość struktur występujących w glinie spływowej związane jest z nagłym unieruchomieniem (tzw. zamrożeniem) spływu. Na zgromadzone wcześniej osady wkroczył łądolód, pozostawiając po sobie glinę lodowcową z odłożenia (lodgement till). Kontakt gliny z materiałem podścielającym jest gradacyjny. Wiek gliny jest trudny do ustalenia. W omawianym poziomie gliny zaobserwowano duży udział żwiru kwarcowego (o mlecznej barwie), co należy wiązać z inkorporacją przez łądolód materiału pochodzącego z Sudetów. Wiek serii białych żwirów DYJOR (1966) określa na górny pliocen (preglacjał). Preglacjalny charakter żwirów potwierdza również BARTKOWSKI (1967). Wartości wskaźników petrograficznych dla analizo-

wanej gliny są podobne dla uzyskanych przez CZERWONKĘ (1998) oraz CZERWONKĘ i KRZYSZKOWSKIEGO (1994) w glinach lodowcowych zlodowacenia południowopolskiego. Występujące zaburzenia glacitektoniczne wskazują, że łądół nasunął się z północo-zachodu. Wiek zaburzeń nie był przedmiotem szczegółowych badań i jest trudny do określenia. Bazując na analizie litopetrograficznej glin lodowcowych oraz danych stratygraficznych URBAŃSKI (2002) uważa, że owe zaburzenia na Ziemi Lubuskiej powstały podczas zlodowacenia Odry.

LITERATURA

- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2000: Specyfika petrograficzna osadów rzecznych i glacialnych Przedgórze Sudeckiego, *Prz. Geol.*, 48, 4, s. 313–319.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2002: Wielofazowy rozwój zaburzeń glacitektonicznych na Dolnym Śląsku, *Zeszyty Nauk.*, 129, Uniw. Zielonogórski, 2, s. 15–26.
- BARTKOWSKI T., 1961: O granicy zlodowacenia bałtyckiego w okolicy Lubska (północna krawędź Wysoczyzny Żarskiej), *Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Sprawozdania* 63, 1, s. 102–107.
- BARTKOWSKI T., 1963: O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej, *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 11, s. 7–45.
- BARTKOWSKI T., 1965: O wieku zaburzeń glacitektonicznych na obszarze środkowej części dorzecza Odry, *Spraw. Poznan. Tow. Przyj. Nauk*, za kwartał I i II 1965, 73, s. 128–139.
- BARTKOWSKI T., 1967: O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej, *Prace Kom. Geogr.-Geol., PTPN*, 7, 1, s. 1–260.
- BOULTON G. S., 1980: Genesis and classification of glacial sediments. [W:] STANKOWSKI [ed.] *Tills and glaciogene deposits*, *Geografia* 20, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 15–17.
- CIUK E., 1955: O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski, *Biul. Inst. Geol.*, 70, Wyd. Geol., s. 107–131.
- CIUK E., 1967: Litostratygrafia trzeciorzędu w rejonie Leszna, *Kwart. Geol.*, 11, 4.
- CIUK E., 1970: Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego, *Kwart. Geol.*, 14, 1, s. 754–765.
- CIUK E., 1974: Wybrane zagadnienia zaburzeń neotektonicznych w Polsce, *Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej*, *Symposium Naukowe*, Wyższa Szkoła Inżynierska, Zielona Góra, s. 9–24.
- CZERWONKA J.A., 1998: Litostratygrafia glin lodowcowych: uwagi metodyczne, *Biul. PIG*, 385, s. 113–126.
- CZERWONKA J.A., 2004: Śląska i wielkopolska prowincja litostratygraficzna glin zwałowych, *Przeł. Geol.*, 52, 5, s. 421–429.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1992: Pleistocene stratigraphy of the Central Part of Silesian Lowland, Southwestern Poland, *Biull. Pol. Ac. Sc. Earth Sc.*, 40, s. 203–233.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 1994: Pleistocene stratigraphy and till petrography of the Central Great Poland Lowland, western Poland, *Folia Quater.*, 65, s. 7–71.
- CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D., 2002: Preglacial (Pliocen to Early Middle Pleistocene) deposits in south wester Poland: litostratigraphy and reconstruction of drainage pattern, *Wyd. Wind*, s. 146–195.
- DREIMANIS A., 1980: Terminology and development of genetic classifications of materials transported and deposited by glaciers. [W:] STANKOWSKI (red.) *Tills and glaciogene deposits*, UAM, Poznań, *Seria Geografia*, 20, s. 1–10.
- DYJÓR S., 1966: Młodotrzeciorzędowa sieć rzeczna zachodniej części Dolnego Śląska. *Z geologii Ziemi Zachodnich*, PWN, Wrocław, s. 287–318.
- DYJÓR S., 1970: *Seria poznańska w Polsce zachodniej*, *Kwart. Geol.*, 14, 4, s. 819–835.
- DYJÓR S., CHLEBOWSKI Z., 1973: Budowa geologiczna polskiej części łuku Mużakowa, *Acta Univ. Wratislaviensis*, 126, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 3, s. 3–41.
- DYJÓR S., 1974: Zaburzenia glacitektoniczne na obszarze Ziemi Lubuskiej, *Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej*, *Symposium Naukowe*, Wyższa Szkoła Inżynierska, Zielona Góra, s. 71–90.
- FRANKIEWICZ J.K., 1982: Utwory mioceńskie w strefie uskokowej środkowej Odry, mię-

- dzy Lubinem a Bytomiem Odrzańskim (bez warstw poznańskich), *Geol. Sudetica*, 17 (1-2), s. 7-56.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1976: *Sedymentologia*, Wyd. Geol., Warszawa, s. 614.
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, 1996, PIG.
- KACZMAREK L., 1992: Paleosrodowiskowe implikacje wybranych sublitoacji osadów vistulianu okolic Śmigła, *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, Ser. A, Geogr. Fiz. 44, s. 57-92.
- KARCZEWSKI A., 1963: Morfologia, struktura i tekstura moreny dennej na obszarze Polski Zachodniej, *PTPN, Pr. Kom. Geogr.-Geolog.*, 4, 2, s. 111.
- KASPRZAK L., KOZARSKI S., 1984: Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce, *Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia*, 29, s. 50.
- KOPCZYŃSKA-LAMPARSKA K., 1974: Geneza i stratygrafia glin zwałowych klifu okolic Rewala, *Wyd. Nauk. UAM, Poznań, Seria Geografia*, 10, s. 167-176.
- KOZARSKI S., KASPRZAK L., 1992: Glaciodinamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej, *Przeegl. Geogr.* 64, 1-2, s. 95-119.
- KRAIŃSKI A., 2002: Wiek zaburzeń glacictektonicznych w Wale Zielonogórskim w świetle badań TL, *Zeszyty Naukowe*, 129, Uniwersytet Zielonogórski, s. 103-110.
- KRYGOWSKI B., 1950: Kilka spostrzeżeń nad warstwowaniem i spękaniem glin morenowych na Ziemiach Zachodnich, *PTPN, Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, *Wydz. Mat.-Przyr.*, *Kom. Fizjograf.*, 2, 1, s. 25-34.
- KRYGOWSKI B., 1956: Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceniowymi w Polsce Zachodniej, *Biul. Inst. Geol.* 100, s. 503-608.
- KRYGOWSKI B., 1962: Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacictektonicznych niżowej części Polski Zachodniej, *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 9, s. 61-85.
- KRYGOWSKI B., 1964: Graniformmetria mechaniczna. Teoria i zastosowanie, *PTPN, Prace Kom. Geogr.-Geol.* 2, 4, s. 112.
- KRYGOWSKI B., 1973: Z ważniejszych badawczych zagadnień geologiczno-geomorfologicznych Ziemi Lubuskiej, Z problematyki badań geologiczno-geomorfologicznych województwa zielonogórskiego, *Lubuskie Tow. Naukowe*, XIII, *Wydz. Nauk Przyr.*, Z. 1 Komisji Geograficzno-Geologicznej, s. 5-25.
- LIEDTKE H., 1981: Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa, 2 erweiterte Auflage. *Forschn. Dt. Landeskunde*, 2004.
- LISZKOWSKI J., 1996: Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski, *Geologos* 1, UAM, s. 159-174.
- MARCINEK J., 1961: Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Neisse und Fiener Bruch, *Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität, Naturwissenschaftliche Reihe*, Jhrg. X, *Berliner Geographische Arbeit* (Beitrag 32). Berlin, s. 13-46.
- NALEWAJKO J., 1982: Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w rejonie łódzkim, *Acta Geogr. Lodz.*, 44.
- NOWACZYK B., 1996: Wydmy i eoliczne piaski pokrywowe okolic Guzowa i Jasienic. [W:] *Późnowistulianские i holoceniские зjawiska eoliczne. Warsztaty terenowe, Boszkowo-Rogi*, 9-12 września 1996, s. 53-65.
- OLSZEWSKI A., 1974a: Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrostruktur i makrotektur, *Studia Soc.*, Toruń, sec. C, 8, 2, s. 148.
- OLSZEWSKI A., 1974b: Typy, grupy i rodzaje histogramów (monomodalnych) obróbki jako kryterium pomocnicze w wydzieleniu kompleksów litofacjalnych glin morenowych, *Seria Geografia* 10, *Wyd. Nauk. UAM, Poznań*.
- PIOTROWSKI J., PIOTROWSKA K., 2004: Słownik jednostek litostratygraficznych Polski, t. 4: Jednostki nieformalne mezozoiku i kenozoiku, Mardal T. (red.), *Centralna Baza Danych Geologicznych PIG, wersja podstawowa*.
- PIWOCKI M., 1967: Litostratygrafia utworów trzeciorzędowych w rejonie Chobieni, *Kwart. Geol.*, 11, 4, s. 923-925.
- RATAJCZAK M., 1998: Paleohydrologiczna interpretacja warunków depozycji osadów glacialnych w krawędzi sedimentacyjnej strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia koło Gaju Wielkiego. [W:] A. KOSTRZEWSKI (red.), *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i plejstoceniowego zlodowacenia półkuli północnej*, *Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia* 58, *Poznań*, s. 197-214.
- ROTNIKI K., 1972: Struktura glacictektonicznego uskoku o połizgu poziomym w Jarzębni-

- kach koło Kalisza, Spraw. PTPN, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 13, 1, s. 192–209.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1998: Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. [W:] MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO [ed.], Struktury sedimentacyjne i postsedymantacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna, Wyd. Geogr. i St. Regional. UW, Warszawa, s. 13–40.
- RZECHOWSKI J., 1969: Genetyczna klasyfikacja osadów morenowych, Kwart. Geol., 13, 2, 33–41.
- RZECHOWSKI J., 1974: O litotypach glin zwałowych dolnego i środkowego plejstocenu na Niżu Polskim. Zbiór artykułów Grupy Roboczej do Spraw Glin Morenowych Komisji Genezy i Litologii Osadów Czwartorzędowych (INQUA), Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia 10, Poznań, s. 87–99.
- STANKOWSKA A., STANKOWSKI W., 1984: Definicja i genetyczna klasyfikacja glin morenowych, Przegl. Geol., 1, XXXII, s. 16–19.
- TERPIŁOWSKI S., 2001: Strefa marginalna łądłodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analiz litofacjalnych, UMCS, Lublin, s. 98.
- TERPIŁOWSKI S., 2003: Nowa propozycja zapisu genezy osadów glacialmarginalnych. [W:] M. HARASIMIUK, S. TERPIŁOWSKI (red.), Analizy sedimentologiczne osadów glacialmarginalnych. Kom. Bad. Czwartorzędu PAN, UMCS, Lublin, s. 81–93.
- TIETZE O., 1911: Die Endmornen zwischen Oder und Neie und der Os von Kalke, Jahrbuch der Kniglich Preufsischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin fr das Jahr 1911, 32, 11, 1, s. 160–181.
- URBAŃSKI K., 2002: Deformacje glacictektoniczne na Ziemi Lubuskiej, Zeszyty Nauk., 129, Uniwersytet Zielonogórski, s. 158–173.
- WRÓBEL I., ZDUNEK T., 1973: Pliocen południowo-zachodniej części województwa zielonogórskiego, Z problematyki badań geologiczno-geomorfologicznych województwa zielonogórskiego, Lubuskie Tow. Naukowe., XIII, Wyd. Nauk Przyr., Z. 1 Komisji Geograficzno-Geologicznej, s. 55–64.
- ZIELIŃSKI T., 1992: Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji, Prace Nauk. Uniw. Śląsk., Katowice, 1325, s. 95.
- ZIELIŃSKI T., 2003: Czy możliwa jest identyfikacja środowiska glacialmarginalnego na podstawie kryterium litologicznego? [W:] M. HARASIMIUK, S. TERPIŁOWSKI (red.), Analizy sedimentologiczne osadów glacialmarginalnych. Kom. Bad. Czwartorzędu Pol. Akad., UMCS, Lublin, s. 95–104.

Recenzent: prof. dr hab. Bolesław Nowaczyk

Magdalena Ratajczak, Cezary Tomczyk
Zakład Geomorfologii
Instytut Paleogeografii i Geoekologii
Uniwersytet im. A. Mickiewicza w Poznaniu

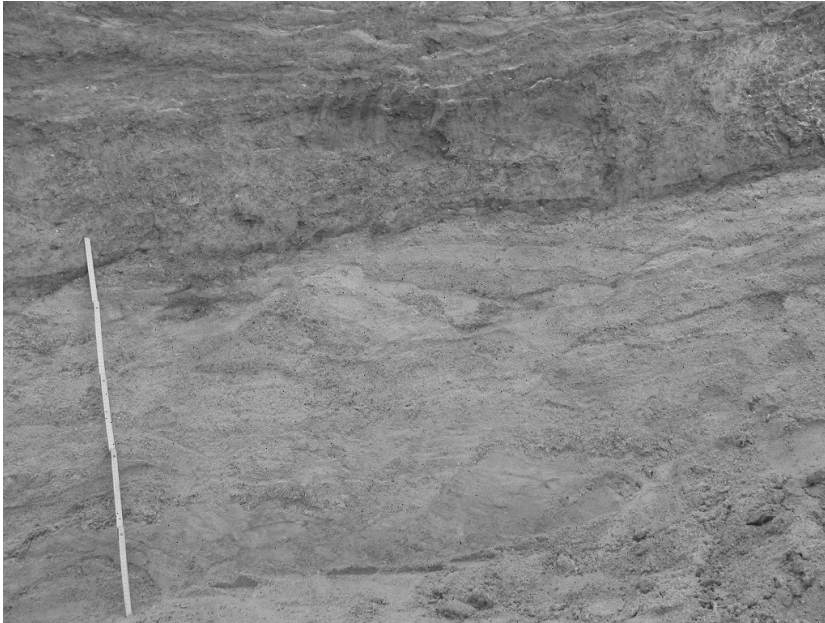
LITHOFACIAL ANALYSIS OF MORAINIC HILL DEPOSITS TO THE WEST OF LUBSKO

Summary

Forms connected to an ice sheet action on the Lubsko area were the subject of interest of many not only Polish but also German scientists. This research was not done according to commonly and presently used lithofacial analysis of ZIELIŃSKI (1992, 2003) and TERPIŁOWSKI (2003). Thanks to this method facies of glacial tills and outwash deposits, the history of glacial tills deposition and ice sheet dynamic can be reconstructed. Analysis of deposits in details give the opportunity to reconstruction of glacial

marginal conditions. The aim of this article is a lithofacial analysis of deposits that build the morainic hill, threated by BARTKOWSKI (1961) as the end push morainic hill.

The analysis of structural and tectural characteristics of glacial till has been particularly emphasized. These characteristics are important part of stratigraphic information and they are good sedimentological data about dynamic and movement direction of ice masses.



Fot. 1. Piaski, żwiry i mułki serii fluwioglacjalnej (stanowisko 1, rys. 4)
Photo. 1. Sands, gravel and muds of outwash deposits (outcrop 1, Fig. 4)



Fot. 2. Diamikton ilasto-piaszczysty, smugowany (Ds) w stropie odsłonięcia (stanowisko 1, rys. 4)

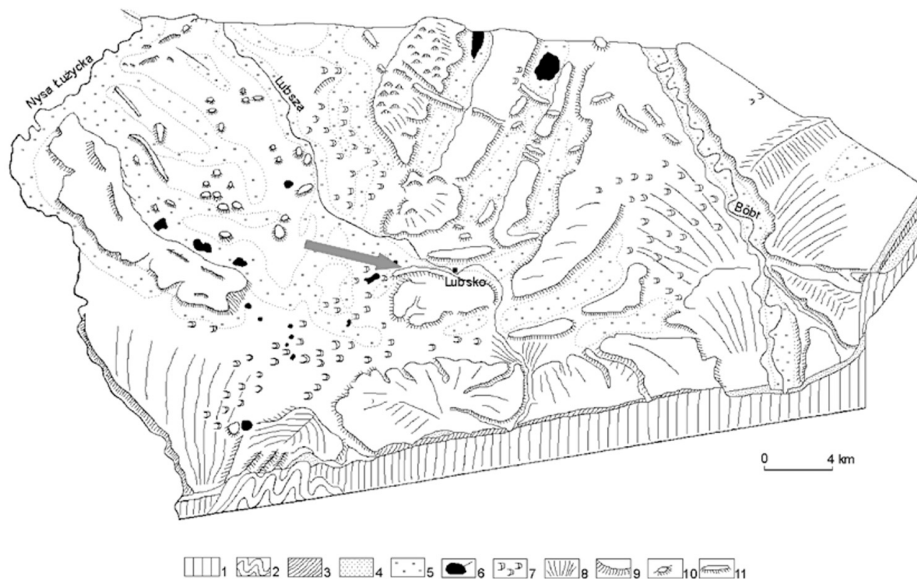
Photo. 2. Sandy-clayey diamikton, layered (Ds) in the top of outcrop (outcrop 1, Fig. 4)



Fot. 3. Diamikton ilasto-pylasty (Dm) (stanowisko 2, rys. 4)
Photo. 3. Clayey-silty diamiction (Dm) (outcrop 2, Fig. 4)



Fot. 4. Zaburzenia glacitektoniczne w glinach lodowcowych w stanowisku Lubsko
(stanowisko 2, rys. 4)
Photo. 4. Glacitectonical deformations in glacial tills in Lubsko outcrop (outcrop 2, Fig. 4)



Rys. 2. Strefa marginalna stadiu leszczyńskiego w okolicy Lubska (BARTKOWSKI 1963)

1 – pliocen (ił poznański), 2 – utwory zaburzone glacitektonicznie (miocen i starszy pliocen), 3 – starszy plejstocen (głina morenowa), 4 – plejstocen nierozdzielony (piaski i żwiry), 5 – płaskie podmokłe dna (łąki, torfowiska), 6 – jeziora i najważniejsze rzeki, 7 – wydmy, 8 – stożki napływowe, 9 – krawędzie, 10 – pagórki kemowe, 11 – pagórki ozowe; strzałką oznaczono obszar badań

Fig. 2. Marginal zone of Leszno stage in Lubska vicinity (BARTKOWSKI 1963)

1 – Pliocene (Poznań clay), 2 – glacitectonically deformed deposits (Miocene and older Pliocene), 3 – older Pliocene (morainic till), 4 – Pliocene, not separated (sands and gravels), 5 – flat wet bottoms (meadows, peatlands), 6 – lakes and the most important rivers, 7 – dunes, 8 – alluvial fans, 9 – edges, 10. kames, 11 – eskers; the arrow shows the research area