

Facje glin subglacialnych zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla

Wojciech Wysota*

Facje genetyczne i środowiska depozycji glin morenowych są przedmiotem badań i dyskusji od wielu lat (m.in. Flint, 1947; Dreimanis, 1989; Stankowski, 1996; Ruszczyńska-Szenajch, 1998). Istotne miejsce w tych badaniach w Polsce zajmuje region dolnego Powiśla, gdzie w skarpach doliny Wisły odsłaniają się gliny ostatniego zlodowacenia. Szczegółowe badania facji glin morenowych i środowisk ich depozycji były prowadzone dotychczas głównie w środkowej i północnej części dolnego Powiśla (m.in. Olszewski, 1974; Drozdowski, 1974, 1979).

Ostatnio badania glin morenowych zlodowacenia wisły były prowadzone również w południowej części dolnego Powiśla (Wysota, 2002). Prace badawcze zostały wykonane w siedmiu stanowiskach kluczowych, zlokalizowanych w najbardziej reprezentatywnych odsłonięciach w strefie krawędziowej doliny Wisły pomiędzy Toruniem a Chełmnem (ryc. 1). Dotyczyły one w szczególności cech litofacjalnych i historii depozycyjnej dolnego ogniw glacialnego formacji starogrodzkiej — gliny z Łążyna, związanego z pierwszym nasunięciem lądolodu podczas stadiau głównego zlodowacenia wisły (Wysota, 2002).

W profilach kluczowych analizowano szczegółowo cechy strukturalne jednostek diamiktonowych, typy litofacji i kontakty między nimi. Prowadzono badania elementów kierunkowych w diamiktonach, w tym pomiary i analizę orientacji dłuższej osi klastów oraz pomiary i analizę struktur kinematycznych, odzwierciedlających kierunek i historię działania sił deformacyjnych stopy lądolodu. Wykonano także badania litologiczno-petrograficzne, obejmujące analizy uziarnienia oraz składu petrograficznego żwirów (5–10 mm) według metodyki stosowanej w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie. Obliczono współczynniki petrograficzne: O/K, K/W i A/B oraz Dp/Wp i Kr/Pp, gdzie: O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarc, W — wapnienie i dolomity paleozoiczne, A — skały nieodporne na wietrzenie, B — skały odporne na wietrzenie, Dp — dolomity paleozoiczne, Wp — wapnienie paleozoiczne, Kr — skały krystaliczne, Pp — piaskowce paleozoiczne.

Facje glin subglacialnych

Cechy strukturalno-teksturalne i litologiczno-petrograficzne wskazują, że glina z Łążyna ma złożoną historię depozycyjną i powstała w następstwie kombinacji kilku procesów depozycyjnych w środowisku subglacialnym. Na zróżnicowany obraz genetyczny tego ogniw składają się trzy facje subglacialnych glin morenowych: A, B i C.

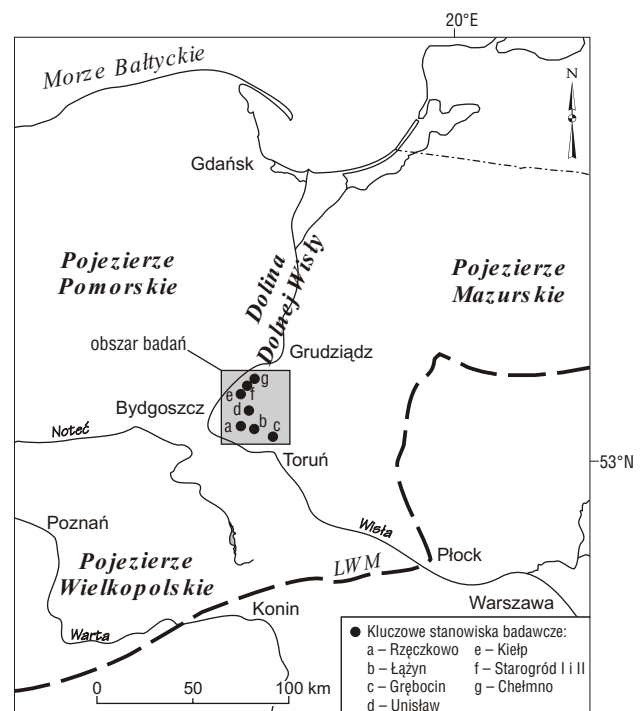
Facja A. Facja A jest reprezentowana przez diamiktony powstałe w następstwie procesów ścinania w subglacialnej warstwie deformacyjnej. Facja ta obejmuje jednostki diamiktonowe o miąższości 0,5–2,5 m występujące w spagu gliny z Łążyna. Za ich genezę deformacyjną przemawiają: (1) obecność w diamiktonach zdeformowanych inkluzji piasków podłoża, (2) rosnąca ku

górze jednostek homogeniczność diamiktonów, (3) zwykle gradacyjny kontakt jednostek diamiktonowych z osadami piaszczystymi podłoża, (4) struktury korzeniowe w piaskach podłoża, (5) silna, na ogół równoległa do kierunku ścinania orientacja dłuższej osi klastów oraz (6) piaszczysty matriks diamiktonów. Grubość jednostek diamiktonowych oraz zasięg struktur korzeniowych wskazują, że miąższość subglacialnej warstwy deformacyjnej wahała się od 1 do 2,5 m (Wysota, 2002).

W następstwie procesów ścinania i homogenizacji materiału w warstwie deformacyjnej miało miejsce wzbogacenie diamiktonów we frakcję piaszczystą (średnio aż 56,7%) pochodzącą z lokalnego podłoża. Z pozostałych zdecydowanie najwięcej jest frakcji mułkowej (średnio 30,8%), natomiast zawartość frakcji ilastej jest niewielka (9,9%). Średnie wartości wskaźników statystycznych uziarnienia są następujące: Mz — 3,47 i σ_1 — 2,15.

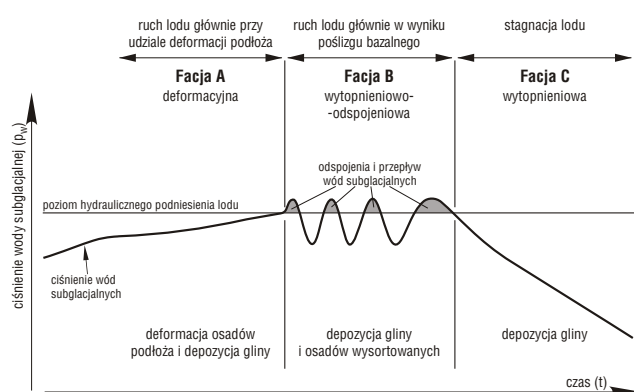
Cechy składu petrograficznego diamiktonów deformacyjnych pokazują dominację materiału pochodzącego z dalekiego transportu, wśród którego przeważają wapnie północne (47,2%) i skandynawskie skały krystaliczne (38,1%). Niewielki udział skał lokalnych (tylko 4,9%) można tłumaczyć zubożeniem frakcji żwirowej w mało odporne na niszczenie mechaniczne składniki lokalne w efekcie procesów deformacyjnych. Współczynniki petrograficzne są następujące: O/K — 1,42, K/W — 0,77, A/B — 1,28, Dp/Wp — 0,14 i Kr/Pp — 0,07.

Facja B. Facja ta obejmuje jednostki diamiktonu warstwowanego, zalegające przeważnie na glinie deformacyj-



Ryc. 1. Położenie obszaru badań (prostokąt) i stanowisk kluczowych; LWM — maksymalny zasięg lądolodu podczas stadiau głównego zlodowacenia wisły

*Instytut Geografii, Uniwersytet M. Kopernika, ul. Sienkiewicza 4, 87-100 Toruń; wysota@cc.uni.torun.pl



Ryc. 2. Historia depozycyjna gliny z Łążyńa i dynamika lodu podczas pierwszego nasunięcia lądolodu zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla

nej lub bezpośrednio na piaskach rzecznych lub mułkach i iłach zastoiskowych podłoża. Mają one miąższość od 20 do 70 cm. Składają się z masywnych lub wykazujących wewnętrzną laminację ławic diamiktonowych o miąższości do 20 cm, o zróżnicowanym uziarnieniu i barwie, przewarstwionych cienkimi laminami osadów wysortowanych, głównie piasków oraz iłów i mułków. Jednostki diamiktonu warstwowanego są przykryte ławicami łu laminowanego poziomo i masywnego (lokalnie z dropstonami), miejscami z nieciągłymi przelawiczeniami piasków masywnych i warstwowanych poziomo, o miąższości od 20 cm do 2,2 m.

Charakterystyczna, rytmiczna sekwencja sedymentacyjna facji B powstała w wyniku przemian procesów subglacjalnej depozycji glacialnej i glaciofluwialnej (Wysota, 2002). Ławice diamiktonowe są efektem oddolnego wytapiania się bogatego w materiał morenowy lodu bazalnego i depozycji bezpośrednio w stopie lądolodu. Potwierdzeniem tego może być silna orientacja dłuższej osi klastów. Występujące pomiędzy ławicami diamiktonowymi przewarstwienia osadów wysortowanych są zapisem sedymentacyjnym lokalnych przepływów wód na kontakcie lodu i niżejleżącej gliny podczas wielokrotnego odsposienienia lodu od podłoża. Powstała w wyniku kombinacji takich procesów depozycyjnych facja B została określona jako glina wytopnieniowo-odsposieniowa.

Uziarnienie matriksu ławic diamiktonowych cechuje się przewagą frakcji piaszczystej — 38,9% oraz wyrównanym udziałem frakcji mułkowej — 31,3% i ilastej — 29,8%. Średnie wartości parametrów statystycznych uziarnienia (M_z — 4,94 Φ i σ_1 — 3,37 Φ) są większe niż w diamiktonach facji A.

Zróżnicowana barwa ławic diamiktonowych w facji B jest związana z ich cechami litologicznymi, w tym głównie składem petrograficznym zwinów. Wśród skał północnych występuje bardzo duża zawartość dolomitów (średnio aż 35,3%), większa od skał krystalicznych (25,6%) i wapieni północnych (26%). Znaczna jest też zawartość skał lokalnych — 8,8%. Charakterystyczna barwa różowa przewodniej ławicy diamiktonowej dla tej facji może pochodzić z rozkruszenia piaskowców old redu (Ehlers, 1992). Wychodnie piaskowców old redu znajdują się w niecce południowego Bałtyku, na SE od Wyspy Gotland (ok. 400 km na N od badanego obszaru), na osi strumienia lodowego między wychodniami dolomitów a doliną dolnej Wisły. Czarne i czarnobrunatne zabarwienie ławic diamiktonowych jest związane z redepozycją mioceńskich osadów organicznych lokalnego podłoża. Wartości współczynników petrograficznych wyraźnie odbiegają od wartości dla

diamiktonów facji A i C: O/K — 3,93, K/W — 0,57, A/B — 3,12, Dp/Wp — 1,84 i Kr/Pp — 0,18.

Facja C. Jest to najlepiej wykształcona i najbardziej powszechna facja subglacjalna gliny z Łążyńa. W pionowych sekwencjach depozycyjnych na ogół przykrywa glinę wytopnieniowo-odsposieniową, a lokalnie tylko glinę deformacyjną lub osady piaszczyste podłoża. Ma miąższość 0,5–6,5 m, średnio 3,2 m.

Facja C jest wykształcona przeważnie jako diamikton masywny, homogeniczny. W spągu diamiktonów lokalnie występują cienkie smugi albo soczewki osadów wysortowanych, głównie piasku i mułku. Znajdowane są w nich także wygięte ku górze laminy łu powlekające górną powierzchnię głazów. Charakterystyczne są spęknięcia pionowe, rzadziej skośne.

Diamiktony facji C są związane z depozycją subglacjalną w następstwie powolnego, oddolnego topnienia lodu stagnującego. Cienkie smugi i soczewki osadów wysortowanych w spągu jednostek dowodzą słabych przepływów wód w drobnych odsposienieniach lub próżniach powstałych w procesie topnienia lodu. Odsączenie wody powstałej z wytapiającego się lodu spowodowało uszczuplenie diamiktonów w materiał drobnoziarnisty. Wynikiem tego jest przeważnie piaszczysto-mułkowy matriks diamiktonów, drobniejszy niż w facji A i nieznacznie grubszy niż w ławicach diamiktonowych facji B. Udział frakcji piaszczystej wynosi średnio — 44,6%, mułkowej — 35,7% i ilastej — 19,7%. Średnie wartości parametrów statystycznych uziarnienia (M_z — 4,94 Φ i σ_1 — 3,37 Φ) są większe niż w diamiktonach facji A, natomiast nieznacznie mniejsze niż w ławicach diamiktonowych facji B. W następstwie migracji najdrobniejszych frakcji w dół profilu diamiktonów powstały laminy łu powlekające górną powierzchnię głazów.

Ukierunkowanie dłuższej osi klastów w diamiktonach facji C jest przeważnie słabsze niż w facjach A i B. Można to wyjaśnić niewielkimi zmianami pierwotnej (inglacjalnej) orientacji detrytusów morenowego wskutek odwodnienia i konsolidacji diamiktonów. Słabiej wyrażone maksima są równoległe lub skośne w stosunku do lokalnych kierunków określonych w facjach A i B.

Cechy składu petrograficznego diamiktonów pokazują dominację materiału pochodzącego z dalekiego transportu. Przeważają zdecydowanie wapienie północne, których udział procentowy wynosi aż 52,8%. Jest on znacznie większy niż w facji B i nieznacznie większy niż w facji A. Zawartość skał krystalicznych (29,1%) jest wyraźnie mniejsza niż w glinie deformacyjnej (38,1%). Podkreślić należy także podwyższone ilości dolomitów (6,8%) i piaskowców północnych (3,6%). Zawartość skał lokalnych jest niewielka (6,2%). Współczynniki petrograficzne różnią się wyraźnie w stosunku do facji A i znacznie w stosunku do facji B. Są one następujące: O/K — 2,16, K/W — 0,52, A/B — 1,83, Dp/Wp — 0,13 i Kr/Pp — 0,13.

Historia depozycyjna gliny morenowej z Łążyńa i dynamika lądolodu

Glina z Łążyńa jest zapisem sedymentologicznym pierwszego nasunięcia lądolodu w stadiale głównym zlodowacenia wisły (z kierunku NE) w południowej części dolnego Powiśla. Podczas transgresji lądolód przemieszczał się głównie po drobnoziarnistych osadach rzecznych i zastoiskowych podłoża (Wysota, 2002). W osadach tych panowało podwyższone, a lokalnie nawet wysokie ciśnienie wód porowych. Powodowało to obniżenie wytrzy-

małości osadów podłoża i umożliwiała ich deformację. Ciągła deformacja osadów w podszwie lądolodu (*pervasive deformation*) była wówczas głównym składnikiem ruchu lodu po podłożu (ryc. 2). Dowodzą tego liczne deformacje w osadach podścielających oraz dobrze rozwinięta facja deformacyjna (A) w spągu gliny z Łążyna. Deformacja osadów występowała prawdopodobnie w lokalnych obszarach podłoża (*deforming spots*), które podtrzymywały naprężenia glacialne i stabilizowały zachowanie lądolodu (Piotrowski & Kraus, 1997). Udział poślizgu bazalnego w ruchu lodu był raczej niewielki i lokalny.

Występująca powyżej gliny deformacyjnej facja wytopnieniowo-odspojeniowa (B) dowodzi zmiany subglacialnych warunków hydrologicznych i bardziej dynamicznego zachowania lądolodu w dalszej fazie nasunięcia (ryc. 2). Znaczny wzrost ciśnienia wód subglacialnych w podszwie lądolodu spowodował powszechne odspojenie lodu od jego podłoża i wydatny przyrost prędkości płynięcia lodu w następstwie poślizgu bazalnego (Piotrowski & Kraus, 1997; Piotrowski & Tulaczyk, 1999). Efektem tego był szybki ruch lodu.

Duże ilości wód subglacialnych gromadzących się pomiędzy lodem a podłożem, lokalnie tworzących nawet niewielkie zbiorniki subglacialne, były prawdopodobnie przyczyną zmiany stanu dynamicznego lodu z aktywnego na stagnujący i szybko postępującego zaniku lądolodu (ryc. 2). Świadczą o tym dobrze rozwinięta facja wytopnieniowa (C) i diamiktony supraglacialne w stropie gliny z Łążyna oraz szeroko rozpowszechnione facje jezior glaciomarginalnych (Wysota, 2002).

Literatura

- DREIMANIS A. 1989 — Tills, their genetic terminology and classification. [In:] Genetic Classification of Glacigenic Deposits, R.P. Goldthwait, C.L. Matsch (eds.). A. A. Balkema, Rotterdam: 17–84.
- DROZDOWSKI G. 1974 — Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych. Pr. Geograf. IG PAN, 104: 1–136.
- DROZDOWSKI E. 1979 — Deglacjacja dolnego Powiśla w środkowym würmie i związane z nią środowiska depozycji osadów. Pr. Geograf. IG PAN, 132: 1–103.
- EHLERS J. 1992 — Origin and distribution of red tills in North Germany. Sver. Geol. Unders., 81: 97–105.
- FLINT R.F. 1947 — Glacial geology and the Pleistocene Epoch. John Wiley & Sons, New York.
- OLSZEWSKI A. 1974 — Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich makrotektur i makrostruktur. Stud. Soc. Sc. Torun., Sec. C, 8: 1–145.
- PIOTROWSKI J.A. & KRAUS A.M. 1997 — Response of sediments to ice-sheet loading in northwestern Germany: effective stress and glacier-bed stability. Jour. Glaciol., 145: 495–502.
- PIOTROWSKI J.A. & TULACZYK S. 1999 — Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice-bed separation and enhanced basal sliding? Quater. Sc. Rev., 18: 737–751.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1998 — Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik uch genezy. [In:] Mycielska-Dowgiało (ed.), Struktury sedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Wyd. UW: 13–40.
- STANKOWSKI W. 1996 — Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżnienia. Geologos, 1: 149–157.
- WYSOTA W. 2002 — Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Rozprawa habilitacyjna. Wyd. Uniw. M. Kopernika, Toruń.