

**STANOWISKO 3 – TOVARNA GÓRA (TOWARNA GÓRA)
ZAPLECZE STREFY MARGINALNEJ ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA ODRY STADIAŁU
WARTY (TOWARNA GÓRA, BIAŁORUŚ)**

Barbara WORONKO¹, Joanna RYCHEL², Mikalai HRACHANIK³, Tomasz KRZYWICKI²,
Łukasz ZBUCKI⁴, Leszek MARKS^{1, 2}, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC²

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa
e-mail: bworonko@uw.edu.pl, leszek.marks@uw.edu.pl

²Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa
e-mail: joanna.rychel@pgi.gov.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl, kpoch@pgi.gov.pl

³Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest, Białoruś
e-mail: hrachanik55@mail.ru

⁴Państwowa Szkoła Wyższa im. Jana Pawła II w Białej Podlaskiej, ul. Sidorska 95/97, 21-500 Biała Podlaska
e-mail: l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

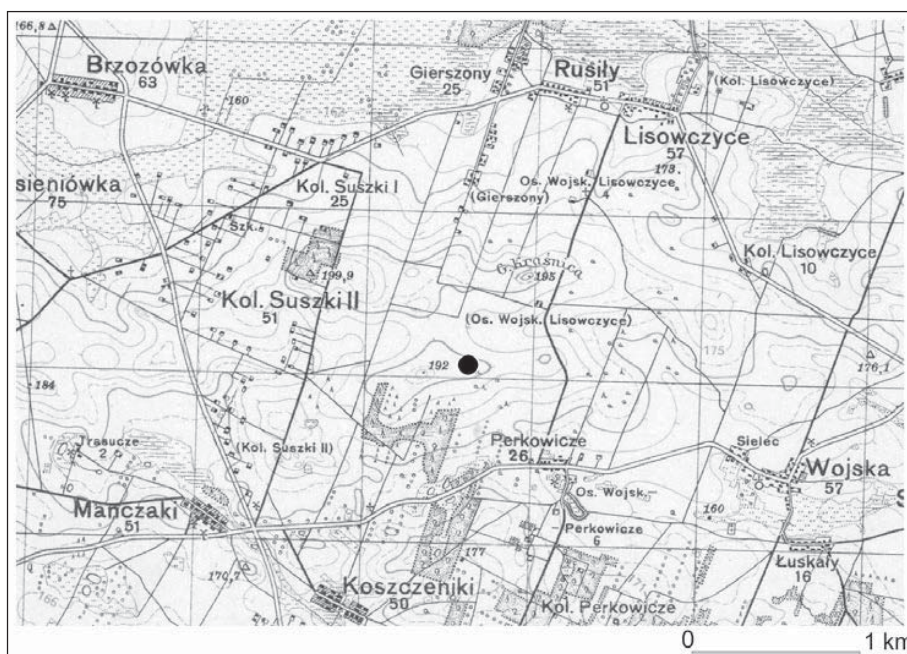


Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Towarna Góra (Tovarna Gora) (WIG 1931a)

Położenie terenu badań

Stanowisko Towarna Góra (Tovarna Góra) znajduje się na terytorium Białorusi, w regionie Równin i Nizin Przedpolesia (Matveev 2002), po polsku nazywanym Przedpolesiem Zachodnim. Położone jest ono ok. 40 km na północ od Brześcia, ok. 10 km na północny-wschód od miasta Wysokoje i ok. 14 km na wschód od granicy z Polską. Jest to kraina wzgórz i pagórków oraz dolin niewielkich rzek i strumieni.

Tovarna Góra (Tovarna Góra) jest podłużnym równoleżnikowo zorientowanym wzniesieniem o długości ponad 10 km i szerokości około 1 km. W centralnej części wzniesienia budują go dwa równoległe „grzbiety”, wyraźnie wznoszące się ponad otaczającą lekko pofalowaną powierzchnię. Wysokości względne sięgają w tym miejscu 20 – 30 m. Natomiast bezwzględne w najwyższej, północnej partii wzgórz dochodzą do 193,3 m n.p.m. (Góra Kraśnica) (fig. 1).

Na północ od Towarnej Góry rozciąga się obszerne obniżenie, w dużej części wypełnione torfami. Jest to ślad po glacidepresji, zapewne przekształconej później w nieckę wytopiskową.

Litologia osadów

Budowę wewnętrzną wzniesień rozciągających się w pobliżu miejscowości Tovarna Gora (Towarna Góra), rozpoznano w dużej żwirowni umiejscowionej w ich wschodniej części. Na ponad 13-metrowej wysokości i kilkaset-metrowej długości ścianach żwirowni można było prześledzić zmienność osadów fluwioglacjalnych i glacialnych. Utwory budujące formę można podzielić na pięć serii: **TG1**, **TG2**, **TG3**, **TG4** oraz **TG5** (fig. 2).

Osady serii **TG1** można było obserwować jedynie w wschodniej części odsłonięcia, na głębokości około 10-12 m. Budują ją osady piaszczysto-żwirowe warstwowane horyzontalnie (SGh). Drugorzędnymi litofacjami tej serii są żwiry o masywnej strukturze (Gm) wypełniający niewielkich rozmiarów rozmycia (szerokości ok. 0,5 m i głębokości ok. 0,3 m) oraz piaski warstwowane przekątnie płasko (St). Całkowita miąższość serii **TG1** nie jest znana (fig.2).

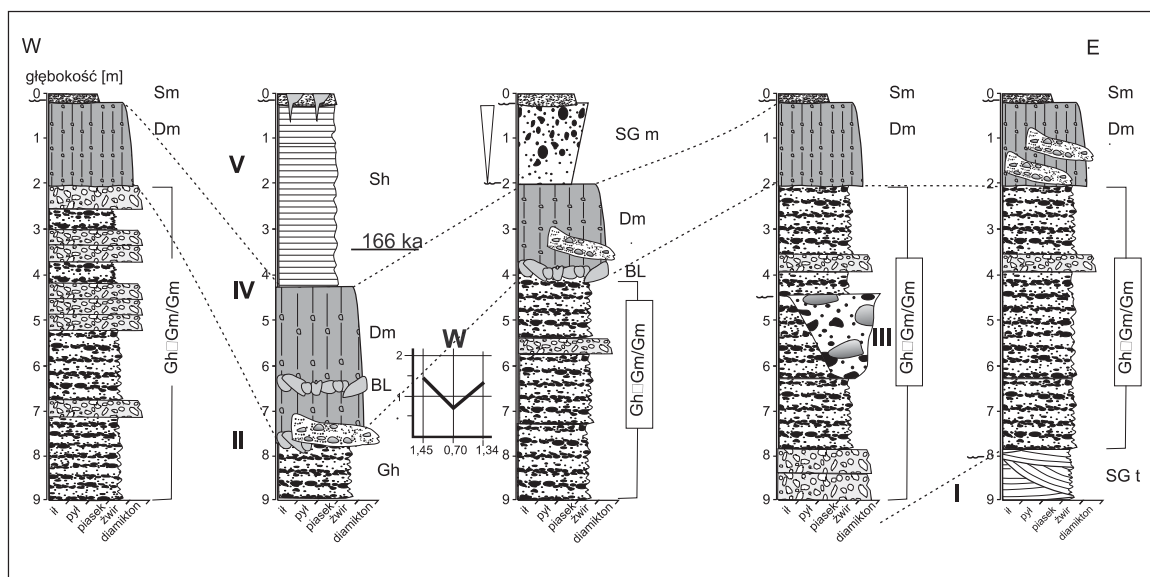


Fig. 2. Profile litofacjalne osadów na stanowisku Tovarna Gora (Towarna Góra)

Jednostka **TG2** bezpośrednio nadbudowuje serię **TG1**. Jej całkowita miąższość wynosi co najmniej 8 m. Obserwuje się wyraźną zmienność osadów wzdłuż istniejących ścian odkrywki, zaznaczającą się w wielkości ziarn o charakterze struktur. W najbardziej zachodniej części akumulowane były bardzo gruboziarniste osady żwirowe. Przeważają litofacie gruboziarnistych żwirów diamiktonowych (GDm) o rozproszonym szkielecie ziarnowym i miąższości 0,3-0,5 m, przechodzące w żwiry warstwowane horyzontalnie (Gh) o miąższości około 0,2-0,3 m. Mają one pokrój taflowy i tworzą rytmit o następstwie litofacji GDm⇒Gh lub Gh⇒SGh. Ich strop i spąg jest wyrównany i ostry. Nie obserwowano struktur wskazujących na skanalizowane przepływy. Cechą charakterystyczną tak wykształconych osadów jest wzrost miąższości litofacji GDm w górę serii oraz słabnące zaznaczanie się cykliczności. Odpływ wód następował ku wschodowi. Ponadto w tej części żwirowni stwierdzono występowanie zlepieńców czwartorzędowych, powstałych w wyniku zlityfikowania masywnych żwirów diamiktonowych (GDm) węglanem wapnia. Pojawiają się one na granicy każdego cyklu do głębokości około 8 m.

Na północnej i wschodniej części odsłonięcia, serię **TG2** tworzą litofacie żwirów gruboziarnistych warstwowanych horyzontalnie (Gh), przechodzące w piasek żwirowy również warstwowany horyzontalnie (SGh). Mają one pokrój taflowy. Te dwie litofacie tworzą rytmit Gh⇒SGh. Miąższość tak wykształconego cyklu wynosi przeciętnie około 0,2-0,3 m. Strop i spąg każdego cyklu ma charakter erozyjny. W górnej części serii, jako litofacie drugorzędne, są obserwowane żwiry o masywnej strukturze i rozproszonym szkielecie ziarnowym (Gm) oraz żwiry warstwowane przekątnie płasko (Gt). W całej serii **TG2** nie stwierdzono jakichkolwiek uskoków (fig. 2).

Strop osadów serii TG2 rozcina rozległy kanał o głębokości około 3-4 m, szerokości kilkunastu i stromymi zboczami. W obrębie odsłonięcia zarejestrowano jedną tego typu strukturę. Wypełnia go diamikton żwirowy o rozproszonym szkielecie ziarnowym (GDm). Tak wykształcone osady budują serię **TG3** (fig.2).

Osady fluwioglacjalne nadbudowuje ciągły pokład gliny lodowcowej o miąższości około 2-3 m (seria TG4) i wyrównanym, ostrym spągu. Jej strop natomiast jest nierówny, występują podłużne rozległe obniżenia. W części spągowej gliny, w wielu miejscach jest ona wzbogacona w klasty frakcji żwirowej (DBm). Warstwa tak wykształconej gliny wynosi około 0,5 m. Powyżej zalega glina o masywnej strukturze i niewielkiej zawartości frakcji żwirowej (Dm_1) i zmiennej miąższości. Nadbudowuje ją glina laminowana (Dms), w górę serii ponownie przechodzi w glinę masywną (Dm_1). W stropie tak wykształconej gliny zarejestrowano kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Cechą charakterystyczną tej gliny jest obecność dużych rozmiarów porwaków. Tworzą je najczęściej gruboziarniste żwiry o niezaburzonej strukturze wewnętrznej i o wyraźnie wydłużonym kształcie. Ich wielkość dochodzi do 4-5 m długości i około 1-1,5 m miąższości. Najczęściej występują w środkowej części serii. Pojawiają się również takie, które rejestrowane są w spągowej części gliny, na kontakcie z osadami fluwioglacjalnymi (seria TG3) podścielającymi glinę. W tym przypadku spąg porwaków jest wyrównany, podobnie jak gliny, w której tkwią. Niezmiernie rzadko stwierdzono występowanie porwaków osadów drobnopiaszczystych lub mułkowych. W tego typu utworach zarejestrowano szereg deformacji kruchych w formie połączonych drobnych uskoków o azymucie mieszczącym się w przedziale od 299° do 331° oraz upadzie od $65,7^\circ$ do $24,3^\circ$ (fig.2). Pomiar dłuższej osi głazików w glinie, w której zarejestrowano porwak, w NW części odsłonięcia, mają azymut mieszczący się w przedziale $60-153^\circ$. Natomiast pomiar till febric w N części odsłonięcia, pokazuje na ułożenie dłuższej osi głazików w przedziale $120-180^\circ$ (fig. 2). Wyniki analizy petrograficznej żwirów frakcji 5-10 mm z gliny z serii TG4, pokazuje, że przewaga żwirów osadowych skał paleozoicznych nad krystalicznymi i mało odpornych nad odpornymi na niszczenie wynosi ok. 30-40%. Wartości współczynników O/K-K/W-A/B (gł. 3,1-3,6 m - 1,29-0,79-1,24 oraz gł. 5,5-6,5 m - 1,45-0,70-1,34) tej gliny można korelować z typem petrograficznym gliny W – zlodowacenie odry, stadiał warty (Lisicki 2003). Taki wiek osadów potwierdzają wyniki datowań OSL osadów piaszczystych znad gliny (fig. 2).

Osady serii TG5, wypełniają obniżenia powstałe w miejscach, gdzie strop gliny się obniża. Wykształcone są one w formie litofacji piasków i piasków żwirów piaszczystych warstwowanych horyzontalnie (Sh i SGh). Miąższość serii wynosi maksymalnie 2 m (fig. 2).

Kształtowanie się strefy marginalnej okolic Tovarnej Góry (Towarnej Góry)

Geneza osadów serii TG1, cechujących się przewagą litofacji Gh i SGh oraz drugorzędnie występującymi SGt i Gm o niewielkiej miąższości, wskazuje, że ich depozycja w przewodzie zachodziła w warunkach górnego płaskiego dna. Pozytywnymi formami były jedynie niewielkich rozmiarów odsypy. Najprawdopodobniej akumulacja osadów miała miejsce w rozległych, ale płytkich korytach, w których okresowo koncentracja osadów była bardzo duża. Transportowane wówczas żwiry masywne (Gm) deponowane były w płytkich rozmyciach kanałowych (Zieliński 2014). W tych warunkach formułował się rozległy stożek napływowy. Z uwagi na stosunkowo niewielki udział osadów o masywnej strukturze i przewagą litofacji żwirowych, można przypuszczać, że najprawdopodobniej były one akumulowane w środkowej części stożka napływowego, ale stosunkowo w niedalekiej odległości od czoła lądolodu (Zieliński 2014).

Seria TG2, nadbudowująca jednostkę TG1, jest doskonałym przykładem osadów akumulowanych w bezpośrednim kontakcie z czołem trasgredującego lądolodu. W części zachodniej odsłonięcia, gdzie dominują masywne żwiry diamiktonowe (GDm), akumulacja osadów następowała w proksymalnej części stożka. Transport osadów zachodził w formie spływów mas oraz wysokoenergetycznych zalewów warstwowych osadów żwirowych (Zieliński 1993, 2014; Pisarska-Jamroży 2006). Natomiast w N i E części odsłonięcia dominowały zalewy warstwowe, będące zapisem krótkookresowych wzbrań ablacyjnych. Każdy cykl zaczynają osady żwirowe warstwowane horyzontalnie (Gh), akumulowane

wane w czasie maksimum wezbrania w konfiguracji górnego płaskiego dna, natomiast bezpośrednio nadbudowujący go materiał piaszczysto-żwirowy warstwowany horyzontalnie (SGh) deponowany był w czasie opadania fali wezbraniowej. Badany stożek sandrowy reprezentuje typ II wg Blair i McPherson (1994) lub stożek spływowy wg Krzyszkowskiego i Zielińskiego (2002). Najprawdopodobniej jego akumulacja następowała przy sukcesyjnie, ale wolno zbliżającym się czole lądolodu. Wskazuje na to wzrastająca ku górze średnica ziarn oraz częstotliwość występowania litofacji GDm. Osady fluwioglacjalne mogą być przykładem sandru transgresywnego (Błaszkiwicz 2005).

Etap transgresji lądolodu zapisany jest również obecnością gliny zwałowej. Niewątpliwie istniejący sandr stanowił dużą przeszkodę terenową, wyraźnie wyróżniającą się w krajobrazie. Pomiar till febric wskazują, że w N części odsłonięcia nasuniecie miało miejsce z kierunku NE. Potwierdzają to również uskoki w osadach piaszczystych stanowiących porwak (fig. 2). Natomiast w NE części odkrywk, transgresja nastąpiła z kierunku NW. Wskazuje to, iż masy lodu opływały przeszkodę. W końcu lądolód przekroczył formę, nie zaburzając osadów, ale bardzo intensywnie egzarując osady podłoża, czego zapisem są porwaki w glinie.

Porwaki osadów fluwioglacjalnych, o zachowanej pierwotnej strukturze wskazują, że ich źródłem najprawdopodobniej były osady stożka, który nadbudowuje glina serii TG4. Wyjątek stanowią mułki i piaski drobnoziarniste, tworzące porwak w zachodniej części odsłonięcia. Tak drobnoziarnistych osadów nie stwierdzono w obrębie badanego odsłonięcia. Niewątpliwie w czasie, gdy dochodziło do włączania osadów fluwioglacjalnych do podstawy lądolodu, powierzchni stożka była zamrznięta, a procesy deformacji w lądolodzie były nieznaczne (Piotrowski i in. 1999). Jedynie wówczas struktura osadów fluwioglacjalnych mogła zostać zachowana. Erozji glacialnej mógł sprzyjać różny reżim termiczny lądolodu. Na zapleczu strefy (przy czole lądolodu), gdzie stopa lądolodu była przymarznięta do podłoża, występował obszar o cieplej podstawie (Bennett, Glasser 2009).

Z etapem transgresji należy również wiązać strukturę kanałową wypełnioną osadem GDm i wycięta w osadach jednostki TG2, która niewątpliwie jest niewielkich rozmiarów kanałem typu N (Piotrowski in. 1999). Formy tego typu powstają, gdy ciśnienie wody w stopie lądolodu jest niewielkie, i dochodzi do gwałtownego, jednorazowego spływu bardzo dużej ilości wody (Piotrowski i in. 1999).

Interesująco przedstawia się struktura samej gliny zwałowej, reprezentująca zmienne warunki panujące w stopie lądolodu. Z odstupującym czołem lądolodu związane są osady piaszczysto-żwirowe wypełniające (seria TG5) obniżenia w stropie gliny zwałowej. Odpływająca woda koncentrowała się właśnie w tych miejscach.

Warunki peryglacjalne zapisały się w stropie gliny zwałowej w formie piaszczystych klinów z pierwotnym wypełnieniem. Piasek drobnoziarnisty wypełniający kliny dowodzi rozwoju procesów eolicznych na tym terenie w warunkach peryglacjalnych. Na tym obszarze mogły one funkcjonować co najmniej dwukrotnie. Pierwszy raz, tuż po ustąpieniu lądolodu w czasie zlodowacenia Odry stadiału Warty, drugi w czasie zlodowacenia Wisły.