

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN — POLONIA

VOL. LIII, 4

SECTIO B

1998

Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii
Instytutu Nauk o Ziemi UMCS

Andrzej HENKIEL

*Wpływ paleogeomorfologii i neotektoniki na plejstoceniską
sedymentację glacialną północno-zachodniej części Wyżyny
Lubelskiej*

Influence of palaeogeomorphology and neotectonics on the Pleistocene glacial sedimentation
in the north-western part of the Lublin Upland

WSTĘP

Analizę oparto na badaniach przede wszystkim na Równinie Bełżyckiej, a porównawczo uwzględniono także sąsiednie subregiony, głównie Płaskowyż Nałęczowski. Równina Bełżycka (jednostka wyróżniona przez Chałubińską i Wilgata, 1954) jest blokiem tektonicznym (neotektonicznym – Henkiel 1995) o dość zróżnicowanej (w intersekcji) powierzchniowej budowie geologicznej, płaskiej wierzchołkowej, ograniczonej od SSW złożoną krawędzią tektoniczną, od N systemem uskoków schodowych, maskowanych pokrywą lessową Płaskowyżu Nałęczowskiego (jednostka Chałubińskiej i Wilgata 1954), od S i SE uskokami, warunkującymi przebieg doliny Bystrzycy i martwej doliny (Harasiemiuk 1980; Marszałek i in. 1991b) łączącej dorzecza Chodelki i Bystrzycy (Borzuchów–Niedrzwica Kościelna – ryc. 1; Henkiel 1995). Równina Bełżycka ma wysoką wierzchołkową (205–230 m n.p.m.), górującą nad Kotliną Chodelską (170–180 m n.p.m.), a nawet (lokalnie) nad lessową wierzchołkową Płaskowyżu Nałęczowskiego (220–250 m n.p.m.). Wierzchołkowa (Henkiel 1995) została ukształtowana przez procesy abrazji i akumulacji morskiej środkowego eocenu oraz częściowo przekształcona w związku z transgresją morza górnego mioce-

nu (sarmatu). Późniejsze, plejstocenijskie procesy nie miały większego wpływu na jej morfologię, zaznaczyły się jednak w pewnym stopniu w ukształtowaniu form wierzchowinowych i wpłynęły znacząco na rozmieszczenie utworów glacialnych obrzeżenia Równiny. Badania, finansowane przez Państwowy Instytut Geologiczny, związane z opracowywaniem Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 umożliwiły, dzięki wierceniom małośrednicowym, sondom mechanicznym i analizom laboratoryjnym, w tym datowaniem termoluminescencyjnym (TL), zgromadzenie materiału, który pozwolił na zupełnie nowe opracowanie zagadnień sedymentacji glacialnej. Szczególną rolę w opracowaniu stratygrafii utworów plejstocenijskich Równiny Bełżyckiej, a pośrednio jej paleomorfologii i morfogenezy, odegrały datowania TL, wykonane w laboratorium geochronologii Zakładu Geografii Fizycznej UMCS przez Butryma (1989–1992). Ważne też były analizy petrograficzne frakcji żwirowej utworów glacialnych wykonane przez Rzechowskiego (1992) w Państwowym Instytucie Geologicznym, mimo iż częstokroć sprzeczne z datowaniami TL. Spowodowało to określone trudności w doborze jednolitego kryterium stratygraficznego dla niniejszej pracy. Pewną rolę odegrały też analizy składu mineralogicznego frakcji ciężkiej, wykonane przez Morawskiego (1992) w Zakładzie Geologii UMCS.

WYKSZTAŁCENIE POKRYWY CZWARTORZĘDOWEJ

Reguły rozmieszczenia utworów glacialnych Równiny Bełżyckiej i jej bezpośredniego sąsiedztwa są następujące. Powierzchnia Równiny, traktowanej jako jednostka strukturalna (Henkiel 1995), poza zasięgiem pokrywy lessowej Płaskowyżu Nałęczowskiego i grzędy lessowej Dobrze-Karczmiska, pokryta jest cienkim, lecz bardzo zróżnicowanym płaszczem utworów czwartorzędowych (do kilku metrów miąższości), w którego skład wchodzi „preglacialne” mułki pylasto-ilaste, szare, czasem wykazujące teksturę warwową (Bychawa), datowane przez Butryma (1989–1992) metodą termoluminescencyjną na 600–700 do ponad 1000 ka BP. Brakuje odpowiadających im moren, mimo to najbardziej prawdopodobne wydaje się wiązanie wieku mułków ze zlodowaceniem nidy. Mułki te występują w południowo-zachodniej części Równiny (*Dwojny Owrag* Krisztafowicza 1902 oraz Jahna i Turnau-Morawskiej 1952).

Stosunkowo największe połacie Równiny Bełżyckiej zajmuje cienki pokład zwietrzałej gliny zwałowej, według wskaźników petrograficznych frakcji żwirowej (Rzechowski 1992) zaliczanej do zlodowacenia odry. Gлина ta jest związła, pylasto-ilasta, zabarwiona najczęściej na kolor brunatny, czasem ze śladami rozwiniętej gleby leśnej w stropie (Rąblów). Bezpośrednio na tym odrzańskim podłożu lub na wychodniach podłoża kredowo-paleogeńskiego (lokalnie neo-



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny i lokalizacja profili omówionych w tekście; 1 – wiercenia, 2 – odsłonięcia

Situation sketch and location of the profiles discussed in the text; 1 – drillings, 2 – exposures

geńskiego) leżą piaski ze żwirami pochodzenia lokalnego, zależnie od przesłonek zaliczane do zlodowaceń warty lub wisły. Inwentarz stratygraficzny uzupełniają w strefie osiowej wierzchowiny Równiny Bełżyckiej piaski eoliczne z wydymami, a na peryferiach (N i SSW) lessy. Najbardziej zagadkowe są wspomniane mułki z *Dwojnego Owragu* i czerwone utwory mieszane w Wolicy – są to glazy i żwiry chalcedonitów oraz piaskowców kwarcytowych typu sarmackiego, tkwiące w czerwonej, piaszczysto-gliniastej matrix.

Odrzańskie gliny zwalowe wierzchowiny Równiny Bełżyckiej są silnie zwietrzałe, co uniemożliwiło ich datowanie na podstawie wskaźników petrograficznych frakcji żwirowej (Rzechowski 1992). Daty TL Butryma (1989–1992) mieszczą się jednak w przedziale czasowym zlodowacenia odry (247–295 ka BP). Sytuacja stratygraficzno-geomorfologiczna potwierdza ten wniosek. Ten pokład gliny nie przekracza 3 m miąższości, często zwieńczony jest glebą kopalną o charakterystycznych cechach (Harasimiuk, Henkiel 1974). Barwa gliny jest szarobrązowa, podłoże stanowią fluwioglacjalne piaski i żwiry. W części tekstowej arkuszy Łeczna i Lublin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 (Harasimiuk, Henkiel 1980, 1982) zaliczone zostały do szeroko pojętego okresu zlodowaceń środkowopolskich. Obocznie leżą różnoziarniste piaski,

często z dużą domieszką frakcji żwirowej i głazowej (materiał lokalny). Zaliczane były do vistulianu (Malinowski, Mojski 1981) jako osad stokowy (deluwia). Nadkład soliflukcyjnych glin, piasków i żwirów z głazami wyklucza to datowanie. Na podstawie oznaczeń TL Butryma (1989–1992) – 103–190 ka BP – zaliczono je do okresu zlodowacenia warty, paralelizując je z intensywnymi procesami krioplanacji, tworzącymi charakterystyczne spłaszczenia podstokowe i dna dolinek denudacyjnych, jak u Jahna (1956). Tak właśnie sklasyfikowano podobne utwory na arkuszach Łęczna i Lublin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Harasimiuk, Henkiel 1980, 1982). Do zlodowacenia wisły można zaliczyć piaszczysto-gliniaste pokrywy utworów soliflukcyjnych z głazami oraz pyły (w tym lessy) i pylasto-piaszczyste (bez głazów!) utwory deluwialne pozabawione nadkładu soliflukcyjnego (daty TL Butryma (1989–1992) 18–67 ka BP). Pokrywy tych utworów związane są z podnóżami długich stoków, które dzielą wierzchowinę na płyty ustawione w różnych wysokościach. Lessy i piaski eoliczne są najmłodszymi ogniwami tej pokrywy.

Typowe wykształcenie pokrywy czwartorzędowej Równiny Bełżyckiej reprezentuje profil w Sporniaku Palikijskim (ryc. 2a). W profilu tym, poza dużymi eratykami i beżową, pylastą gliną występuje tłok żwirowy z pakietami („kłapcami”) ilastej, zielonej gliny zwałowej oraz pakiety przemytych, ukośnie warstwowanych piasków ze śladami zaawansowanego procesu glebotwórczego w stropie. Beżowe gliny zwałowe o miąższości do 4,5 m mają datę TL Butryma 247 ka BP; w 4-metrowym profilu żwirów sphyly ilastej, zielonej gliny zwałowej datuje Butrym (1989–1992) na 287 ka BP. Podobne profile, mniej lub bardziej zredukowane, zawierające utwory mniej lub bardziej zwietrzałe, stwierdzano w licznych odkrywkach, sondach ręcznych i sondach mechanicznych. Łączna miąższość osadów w tych profilach jest niewielka. Tylko w wyjątkowych sytuacjach wewnątrz Równiny Bełżyckiej spotyka się bardziej miąższe i pełniejsze profile czwartorzędu.

W Rąblowie (ryc. 2b, także Harasimiuk, Henkiel 1974) dominuje potężna seria żwirowa utworów fluwioglacjalnych (tłoku żwirowego) z wkładką mułkowatych utworów zastoiskowych, zawierającą pakiety zielonej gliny zwałowej i przykrytą pokładem brunatnej gliny zwałowej z dobrze wykształconą glebą leśną w stropie. Pomiedzy serią żwirową a stropową gliną zwałową występuje poziom przemytych piasków i mułków, ze śladami zaawansowanego procesu glebotwórczego. Poza znacznie większą miąższością profilu istnieje tu pełna analogia do odstonięcia w Sporniaku Palikijskim. Podobne też są daty TL (263–295 ka BP – Butrym 1989–1992). Te daty i cechy strukturalne opisywanych utworów (wykształcenie morfologiczne) determinują zaliczenie ich do okresu odrzańskiego, jakkolwiek Rzechowski (1992) na podstawie wyników analizy petrograficznej frakcji żwirowej przypisuje im wiek południowopolski. Utwory z Rąblowa, podobnie jak analogicznie datowane mułki warwowe

z Cynkowa i żwiry fluwioglacjalne z Wąwolnicy, tworzą wypełnienie kopalnej rynny doliny Bystrej i stąd odbiegają składem i miąższością od typowego czwartorzędu Równiny Bełżyckiej.

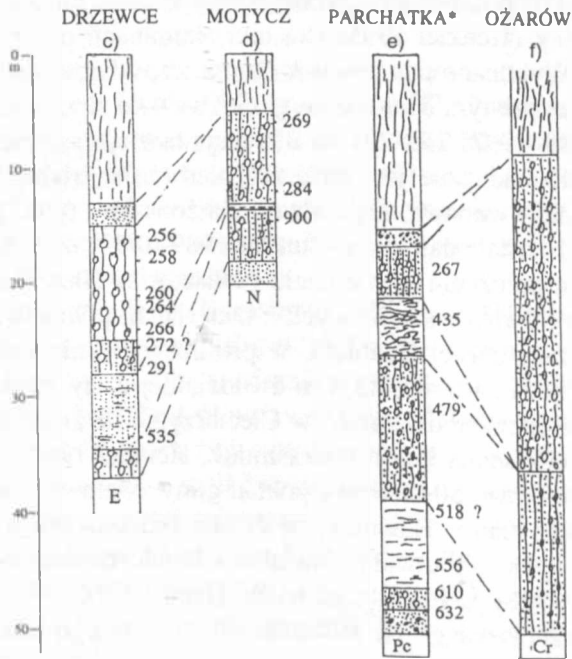
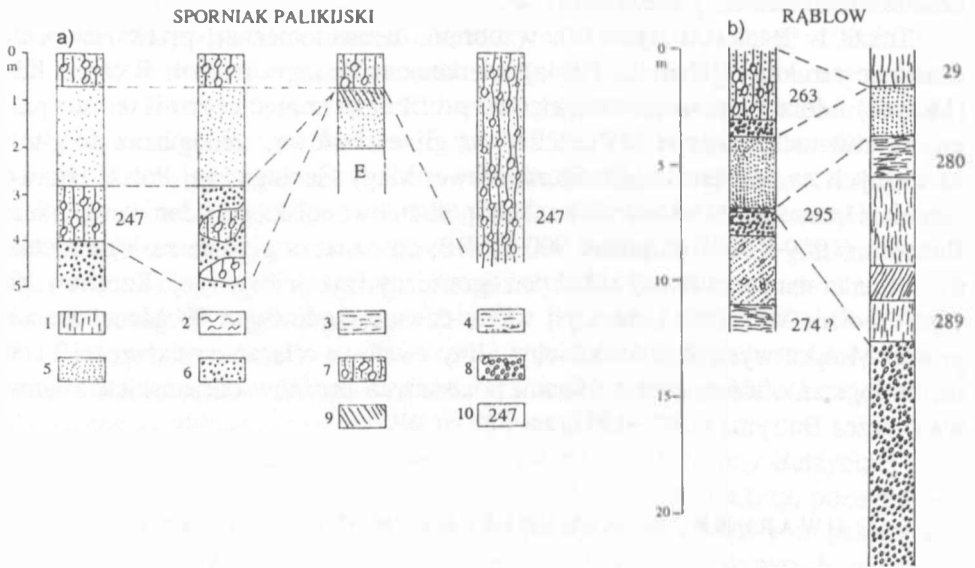
Także w Radawcu (ryc. 2d), w obrębie neotektonicznej, przekształconej erozyjnie struktury (Henkiel 1994a) wierceniem kartograficznym Bełżyce K5 (Motycz) udokumentowano 20-metrowy profil czwartorzędu. Profil ten w spągu, na utworach neogenu zawiera zieloną glinę zwałową, analogiczną do glin zaliczanych na arkuszu Lublin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Harasimiuk, Henkiel 1982) do zlodowacenia południowopolskiego i datowaną przez Butryma (1989–1992) na ponad 900 ka BP, co oznacza granicę zasięgu metody. Gлина ta ma specyficzny skład petrograficzny frakcji żwirowej (Rzechowski 1992), co nie wyklucza jednak jej wieku czwartorzędowego. W górnej części profilu Motycz występują dwudzielne gliny zwałowe o łącznej miąższości 11,3 m, litologicznie identyczne z glinami pozostałych profilów odrzańskich i datowane przez Butryma (1989–1992) na 271 ka BP.

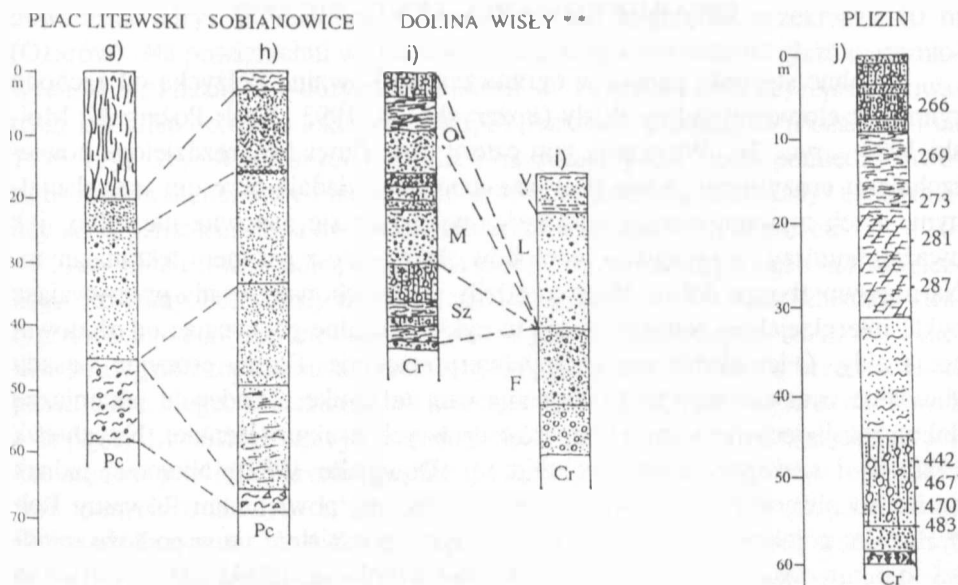
UWARUNKOWANIA PALEOGEOMORFOLOGICZNE

W obrębie skomplikowanej, przebiegającej łamaną linią północnej krawędzi bloku Równiny (Henkiel 1995) stosunki akumulacji plejstocенskiej są zasadniczo różne. Wykonano tam otwór kartograficzny Drzewce (Wąwolnica K3 – ryc. 2c). W otworze tym dwudzielne gliny zwałowe zlodowacenia odry (daty TL Butryma (1989–1992) 256–291 ka BP) mają łączną miąższość 13 m. W dolnej części profilu widoczne jest duże zróżnicowanie, trudne do interpretacji sedymentologicznej; warstwa najbardziej zbliżona do typu gliny zwałowej (34,5–37,0 p.p.t.) została datowana (Butrym 1989–1992) na 535 ka BP.

W podobnym położeniu w wierceniu Płuszowice (Bełżyce K6) występuje poziom gładzików i żwirów kwarcowych z materiałem północnym. W wyraźnej depresji tektonicznej górnej Ciemiegi, w profilu wiercenia studziennego Ożarów H22 (ryc. 2f) zanotowano 43,5 m dwudzielnej gliny zwałowej, podobnie jak w profilu wiercenia studziennego w Ciecierzynie na arkuszu Lublin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Harasimiuk, Henkiel 1982). W Ciecierzynie stwierdzono także ponad 30-metrowy pokład gliny zwałowej z dużymi eratykami. Na wschodniej flance Równiny, w rynnicy (tektoniczno-erozyjnej) doliny Bystrzycy, leżą wyłącznie utwory fluwialne i limniczne datowane od „preglacjału” (Lewiński 1928) po interglacjał wielki (Jahn 1956).

Rynna Bystrzycy osiąga (w stosunku do dzisiejszego dna doliny) 30–50 i ponad 50 m głębokości i zawiera w swoim wypełnieniu utwory typu brekcji przyuskokowych (Harasimiuk, Henkiel 1982; Henkiel 1994b). Rynna przebiega nieco na zachód od dzisiejszej doliny (i jej lewobrzeżnej krawędzi lessowej)





Ryc. 2. Schematy profilów plejstocenu Równiny Bełżyckiej i jej otoczenia; 1 – less, 2 – deluwia, 3 – mułki jeziorne, 4 – piaski z mułkami, 5 – piaski, 6 – piaski grube i żwiry, 7 – gliny zwalowe, 8 – gruby tłok żwirowy, 9 – gleby kopalne, 10 – daty TL ka BP Butryma (1989–1992) (* według Pożaryskiego i in. 1983; ** według Pożaryskiego i in. 1994)

Pleistocene profiles of the Belzyce Plain and its vicinity; 1 – loess, 2 – deluvia, 3 – lacustrine muds, 4 – sands with muds, 5 – sands, 6 – coarse sands with gravels, 7 – tills, 8 – massive gravel bed, 9 – fossil soils, 10 – TL dates in ka BP by Butrym (1989–1992) (* after Pożaryski et al. 1983; ** after Pożaryski et al. 1994)

i podobnie jak na granicy północnej warunkuje niezgodność granicy fizjograficznej i tektonicznej. Reprezentują ją serie fluwialne otworu kartograficznego Sobianowice 2 i studziennego Lublin, Plac Litewski 2 (ryc. 2g, h). Po prawej stronie doliny, w poziomej terasie zalewowej, zachowały się strzępy pokrywy piasków glaukonitowych i glaukonitytów środkowego eocenu. Notowane też były żwirki „preglacjalne” typu „fasolki oligoceńskiej” (Rzechowski 1983). W samej rynnicy dominują mułki („mułki spiczyńskie” – Jahn 1956) jasnoseledynowej barwy, datowane na interglacjał wielki; w nadkładzie występuje poziom „podżwirków”, a w podłożu tłok żwirowy, datowany przez Lewińskiego (1928) na „preglacjał”. W stropie piaski gliniaste ze żwirami i żwiry materiału lokalnego, nadbudowane vistuliańskimi lessami (Harasimiuk, Henkiel 1982) mogą być uważane za odpowiednik zlodowacenia warty.

UWARUNKOWANIA TEKTONICZNE

Podobne stosunki panują w ograniczającej Równinę Bełżycką od zachodu rynnie przełomowej doliny Wisły (Pożaryski i in. 1993, 1994; Pożaryski, Mojski 1987 – ryc. 2i). Występują tam cztery serie fluwialne, rozdzielone powierzciami erozyjnymi. Serie te w zasadzie odpowiadają okresom interglacjalnym, a ich zmienny zasięg wysokościowy wiąże się zapewne nie tylko, jak uważają autorzy, z zasięgami lądolodów, lecz także z reżimem tektonicznym. Na prawym zboczu doliny Wisły osadziły się i zachowały osady przerywające cykle interglacjalne. Autorzy widzą tu cykle glacialne poczynając od zlodowacenia nidy. Odcinek ten jest trudny interpretacyjnie. Formy erozyjne i osady aluwialne zamaskowały tu praktycznie całą tektonikę. Tendencje tektoniczne dokumentują jedynie wyniki pomiarów drobnych struktur (Henkiel, Nitychoruk 1980/81) i szczegóły mapy geologicznej (Dowgiałło 1982). Niemniej jednak można tu obserwować zanurzanie się tektonicznej powierzchni Równiny Bełżyckiej ku północy, o czym świadczy nie tylko pojawianie się w podłożu młodszych ogniw mastrychtu i danu, lecz także stwierdzone uskoki i kliny starszego materiału skalnego.

Na południu blok Równiny Bełżyckiej ograniczony jest rynną obniżenia Borzechów–Niedrzwica, wypełnioną mułkami bychawskimi i zdradzającą neogeńskie predyspozycje (Marszałek i in. 1991; Henkiel 1995) oraz od SSW systemem uskoków, u podnóża których stwierdzono ciekawy profil w Plizinie (otwór kartograficzny Plizin, Wąwolnica K1 – do arkusza Wąwolnica Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski). W otworze tym (ryc. 2j), w spagu występują gliny zwałowe zlodowacenia sanu (10 m, 442–483 ka BP, Butrym 1989–1992) przykryte przyuskokowymi deluwiami zlodowacenia odry (13,5 m, 269–287 ka BP, Butrym 1989–1992) i gliną zwałową tegoż zlodowacenia (6,0 m, 266 ka BP, Butrym 1989–1992). Krawędź SSW składa się z kilku silnie przeobrażonych odcinków, rozbitych erozyjnymi bramami, przez które w późniejszym okresie wkroczyły na Równinę wydmy; lokalnie wyraźny jest podwójny zarys krawędzi, tworzących antytetyczny rów, w którym zachowały się morskie utwory miocenu (miopliocenu – Marszałek i in. 1991b uważają je za starszy czwartorzęd). Zachodni odcinek krawędzi, szczególnie efektowny w Dobrem, ma dokumentację bałtyckiego (vistuliańskiego) wieku dyslokacji i jej charakteru tektonicznego (Henkiel 1994b). Na krawędzi leży less, a u jej stóp hałda gruzowo-koluwalna.

Z omówionych granic najbardziej intrygująca jest północna; zamaskowana jest płaszczem lessów, tworzących północną granicę Wyżyny Lubelskiej (Płaskowyżu Nałęczowskiego). Poza wzbogaconym inwentarzem i miąższością utworów środkowego trzeciorzędu charakteryzuje ją gwałtowne zwiększenie miąższości pokrywy czwartorzędowej, w tym szczególnie glin zwałowych zlo-

dowacenia odry. W niektórych wypadkach ich miąższość przekracza 40 m (Ożarów). Na powierzchni wierzchowiny uderzająca jest obfitość głazów narzutowych, w tym licznych o dużych rozmiarach. W Parchatce (ryc. 2e) reprezentowanych jest kilka dobrze udokumentowanych poziomów glacialnych (Pożaryski i in. 1993 – ryc. 2e). W bliższych badaniach interesujący jest hiatus pomiędzy utworami zlodowacenia odry i nadległymi utworami zlodowacenia wisły; także między serią plejstocенską a kredowo-paleogeенско-neogeенским podłożem.

Aby przedstawić spójną koncepcję rozwoju geologicznego i geomorfologicznego Równiny Bełżyckiej w plejstocenie, konieczny był wybór schematu stratygraficznego i kryterium umieszczenia w nim analizowanych utworów. Schemat stratygraficzny narzucał się sam: zaakceptowano koncepcję przedstawioną przez Doleckiego, Harasimiuka i Wojtanowicza (1994) jako opartą na danych z Wyżyny Lubelskiej i przystosowaną dla tego regionu. Za kryterium datowania osadów przyjęto chronologię bezwzględną, opartą na wynikach analiz TL, wykonanych w jednym laboratorium (Laboratorium Geochronologii Zakładu Geografii Fizycznej UMCS – Butrym 1989–1992) i na materiale z terenu badanego; konieczne były pewne odstępstwa: dość dowolnie potraktowano daty TL z zakresu bliskiego granic stosowalności metody. Oparta na takich założeniach koncepcja rozwoju Równiny Bełżyckiej przedstawia się następująco: analizowany region pokryty był lądolodem co najmniej trzykrotnie – w zlodowaceniu nidy (560–700 ka BP), zlodowaceniu sanu (430–530 ka BP) i w zlodowaceniu odry (230–330 ka BP).

Najstarsze utwory plejstocенskie omawianego regionu, mułki z *Dwojnego Owragu* Krisztafowicza (1902) i odpowiadające im utwory z Bychawy i Motyicza, mają daty TL od 673 do ponad 1000 ka BP; są to daty na granicy stosowalności metody i jako takie mogą być traktowane z pewną dowolnością; wspólne cechy litologiczne (strukturalne i teksturalne), analogiczne położenie morfologiczne przemawiają za ich identycznym wiekiem i genezą. Problem pozostaje jednak do rozstrzygnięcia, ponieważ przewaga dat wcześniejszych przemawia za zaliczeniem tych utworów do starszego zlodowacenia narwi, a obecność tekstur warwowych, charakterystycznych dla kontaktów z lądolodem przemawia za datowaniem na zlodowacenie nidy. W każdym razie litologia i sytuacja tych mułków wskazuje na słabe zróżnicowanie rzeźby obszaru, na stosunkowo płytkie rozcięcia erozyjne i niewielki wpływ litologicznego zróżnicowania podłoża. Na obecnym etapie badań nie jest możliwe powiązanie z mułkami „preglacialnych” żwirów doliny Bystrzycy Lewińskiego (1928) ani czerwonych, mieszanych zwierzelin Kowali. W dolinie Wisły (Pożaryski i in. 1994) może im odpowiadać seria „F”, datowana na zlodowacenie nidy. Nasuwa się tu problem obecnego położenia spągu tych osadów, którego nie należy tłumaczyć głębokością pierwotnego wcięcia dolin, lecz zachodzącymi wzdłuż rynien i warunkującymi ich powstanie procesami tektonicznymi.

Czy i jak w istniejącej rzeźbie i reżimie ruchów neotektonicznych przejawiały się procesy akumulacji glacialnej zlodowacenia sanu, świadczą zachowane profile z utworami tego okresu. O ile na północnym przedpolu Wyżyny nie występowało istotne zróżnicowanie, to wewnątrz i na południowym przedpolu pojawiły się depresje, zbierające osad lądolodu. W przeciwieństwie do późniejszych, moreny te były silnie zróżnicowane litologicznie pod wpływem lokalnego podłoża, dostarczającego materiału. Świadczy to o płytkim występowaniu przedczwartorzędowego podłoża w strefie północnej i o zaakcentowaniu krawędzi południowej – rozcięcia erozyjne uwarunkowane tektonicznie w wierzchowinowej części obszaru i deniwelacja krawędzi południowej. Brak na wierzchowinie śladów procesów interglacjału mazowieckiego; tylko w dolinie Wisły (Pożaryski i in. 1994) oraz w dolinie Bystrzycy (Lewiński 1928; Jahn 1956; Harasimiuk, Henkiel 1982) zachowały się osady fluwialne i limniczne (?). Jak poprzednio, należy podkreślić, że obecne położenie tych osadów nie dokumentuje równowiekowych rozcięć, lecz późniejsze procesy neotektoniczne.

W okresie zlodowacenia odry, w jego dwóch wyrażych fazach, intensywne procesy akumulacji i denudacji zaznaczyły się na całym badanym obszarze. Transgresja lądolodu zastała obszar wyrównanej wierzchowiny, z lokalnymi obniżeniami tektoniczno-erozyjnymi (dolina Bystrej, Radawiec), ograniczony krawędzią od S zrzucającą teren późniejszej Kotliny Chodelskiej. W okresie tym akumulacji serii żwirowych, piaszczystych i zastoiskowych towarzyszyły spływy ilastej moreny powierzchniowej. Żwiry przepelnione są materiałem lokalnym, zielona barwa glin zwałowych świadczy o dużej zawartości materiału lokalnego z eoceńskim glaukonitem. Nastąpił okres interstadialny, w którym wśród mulków jeziornych rozwinęła się gleba. Bardzo silnie zaznaczały się procesy neotektoniczne, obniżające południowe zaplecze równiny i północne przedpole, gdzie po początkowej fazie akumulacji deluwiów starszych moren nastąpiła faza akumulacji miąższych glin zwałowych, a na południowej krawędzi na piaski fazy interstadialnej nałożyła się cienka warstwa gliny. Z tą gliną, z fazą deglacjacji można wiązać dużą ilość głazów narzutowych, pokrywających zarówno przedpole, samą równinę, jak i jej południowe zaplecze. Wynika też z tego, że sedymentację górnej gliny odrzańskiej poprzedzał epizod neotektoniczny, w którym doszło do wypełnienia deluwiami zapola południowej krawędzi i stopni uskokowych w tej strefie (Poniatowa, Leśniczówka). Szczególnie intensywna akumulacja zachodziła u stóp południowej krawędzi, gdzie podlegały jej nie tylko starsze utwory sańskie, lecz i materiał kredowo-paleogeńskiego podłoża.

O silnej denudacji następnego (warciańskiego) epizodu świadczą, obok długich stoków i deluwiów datowanych przez Butryma (1989–1992) na 90–110 ka BP, znaczne połacie wierzchowiny pozbawione glin zwałowych, jedynie z du-

żymi głazami narzutowymi bezpośrednio na kredowo-paleogeńskim podłożu. Obecnie ilość tych głazów uległa wybitnemu zmniejszeniu, dzięki wykorzystywaniu ich w charakterze materiału dekoracyjnego. Epizod zlodowacenia warty zaznaczyły piaski ze żwirami materiału lokalnego (opok – prawie bez materiału północnego), typu utworów proluwialnych, wyraźnie związane ze spłaszczeniami typu kriopedymentów i szerokimi dnami dolinek denudacyjnych (jak u Jahn 1956). W pobliżu stromych stoków powstawały spływy soliflukcyjne glin i piasków z głazami, częściowo już związane ze zlodowaceniem wisty, a w predysponowanej paleomorfologicznie strefie NW peryferii Płaskowyżu Nałęczowskiego osadzały się niższe lessy (pod eemską glebą interglacialną). W tym ostatnim okresie akumulowane były lessy płata Płaskowyżu Nałęczowskiego i grzędy Dobrze-Karczmiska. W obrębie wierzchoin Równiny Bełżyckiej raczej przeważały procesy denudacji, jedynie w lokalnych obniżeniach osadzały się warstwowane piaski i pyły deluwialne. Poniżej południowo-zachodniej krawędzi przeważały osady piaszczyste z głazikami i głazami o charakterze spływów soliflukcyjnych, poniżej krawędzi północnej – deluwialne pyły. W strefach aktywnych procesów neotektonicznych południowej krawędzi i niektórych krawędzi wewnętrznych (Henkiel 1994b) osadzały się przyuskokowe brekcje. Poniżej krawędzi południowej osadzał się materiał piaszczysty, pod koniec okresu ulegający zwydmienieniu; poprzez wspomniane „bramy” w progach krawędzi wydmy wkraczały w strefę wierzchowinową.

WNIOSKI

W dolnym plejstocenie, w okresie zlodowacenia narwi lub nidy słabo zróżnicowana rzeźba umożliwiła akumulację utworów jeziornych (mułków z *Dwojnego Owrogu*) w obrębie dzisiejszej wierzchoiny. Przed zlodowaceniem sanu, w wyniku regionalnego wypiętrzenia, w predysponowanych litologicznie (Radawiec) i tektonicznie (Drzewce) strefach utworzyły się erozyjne obniżenia, w których zachowały się do dziś gliny zwałowe. Musiało istnieć jakieś zróżnicowanie, dzięki któremu gliny północnego przedpola i wierzchoiny są zielone poprzez udział materiału lokalnego (eocенskiego), a gliny pod krawędzią południową są czarne, z dużym udziałem substancji organicznej. Przed zlodowaceniem odry nastąpiło doniosłe zdarzenie tektoniczne: wypiętrzył się blok Równiny Bełżyckiej, wymuszając wzmożoną akumulację na przedpolu krawędzi północnej; rozcięcia związane z wypiętrzeniem (Rąblów) wypełnione zostały fluwioglacjalnymi żwirami i zastoiskowymi mułkami; aktywna krawędź południowa podkreślona została przyuskokowymi spływami. W następnej fazie cały obszar został pokryty ciągłą warstwą górnej gliny zwałowej. Po interglacjale lubelskim (brak jakichkolwiek śladów, może poza glebą w Rąblowie), w zledo-

waceniu warty, sygnalizując ogólne wypiętrzenie rozwinęły się procesy krioplanacji, ścinające i cofające progi spłaszczeń wierzchwinowych. U ich podnóża, szczególnie w depresjach, osadziły się piaski i mułki z głazami, do niedawna (Malinowski, Mojski 1981) uważane za vistuliańskie. W złodowaceniu wisły wzmożła się aktywność neotektoniczna, podkreślając krawędź południową i niektóre krawędzie wewnętrzne (Wąwolnica – Henkiel 1994b).

W powyższych materiałach potwierdza się teza o wpływie paleogeomorfologii i neotektoniki na wykształcenie pokryw glacialnych i peryglacialnych Polski Środkowej. W stosunku do wcześniejszej mojej pracy (Henkiel 1988) potwierdzeniu i wzmocnieniu uległa teza o decydującym wpływie tych czynników na wykształcenie pokrywy peryglacialnej i glacialnej obszaru wyżynnego. Możliwe się stało wyróżnienie we wcześniejszej zdefiniowanej facji wyżynnej trzech subfacji: na przedpolu bloku neotektonicznego, na jego wierzchwinie i na zapleczu. Ewentualnie czwartą subfację tworzyłyby utwory zaakumulowane w litogenetycznych, tektogenicznych i erozyjnych obniżeniach strefy wierzchwinowej, piątą – sekwencje towarzyszące aktywnym uskokom (Henkiel 1994b).

LITERATURA

- Butrym J. 1989–1992; Datowania termoluminescencyjne utworów czwartorzędowych z obszaru arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Chałubińska A., Wilgat T. 1954; Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przew. V Ogólnopolskiego Zjazdu PTGeogr., Lublin: 3–44.
- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1994; Stratygrafia utworów glacialnych środkowego i górnego plejstocenu Polski południowo-wschodniej (Stratigraphy of Glacial Formation of the Middle and Upper Pleistocene in South-East Poland). Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XLIX, Lublin: 19–31.
- Dowgiałło W. 1982; Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Kazimierz Dolny (746). Inst. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M. 1980; Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozpr. habilit. UMCS, Lublin, 136 ss.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1974; Profil czwartorzędowy w Rąblowie. Przew. XII Ogólnopolskiego Zjazdu PTGeogr., Lublin: 131–135.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Łęczna (750). Inst. Geol., Warszawa, 72 ss.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1982; Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Lublin (749). Inst. Geol., Warszawa, 83 ss.
- Henkiel A. 1988; Regionalne zróżnicowanie pokrywy czwartorzędowej Lubelskiego Zagłębia Węglowego (Regional Differentiation of the Quaternary Cover of the Lublin Coal Basin). Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XXXIX, Lublin: 73–90.

- Henkiel A. 1994a; Neogeńska struktura Radawca koło Lublina (The Neogene Radawiec structure near Lublin, SE Poland). *Zeszyty Naukowe AGH w Krakowie, Kwart. Geol.*, t. 20, z. 1, Kraków: 31–42.
- Henkiel A. 1994b; Wybrane profile młodych osadów przyuskokowych w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (Selected sections of young fault-related deposits in North-Western part of the Lublin Upland). *Folia Quaternaria* 64, Kraków: 123–136.
- Henkiel A. 1995; Nowa koncepcja morfogenezy Wyżyny Lubelskiej – geologia i geomorfologia Równiny Bełżyckiej (A New Concept of the Lublin Upland Morphogenesis – Geology and Geomorphology of the Bełżyce Plain). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XLVIII*, Lublin: 133–152.
- Henkiel A., Nitychoruk J. 1980/81; Spękania ciosowe i drobne stuktury tektoniczne w skałach kredowo-paleoceńskich północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (Joints and Mesoscopic Structures in Cretaceous and Paleocene Rocks of the North-Western Part of the Lublin Upland). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sec. B, vol. XXXV/XXXVI*, Lublin: 13–27.
- Jahn A. 1956; Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace Geogr. IG PAN*, nr 7, Warszawa, 453 ss.
- Jahn A., Turnau-Morawska M. 1952; Preglacjał i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej (Pre-Glacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland). *Biul. PIG nr 65*, Warszawa: 269–312.
- Krisztafowicz N. P. 1902; Hidro-geologiczeskije opisanije territorii goroda Lublina i jego okrestnosti. Warszawa, 293 ss.
- Lewiński J. 1928; Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem (Le preglaciaire dans la vallee de la Bystrzyca pres de Lublin). *Spraw. Tow. Nauk. Warszawskiego*, wyd. III, t. 21, Warszawa: 111–118.
- Liszkowski 1975; Wpływ obciążenia lodolodem na plejstoceńską i współczesną dynamikę litosfery na obszarze Polski (The influence of ice sheet loading on Pleistocene-Recent dynamics of lithosphere in Poland). *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. I, Warszawa: 255–278.
- Malinowski J., Mojski J. E. 1981; Mapa Geologiczna Polski 1 : 200 000, ark. Lublin, wyd. A i B. Inst. Geol. Warszawa.
- Marszałek S., Albrycht A., Buła S. 1991a; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Niedzwica. Inst. Geol., Warszawa, 33 ss.
- Marszałek S., Albrycht A., Buła S. 1991b; Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000, ark. Bychawa. Inst. Geol., Warszawa, 35 ss.
- Morawski J. 1992; Analizy mineralogiczne frakcji ciężkiej utworów czwartorzędowych i trzeciorzędowych do arkuszy Wąwolnica i Bełżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. *Centr. Arch. Geol. PIG*, Warszawa.
- Pożaryski W., Mojski J. E. 1987; Plejstocen przelomu Wisły środkowej w świetle nowej stratygrafii czwartorzędu (Pleistocene of the Middle Vistula River gorge in the light of the new stratigraphy of Quaternary). *Przegl. Geol.*, t. XXXV, z. 3, Warszawa: 117–123.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L. 1993; Rozwój plejstoceńskiej doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przelomu przez wyżyny południowopolskie (Development of the Pleistocene valley of the Middle Vistula River, consider-

- ing especially its gap in the South Polish Uplands). *Przeł. Geol.*, vol. XLII, z. 7, Warszawa: 523–531.
- Pożaryski W., Maruszczak H., Lindner L. 1994; Stratygrafia osadów środkowopolejskościńskich w przełomie Wisły przez wyżyny południowopolskie w świetle analiz termoluminescencyjnych (komunikat wstępny) (Stratigraphy of Middle Pleistocene deposits in the Vistula River Gorge, Central Poland, in light of thermoluminescence dating). *Przeł. Geol.*, XLI, z. 2, Warszawa: 103–106.
- Rzechowski J. 1983; Materiały z badań geologicznych czwartorzędu w dolinie Bystrzycy. *Centr. Arch. Geol. PIG*, Warszawa.
- Rzechowski J. 1992; Wyniki badań petrograficznych frakcji zwirowej z obszarów arkuszy Wąwolnica i Belżyce Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. *Centr. Arch. Geol. PIG*, Warszawa.

SUMMARY

The tectonic block of the Belżyce Plain, which is a component of the physiographic units of the Belżyce Plain and the Nałęczów Plateau, exhibits characteristic diversities of the sequence of Pleistocene sediments. In the foreland of the northern scarp, thick till beds of the Odra Glaciation dominate. Within the flat-topped hills a thin glacial series of this glaciation was preserved; locally, in tectonic or erosional depressions it is thicker and underlain with residua of older glacial and limnic deposits. These are remnants of tills and ice-dammed lake deposits of the Nida and Narew Glaciations. At the foot of the southern scarp, in a large depression, there is till of the San Glaciation, covered with near-fault deluvia of the Odra Glaciation, muds of ice-dammed lake and tills of this period. The tectonic stability of the area made possible, in older Pleistocene, limnic sedimentation and formation of thin ground moraines; later tectonic and erosion processes produced basins, where deposits of considerable thickness were accumulated and preserved. The neotectonic phases before the San Glaciation, at the onset of the Odra Glaciation and at the onset of the Vistula Glaciation, determined the nature of the profiles of Pleistocene sediments (facies) and affected their survival. This evidences the dependence of glacial sedimentation on the neotectonic processes and palaeogeomorphology related with them.