

STANOWISKO 4 – CHEPELI

DYNAMIKA CZOŁA ŁĄDOLDOU ZŁODOWACENA ODRY STADIAŁU WARTY W OKOLICACH WSI CHEPELI (CZEPIELI, BIAŁORUŚ)

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

¹Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, 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, Brześć, Białoruś
e-mail: hrachanik55@mail.ru

⁴Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, ul. Sidorska 95/97,
21-500 Biała Podlaska
e-mail: l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

Położenie terenu badań

Wieś Chepeli (Czepieli) położona jest w mezoregionie Równina Wysokowska (Matveev 2002), ok. 5 km na północny-wschód od miasta Wysokoje (Wysokie Litewskie) i ok. 8 km od granicy z Polską. Szczegółowym badaniom poddano osady budujące słabo wyróżniające się w rzeźbie wydłużone wzgórze o przebiegu NW-SE, położone na południe od wsi. Wzgórze sięga wysokość 170-173 m n.p.m., a wysokości względne dochodzą do ok. 5-10 m. Jest ono moreną czołową, powstałą w jednym z recesyjnych etapów łądolodu Warty/Soża zlodowacenia Odry/Dniepru z linii jego maksymalnego zasięgu. Wokół rozciąga się gliniasta wysoczyzna morenowa, którą rozcinają niewielkie doliny rzeczne (fig. 1).



Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Chepeli (Czepieli) (WIG 1931a)

W zwirowni we wsi Chepeli (Czepieli) odsłania się kompleks osadów glacialnych i fluwioglacialnych, które było można obserwować na dwóch ścianach o ekspozycji S i W, o łącznej długości około 170 m (fig. 2). W celu rekonstrukcji kierunków trasgresji łądolodu oraz dynamiki, odsłaniające się

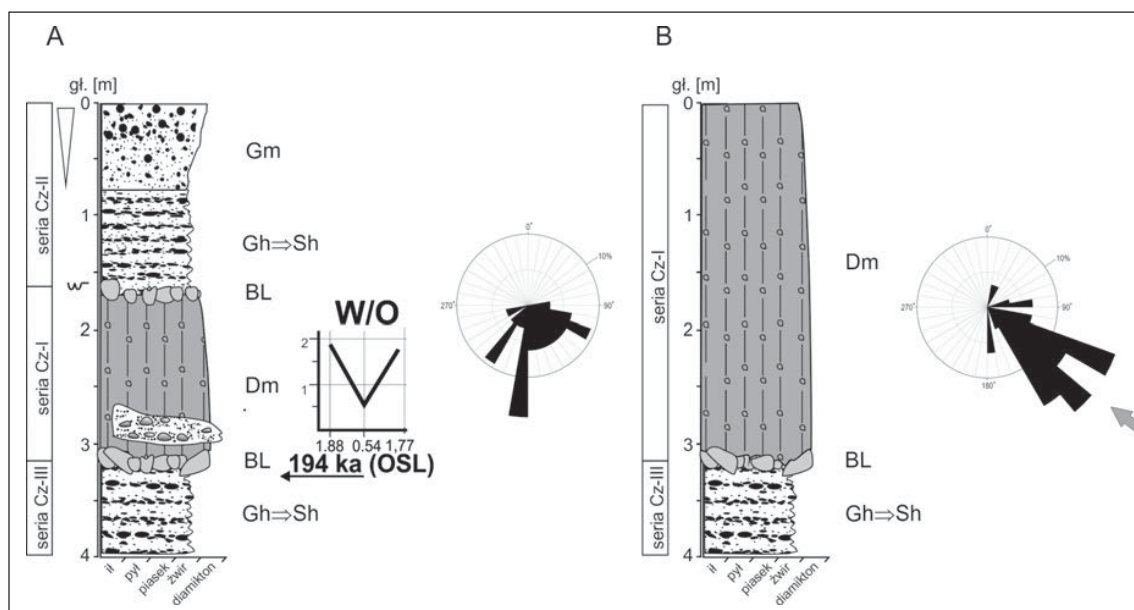


Fig. 3. Profile litofacjalne osadów na stanowisku Chepeli (Czepieli) w profilach A i B oraz wyniki analizy petrograficznej żwirów, diagramy orientacji klastów w glinie lodowcowej



Fig. 4. Bruk morenowy w stanowisku Chepeli (Czepieli) (fot. T.Krzywicki)

Pomiary till febric w glinie, wykonane w dwóch profilach A i B pokazują, że dłuższe osie głązików są słabo zorientowane w profilu A, oraz mają silną orientację NW-SE w profilu B, przy nachyleniu klastów mieszczącym się w przedziale w profilu A od 0 do 48° i 0-27° w profilu B (fig. 3). Dłuższe osie głązików zasadniczo układają się równoległe do lokalnego kierunku płynięcia lodu, natomiast w mniejszym stopniu prostopadle do niego (Evans i in. 2006; Narloch i in. 2014).



Fig. 5. Deformacje plastyczne osadów fluwioglacjalnych, wykształcone w formie faldów leżących oraz kruchych – uskoków (fot. B. Woronko)

Serię **Cz-II** tworzą osady wypełniające rozcięcia o szerokości dochodzącej do około 8 m i głębokości 1.8 m obserwowane w stropie gliny serii Cz-I (fig. 3). Dno takich rynien jest płaskie, natomiast zbocza nachylone są pod niewielkim kątem, wynoszącym około 30-40°. Dno rozcięć wyścielają klasty o średnicy dochodzącej do 30 cm. Powyżej zalega około 1 metrowej miąższości warstwa osadów piaszczysto-żwirowych warstwowanych przekątnie tabularnie (SGp). Strop serii budują żwiry o strukturze masywnej (Gm) i miąższości 0,8 m. Na stokach rynien widoczne są struktury deformacyjne.



Fig. 6. Drobne uskoki odwrócone w osadach fluwioglacjalnych (ściana S odsłonięcia) (fot. B. Woronko)

Najciekawszymi osadami w badanym odsłonięciu, są utwory fluwioglacjalne tworzące serię **Cz-III**. Datownie metoda OSL tych osadów, wskazuje, że ich akumulacja miała miejsce około 194 ka. Obserwowane one są głównie na ścianach SW i W odsłonięcia. Nie są one nadbudowane gliną zwałową serii Cz-I. Utwory fluwioglacjalne wykształcone są przede wszystkim w formie piasków warstwowanych horyzontalnie (Sh). Drugorzędnymi litofacjami są żwiry warstwowane horyzontalnie (Gh) lub o strukturze masywnej (Gm) oraz zaledwie 1-2 centymetrowej miąższości warstwy mułków laminowanych horyzontalnie (Fh) i piaski wykształcone w formie riplemarków (Sr). Osady te tworzą rytmicysto-żwirowy o sekwencjach Sh⇒SGh lub Sh⇒Gm. Ławice żwirów osiągają od 5 do 20 cm miąższości, zaś piaszczyste od 15 do 40 cm. Na kontakcie z gliną serii Cz-I osady te są bardzo silnie zaburzone glacictektonicznie, co można obserwować w profilu A i ścianach odsłonięcia o ekspozycji SW i W (fig. 2). Miąższość osadów zaangażowana w deformacje wynosi około 4 m (fig. 5). Stwierdzono zarówno deformacje kruche, jak i plastyczne. Deformacje plastyczne są reprezentowane przez fałdy stojące oraz nachodzących na siebie niewielkich rozmiarów fałdy obalone (fig. 5), którym towarzyszą deformacje kruche w formie uskoków odwróconych o stosunkowo wysokim upadzie. W obrębie struktur fałdowych stwierdzono drugorzędne deformacje w postaci drobnych uskoków, o zaledwie mniej niż jednocentymetrowym zżucie (fig. 6). Ponadto miąższość lamin w przegubach fałdów nieznacznie wzrasta, co jest charakterystyczne dla fałdów z płynięcia (fig. 5; Goździk, Krysiak 2009). Pomiary azymutu uskoków pokazują stosunkowo dużą zmienność w obrębie odsłonięcia. W SE części wyrobiska azymut fałdu stojącego w osadach fluwioglacjalnych zmienia się w przedziale od 29° do 49° (profil A, fig. 2), natomiast kąt nachylenia płaszczyzny uskokowej wynosi od 69° do 77°SE. Przesuwając się w kierunku W, na ścianie S azymut uskoków zmienia się od 167° do 260° (diagram b; fig. 2) przy nachyleniu płaszczyzny uskokowej od 31° do 79° na SE. Na ścianie SW azymut uskoków wynosi od 27° do 355° i upadzie od 0 do 82° na NW (diagram c; fig. 2). Istotnych informacji o kierunku nasuwania się lodolodu dostarcza struktura fałdowa obserwowana na południowej ścianie odsłonięcia (fig. 5). Na ścianie S odsłonięcia orientacja osi fałdów ma przebieg W-E (270°; diagram d; fig. 2). Towarzyszący im uskok odwrócony przecinający osady fluwioglacjalne, w tym również struktury będące efektem glacictektonicznych deformacji plastycznych (fig. 7). Pomierzony kierunek przebiegu uskokowej wynosił 270°, a nachylenie powierzchni uskokowej 66° na E (diagram e; fig. 2). Uskokowi towarzyszą deformacje przyuskokowe (fig. 7). Inny kierunek nasuwania się lodolodu zarejestrowano na podstawie pomiaru uskoków w porwaku (diagram a; fig. 2).



Fig. 7. Uskok odwrócony w osadach fluwioglacjalnych (fot. B. Woronko)

Interpretacja paleogeograficzna zdarzeń w strefie marginalnej okolic wsi Chepeli (Czepieli)

Osady obserwowane w żwirowni Chepeli (Czepieli) są zapisem dynamiki czoła lądolodu stadiału Warty/Soża zlodowacenia Odry/Dniepru.

Pierwszy etap kształtowania się strefy marginalnej okolic wsi Chepeli (Czepieli) jest związany z akumulacją osadów fluwioglacjalnych. Struktura analizowanych osadów wskazuje, że ich depozycja mogła zachodzić w dystalnej części stożka glacialnego, zdominowanego w przewadze przez niskoenergetyczne, piaskodenne zalewy wartwowe (Zieliński 2014). Incydentalnie dochodziło do akumulacji osadów bardzo drobnoziarnistych w rozlewiskach stojącej wody (litofacje Fm) oraz spływu mas reprezentowanych przez masywne żwiry (Gm). Tak wykształcone osady uległy zaburzeniom glaciektonicznym oraz były włączane w stopę lądolodu w formie porwaków.

Nadbudowująca w południowej części osady fluwioglacjalne glina zwałowa ma charakter gliny bazalnej odkładanej pod aktywnym lodem. Jej masywna struktura, obecność cienkich lamin zdeformowanego piasku, obecność bruku głazowego w spągu oraz silna orientacja klastów (profil B), wskazuje, że mamy do czynienia z gliną deformacyjną (*deformation till*; e.g. Wysota 2004; Evans i in. 2006). Przeczyć temu może brak orientacji klastów w profilu A. Wiązać się to może z obecnością przeszkody topograficznej istniejącej na przedpolu transgredującego lądolodu. Powodować to mogło zmianę naprężeń w lodzie, a tym samym wpływać na ukierunkowanie klastów (Olszewski, Szupryczyński 1985; Roman 2009). Tą przeszkodą mógł być stożek glacialny, który wymuszał kompresyjny ruch lodu, czego efektem są zaburzenia glaciektoniczne. Lądolód wkroczył na ten stożek, czego dowodzą porwaki osadów fluwioglacjalnych tkwiących w glinie. Ich niezaburzona struktura może wskazywać, że w tym czasie osady go budujące były zamrożone. Ten fakt dodatkowo mógł utrudniać ruch lodu.

Na podstawie ułożenia dłuższej osi klastów w glinie oraz struktur deformacyjnych, odtworzono lokalny kierunki transgresji lądolodu w okolicach wsi Chepeli (Czepieli). Struktury fałdów i uskoków odwróconych wskazują na poziome deformacje kompresyjne, związane z transgresyjnym naciskiem czoła lądolodu. W południowo-wschodniej części odsłonięcia struktury glaciektoniczne wskazują na lokalny ruch czoła lądolodu z kierunku S ku N i SE na NW. Podobny kierunek zarejestrowano w profilu B, na podstawie orientacji dłuższej osi klastów (fig. 2).