

## Litostratygrafia plejstocenijskiego tarasu wysokiego doliny Łagowicy w rejonie Masłowca (SE część Gór Świętokrzyskich)

Małgorzata Ludwikowska-Kędzia\*, Małgorzata Wiatrak\*, Ireneusz Olszak\*\*, Andrzej Bluszcz\*\*\*



M. Ludwikowska-Kędzia



M. Wiatrak



I. Olszak



A. Bluszcz

**Lithostratigraphy of the Pleistocene high meadow terrace of the Łagowica Valley near Masłowiec (SE part of the Holy Cross Mountains).** *Prz. Geol.*, 54: 953–962.

*S u m m a r y.* The lithostratigraphy of the Pleistocene high meadow terrace deposits in the Łagowica Valley near Masłowiec, southeastern part of the Holy Cross Mountains, central Poland, is presented against the background of geological features and relief of the valley in the Łagów–Ruda segment. The lithostratigraphic divisions for the Holy Cross Mountains assume Middle-Polish Glaciation age for high terraces in valleys. Hypsometry of terraces often served to estimate their

age. Detailed sedimentological analysis of deposits forming the terrace of the Łagowica Valley near Masłowiec (textural and structural features, TL and OSL datings) have indicated a complex fluvial-deluvial origin of the deposits and their Plenivistulian, not Middle Polish Glaciation age. The actual aggradation of the valley bottom has been partly masked by slope processes, which due to local lithostructural conditions, significantly participated in the Łagowica Valley bed aggradation. This problem is well-known in other upland regions of Poland and has been only briefly noted in the Holy Cross Mountains. The research methods and results can be useful in establishing the origins of deposits building meadow terraces, also then when only borecore material is available. The methods can also facilitate stratigraphic interpretation of deposits dated with TL and OSL methods

**Key words:** lithostratigraphy, river terraces, Pleistocene, Holy Cross Mountains

Walczowski (1962), przyjmując za Czarnockim (1931) założenia paleogeograficzne plejstocenu Gór Świętokrzyskich, wyróżnił w dolinie Łagowicy pięć poziomów tarasowych. Trzy z nich są kopalne: preglacjalny, pochodzący z najstarszego zlodowacenia (Narwi?) oraz ze zlodowacenia południowopolskiego (Nidy?). Natomiast dwa kolejne są widoczne na powierzchni, tj: poziom środkowopolski, o wysokości względnej 8–10 m nad poziom rzeki, rozcięty w okresie interglacjalu eemskiego, w pokrywie piaszczysto-żwirowo-mułkowej, pochodzącej z czasu transgresji lądolodu i jego postępu (!) oraz poziom bałtycki, niższy od środkowopolskiego o ok. 6–7 m, zbudowany z osadów fluwialnych, utworzony w okresie postglacjalnym.

Obecne ustalenia paleogeograficzne plejstocenu dla regionu świętokrzyskiego (Lindner, 2004), czy strefy wyżynnej kraju (Lindner, 2005) jednoznacznie lokalizują zasięgi lądolodów środkowopolskich poza SE częścią Gór Świętokrzyskich. Poglądy Walczowskiego (1962, 1968) były w tej kwestii już w latach 70. dyskusyjne (Łyczewska, 1971). W dolinie Łagowicy jest wydzielany poziom zasypania środkowopolskiego (Janiec i in., 1992), zgodnie z obowiązującym w regionie świętokrzyskim schematem wyróżniania w dolinach rzecznych dwóch różnowiekowych plejstocenijskich tarasów nadzalewowych: wysokiego, środkowopolskiego i niższego, vistulskiego.

Poglądy na temat genezy osadów i warunków tworzenia się tarasu wysokiego są różne. Najczęściej jest on uznawany za efekt akumulacji rzek w warunkach peryglacjalnych zlodowaceń środkowopolskich, wymuszonej zatamowaniem odpływu Wisły, która stanowiła bazę erozyjną dla rzek świętokrzyskich (Różycki, 1972a;

Łyczewska, 1971; Lindner, 1984). Przyjmuje się także, że poziom zasypania vistulskiego nie przekroczył ram zasypania środkowopolskiego (Łyczewska, 1971, Lindner, 1984). Opiswane tarasy wysokie są więc zasadniczo tarasami włożonymi, akumulacyjnymi i erozyjno-akumulacyjnymi, zbudowanymi z osadów fluwioglacjalnych, fluwioperyglacjalnych (Różycki, 1972a; Lindner, 1984; Janiec i in., 1992) i fluwialnych (Filonowicz, 1980). Wydaje się jednak, że wyniki najnowszych badań z zakresu historii rozwoju Wisły w plejstocenie w strefie jej małopolskiego przełomu przez wyżyny, czy w rejonie Kotliny Sandomierskiej (Pożaryski i in., 1994a, 1994b, 1999; Starkel, 2001, Gębica, 2004), czynią znów aktualnym zagadnienie litostratygrafii osadów dolinnych Gór Świętokrzyskich.

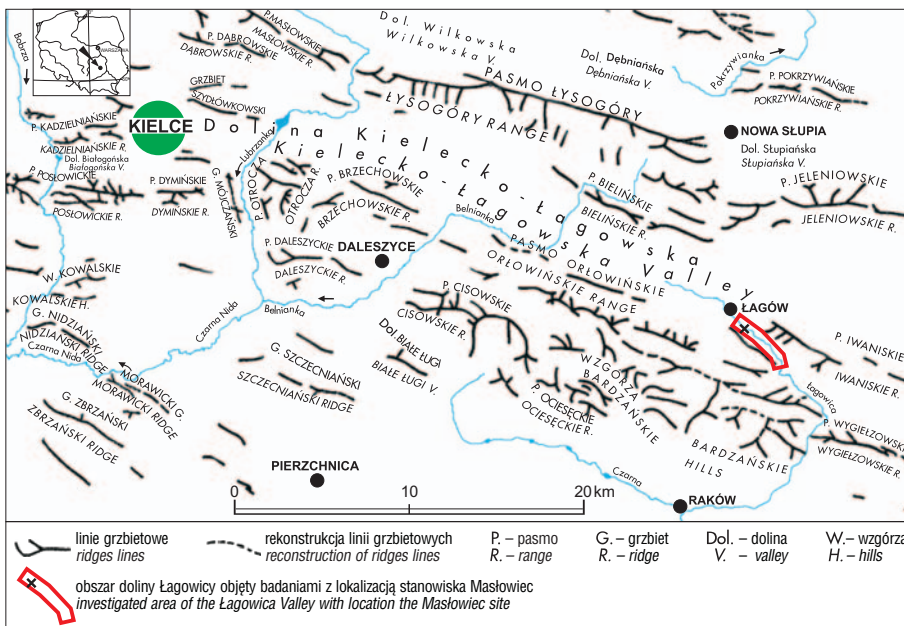
Obok aspektu litostratygraficznego, wynikającego z przyjętych założeń paleogeograficznych, ważnym zagadnieniem pozostaje powszechność stosowania kryterium morfologicznego (i hipsometrycznego) w wydzieleniu i przyporządkowaniu wieku tarasom rzecznych w regionie. Potrzebę zachowania dużej ostrożności w klasyfikowaniu tarasów rzecznych na podstawie powyższych kryteriów, jako jedna z pierwszych podkreślała Klatkowa (1955). Pisząc o znacznym udziale procesów denudacyjnych w przeobrażaniu powierzchni tarasowych w dolinie Kamiennej pod Wąchockiem, wskazywała na możliwość fałszowania rzeczywistego zapisu agradacji, bądź erozji w dnach dolin. Jest to problem dobrze rozpoznany w innych wyżynnych regionach Polski (m.in. Turkowska, 1988; Superson, 1996) oraz w dolinie Wisły, w jej odcinku przełomowym przez wyżyny (Pożaryski i in., 1999; Reder, 2004), w Górach Świętokrzyskich natomiast, sygnalizowany w dolinach rzek centralnej i południowo-wschodniej części gór, tj. Lubrzanki (Kowalski, 2002), Belnianki i Łagowicy (Ludwikowska-Kędzia i in., 2004; Ludwikowska-Kędzia, 2005).

Nie bez znaczenia dla przebiegu i zapisu plejstocenijskiego etapu funkcjonowania procesów rzecznych w Górach Świętokrzyskich, pozostają lokalne (regionalne) uwarunkowania litologiczne i morfostrukturalne (Różycki, 1972b; Klatka, 1976).

\*Instytut Geografii, Akademia Świętokrzyska, ul. Świętokrzyska 15, 25-435 Kielce; mlud@pu.kielce.pl; mwiatrak@pu.kielce.pl

\*\*Instytut Geografii, Pomorska Akademia Pedagogiczna, ul. Arciszewskiego 22, 72-200 Słupsk; i.olszak@poczta.fm

\*\*\*Instytut Fizyki, Politechnika Śląska, ul. Krzywoustego 2, 44-101 Gliwice; andrzej@bluszcz.com



Ryc. 1. Położenie obszaru badań na tle jednostek orograficznych Gór Świętokrzyskich (wraz z Przedgórzem) wg Wróblewskiego (1977)

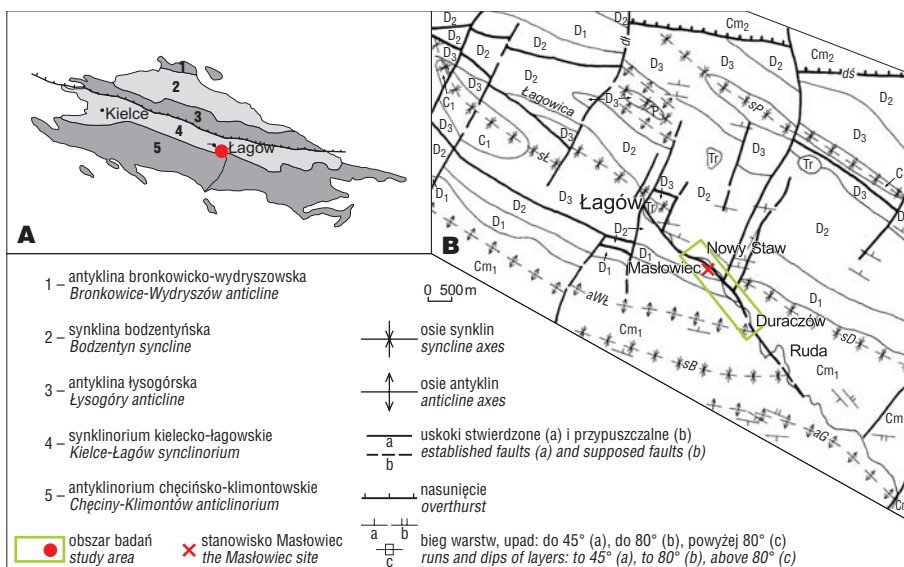
Fig. 1. Location of the study area against the background of orographic units of the Holy Cross Mountains (with their Foreland) after Wróblewski (1977)

Zasadniczym celem opracowania jest ustalenie litostratigrafii osadów plejstoceniowych, wysokiego tarasu nadzalewowego w dolinie Łagowicy, w rejonie Masłowca (SE część Gór Świętokrzyskich), na tle budowy geologicznej i cech rzeźby doliny na odcinku od Łagowa po Rudę (ryc. 1). W badaniach zastosowano możliwie najszerszy zespół metod sedimentologicznych i geochronologicznych (ryc. 6).

wschodnią część regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (ryc. 2A). Na profil stratygraficzny podłoża czwartorzędowego (Romanek & Złonkiewicz, 1992) składają się utwory kambru dolnego i dewonu (ryc. 2B). Litologicznie, wśród osadów staropaleozoicznych dominują skały klastyczne, a wśród młodopaleozoicznych zaznacza się przewaga skał węglanowych (ryc. 2B). W podłożu paleozoicznym doliny Łagowicy między Łagowem a Rudą, Łagowica rozcina południowe skrzydło synkliny Łagowa (ryc. 2B). Skały dewonu zapadają na tym obszarze ku NNE, a Łagowica płynie skośnie (od Łagowa po Masłowiec) lub równoległe (od Masłowca po ujście Wszachówki) do ich biegu. Dlatego lewe zbocze nawiązuje do kierunku rozciągłości warstw, a prawe ma nachylenie prawie zgodne z ich upadem. W związku z tym w przekroju poprzecznym doliny rysuje się asymetryczność strukturalna (ryc. 3). Na opisywanym odcinku przebieg doliny Łagowicy jest predysponowany uskokiem.

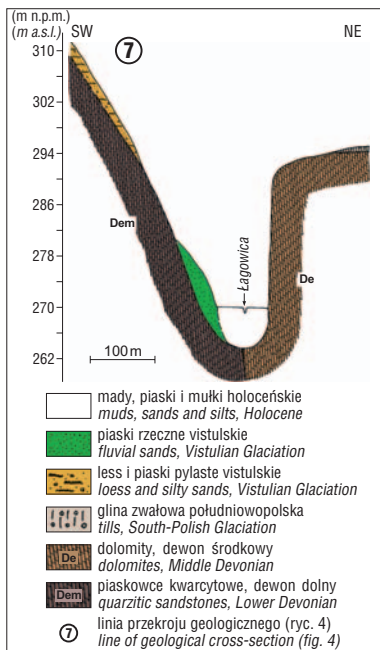
### Zarys budowy geologicznej i cechy rzeźby doliny Łagowicy w rejonie badań

Stanowisko w Masłowcu jest położone we fragmencie doliny Łagowicy o cechach jaru, gdzie wąskie dno o szerokości 90–150 m, ograniczają strome, asymetryczne zbocza, na krótkich odcinkach skalne. Powstanie doliny na tym odcinku jest efektem procesów krasowych działających w wapieniach i dolomitach dewonu środkowego (Walczowski, 1962, 1964, 1968, Łyczewska, 1971). Poniżej Nowego Stawu, od ujścia Wszachówki, dno doliny rozszerza się w granicach 200–800 m, a



Ryc. 2. Położenie obszaru badań na tle jednostek tektonicznych Gór Świętokrzyskich (wg Czarnockiego, 1919, 1957); A) szkic tektoniczny (na podstawie mapy geologicznej Romanek & Złonkiewicz, 1992; Walczowski, 1968; Kowalczewski, 1966); B) fp — fałd Płucek, sP — synklina Piotrowa, sD — synklina Duraczowa, sL — synklina Łagowa, sB — synklina Bielowej, aWŁ — antyklina Woli Łagowskiej, aG — antyklina Gwiazdowej, dS — dyslokacja świętokrzyska, dŁ — dyslokacja łysogórska

Fig. 2. Location of the study area against the background of tectonic units of the Holy Cross Mountains (after Czarnocki, 1919, 1957); A) tectonic sketch of the study area (on the ground of geological map Romanek & Złonkiewicz, 1992; Walczowski, 1968; Kowalczewski, 1966); B) fp — Płucki fold, sP — Piotrow syncline, sL — Łagów syncline, sD — Duraczów syncline, sB — Bielowa syncline, aWŁ — Wola Łagowska anticline, aG — Gwiazdowa anticline, dS — Holy Cross dislocation, dŁ — Łysogóry dislocation



**Ryc. 3.** Przekrój geologiczny przez dolinę Łagowicy w rejonie Nowego Stawu (ryc. 4)  
**Fig. 3.** Geological cross-section through the Łagowica Valley near Nowy Staw (fig. 4)

z nich są widoczne głównie na prawym zboczu doliny (Nowy Staw–Ruda), drugi poziom natomiast, niższy, występuje w dolinie w rejonie Duraczowa oraz Rudy (Walczowski, 1962, 1968; Janiec i in., 1992) — (ryc. 4, 5).

Wszystkie wyróżnione poziomy tarasowe mają podobną budowę geologiczną. Są zbudowane z piasków, z dominacją drobn- i średnioziarnistych, o przewadze warstwowań małoskalowych, poziomych oraz skośnych. Wyjątkiem jest rejon Masłowca oraz poziom tarasu rzeczno- (środkowopolskiego) na lewym zboczu doliny Łagowicy, od Nowego Stawu po Duraczów, który w wielu miejscach jest nadbudowany deluwialnymi, bezstrukturalnymi piaskami ze żwirami. Ten deluwialny materiał pochodzi według Walczowskiego (1962) z okresu recesji zlodowacenia środkowopolskiego i został najprawdopodobniej grawitacyjnie przemieszczony ze strefy spłaszczenia podstokowego, znajdującego się powyżej wysokości 290–295 (300) m n.p.m. Nie przeprowadzono szczegółowych datowań osadów tego środkowopolskiego poziomu tarasowego nie tylko ze względu na miększe deluwia, ale także ze względu na ślady intensywnej działalności człowieka z okresu wczesnego średniowiecza (Hadamik, 2004). Niemniej ustalony wstępnie wiek osadów opisywanych poziomów tarasowych, metodą TL, mieści się w przedziale dat 61–14 ka BP (plenivistul) — (ryc. 4). Tak więc, uwzględniając budowę tarasów, ich morfometrię oraz termoluminescencyjny wiek osadów, wyróżnianie różnowiekowych tarasów plejstoceńskich w analizowanym fragmencie doliny Łagowicy może budzić wątpliwości. Wydaje się, że należy rozważać istnienie w dolinie na analizowanym odcinku, systemu erozyjno-akumulacyjnych tarasów vistulskich.

#### Uziarnienie i cechy strukturalne osadów tarasu wysokiego doliny Łagowicy

W profilu osadów tarasu wysokiego doliny Łagowicy w rejonie Masłowca, biorąc pod uwagę cechy ich uziarnienia, określone standardowymi wskaźnikami uziarnienia

dolina przybiera cechy płaskodennej (ryc. 4).

W dnie doliny Łagowicy poziom tarasu nadzalewowego, środkowopolskiego, lokalizuje się w przedziale wysokości 275–285 m n.p.m., tj. 8–10 m n.p.t. (ryc. 4, 5). Występuje on fragmentarycznie w rejonie m.in. Masłowca (Walczowski, 1962, 1964, 1968) oraz na lewym zboczu doliny, od Nowego Stawu po Duraczów (Walczowski, 1962, 1964, 1968; Janiec i in., 1992). Z kolei poziom vistulski, jest dwustopniowy i

występuje w przedziale wysokości 270 — 275 m n.p.m. i 265 — 270 m n.p.m. (tj. 2–5 m n.p.t.). Słabo zachowane listwy tarasowe pierwszego

wg Folka i Warda (1957), struktury sedymentacyjne, cechy litofacjalne oraz pomiary azymutów kierunku nachylenia lamin i warstw, wyróżniono cztery serie: A, B, C ( $C_1$ ,  $C_2$ ) i D (ryc. 6).

— seria **A**, na głębokości 8,70–6,10 m p.p.t., jest reprezentowana przez jasnożółte piaski średnioziarniste ( $M_z = 1,27–1,58\Phi$ ), dobrze i średnio wysortowane ( $\delta_1 = 0,48–0,58$ ), o niskich wartościach skośności ( $Sk_1 = -0,02–0,06$ ), które wskazują na tendencje do stabilizowania się warunków energetycznych środowiska fluwialnego Łagowicy (Racinowski & Szczypek, 1969). Piaski te charakteryzuje naprzemienne warstwowanie poziome (Sh) oraz skośne: przekątne warstwowanie tabularne (Sp). W piaskach tej serii występują sporadycznie „pakietami gruzowo-ilaste” piaskowców kwarcytowych. Fragmenty piaskowców, silnie zwięztałe, zespala materiał ilasty o barwie szarobrazowej do brązowej, miejscami rdzawej i wiśniowej. W strefie występowania „pakietów” piaskowców kwarcytowych struktura piasków jest masywna (Sm), typowa dla gwałtownej depozycji materiału lub gwałtownego upłynnienia osadu (Lowe, 1976). Piaski serii A nie zawierają węglanów ani węgla organicznego. Spąg opisywanej serii stanowią duże fragmenty piaskowców kwarcytowych, dobrze widoczne w innych miejscach odsłonięcia. Wyróżnione zespoły litofacji definiują niskoenergetyczne środowisko fluwialne, w którym dochodziło do rozległych, z czasem, wskutek agradacji, coraz płytszych przepływów na równi zalewowej. Depozycja osadów polegała raczej na stosunkowo szybkim zrzuconiu materiału transportowanego w systemie koryta roztokowego i późniejszym, już spokojnym, dalszym transporcie. Warstwy piasków masywnych z zatopionymi w nich zwięztałymi „gruzowo-ilastymi pakietami” piaskowców kwarcytowych, mogą natomiast świadczyć o istnieniu wieloletniej zmarzliny w dnie doliny oraz termicznej erozji bocznej rzek (Mycielska-Dowgiałło, 1998). Przypuszczalnie, wskutek termicznego oddziaływania wód rzecznych dochodziło do upłynnienia i niszczenia pierwotnej struktury osadu natomiast, erozja termiczna stref przyzboczowych doprowadzała do sporadycznej dostawy w dno doliny gruboziarnistego materiału zwięzdelinowego. Na fluwialny ośrodek akumulacji opisywanej serii piaszczystej wskazują także pomiary azymutów kierunków nachylenia warstw i lamin (ryc. 6).

— seria **B**, (6,10–4,10 m p.p.t.), składa się z wielu różnej grubości lamin, piasków pylastych ( $M_z = 2,71–3,77\Phi$ ), mułków i mułków piaszczystych ( $M_z = 4,08–7,03\Phi$ ), bardzo słabo wysortowanych ( $\delta_1 = 1,2–2,19$ ) przedzielonych warstwami piasków średnioziarnistych ( $M_z = 0,98–2,13\Phi$ ), o wysortowaniu nieco lepszym, od średniego po złe ( $\delta_1 = 0,6–1,41$ ) — (ryc. 6). Wartości skośności nieznacznie wahają się głównie w obrębie wartości dodatnich, co wskazywałoby na warunki sprzyjające depozycji materiału, przy względnie stabilnej sytuacji energetycznej środowiska. Osady typu piaski pylaste–mułki wykazują cechy rytmu, o dominacji poziomej laminacji (Fh, SFh), miejscami warstwowania pochylonego, nieregularnie falistego. W laminach mułków jest miejscami widoczna sekwencja prosta w uziarnieniu, a sporadycznie odwrócona (Gradziński i in., 1986). Rytmiczność warstwowania jest jedną z typowych cech charakteryzujących deluwia (Stochlak, 1978; Teisseyre, 1994; Twardy, 2000). Struktura przewarstwień piaszczystych jest natomiast zróżnicowana. Najczęściej piaski te są pozbawione wyraźnego warstwowania (Sm), ale występuje także laminacja pozioma (Sh) oraz skośna: przekątne warstwowanie tabularne (Sp). Przedstawione powyżej cechy strukturalne serii B sugerują, że sedymentacja osadów odbywała się w warunkach wód stagnujących lub wolno płynących, w procesie suspensji, a także wskutek wyhamowywania i unieruchamiania ziaren poruszających się w trakcji lub saltacji (Ashley, 1975). Podobne cechy uziarnienia osadów wykazują osady stożka

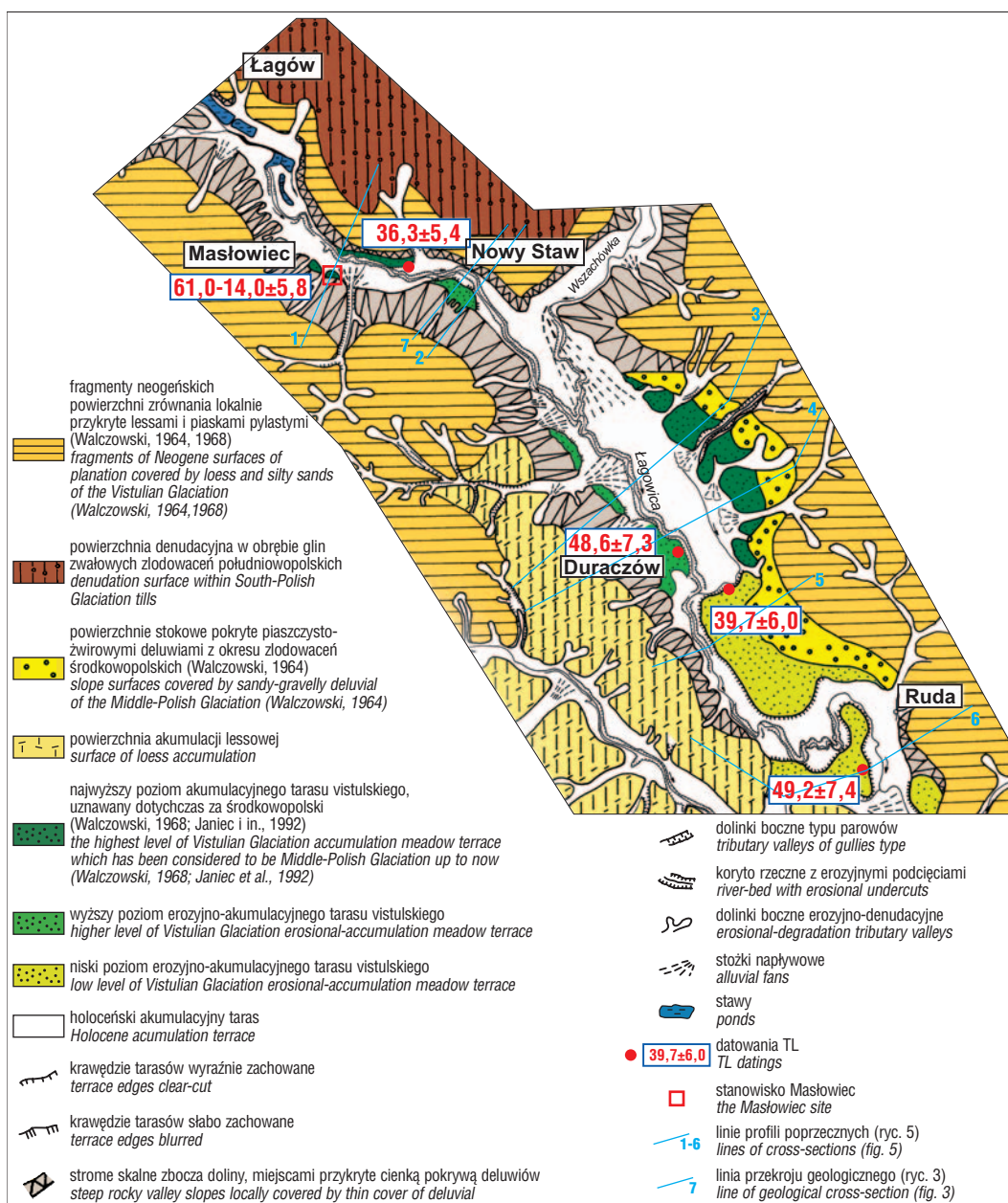
napływowego w Podgrodziu w dolinie Wisłoki (Czyżowska, 1997).

Za stokową genezą omawianych osadów przemawiają pomiary kierunków transportu osadów. Transport odbywał się zasadniczo z SW, a więc ze zbocza doliny. Pojawiająca się wielokierunkowość transportu dowodzi istnienia roztokowego systemu rozprowadzania osadu, typowego dla stożków napływowych. Ponadto w odsłonięciu osadów, usytuowanym równoległe do osi doliny, w miarę coraz głębszego odsłaniania osadów wyraźnie zmniejszają się miąższości poszczególnych warstw, jak i całe serie. W przekroju prostym do osi doliny typ kontaktu serii B z A, według Kuydowicz-Turkowskiej (1976) można zakwalifikować do niezgodnego kontaktu osadów różnowiekowych, z denudacyjną powierzchnią niezgodności. Dowodzi on okresowych zmian w zasięgu i intensywności działania procesów poprzecznych (stokowych) i podłużnych (riecznych) w dnie doliny.

Ważną cechą tego kompleksu osadów są lokalne struktury deformacyjne, małej skali (ryc. 6). Obserwowane

zaburzenia trudno nazwać peryglacialnymi inwolucjami czy krioturbażami i wiązać genetycznie z warunkami istnienia wieloletniej zmarzliny (m.in. Jahn, 1951, 1970; Dylak, 1952; Butrym i in., 1964; Goździk, 1973, 1992; Vandenberghe, 1988, 1992). Mają one raczej charakter deformacji synsedymenacyjnych wynikających z istnienia układów niestatecznego warstwowania gęstościowego *ba* (Cegła & Dżułyński, 1970), układów typowych dla utworów prądów zawieszinowych, gdzie dochodzi do rytmicznego tworzenia się warstw piaszczystych i mułkowych (Cegła & Dżułyński, 1970). Szczególnie dogodnie warunki do upłynnienia osadu i zaistnienia opisywanych wyżej układów *ba* mogły mieć miejsce w czasie wkraczania wód rzecznych w strefę przyboczkowej depozycji osadów stokowych. Nie można także całkowicie wykluczyć pośrednictwa procesów mrozowych w tworzeniu się układów niestatecznego warstwowania (Peters, 2002).

Występowanie rytmu piaszczysto-mułkowego w aluwium wiąże się w literaturze ze środowiskiem wezbraniowym, w warunkach szerokiego koryta rzecznej, gdzie



Ryc. 4. Szkic geomorfologiczny doliny Łagowicy na odcinku Łagów–Ruda (Ludwikowska-Kędzia i in., 2004, zmienione)  
 Fig. 4. Geomorphological sketch of the Łagowica Valley in the Łagów–Ruda segment (modified from Ludwikowska-Kędzia et al., 2004)

nagle wezbrania o cechach przepływów warstwowych, tworzyły dogodny warunki do dwuetapowej depozycji: w głównej fazie sedymentowały piaski z unoszenia, a w czasie słabnięcia przepływu miała miejsce dekantacja mułków (Harasimiuk, 1991; Superson, 1996). Turkowska (1988) z kolei sugeruje, że akumulacja mułków w dolinach jest raczej efektem nagromadzenia się wód spływu powierzchniowego niż akumulacji w rozlewiskach korytowych. Rytmiczność warstwowania jako efekt splukiwania w warunkach peryglacialnych jest cechą typową deluwii (Stochlak, 1976, 1978). Problem jest o tyle złożony, że najczęściej mamy do czynienia z materiałem pochodzącym z wiercenia, a nie jak w opisywanej sytuacji z odsłonięciem osadów. Tak więc jednoznaczna interpretacja genetyczna osadów o cechach rytmu typu: deluwia–aluwia wydaje się być bardzo trudna. Niemniej, źle i bardzo źle wysortowanie mułków i piasków pylastych analizowanej serii B, można wiązać z bliskością strefy zasilania, tak, że w miarę stabilnym energetycznie środowisku, procesy segregacji materiału nie nadążały za ich dostawą, w tym przypadku ze zbroczy doliny.

— seria C (4,10–1,45 m p.p.t.) to osady nieznacznie grubsze w stosunku do zalegającej poniżej serii B (ryc. 6). Są reprezentowane przez piaski pylaste ( $M_z = 2,6–3,64\Phi$ ), źle i bardzo źle wysortowane ( $\delta_1 = 1,00–2,30$ ), o dodatnich wartościach skośności ( $Sk_1 = 0,10–0,82$ ) oraz piaski średnioziarniste ( $M_z = 1,13–2,40\Phi$ ), średnio wysortowane ( $\delta_1 = 0,45–0,86$ ), o zmiennych wartościach skośności ( $Sk_1 = -0,04–0,58$ ). Jak wskazują pomiary orientacji struktur sedymentacyjnych, paleotransport osadów odbywał się z kierunku NNW, czyli kierunku zgodnego z osią doliny (procesy podłużne — rzeczne), po czym zmienił się na WSW, prostopadły do osi doliny (procesy poprzeczne — stokowe). Brak jest jednak wyraźnej granicy pomiędzy osadami związanymi z procesami podłużnymi i poprzecznymi. Jedynie na głębokości ok. 2,80 m p.p.t. można dostrzec pojawienie się kierunków transportu od strony stoku, z WSW. Widoczne są także różnice w warstwowaniu osadów. W części dolnej serii dominuje przekątne warstwowanie tabularne i klinowe, małej skali (Sp, SFp), przy dużym udziale poziomego (Sh, SFh), natomiast w górnej występuje wyłącznie poziome, słabo nachylone, sporadycznie skośne. Przedstawione cechy strukturalne potwierdzają wnioski wynikające z uziarnienia, a mianowicie wskazują na większą dynamikę ośrodka transportującego osad w części dolnej serii i sugerują jej rzeczną genezę ( $C_1$ ). Część górna jest raczej genetycznie związana ze środowiskiem stokowym ( $C_2$ ). Kontakt serii C z B jest zgodny, w obrębie serii C natomiast kontakt osadów odmiennych środowisk depozycyjnych jest synchroniczny, bez wyraźnej granicy (Kuydowicz-Turkowska, 1976).

W strefie środkowej opisywanych utworów (ok. 2,80–2,30 m p.p.t.) widoczne są postedymentacyjne (może synsedymentacyjne ?) struktury deformacyjne, związane z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym, warunkowanym istnieniem naprzemianległych warstwek (lamin) cięższych (grubszych) i lżejszych (drobniejszych). Całość osadu jest silnie nasycona odtlenionymi związkami żelaza, co nadaje całej serii barwę rdzawo-brązowo-żółtą. Bardzo wyraźnie zaznaczają się poziomy i przesmyki żelaziste. Pomiędzy nimi osad jest odbarwiony, ale zasadniczo z zachowanym warstwowaniem. Obecność poziomów wytrażeń żelazistych (Siuta & Motowicka, 1965; Stochlak, 1976, 1978) jest typowa dla osadów deluwialnych (Stochlak, 1976, 1978; Superson, 1996; Gębica 2004) i wiąże się ją z procesami glebowymi w warunkach zanikania wieloletniej zmarzliny. Harasimiuk (1991) interpretuje to zjawisko jako efekt silnego uwilgocenia równi zalewowej. Może ono wskazywać na istnienie w podłożu wieloletniej zmarzliny.

— seria D, o cechach spływu grawitacyjnego (1,45–0,00 m p.p.t.) (ryc. 6). W jej spągu występuje glina

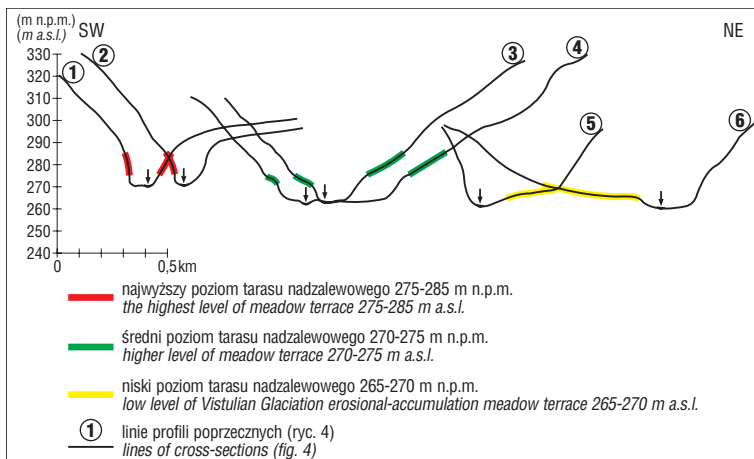
ilasta (Dm), w której tkwią liczne okruchy silnie zwiętrzałych piaskowców. Tuż pod nią widoczne są bardzo drobne laminy piasków i mułków, o zaburzonym warstwowaniu (Sd, Fd). Powyżej warstwy gliny zalegają bezstrukturalne (SFm, Sm) piaski pylaste ( $M_z = 2,59–3,57\Phi$ ,  $\delta_1 = 1,62–2,28$ ) i piaski średnioziarniste ( $M_z = 1,88–1,96\Phi$ ,  $\delta_1 = 1,12–1,23$ ), bardzo źle wysortowane, w których znajdują się pojedyncze fragmenty piaskowca kwarcytowego, ustawione osi dłuższą równoległe do stoku. Strop serii buduje less ( $M_z = 3,96–6,83\Phi$ ,  $\delta_1 = 1,55–2,48$ ), przekształcony w środowisku stokowym (Fm). Stokowa geneza tych osadów jest raczej oczywista.

Zestawienie cech uziarnienia osadów analizowanego profilu, na wykresach zależnościowych wskaźników uziarnienia według Folka i Warda (1957), wskazuje w rozkładzie punktów, w przypadku wykresu A, układ II według Mycielskiej-Dowgiałło (Mycielska-Dowgiałło, 1995) — (ryc. 7). Charakteryzuje on środowisko, w którym zachodzi przede wszystkim sortowanie materiału w obrębie grubszej frakcji i okresowa dostawa źle wysortowanego materiału transportowanego w zawieszynie. Jest on charakterystyczny dla osadów wezbraniowych, ale ostatnio tendencję II stwierdza się również w osadach deluwialnych, stokowych, gdzie występuje brak sortowania, a akumulacja następuje w sposób gwałtowny (Kobojek & Kobojek, 2003; Twardy, 2000, 2003; Smolska, 2003; Mycielska-Dowgiałło & Rutkowski, 2006). Podobna interpretacja genetyczna nasuwa się w przypadku wykresu B, a mianowicie punkty tworzą drugą i trzecią fałę, co wskazuje na osady wezbraniowe, ale i wód stagnujących (Ludwikowska-Kędzia, 2000; Czyżowska-Wiśniewska, 2003; Kordowski, 2003; Mycielska-Dowgiałło & Rutkowski, 2006). Wykres C potwierdza wezbraniowy (być może i deluwialny) charakter osadów, bowiem punkty grupują się w obrębie prawego łuku paraboli (Ludwikowska-Kędzia, 2000; Mycielska-Dowgiałło & Rutkowski, 2006).

Cechy teksturalne, jak i strukturalne osadów analizowanego profilu tarasu wyższego Masłowca, sugerują genezę fluwialną serii A, deluwialną serii B. W powstaniu serii C większą rolę należałoby przypisać początkowo procesom fluwialnym ( $C_1$ ), później stokowym ( $C_2$ ), z kolei seria D to deluwia (koluwia ?). Z powyższych rozważań wynika, że opisywane osady tarasu wysokiego Łagowicy mają więc złożoną genezę fluwialno-deluwialną.

#### Obtroczenie ziaren kwarcu i minerały ciężkie w osadach profilu Masłowice

Analizę obróbki ziaren kwarcu osadów piaszczystych wykonano metodą graniformometryczną Krygowskiego (1964), na graniformometrze standardowym. Charakterystyczną cechą analizowanych osadów jest słabe obtroczenie ziaren kwarcu frakcji piaszczystej (ryc. 6). Dominują ziarna bez obróbki typu  $\alpha$  (37–56%) i typ pośredni  $\beta$  (40–54,5%). Udział ziaren dobrze obtoczonych typu  $\gamma$  jest znikomy (3–18,5%), najwyższy w środkowej części serii C, chociaż uwzględniając ograniczenia metody można przypuszczać, że jest on wyższy (Mycielska-Dowgiałło, 1995; Goździk, 2001) — (ryc. 6). Wartości wskaźnika obróbki ( $Wo$ ) wskazują na większy udział ziaren o słabym obtoczeniu w serii A, B i  $C_1$ , w porównaniu z osadami serii  $C_2$  i częściowo D (ryc. 6, 8). Wzbogacenie w dobrze obtoczone ziarna kwarcu górnej części analizowanego profilu osadów odbywało się najprawdopodobniej wskutek ożywienia procesów eolicznych w warunkach zimnego, suchego klimatu peryglacialnego i włączania w obieg materiału dobrze obrobionego, m.in. wtórnie, wskutek procesów stokowych. Uzyskane wyniki analizy obtoczenia ziaren kwarcu (m.in. histogramy obróbki, wskaźniki obróbki i niejednorodności) sugerują, że źródła osadu były różnorod-



**Ryc. 5.** Profile poprzeczne przez dolinę Łagowicy z poziomami tarasów plejstocenijskich

**Fig. 5.** Cross-sections through the Łagowica Valley with levels of its Pleistocene terraces

ne (ryc. 8). Wskazują ponadto na silne procesy wietrzeniowe (głównie wietrzenia mechanicznego) i znaczną intensywność procesów denudacyjnych (erozyjnych) w obrębie wierzchołków, zboczy doliny, w efekcie których dochodziło do dostawy w dno doliny osadów o zróżnicowanym stopniu obróbki. Można przypuszczać, że droga transportu materiału od źródła alimentacji była krótka, stąd też ogólnie słaba obróbka ziaren kwarcowych.

Pozycja i znaczenie analizy składu minerałów ciężkich wśród metod badań litogenezy, litodynamiki środowiska sedymentacyjnego, pośrednio wieku, osadów różnych środowisk sedymentacyjnych, w tym osadów plejstocenijskich, jest bardzo istotna choć pomocnicza (Mycielska-Dowgiałło, 1995; Racinowski, 1995, 2000; Barczuk & Mycielska-Dowgiałło, 2001). Oznaczenia minerałów przeprowadzono we frakcji 0,2–0,1mm. W ogólnym składzie mineralnym osadów odsłonięcia w Masłowcu dominują granaty — 38,0–61,7%, przy nieznacznej zawartości epidotów 4,6–7,3% (ryc. 6). Na drugim miejscu znajduje się kompleks minerałów odpornych: cyrkon, staurolit, turmalin i in. — 3,3–15,7%. Stosunkowo niewielki jest udział w osadzie piroksenów i amfiboli — 1,3–14,5% oraz minerałów z grupy mik, reprezentowanych tutaj przez biotyty — 0,3–4,3% (ryc. 6). Uwzględniając odporność minerałów na niszczenie mechaniczne i chemiczne dominują minerały średnioodporne — 49,32–66,3%, prawie o połowę mniejszy jest udział minerałów odpornych — 22,7–41,4%, a znikomy nieodpornych — 1,6–17,9. Ponadto zaznacza się w osadach przewaga minerałów o wysokich ekwiwalentach hydro- i areodynamicznych, przy wyraźnie mniejszym udziale minerałów o średnich i niskich ekwiwalentach.

Wyniki analizy składu minerałów ciężkich wskazują na względnie stary wiek aluwii. Można przypuszczać, że materiał źródłowy był „stary”, pochodził m.in. z niszczenia lokalnych skał osadowych (Michniak, 1969) i podlegał przemianom w warunkach peryglacialnych, długo utrzymujących się w tej części Gór Świętokrzyskich. Osady te, były więc wielokrotnie redeponowane i sukcesywnie włączane w nowo powstałe aluwia. W efekcie tych procesów doszło do selektywnego wzbogacenia w granaty. Jest to zjawisko dobrze znane w literaturze (m.in. Mycielska-Dowgiałło, 1978, 1995; Florek, 1988; Florek i in., 1987; Ludwikowska-Kędzia, 2000). Podobny proces selektywnego wzbogacenia w granaty stwierdzono w środowisku eolicznym (Mycielska-Dowgiałło, 1993, 1995; Mycielska-Dowgiałło & Woronko, 2001), czego potwierdzeniem może być duża zawartość granatów w stropie serii D.

Współczynnik wietrzeniowy (Racinowski & Rzechowski, 1969) obliczony dla analizowanych próbek osadów

osiągnął najniższe wartości (3,51–10,18) dla osadów serii C<sub>2</sub> i D, co świadczy o małym udziale minerałów nieodpornych na wietrzenie, głównie chemiczne, przy zachowanej wysokiej zawartości minerałów odpornych. Fakt ten należy wiązać z wcześniejszymi, intensywnymi procesami wietrzeniowymi lub przemyciem, przewianiem osadów zanim te zostały włączone w analizowany profil. Nie można wykluczyć działania postsedymentacyjnych procesów wietrzeniowych w tej strefie profilu, po ich depozycji. Usuwanie minerałów w trakcie transportu osadów w środowisku fluwialnym wykluczają raczej cechy uziarnienia, które wskazują na słaby energetycznie ośrodek transportujący osad. Spostrzeżenia te przemawiają za deluwialną genezą serii D i C<sub>2</sub>, niemniej nie jest wykluczona fluwioglacjalna (fluwialna?) geniza osadów źródłowych tych deluwii, które w postaci piasków pokrywowych występowały w strefie wierzchołków lub na zboczach doliny.

W serii A, B i C<sub>1</sub> wartość współczynnika wietrzeniowego (14,59–40,86) wskazuje na stosunkowo duży udział minerałów nieodpornych, ale przy względnie niższym udziale granatów, szczególnie w serii B (ryc. 6). Fakt ten może wskazywać na większy dopływ osadów zwietrzelinowych w dno doliny, pochodzących z denudacji pokrywy plejstocenijskiej np. glin zwałowych (Mycielska-Dowgiałło, 1978). Nie jest wykluczone, że dostawa minerałów z grupy mik mogła odbywać się częściowo w efekcie procesów eolicznych (Barczuk & Mycielska-Dowgiałło, 2001), chociaż stopień obtoczenia ziaren kwarcu zdaje się temu zaprzeczać.

### Stratygrafia osadów

Do oznaczenia wieku osadów zastosowano metodę termoluminescencji (TL) i luminescencji stymulowanej światłem (OSL) (ryc. 6). Stosowanie łącznie tych metod pozwala nie tylko na ustalenie wieku osadów, ale także na uzyskanie informacji odnośnie warunków ich depozycji (Bluszcz, 2000; Pietrzak, 2002). Ze względu na dużą zawartość związków żelaza, osady serii C nie zostały poddane szczegółowym badaniom wieku metodą TL.

Datowania TL pozwoliły na wydzielenie czterech kompleksów chrono- i litostratygraficznych osadów (Ludwikowska-Kędzia i in., 2004):

- A — fluwialny, stadiał świecia (plenivistul dolny),
- B — deluwialny, interstadiał grudziądki (plenivistul środkowy),
- C — fluwialno-deluwialny, pesimum klimatyczne (plenivistul górny),
- D — deluwialny (późny vistul)

Datowania OSL pozwalają na wyróżnienie dwóch kompleksów chronostratygraficznych (A — fluwialny i B+C+D — deluwialno-fluwialny). Lokuje one omawiany profil osadów w górnym plenivistulu z tym, że część dolną (kompleks A) w jego pesimum klimatycznym, a pozostałą, uogólniając, w fazie zstępującej stadiału głównego. Wskazują ponadto na stosunkowo szybki proces przyrostu osadów w dnie doliny.

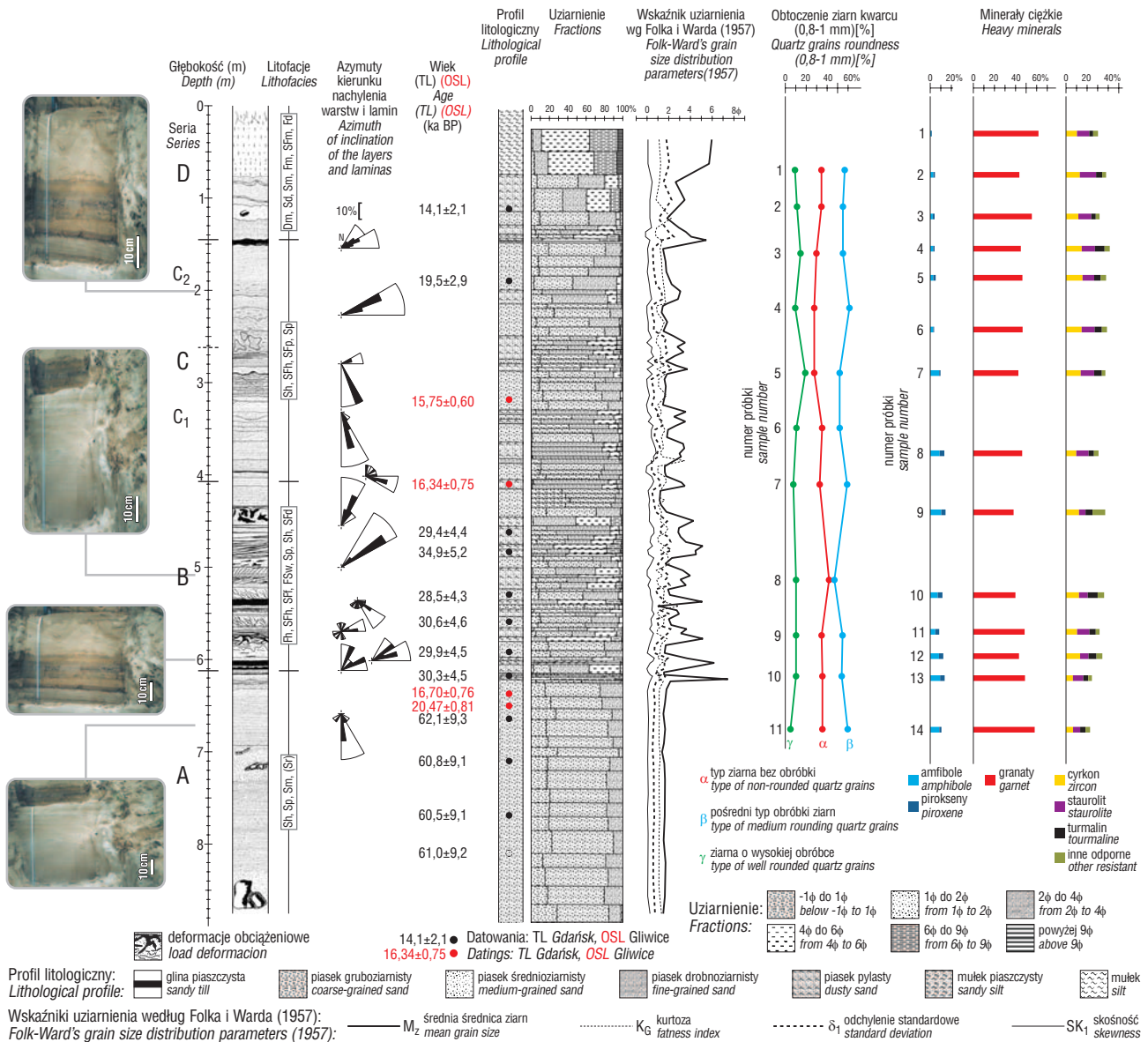
Różnice w oznaczeniach wieku osadów otrzymanych dwiema różnymi metodami wynikają ze specyfiki samych metod, jak też z mechanizmów sedymentacji osadów (Pietrzak, 2002). Metoda OSL określa czas ostatniego kontaktu osadu ze światłem słonecznym (Bluszcz, 2000). Określenie to odnosi się do najlepiej wyzerowanych ziaren. Dlatego też najmłodsza data OSL dla próbki daje „wiek OSL” badanego osadu. W przypadku metody TL wiek osadu jest określony, głównie jako moment jego depozycji. Pewną rolę odgrywa też moment przykrycia osadu przez następną

serię osadową. Takie wyjaśnienie różnic pomiędzy datami OSL i datami TL potwierdza fakt, iż największe różnice dotyczą osadów najstarszych i wyraźnie maleją w przypadku osadów najmłodszych. Innym czynnikiem mającym wpływ na „postarzenie” dat TL jest znaczna zawartość materiału podłoża paleozoicznego, co potwierdzają wyniki analizy minerałów ciężkich. Zwracano na tę zależność uwagę w datowaniach osadów środkowopolskiego tarasu wysokiego w dolinie Belnianki, w stanowisku Słopiec w centralnej części Gór Świętokrzyskich, który podobnie jak w przypadku tarasu Łagowicy okazał się być plenivistulski (Ludwikowska-Kędzia & Olszak, 2000). Wpływ na różnice pomiędzy „wiekiem OSL” a „wiekiem TL” ma też fakt redepozycji części osadów. Odnosi się to do serii deluwialnych.

Uzyskane daty, zarówno TL jak i OSL, wskazują na ogół na plenivistulski wiek serii osadów, które dotychczas były traktowane jako osady środkowopolskie.

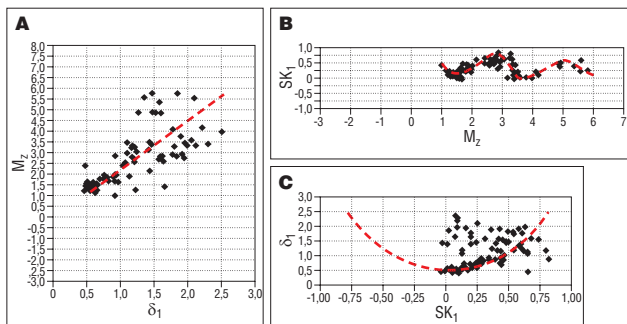
### Uwagi paleogeograficzne

Przeprowadzona analiza sedymentologiczna osadów profilu w Masłowcu, strukturalna i teksturalna, wskazuje raczej na to, że ich akumulacja odbywała się w warunkach górnego plenivistulu. Nie wyklucza jednocześnie wcześniejszej (w dolnym, czy w środkowym vistulu) agrodacji w dnie doliny, rozdzielonej epizodami erozyjnymi (Ludwikowska-Kędzia i in., 2004), czy nagromadzenia zwietrzliny w strefie jej zboczy, wysoczyzny. Wydaje się



**Ryc. 6.** Zestawienie wyników badań osadów profilu w Masłowcu w zakresie cech strukturalnych i teksturalnych oraz ich stratygrafia; Litofacje (wg Miall, 1978, w modyfikacji Zielińskiego, 1995, 1998): Sh, Fh, SFh, FSh — piaski, mułki, piaski pylaste, mułki piaszczyste o laminacji i warstwowaniu poziomym, Sp — piaski warstwowane przekątnie, Sr, SFr — piaski, piaski pylaste warstwowane ripple-markowo, Sm, Fm — piaski, mułki masywne, homogeniczne, Sd, SFd — piaski, piaski pylaste o strukturze zdeformowanej, Sw, Fw, SFw — piaski, mułki, piaski pylaste, mułki piaszczyste o laminacji falistej, Sf — piaski o laminacji smużystej

**Fig. 6.** Structural and textural features and stratigraphy of deposits of the Masłowiec section. Lithofacies (after Miall 1978, modified by Zieliński, 1995, 1998): Sh, Fh, SFh, FSh — sands, silts, silty sands, sandy silts horizontally laminated and bedded, Sp — sands diagonally bedded, Sr, SFr — sands, silty sands ripple-cross-bedded, Sm, Fm — sands, massive silts, homogenous, Sd, SFd — sands, silty sands with deformed structure, Sw, Fw, SFw — sands, silts, silty sands, sandy silts with undulating lamination, Sf — sands with flaser lamination



**Ryc. 7.** Wykresy zależności podstawowych wskaźników uziarnienia wg Folka i Warda (1957) dla osadów budujących taras wyższy Łagowicy w rejonie Masłowca; A — średnia średnica ziaren ( $M_z$ ) i odchylenie standardowe ( $\delta_1$ ), B — średnia średnica ziaren ( $M_z$ ) i skośność ( $Sk_1$ ), C — skośność ( $Sk_1$ ) i odchylenie standardowe ( $\delta_1$ ).

**Fig. 7.** Correlation diagrams of elementary Folk-Ward's grain size distribution parameters (1957) for deposits building higher terrace of the Łagowica River near Masłowce; A — mean grain size ( $M_z$ ) and standard deviation ( $\delta_1$ ), B — mean grain size ( $M_z$ ) and skewness ( $Sk_1$ ), C — skewness ( $Sk_1$ ) and standard deviation ( $\delta_1$ )

także, że za górnym plenivistulem przemawia brak wyraźnych struktur mrozowych, wskazujących na degradację ciągłej wieloletniej zmarzliny, której istnienia na obszarze Polski w dolnym plenivistule dowodzą liczne badania (m.in. Mycielska-Dowgiałło, 1978; Kozarski, 1991; Superson, 1996; Petera, 2002; Gębica, 2004; Mojski, 2005). Sugestie co do obecności lokalnej i nieciągłej strefy przemarzania w warunkach zimnego klimatu górnego plenivistulu, potwierdzają nie tylko „pakiety gruzowo-ilaste” piaskowców kwarcytowych zatopionych w piaszczystej serii A, poziomy wytrącen żelazistych w serii C, czy słabo wyrażone struktury deformacyjne. Wyraźne wzbogacenie osadów w ziarna obrobione eolicznie, jakie występuje począwszy od górnej części serii C ku stropowi profilu, może także dowodzić zimnych i suchych warunków klimatycznych. Jak wiadomo obszary tundry arktycznej, która powszechnie występowała w górnym plenivistule (Kozarski, 1991) sprzyjała rozwojowi procesów eolicznych (m.in. Manikowska, 1992; Klatkowa, 1994; Goździk, 1995; Superson, 1996; Mycielska-Dowgiałło & Woronko, 2001; Mojski, 2005). Rzeki roztokowe nie prowadziły wówczas dużej ilości wody, a ich funkcjonowanie miało raczej charakter sezonowy, stąd aluwia okresowo mogły podlegać eolizacji lub być wzbogacane w ziarna o dobrej obróbce. Ten sam mechanizm dotyczył powierzchni i osadów wierzchołków, także zboczy doliny. Wydaje się, że szybka stokowo-rzeczna akumulacja w dnie Łagowicy, nie pozwoliła na rozwinięcie się w osadach pełnych symptomów obecności zmarzliny. Bliskość wód rzecznych i raczej częsty kontakt z deponowanymi w dnie deluwiami stwarzała dogodne warunki do funkcjonowania procesów termokrasowych, których istnienie w plejstocenie wydaje się być bardziej powszechne niż dotychczas sądzono (Murton & French, 1993; Mycielska-Dowgiałło, 1998; Petera, 2002).

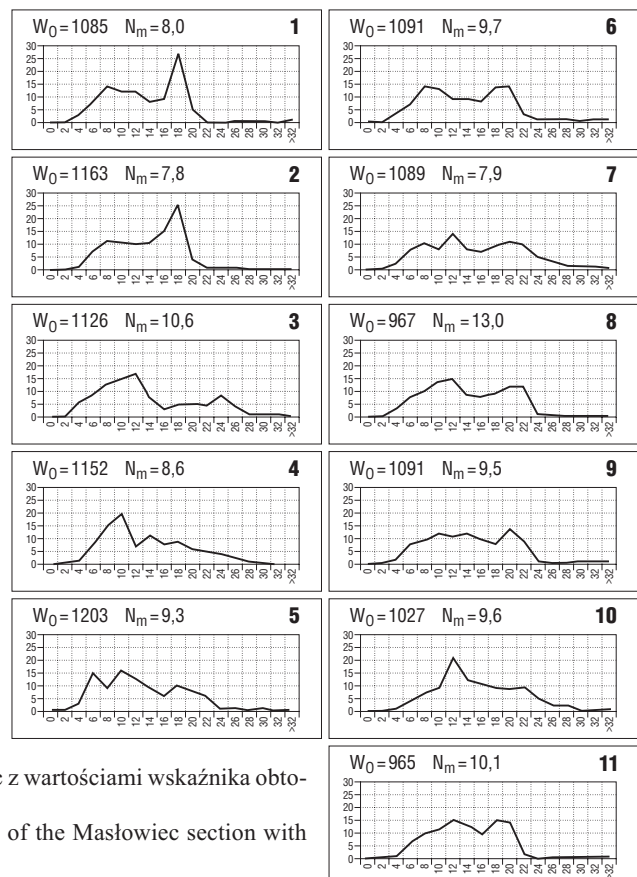
Znaczny udział procesów stokowych, głównie splukiwania, rzadziej soliflukcji, w zasypywaniu dna doliny Łagowicy (serie: B, C<sub>2</sub> i D), przypadek na schyłek plenivistulu (datowania OSL i częściowo TL), podobnie jak w dolinach rzek Belnianki (Ludwikowska-Kędzia & Olszak, 2000) i Lubrzanki (Kowalski, 2002). Ówczesne nadbudo-

wywanie deluwiami dna doliny Łagowicy, co jest tendencją powszechnie dokumentowaną w dolinach innych regionów kraju (m.in. Turkowska, 1988; Superson, 1996; Pożaryski i in., 1999; Gębica, 2004; Mojski, 2005), należy wiązać w tym przypadku nie tylko z warunkami klimatycznymi (tendencją do ocieplenia) i idącymi za tym zmianami środowiska przyrodniczego, ale także z lokalnymi uwarunkowaniami, tj. wąskim dnem doliny Łagowicy, silnym nachyleniem jej prawego zbocza czy wreszcie faktem krasowej genezy doliny (m.in. krasowego zasilania wód doliny). Według Turkowskiej (1988, s.126) w środowisku peryglacialnym plenivistulu „wzajemny stosunek osadów transportu poprzecznego do podłużnego jest odwrotnie proporcjonalny do szerokości dolin, żywości rzeźby w dorzeczu i jego rozczłonkowania dolinami bocznymi. Im dolina węższa i dorzecze bardziej urozmaicone tym rola procesów i osadów transportu poprzecznego większa”. W przypadku doliny Łagowicy właśnie jej wąskie dno oraz żywość rzeźby prawego zbocza predysponowało do szybkiego i względnie młodszy pionowego przyrostu deluwii. Można natomiast przypuszczać, że ze względu na krasowe podłoże doliny, pocięte uskoki, zasilanie Łagowicy mogło być ograniczone istnieniem lokalnej wieloletniej zmarzliny z tego okresu. Fakt ten sprzyjał ogólnym tendencjom do narastania w dnie doliny deluwii, a nie do ich rozcinania i usuwania.

### Podsumowanie

Przedstawiona litostratygrafia osadów wyższego tarasu doliny Łagowicy w Masłowcu upoważnia do następujących wniosków:

□ taras budują osady o złożonej genezie fluwialno-deluwialnej. Zasięg zmian działania procesów fluwialnych (transportu podłużnego) i stokowych (transportu poprzecznego) w dnie doliny był różny. Początkowo zaznaczył się ingerencją procesów stokowych w strefę dominacji w dolinie procesów fluwialnych, ale później oba procesy były



**Ryc. 8.** Krzywe z histogramów obróbki piasków profilu Masłowiec z wartościami wskaźnika obtoczenia ( $W_o$ ) i jej niejednorodności ( $N_m$ )

**Fig. 8.** Curves derived from histograms of sands grain roundness of the Masłowiec section with abrasion index ( $W_o$ ) and heterogeneity index ( $N_m$ ) values



synchroniczne (cykliczne), z przewagą ilościową procesów stokowych. W ujęciu litologicznym profil Masłowice to zasadniczo kompleks przemiennie występujących, osadów drobnoziarnistych i średnioziarnistych, miejscami o cechach rytmu, ogólnie źle wysortowanych, wskazujących na słabo zróżnicowane energetycznie środowisko ich depozycji (typowe dla niskoenergetycznych, płytkich rzek roztokowych, ale i osadów deponowanych w procesie spłukiwania, w formie stożków napływowych). Obserwowane w osadach struktury deformacyjne należy wiązać z warunkami istnienia sedymentacyjnych i postsedymentacyjnych układów niestatecznego warstwowania gęstościowego, w powstaniu których trudno jest definitywnie wykluczyć pośrednictwo procesów mrozowych w warunkach peryglacialnych, sezonowe zamarzanie i odmrażanie warstwy czynnej nieciągłej zmarzliny. W powstaniu tych zaburzeń zaznaczył się także wpływ termicznego oddziaływania wód rzecznych. Skład mineralny jak i obróbka ziaren kwarcu wskazuje na różnorodne, typowe dla warunków peryglacialnych regionu źródła alimentacyjne analizowanych osadów, tj. zwietrzelina skał podłoża, gliny glacialne i utwory fluwioglacjalne, fluwialne, deluwia. Wyniki analiz podkreślają także ich wielokrotną redepozycję oraz sugerują fakt ich krótkiej drogi transportu od źródła alimentacji.

□ datowania serii osadów budujących wysoki taras doliny Łagowicy metodami TL i OSL, jednoznacznie wskazują na jego plenivistulski wiek, nie środkowopolski, podobnie jak innych stanowisk osadów tarasów w dolinie. Uwzględniając ponadto znaczący udział deluwii w budowie tarasu, morfologiczne wydzielenie środkowopolskiego poziomu zasypiania w dnie doliny Łagowicy na badanym odcinku, jest co najmniej dyskusyjne. Osobną kwestią jest paleogeograficzna, regionalna i ponadregionalna interpretacja uzyskanych wyników w zakresie litostratygrafii osadów plejstocenijskich. Zdaniem autorów opracowania wymaga ona większej ilości stanowisk w regionie.

□ rola budowy geologicznej i rzeźby doliny w rodzaju, dynamice procesów odpowiedzialnych za powstanie osadów profilu Masłowice jest znacząca. Do równorzędnie istotnych uwarunkowań należy zaliczyć małą szerokość dna doliny oraz stromość jej zboczy, które predysponowały do szybkiej i względnie miększej depozycji deluwii w dnie doliny. Natomiast za ogólną tendencją przyrastania osadów w dolinie, a nie ich rozcinania i wyprzątania czynić należy odpowiedzialnym nie tylko warunki klimatyczne górnego plenivistulu, ale także fakt krasowego podłoża doliny, które to w warunkach peryglacialnych mogło ograniczać zasilanie rzeki.

Przedstawione wyniki badań litostratygrafii osadów wysokiego tarasu doliny Łagowicy w rejonie Masłowca sugerują potrzebę weryfikacji ustaleń litostratygraficznych i litogenetycznych osadów dolin rzecznych, obowiązujących w tej części Gór Świętokrzyskich. Problem ten wymaga dalszych, szczegółowych badań w regionie, pomimo, a może właśnie ze względu na złożoność lokalnych uwarunkowań przebiegu i zapisu w rzeźbie procesów glacialnych w Górach Świętokrzyskich.

Autorzy opracowania serdecznie dziękują Pani prof. dr hab. E. Mycielskiej-Dowgiałło za dyskusję wyników badań, mgr. J. Bugajskiej z Przedsiębiorstwa Geologicznego w Kielcach za wykonanie analizy minerałów ciężkich, dr A. Budek z IGiPZ PAN w Krakowie za analizy granulometryczne metodą laserową.

## Literatura

- ASHLEY G.M. 1975 — Rythmic sedimentation in glacial lake Hitchcoch, Massachusetts-Connecticut. [W:] Jopling A.V. & Mc Donald B.C. (ed.) — Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. SEPM Special Publication 23.
- BARCZUK A. & MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 2001 — Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznawania obecności procesów eolicznych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (ed.) — Układy niestatecznego warstwowania jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu, WGiSR UW: 39–42.
- BLUSZCZ A. 2000 — Datowania luminescencyjne osadów czwartorzędowych — teoria, ograniczenia, problemy interpretacyjne. Wyd. Politech. Śląska: 1–104.
- BUTRYM J., CEGŁA J., DŻUŁYŃSKI S. & NAKONIECZNY S. 1964 — New interpretation of „periglacial structures”. *Folia Quatern.*, 17: 1–34.
- CEGŁA J. & DŻUŁYŃSKI S. 1970 — Układy niestatecznego warstwowania i ich występowanie w środowisku peryglacialnym. *Acta Univ. Wratisl.*, 124, *Stud. Geogr.*, 13: 17–42.
- CZARNOCKI J. 1919 — Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika staropaleozoicznych utworów Gór Świętokrzyskich (kambry, sylur, dewon dolny). *Pr. Tow. Nauk. Warszaw.*, 28: 1–172.
- CZARNOCKI J. 1931 — Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Zastoisko środkowopolskie. Uwagi ogólne co do wieku polskich zlodowaceń. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 7: 82–105.
- CZARNOCKI J. 1957 — Tektonika Gór Świętokrzyskich. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 2: 1–133.
- CZYŻOWSKA E. 1997 — Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu. *Dokum. Geogr. IGiPZ PAN*, 5: 1–74.
- CZYŻOWSKA-WIŚNIEWSKA E. 2003 — Powódzie i współczesna sedymentacja osadów powodziowych w dolinie Wisłoki. *Autoreferat, Uniwersytet Warszawski*: 1–12.
- DYLIK J. 1952 — Peryglacialne struktury w plejstocenie Środkowej Polski. Z badań czwartorzędu w Polsce. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 66: 53–105.
- FILONOWICZ P. 1980 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1: 200 000, Arkusz Kielce (815). *Wyd. Geol.*
- FLOREK W. 1988 — Cechy sedymentologiczne i wiek osadów równiny zalewowej Stupi. *Pr. i Stud. Geogr.*, 9: 75–103.
- FLOREK W., FLOREK E. & MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1987 — Morphogenesis of the Vistula valley between Kępa Polska and Plock in the Late Glacial and Holocene. [W:] Starkel L. (ed.) — Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. Part II, *Geographical Studies, Spec. Issue*, 4: 189–206.
- FOLK R.L. & WARD W.C. 1957 — Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journ. Sed. Petrol.*, 27: 3–26.
- GĘBICA P. 2004 — Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 193: 1–229.
- GOŹDZIK J. 1973 — Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 5–117.
- GOŹDZIK J. 1992 — Ewolucja wieloletniej zmarzliny i jej wpływ na warunki depozycji i kształtowania się niektórych cech osadów w okresie 20 000–8 000 lat BP w Polsce. *Prz. Geol.*, 10: 601–603.
- GOŹDZIK J. 1995 — Wpływ procesów eolicznych na genezę górno-plenivistulianjskich aluwii w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.* 20: 99–107.
- GOŹDZIK J. 2001 — O zależności między pomiarami graniformometrycznymi a stopniem zaokrąglenia ziarn. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (ed.) — Eoliczność osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu, WGiSR UW: 21–31.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1986 — Zarys sedymentologii. *Wyd. Geol.*: 1–628.
- GRZYBOWSKI K. 2005 — III Świętokrzyskie spotkania Geologiczno-Geomorfologiczne nt. „Rzeźba i osady czwartorzędowe na tle struktur starszego podłoża obszaru Polski. Jodłowy Dwór pod Św. Krzyżem, 13–15.05.2004. *Prz. Geol.*, 53: 628–629.
- HADAMIK C. 2004 — Pradzieje i średniowiecze gminy Łagów w świetle dotychczasowych badań archeologicznych. [W:] Mirowski R. (ed.) — Dzieje i zabytki małych ojczyzn. Gmina Łagów. Regionalny Ośrodek Badań i Dokumentacji Zabytków w Kielcach: 11–114.
- HARASIMIUK M. 1991 — Vistulian Glacial Cycle of the Fluvial Processes Development in the Valley of the Middle Wieprz River (SE Poland). *Ann. UMCS*, 46: 81–109.
- JAHN A. 1951 — Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacialnej. *Acta Geol. Pol.*, 2: 159–290.
- JAHN A. 1970 — Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN: 1–202.
- JANIEC J., ROMANEK A. & ŻŁONKIEWICZ Z. 1992 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Sandomierz. Mapa utworów powierzchniowych. Mapa podstawowa w skali 1 : 50 000, ark. Łagów (853). *Wyd. PAE S.A.*
- KLATKA T. 1976 — Niektóre problemy czwartorzędowego rozwoju dolin centralnej części Gór Świętokrzyskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 37: 74–89.
- KLATKOWA H. 1955 — Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. *Biul. Perygl.*, 2: 91–99.
- KLATKOWA H. 1994 — Evaluation du role de l'agent peroglaciaire en Pologne Centrale. *Biul. Perygl.*, 33: 79–106.

- KOBOJEK E. & KOBOJEK S. 2003 — Osady i procesy stokowe na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej oraz na Wysoczyźnie Rawskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 7–42.
- KORDOWSKI J. 2003 — Struktury wewnętrzne i uziarnienie osadów pozakorytowych doliny dolnej Wisły w Kotlinie Toruńskiej i Basenie Unisławskim. *Prz. Geogr.*, 75: 601–621.
- KOWALCZEWSKI Z. 1966 — Budowa geologiczna antykliny orłowińskiej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 10: 582–583.
- KOWALSKI B. 2002 — Geneza i wiek osadów terasy zalewowej i nadzalewowej (wysokiej) środkowego odcinka doliny Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. [W:] Jaśkowski B. (ed.) — Zagadnienia peryglacjalna Polski i obszarów sąsiednich. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.* w Kielcach, 8: 151–216.
- KOZARSKI S. 1991 — Warta — a case of a lowland river. [W:] Starkel L., Gregory K.J. & Thornes J.B. (ed.) — *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 189–215.
- KRYGOWSKA L. & KRYGOWSKI B. 1968 — The dynamics of sedimentary environments in the light of histogram types of grain abrasion. *Geogr. Pol.*, 14: 87–92.
- KRYGOWSKI B. 1964 — Graniformametrija mechaniczna. Teoria i zastosowanie. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 2: 1–112.
- KUYDOWICZ-TURKOWSKA K. 1976 — Typy kontaktów peryglacjalnych osadów stokowych i rzecznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 37: 127–136.
- LINDNER L. 1984 — Region świętokrzyski. [W:] Mojski J.E. (ed.) — *Budowa Geologiczna Polski*, tom 1, Stratygrafia, część 3b, Kenozoik — czwartorzęd. *Wyd. Geol.*: 33–35, 65–73, 113–145, 255–286, 326–330.
- LINDNER L. 2004 — Zarys stratygrafii plejstocenu regionu świętokrzyskiego w świetle nowych danych. [W:] Sołtyś R. (ed.) — *Czwartorzęd obszaru Polski na tle struktur starszego podłoża*. *Pr. Inst. Geogr. Akad. Świętokrz.* w Kielcach, 13: 7–31.
- LINDNER L. 2005 — Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi złodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Prz. Geol.*, 53: 145–150.
- LOWE D.R. 1976 — Grain flow and grain flow deposits. *J. Sedim. Petrol.*, 46.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M. 2000 — Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacie i holocenie. *Wyd. Akademickie „Dialog”* Warszawa: 1–181.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M. 2005 — Litostratygrafia plejstocenijskich teras nadzalewowych dolin rzek Belnianki i Łagowicy w Górach Świętokrzyskich. [W:] Kotarba A., Krzemień K. & Święchowicz J. (ed.) — *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich*: 265–271.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M. & OLSZAK I. 2000 — Terasa wysoka doliny Belnianki w rejonie Słopca Szlacheckiego — budowa i wiek osadów. [W:] Jaśkowski B. (ed.) — *Geomorfologia gór i wyżyn — kontrowersje i nowe spojrzenia*. *Wyd. Inst. Geogr. AS w Kielcach*: 76–78.
- LUDWIKOWSKA-KĘDZIA M., WIATRAC M., OLSZAK I. & NOSEK B. 2004 — Cechy litofacjalne i wiek terasy wyższej doliny Łagowicy w rejonie Masłowa pod Łagowem na tle cech budowy geologicznej podłoża. [W:] Sołtyś R. (ed.) — *Rzeźba i osady czwartorzędowe na tle struktur starszego podłoża obszaru Polski. III. Świętokrzyskie spotkania geologiczno-geomorfologiczne*. *Wyd. Inst. Geogr. AS w Kielcach*: 96–105.
- ŁYCZEWSKA J. 1971 — Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Pr. Inst. Geol.*, 64: 5–86.
- MIALL A.D. 1978 — Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. *Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 5: 597–604.
- MANIKOWSKA B. 1992 — Procesy eoliczne w okresie 20 000–8 000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydm w Polsce. *Przegl. Geol.*, 10: 595–597.
- MICHNIAK R. 1969 — Petrografia górnego prekambriu (ryfeju) i kambriu wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 30: 1–101.
- MOJSKI J.E. 2005 — Ziemię Polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. *Państw. Inst. Geol.*: 1–405.
- MURTON J.B. & French H.M. 1993 — Thermoklast involutions, Sumner Island. Pleistocene Mackenzie Delta, western Canadian Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 217–229.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1978 — Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych. *Rozpr. UW*, 120: 1–167.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1993 — Estimates of Late Glacial and Holocene aeolian activity in Belgium, Poland and Sweden. *Boreas*, 22: 165–170.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1995 — Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (ed.) — *Badania osadów czwartorzędowych*. *WGiSR UW*: 29–105.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. 1998 — Znaczenie interpretacyjne brył piaszczystych i zwirowych w osadach fluwialnych i fluwio-glacialnych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (ed.) — *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych*. *WGiSR UW*: 15–120.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & RUTKOWSKI J. 1995 — Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. *WGiSR UW*: 3–356.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & RUTKOWSKI J. 2006 (w druku) — *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. *WGiSR UW*.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 2001 — Wybrane cechy sedimentologiczne osadów ułatwiające ich podział stratygraficzny, na przykładzie otworów Galumin 1, Kozły K–1, Niksowizna i Olszewo Węgorzewskie. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (ed.) — *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, *WGiSR UW*: 43–58.
- PETERA J. 2002 — Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficzna. *Acta Geogr. Lodz.* 83: 1–164.
- PIETRZAK M. 2002 — Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim. *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, 2: 1–150.
- POŻARYSKI W., MARUSZCZAK H. & LINDNER L. 1994a — Rozwój plejstocenijskiej doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Prz. Geol.*, 42: 532–541.
- POŻARYSKI W., MARUSZCZAK H. & LINDNER L. 1994b — Chronostratygrafia osadów plejstocenijskich i rozwój doliny Wisły środkowej ze szczególnym uwzględnieniem przełomu przez wyżyny południowopolskie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 147: 1–58.
- POŻARYSKI W., MARUSZCZAK H. & LINDNER L. 1999 — Młodo-czwartorzędowe tarasy akumulacyjne i osady deluwialne w dolinie środkowej Wisły. *Prz. Geol.*, 47: 808–812.
- RACINOWSKI R. 1995 — Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (ed.) — *Badania osadów czwartorzędowych*. *WGiSR UW*: 151–166.
- RACINOWSKI R. 2000 — Niektóre problemy interpretacji wyników analiz minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych. *Prz. Geol.*, 48: 354–360.
- RACINOWSKI R. & RZECZOWSKI J. 1969 — Minerale ciężkie w glinach zwałowych Polski Środkowej. *Kwart. Geol.*, 13: 479–490.
- RACINOWSKI R. & SZCZYPEK T. 1969 — Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. *Skrypt UŚ*, 359: 1–143.
- REDER J. 2004 — Małopolski Przełom Wisły — geneza i ewolucja. [W:] Dobrowolski R. & Terpiłowski S. (ed.) — *Stan i zmiany środowiska geograficznego wybranych regionów wschodniej Polski*. *Wyd. UMCS*: 9–22.
- ROMANEK A. & ŻŁONKIEWICZ Z. 1992 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, ark. Sandomierz. Mapa bez utworów powierzchniowych. Mapa podstawowa w skali 1 : 50 000, ark. Łagów (853). *Wyd. PAE S.A.*
- RÓŻYCKI S.Z. 1972a — Plejstocen Polski Środkowej. *Wyd. II. PWN*.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972b — Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42: 67–79.
- SIUTA J. & MOTOWICKA T. 1963 — Znaczenie wytrażeń żelazistych w stratygrafii niektórych utworów czwartorzędowych. *Prz. Geogr.*, 35: 199–211.
- SMOLSKA E. 2003 — Cechy deluwii na przykładzie osadów stokowych pagórka w okolicy Łopuchowa na Poj. Suwalskim. *Pr. i Stud. Geogr.*, 33: 45–57.
- STARKEŁ L. 2001 — Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. *Monografie 2, IGZiP PAN*: 1–263.
- STOCHLAK J. 1976 — Subregionalne zróżnicowanie wykształcenia młodoplejstocenijskich deluwii na obszarze Wyżyny Polski Południowej i przyległych nizin środkowopolskich. *Prz. Geol.*, 10: 576–580.
- STOCHLAK J. 1978 — Struktury i tekstury młodoplejstocenijskich osadów deluwialnych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 306: 115–174.
- SUPERSON J. 1996 — Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. *Rozpr. UMCS*, 43: 1–280.
- TEISSEYRE A.K. 1994 — Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Univ. Wratisl.*, *Pr. Geol.-Mineral.*, 43: 1–189.
- TURKOWSKA K. 1988 — Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 1–157.
- TWARDY J. 2000 — Deluwia neoholocenijska — przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 78: 135–173.
- TWARDY J. 2003 — Cechy sedimentologiczne neoholocenijskich osadów stokowych na Wyżynie Łódzkiej i ich wartość interpretacyjna. *Prace i Studia Geogr.*, 33: 25–44.
- VANDENBERGHE J. 1988 — Cryoturbations. [W:] Clark M. (ed.) — *Advances in Periglacial Geomorphology*. J. Wiley, Chichester: 179–198.
- VANDENBERGHE J. 1992 — Cryoturbations: a sediment structural analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121–135.
- WALCZOWSKI A. 1962 — Utwory czwartorzędowe w okolicach Rakowa i Łagowa. *Kwart. Geol.*, 6: 469–482.
- WALCZOWSKI A. 1964 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Łagów (853). *Wyd. Geol.*
- WALCZOWSKI A. 1968 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Łagów (853). *Wyd. Geol.*: 1–82.
- WRÓBLEWSKI T. 1977 — Rzeźba Gór Świętokrzyskich. *Rocz. Świętokrzyski* 5: 9–22.
- ZIELIŃSKI T. 1995 — Kod litofacjalny i litogenetyczny — konstrukcja i zastosowanie. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (ed.) — *Badania osadów czwartorzędowych*. *WGiSR UW*: 220–235.
- ZIELIŃSKI T. 1998 — Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. [W:] Mycielska-Dowgiałło E. (ed.) — *Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych*. *WGiSR UW*: 193–260.

Praca wpłynęła do redakcji 07.02.2006 r.

Akceptowano do druku 17.09.2006 r.