

Rola zlodowacenia warty w morfogenezie i wykształceniu osadów czwartorzędowych w NE części Wyżyny Wieluńskiej

Robert J. Sokołowski*

Impact of the Warta glaciation on the morphogenesis and Quaternary lithology in the NE part of the Wieluń Upland (central Poland). *Prz. Geol.*, 50: 431–436.

Summary. Quaternary sediments of the Wieluń Upland are thin and discontinuous, which results from the predominant tectonic uplift and denudation of the area during the Late Cenozoic. In the study area drift deposits of the Warta (Warthe) glaciation underlain by patches of sediments ascribed to older glaciations (Odra=Saale and San=Elster?) are prevalent. Lack of organic interglacial deposits makes impossible any unequivocal dating. All these deposits are of glacial and fluvioglacial origin, and are affected by periglacial processes.

Key words: Wieluń Upland, Warta glaciation, kame, terminal moraine, fluvioglacial sediments

Wyżyna Wieluńska znajduje się na północy Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Stanowi ona NW zakończenie wychodni utworów triasu górnego i jury, które między Działoszynem a Wieluniem zanurzają się pod osady kenozoiczne. Okolice Wielunia charakteryzują się silnym zaangażowaniem tektonicznym (ryc. 1). Obszar ten przecina wiele uskoków (ryc. 4), wzdłuż których następowały przesunięcia o amplitudzie do 250 m (Znosko, 1960), w wyniku czego obecnie obok osadów jurajskich występują także skały wieku triasowego (Deczkowski, 1963, 1977). Przykryte są one nieciągłą pokrywą osadów trzeciorzędu i czwartorzędu. Teren badań znajduje się ok. 4 km na SEE od Wielunia (ryc. 1).

Celem pracy było ustalenie litostratygrafii i genezy osadów czwartorzędowych na badanym obszarze. Badania wykonane w latach 1996–1998 były częścią prac prowadzonych w ramach arkusza Wieluń (733) *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* prowadzonego przez J. Głazka. Wynikiem prac terenowych i kameralnych jest *Mapa geologiczna i geomorfologiczna w skali 1 : 25 000* oraz cztery przekroje geologiczne (Sokołowski, 1998).

Badania polegały głównie na rozpoznaniu osadów przy pomocy wierceń ręcznych oraz pomiarach sedimentologicznych w dostępnych odsoniowaniach. Na potrzeby niniejszej pracy wykonano 63 sondy ręczne o przeciętnej głęb. 3 m i niemal 300 sond 1,5 metrowych. Przeanalizowano również materiały archiwalne, są to głównie dokumentacje złożowe i hydrogeologiczne.

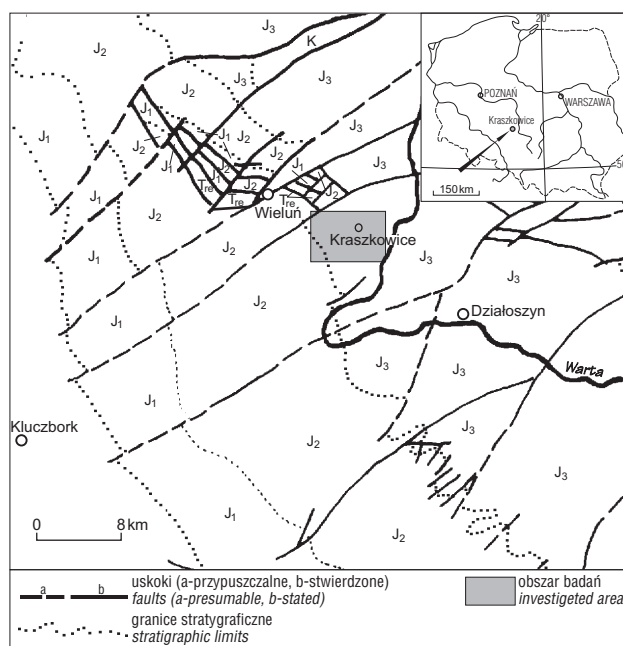
Geomorfologią tego terenu oraz osadami czwartorzędu zajmował się Krzemiński (1965, 1974, 1986, 1989). Wyznaczył on granice nasunięć zlodowaceń środkowopolskich, oraz rozpoznał system tarasów warty wraz z jej odcinkami przełomowymi. Współczesne ruchy tektoniczne badali Lewik (1989) i Liszkowski (1982). Stratygrafię czwartorzędu na tym obszarze badali Różycki (1960) oraz Skompski (1971), który wydzielił w zlodowaceni warty pięć ciągów moren czołowych na obszarze Wyżyny Wieluńskiej. Przedstawił również przebieg procesów geologicznych począwszy od środkowej jury aż po holocen, które ukształtowały osady i występującą dzisiaj rzeźbę terenu. Kierunki ruchu lodu podczas zlodowacenia warty badali Różycki i Lamparski (1967). Przedstawili oni poszczegól-

ne etapy nasuwania się lodowca zlodowacenia warty na Wyżynę Wieluńską.

W niniejszej pracy autor zajmują się utworami czwartorzędowymi, które dominują w strefie powierzchniowej badanego terenu.

Główne cechy rzeźby terenu

Rzeźba północnej części Wyżyny Wieluńskiej ma charakter falistej wysoczyzny, wśród której występują wzniesienia zbudowane ze skał mezozoicznych. Obszar położony na ESE od Wielunia ma przeważnie powierzchnię łagodnie sfalowaną o deniwelacjach rzędu 20–30 metrów. W brzożnej, wschodniej części badanego obszaru znajduje się fragment północnego przełomu doliny Warty przez obszar Wyżyny Wieluńskiej, którego głębokość dochodzi do 50 m. Krawędź tej doliny rozcięta jest przez kilka wąwozów o głębokości do kilkunastu metrów (ryc. 3). Najwyżej położony punkt ma rzędną 222,5 m n.p.m. i znajduje się w zachodniej części tego terenu. Najniższym położonym miej-



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań i mapa geologiczna bez utworów kenozoiku (wg Deczkowskiego, 1977)

Fig. 1. Location of study area versus geological map without Cenozoic sediments (after Deczkowski, 1977)

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

scem jest koryto rzeki Warty w SE części obszaru na 162 m n.p.m. Na południe od wsi Kraszkowice leżą dwa wzgórza, obydwa o rzędnej 217 m n.p.m.

Stratygrafia osadów czwartorzędowych

Na osadach jury i trzeciorzędu leżą utwory czwartorzędowe, które na obszarze Wyżyny Wieluńskiej cechują się wyraźnym ściennieniem w stosunku do otaczających terenów. Ich miąższość jest zmienna, choć pokrywają cienką powłoką prawie cały obszar wyżyny. Spod niej wynurzają się skały górnego triasu i jury (Deczkowski, 1963; Różycki, 1953) w postaci niewielkich kulminacji. Utwory plejstocenu są reprezentowane przez osady lodowcowe, wodnolodowcowe i zastoiskowe, natomiast holocen wykształcony jest w postaci piasków eolicznych i osadów rzecznych (Krzemiński, 1965, 1974).

W okolicy Wielunia występują trzy poziomy glin rozdzielone osadami wodnolodowcowymi (ryc. 4). Brak jednak organicznych osadów interglacialnych, na podstawie których można by jednoznacznie określić pozycję straty-

graficzną tych glin. Wydzielen dokonano na podstawie analizy literatury, materiałów archiwalnych, pomiarów wykonanych w dostępnych odsłonięciach oraz interpretacji przekrojów geologicznych. Na terenach położonych na W, N i E od Wielunia Skompski (1971) wyróżnił pięć poziomów glacialnych, które zaliczył do zlodowaceń Sanu oraz zlodowacenia odry i warty.

W otworach wiertniczych III-4 i 12N (ryc. 4) przypuszczalnie na osadach trzeciorzędowych spoczywa glina zwałowa szara z głazami (nie przewiercona) o miąższości co najmniej 4 m. Z analizy materiałów archiwalnych wynika, że ma na tym obszarze nieciągły charakter. W wierceniu archiwalnym Krzczów IG-54/27 (ryc. 2) występują trzy poziomy glin. Dolny poziom (nie przewiercony) osiąga miąższość 6 m. Strop tej gliny znajduje się na wysokości 167 m n.p.m., czyli w podobnej pozycji, jak w otworze nr III-4 (ryc. 4).

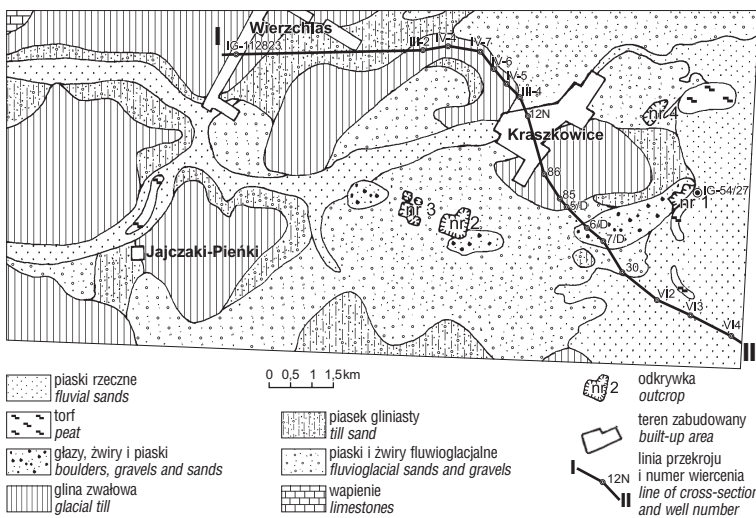
Powyżej występują piaski różnoziarniste ze żwirem o miąższości do 15 m. Miejscami spoczywają bezpośrednio na osadach trzeciorzędowych (ryc. 4). Są to osady fluwio-glacialne z dużą domieszką skał miejscowych, głównie krzemieni i wapieni. W otworze Krzczów IG-54/27 (ryc. 2) osiągają miąższość 9 m. Zaczynają się piaskiem gruboziarnistym ze żwirem o miąższości 1 metra, przechodząc wyżej w piaski średnio- i gruboziarniste i piaski mułkowe. Wskazuje to na recesywny charakter tych osadów. Na nich spoczywają piaski średnioziarniste.

Wyżej leżąca glina ma nieciągły charakter i zmienną miąższość sięgającą 6 metrów. Jest to glina brązowa piaszczysta w spągu szara i bardziej ilasta (Sokołowski, 1998). Nie występuje ona nigdzie na powierzchni badanego terenu i nie ma większego wpływu na jego rzeźbę. Jej strop znajduje się na wysokości od 176 m n.p.m. w E części terenu do 194 m n.p.m. w części zachodniej, gdzie leży bezpośrednio na wapieniach jurajskich (ryc. 4).

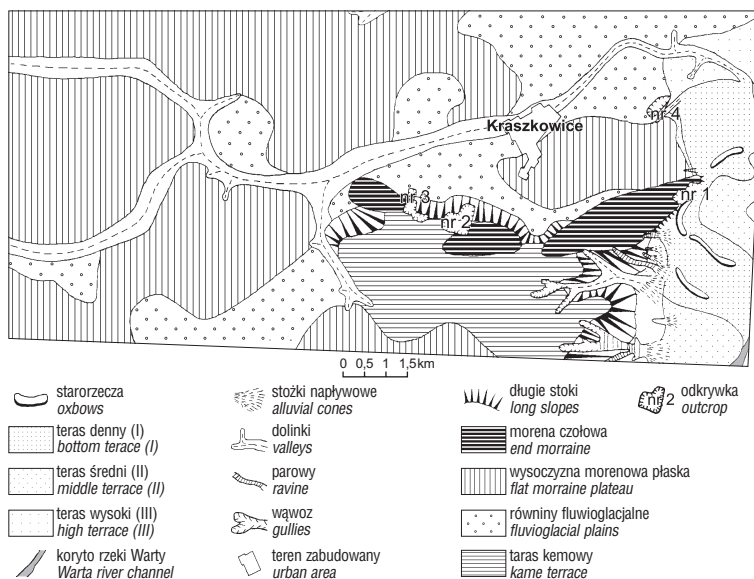
Osady spoczywające na tej glinie odsłaniają się w nieczynnej żwirowni (odkrywka nr 2, ryc. 2). Są to piaski różnoziarniste i drobne żwiry warstwowane przekątnie i równolegle (ryc. 5). Pomierzone kierunki paleoprądów wskazują na dominujący transport z N. Zaobserwowano obecność piaszczystego klastu (ryc. 5), który był transportowany w formie zamrożonej bryłki w warunkach zimnego klimatu. Cechy litofacjalne, jak też brak materii organicznej wskazuje na wodnolodowcową genezę osadu. Miąższość tych utworów waha się w granicach 8–10 metrów.

Znaczna część powierzchni obszaru pokrywa glina, bądź jej zwietrzelina (ryc. 2). Jest to brązowa glina piaszczysta i zwięzła z otoczkami skał skandynawskich i miejscowych. Charakterystyczny jest bruk deflacyjny występujący na powierzchni terenu, bądź w niewielkiej głębokości będący efektem jej niszczenia.

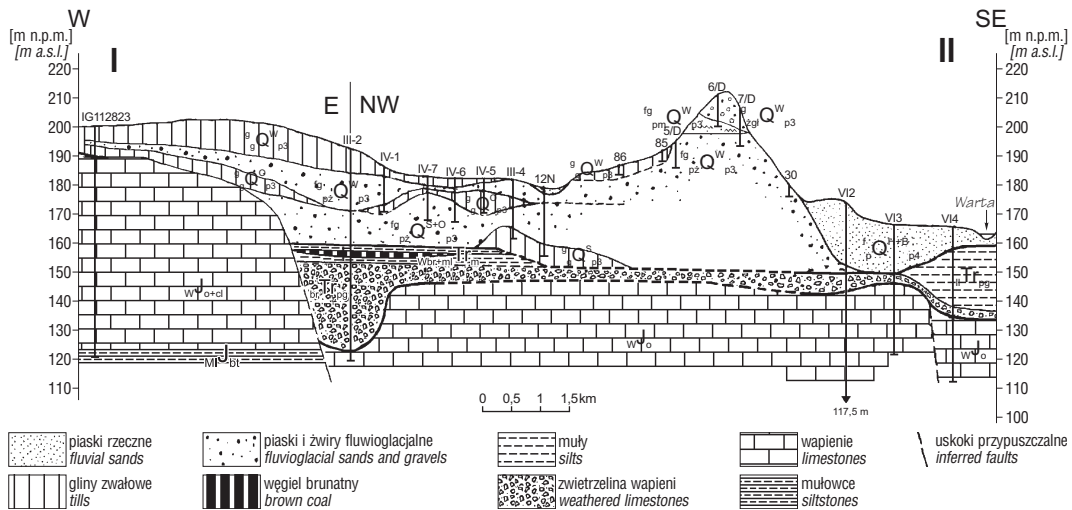
Odsłonięcie tej gliny znajduje się w skarpiu doliny Warty na S od drogi Kraszkowice–Krzeczów (odkrywka nr 1, ryc. 2). Jest to glina piaszczysta brązowa drobnołaminowana z otoczkami skał skandynawskich i miejscowych ułożonych równolegle do powierzchni lamin (ryc. 6). Wskazuje to na wytopieniową genezę tego osadu, czyli glinę typu *melt-out*.



Ryc. 2. Mapa geologiczna okolic Kraszkowice
Fig. 2. Geological map of Kraszkowice vicinity

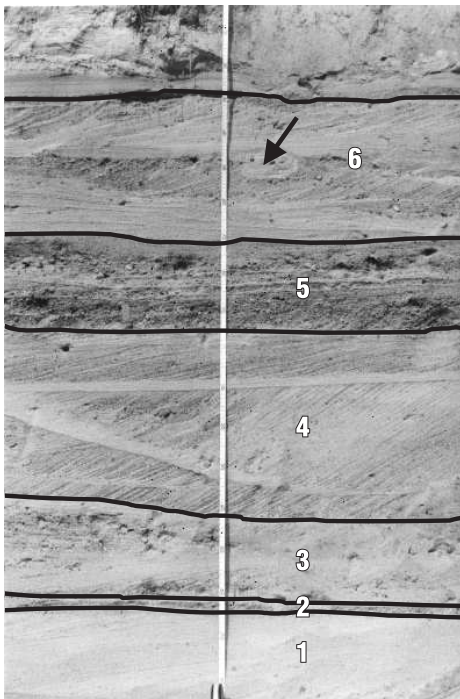


Ryc. 3. Mapa geomorfologiczna okolic Kraszkowice
Fig. 3. Geomorphologic map of Kraszkowice vicinity



Ryc. 4. Przekrój geologiczny I–II przez okolice Kraszkowice; $M_{J_{bt}}$ — ułowce i ilowce, baton; $w_{J_{o+cl}}$ — wapienie, kelowej i oksford; $br_{Tr_{pg}}$ — brekcja zwietrzelinowa i krasowa, paleogen; $il_{Tr_{pg}}$ — ilowce, paleogen; $w_{br+mi}_{Tr_{m}}$ — ilowce z wkładką węgla brunatnego, miocen; $g_{Q^S_{p3}}$ — glina zwałowa, zlodowacenie sanu i odry; fg_{p3}^{S+O} — piaski i żwiry wodnolodowcowe, zlodowacenie sanu i odry; $g_{Q^O_{p3}}$ — glina zwałowa, zlodowacenie odry, **zlodowacenie warty:** fg_{p3}^{W} — piaski i żwiry wodnolodowcowe, $g_{Q^W_{p3}}$ — glina zwałowa, $fg_{pm}^{Q^W_{p3}}$ — piaski i mulki tarasu kemowego, $g_{zgl}^{Q^W_{p3}}$ — żwiry i głązy strefy marginalnej; p_{p4}^{H+B} — piaski rzeczne, zlodowacenie wisty — holocen

Fig. 4. Geological cross-section through Kraszkowice vicinity; $M_{J_{bt}}$ — siltstones and claystones, Bathonian; $w_{J_{o+cl}}$ — limestones, Callovian and Oxfordian; $br_{Tr_{pg}}$ — residual and karstic breccia, Paleogene; $il_{Tr_{pg}}$ — claystones, Paleogene; $w_{br+mi}_{Tr_{m}}$ — claystones with thin layer of brown coal, Miocene; $g_{Q^S_{p3}}$ — glacial till, San Glaciation; fg_{p3}^{S+O} — fluvioglacial sands and gravels, San and Odra Glaciation; $g_{Q^O_{p3}}$ — glacial till, Odra Glaciation, **Warthe Glaciation:** fg_{p3}^{W} — fluvioglacial sands and gravels; $g_{Q^W_{p3}}$ — glacial till; $fg_{pm}^{Q^W_{p3}}$ — sands and silts of kame terrace; $g_{zgl}^{Q^W_{p3}}$ — gravels and stones of marginal zone; p_{p4}^{H+B} — fluvial sands, Weichselian Glaciation and Holocene



Ryc. 5. Piaski i żwiry facji fluwioglacjalnej rzeki roztokowej. 1 — piaski drobnziarniste warstwowane subhoryzontalnie, 2 — bruk korytowy, 3 — przekątne warstwowanie rynnowe w dużej skali, 4 — warstwowanie przekątne w dużej skali, 5 — bruk korytowy, 6 — warstwowanie przekątne; strzałką zaznaczono piaszczysty klast osadzony w postaci zamrożonej bryłki (wg Gradzińskiego i in., 1976)

Fig. 5. Sands and gravels of fluvioglacial facies of braided river. 1 — fine-grained sands subhorizontally layered, 2 — channel pavement, 3 — large-scale trough cross-bedding, 4 — large-scale cross-bedding, 5 — channel pavement, 6 — cross-bedding; the arrow indicates a sandy clast deposited in form of a frozen clod (after Gradziński et al., 1976)

Całość zapada ku S pod kątem 5–8°. W glinie występują pionowe spęknięcia o kierunkach W–E, wypełnione białym pylastym węglanem wapnia (ryc. 7). W odsłonięciu nie widać kontaktu gliny z podłożem. Natomiast w sąsiednim wierceniu archiwalnym (ryc. 2, otw. Krzczów IG-54/27) glina ta osiąga miąższość 6 m.

W czynnej zwirowni (odkrywka nr 3, ryc. 3) na piaskach i żwirach wodnolodowcowych pojawiają się osady piaszczysto-mułkowe. Dominują piaski drobne, warstwowane równoległe lub z niewielkimi ripplemarkami bez dominującego kierunku transportu. W osadach występują zaburzenia gęstościowe, czego przykładem może być diapir ilasty w obrębie leżących wyżej piasków i mułków (ryc. 8). Na N stokach w odsłonięciu zaobserwowano wiele równoległych do siebie uskoków normalnych postsedymen-



Ryc. 6. Kontakt gliny zlodowacenia warty (1) z osadami kamienisto-żwirowymi strefy marginalnej (2). Widoczna laminacja w glinie i głąz narzutowy w spągu osadów marginalnych (2)

Fig. 6. Contact of till assigned to Warta glaciation (1) with stone-gravel sediments from marginal zone (2). Visible lamination in till and an erratic boulder at bottom of marginal deposits (2)

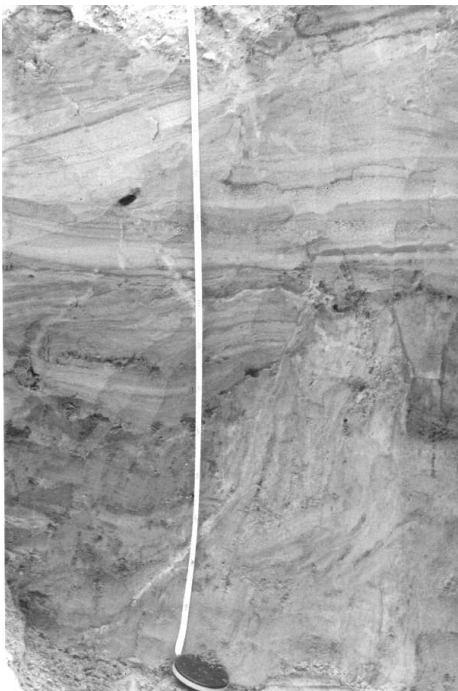
cyjnych. Mają one niewielkie zrzuty do 15 cm. Jest to efekt wytopienia się lodowca podpierającego od N te osady.

Zapisać postoję czoła lodowca warciańskiego podczas jego recesji jest kompleks osadów, który znajduje się na N krawędzi osadów piaszczysto-mułkowych i częściowo spoczywa na glinie zlodowacenia warty (odkrywka nr 1, ryc. 3). Są to głazy i żwiry z domieszką piasku gruboziarni-



Ryc. 7. Pionowe spękania w glinie wypełnione martwicą wapienną

Fig. 7. Vertical fractures in till filled in with calcareous sinter



Ryc. 8. Diapir ilasty w piaskach i mułkach kemowych powstały w wyniku zaburzeń gęstościowych, nieskonsolidowanych osadów

Fig. 8. Clayey diapir in kame sands and silts resulted from density disturbances of unconsolidated sediments

stego niewarstwowane. Najlepiej odsłonięte są w E części w skarpie doliny Warty, gdzie spoczywają bezpośrednio na glinie warciańskiej (ryc. 6). W spągu występują głazy pochodzenia skandynawskiego o średnicy do 50 cm. Podobnie jest wykształcony ten osad w odkrywce nr 2 w jej górnej części.

Na glinie zlodowacenia warty na E od wsi Kraszkowice znajduje się duża pokrywa osadów piaszczystych, która kontynuuje się ku N poza obszar badań (odkrywka nr 4, ryc. 2). Pokrywa ta ma powierzchnię co najmniej 10–15 km². Miąższość osadów dochodzi do 20 m z rozdzielającym je poziomem gliny o grubości do 2 m w dolnej części. Są to osady piaszczyste z wkładkami pylasto-mułkowymi, o ziarnach dobrze wysortowanych, obtoczonych i błyszczących. Analiza uziarnienia (Gistel, 1995) wykazuje średnią zawartość frakcji piaszczystej powyżej 97%. Pomiar paleoprądów wskazują na północny kierunek transportu. Ku stropowi osady zwiększają swoją frakcję, przechodząc od poziomo warstwowanych osadów mułkowo-piaszczystych w spągu ku piaskom średnio- i gruboziarnistym warstwowanym przekątnie w stropie. Zaznacza się bardzo wyraźnie wzrost grubości ziaren od piasku drobnego w części S do żwiru w części N. Nie stwierdzono w osadzie substancji organicznej i skał lokalnych, dominuje natomiast materiał skandynawski (Sokołowski, 1998). W części SE odkrywki stwierdzono wiele klinów mrozowych tworzących się w warunkach peryglacialnych po ustąpieniu lodowca warty, prawdopodobnie głównie podczas zlodowacenia wiśły.

Zlodowacenie warty było ostatnim, jakie objęło w sposób bezpośredni swoim oddziaływaniem Wyżynę Wieluńską. W interglacjale eemskim rozpoczął się proces denudacji i rozcinania starszych osadów trwający do dnia dzisiejszego. Duży wpływ na sieć dolin rzecznych w rejonie Wielunia ma podłoże mezozoiczne pocięte licznymi w tym rejonie uskokami, w wyniku czego powstał cały szereg zrębów i rowów tektonicznych (Deczkowski, 1963, 1976, 1977; Głazek, 1997; Krzemiński, 1965, 1974; Znosko, 1960). Pierwsza faza tworzenia się tych uskoków miała miejsce w paleogenie, a następnie w miocenie (Znosko, 1960). Również w plejstocenie następowała aktywizacja stref uskokowych pod wpływem nacisku łańdolodu. W wyniku tego obecnie występują na powierzchni małodoporne na egzarację lodowcową ily jury środkowej na S i E od Wielunia, a jednocześnie w obniżających się częściach następowała akumulacja materiału glacialnego i fluwio-glacialnego (ryc. 4). Wznoszące ruchy neotektoniczne na obszarze Wyżyny Wieluńskiej trwają do dzisiaj (Lewik, 1989; Liszkowski, 1982). Ma to poważny wpływ na charakter doliny Warty (Lewik, 1989). Tworząca się sieć dolinna wykorzystała wcześniejsze rozcięcia erozyjne pochodzące z końca trzeciorzędu i przemodelowane we wczesnym plejstocenie (Krzemiński, 1965).

Podczas zlodowacenia wiśły i holocenu tworzyły się parowy i wąwozy w skarpie doliny Warty. Nachylenie ich stoków dochodzi do 60°, a głębokość do 6–10 m (Krzemiński, 1965; Sokołowski, 1998). Krzemiński tłumaczy ich powstawanie tajaniem śniegu w okresie zimowym. Dodać tu należy także działalność człowieka, co dobrze widać na przykładzie polnej drogi na E od wsi Mierzyce, która wykorzystuje dno wąwozu. U ich wylotów znajdują się stożki napływowe o powierzchni do kilkuset m².

Interpretacja

Gliny zwałowe reprezentujące zlodowacenia sanu zostały usunięte z terenów położonych wyżej podczas interglacjału mazowieckiego w wyniku denudacji i erozji. Głazowiska, które mogą być pozostałością po tych glinach, znajdują się w dnie rzeki Warty na odcinku od Krzeczowa do Przywozu. Natomiast w obniżeniach glina zlodowacenia sanu mogła się zachować w postaci izolowanych płatów. Stąd też najniższy poziom gliny zwałowej został zaliczony do zlodowacenia sanu. Osady rozdzielające gliny zlodowacenia odry i warty cechują się stosunkowo niedużymi miąższościami rzędu kilku, maksymalnie kilkunastu metrów. Analiza wierzeń archiwalnych pozwala podzielić je na dwa kompleksy. Dolny wykazuje recesyjne następstwo facji od żwirów tworzących się w pobliżu czoła ustępującego lodowca, przez piaski różnoziarniste do piasków mułkowych w stropie. Leżące na nich piaski średnioziarniste można zaliczyć już do fazy transgresyjnej następnego zlodowacenia. Rozdzielają one poziom gliny zlodowacenia sanu od gliny zlodowacenia odry.

Wyżej występuje poziom gliny, który zaliczono do zlodowacenia odry. Zmienna i nieduża miąższość prawdopodobnie jest rezultatem późniejszych procesów niszczących podczas deglacjacji tego obszaru.

Wyżyny charakter terenu sprawił, że kompleks osadów rozdzielających gliny zlodowacenia odry i warty ma niedużą miąższość, a na obszarze, gdzie podłoże mezozoiczne znajduje się wysoko, dwa górne poziomy glin spoczywają niemal bezpośrednio na sobie rozdzielone osadami piaszczysto-żwirowymi o miąższości poniżej jednego metra (ryc. 4). Powstały one podczas transgresji lodowca warciańskiego na jego przedpolu. W obrębie brzeżnej części lobu Warty brakuje osadów zastoiskowych, podobnie jak w brzeżnej części lobu Widawki (Baraniecka & Sarnacka, 1971).

Większość badanego terenu jest pokryta przez glinę zlodowacenia warty. Ma ona decydujący wpływ na krajobraz, szczególnie w części N i W. Ma też ciągły charakter w odróżnieniu od starszych poziomów glin. Jest ona zapisem bezpośredniego wkroczenia lodowca warciańskiego na ten obszar, który musiał pokonać wzniesienia zbudowane z odpornych skał mezozoicznych. Recesja lodowca warty w tej części miała charakter arealny, o czym może świadczyć obecność osadów piaszczysto-mułkowych występujących w formie terasy kemowej na S od wsi Kraszkowice (ryc. 3). Od północy wyraźnie zaznacza się krawędź tej terasy, brakuje jej natomiast od południa, gdzie bezpośrednio na powierzchni pojawia się glina zlodowacenia warty. Podczas tworzenia się tej struktury kemowej, południowa część terenu wznosiła się, stanowiąc granicę dla sedimentacji osadów mułkowo-piaszczystych. Dlatego też została określona jako taras, a nie stoliwo, czy pagórek kemowy. Gruboziarniste osady przylegające od N do tarasu kemowego charakteryzuje brak wysortowania i śladów transportu. Fakt ten, jak i frakcja materiału wskazuje na depozycję w bezpośredniej bliskości krawędzi stagnującego lodowca. Nie spotykamy tutaj deformacji glacitektonicznych, które opisuje Krzemiński (1974) w podobnych osadach znajdujących się w Kamionce położonej nieco na W od badanego obszaru. Lodowiec zatem tylko stagnował bez ponownego wkraczania na już oswojone od lodu obszary. Tworzyły się one przy krawędzi lodowca w wyniku ablacji przybierając formę niedużych moren czołowych (ryc. 3). Osady te budują kulminacje wzgórz na S od Kraszkowic i stanowią dominujący element w rzeźbie terenu. W

świecie nowych danych sedymentologicznych wyróżniony przez Krzemińskiego (1965) wysoki taras rzeczny Warty na E od Kraszkowic, należy interpretować jako powierzchnię sandrową, powstałą podczas dalszej recesji lądolodu Warty. Byłby to tym samym najmłodszy na tym obszarze osad będący bezpośrednim skutkiem działalności tego lądolodu.

Podsumowanie

Na obszarze Wyżyny Wieluńskiej wśród utworów powierzchniowych dominują osady zlodowacenia warty. Mają one zredukowane miąższości. Brakuje też osadów organicznych pozwalających jednoznacznie określić ich wiek.

Badania wykonane w odsłonięciach (odkrywka 2 i 3) pozwoliły dokonać nowej interpretacji wzgórz położonych na S od Kraszkowic. Zostały one opisane przez Krzemińskiego (1965, 1974) jako wysoczyzna morenowa. Analiza sedymentologiczna oraz materiałów archiwalnych pozwoliła określić inną genezę tych wzgórz. Główną rolę odegrały procesy sedimentacji osadów w warunkach wodnolodowcowych. Najniżej leżące piaski i żwiry fluwioglacjalne powstały na przedpolu lodowca w czasie jego transgresji. Zostały one przykryte przez piaski i mułki tworzące się prawdopodobnie pomiędzy bryłą martwego lodu a wznoszącą się powierzchnią wyżyny przybierając formę terasy kemowej (Sokołowski, 1998). Od N wzgórz te są nadbudowane przez płyty osadów żwirowo-kamienistych bezstrukturalnych o niedużych miąższościach.

Formy terenu będące skutkiem działalności lądolodu zlodowacenia warty dominują w krajobrazie i stanowią jego najważniejszy element. Późniejsze procesy prowadziły tylko do niewielkiego przemodelowania krajobrazu, jaki pozostał po ustąpieniu ostatniego na tym obszarze lodowca. Jedynie w dolinie Warty doszło do głębszych wcięć. Na niewielką rolę młodoplejstocenijskich i holoceńskich procesów denudacyjnych zwraca uwagę także Krzemiński (1974). Wyraźniejsze formy erozyjne powstały tylko na krawędzi doliny Warty dzięki dużej, bo dochodzącej do 50 metrów, deniwelacji terenu.

Pragnę na tym miejscu złożyć p. prof. dr hab. Jerzemu Głazkowi serdeczne podziękowania za udzieloną pomoc i cenne rady podczas prowadzenia badań w terenie, jak i pisania pracy magisterskiej, której ten artykuł jest streszczeniem. Dziękuję też p. mgr Przemysławowi Dąbrowskiemu za udostępnione materiały archiwalne i pomoc w pracach terenowych.

Literatura

- BARANIECKA M. D. & SARNACKA Z. 1971 — Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. Biul. Inst. Geol., 254. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 1: 157–260.
- BAROŃSKI S. 1968 — Orzeczenie geologiczne z badań geologiczno-poszukiwawczych za złożem wapieni jurajskich w rejonie Wielunia. Arch. Przeds. Geol. w Krakowie.
- BŁASZKIEWICZ A., CIEŚLIŃSKI S., DĄBROWSKA A., KARCZEWSKI L., KOPIK J. & MALINOWSKA L. 1968 — Zarys stratygrafii i tektoniki południowej części niecki łódzkiej (rejon Bełchatowa). Kwart. Geol., 12: 279–293.
- DECZKOWSKI Z. 1963 — Górny trias i jura okolic Wielunia. Biul. Inst. Geol., 168: 87–123.
- DECZKOWSKI Z. 1976 — Charakterystyka osadów jury dolnej i środkowej obszaru Kalisko-Częstochowskiego. Biul. Inst. Geol., 295: 57–80.
- DECZKOWSKI Z. 1977 — Budowa geologiczna pokrywy perm-sko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przed-sudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). Pr. Inst. Geol., 82: 37–56.

- GISTEL C. 1995 — Analiza uziarnienia dla potrzeb kopalni kruszywa naturalnego w Kraszkowicach. *Woj. Arch. Geol., Łódź.*
- GLĄZEK J. 1997 — Geneza struktury Wielunia na monoklinie przed-sudeckiej. *Streszcz. ref. Oddz. Poz. Pol. Tow. Geol., Poznań: 92–102.*
- GLĄZEK J., SZYMKIEWICZ A., WIERZBOWSKI A. & MATYJA B.A. 1983 — Opracowanie odkrytych map litologiczno-stratygaficznych utworów górnej jury w rejonach Działoszyna, Wielunia, Burzenina. *Cz. II Rejony Kielczygłowa, Wielunia i Burzenina. Arch. ZPG UW, Warszawa.*
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1976 — *Sedimentologia. Wyd. Geol.*
- KOCISZEWSKI K. & OSENDOWSKA E. 1988 — Sprawozdanie z prac poszukiwawczych złóż kruszywa naturalnego przydatnego dla celów drogownictwa występujących w promieniu 25 km od miejscowości Piskornik k. Wielunia, woj. sieradzkie. *Przedsięb. Geol. w W-wie, Zakł. w Łodzi.*
- KRZEMIŃSKI T. 1965 — Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geogr. Lodz., 21: 8–82.*
- KRZEMIŃSKI T. 1974 — Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz., 33: 9–151.*
- KRZEMIŃSKI T. 1986 — Wpływ tektoniki na rozwój paleogeograficzny północnego przedpola Wyżyny Wieluńskiej w czwartorzędzie. *II Zjazd Geogr. Polskich, Łódź 11–13.09.1986: 11–14.*
- KRZEMIŃSKI T. 1989 — Powiązanie form dolinnych środkowej Polski z obiegami wód w małych zlewniach. *Acta Geogr. Lodz., 59: 95–119.*
- LEWIK P. 1989 — Młode ruchy tektoniczne w północnej części Wyżyny Wieluńskiej. *Fol. Geograph.-Phys., 21: 117–138.*
- LISZKOWSKI J. 1982 — Geneza pola współczesnych pionowych ruchów skorupy ziemskiej na obszarze Polski. *Rozpr. UW, 174: 1–179.*
- RÓŻYCKI S.Z. 1953 — Górny dogger i dolny malm jury krakowsko-częstochowskiej. *Pr. Inst. Geol., 17: 8–32.*
- RÓŻYCKI S.Z. 1960 — Czwartorzęd rejonu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. *Prz. Geol., 8: 424–429.*
- RÓŻYCKI S.Z. & LAMPARSKI Z. 1967 — Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geol. Pol., 17: 369–390.*
- SERWAN H. 1978 — Sprawozdanie z prac geologiczno-poszukiwawczych za złożem kruszywa naturalnego w byłym powiecie wieluńskim. *Arch. Komb. Geol. „Południe” w Katowicach.*
- SKOMPSKI S. 1971 — Zarys stratygrafii czwartorzędu i rozwoju rzeźby glacialnej moren czołowych stadiału mazowiecko-podlaskiego (warty) między Radomskiem a Działoszyńcem. *Biul. Inst. Geol., 254: 271–299.*
- SOKOŁOWSKI R. 1998 — Budowa geologiczna okolic Kraszkowic — północno-wschodni skłon Wyżyny Wieluńskiej. *Arch. UAM, Poznań.*
- STANKOWSKI W. 1996 — Wstęp do geologii kenozoiku. *Wyd. Nauk. UAM.*
- TINZER P. 1941 — Profile wierceń i przekroje geologiczne z rejonu Wielunia (materiały graficzne). *CAG. Państw. Inst. Geol.*
- ZNOSKO J. 1960 — Tektonika obszaru częstochowskiego. *Prz. Geol., 8: 418–423.*