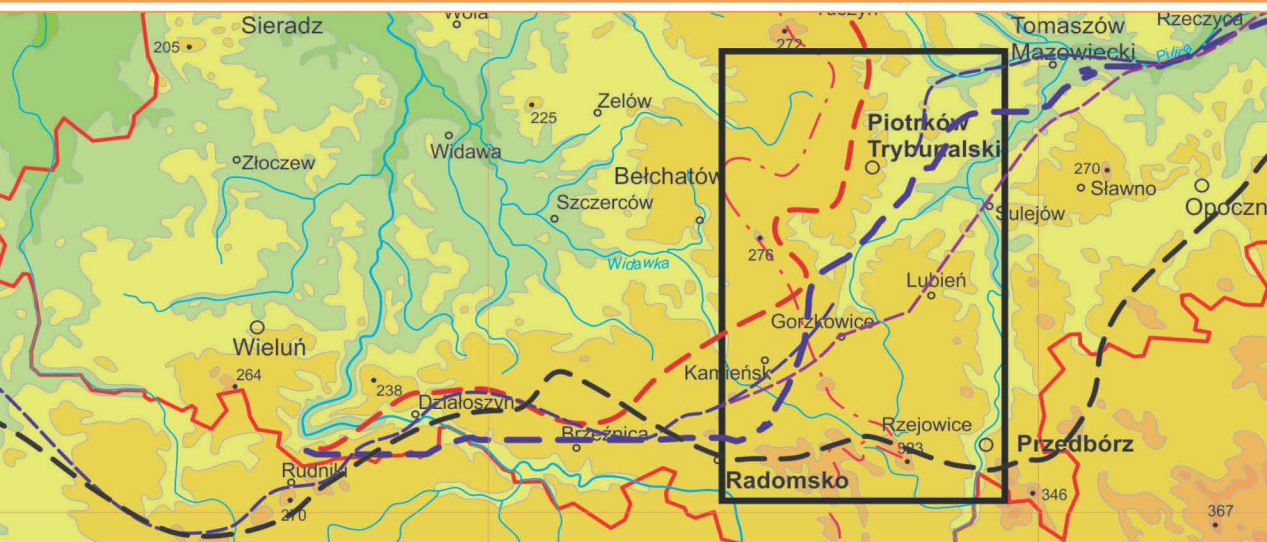


Lucyna Wachecka-Kotkowska

Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim Radomskiem a Przedbórzem w czwartorzędzie



WYDAWNICTWO
UNIWERSYTETU
ŁÓDZKIEGO

**Rozwój rzeźby
obszaru między
Piotrkowem Trybunalskim
Radomskiem a Przedborzem
w czwartorzędzie**



WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO

Lucyna Wachecka-Kotkowska

**Rozwój rzeźby
obszaru między
Piotrkowem Trybunalskim
Radomskim a Przedborzem
w czwartorzędzie**



WYDAWNICTWO
UNIwersytetu
ŁÓDZKIEGO

ŁÓDŹ 2015

Lucyna Wachecka-Kotkowska – Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych
Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, 90-139 Łódź, ul. Narutowicza 88

RECENZENT
Krystyna Turkowska

REDAKCJA I SKŁAD
Anna Araszkiewicz

PROJEKT OKŁADKI
Lukasz Orzechowski

Na okładce wykorzystano fragment mapy zamieszczonej przez Autorkę
publikacji na stronie 8

Wydrukowano z gotowych materiałów dostarczonych do Wydawnictwa UŁ

Publikacja sfinansowana ze środków Wydziału Nauk Geograficznych
Uniwersytetu Łódzkiego

© Copyright by Lucyna Wachecka-Kotkowska, Łódź 2015
© Copyright for this edition by Uniwersytet Łódzki, Łódź 2015

Publikacja jest udostępniona na licencji Creative Commons
Uznanie autorstwa-Użycie niekomercyjne-Bez utworów zależnych 4.0 (CC BY-NC-ND)

Wydane przez Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
Wydanie I. W.06938.15.0.M
Ark. druk. 8,125

ISBN 978-83-7969-866-0
e-ISBN 978-83-7969-899-8

<https://doi.org/10.18778/7969-899-8>

Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego
90-131 Łódź, ul. Lindleya 8
www.wydawnictwo.uni.lodz.pl
e-mail: ksiegarnia@uni.lodz.pl
tel. (42) 665 58 63

Moim Rodzicom i Nauczycielom

SPIS TREŚCI

1. WPROWADZENIE	7
1.1. Teren badań	7
1.2. Przegląd badań nad rzeźbą i jej genezą	12
1.3. Hipoteza badawcza i cele pracy	19
1.4. Metody badań	20
1.4.1. Badania terenowe	20
1.4.2. Prace laboratoryjne	25
1.4.3. Prace kameralne	30
2. NOWE DANE NA TEMAT CECH OSADÓW WYBRANYCH FORM RZEŻBY W STREFACH I–IV	33
2.1. Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie (część W), Nizina Nadpilicka (część N) i Grzbiet Przedborski (część E)	33
2.2. Strefa II – Wzgórza Dobryszyckie	45
2.3. Strefa III – Wzgórza Radomszczańskie (część NW) i Wysoczyzna Bełchatowska między Radomskiem a Boryszowem	49
2.4. Strefa IV – Równina Piotrkowska	59
3. ROZWÓJ RZEŻBY POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI REGIONU ŁÓDZKIEGO	63
3.1. Rzeźba podłoża i miąższość czwartorzędu	63
3.2. Morfogenezę glacialną	70
3.3. Postwarciańskie przekształcenia osadów i form w warunkach klimatu peryglacialnego i umiarkowanego	88
3.3.1. Różnowiekowe horyzonty peryglacialne	88
3.3.2. Rozwój rzeźby w vistulianie	90
3.3.3. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia rzeźby w holocen ..	93
4. PODSUMOWANIE	95
4.1. Czynniki rozwoju rzeźby	95
4.1.1. Rola podłoża czwartorzędowego jako przykład dominacji czynnika lokalnego w kształtowaniu rzeźby glacialnej.....	96
4.1.2. Rola klimatu (jako czynnika globalnego) w kształtowaniu rzeźby obszaru	98
4.2. Poligeneza, złożoność i dziedziczenie rzeźby	101
5. WNIOSKI	103
Literatura	105
Summary	121
Od Redakcji	127
Załącznik na CD z opisem stanowisk 1–47	

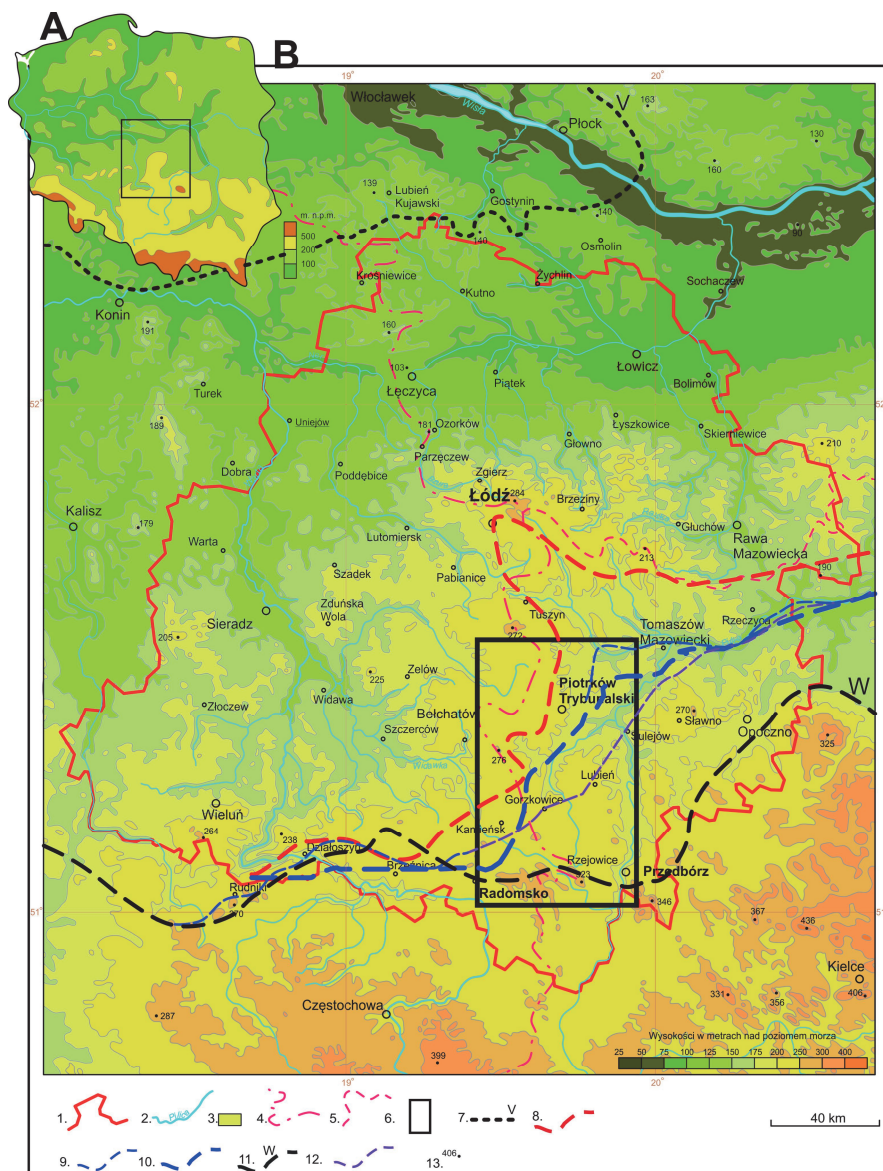
1. WPROWADZENIE

1.1. Teren badań

Teren badań pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbo-
rzem to niewielki (1420 km²) fragment środkowej Polski leżący na pograniczu
wyżyn i nizu, w strefie staroglacjalnej i zasięgu zlodowaceń środkowopolskich
(m.in. Dylik 1948; Galon 1972; Dylikowa 1973; Twardy, Klimek 2008). Jest to
południowo-wschodnia część morfogenetycznego regionu łódzkiego według
koncepcji Turkowskiej (2006), a jednocześnie środkowy fragment południowe-
go pasa województwa łódzkiego (rys. 1).

Według wykorzystanego w pracy podziału geomorfologicznego (Gilewska
1991), granica pomiędzy prowincjami Wyżyn Śródkowopolskich (C) i Nizu
Śródkowoeuropejskiego (A) przebiega w terenie od południowych okolic Ra-
domska w kierunku NE, w stronę Przedborza. Podprowincje wyżynne (Niecka
Nidziańska C II i Wyżyna Kielecka C III) zajmują południową i południowo-
-wschodnią część obszaru (ca 20%). Na wschodzie są to Wzgórza Opoczyńskie
(C III.a1) przylegające do środkowej Pilicy, stanowiące część makroregionu
Wyżyny Kieleckiej Północnej (C III.a). Na południu Wzgórza graniczą z poło-
żonym w granicach Wyżyny Kieleckiej Południowej (C III.b) Grzbieciem Przed-
borskim (C III.b1), który od zachodu jest otoczony przez Równinę Nadpilicką
(C II.a2), należącą już do makroregionu Niecki Włoszczowskiej (C II.a).

Pozostałe części terenu badań (ca 80%) położone są w obrębie dwóch makro-
regionów podprowincji Nizin Śródkowopolskich (A V): Wzniesień Łódzkich
(A V.g) na zachodzie i północnym zachodzie oraz Niziny Południowomazo-
wieckiej (A V.h) na wschodzie. Znajdujące się w obrębie tzw. garbu łódzkiego
(Dylikowa 1973) Wzniesienia Łódzkie reprezentuje jeden mezoregion, tj. Wyso-
czyzna Bełchatowska (A V.g1), obejmująca zachodnią część obszaru badań. Do
Niziny Południowomazowieckiej (A V.h) należą dwa mezoregiony – Równina
Piotrkowska (A V.h3) i Wzgórza Radomszczańskie (A V.h2). Takie zakwalifi-
kowanie ostatnich i ich podział między Wysoczyznę Bełchatowską i Nizinę Po-
łudniowomazowiecką budzą wątpliwości autorki.



Rys. 1. Położenie terenu badań na tle wybranych poglądów
na zasięg łądogłodu warty w środkowej Polsce

A. Położenie na tle głównych rysów hipsometrii Polski

B. Mapa hipsometryczna regionu łódzkiego [konceptja za (Turkowską 2006)] i obszarów sąsiednich: 1 – granice województwa łódzkiego (po 1998 r.); 2 – rzeki; 3 – obszar położony powyżej 200 m n.p.m.; 4 – dział wodny I rzędu; 5 – dział wodny II rzędu; 6 – teren badań;

7 – zasięg łądogłodu wisły według Roman (2010); zasięg: łądogłodu warty według:

8 – Różyckiego (1967); 9 – Turkowskiej (1992); 10 – Marksa i in. (2006)

11 – Turkowskiej (2006); 12 – Rdzanego (2009); 13 – kulminacje (m n.p.m.)

Wzgórza stanowią południowo-wschodnią nasadę garbu łódzkiego, a rzeźbę mają bardziej skomplikowaną niż jego dalsza, północna część, zaliczana do Wzniesień Łódzkich (A V.g). Słuszniejsze wydaje się rozwiązanie przyjęte w podziale fizycznogeograficznym (Kondracki 2011), w którym Wzgórza Radomszczańskie (mezoregion 342.11) zaliczone są do Prowincji Wyżyny Małopolskiej (342) i ciągną się od Radomska aż do Przedborza.

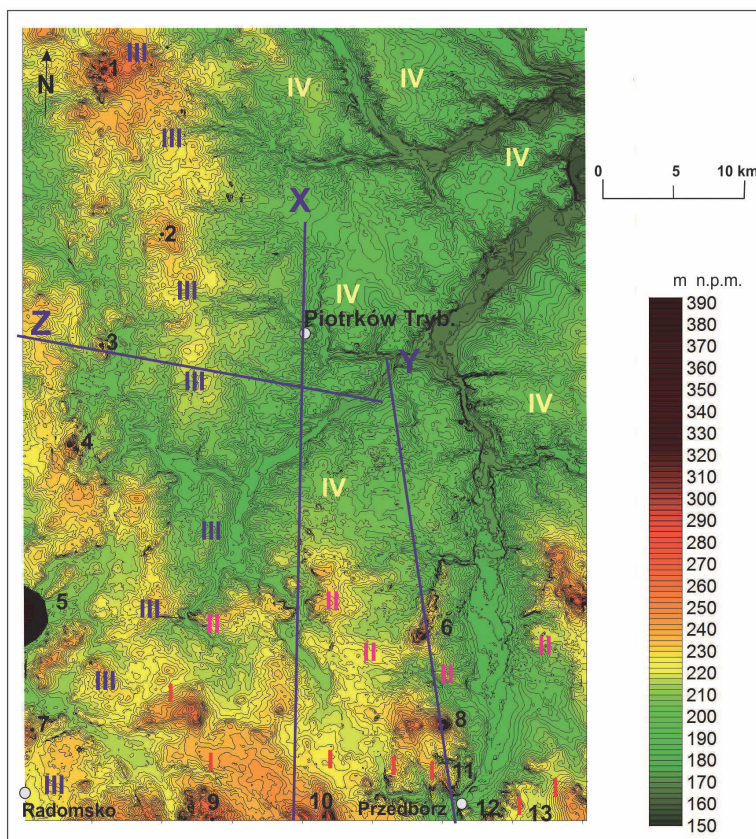
Największą obszarowo, centralną i północną część terenu badań zajmuje Równina Piotrkowska (A V.h3). Od zachodu graniczy ona z Wysoczyzną Bełchatowską (A V.g1), od południa ze Wzgórzami Radomszczańskimi (A V.h2), Równiną Nadpilicką (C II.a2) i Grzbietem Przedborskim (C III.b1), a od wschodu ze Wzgórzami Opoczyńskimi (C III.a1) oraz, już poza terenem badań, z Wysoczyzną Łódzką (A V.g2) i z Wysoczyzną Rawską (A V.g3). Mezoregion Równiny Piotrkowskiej ma ukształtowanie monotonne, w przewadze dolinne, podczas gdy w otaczających go, wyżej położonych mezoregionach dominuje rzeźba wysoczyznowa, chociaż na mapie hipsometrycznej o cięciu 25 m też jest wybitnie równinna (rys. 1).

Cyfrowy model terenu (rys. 2) wykonany na podstawie map topograficznych 1:10 000 (z uwzględnieniem cięcia poziomowego 2,5 m) ukazuje bardziej szczegółowy obraz rzeźby, ujawniając jej faktyczne urozmaicenie. Widać na nim mozaikę wysoczyznowych morfosystemów erozyjno-denudacyjnych o żywej rzeźbie oraz znacznie mniej urozmaiconych morfosystemów dolinnych, w przewadze agradacyjnych. W celu bliższego rozpoznania morfografii i morfometrii zespołów form oraz ich rozmieszczenia przeprowadzono przestrzenną analizę rzeźby. Przede wszystkim zwrócono uwagę na obszar położony powyżej 200 m n.p.m., odpowiadający fragmentom siedmiu mezoregionów peryferycznych. Ten teren podzielono na trzy części, w dalszym ciągu pracy określane jako **strefy I–III**¹. **Strefa IV** to centralnie leżący (poniżej 200 m n.p.m.) obszar Równiny Piotrkowskiej, opisany jako ostatni.

Najbardziej urozmaiconym pasem pod względem rzeźby jest południowy skraj terenu rozciągnięty równoleżnikowo pomiędzy Radomskiem na zachodzie a Przedborem na wschodzie (**strefa I**). Jest to 35-kilometrowy wycinek północnych rubieży Wyżyn Polski – NW obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich i niewielkich fragmentów nizin. Strefa składa się z trzech mezoregionów geomorfologicznych – Wzgórz Radomszczańskich na zachodzie, Niziny Nadpilickiej w centrum oraz Grzbietu Przedborskiego na wschodzie.

¹ Numery skupień form glacialnych są zbieżne dla stref I i III opisanych w niniejszej pracy ze strefami zaproponowanymi w regionie przez Turkowską (2006). Strefy II i IV są przypisane innym skupieniom form glacialnych.

Pomiędzy Radomskiem a Kodrębiem występują krajobrazy dolinne górnej Widawki (205–220 m n.p.m.). Na peryferiach strefy są widoczne pojedyncze pagóry o wysokościach od 220 do 262 m n.p.m. W części centralnej pasa dominuje Góra Chełmo (323 m n.p.m.) – najwyższy ostaniec w regionie łódzkim, ze wszystkich stron otoczony rozległymi równinami (245 m n.p.m.) rozciętymi przez drobne dopływy Pilicy. Północno-zachodni grzbiet Chełma jest linią wododziału Wisły i Odry w sektorze południowym regionu łódzkiego. Z jego północnych stoków ku zachodowi wypływa Widawka, a ku północy Łuciąża.



Rys. 2. Model cyfrowy rzeźby terenu badań

Kulminacje terenu cytowane w tekście (w m n.p.m.): 1 – Górkі Duże (274,4); 2 – Góra Kamięńsk (384); 6 – Czartoria (266,87); 7 – Biała Góra (252,2); 8 – Bąkowa Góra (287); 9 – Górkі k/Zakrzowa (275); 10 – Góra Chełmo (323); 11 – Majowa Góra (245); 12 – Brzustek (267,7); 13 – Miejskie Pola (247,2) i Sokół Góra (240,8)

Wyróżnione strefy form glacialnych:

I – Wyżyna Przedborska i Wzgórz Radomszczańskie (część E), II – Wzgórz Dobryszyckie, III – Wzgórz Radomszczańskie (część W) i Wysoczyzna Bełchatowska, IV – Równina Piotrkowska; X, Y, Z – Modele rozwoju rzeźby (porównaj rozdz. 3.2) – (por. rys. 12–15)

Na wschodzie, w okolicach Przedborza, rozciąga się monoklinalne Pasma Przedborsko-Małoskie (Grzbiet Przedborski) o orientacji NNW–SSE, ze stolicami Bąkowej Góry (287 m n.p.m.), Majowej Góry (235 m n.p.m.) i Brzustka (247 m n.p.m.). Na płaskowyżach i stokach występują ślady neogeńskiej powierzchni strukturalnej oraz drobne lejki krasowe. W Przedborzu, pomiędzy Majową Górą a Brzustkiem, Pilica tworzy krótki, dwukilometrowy przełom (197–205 m n.p.m.). Jest to klasyczny krajobraz wyżynny.

Strefa II – skupienie form wypukłych położonych powyżej 200 m n.p.m. – rozciąga się kilkanaście kilometrów na N od linii Radomsko–Przedbórz (rys. 2). W literaturze miejsce to jest opisywane jako Wzgórza Dobryszyckie (Kurkowski, Popielski 1991; Wachecka-Kotkowska 2004). To nazwa lokalna, nieformalna, nieużywana w podziałach fizycznogeograficznych. Na wierzchowinie Wzgórz Dobryszyckich poprowadzono granicę między Niżem Zachodnioeuropejskim a Wyżynami Polski (Kondracki 2011). W podziale geomorfologicznym (Gilewska 1991) wyznaczono granicę pomiędzy Wzgórzami Radomszczańskimi a Równiną Piotrkowską.

Od zachodu Wzgórza Dobryszyckie, ograniczone doliną Prudki (lewostronny dopływ Łuciąży), tworzą zwarty, dobrze zarysowany w morfologii ciąg pagórków między Gorzkowicami a Trzepnicą. Ich maksymalna wysokość bezwzględna wynosi 237 m n.p.m., a względna – 15–20 m. Na uwagę zasługuje pojedynczy, kilkusetmetrowy pagórek (oz Mierzyna?) położony niecały kilometr na północ od tych wzgórz.

Na wschód od Trzepnicy aż do Ręczna, na odcinku 7 km, formy wypukłe zanikają, tworząc monotonne krajobrazy wysoczyznowe. Jest to najbardziej wysunięty na południe klin Równiny Piotrkowskiej, „wbity” pomiędzy Wzgórz Radomszczańskie, Wzgórz Opoczyńskie i Grzbiet Przedborski. Tutaj znajduje się Góra Czartoria (267 m n.p.m.), wydłużona forma o orientacji NNE–SSW (rys. 2), stanowiąca najbardziej wysunięty na północ element Grzbietu Przedborskiego, części składowej Gór Świętokrzyskich. Pomiedzy Bąkową Górą a Górą Czartorią w okolicach Dobrenic, Kolonii Ręczno i Zbyłowic, na linii Wzgórz Dobryszyckich, widoczne są drobniejsze, pojedyncze pagórki (np. Kobyła Góra 225 m n.p.m.).

Na południowo-zachodnim skraju terenu badań pas wzniesień o wysokościach względnych 20–40 m (od strony Wielunia i Pajęczna) ma postać łuku. Początkowo równoleżnikowy, w okolicach Radomska skręca on ku północy, by dalej na dystansie 70–80 km ciągnąć się południkowo wzdłuż Wysoczyzny Bełchatowskiej w stronę Łodzi jako **strefa III**. Pagórki i wzgórza tu widniejące są skupione w kilku (najczęściej w pięciu) równoległych do siebie ciągach. Biała Góra koło Radomska (252 m n.p.m.), Borowa Góra (276 m n.p.m.), pagór

w Mąkolicach (237 m n.p.m.), Pagórki Boryszewskie (do 245 m n.p.m.) i Górki Duże (274 m n.p.m.) koło Tuszyna to najwyższe formy Polski Środkowej wyznaczające dział wodny Wisły i Odry. Towarzyszą im drobne płaty wyrównanych wysoczyzn oraz liczne doliny różnego wieku i genezy (np.: Bogdanowa, środkowej Widawki, górnej Grabi i Rakówki) o dnach poniżej wysokości 200 m n.p.m. Najmłodszym elementem krajobrazu jest najwyższa w Polsce antropogeniczna forma – Góra Kamieńsk (384 m n.p.m.) zlokalizowana między Radomskiem a Kamieńskiem (rys. 2).

Zupełnie inne cechy rzeźby są widoczne w centrum oraz w północnej części obszaru badań (**strefa IV**). Równina Piotrkowska jest wysoczyzną o niewielkich deniwelacjach rozciętą dolinami Pilicy, Luciąży, Wolbórki i ich dopływów. W dolinach i na wysoczyźnie widać rozproszone, drobne pagórki wydmore. Równina jest nachylona ku północnemu wschodowi, ku dolinie Pilicy. Najwyższe punkty występują na południu (ok. 220 m n.p.m.), a najniższe przy korycie Pilicy (ok. 165 m n.p.m.). Największe wysokości względne w centrum równiny wynoszą 10–20 m, a w strefach peryferycznych 30–40 m. Interesujący jest obraz rzeźby w Piotrkowie Trybunalskim i jego okolicach; wysoczyznę (200–207 m n.p.m.) w wachlarzowaty sposób rozcinają (195–197 m n.p.m.) tam mniejsze dolinki rzek Strawy, Strawki, Wierzejki i Rakówki, lewostronnych dopływów Luciąży.

Wyróżnione na podstawie analizy rzeźby na numerycznym modelu terenu (NMT) cztery podobszary o podobnych cechach morfologicznych (**strefy I–IV**) wykorzystano w dalszym ciągu pracy do przestrzennego porównania stanu badań (rozdz. 1.2) i uporządkowania wyników z 47 stanowisk terenowych (tab. 1, rozdz. 2, zał. CD).

1.2. Przegląd badań nad rzeźbą i jej genezą

Leżący na pograniczu wyżyn i nizin Polski obszar pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (Dylik 1947) stał się jednym z kluczowych miejsc rozważań na temat zasięgu lądolodu warty w środkowej Polsce. Pogląd o jego położeniu ekstraglacialnym, którego korzenie sięgają okresu międzywojennego (Lencewicz 1927; Woldstedt 1927, 1928), od końca ubiegłego wieku jest coraz częściej podważany w świetle nowych danych, sugerujących zasadność włączenia całego obszaru (Turkowska 2006) w obręb zasięgu ostatniego lądolodu lub jego części NW (np. Marks i in. 2006; Rdzany 2009).

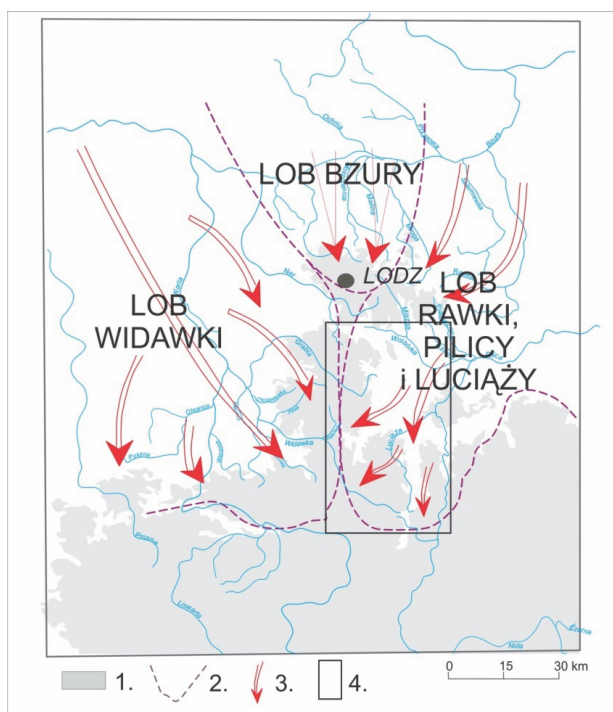
Biorąc pod uwagę rozwój badań po II wojnie światowej, szczególne znaczenie dla badań glacialnych miały prace nad *Mapą geologiczną Polski* w skali

1:300 000 arkusz Łódź (Dylik, Jurkiewiczowa 1950 – arkusz A; Jurkiewiczowa i in. 1954 – arkusz B), a także równoległa realizacja szczegółowego zdjęcia geomorfologicznego dla poznania budowy geologicznej i rzeźby środkowej Polski. Autorzy mapy powierzchniowej, mimo znanej już limnoglacialnej struktury podłódzkich form wododziałowych (Dylik 1949), podtrzymali istniejący od lat dwudziestych XX w. pogląd (Lencewicz 1927) definiujący pagórki na terenie garbu łódzkiego jako moreny czołowe, wyznaczające zasięg maksymalny ostatniego na obszarze lądolodu, co na długie lata utrwaliło podział Wyżyny Łódzkiej na część „warciańską”, z wyróżnieniem lobu Widawki (zachodniego, południowowielkopolskiego) i Rawki (wschodniego) oraz część odrzańską, położoną na południowy wschód od Łodzi. Pogląd został podtrzymany podczas intensywnych badań glacialnych prowadzonych w ośrodku łódzkim od końca lat sześćdziesiątych, czego świadectwo występuje zarówno w pracach publikowanych w wydawnictwach łódzkich (np. Klatkova 1972a; Krzemiński 1974; Klajnert 1966, 1978; Nalewajko 1982; Rdzany 1997), jak i ogólnopolskich, takich jak *Geomorfologia Polski* t. 2 pod red. R. Galona, rozdz. *Region łódzki* (Klatkova 1972b) i *Geografia Polski, Krainy fizycznogeograficzne* (Dylikowa 1973). Charakterystyczne jest, że niezależnie od bardzo licznych stanowisk i obszarów badawczych, badania glacialne w okolicach podłódzkich dotyczyły wyłącznie obszaru najmłodszego lądolodu. Tym samym obszar uważany za ekstraglacialny (w którym jest położony teren między Piotrkowem, Radomskiem a Przedborzem) nie wzbudzał zainteresowania z punktu widzenia problematyki glacialnej. Niejako z konieczności wróciły one dopiero w związku ze szczegółowym zdjęciem geologicznym do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (SMGP) w skali 1:50 000. Autorzy arkuszy (od północy): Sulejów (Brzeziński 1992), Gorzkowice (Kurkowski, Popielski 1991), Rzejowice (Wągrowski 1987) i Przedbórz (Kwapisz 1983) (rys. 4), potwierdzili generalnie interpretację Różyckiego (1967) na temat śladów recesji maksymalnego zasięgu zlodowacenia odry w strefie Wzgórz Radomszczańskich (faza pomaksymalna wieniawy) oraz Pagórków Dobryszyckich (faza odrzywołu), chociaż właśnie podczas kartowania geologicznego i badań do mapy pojawiły się wątpliwości dotyczące wieku powierzchniowych osadów glacialnych.

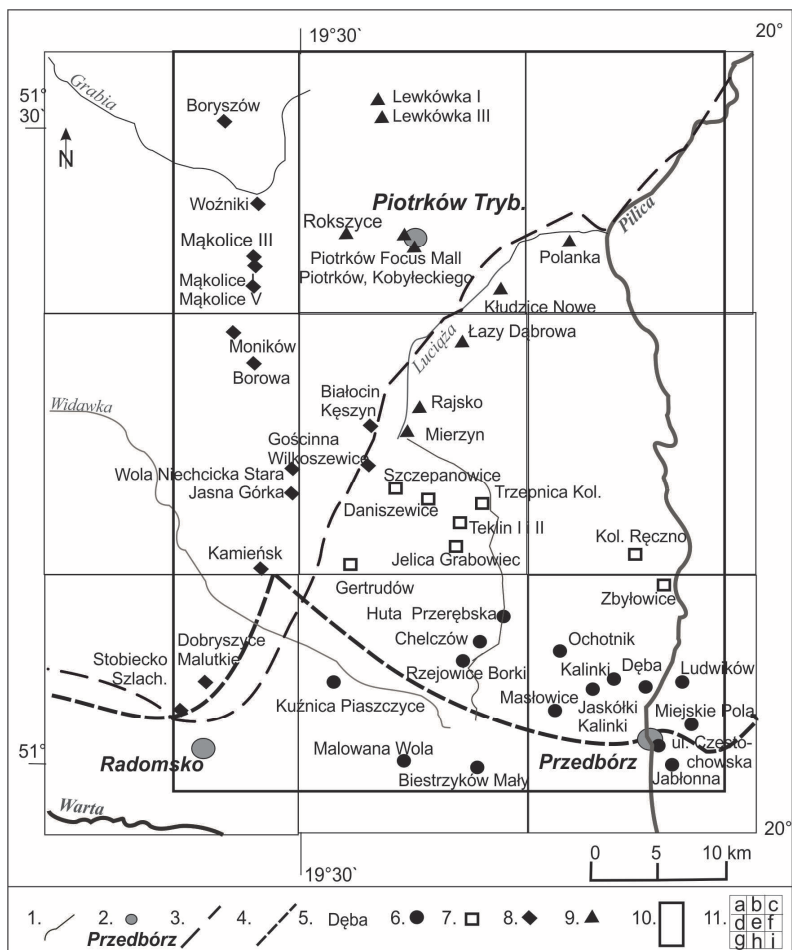
Pogląd o zbiegu dwóch lobów lądolodu warty rozdzielonych obszarem ekstraglacialnym w okolicach Łodzi powtarza się w opracowaniach do chwili obecnej (np. Starkel 1991, 1999), chociaż można stwierdzić, że z biegiem lat strefa interlobalna podlegała redukcji kosztem rozszerzania zasięgu lobów (por. np.: Galon, Roszkówna 1961; Domosławska-Baraniecka, Skompski 1967; Różycki 1967; Baraniecka, Sarnacka 1971; Lindner, Grzybowski 1982). Dwie wersje zaznaczone na *Przeglądowej mapie geologicznej Polski* w skali 1:200 000,

arkusze Łódź (Klatkova 1980; Piwocki 1980; Klatkova, Piwocki 1981) oraz Częstochowa (Biernat i in. 1980; Haisig 2011a, b) dowodzą różnych poglądów na temat zasięgu stadiału warty w regionie w końcu lat siedemdziesiątych XX w. Kilka lat później pojawiają się kolejne propozycje wytyczenia nowych linii zasięgu lądolodu warty, np. na linii doliny Moszczenicy i Wolbórki (por. Turkowska 1992, Turkowska, Wieczorkowska 1999).

Na *Mapie geologicznej Polski* w skali 1:500 000 zasięg zlodowacenia warty wyznaczono od okolic Radomska w stronę północno-wschodnią, wzdłuż doliny dolnej Łuciąży i środkowej Pilicy (Marks i in. 2006). W tym samym roku na podstawie podsumowania glacialnych badań regionalnych Turkowska (2006) przedstawiła hipotezę o zasięg lądolodu warty (lobu Pilicy i Łuciąży) do północnych stoków wyżyn, ok. 80–100 km na południowy wschód od Łodzi (rys. 3), która nie spotkała się z szerszym odzewem; w monografii na temat rekonstrukcji przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim Rdzany (2009) wykreślił zasięg tego zlodowacenia na Wzgórzach Dobryszczyckich, tj. 10–12 km na południe od linii wyznaczonej na *Mapie geologicznej Polski* (por. rys. 1).



Rys. 3. Loby lodowca warszawskiego według koncepcji Turkowskiej (2006)
1 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 2 – zasięg lobów; 3 – kierunki napływania mas lodowcowych; 4 – obszar badań



Rys. 4. Rozmieszczenie stanowisk badawczych na tle wybranych poglądów na zasięg lądolodu warty

- 1 – główne miejscowości; 2 – zasięg lądolodu warty według Różyckiego (1967); 3 – zasięg lądolodu warty według *Przeglądowej mapy geologicznej Polski* 1:500 000 (Marks i in. 2006); 4 – zasięg lądolodu warty według Turkowskiej (2006); 5 – nazwy stanowisk (opis w tab. 1)
- Stanowiska: 6 – strefa I; 7 – strefa II; 8 – strefa III; 9 – strefa IV; 10 – obszar badań;
- 11 – zasięg arkuszy SMGP (wykaz arkuszy od NW do SE; a – Bełchatów (700); b – Piotrków Trybunalski (701); c – Sulejów (702); d – Kamieńsk (736); f – Gorzkowice (737); g – Lubień (738); h – Radosko (773); i – Rzejowice (774); j – Przedbórz (775))

Jak wynika z dokonanego przeglądu, koncepcja położenia badanego obszaru względem zasięgu ostatniego lądolodu w szczegółach ewaluowała, ale krańcowemu zróżnicowaniu poglądy uległy dopiero w ostatnich latach. Bez wątpienia większość geomorfologów i geologów czwartorzędu w dalszym ciągu postrzega badany obszar jako położony w ekstraglacjalnej strefie stadia/zlodowacenia

warty², pomiędzy lobem Widawki i Rawki (rys. 1). Olbrzymie różnice występują w stopniu rozpoznania geologiczno-geomorfologicznego obszaru badań, również w wynikach kartowania geologicznego. Najwięcej informacji na temat ostatniego epizodu glacialnego dostarcza zreambulowany arkusz Bełchatów (Badura, Stromwasser 2010) oraz arkusze Sulejów i Gorzkowice. Najmniej danych zawiera najstarszy arkusz Lubień SMGP (Kutek, Grzybowski 1968), który trudno połączyć z sąsiednimi (Sulejów, Gorzkowice i Przedbórz), również ze względu na inną metodykę. Największe dysproporcje występują w rozpoznaniu form glacialnych między zachodnią częścią terenu, wiązaną z maksymalnym zasięgiem stadiału warty (strefa III), a główną częścią, kojarzoną z obszarem odrzańskim (strefy I–II i IV; por. rys. 1–2, 4).

Strefa III stanowiła jeden z głównych obszarów badań glacialnych prowadzonych w różnych ośrodkach, przede wszystkim w łódzkim i warszawskim. Zespoły pagórków położone w osi garbu łódzkiego były konsekwentnie postrzegane jako strefa marginalna lobu Widawki (zachodniego, południowo-wielkopolskiego) lądolodu warty (Jurkiewiczowa 1961; Baraniecka, Sarnacka 1971; Klatkowa 1972a, b, 1993; Krzemiński 1974, 1989, 1997; Ziomek 1986, 1992). Wyniki badań wskazywały, że lądolód napłynął z północnego zachodu i objął całe dorzecze Widawki, sięgając na wschodzie do Łodzi, a na południu do Wielunia i Radomska. Poglądy na temat deglacjacji były różne: np. badacze z Państwowego Instytutu Geologicznego opowiadali się za mieszanym typem deglacjacji – frontalnym na zewnątrz i arealnym wewnątrz lobu (Domosławska-Baraniecka, Skompski 1967; Baraniecka 1971a; Baraniecka, Sarnacka 1971) – podczas gdy badacze łódzcy uważali, że w strefie brzeżnej lądolodu warty dominowała deglacjacja arealna (Klatkowa 1972a; Krzemiński 1974, 1997).

Po 2000 r. budowa kolejnego pola eksploatacyjnego „Szczerców” KWB „Bełchatów” i powstanie na wododziale Wisły i Odry nowych odkrywek pozwoliły przeprowadzić kolejne badania, dotyczące budowy wewnętrznej form glacialnych (Goździk, van Loon 2007; Rdzany 2009; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b, 2013a, b), m.in. występujących w nich zaburzeń strukturalnych (Goździk, Krysiak 2009). Potwierdzono różny i złożony charakter genetyczny pagórków na wododziale (moreny czołowe, kemy i stoliwa kemowe, moreny martwego lodu), w celu pełnego rozpoznania wymagającego dalszych badań.

Strefa I (rys. 2) obejmuje obszar pomiędzy Radomskiem a Przedborzem uważany za ekstraglacialny lądolodu warciańskiego. Występujące formy glaci-

² Koncepcje dotyczące rangi stratygraficznej (stadiał czy zlodowacenie) i zasięgu przestrzennego lądolodu środkowopolskiego ulegały zmianom. W dalszym ciągu pracy używane jest określenie stadiału warty, niezależnie od tego, jak różni autorzy postrzegają to pojęcie.

jalne w ogóle nie były rozpoznane w porównaniu z podobnymi na północnych stokach wyżyn Polski: na wschodzie w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Lindner 1970, 1971, 1977, 1988a, b; Lamparski 1971; Lindner, Grzybowski 1982; Sadłowska 1982), na południu w Niece Włoszczowskiej (Żołnierz 1971; Cabaj 1981) oraz na zachodzie na Wyżynie Wieluńskiej i terenach przyległych (Klimek 1966; Krzemiński 1974; Kobołek, Przybył 1993; Sokołowski 2002; Szubert 2012).

Formy glacialne występujące na Wzgórzach Radomszczańskich i Wyżynie Przedborskiej interpretowane, jak już wspomniano, jako związane z glacją wieniawy stadiału odry-radomki zlodowacenia środkowopolskiego (Różycki 1967; Cabaj 1981; Kwapisz 1983; Wągrowski 1987) Turkowska (2006) zaliczyła hipotetycznie do pierwszej strefy głównych skupień form akumulacji glacialnej i/lub wodnolodowcowej w regionie łódzkim (od Działoszyna po Przedbórz), na linii maksymalnego zasięgu warty. Hipoteza ta znalazła pierwsze, wstępne potwierdzenie w ostatnio realizowanych badaniach i formułowanych poglądach (Wachecka-Kotkowska, Górska-Zabielska 2011; Wachecka-Kotkowska 2013; Dzieduszyńska i in. 2014). Wyjaśnia również niekonsekwencje interpretacyjne na SMGP, np. fakt, że ciągi pagórków morenowych i stożków marginalnych (np. górnej Widawki) – kojarzone z „historyczną” glacją wieniawy zlodowacenia odry-radomki – zostały wrysowane tylko na arkuszach Radomsko (Wągrowski 1990), Rzejowice (Wągrowski 1987) oraz Przedbórz (Kwapisz 1983). Stało się również jasne, że standardowe badania petrograficzne wykonane na potrzeby mapy pokazują „warciańskie” wskaźniki petrograficzne, charakterystyczne dla tych glin z dorzecza Wisły (Lisicki 1998, 2003) i dlatego podczas badań terenowych w latach dziewięćdziesiątych ubiegłego wieku w dorzeczu Luciąży także autorka niniejszej pracy zauważała podobne, nieprzystające do istniejących kanonów wiedzy cechy w strukturze form oraz prawidłowości w ich układzie.

Ciąg pagórków **strefy II**, tzw. Wzgórze Dobryszyckie, interpretowano jak wiadomo jako obszar nieobjęty przez lądolód warty i wykształcony podczas glacji odrzywołu (Różycki 1967). W latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych, przede wszystkim w wyniku kartowania geologicznego przy SMGP 1:50 000 (arkusze: Przedbórz, Rzejowice, Gorzkowice), zasygnalizowano, że są to tereny, na których poszczególne strefy glacialne reprezentują odmienny styl budowy wewnętrznej i zinterpretowano je jako wzgórza wodnomorenowe. Poza kartowaniem geologicznym problematyka glacialna nie była podejmowana. Tylko na wschód od Pilicy, w międzyrzeczu Czarnej i Drzewiczki, tzw. formy odrzywolskie były badane przez Sadłowską (1982). Należy przypomnieć, że na *Mapie geologicznej Polski* w skali 1:500 000 (Marks i in. 2006)

teren ten został ukazany na bliskim, siedmiokilometrowym przedpolu łądolodu warciańskiego (rys. 1). Rdzany (2009) natomiast na linii Wzgórz Dobryszczyckich poprowadził maksymalny zasięg zlodowacenia warty, nie podając jednak przyjętych kryteriów.

Strefa IV – obszar Równiny Piotrkowskiej – zajmująca centrum i północ terenu badań nie znalazła również godnego miejsca w literaturze (podobnie jak strefy I–II). Klatkowa (1993, 1996) i Krzemiński (1997) opisali sandr Karlina (5 km na północ od Piotrkowa), a Ziomek (1986) cały obszar arkusza Piotrków Trybunalski SMGP zinterpretował jako monotonną równinę zbudowaną z glin zlodowacenia odry oraz piasków i żwirów fluwioglacjalnych. Kilka lat później zrealizowane w Moszczenicy (10 km na N od Piotrkowa) przez Czubłę (2001) badania petrograficzne wskazały, że obszar Równiny Piotrkowskiej na północ od Piotrkowa był pokryty przez łądolód warciański, co stanowiło na początku XXI w. dużą zagadkę paleogeograficzną. Dalsze prace badawcze skłoniły wielu autorów do łączenia genezy i wieku Równiny Piotrkowskiej już z łądolodem warciańskim (Marks i in. 2006; Turkowska 2006; Rdzany 2009). Na *Mapie geologicznej Polski* w skali 1:500 000 w obrębie Równiny Piotrkowskiej wzdłuż dolnej Luciąży poprowadzono granicę zasięgu zlodowacenia warty (Marks i in. 2006) (rys. 1, 4). Według tego zasięgu północną i środkową część Równiny Piotrkowskiej przykrył łądolód warty. Południowa część równiny, na wschód od dolnej Luciąży znalazła się w strefie proglacjalnej.

Warto zwrócić uwagę na prace, które nie dotyczą glacialnego etapu ewolucji rzeźby na tym obszarze, ale przedstawiają:

- ślady morfogenezy przedczwartorzędowej i vistuliańskiej na Górze Chelmo (Manikowska 2000),
- rozwój sieci dolinnej Pilicy (m.in. Grzybowski 1972; Szumański 1983; Barcicki i in. 1984; Marosik 1984) i Luciąży (Wachecka-Kotkowska 2004) oraz tzw. doliny Bogdanowa/Bogdanówki (Krzemiński 1989, 1997),
- zjawiska i struktury peryglacjalne w stanowisku Mierzyn (Goździk 1973), struktury kontrakcji termicznej w Karlinie (Klatkowa 1993, 1996) oraz w aluwkach Luciąży (Wachecka-Kotkowska 1996, 1997, 1998, 1999, 2004),
- rozwój torfowisk w okolicach Bęczkowic w dnie doliny Luciąży (Forysiak 2012),
- typologię geokompleksów w środkowej części dorzecza Pilicy (Krysiak 1999).

Ewolucja rzeźby doliny Luciąży (Wachecka-Kotkowska 2004) była pierwszym problemem badawczym w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego podjętym przez autorkę. Badania dolinne kontynuowała, uczestnicząc w zespołowych pracach regionalnych Katedry Badań Czwartorzędu na temat *Naj-*

młodsze przekształcenia rzeźby w regionie łódzkim i ich rola na tle wcześniejszych etapów morfogenezy obszaru (2003–2004). Po opublikowaniu przez Turkowską (2006) hipotezy koncepcji dynamiki i zasięgu lądolodu warciańskiego w regionie łódzkim, autorka niniejszej pracy rozszerzyła zainteresowania badawcze o zagadnienia glacialne na terenie położonym między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Od 2007 r. realizowała indywidualny projekt badawczy UŁ pt. *Rekonstrukcja nasunięcia lądolodu stadiału warty zlodowacenia odry w południowej części regionu łódzkiego*. Badania miały charakter pilotażowy, a następnie multidyscyplinarny i zrealizowano je w kolejnych latach, w ramach grantu KBN N N306 721140 pt. *Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Niżu i Wyżyn środkowej Polski* (2011–2013), mających na celu weryfikację wspomnianej hipotezy. Zespołowa realizacja projektu dostarczyła najwięcej materiału badawczego do niniejszego opracowania.

1.3. Hipoteza badawcza i cele pracy

Najważniejszym celem interdyscyplinarnych badań prowadzonych od 2007 r. na terenie między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem była weryfikacja koncepcji dotyczącej zajęcia tego obszaru przez lądolód stadiału warty zlodowacenia odry (Turkowska 2006; rys. 3). Badania przeprowadzono w trybie pilotażowym (Wachecka-Kotkowska, Olszak 2009; Czubla, Wachecka-Kotkowska 2009), kontynuowano je w ramach realizacji grantu KBN.

Hipotezę badawczą i cele niniejszej pracy sformułowano na podstawie:

- dotychczasowej znajomości terenu wynikającej z wieloletnich badań autorki na temat ewolucji doliny Luciąży i obszarów otaczających (Wachecka-Kotkowska 2004),
- krytycznej analizy geomorfologicznych i paleogeograficznych opracowań regionalnych, w tym dziewięciu arkuszy *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* 1:50 000 oraz szkiców podłoża i szkiców geomorfologicznych zamieszczonych w objaśnieniach (rys. 4),
- wyników wspomnianych pilotażowych badań i grantu KBN.

Hipoteza badawcza zakłada, że obecna rzeźba obszaru pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem jest poligeniczna i złożona. Powstała przy istotnym wpływie ukształtowania i tektoniki podłoża w czwartorzędzie, w wyniku procesów glacialnych, a zwłaszcza lądolodu stadiału warty zlodowacenia odry oraz w wyniku przekształceń polodowcowych. Lądolód

warty dotarł do północnych stoków wyżyn Polski pomiędzy Radomskiem a Przedborzem z dwóch kierunków: NW (łob Widawki) i NE (łob Rawki, Pilicy i Luciąży), pokrywając całą powierzchnię i kształtując glacialną rzeźbę. W okresie polodowcowym inicjalna rzeźba glacialna została przekształcana zarówno w systemach wysoczyznowych, gdzie podlegała silnej degradacji z powodu procesów erozyjno-denudacyjnych, jak i w systemach dolinnych, kształtowanych naprzemiennie przez procesy erozji i akumulacji.

Celem pracy jest uzupełnienie rekonstrukcji rozwoju rzeźby w czwartorzędzie wycinka Polski Środkowej pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem, obszaru leżącego na pograniczu wyżyn i nizin. Określenie wieku wysoczyzny glacialnej w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego i ewentualna, kolejna korekta zasięgu lądolodu warty mają znaczenie ponadregionalne. Rozwój pokrywy lodowej, jej dezintegrację nawiązującą do konfiguracji podłoża, wskazanie kierunków i form przekształceń rzeźby glacialnej w warunkach postglacialnych itd. można uznać za cele i tematy o charakterze regionalnym czy lokalnym, które składają się na obraz rozwoju rzeźby w strefie marginalnej lądolodu warciańskiego.

1.4. Metody badań

1.4.1. Badania terenowe

Badania terenowe stanowiły zasadniczą część prac. Pozwoliły bezpośrednio poznać rzeźbę i budowę geologiczną obszaru badań (rys. 5). Klasyfikację osadów oraz form geomorfologicznych przyjęto zgodnie z *Instrukcją opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (2004), a przy opisie form posiłkowano się literaturą dotyczącą geomorfologii glacialnej.

Materiały *stricte* geologiczne pochodziły z Państwowego Instytutu Geologicznego i zostały udostępnione autorce w jego archiwum i w mapiarni Biblioteki Geograficznej Uniwersytetu Łódzkiego.

Podstawowy materiał badawczy stanowiły różnorodne osady plejstocenyjskie pobrane z odsłonień w czynnych żwirowniach i piaskowniach (tab. 1, rys. 4) oraz formy terenu zlokalizowane w SE części regionu łódzkiego. Materiał ten uzyskano podczas realizacji wspomnianego grantu. Wykorzystano też materiał ze stanowisk badawczych (np. Chelczów, Mierzyn, Łazy-Dąbrówka, Kłudzice Nowe, Polanka), opisujących glacialne uwarunkowania doliny Luciąży (Wachecka-Kotkowska 2004), które uzupełniono o szczegółowe badania (patrz: tab. 1).

Tabela 1. Baza stanowisk z lokalizacją geograficzną i wykonanymi badaniami

Nr	Stanowisko	Kod	Lokalizacja			Rodzaj badań / wykonawcy							
			wys. m n.p.m.	Λ (° ' " N)	φ (° ' " N)	1	2	3	4	5	6	7	8
STREFA I													
1	Kuźnica Piaszczyce	KU	226,3	19 33 51	51 07 24								
2	Malowana Wola	MW	248	19 37 37	51 03 41								
3	Biestrzyków Mały	MW	237,5	19 42 07	51 03 19								
4	Rzejowice-Borki	RB	240	19 41 34	51 06 58								
5	Huta Przerębska	RB	231	19 43 11	51 07 40								
6	Chelczów	RB	232	19 43 04	51 06 48								
7	Masłowice PGR	MA	230	19 47 56	51 06 24								
8	Ochoćnik	MA	237	19 48 51	51 07 35								
9	Jaskółki Kalinki	MA	209	19 49 16	51 05 49								
10	Kalinki	MA	228	19 51 07	51 06 17								
11	Ludwików	LU	222,5	19 55 06	51 05 45								
12	Miejskie Poła	MP	229	19 54 56	51 04 49								
13	Jabłonna	LU	213	19 53 26	51 04 36								
14	Przedbórz, ul. Częstochowska	PIL	200-202	19 51 12	51 04 52								
15	Dęba	PIL	210	19 52 48	51 07 27								
STREFA II													
16	Gertrudów	GE	230,5	19 34 31	51 10 13								
17	Szczepanowice	DA	228	19 40 23	51 13 13								
18	Daniszewice wykop	DA	220,4	19 33 46	51 13 29								
19	Teklin II	DA	235	19 41 39	51 12 56								
20	Teklin I (nowa odkrywka)	DA	233	19 41 52	51 12 49								
21	Jelica Grabowiec	JE	221	19 41 46	51 11 42								
22	Kolonia Trzepnica	DA	222	19 43 34	51 13 17								
23	Kolonia Ręczno	KR	200	19 52 57	51 10 54								
24	Zbyłowice	ZB	199	19 52 21	51 09 21								
STREFA III													
25	Stobiecko Szlacheckie	SS	239,6	19 24 06	51 06 26								
26	Dobryszycze Malutkie	DM	237,6	19 25 54	51 07 19								
27	Kamieńsk	KA	232	19 29 54	51 10 58								
28	Jasna Góra	WNS	241,3	19 33 33	51 15 12								
29	Wola Niechcicka Stara	WNS	215	19 34 05	51 15 28								
30	Gościnna/Wilkoszewice	GW	218,7	19 36 55	51 15 04								
31	Białocin/Kęszyn	GW	206	19 37 26	51 17 20								
32	Borowa III, Moników	BOR	221	19 30 16	51 19 45								
33	Mąkolice V	MK	233,4	19 30 52	51 22 49								
34	Mąkolice I	MK	235	19 30 48	51 23 09								
35	Mąkolice III	MK	230	19 31 06	51 23 18								
36	Woźniki	WO	223,2	19 31 19	51 23 44								
37	Boryszów	WO	225,2	19 29 37	51 28 36								
STREFA IV													
38	Mierzyn	MI	200,7	19 40 08	51 14 58								
39	Rajsko	RA	194	19 40 10	51 17 10								
40	Łazy Dąbrowa	LD	185	19 43 25	51 19 14								
41	Kłudźce Nowe	KN	176	19 46 42	51 21 06								
42	Polanka	PO	174	19 50 33	51 22 28								
43	Rokszycze	PT	210	19 37 48	51 24 29								
44	Piotrków Tryb. Focus Mall	PT	207,8	19 40 04	51 24 38								
45	Piotrków Kobyleckiego	PT	206	19 40 23	51 24 32								
46	Lewkówka I	PT	213,6	19 38 48	51 29 10								
47	Lewkówka III	PT	212,8	19 38 43	51 28 59								

Kłudźce Nowe stanowiska opisane przez Wachę-Kotkowską (2004), uzupełnione badaniami specjalistycznymi lub przywołane w tekście: 1 – badania strukturalne; 2 – badania teksturalne: uziarnienie, morfoscopia, zawartość CaCO_3 ; 3 – petrografia glin (wyk. P. Czubla); 4 – petrografia osadów wodnolodowcowych 10–20 mm (wyk. M. Górską-Zabielską); 5 – petrografia osadów wodnolodowcowych; 4–10 mm (wyk. M. Górską-Zabielską); 6 – anizotropia podatności magnetycznej – AMS (wyk. E. Król); 7 – oznaczenia minerałów ciężkich (wyk. A. Barczuk); 8 – datowania OSL (lab. PŚ; Gliwice).

POŁOŻENIE STANOWISK

A PROFILE HIPSOMETRYCZNE

Poziomy w dolinach rzecznych
erozyjno-akumulacyjne:

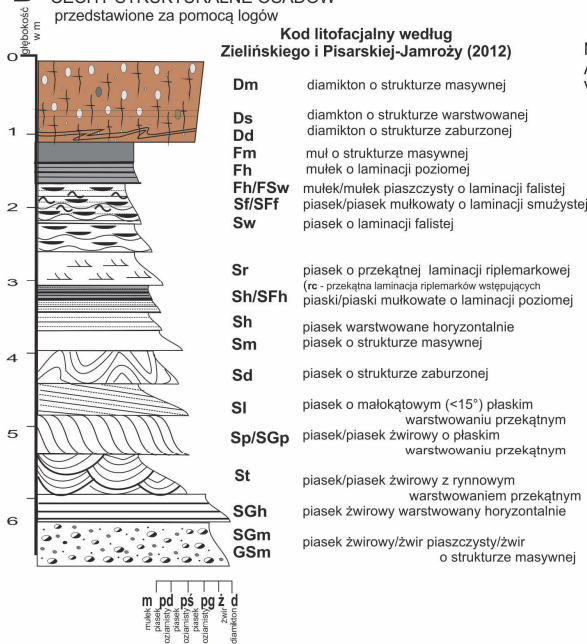
IV, III - poziomy glacialmarginalne
(starsze i młodsze; warciańskie)

II - poziom/terasa wysoki/a
(plenivistulian)

I - poziom niski (późny vistulian)

METODY LITOLOGICZNE

B CECHY STRUKTURALNE OSADÓW - przedstawione za pomocą logów



normalna/odwrócona sekwencja
uziarnienia frakcjonalnego



deformacje ciągłe różnego typu



wypełnienie kanału



lokalna powierzchnia erozyjna



regionalna powierzchnia erozyjna



pseudomorfozy po klinach lodowych



detrytus roślinny



rytm

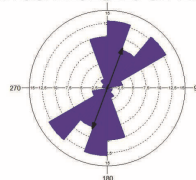
R

KU1

jednostki osadowe

C

BADANIA OSI DŁUŻSZEJ GŁAZIKÓW W GLINIE



N = 50 - liczba klastów poddanych badaniom

A = 20,5° - średni azymut

V = 0,555 - długość wektora wypadkowego

D

DOKUMENTACJA FOTOGRAFICZNA

charakterystyka form i osadów

E

LITOLOGIA



osady antropogeniczne



gleby



żwiry i otoczaki



piaski gruboziarniste



piaski różnoziarniste



piaski drobnoziarniste



piaski gliniaste



piaski mulkowate



mulki piaszczyste



mulki



mulki ilaste



ity



gliny zwalowe



torfy

● 12 miejsc poboru próbek

METODY LITOLOGICZNE cd. WYNIKI ANALIZ TEKSTURALNYCH

F WSKAŹNIKI UZIARNIENIA WG FOLKA-WARDA (1957):

Mz – średnia średnica ziaren (w jednostkach ϕ)
 δ_s – wysortowanie (odchylenie standardowe)
Sk – skośność
K – kurtoza

G ANALIZA OBTOCZENIA I ZAOKRĄGLENIA ZIAREN KWARCU

wg Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1995) oraz
Mycielskiej-Dowgiało i Woronko (1998) dla frakcji 0,8-1 mm:
RM – ziarna matowe, okrągłe
EM/RM – ziarna pośrednie matowe
EM/EL – ziarna pośrednie błyszczące
EL – ziarna zaokrąglone błyszczące
C – ziarna pęknięte
NU – ziarna bez obróbki

H ZAWARTOŚĆ WĘGLANU WAPNIA CaCO₃, określona w %

I DIAGRAM C/M. (Passegi 1964) – rangowej oceny

dynamiki prądowych środowisk sedymentacyjnych
C – pierwszy centyl (średnice ziarn wyrażone w mm i ϕ),
które wraz z większymi stanowią 1% osadu
M – mediana (średnia średnica ziarn w mm i ϕ)
pola diagramu I–IX opisujące różne warunki dynamiczne:
I–III, IX – utwory przemieszczane w wyniku trąkacji w środowisku
o dużej aktywności dynamicznej, gdzie nie ma sprzyjających
warunków wytrącania rumowiska z zawiesiny
IV – materiał tworzący się niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej
zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczącego po dnie
V – utwory formowane głównie z zawiesiny frakcjonalnej, ale
w warunkach słabszej dynamiki środowiska
VI–VII – materiał powstający z zawiesiny jednorodnej w miejscach
o obniżonej aktywności dynamicznej środowiska
VIII – utwory formowane z zawiesin jednorodnych i pelagicznych

J KRZYWE CZĘSTOŚCI

informacja o źródle materiału
(uni, bi- lub polimodalny rozkład uziarnienia)

K DIAGRAMY ZALEŻNOŚCI PARAMETRÓW STATYSTYCZNYCH

zestawienie **Mz** i **δ_s** , oraz **Mz** i **Sk**, do wyróżnienia środowisk
sedymentacyjnych;

Układy wg Mycielskiej-Dowgiało i Ludwikowskiej-Kędy (2011):

1. Facje korytowe środowiska fuwalnego
(wraz ze wzrostem Mz zmniejsza się δ_s)
- 2., 2a. Facje pozakorytowe środowiska fuwalnego
(osady wozbraniowe; wraz ze zmniejszeniem się Mz zmniejsza się δ_s)
3. Depozycja w środowisku eolicznym
(przy zróżnicowanej Mz zbliżowa wartość δ_s)

L ANALIZA PETROGRAFICZNA OSADÓW WODNOŁODOWCOWYCH

Kr – skały krystaliczne
Wp1 – wapienie szare (dolnopaleozoiczne)
Wp2 – wapienie czerwone (dolnopaleozoiczne)
Wk – wapienie białe (mezozoiczne)
Dp – dolomity
Pp – piaskowce
Łp – łupki paleozoiczne
Krz – krzemienie
L – litydy
Qp – kwarcy
Qml – kwarcie mleczne

TGZ – teoretyczne ośrodki głazowe

M ANALIZA SKŁADU MINERALNEGO I CHEMICZNEGO

ANALIZA PRZEZROCZYSTYCH MINERAŁÓW CIĘŻKICH

Grupa I – minerały najbardziej odporne na czynniki wietrzeniowe:

anataz, andaluzyt, cyrkon, dysten, korund, monacyt, rutyl, staurolit, turmaliny, topaz, tytanit

Grupa II – minerały odporne na czynniki wietrzeniowe w mniejszym stopniu niż minerały grupy I: **apatyt, epidoty, granaty, sillimanit**

Grupa III – minerały mało odporne na czynniki wietrzeniowe (zwłaszcza fizyczne), łatwo ulegające rozkruszaniu ze względu na predyspozycje krystalograficzne wyrażone doskonałą kilkukierunkową łupliwością: **amfibole, pirokseny**

Grupa IV – minerały najmniej odporne na wietrzenie zarówno fizyczne, jak i chemiczne: zaliczono do nich **glaukonit**

Grupa V – minerały odróżniające się od wszystkich pozostałych spośród minerałów przezroczystych pokrojem blaszkowym – tabliczkowym – **łyśczyki (muskowit i biotyty) oraz chloryty**

Grupa VI – **węglały i fosforany** jako skały-minerały/skały lokalne

METODY GEOFIZYCZNE

N ANIZOTROPIA PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ (AMS)

k – podatność magnetyczna danej próbki:

k_{max} – maksymalna
k_{int} – średnia
k_{min} – minimalna

PARAMETRY AMS:

PJ – skorygowany stopień anizotropii, będący procentową miarą odstępstwa elipsoidy AMS od kształtu kulistego, czyli od przypadku izotropii (wg Jelinek 1981)

L – magnetyczną lineację (wg Khan 1962)

F – magnetyczną foliację (wg Khan 1962)

T – parametr kształtu elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej T (wg Jelinek 1981)

ŚREDNIE WARTOŚCI KĄTÓW **D** I **I**
DLA KAŻDEJ OSI GŁÓWNEJ UŚREDNIONEJ
ELIPSOIDY AMS WG JELINKA (1978)

D_w – deklinacja

I_w – inklinacja

O METODY FIZYKOCHIMICZNE

METODY GEOCHRONOLOGICZNE

ANALIZA DATOWANIU BEZWZGLĘDNEGO

TERMOLUNINESCENCJI OSL

numer próbki z Laboratorium Datowania Luminescencyjnego
Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej

GdTL-1630
20,19(9,9) ka —> wiek osadu

Rys. 5. Objasnienia do rysunków załączonych w aneksie na CD
(stanowiska 1–47, według zestawienia w tabeli 1)

Analizy przypowierzchniowej budowy geologicznej dokonano bezpośrednio w terenie. Korzystano z podkładów map topograficznych w skali 1:10 000 i 1:25 000 (rys. 5.A) oraz ze *Szczegółowej mapy geologicznej Polski* (SMGP) w skali 1:50 000. Było to łącznie dziewięć arkuszy SMGP (rys. 4; sygn. 11.a–i): Radomsko (773), Rzejowice (774), Przedbórz (775), Kamieńsk (736), Gorzkowice (737), Lubień (738), Bełchatów (700), Piotrków Trybunalski (701) i Sulejów (702) oraz *Mapa geomorfologiczna regionu łódzkiego* w skali 1:200 000 (Turkowska 2006) (rys. 6–7). Wykorzystano również arkusze Szczerców (735) po reambulacji (Wieczorek, Stoiński 2013) oraz Tuszyn (665) (Turkowska, Wieczorkowska 1999).

Zasadnicza część prac polegała na wykonaniu dokumentacji osadów w 47 odsonięciach o głębokości od 1,5 m do 16 m, wokół których wykonano uzupełniające sondowania płytkie (75 sondowań do 3–4 m głębokości) (tab. 1; rys. 4).

Wykonano dokumentację fotograficzną (rys. 5.D) przedstawiającą osady i formy krajobrazu, szkice odkrywek oraz rysunki ścian w terenie, w których przeprowadzono analizę strukturalną (litofacjalną) według Mialla (1978) w modyfikacji Zielińskiego (1995, 1998), Zielińskiego i Pisarskiej-Jamroży (2012) (rys. 5.B).

Wyniki badań strukturalnych przedstawiono na logach sedymentologicznych (rys. 5.B). Wyznaczono kierunki paleoprzepływu, wykonano pomiary kierunkowe (paleoprądów) w osadach warstwowych i o niezaburzonej strukturze. W osadach gliniastych przeprowadzono pomiary ułożenia osi dłuższej gładzików dla określenia kierunku napływu mas lodowych (rys. 5.C). Do obliczenia wskaźników statystycznych i przedstawienia graficznego paleokierunków korzystano z programu *Oriana* (<http://oriana.en.malavida.com>) w wersji software.

Analiza sedymentologiczna pozwoliła na wyróżnienie kompleksów litofacjalnych i zespołów litogenetycznych (rys. 5.B). Na ich podstawie, posilując się wynikami badań uzupełniających (petrograficznych, geochronologicznych itp.), wyodrębnilo środowiska depozycyjne, dla których określono wzajemną relację przestrzenną, korelację głębokościową, stratygraficzną itd. Dodatkowych istotnych informacji paleogeograficznych, gdy nie był widoczny związek osadu z pierwotną formą rzeźby (Lindner 1992), dostarczały struktury deformacyjne i peryglacialne. Określenie genezy osadu w formach przekształconych stało się kluczowym zadaniem.

W stanowiskach w wyznaczonych strefach I–IV (tab. 1; rys. 4) pobrano próbki do analiz:

- uziarnienia (768 próbek),
- morfoskopowej (768 próbek),
- zawartości CaCO_3 (750 próbek),
- petrograficznych glin (w 5 stanowiskach),

- petrografii osadów wodnolodowcowych frakcji 4–10 mm (56 próbek),
- petrografii wodnolodowcowych frakcji 10–20 mm (w 7 stanowiskach),
- anizotropii magnetycznej skał (AMS – *anisotropy of magnetic susceptibility*) (206 próbek w 12 stanowiskach),
- minerałów ciężkich (54 próbki),
- datowań OSL (*optically stimulated luminescence dating*) (14 próbek, w tym 11 oznaczonych).

1.4.2. Prace laboratoryjne

Materiał badawczy pobrany w terenie poddano analizom, stosując metody (Lindner 1992):

- **litologiczne** (analiza składu granulometrycznego – uziarnienia), analiza kształtu ziaren, analiza składu mineralnego i chemicznego, analiza składu petrograficznego dla glin i osadów wodnolodowcowych),
- **geofizyczne** (AMS),
- **fizykochemiczne** (datowania OSL).

Analiza składu granulometrycznego – analiza uziarnienia stanowi podstawę badań cech teksturalnych osadu (Mycielska-Dowgiałło 1995) i jest ważnym elementem rekonstrukcji paleogeograficznych (Lindner 1992). Pośrednio pozwala odtworzyć warunki powstania osadów i form rzeźby (Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011).

Zastosowana metodyka Folka i Warda (1957) wyprowadza z krzywej kumulacyjnej uziarnienia parametry: średnią średnicę ziarna (M_z), odchylenie standardowe (δ_1), skośność (Sk_1) i kurtozę (K). Na potrzeby niniejszych badań (rys. 5.F) wzbogacono ją o metody matematyczne, optymalne dla paleogeograficznej interpretacji uzyskanych wyników i klasyfikacji środowisk sedimentacyjnych (np.: Passega 1964; Mycielska-Dowgiałło 1995; Ludwikowska-Kędzia 2000; Blott, Pye 2001; Wachecka-Kotkowska 2004; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szymańska 2011; Wachecka-Kotkowska, Kotkowski 2011).

Próbki osadów plejstocenijskich pobrano w terenie metodą punktową z pojedynczych jednostek osadowych, zgodnie z metodyką opisaną przez Mycielską-Dowgiałło (1995). W Laboratorium Katedry Badań Czwartorzędu (obecnie Katedry Geomorfologii i Paleogeografii UŁ) w latach 2004–2012 przesiano 768 próbek osadów gliniastych i żwirowo-piaszczystych przez zestaw 12 sit firmy Fritsch (od 0,001 do 10 mm), a kilkanaście próbek osadów mułkowych poddano analizie areometrycznej.

Uzyskane wyniki wpisano do arkuszy Microsoft Excel i wyliczono średnią średnicę ziarna (M_z) w milimetrach i jednostkach ϕ (q), odchylenie standardowe (δ_1), skośność (Sk_1) i kurtozę (K) (rys. 5.F). Zestawienie wyników wskaźników uziarnienia przedstawiono w postaci zbiorczych wykresów C/M (rys. 5.I), diagramów zależności wykresów krzywych częstości (rys. 5.J) i wskaźników statystycznych (rys. 5.K) – według Mycielskiej-Dowgiałło (1995) oraz Mycielskiej-Dowgiałło i Ludwikowskiej-Kędzi (2011). Pozwoliło to na rozgraniczenie środowisk sedymentacyjnych i weryfikację przeprowadzonych wcześniej wyników badań strukturalnych.

Do wyliczeń wskaźników wykorzystano bezpłatny program GRADISTAT version 8.0, November 2010 (A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser Granulometer), stworzony przez Simona J. Blotta. Program z jego polską modyfikacją (GRADISTAT 5.11 PL beta (<http://www.sedylab.umk.pl/oprogramowanie.php>)) został pobrany ze strony Kenneth Pye Associates Ltd <http://kpal.co.ukgradistat.html>. Uzyskane wyniki przetestowano w kontekście innych metod obliczeniowych (Wachecka-Kotkowska, Kotkowski 2011).

Analiza morfoskopowa – analiza kształtu (obtoczenia) i charakteru powierzchni ziaren (zmatowienia) kwarcu według Cailleux (1942) zastosowana w modyfikacji Goździka (1980, 1995, 2001), Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998) oraz Woronko (2012) pozwala określić charakter środowiska, w którym następował transport osadów oraz stopień przekształcenia osadów źródłowych. Jest pomocna przy formułowaniu wniosków paleogeograficznych i stratygraficznych (Goździk 1995; Mycielska-Dowgiałło, Woronko 1998; Wachecka-Kotkowska 2004; Kenig 2009; Woronko 2012). Na jej szczególną wartość zwróciła uwagę Woronko (2012), przedstawiając zapis procesów eolizacji w osadach plejstoceniowych i wskazując na znaczny udział morfotwórczy wiatru w warunkach peryglacjalnych różnych okresów plejstocenu Polski Środkowej i Północnej.

Podczas wykonywania analizy uziarnienia autorka wyodrębniła frakcję psamitową 0,8–1 mm, z której odseparowała ziarna kwarcu (ok. 100–120 ziaren w każdej próbce) w laboratorium Katedry Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu dla 768 próbek i poddała je analizom w mikroskopie binokularnym. Następnie wydzieliła typy ziaren – według Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998) – wraz z określoną przez Woronko (2012) genezą (patrz rys. 5.G). Dla 750 próbek dokonała oznaczeń na zawartość $CaCO_3$ w osadzie (rys. 5.H). Wyniki badań wpisała do bazy MS Excel. Dla każdej próbki wyliczyła udział procentowy poszczególnych typów ziaren i na tej podstawie wykonała suma-

ryczne wykresy opisujące wyniki analiz morfoskopowych w wybranych stanowiskach badawczych (Aneks, CD).

Kolejne badania laboratoryjne wykonywali inni uczestnicy grantu opisanego wcześniej (tab. 1). Wszyscy określili warunki publikacji swoich badań w niniejszej pracy.

Analizę składu petrograficznego glin – analizę eratyków przewodnich w osadach glacialnych wykonał Piotr Czubła z Pracowni Geologii Wydziału Nauk Geograficznych UŁ, wykorzystując założenia metodyczne opracowane przez Lüttiga (1958), a następnie zmodyfikowane przez Smeda (1993), Vinxa i in. (1997) i własne (Czubła 2001, 2006). Próbkę pobierano wyłącznie z glin w sztucznych odsłonięciach, bezpośrednio ze ściany. Ze względu na czasochłonność i pracochłonność ich poboru zdecydowano się, by wybrać tylko kilka stanowisk w obrębie wyróżnionych stref I–IV (tab. 1, rys. 4). Ponadto wykorzystano opracowane wcześniej materiały z Moszczenicy (Czubła 2001) i z Masłowic (Czubła, Kotkowska 2009) oraz z innych odsłonięć na terenie Polski Środkowej (Czubła 2001). Badaniami objęto przede wszystkim gliny bazalne, gdyż w ich przypadku istniało najmniejsze prawdopodobieństwo wpływu procesów postdepozycyjnych na skład frakcji grubożwirowej (m.in. Puranen 1990; Czubła 2001).

W Pracowni Geologii Uniwersytetu Łódzkiego Piotr Czubła dokonał identyfikacji wszystkich eratyków zawartych w próbach (po wcześniejszym, dokładnym oczyszczeniu głazików z przylepionego drobniejszego osadu) zgodnie z metodyką stosowaną przez Schuddebeurs (1980/1981), Vinxa i in. (1997), własną (Czubła 2001) i Gałązkę (2004). Następnie zidentyfikowano eratyki przewodnie i wyliczono teoretyczne ośrodki głazowe (TGZ) według Lüttiga (1958). W obliczeniach uwzględniono modyfikacje metodyczne proponowane m.in. przez Vinxa i in. (1997) i Czubłę (2001), pozwalające możliwie najdokładniej rozróżniać różnowiekowe osady glacialne Polski Środkowej. Rezultaty przedstawiono na tle wyników badań regionalnych w rozdziale 3.2.

Analizy petrograficzne glin pozwoliły wyciągnąć szereg szczegółowych wniosków paleogeograficznych, geomorfologicznych i stratygraficznych, częściowo już przedstawionych na tematycznych konferencjach geologiczno-geomorfologicznych i opublikowanych (m.in. Czubła, Wachecka-Kotkowska 2009; Wachecka-Kotkowska i in. 2012; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b, 2013a, b).

Analizę składu petrograficznego osadów fluwioglacjalnych i interpretację oznaczeń petrograficznych wyników dokonała Maria Górską-Zabielska z Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu i Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach, uczestnicząca także w badaniach terenowych. Określono skład petrograficzny żwirów średnioziarnistych (frakcji 4–10 mm) i gruboziarnistych (frakcji 20–60 mm) zawartych w osadach akumulacji wodnolodowcowej

tego samego osadu, z uwzględnieniem nowatorskich zasad metodologicznych (rys. 5.L). Analiza petrograficzna, poszerzona o identyfikację narzutniaków, wskazała skandynawskie obszary alimentacyjne oraz zasugerowała prawdopodobny tor wędrówki lądolodu lub zindywidualizowane strefy ruchu lodu.

Opis poszczególnych czynności związanych z poborem oraz metodami segregacji i identyfikacji petrograficznej obydwu frakcji żwirów szczegółowo przedstawiono w licznych publikacjach (m.in. Zabielski 1999, 2005; Górską 2000, 2003, 2006; Górską-Zabielską 2008; Górską-Zabielską, Zabielski 2010, 2011).

Prace badawcze przeprowadzono w 28 stanowiskach terenowych zlokalizowanych w eksploatowanych żwirowniach i piaskowniach oraz w starych, nieczynnych odsłonięciach (tab. 1). W terenie w szczególny sposób prześledzono obecność eratyków przewodnich (Lüttig 1958) i innych skał wskaźnikowych (Smed 1993) w siedmiu próbkach żwirów gruboziarnistych. Dlatego każdorazowo statystycznie reprezentatywną próbkę poddawano segregacji, wyodrębniając pewne grupy skał, np. kwarców czy wapieni lokalnych. Objętość próbek do analizy petrograficznej frakcji średniożwirowej i grubożwirowej ustalano zgodnie z zaleceniami metodycznymi Trembaczowskiego (1961, 1967) i Rutkowskiego (1995a, b), zależnie od udziału procentowego frakcji w analizowanym osadzie.

Analizę petrograficzną żwirów średnioziarnistych 4–10 mm przeprowadzono zgodnie z zaleceniami Trembaczowskiego (1961, 1967), Cepka (1969), Böse (1989) i Rutkowskiego (1995a) dla 64 próbek osadów wodnolodowcowych (tab. 1). Z otrzymanej statystycznie reprezentatywnej populacji ziarn (co najmniej 300 sztuk) wydzielono 10 grup petrograficznych (rys. 5.L). Ich udział (w procentach) został zaprezentowany na rycinach w załączniku. Analizę petrograficzną frakcji grubożwirowej 20–60 mm wykonano dla siedmiu próbek osadów wodnolodowcowych (tab. 1). Objęła ona segregację narzutniaków do 10 grup petrograficznych (rys. 5.B). Oznaczając eratyki przewodnie, kierowano się zaleceniami metodycznymi Lüttiga (1958), Meyera (1983, 1985), Smeda (1993), Zandstry (1999) i Smeda, Ehlersa (2002). Podczas analizy posługiwano się atlasami skandynawskich eratyków przewodnich (Korn 1927; Zandstra 1999; Smed, Ehlers 2002; Schulz 2003; Rudolph 2005; Svenson 2005) i korzystano z kolekcji skał porównawczych znajdujących się w Instytucie Geoekologii i Geoinformacji Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

Analizę petrograficzną z frakcji 4–10 mm przedstawiono dla wszystkich badanych stanowisk (tab. 1) w postaci diagramów kołowych strukturalnych dla każdej z wyodrębnionych stref (rys. M w aneksie na CD). Dla kilku stanowisk, w których wykonano analizę petrograficzną frakcji grubszej (20–60 mm), wyliczono teoretyczne ośrodki głazowe (TGZ – patrz rysunek w rozdz. 4.2).

Wstępne wyniki analizy petrograficznej dla obszaru badań zostały przedstawione przez Wachecką-Kotkowską i Górską-Zabielską w 2011 r. na konferencji regionalnej IAG w Etiopii i opublikowane (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2014).

Analizę składu mineralnego i chemicznego – analizę przeźroczystych mineralów ciężkich z 56 próbek frakcji 0,01–0,05 mm wyseparowanych przy użyciu bromoformu w Laboratorium Katedry Geomorfologii i Paleogeografii UŁ wykonał Andrzej Barczuk z Katedry Geochemii, Mineralogii i Petrologii Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Przygotował preparaty do badań mikroskopowych, zidentyfikował występujące minerały, stworzył bazę danych, zaszeregował minerały do grup I–VI (patrz poniżej), wykonał wykresy, a następnie je zanalizował.

Opis poszczególnych czynności związanych z poborem próbek, technikami separacji minerałów i wykonywania z nich preparatów mikroskopowych oraz metody identyfikacji minerałów frakcji ciężkiej przedstawiano w licznych publikacjach (m.in.: Barczuk 1992; Mycielska-Dowgiałło 1995; Racinowski 1995, 2000, 2008, 2010; Barczuk, Nejbert 2007; Wachecka-Kotkowska, Ludwikowska-Kędzia 2013). Wyodrębniono sześć grup minerałów i wybranych skał (rys. 5.N). Ze względu na obecność skał węglanowych w płytce zalegającym podłożu mezozoicznym, stanowiącym specyfikę badanego regionu, do zastosowanej klasyfikacji (Chlebowski i in. 2002; Chlebowski, Lindner 2004) dodano grupę węglanów i fosforanów. Do graficznego przedstawienia wyników badań wykorzystano wykresy radarowe oparte na sześciu osiach, którym przypisano wyróżnione, genetyczno-strukturalne grupy minerałów oraz skał lokalnych (rys. 5.N). W poszczególnych stanowiskach (tab. 1) grupy te można interpretować jako wskaźniki pochodzenia materiału detrytycznego budującego formy glacialne, a tym samym wyniki analiz mogą posłużyć do wyciągania wniosków paleogeograficznych.

Metody geofizyczne. Analizę anizotropii podatności magnetycznej (AMS) wykorzystano do określenia kierunków paleotransportu. W terenie pobrano 206 próbek z 13 odsłoneń w 12 stanowiskach (tab. 1) zlokalizowanych w strefach I–IV. Następnie przebadala je Elżbieta Król z Zakładu Paleomagnetyzmu Ziemińskiego Instytutu Geofizyki PAN w Warszawie, zgodnie z obowiązującą metodyką (Jelinek 1978, 1981; Butler 1992; Tarling, Hrouda 1993).

Metodyka poboru próbek, wyznaczenie podstawowych parametrów oraz ich graficzna prezentacja zostały szczegółowo opisane w publikacji Wacheckiej-Kotkowskiej i in. (2012a). Interpretacji paleogeograficznej dokonano na podstawie porównania wyników uzyskanych z glin przez Iversona i in. (2008) oraz

Shumwaya i in. (2009). Wyznaczone parametry przedstawiono na rys. 5.N oraz na wybranych rysunkach (Aneks, CD; tab. 1).

Częściowe wyniki uzyskane w toku prac badawczych przedstawiono na konferencjach stratygraficznych i geomorfologicznych oraz w publikacjach (Wachecka-Kotkowska, Król 2011; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b, 2013a, b).

Z metod fizykochemicznych wybrano **metodę geochronologiczną elektro-nowego rezonansu termoluminescencji OSL**, aby dokonać oznaczeń wieku osadów. Jest ona oparta na zapisie oddziaływania promieniowania na minerały. Datowania te pozwoliły uściślić ramy czasowe kolejnych etapów transgresji i dezintegracji lądolodu w poszczególnych strefach I–IV. Datowania OSL były pomocne przy weryfikacji dat uzyskanych metodą TL (Wachecka-Kotkowska, Olszak 2009).

Zgodnie z przyjętą metodyką poboru próbek w ściany odkrywek wkopano się nieprzezroczystą rurą PCV na co najmniej 30 cm w głąb osadu. Pobrano 14 próbek materiału piaszczysto-mułkowego położonego w jasnej pozycji stratygraficznej – pod osadami gliniastymi i nad nimi – w trzech wyróżnionych strefach marginalnych badanego obszaru (tab. 1, rys. 5.O). W 2012 r. w Laboratorium Datowania Luminescencyjnego Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach wykonano 11 oznaczeń OSL. Trzy próbki nie zostały opracowane z przyczyn technicznych. Badania przeprowadził zespół Grzegorza Adamca, dokonując pomiarów aktywności izotopów spektrometrem półprzewodnikowym.

1.4.3. Prace kameralne

W ramach prac kameralnych opracowano wyniki badań, wykonano szkice, rysunki oraz tabele. Dokonano analizy form wklęsłych i wypukłych na podstawie pomiarów w terenie i map topograficznych w skali 1:10 000 w układzie 1992 zakupionych w WODGIK w Łodzi. Prace te polegały na cyfrowej obróbce danych, określeniu cech morfometrycznych form (rys. 5.A; stanowiska 1–47: rysunki A w Aneksie, CD) i stworzeniu numerycznego modelu 3D przy zastosowaniu narzędzi GIS (program ArcGIS). Na podstawie NMT – numerycznego modelu terenu wyróżniono strefy glacialmarginalne (rys. 2) opisane w podrozdziałach 1.1 i 1.2.

Na podstawie szkiców odkrytych do *Mapy geologicznej Polski* w skali 1:200 000 (arkusze Częstochowa – Haisig, Biernat 1980; Haisig 2011a, b i Łódź – Klatkowa 1980) opracowano mapy 3D podłoża plejstocenu. Trzy mapy cyfrowe – modele wysokościowe powierzchni terenu i podłoża oraz mapę miąższości czwartorzędu wykonał Aleksander Szmidt z Katedry Geografii Fizycznej UŁ.

W końcowym etapie prac wykonano tabele, schematy i modele paleogeograficzne. Wszystkie ilustracje wykonano w licencjonowanym programie graficznym CorelDraw X6.

Tabela 2. Podział stratygraficzny czwartorzędu

[illegible]

Źródło: opracowanie własne.

Niniejszą pracę podzielono na dwie części. Pierwsza część to tradycyjna publikacja ujmująca przedstawianą problematykę w pięciu rozdziałach. Autorka nie zabiera głosu w dyskusji na temat rangi i miejsca w stratygrafii czwartorzędu lądolodu warty. Wykorzystuje podziały ostatnio szeroko dyskutowane i opublikowane (np. Lindner 2005; Marks 2011; Lindner i in. 2013 – tab. 2). W monografii odwoływano się również do starszych podziałów stratygraficznych (np. Różycki 1967; Baraniecka 1984; Mojski 2005) ze względu na porównywanie wyników. Wydzielenia litologiczne zaczerpnięto z *Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1:50 000 (2004), a klasyfikację osadów wykonano zgodnie z instrukcją pt.: *Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu* (Marks i in. 2014). Jako tła geomorfologicznego wykorzystano południowo-wschodni fragment *Mapy geomorfologicznej regionu łódzkiego* (Turkowska 2006) (rys. 6–7).

Załączona do monografii płyta CD zawiera w formacie PDF opracowane, przetworzone i pogrupowane przestrzennie w strefach I–IV (tab. 1) wyniki badań terenowych i laboratoryjnych. Materiał na płycie może być traktowany jako baza danych o wysokiej rozdzielczości. Pojedyncze stanowisko lub grupę stanowisk opisujących formę (zespół form) o podobnej genezie zaprezentowano według schematu: **lokalizacja stanowisk/-a, litologia, główne warstwy/jednostki osadowe, cechy strukturalne** (analiza litofacyjna: struktury sedymentacyjne, litofacje główne, towarzyszące, kontakt między seriami, pomiary kierunkowe, struktury deformacyjne), **cechy teksturalne** (cechy uziarnienia i morfoskopowe ziaren kwarcu, zawartość węglanów, zawartość minerałów ciężkich, skład petrograficzny).

Stanowiska opracowano graficznie zgodnie z objaśnieniami wykonanymi na rysunku 5.A–O.

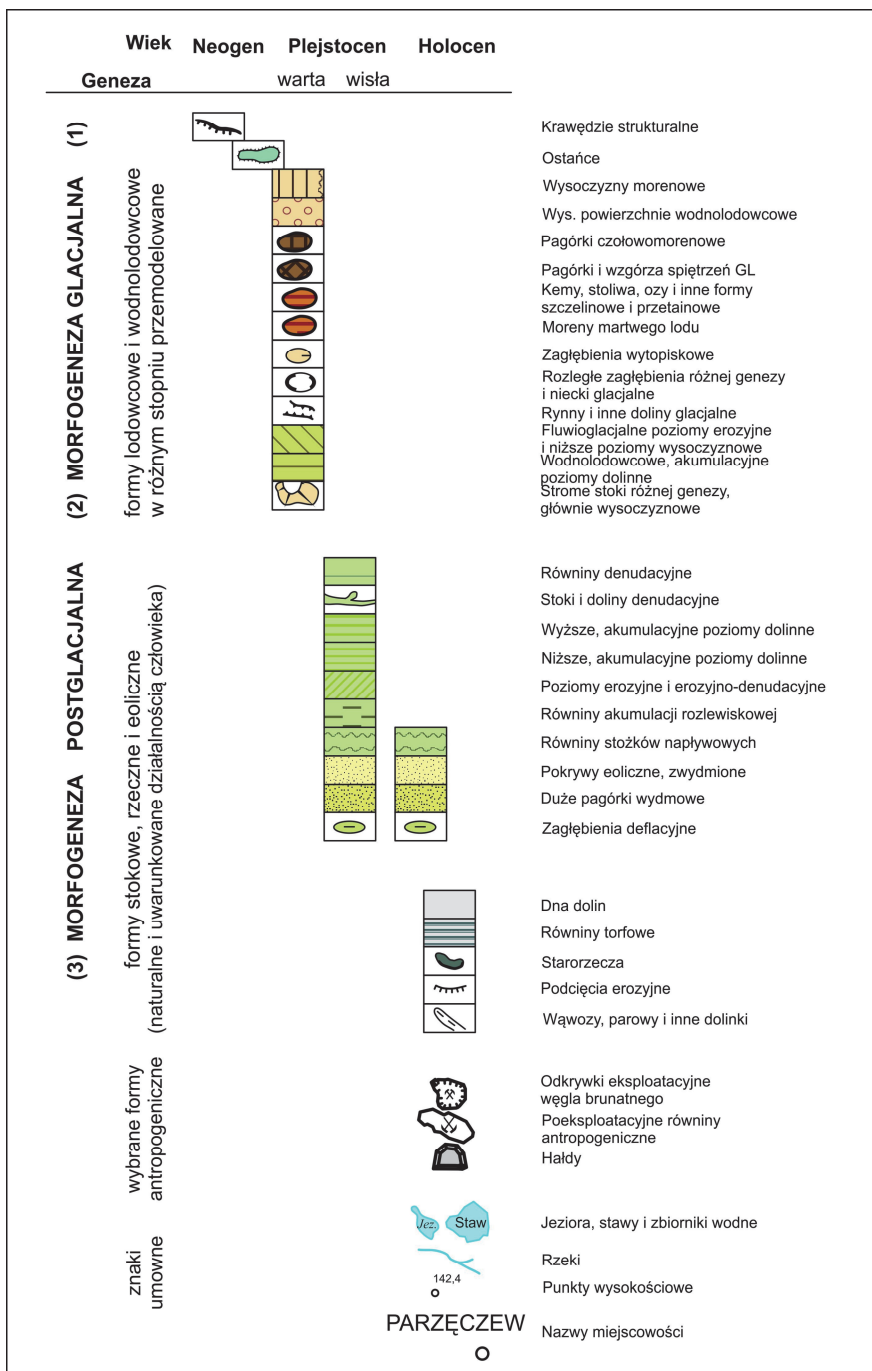
2. NOWE DANE NA TEMAT CECH OSADÓW WYBRANYCH FORM RZEŻBY W STREFACH I–IV

Badania na temat morfogenezy rzeźby obszaru położonego między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem przeprowadzono w 47 stanowiskach (tab. 1; rys. 4). Dobrano je, wykorzystując możliwość wglądu w strukturę osadów dzięki prowadzonym pracom eksploatacyjnym i/lub budowlanym. Inwentarz analizowanych form jest więc w dużym stopniu przypadkowy i z reguły odmienny od tych badanych wcześniej przez różnych geomorfologów oraz geologów czwartorzędu.

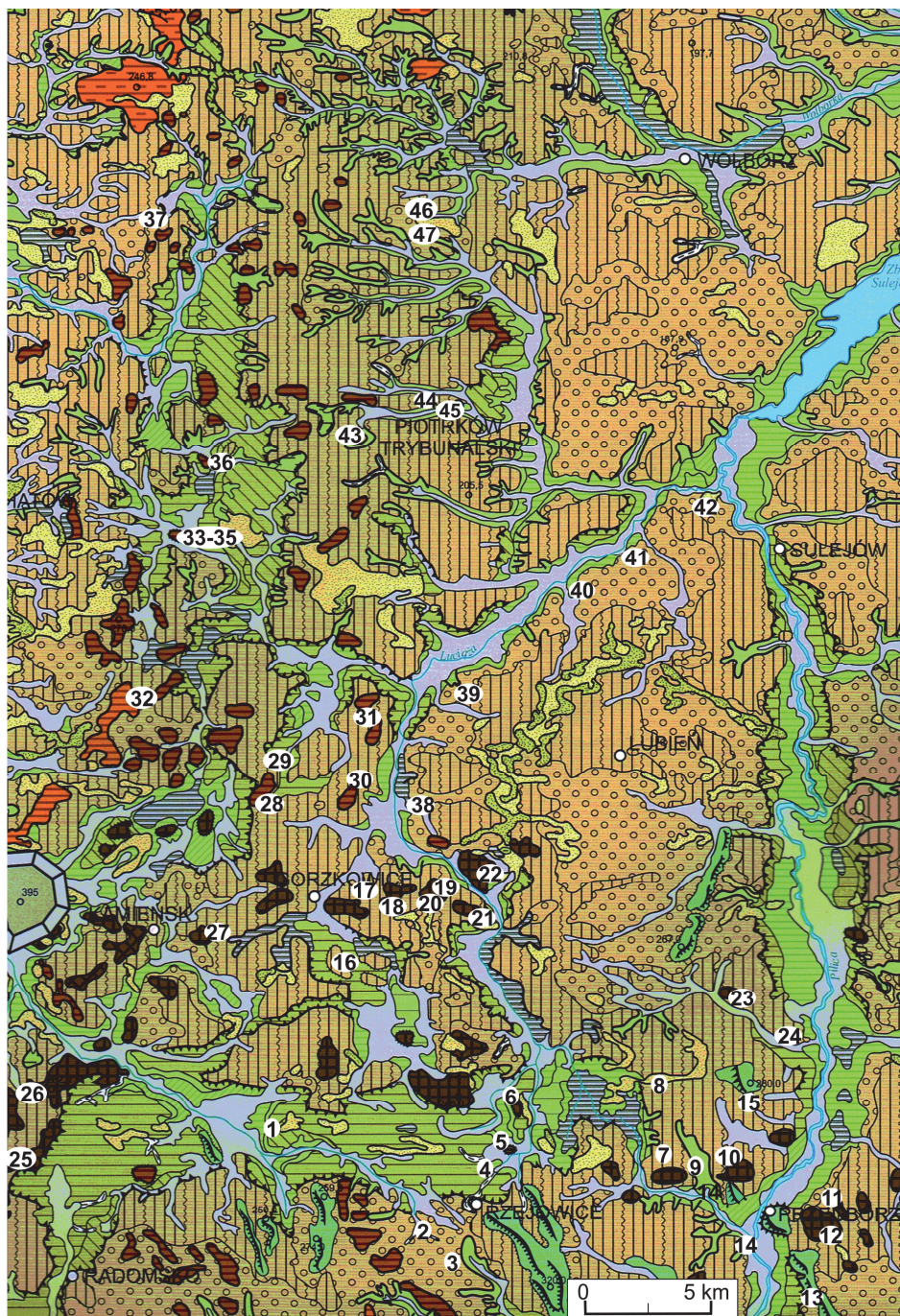
Konieczna jest interpretacja paleogeograficzna w świetle wszystkich uzyskanych wyników. Wyniki badań zrealizowanych w latach 2007–2013 udostępniono w formie bazy danych złożonej z ok. 2500 oznaczeń (Aneks CD, folder 1–5). Pierwszy folder zawiera informacje na temat struktury aneksu, tj.: wykaz (tab. 1) i lokalizację stanowisk (rys. 4), schemat podpisów wykresów i innych ilustracji (rys. 5.A–O) oraz lokalizację stanowisk na tle mapy geomorfologicznej (rys. 6–7). Pozostałe części (folder 2–5) zawierają właściwe wyniki badań zrealizowanych w poszczególnych stanowiskach (lub ich grupach) położonych w strefach I–IV terenu badań.

2.1. Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie (część W), Nizina Nadpilicka (część N) i Grzbiet Przedborski (część E)

W części zachodniej strefy I (rys. 2, 4, 7) udokumentowano stanowiska: 1. **Kuźnica Piaszczyce** (tab. 1; CD 1: opis i część graficzna) położone w rozległym obniżeniu dolinnych ciągnącym się na N od Wzgórz Radomszczańskich, stanowiska, 2. **Malowana Wola** (CD 2) i 3. **Biestrzyków Mały** (CD 2; CD 3; opis i część graficzna) leżące w północnej części Niziny Nadpilickiej na powierzchni sandru okalającego zachodnie stoki Góry Chełmo.



Rys. 6. Objaśnienia do Mapy geomorfologicznej SE regionu łódzkiego (Turkowska 2006 zmieniona)



Rys. 7. Mapa geomorfologiczna obszaru badań (Turkowska2006). Lokalizacja stanowisk 1–47 na mapie geomorfologicznej (tab. 1). Objaśnienia symboli na rys. 6.

W Kuźnicy Piaszczycach spągowa część osadów powstała najpierw na równi zalewowej w warunkach górnego płaskiego dna (KU1), a następnie w subśrodkowisku korytowym (CD 1.B, K) w kanałach międzyodsypowych o niezbyt wysokiej energetyce i dość stabilnej dynamice depozycji (KU2), na co wskazuje średnia średnica ziaren ($Mz > 1 \Phi$), dość dobre wysortowanie i skośność oscylująca wokół zera (patrz aneks: CD 1.F). Osady były prawdopodobnie przemieszczane w wyniku trakcji w korycie (I pole diagramu CM; patrz aneks – CD 1.I, K). Transport odbywał się na południe, przypuszczalnie w kierunku pra-Pilicy (CD 1.B). W trakcie depozycji materiału następowały lokalne epizody erozji i rozmywania osadów złożonych wcześniej. Jak wynika z badań geochrometrycznych, **osady dolnej części (KU1) poziomu dolinnego powstawały ok. 198(1,2) ka** (CD 1.B, O) w piaskodennej roztoce z dobrze rozwiniętymi korytami **w środkowej części sandrów proksymalnych (KU2)**.

Strop jednostki (KU2) został przemodelowany w warunkach peryglacialnych. Osad znalazł się w obrębie warstwy czynnej. Powstały struktury kontrakcji termicznej – kliny lodowe z wtórnym wypełnieniem piaszczystym (CD 1.A, B, D). Istnienie warstwy czynnej dokumentują zmiany w zawartości CaCO_3 (CD 1.H), obecność mikrostruktur przy klinie oraz toczące mułowe znajdujące się na granicy jednostek KU2 i KU3 (CD 1.B). Wielkie wezbranie i kolejna erozja rozpoczęły etap formowania się poziomu pradolinne. Potem nastąpiła akumulacja osadów piaszczystych KU3 na równi zalewowej (IV pole diagramu CM; CD 1.I). Był to osad uformowany głównie z zawiesiny frakcjonalnej w warunkach słabszej dynamiki środowiska (V pole diagramu CM; 1.I), bardziej drobnoziarnisty i zeolizowany (1.G). Transport wodnolodowcowy odbywał się na zachód (107° – 287°), do dorzecza górnej pra-Widawki (CD 1.B, N).

Należy przypuszczać, że górna część osadów w stanowisku Kuźnica (KU3) tworzyła się na równi zalewowej podczas deglacjacji lądolodu warty w czasie recesji na linii Wzgórz Dobryszczyckich. W okolicach Kuźnicy powstawał szlak odpływu marginalnego ku południowemu zachodowi (górnej pra-Widawki). Takie warunki charakteryzują środkowe części sandrów dystalnych, na szlakach odpływu marginalnego. Struktury peryglacialne (CD 1.D) – pseudomorfozy po epigenetycznych klinach mrozowych pokazują wieloetapowość tworzenia się poziomu pradolinne i przetrwałość starszych form. Najpierw powstały poziome sandrowe przed nasunięciem lądolodu warty (KU1), potem uległy zerodowaniu i nadbudowaniu osadami warciańskimi, tworząc poziom glaciomarginalny (CD 1.A; KU2 – poziom starszy; KU3 – poziom młodszy), a następnie w vistulianie zostały rozcięte erozyjnie i przykryte wydhami parabolicznymi (CD 1.A; rys. 7). Jest to forma przetrwała.

Na wschodnich peryferiach Wzgórz Radomszczańskich znajdują się również glacialne formy wypukłe. W okolicach Woli Kotkowskiej, 4–5 km na północ od Kodrąba występuje pojedynczy w tej okolicy pagór morenowy (Wągrowski 1987) z dwoma wierzchołkami (260,2 i 262,9 m n.p.m.). Ze względu na brak wykopów i odkrywek nie można poznać jego budowy wewnętrznej, jednak za jego morenową genezę przemawia obecność w okolicy dużych gławowisk skał skandynawskich.

W północnej części Niziny Nadpilickiej, pomiędzy Radomskiem a Kodrębem, w stanowiskach: 2. Malowana Wola i 3. Biestrzyków Mały (patrz: tab. 1; CD 2–3; część opisowa i graficzna) zbadano osady przykrywające południowe i zachodnie stoki ostańcowej Góry Chełmo do wysokości 245–250 m n.p.m. (CD 2.A). Z analizy struktur sedymentacyjnych wynika, że ich spągowa część powstała w subsródownisku korytowym o wysokiej energetyce (CD 2.K i 3.K). Potwierdzają to cechy teksturalne osadów, np. duże okruchy ziaren piasku i żwiru ($M_z < 1 \Phi$), ich słabe wysortowanie i lekko ujemna skośność (CD 2.F i 3.F).

Po wielkim wezbraniu i związanej z nim erozji nastąpiło złożenie następnej pokrywy żwirowej w środowisku o bardzo zróżnicowanej dynamice. Pochodziły prawdopodobnie z piaskodennej roztoki z dobrze rozwiniętą równią zalewową na powierzchni sandrowej, gdzie depozycja zachodziła w sposób pulsacyjny (Pisarska-Jamroży, Zieliński 2014). Osady przemieszczały się w wyniku trakcji (patrz: CD 2.I, 3.I). Odwodnienie po stronie zachodniej wokół Góry Chełmo odbywało się szlakiem obecnej Biestrzykówki i Strugi na południowy wschód (CD 2.B), do Pilicy. W Biestrzykowie wiek sandru wyznaczono na **115(7,2) ka** (3.O). Taki wynik datowania jest trudny do interpretacji (CD 2.L, 3.L). Warciański wiek osadów tworzących rozpoznane w stanowiskach Malowana Wola i Biestrzyków Mały **sandry zewnętrzne wokół Góry Chełmo** pokazują badania petrograficzne (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2014; CD 2.L, 3.L). Sytuacja morfologiczna (rys. 7), tj. umiejscowienie geomorfologiczne na południowy zachód, na zewnątrz od pagórków glacialnych i otulenie przez osady piaszczysto-żwirowe elewacji podłoża wskazuje raczej na warciański sandr zewnętrzny. Podobny petrograficznie materiał, gdzie przeważają skały krystaliczne (powyżej 65%), występuje także w kopalnym sandrze w Kuźnicy (KU2), na północy, oraz sandrze wewnętrznym w okolicach Rzejowic-Borek (CD 4.L).

Na pograniczu Wzgórz Radomszczańskich i Niziny Nadpilickiej, na północno zachodnim obrzeżeniu Góry Chełmo, na wschód od Kodrąba wybrano trzy stanowiska: 4. **Rzejowice-Borki**, 5. **Huta Przerębska** oraz 6. **Chełczów** (tab. 1; CD 4–6; część opisowa i graficzna). Osady w stanowiskach Rzejowice-Borki

i Huta Przerębska powstawały przede wszystkim w wyniku trakcji (CD 4.I, 5.I), w subśrodowisku korytowym (CD 4.B, K, 5.B, K) o wysokiej energetyce, czego dowodzą duże okruchy ziaren ($Mz < 1 \Phi$), słabe wysortowanie oraz ujemna skośność (CD 4.F, 5.F). Na ich poligeniczność wskazują polimodalne układy krzywych częstości (CD 4.J, 5.J). Osady grubsze występują na przemian z drobniejszymi. Po kolejnych fazach lokalnej erozji i związanych z nią wezbrań nastąpiła akumulacja pokryw żwirowo-piaszczystych na równi zalewowej (CD 4.B, 5.B). Omawiane osady powstały w piascodennej roztoce z rozproszonym, pulsacyjnym, sezonowym odpływem w środkowych częściach sandrów proglacialnych z szerokimi i płytkimi korytami uformowanymi na dobrze rozwiniętej równi zalewowej.

W stanowisku Rzejowice opisano **środkową część sandru proksymalnego** (Wachecka-Kotkowska 2004), a w stanowisku Rzejowice-Borki **górną część sandru proksymalnego** (CD 5.A), **niedaleko od bramy morenowej**. W tym przypadku złożony osad podlegał procesom peryglacialnym (pseudomorfozy; CD 5.D). W stanowisku 5. Huta Przerębska sedymentacja miała burzliwy i dynamiczny charakter w środowisku korytowym, ale wiązała się z epizodem starszym niż kształtowanie się powierzchni sandru, czego dowodzi inne spektrum petrograficzne niż w stanowisku Rzejowice-Borki (CD 4.L, 5.L). Sekwencja odsłaniających się tutaj osadów plejstocénskich przedstawia wydajną akumulację wodnolodowcową w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu. Struktury sedymentacyjne wskazują na utworzenie lokalnego stożka glacialmarginalnego, charakterystycznego dla moren akumulacyjnych (Zieliński 1992; Krzyszkowski, Zieliński 2002). Zakorzenione są na nim pseudomorfozy po epigenetycznych klinach lodowych powstałych tuż po warciańskiej deglacjacji albo podczas vistulianu (Wachecka-Kotkowska 2004).

W stanowisku Chelczów depozycja przebiegała co najmniej w dwóch etapach (Wachecka-Kotkowska 2004), raczej w spokojnym środowisku pozakorytowym, na równi zalewowej. Pseudomorfozy po epigenetycznym klinie lodowym są dowodem na to, że nastąpiła przerwa w sedymentacji. W budowie kemu ujawniono strefę nagromadzenia żelaza, z zakorzenionymi strukturami peryglacialnymi – pseudomorfozami po klinach lodowych (CD 6.D). Udokumentowano w niej istotny wzrost zawartości ziaren okrągłych matowych RM (z 33% do 76%).

W Hucie Przerębskiej powstał **pagórek fluwioglacialny**, a w Chelczowie – **kem na elewacji transwersalnej**, na przedłużonym grzbiecie Góry Chełmo. W obu przypadkach sedymentacja przebiegała dwuetapowo i była przedzielona fazą zaostrenia klimatu. Wzniesienia te otoczone są równiną sandrową i tworzą dziurawy sandr o wysokości 225–245 m n.p.m. (CD 5.A; część opisowa).

Osady budujące wodnolodowcową równinę powstawały w piaskodennej roztoce w korycie z dobrze rozwiniętą równią przykorytową w **środkowej** (Rzejowice) bądź **proksymalnej** (Rzejowice-Borki) **części równiny sandrowej**. Sandry od południa sąsiadują z **terasą kemową** przylegającą do zbocza Góry Chełmo (245–250 m n.p.m., CD 5.A). Odpływ w tej części mógł odbywać się jedynie ku zachodowi, do dorzecza górnej Widawki.

Dalej ku wschodowi, w zachodniej części Grzbietu Przedborskiego, pomiędzy Rzejowicami a Przedborzem występuje zespół zwartych pagórków (rys. 7) o rozciągłości równoleżnikowej i wysokości do 238 m n.p.m., ograniczony od południa północno-wschodnimi stokami Góry Chełmo i Brzustka, a od północy – Bąkową Górą i Majową Górą (rys. 2; CD 7.A). Zespół form glacialmarginalnych na zachód od Przedborza zbadano w stanowiskach 7. **Masłowice** PGR, 8. **Ochotnik**, 9. **Jaskółki-Kalinki** i 10. **Kalinki** (tab. 1; CD 7–10; część opisowa i graficzna). Osady budujące pagórki są zróżnicowane litologiczne (CD 7–10.B.) [(dolna glina (MA1) – żwir z piaskiem (MA2) – piasek (MA3) – glina (MA4) i glina przeobrażona (MA5)]. Podstawowe wskaźniki uziarnienia wskazują na bardzo dynamiczne i zróżnicowane środowisko sedimentacyjne (CD 7–10.F), co potwierdzają także inne parametry, ukazane na wykresach (CD 7–10.J.K). Z diagramów CM wynika, że materiał przemieszczał się w wyniku trakcji w środowisku o dużej aktywności dynamicznej, w którym brakowało sprzyjających warunków do wytrącania rumowiska z zawiesiny (I–II pole diagramu CM; dla ok. 86%–100% próbek CD 7–10.I).

W stanowisku Kalinki (MA3) ujawniono, że osady mogły tworzyć się również niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczonego po dnie (IV pole diagramu CM; dla ok. 13–14% próbek). Krzywe częstości (CD 7–10.J) wykonane dla jednostek MA2–MA4 pokazują ich polimodalność, co można tłumaczyć poligenicznością osadów piaszczysto-żwirowych podścielających glinę. Ten wniosek potwierdzają diagramy zależności (CD 7–10.K). Widoczne na nich trzy proste wskazują na osady powstałe w korycie, w środowisku pozakorytowym i eolicznym (za Mycielską-Dowgiałło 1995; Mycielską-Dowgiałło, Ludwikowską-Kędrzą 2011).

Zupełnie inaczej jest w stanowisku Jaskółki-Kalinki. Tam krzywe częstości dla jednostki MA5 są raczej unimodalne, z drugim nieznacznym pikiem (CD 9.J). Na diagramach zależności (CD 9.K) można je interpretować jako pozakorytowe.

Struktury sedimentacyjne wskazują (CD 7–10.B), że spągowa jednostka osadowa MA2 powstała w subs środowisku pozakorytowym o dość zróżnicowanej energetyce i dynamice, o czym świadczą różne wartości średniej średnicy ziaren, wysortowania i skośności (CD 7–10.F). Wody płynęły tutaj na południe,

zgodnie z nachyleniem terenu, jednak po fazie erozji sytuacja uległa zmianie. Dowodzą tego złożone pokrywy żwirowe i żwirowo-piaszczyste, mające ławice o tafloidalnym pokroju nachylone nie ku północy, ale ku południowi (CD 7–10.B), co sugerowałoby cykliczne składanie w powstałych z zalewów warstwowych krótkich proksymalnych/terminoglacjalnych stożków sandrowych (Pisarska-Jamroży, Zieliński 2014). Klasty bruków erozyjnych są zmatowione i zaokrąglone (CD 7–10.G). Poziom węglanów sięga zera (CD 7–10.H).

W Ochotniku glina bazalna typu *lodgement* być może świadczy o strefie kontaktu lodowego, gdyż brakuje zaburzeń osadów podległych, jakich można by się spodziewać przy przekraczaniu formy (CD 8.B). Wyniki badań osi dłuższych głazików w glinie wskazują, że lądolód napłynął z kierunku północnego – w Ochotniku (359°; CD 8.C), w Kalinkach (4,5°N; CD 9.C). Potwierdzają to powierzchnie ścięć oraz uskoków komplementarnych pod gliną w Kalinkach (CD 9.D). Ostatni, górny człon osadowy to dowód na spływy piaszczysto-diamiktonowe i piaszczyste (MA5), prowadzące do niwelacji zakłębłości na stokach pagórów glacialnych w warunkach paraglacjalnych lub/i peryglacialnych podczas schyłku warty lub w plenivistulianie.

Z danych geochronologicznych (7.O – *ca* 87 ka, 10.O – *ca* 92 ka), petrograficznych glin [CD 7.L, 8.L, 10.L; według Kwapisza (1983) i Wągrowskiego (1987), Czubli, Wacheckiej-Kotkowskiej (2009) w Masłowicach] oraz badań litologicznych/litostratygraficznych w Masłowicach i Ochotniku (CD 7.B, E; 8.B, E) wynika, że mógł to być lądolód warciański, który napłynął w postaci jednego lobu – Rawki, Pilicy i Luciąży; *vide* Turkowska (2006) – z kierunku północnego. Ujawniły to również wyniki badań rys lodowcowych na powierzchni wapieni w stanowisku Dęba (CD 15.D?), orientacji osi dłuższej głazików w glinie bazalnej w Masłowicach (CD 7.C) i Ochotniku (8.C), AMS w Masłowicach (CD 7.N) oraz pośrednio badania mineralogiczne w Masłowicach i Ochotniku (CD 7.M, 8.M), a także wskaźniki petrograficzne glin (Kwapisz 1983; Wągrowski 1987).

Ciągle jeszcze pozostaje do rozwiązania kwestia genezy Kokosiej Góry (240,4 m n.p.m.) – podłużnego wału o orientacji N–S w strefie marginalnej pomiędzy Masłowicami a Przedborzem, określonego na SMGP jako morena czołowa (Kwapisz 1983). Być może jest to oz. Obok niego od zachodu towarzyszy mu forma rynnowatopodobna (rys. 2, 8), wykorzystywana obecnie przez podrzędny ciek.

W części NE Grzbietu Przedborskiego zespół form glacialmarginalnych ciągnie się dalej na wschód od Przedborza. W stanowiskach 11. **Ludwików**, 12. **Miejskie Pola** i 13. **Jablonna** (tab. 1; CD 11, 12, 13; część opisowa i graficzna) udokumentowano budowę form glacialnych położonych w obrębie Pasma

Przedborsko-Małoskiego (tab. 1; rys. 4, 7), zbudowanych z całej gamy osadów luźnych – od mułków piaszczystych (CD 12.E), poprzez piaski (CD 11–13.E), aż po żwiry (CD 11.E; 13.E).

W Jabłonie i Ludwikowie wskaźniki uziarnienia dla jednostek LU1 i LU2 ukazują bardzo dynamiczne, pulsacyjne i zróżnicowane środowisko sedimentacyjne (11.F, 13.F). Z diagramów CM wynika, że osady przemieszczane były w wyniku trakcji w środowisku (o dużej aktywności dynamicznej), w którym brakowało warunków sprzyjających do wytrącania rumowiska z zawiesiny (I, II pole diagramu CM; dla blisko 100% próbek w Ludwikowie i 80% w Jabłonie: CD 11.I, 13.I). W Jabłonie osady mogły tworzyć się niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz toczonego po dnie rumowiska (IV pole diagramu CM; dla ok. 14% próbek). Krzywe częstości – dla LU1 i LU2 – pokazują albo uni- albo polimodalność (CD 13.J), co można tłumaczyć tym, że osady piaszczysto-żwirowe (podścielające glinę) to jednostki poligeniczne, podobnie jak w Masłowicach i Ochotniku. Ten wniosek potwierdzają diagramy zależności (CD 13.K). Trzy proste wskazują na nich osady powstałe w środowisku pozakorytowym i eolicznym (za Mycielską-Dowgiałło 1995; Mycielską-Dowgiałło, Ludwikowską-Kędrzą 2011).

Zupełnie inaczej jest w stanowisku Miejskie Pola. Krzywe częstości dla MP1 i MP2 są unimodalne (CD 12.J), z drugim nieznacznym pikiem. Na diagramach zależności (CD 12.K) można interpretować je jako jednostki pozakorytowe. Osady MA1 i MP2 powstawały w wyniku trakcji w środowisku o dużej aktywności dynamicznej. Brakowało w nim sprzyjających warunków do wytrącania rumowiska z zawiesiny (I pole diagramu CM; 36,6% próbek – CD 12.I). Ponadto piaski formowały się głównie z zawiesiny frakcjonalnej, choć w warunkach słabszej dynamiki środowiska (V pole diagramu CM; 36,6% próbek – CD 12.I). Opisany osad powstawał również z zawiesiny jednoodrodnej w miejscach o obniżonej aktywności dynamicznej (VI–VII pole diagramu CM; 9,09% próbek) oraz z zawiesin jednoodrodnych i pelagicznych (VIII pole diagramu CM; 9,09% próbek).

Struktury sedimentacyjne widoczne na peryferiach strefy marginalnej w Ludwikowie i Jabłonie wskazują (CD 11.B, 13.B), że spągowa jednostka osadowa LU1 powstała w środowisku pozakorytowym o dość zróżnicowanej energetyce i dynamice, czego dowodem są różne średnie średnice ziaren, ich wysortowanie i skośność. Po fazie erozji dynamika środowiska sedimentacji wzrosła. Nastąpiła wówczas depozycja cyklicznie składanych pakietów osadów żwirowych i żwirowo-piaszczystych oraz osadów piaszczystych (LU2). Wody roztopowe płynęły ku południowi w Jabłonie (CD 13.B) i ku północy w Ludwikowie (CD 11.B), zgodnie z lokalnym nachyleniem terenu.

Dochodziło do cyklicznego składania tafloidalnych zestawów warstw w warunkach spokojnego przepływu lub jego zamierania i wytrącania z zawiesiny. Ukształtowała się ponadto rozległa delta o stromych stokach. Faldy futerałowe (CD 12.D) uformowały się na stoku tworzącej się delty, podobnie jak na Pomorzu (Pisarska-Jamroży, Wekwerth 2013). Inne struktury obciążeniowe w szczycie formy powstawały w wyniku wytapiania się płatów martwego lodu zalegającego w obniżeniach podłoża. Łądolód nie przykrył form, gdyż na omawianym obszarze nie ma glin bazalnych typu *lodgement* ani powierzchni ścięć pod gliną (CD 13.B, 13.D). Osady powstały w piaskodennej roztoce ze słabo rozwiniętą strefą korytową, są wykształcone w postaci łukowato ułożonych stożków. Łądolód dotarł do Pasma Przedborsko-Małogoskiego. Sedymentacja miała dynamiczny i cykliczny przebieg. W Miejskich Polach przebiegała spokojnie (CD 13.B, D), czego dowodem są wszystkie struktury o laminacji horyzontalnej, falistej, w bardzo drobnych wielozestawach w środowisku deltowym jezior marginalnych (Shaw, Ashley 1988; Eyles i in. 1989; Winsenman i in. 2007).

Na podstawie danych geochronologicznych (CD 12.O – 77 ka), petrograficznych (CD 11–13.L) oraz innych badań litologicznych (CD 11–13.B, E) należy przypuszczać, że Pasma Przedborsko-Małogoskie w okolicach dzisiejszego Przedborza pokrył łądolód warciański. Potwierdziły to badania petrograficzne (rys. 11) przeprowadzone w Jabłonninie i Ludwikowie (CD 11–13.L), badania AMS w Jabłonninie (CD 13.N), a pośrednio mineralogiczne (CD 11.M, 12.M). Ponadto można zakwestionować bardzo młodą datę 77 ka określoną dla osadów bardzo drobnoziarnistych budujących pagórek glacialny w Miejskich Polach.

W okolicach Przedborza oprócz form wypukłych istnieje różnorodność podłużnych form wklęsłych (CD 14, 15; część opisowa i graficzna). Największą z nich jest biegnąca południkowo (CD 14.A) dolina Pilicy. Teren pomiędzy nią a wzgórzami Pasma Przedborsko-Małogoskiego wyznacza północny skraj Niecki Włoszczowskiej. Utwory kredowe tego pasma częściowo przykrywa płaszcz osadów czwartorzędowych. Falista równina wznosi się 225–235 m n.p.m. Jedyne poza dolinami urozmaicenie krajobrazu wprowadzają wydmy śródlądowe, sięgające nawet do 10 m wysokości. Na południu sieć dolinna jest lepiej rozwinięta po lewej stronie doliny Pilicy niż po jej prawej. Dopływy długości 5–15 km mają układ NW–SE i nawiązują do układu pasma Góry Chełmo i głównej części Grzbietu Przedborskiego. Na północ od Przedborza drugorzędne dolinki połączone z doliną Pilicy są zorientowane W–E lub NWW–SEE (lewostronne), E–W lub SEE–WNW (prawostronne).

Informacje na temat sieci rzecznej na pograniczu wyżyn i nizin, zwłaszcza genezy przełomu Pilicy, można znaleźć w literaturze (Klimek 1966; Kwapisz

1983; Barcicki i in. 1984). Za początek rozwoju rzeźby dolinnej na tym obszarze przyjmowano dotąd okres recesji lądolodu środkowopolskiego odry, prawdopodobnie stadiału maksymalnego(?).

W Przedborzu, przy ul. Częstochowskiej, przy granicy administracyjnej miasta udokumentowano osady budujące poziom dolinny (CD 14.A; część opisowa). Występuje tu wyspa gliniasto-piaszczysta (203,8 m n.p.m.) tworząca kilkunastumetrowej wysokości pagórek o charakterze ostańca erozyjno-denudacyjnego (CD 14.A). Dolina Pilicy ma tutaj łagodne i niewysokie stoki z vistuliańską terasą nadzalewową i niezbyt wyraźnie zaznaczającym się środkowopolskim poziomem pradolinny. Jej dno w najwyższym miejscu osiąga szerokość 400 m (średnio ma 1–2 km szerokości) i znajduje się na wysokości ok. 190 m n.p.m.

Drugim ważnym elementem sieci dolinnej związanej z najstarszymi elementami rzeźby glacialnej jest wklęsła forma, mająca początek na wschód od Ochotnika, w dawnej misie końcowej. Kieruje się na południe i przecina wzgórze czołowomorenowe w okolicach Masłowic, tworząc klasyczną bramę morenową, a następnie skręca na wschód ku Pilicy w okolicach Przedborza (CD 8.A, 9.A). Jej główną cechą są towarzyszące jej rozległe poziomy sandrowe na południe od Masłowic (215 m n.p.m.) i Korytna (Pilicy w poziomy pradolinne pra-Pilicy, zajmujące wschodnią i południowo-wschodnią część Przedborza, zamieniające się przy ujściu do 205 m n.p.m.). Dominacja struktur Sh/SGh i St/SGt w stanowisku Przedbórz (CD 14.B, D) wskazuje na istnienie równi zalewowej piaskodennej rzeki roztokowej. Prawdopodobnie osady powstały na równi przykorytowej doliny marginalnej.

W stanowisku Dęba osady (PIL2) powstały w subśrodowisku pozakorytowym (CD 15.B; część opisowa) o dość wysokiej energetyce, w stabilnych warunkach sedymentacyjnych, na co wskazuje bardzo dobre wysortowanie i zerowa skośność (CD 15.F). Wykresy zależności M_z i δ_1 potwierdzają wniosek (CD 15.K), że są to drobnoziarniste osady wezbraniowe. Z wykresu CM – rangowej oceny dynamiki prądowych środowisk sedymentacyjnych (CD 15.I) – wynika, że 3/4 materiału tworzyło się niedaleko miejsca rozmycia z frakcjonalnej zawiesiny przydennej, reszta przemieszczała się w wyniku trakcji w środowisku o dużej aktywności. Charakter powierzchni wskazuje, że jednostka osadowa powstawała w warunkach peryglacialnych, przy współdziale rzeki i wiatru. Ma cechy jednorodnej pokrywy fluwioperyglacialnej. Struktury sedymentacyjne (dominacja Sh, CD 15.B) świadczą o tym, że tworzyła się w fazie górnego płaskiego dna.

Budowa geologiczna okolic Dęby ujawnia, że na mezozoicznej powierzchni leży gruz skalny, na nim cienka pokrywa osadów piaszczysto-żwirowych, a w stropie jeden horyzont gliny zwałowej. Z przebiegu rys lodowcowych wy-

nika (zakładając, że są to rysy ostatniego lądolodu), że lądolód, który egzarował ten teren, napłynął z NNE i miał dość dużą siłę niszczącą (CD 15.D). Należy zatem przypuszczać, że rysy powstały w ostatnim epizodzie glacialnym, jaki nastąpił na tym terenie – podczas stadiału maksymalnego odry albo warty. Egzaracja mogła doprowadzić też do wyorania i pogłębienia przełęczy Pasma Przedborsko-Małogoskiego.

Najtrudniej zinterpretować wiek formy dolinnej w okolicach Dęby. Prawdopodobnie w formie dolinnej funkcjonowała piaskodenna roztoka peryglacialna z dobrze rozwiniętą równią zalewową (CD 15.B), w której tworzyła się pokrywa fluwioperyglacialna (CD 15.G). Opisywane osady są powszechne w regionie łódzkim i kojarzy się je z osadami vistuliańskimi wypełniającymi doliny denudacyjne (np.: Klatkowa 1964; Kuydowicz-Turkowska 1975; Turkowska 1988). W bliskim sąsiedztwie stanowiska Dęba brak dolinek denudacyjnych. Dopiero prawie 2 km dalej od stanowiska na SMGP w skali 1:50 000 znajduje się kilka dolinek denudacyjnych i wypełniających je osadów deluwialnych. Obniżenie w Dębie, towarzyszące wychodniom skał jurajskich, ma orientację W–E, a pomiary kierunkowe (CD 15.D) wskazują na odpływ ku północy. Być może była to warciańska dolinka odpływu marginalnego, założona na krawędzi wychodni wapieni jurajskich, a potem reaktywowana podczas vistulianu.

W wyniku analizy form i osadów glacialnych I strefy położonych na północnych stokach wyżyn udowodniono warciański wiek powierzchniowych osadów glacialnych. Przedstawiono również osady i formy starsze, przetrwałe – sandr górnej Widawki (st. Kuźnica) oraz cokoły form glacialnych (Chelczów; Wola Przerębska, Ochotnik, Masłowice). Stwierdzono, że strefa marginalna pomiędzy Radomskiem a Przedborzem pochodzi ze stadiału warty (st. Masłowice, Kalinki, Ludwików, Miejskie Pola, Jabłonna, Dęba). Wyniki datowań OSL, wskazujące, że osady w formach glacialnych w Malowanej Woli i Kalinkach tworzyły się we wczesnym vistulianie, są bardzo dyskusyjne. Za warciańskim wiekiem przemawia sytuacja morfologiczna, ciągły horyzont gliny zwałowej, podobne cechy petrograficzne osadów wodnolodowcowych, wskaźniki petrograficzne i TGZ obliczone z glin i osadów wodnolodowcowych. Pośrednimi dowodami mogą być także wyniki pomiarów gładzików w glinie, kierunki rys lodowcowych nawiązujących do osi dłuższych gładzików w sąsiednich stanowiskach, kierunki wyznaczone na podstawie AMS oraz podobne spektrum mineralogiczne.

2.2. Strefa II – Wzgórza Dobryszczyckie

W strefie II zbadano osady i formy w dziewięciu stanowiskach (stanowiska 16–24; tab. 1, rys. 7) położonych w obrębie zwałowego wału Wzgórz Dobryszczyckich lub w jego bliskim sąsiedztwie.

Na południe od Wzgórz Dobryszczyckich na sandrze Prudki leży stanowisko Gertrudów (na tej samej wysokości co pagórki w strefie I i II) (CD 16.A; część opisowa). Obok pagórków w morfologii dominują tereny płaskie, skierowane ku południowi, ku dolinie górnej Widawki. Wykresy zależności parametrów statystycznych ukazują osady korytowe (CD 16.K) (Mycielska-Dowgiałło 1995), a układ polimodalny na wykresach krzywych częstości dla osadów grubszych i jednomodalny dla piasków drobnoziarnistych (CD 16.B, E, J). Na wykresie CM widać, że 72,22% materiału przemieszczało się w wyniku trącenia w środowisku o dużej dynamice. Brakowało w nim sprzyjających warunków do wytrącania rumowiska z zawiesiny (I pole diagramu CM), a pozostałe 27,78% (przede wszystkim utworów drobnoziarnistych) mogło tworzyć się niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczącego po dnie (IV pole diagramu CM – CD 16.I). Struktury sedimentacyjne wskazują, że spągowa część osadów (GE1) tworzyła się w subsródowniku korytowym o wysokiej energetyce (CD 16.B), czego świadectwem są duże okruchy ($M_z < 1 \Phi$), słabe wysortowanie i ujemna skośność (CD 16.F). Środkowa część powstała w odmiennych warunkach sedimentacyjnych. Energetyka środowiska obniżyła się. Piaski drobne powstały na etapie opadania wezbrania, w warunkach słabnącego przepływu. Kolejna erozja i związane z nią wielkie wezbranie zakończyło się złożeniem odsypów poprzecznych w korycie rzecznym, na co wskazują obecne struktury megariplemarków St średniej skali (CD 16.B). Na koniec sedimentacji, w bardzo dynamicznych warunkach utworzyły się odsypy poprzeczne w korycie wraz z depozycją diamiktonów z zalegających i wytapiających się płatów lodu (16.B).

Podobną sytuację morfologiczną autorka znalazła w okolicach Rzejowic i Chelczowa, rozpoznając dziurawy sandr. Na sandrze Prudki występują głębokie rynny, stanowiące szlaki odpływu proglacialnego i skierowane na południe, do górnej pra-Widawki. Z tego okresu pochodzą poziomy marginalne młodsze (Kwapisz 1983; Wągrowski 1987).

Najbardziej wyrazistą formą w strefie II jest wał pomiędzy Gorzkowicami na zachodzie i w Trzepnicy na wschodzie. W jego obrębie opisano budujące osady [w stanowiskach: 17. **Szczepanowice**, 18. **Daniszewice**, 19. **Teklin I** (stara odkrywka), 20. **Teklin II** (nowa odkrywka) i 22. **Kolonia Trzepnica** (tab. 1; CD 17–20, 22; część opisowa i graficzna)], powstające w środowisku dynamicznie

zróznicowanym (CD 17.B–20.B i CD 22.B). Na wykresach rangowej oceny dynamiki środowisk sedymentacyjnych C/M (CD 18.I–20.I, CD 22.I), krzywych częstości (CD 18.J–20.J, CD 22.J) oraz na diagramach zależności parametrów statystycznych dynamiki (CD 18.K–20.K, CD 22.K) widać pewne podobieństwa do dwóch par stanowisk: Teklin II i Kolonia Trzepnica oraz Teklin I i Daniszewice. W pierwszej parze – utwory podlegały przemieszczaniu w wyniku trakcji o dużej aktywności dynamicznej (I segment wykresu C/M – 72,2%, (CD 20.I, CD 22.I), tworząc się niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczzonego po dnie (IV segment wykresu C/M – 27,8%). Wykresy częstości i zależności (CD 20.J, K, CD 22.J, K) ukazują jedno ramię osadów pozakorytowych i drugie, mniejsze, dla tych powstałych w korycie rzeczonym, zgodnie z ideą wysuniętą przez Mycielską-Dowgiałło i Ludwiskowską-Kędziałę (2011). Krzywe częstości wydają się polimodalne i ukazują pik na wysokości piasków średnioziarnistych i dwa dużo mniejsze wychylenia po lewej stronie wykresu (dla frakcji grubszej).

W drugiej parze stanowisk (CD 18.J, CD 19.J) na wykresach częstości widnieją polimodalne krzywe, wskazujące na różne źródła materiału. Diagramy zależności (CD 18.K, CD 19.K) przedstawiają również dwa ramiona odpowiadające głównie osadom pozakorytowym oraz w mniejszym stopniu korytowym i eolicznym. Na wykresach C/M (CD 18.I, CD 19.I) – oprócz reprezentacji I/II (68–82%) i IV (3,3–17,2%) segmentów – opisujących zróznicowaną, ale dynamiczną charakterystykę środowiska, po raz pierwszy pojawia się materiał ulokowany w V segmencie (3,3% w Teklinie I i 13,8% w Daniszewicach). Zatem utwory (mułki piaszczyste leżące w stropie całego kompleksu) formowały się z zawiesiny frakcjonalnej, choć w warunkach słabszej dynamiki środowiska.

Interpretacja struktur sedymentacyjnych (CD 18.B–20.B, CD 22.B) skłania do stwierdzenia, że osady jednostek DA1 i DA2 powstawały w strefie przykorytowej w środowisku o zmiennej dynamice, przy czym energetyka środowiska wzrastała ku stropowi. Ujawnia to większa średnica ziarna, obecność żwirów oraz coraz słabsze wysortowanie. Pomiędzy depozycją jednostek DA1 i DA2 nastąpiło zaostrenie klimatu i zamarznięcie utworów. Dowodzi tego horyzont bruku (CD 18.B–20.B, CD 22.B) składającego się z graniaków, inkorporowane porwaki materiału drobnego, zmniejszenie zawartości CaCO_3 (CD 18.H–20.H, 22.H) oraz większy stopień eolizacji klastów (CD 18.G, CD 20.G, CD 22.G).

Po kolejnej erozji i związanym z nim wielkim wezbraniem nastąpiło złożenie następnej pokrywy żwirowej, a potem piasków oraz drobnych żwirków DA2 (CD 18.B–20.B, CD 22.B). Takie warunki charakteryzują środkowe stożki budujące *end moraines* pomiędzy Gorzkowicami a Trzepnicą. Łądocłód napłynął tu z kierunku północnego, co zmierzono w glinie (DA3) w stanowisku Szczepa-

nowice (17.C). Nie jest wykluczone, że w Trzepnicy i w okolicach Gorzkowic utworzyły się bramy lodowcowe, przekształcone później w bramy morenowe, następnie wykorzystane przez Luciążę i Prudkę. Omawiany wał tworzą te same osady, co formy w strefie I (CD 18.L, CD 19.L, CD 20). W trakcie nierównomiernej deglacji frontalnej na szczycie wzgórz utworzyły się obniżenia. Ujawnił to taki sam skład petrograficzny podłoża i materiału nawianego (CD 18.L, 19.L, 20.L). W glinach górnych również widać ślady działalności procesów peryglacyjnych.

Na południu od Teklina występuje jedna mała, owalna, izolowana forma wypukła w okolicach **Jelicy** i **Grabowca** (CD 21.A; część opisowa). Odsłonięte osady w tym stanowisku są poligenetyczne, co świadczy o ich bi-, a nawet trimodalności (patrz: krzywe częstości, CD 21.J). Utwory przed ich deformacją przemieszczały się w wyniku traktacji w środowisku o dużej dynamice (I pole diagramu C/M – 93,75%; CD 21.I). Materiał drobniejszy (6,25% populacji, IV pole diagramu C/M) powstawały niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesziny przydennej. Z wykresów zależności wynika, że przed ich ostateczną depozycją formowały się w korycie rzeczonym o wysokiej energetyce, na co wskazują duże okruchy ($0 < M_z < 1 \Phi$), słabe wysortowanie i ujemna skośność (CD 21.F). Takie warunki charakteryzują środkowe części sandrów proksymalnych. Obecność struktur deformacyjnych (uskoków i fałdów, CD 21.D) uniemożliwia odtworzenie paleomorfologii.

W stanowisku Jelica-Grabowiec osady, których struktura wskazuje, że jest to **pojedynczy pagórek moreny pchniętej** (*push moraine*), powstawały w piaskodennej roztoce z dobrze rozwiniętą równią zalewową w górnej części sandru Prudki na przedpolu lądolodu warciańskiego, z jego ustabilizowaną krawędzią na linii Gorzkowice–Trzepnica. Świadectwem deglacji frontalnej jest wał morenowy Wzgórz Dobryszczyckich. W części wschodniej Wzgórz Dobryszczyckich sytuacja morfologiczna jest skomplikowana ze względu na georóżnorodność (pagórki ostańcowe mezozoiczne, pagórki morenowe, dolina Pilicy). Zbadano tutaj osady i formy w dwóch stanowiskach Kolonia Ręčno i Zbyłowie (tab. 1; CD 23–24; część opisowa i graficzna).

W stanowisku Kolonia Ręčno pomiędzy dwoma ostańcami na ostro nachylnym stoku (CD 23.A) dochodziło na początku do depozycji utworów drobniejszych w subs środowisku pozakorytowym w stabilnych, ale dość wysokoenergetycznych warunkach (CD 23.B). Spągowa część osadów w stanowisku Zbyłowie powstała w podobnych warunkach sedymentacyjnych (CD 24.B). Świadectwem tego są małe okruchy ziaren ($M_z > 1 \Phi$), ich dobre oraz bardzo dobre wysortowanie, a także ujemna skośność (CD 23.F; CD 24.F).

Po wielkim wezbraniu nastąpiła erozja, a potem doszło do złożenia pokryw żywirowo-piaszczystej (KR1) z dużymi klastami pojedynczych otoczków (CD 23.B). Następny etap sedymentacji wiąże się z istotnym wzmożeniem przepływu, erozją i akumulacją podczas późniejszych wielkich wezbrań pokryw żywirowych (CD 23.B, D) w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu. Osady (KR2) powstały w subśrodowisku pozakorytowym o dość wysokiej energetyce, dowodem na to są żwiry i piaski różnoziarniste (Mz do 2 Phi), ich bardzo słabe wysortowanie i ujemna skośność (CD 23.F). Materiał przemieszczany tylko w wyniku trakcji w środowisku o dużej dynamice, gdy nie dochodziło do wytrącania rumowiska z zawiesiny (100% osadu położone w I polu diagramu C/M – CD 23.I), pochodził z wielu źródeł, co ujawniły krzywe częstości (CD 23.J). Przede wszystkim powstawał w korycie rzecznym lub w jego otoczeniu (CD 23.K). Całość zamyka diamikton żywirowy (KR3), co wskazuje na depozycję w bliskiej strefie czoła lądolodu (CD 23.B).

W Zbyłowicach wyróżniono dwa człony ZB1 oraz ZB2. Tutaj w dolince przez cały czas miała miejsce sedymentacja w subśrodowisku pozakorytowym (CD 24.B), ale w odmiennych warunkach klimatycznych i być może w innym okresie (np. plenivistulianie), na co wskazuje zmatowienie ziarn kwarcowych (CD 24.G). Takie warunki charakteryzują górne części sandrów proksymalnych.

Powyższe cechy korelują z wynikami badań teksturalnych uzyskanych w Zbyłowicach (CD 24.A–K). Z wykresu C/M – rangowej oceny dynamiki prądowych środowisk sedymentacyjnych – wynika, że 82% osadu tworzyło się niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz z rumowiska toczonego po dnie (IV pole diagramu), a 18% uległo przemieszczeniu w wyniku trakcji (I pole diagramu) (CD 24.I). Takie warunki są charakterystyczne dla dolin położonych na sandrach dystalnych, w których procesy eoliczne i wód płynących ze sobą współdziałają. W ten sposób utworzyła się pokrywa fluwioperyglacialna (np. Goździk, Wachecka 1992; Wachecka-Kotkowska 1998, 1999, 2000). Warto zwrócić uwagę na układy unimodalne (w tych samych przedziałach klasowych) osadów na krzywych częstości (CD 24.J) obydwu jednostek sedymentacyjnych ZB1 i ZB2, wskazujące na ich monogeniczność. Co ciekawe, cechy morfoskopowe pozwalają na podział na dwie odrębne jednostki (CD 24.G). Zatem należy zadać pytanie, czy są to różnowiekowe [prewarciańskie (mazowieckie?), warciańskie i vistuliańskie], czy też tylko warciańskie, w których dolna część powstała w wyniku odpływu proglacialnego, a górna – marginalnego/ekstraglacjalnego z przewiania utworów dopiero co złożonych – w warunkach zaostrego klimatu w bliskim sąsiedztwie lądolodu, ale już w strefie peryglacialnej.

Pagórki w okolicach Kolonii Ręčno to prawdopodobnie warciańskie moreny końcowe (*end moraines*) typu A (Krzyszowski, Zieliński 2002) z blisko położonym, skrasowiałym podłożem (typ D według Krzyszowskiego, Zielińskiego 2002; Godlewska, Terpiłowski 2012; Godlewska 2015).

Wyniki badań geologiczno-geomorfologicznych przeprowadzonych w obrębie Wzgórz Dobryszczyckich wskazały, że **wiek form jest warciański, podobnie jak w strefie I** (stanowiska 16–24; tab. 1). Potwierdziły to badania petrograficzne glin w Daniszewicach i osadów fluwioglacjalnych w Teklinie II i Kolonii Trzepnicy. Wzgórza te są nałożone na południowy **skraj rowu Kleszczowa**. Ich trzon tworzą osady starsze niż warciańskie, co potwierdzają ich inne cechy petrograficzne oraz dzielący je poziom peryglacjalny [kliny mrozowe, silna eolizacja osadów, obecność graniaków, odwapnienie (st. Daniszewice, Teklin II)].

Wzgórza Dobryszczyckie być może powstały z oscylacji lądolodu, który wycofał się kilkanaście kilometrów na północ od linii Kodrąb–Przedbórz. Napłynął prawdopodobnie **z kierunku północnego**, na co wskazują wyniki pomiarów ułożenia osi dłuższych głazików w stanowisku Szczepanowice (2°). W wyniku recesji, a następnie dłuższego postoju nastąpiła deglacjacja frontalna. Na linii Gorkowice–Daniszewice–Teklin–Trzepnica uformował się podłużny pagór o strukturze *end moraines*, tworząc jednolity w budowie i zwarty **wał moreny akumulacyjnej**.

W czasie postoju lądolodu wzdłuż Wzgórz Dobryszczyckich dochodziło do **lokalnych oscylacji lądolodu**, czego dowodem jest obecność **pojedynczego pagórka moreny pchniętej** (st. Jelica-Grabowiec). Odpływ wód odbywał się na zewnątrz, dolinami górnej pra-Luciąży, a następnie do górnej pra-Widawki.

Po ustąpieniu lądolodu podczas vistulianu powstał przełom Luciąży przez Wzgórza Dobryszczyckie. W dnie doliny tworzyły się aluwia w warunkach peryglacjalnych (Wachecka-Kotkowska 2004). W częściach kulminacyjnych wzgórz morenowych ok. 20 ka również zachodziły zmiany w rzeźbie. Zeolizowane osady stokowe – piaszczysto-mułkowe, rytmicznie warstwowane wypełniały obniżenia partii szczytowych wzgórz, co pokazano/ujawniono w stanowiskach Daniszewice i Teklin II.

2.3. Strefa III – Wzgórza Radomszczańskie (część NW) i Wysoczyzna Bełchatowska między Radomskiem a Boryszowem

Choć bezsporny jest warciański wiek wysoczyzny glacialnej strefy III, to analiza budowy form glacialnych w świetle postawionego problemu badawczego, dotyczącego zazębienia się lobów warty: zachodniego – Widawki i wschod-

niego – Rawki, Pilicy i Luciąży (patrz rys. 3) jest istotna. Omawiany węzeł interlobalny poddano różnorodnym badaniom specjalistycznym (stanowiska 25–37; patrz tab. 1; CD 25–37; część opisowa i graficzna). Wybrano 15 stanowisk położonych w różnych częściach strefy (rys. 4, 7): wewnątrz (np. Borowa III, Moników, Jasna Górka, Wola Niechcicka Stara, Mąkolice Woźniki i Boryszów) i na zewnątrz (Stobiecko Szlacheckie, Dobryszyce-Malutkie, Kamieńsk PKP, Wilkoszewice i Białocin-Kęszyn).

W okolicach Radomska przeprowadzono badania w dwóch stanowiskach – 25. **Stobiecko Szlacheckie** i 26. **Dobryszyce Malutkie** (tab. 1; CD 25–26; część opisowa i graficzna). W brzeżnej SE części lobu Widawki w okolicach Radomska (CD 25.A) utwory powstawały w subśrodowisku korytowym o bardzo wysokiej energetyce (CD 25.B), co ujawniają duże okruchy ($M_z < 1 \phi$), słabe i skrajnie słabe ich wysortowanie i ujemna skośność (CD 25.F). Oscylacyjny charakter depozycji podkreślają wskaźniki uziarnienia i naprzemienność warstwowania osadów skrajnie grubszych i drobniejszych (CD 25.B, E). Tę poligeniczność widać na wykresach krzywych częstości (CD 25.J). Diagram C/M (CD 25.I) ukazuje przemieszczanie utworów w wyniku trakcji w środowisku o dużej dynamice, gdy nie było sprzyjających warunków do wytrącania rumowiska z zawiesiny (I segment diagramu C/M – 89,65%; II – 6,45%; III – 3,23%; V – 9,57%). Dominowały osady korytowe (CD 25.K), a pozakorytowe zamykały jedynie cykle wezbraniowe. O bardzo wysokiej energetyce środowiska świadczą tłoki głazowe zanurzone w matriksie diamiktonowym (CD 25.D–E), być może w tym przypadku są to indykatory bliskiej obecności czoła lądolodu. Takie warunki charakteryzują nasadę stożka terminoglacjalnego typu A (Krzyszowski, Zieliński 2002) złożonego z dwóch różnych epizodów, o czym świadczy odmienny skład petrograficzny stropu i spągu stożka (CD 25.B, L). Diagramy kołowe dla stanowiska Masłowice (CD 7.L) oraz Stobiecko Szlacheckie (CD 25.L) są niemal identyczne. To mogłoby dowodzić, że istnieje pokrewieństwo zdarzeń w lobie zachodnim – Widawki i wschodnim – Rawki, Pilicy i Luciąży.

Cyklicznie warstwowane żwiry z piaskami tworzyły się na świeżym i stromo nachylonym stoku, właściwie na krawędzi sedymentacyjnej, co potwierdza morfologia. Podobną sytuację – w lobie Sławy Śląskiej w Wielkopolsce – opisał Kasprzak, Kozarski (1984) i Kasprzak (1997, 2003).

Nieco dalej od Stobiecka (2 km na północ w okolicach Białej Góry), w stanowisku Dobryszyce Malutkie (CD 26.A) materiał tworzył się w różnych środowiskach sedymentacyjnych i o zróżnicowanej dynamice. Ich spągowa część powstała w środowisku pozakorytowym (CD 26.B, K), o czym świadczą małe okruchy ($M_z > 3 \phi$), słabe i skrajnie słabe ich wysortowanie i dodatnia

skośność (CD 26.F). Osady spągu pochodzą z zawiesin jednorodnych i pelagicznych w miejscach o obniżonej aktywności dynamicznej środowiska [(CD 26.I; diagram C/M – VI–VIII jego pola – ukazują utwory spągu (VI–VII – 6,67%; VIII – 6,67%)]. Transport odbywał się ku NE (42°; 222°) (CD 26.N). Po fazie erozji doszło do depozycji pokrywy osadów piaszczysto-żwirowych w środowisku pozakorytowym. Z wykresu krzywych częstości wynika, że był to materiał poligeniczny, tworzony w wyniku trakcji w środowisku o dużej dynamice (I segment C/M – 73,33%; II – 6,67%; IX – 6,67%), a potem poddany deformacji i ścięty przez kolejny awans lodowca. Śladem następnej erozji jest pokrywa żwirowo-diamiktonowo-ilasta w lokalnej zakłębłości (CD 26.B, D). Była to glina o cechach *lodgement*, choć złożona na stoku. W obniżeniu powstawała pokrywa utworów pozakorytowych, przykrytych diamiktonem piaszczystym *melt-out till* (CD 26.B). W brzeżnej południowo-wschodniej części lobu Widawki w morfologii widać krawędź sedymentacyjną (CD 25.A; 26A).

W Dobryszycach Małych obserwuje się nieco inny układ form glaciomarginalnych i ich budowy niż w oddalonym o 2 km stanowisku Stobiecko Szlacheckie. Z datowania OSL mułków piaszczystych wynika, że powstały 77 ka (CD 26.O). Uzyskana data „odmładza” wiek osadów warciańskich o ok. 50 ka, a zatem jej interpretacja jest dyskusyjna. Podobne wyniki datowań geochrometrycznych uzyskano na wschodzie w strefie I, w Biestrzykowie (stanowisko nr 3) i w Kalinkach (stanowisko nr 10 – patrz tab. 1). Konsekwentne zbliżanie się czoła lądolodu spowodowało deformację dopiero co usypanych osadów wodnolodowcowych. Reawans odbył się prawdopodobnie z kierunku NW.

Kilka kilometrów na północ od Dobryszyc, w obrębie formy wypukłej o wysokości 232 m n.p.m., na skraju rowu Kleszczowa jest położone stanowisko 27. **Kamieński** (tab. 1; CD 27; część opisowa i graficzna). Na południe od pagóra (1 km) na powierzchni terenu zaznacza się kredowa wychodnia podłoża (Baraniecka 1967, 1971c) o zróżnicowanej budowie – od mułków piaszczystych przez piaski aż do żwirów (CD 27.E). Jej spągowa część (KA2/KA1) powstała w subśrodowisku pozakorytowym w pierwszej fazie sedymentacji lub wręcz przy zamierającym przepływie. Odbywało się to w rozległym basenie, na północ od wychodni podłoża kredowego, czego dowodem są struktury niskoenergetyczne Sr i SFh. Nasuwający się później lądolód, wyegzarował zwietrzelinę i otoczaki z podłoża kredowego, pozostawiając silnie zaburzoną glinę, a zatem trudno odkryć jej pierwotną genezę. Kilka warstw o małych miąższościach, poprzedzielanych smugami lub z rozmyciami piasków oraz jej złupkowacenie może pośrednio świadczyć, że dochodziło do kilku epizodów trakcji i odłożeń (*tractional till*).

Po deglacjacji nastąpiło złożenie warstwy gliny wytopnieniowej *melt-out till*, potem faza erozji i ścięcie osadów gliniastych, a następnie depozycja materiałów różnoziarnistych, korytowych i przykorytowych o wysokiej energetyce (KA3, dolny człon), na co wskazują dość duże okruchy ($M_z < 0$ Phi), skrajnie słabe wysortowanie i ujemna skośność. Kolejna erozja i związane z nią wezbranie rozpoczęło następny cykl sedymentacyjny (KA3, górny człon), zakończony wypełnieniem struktury kanałowej w warunkach dość energetycznych pływów przykorytowych rzeki roztokowej (CD 27.B).

Lodowiec miał ciepły reżim (Jania 1996), na co wskazują deformacje utworów plastycznych w podłożu. O dużej sile nacisku na podłoże i sile deformacyjnej świadczą dwie struktury fałdowe (po kilkanaście metrów) utworzone z osadów jednostki KA1. Najbardziej południowa jej część jest lekko wygięta i wypukła ku południowi, co mogłoby sugerować fałd obalony lub strukturę spływową (CD 27.D). Za tą pierwszą sugestią przemawiają kolejne lekko podgięte złupkowane warstwy diamiktonu i z 10–20-centymetrowymi laminami. Cechuje je wewnętrzna zwartość z widocznymi powierzchniami oddzielności oraz grubsze klasty ułożone równolegle do powierzchni oddzielności. Górny diamikton ma cechy gliny spływowej (*flow-till*; patrz Ruszczyńska-Szenajch 1998). W jego obrębie występują wychylone klasty pod kątem 25–30°. Jednak gdyby były to struktury spływowe, to poszczególne warstwy diamiktonów grubiałby na południu, zgodnie z nachyleniem paleostoku. Tutaj sytuacja jest odwrotna. Złupkowane warstwy diamiktonów na południu, u podstawy stoku są coraz cieńsze. Brak kontynuacji w podłożu poszczególnych warstw diamiktonów (dolna część domniemanego fałdu obalonego) nie pozwala na dokładne jego opracowanie. Bardziej prawdopodobna jej geneza glacitektoniczna niż geneza „grawitacyjna”, spływowa.

Między bryłami martwego lodu istniała sieć piaskodennych rzek roztokowych o migrujących korytach (CD 27.B), gdyż osad powstawał w stabilnych energetycznie warunkach migrujących koryt rzeki roztopowej, na co wskazują megariplemarki i średnie wysortowanie utworu (CD 27.F).

Na południu dochodziło do sedymentacji osadów drobnoziarnistych – wytrąceń z zawiesiny, sporadycznego przepływu skierowanego wachlarzowo ku południowi (27.B). Depozycja miała niskoenergetyczny charakter zamierającego przepływu o charakterze deltowym. Takie warunki opisują sedymentację w glacialimnicznych zbiornikach u czoła lądolodu. W trakcie zamierania brył i cofania się ścian lodowych na samym końcu dochodziło do wytapiania glin i ich płynięcia po stoku. Gliny typu *flow-till* tworzyły się lokalnie na nowo powstałej powierzchni formy.

Pagór w Kamieńsku o orientacji NE–SW jest formą poligeniczną, która swe powstanie zawdzięcza porzeczej elewacji podłoża oraz działalności lądolodów wczesno- i mezoplejstocenijskich. Na północ od Kamieńska aż do Łodzi mamy do czynienia z południkowo rozciągniętym węzłem interloblanym. Rodzaj deformacji, pomiary kierunkowe, inne cechy teksturalne i strukturalne oraz geomorfologia otoczenia potwierdzają hipotezę Turkowskiej (2006) o istnieniu daleko sięgającego lobu wschodniego i jego styku z lobem zachodnim. Dwa wyciśnięte niezależne jądra – obalone, gliniaste na wschodzie i stojące, mułkowo-piaszczyste na zachodzie – ujawniają, że po raz pierwszy doszło do konfluencji lobów lodowcowych z różnych stron. Po raz pierwszy również zanotowano kierunek północno-wschodni napływania warciańskich mas lodowych w obrębie lobu Widawki – rozumianego jako lobu południowopolskiego strefy działoszyńskiej (Krzemiński 1989, 1997; Rdzany 2009).

Trudno rozpoznać etapy tworzenia się pagóra w Kamieńsku. Niełatwo określić, jaką ma budowę wewnętrzną, wiek i genezę. Udokumentowano, że forma składa się z trzech różnowiekowych segmentów utworów glacialnych, wskazuje na to ich różny skład petrograficzny (CD 28.L) oraz wewnętrzna budowa formy. Najstarszy segment to rdzeń (KA1–KA3), trzon silnie zdeformowany, pochodzący prawdopodobnie ze zlodowaceń południowopolskich (gliny san 2?), w pewnej części silnie zeolizowany (peryglacialny?). Potwierdza to litologia (CD 27.E) oraz ujawniają cechy strukturalne (CD 27.B), a także przede wszystkim odmienna petrografia żwirów (CD 27.L). W odkrywcę widać fałd zbudowany z warstw gliny bazalnej (*tractional till*?), na którym znajduje się zdeponowana glina wytopnieniowa (*melt-out till*) (KA1). Nie przeprowadzono jej analizy petrograficznej z powodu braku wystarczającej liczby klastów do badania (> 1300).

Drugi element glacialny (KA4) buduje północny segment pagóra, w którym dominują sylurskie czerwone wapienie paleozoiczne (okres transgresji lądolodu środkowopolskiego stadiau maksymalnego odry?). Ostatni budujący południowy segment formy człon ma typowy pod względem mineralogicznym skład, charakterystyczny dla schyłku warty (KA5–KA6). Zawiera w 3/4 skały krystaliczne oraz piaskowce (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2014).

Następnie powstawał stożek terminoglacialny, zbudowany z osadów glacialimnicznych o laminacji płaskiej i riplemarkowej (KA5). Jednocześnie na obrzeżeniach formy doszło do deglacjacji arealnej. Na utworzonym świeżym stoku zachodziły spływy i zsuwy materiałów starszych, co pokazują deformacje statyczne typu *ice-contact* (KA3). Ostatnim etapem glacialnym było wytopienie się warciańskiej gliny lodowcowej (typu *flow-till*) (KA6) i jej peryglacialne przekształcenia.

Pagór w Kamieńsku jest z pewnością formą poligeniczną, która składa się z wielu różnowiekowych elementów. Rdzany (2009) sygnalizuje, że formy pierwotnie opisywane jako warciańskie mogą mieć w sobie starsze części składowe. W pobliskich Mąkolicach udokumentowano i stwierdzono, że północny segment ostańca moreny martwego lodu zbudowany jest z osadów zlodowaceń środkowopolskich, prawdopodobnie gliny san 2 (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b). Zatem można jednoznacznie określić, że jest to typowy kem typu szczukwińskiego lub Ostrowa? (Klatkova 1972a), tyle że z podwójnym jądrem. Zdaniem autorki pagór jest spiętrzoną moreną albo moreną martwego lodu. Powstał w specyficznych okolicznościach. Prawdopodobnie w okolicach Kamieńska występował południowy „zwornik” węzła interlobalnego, oparty o południowy skraj rowu Kleszczowa. Do tej pory trwają spory na ten temat – czy to jest bardziej kem, czy morena. Na podobne kwestie zwraca uwagę Ewert-Krzemieniewska (2014).

W centralnej części strefy III opisano stanowiska: **Wola Niechcicka Stara, Jasna Górka, Białocin-Kęszyn i Gościnną-Wilkoszewice**. Kilka kilometrów na północ od Kamieńska aż do Rozprzyci ciągnie się pięć równoległych do siebie ciągów pagórków, których osie dłuższe są zorientowane w kierunku SSW–NNE.

Do analiz wybrano cztery stanowiska: Gościnną (Wilkoszewice) i Białocin-Kęszyn, leżące w pierwszym, wschodnim ciągu, oraz dwa stanowiska położone w drugim, kolejnym łuku form marginalnych: Jasną Górkę i Wolę Niechcicką Starą (tab. 1; CD 28–31.A; CD 30.D; część opisowa i graficzna). Ponieważ budowa pagórka w Białocinie-Kęszynie jest podobna do innych form w okolicy, zrezygnowano z prezentacji tego stanowiska. Wyróżnienie czterech stanowisk pozwoliło porównać formy i budowę wewnętrzną pagórów glacialnych położonych na tej samej szerokości geograficznej i oddalonych od siebie zaledwie 3 km.

Piaski, żwiry, sporadycznie gliny i mułki piaszczyste (CD 28–31.B, D, E) budują formy w centrum strefy III. Są to osady o zróżnicowanym wysortowaniu, dodatniej skośności (CD 28–31.F). Wykresy krzywych częstości (CD 28–31.J) wskazują, że materiał budujący pagórki w Gościnniej-Wilkoszewicach (GW1, GW2), Woli Niechcickiej Starej (WNS1), Białocinie-Kęszynie (GW1, GW2) oraz Jasnej Górcie CD WNS1) pochodzi raczej z jednego źródła, z tego samego strumienia lodowego i epizodu glacialnego, zwłaszcza w dwóch pierwszych. Natomiast osady w północnej części pagóra w Woli Niechcickiej Starej (WNS2, WNS3) są poligeniczne z inkorporowanymi, przemarzniętymi pakietami monogenicznego materiału (CD 29.D). Wykresy rangowej oceny dynamiki prądowych środowisk sedymentacyjnych (wykresy C/M – CD 29–30.I) ujawniły, że utwory zostały przemieszczone w wyniku trakcji w środowisku bardzo dynamicznym, gdzie nie dochodziło do wytrącania rumowiska z zawiesiny. W ten

sposób formował się spąg utworów w Gościnnej-Wilkoszewicach (I segment wykresu – 53,85%), stropu osadów w Jasnej Górcie (I segment wykresu – 36,84%; II segment – 5,26%) oraz depozytów budujących północną część formy w Woli Niechcickiej Starej (I segment wykresu – 25%). Na diagramach zależności (CD 28–31.K) widać wyróżnioną linię trendu dla utworów korytowych. Ich powstanie w subsródownisku korytowym o wysokiej energetyce ujawniły duże okruchy ($M_z < 1 \phi$), słabe wysortowanie i ujemna skośność.

Większość opisywanych form powstawała w środowisku o małej dynamice, co ukazują linie trendu na diagramach zależności oraz na wykresie C/M z reprezentacją utworów w IV–V i VI–VII polach tegoż wykresu (CD 28–31.I), które powstawały niedaleko miejsca rozmywania (IV segment) w Gościnnej-Wilkoszewicach (40,15%), w Woli Niechcickiej Starej (20%) i Jasnej Górcie (10,53%) (CD 28–29.I). Formowały się przede wszystkim z zawiesiny frakcjonalnej (V segment – 40% w Woli Niechcickiej Starej; 36,84% w Jasnej Górcie) oraz z zawiesiny jednorodnej (VI–VII segment – 15% w Woli Niechcickiej Starej i 10% w Jasnej Górcie). Średnia średnica ziaren powyżej 2–3 ϕ , słabe wysortowanie i skrajnie dodatnia skośność wskazują, że są to albo osady pozakorytowe powstałe na dystalnej równi zalewowej, albo zbiornikowe. Prawdopodobne powstały w jeziorach glacialnych pomiędzy bryłami martwego lodu ze słabym przepływem lub stagnującymi wodami. Do dostawy dochodziło jedynie w okresie lata, podczas topnienia brył martwego lodu. Utwory powstałe w takich warunkach tworzą kemę glacialimniczną (Baraniecka 1969; Klatkowa 1972a; Brodzikowski, van Loon 1991; Brodzikowski 1993; Rdzany 2009).

O ile pagór w Jasnej Górcie można nazwać klasycznym kemem, o tyle istnieje problem z genetycznym zaklasyfikowaniem form w Gościnnej-Wilkoszewicach i Woli Niechcickiej Starej. Pagór w Woli Niechcickiej Starej zawiera co najmniej dwa różne elementy, które wskazują, że jest formą pośrednią pomiędzy kemem (część południowa formy) a moreną końcową z elementami pchnięcia, chociaż Rdzany (2009) rozpatruje go jako pagórek glacialmarginalny o strukturze stożka wodnolodowcowego (Ashley i in. 1991) kształtowanego przez koryta o dużym spadku. Ten słuszny poniekąd wniosek został wyprowadzony na podstawie badań małego wycinka ściany w środkowej części północnego stoku na północ od diapiiru żwirowego. Interpretacja wyników badań teksturalnych sugeruje bardziej stagnację wód i wytrącanie osadów z zawiesiny niż wysokoenergetyczne przepływy po stromym stoku.

W wyniku dalszej eksploatacji piasku i żwiru odsłoniły się kolejne ściany, które wskazały, że północną część raczej należało by kojarzyć ze stożkami typu A (Krzyszowski, Zieliński 2002), zdeformowanymi w wyniku nacisków lądolodu od strony NNE. Pośrednio mamy tutaj dowód, że masy lodowcowe nacierały nie

tylko ze strony NW (łob Widawki), ale również od strony NE (łob Rawki, Pilicy i Luciąży).

Jeszcze trudniej opisać formę w Gościnnej-Wikoszewicach. Być może jest to forma szczelinowa, kemowa – z wyciśniętym jądrem typu Ostrowa – w rozumieniu Klatkowej (1972a). Tu jednak jądro nie jest gliniaste, plastyczne, ale zbudowane z dobrze przepuszczalnych żwirów i piasków. Stożące i wychodzące w powietrze warstwy wskazują na boczne naciski lądolodu z kierunku północno-wschodniego. Piaszczysty matriks i jądro, a raczej diapir, pochodzą z tego samego epizodu glacialnego (strumienia lodowego), co potwierdzają wyniki analiz petrograficznych i mineralogicznych. Zdaniem autorki jest to morena końcowa z wyciśniętym jądrem/diapirem, ukształtowana w wyniku reawansu tego samego lodowca z kierunku NNE (z łobu Rawki, Pilicy i Luciąży). Taka interpretacja tłumaczy deformacje osadów glacialnych na północnym stoku formy w Woli Niechcickiej Starej, położonej na tej samej szerokości geograficznej co pagórek w Gościnnej-Wilkoszewicach.

Dalej na zachód, w kierunku Bełchatowa, w osi garbu łódzkiego rysuje się najwyższy kompleks form glacialnych w Polsce Środkowej, tzw. zespół Borowej Góry (tab. 1, CD 32; część opisowa i graficzna), w którym udokumentowano osady (CD 32.B, D) w dwóch stanowiskach **Borowa III** i **Moników** (tab. 1). Jest to największy kem w regionie, dość dobrze przebadany. Ale ze względu na postawioną hipotezę w niniejszej pracy jest uzasadnione po raz kolejny dokonać szczegółowych badań we wschodniej (Borowa III) i północnej (Moników) części tej formy.

Wyniki badań pokazały, że materiał budujący centralną część wzniesienia (piaski i piaski żwirowe) powstawał w środowisku zróżnicowanym dynamicznie (BOR1, CD 32.B, E). Na wykresach rangowej oceny dynamiki środowisk sedimentacyjnych C/M (CD 32.I), krzywych częstości (CD 32.J) oraz na diagramach zależności parametrów statystycznych dynamiki (CD 32.K) to zróżnicowanie jest widoczne. Utwory budujące trzon formy były przemieszczane w wyniku trakcji o dużej aktywności dynamicznej [I segment wykresu C/M – 55,56%; II segment – 11,11%; III segment – 22,22% (CD 32.I)]. Natomiast materiał budujący wschodnią część formy (BOR3) tworzył się niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczącego po dnie (IV segment wykresu C/M – 11,11%). Potwierdzają to wykresy częstości i zależności (CD 32.J, K), na których widać ramię osadów pozakorytowych. Krzywe częstości (CD 32.K), wydają się polimodalne, to świadczy o różnym pochodzeniu genetycznym osadów.

Cechy petrograficzne i mineralogiczne (CD 32.M, L) wskazują, że część wschodnia pagóra powstawała w dwóch etapach. Dolną część budują wapienie

paleozoiczne i skały krystaliczne, a górną – głównie skały krystaliczne i piaszczowce. Interpretacja struktur sedimentacyjnych (CD 32.B) wskazuje, że powstawały w strefie przykorytowej w środowisku o zmiennej dynamice. Ujawnia to zróżnicowana średnia średnica ziaren ($-1 < Mz < 5$; 32.F) i coraz słabsze wysortowanie (CD 32.F).

Takie warunki charakteryzują środkowe stożki budujące *end moraines*. Po sedimentacji utworów wodnolodowcowych nastąpiła kolejna erozja i związane z nią wielkie wezbranie. Po nim doszło do złożenia na stoku wschodnim następnej pokrywy mułków-piaszczystych, zdeformowanych w spągu (BOR2), a potem diamiktonów (BOR3) (CD 32.B, D). Osady jednostki BOR2 zostały zdeponowane w obniżeniu na stoku, w klimacie peryglacjalnym, na co wskazuje silna eolizacja osadów rytmicznie warstwowych (CD 32.G) i redukcja węglanu wapnia do zera (CD 32.H). Prawdopodobnie w trakcie nierównomiernej deglacjacji arealnej w brzeżnej części lądolodu pomiędzy dwoma bryłami martwego lodu, na styku zanikających lobów nastąpiła sedimentacja zbiornikowa, ale z delikatnym awansem ze strony wschodniej, wskazując na to drobne ścięte mikrofałdy (CD 32.D). Pomiary AMS w strefie utworów niezaburzonych ujawniły, że transport odbywał się $30^\circ(210^\circ)$ (CD 32.N). Materiał wydатовano metodą OSL. Wynik tego datowania wskazuje na **63,1 (4,3)ka** (CD 32.O).

Następnie doszło do awansu lądolodu i przykrycia osadów jednostek BOR1 i BOR2. Możliwe, że diamikton jednostki BOR3 powstał w vistulianie w wyniku procesów stokowych (np. kongeliflukcji) na stromym stoku formy glacialnej (CD 32.A), a potem został zdenudowany i podcięty erozyjne od strony wschodniej i południowej (CD 32.A).

Omawiany zespół Borowej Góry jest zbudowany z tego samego materiału (32.L, M), co formy w okolicach Radomska (st. Stobiecko Szlacheckie, Dobryszyce Malutkie; 25–26.L, M).

Ponieważ kolejna analizowana forma – pagór w **Mąkolicach** (tab. 1; CD 33–35; część opisowa i graficzna) – została już opisana (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b), autorka ograniczy się do podania nowych, dotąd niepublikowanych danych na temat paleogeografii obszaru. Dla osadów wodnolodowcowych uzyskano datę **143 ka**, a dla mułów wypełniających południowe zagłębienie pagóra – **15 ka**. Pierwszy wynik dokładnie wpisuje się w krzywą Colleonego (2009), na której dla przedziału 143–145 ka występuje ostre załamanie krzywej temperaturowej, wskazującej na zlodowacenie. To rzuca nowe światło i precyzuje moment transgresji i deglacjacji na garbie łódzkim oraz uściśla czas przekształceń postglacjalnych obniżen na stoku glacialnym.

Ostatnie stanowiska w **Woźnikach** (CD 36) i **Boryszowie** (CD 37), podobnie jak stanowisko w Mąkolicach, są położone na dziale wodnym I rzędu. Badania

wykonane wskazują na klasyczne kemy (36.A), składające się z co najmniej dwóch członów piaszczystych (WO1 i WO2), przykrytych gliną spływową (WO3). Kierunki upadów warstw wskazują na depozycję ku środkowi formy. Niniejsze badania potwierdzają sugestie Klatkowej (1972a) o depozycji pod bryłą lodową. Potwierdzeniem tego są wszechobecne drobne struktury glaciostatyczne. Na uwagę zasługują horyzonty erozyjne pomiędzy WO1 a WO2 (CD 36.B, 37.B), podkreślające dwudzielność, obecność graniaków oraz drobne deformacje nieciągłe (CD 36D, 37D). Cechy petrograficzne, morfoskopowe i inne teksturalne osadów wodnolodowcowych wskazują na podobieństwo do innych (np. Jasnej Górki, Gościnniej-Wilkoszewice), są bliźniaczo podobne. Charakterystyczne dla badanych osadów jest glina WO3 w Boryszowie, która podlegała kongeliflukcji (37.B, D).

Na obszarze pomiędzy Radomskiem a Boryszowem wykonano badania, które odpowiadały na pytania dotyczące **kontaktu między lobem wschodnim oraz zachodnim, formowania się węzła interlobalnego między Kamieńskiem a Łodzią** (stanowiska 27–37; tab. 1; CD 27–37; część opisowa i graficzna). W okolicach Radomska w dwóch etapach glacialnych powstały krawędzie sedymentacyjne (st. Stobiecko Szlacheckie i Dobryszyce Malutkie). Południowy horst rowu Kleszczowa wymusił postój lądolodu napływającego z kierunku NW i SE. Miejsce styku dwóch lobów w okolicach Kamieńska oddzielało strefę proglacialną od intraglacialnej.

Na elewacji podłużnej (półwyspu wyżynnego i występujących w nim zakłębłości) spotkały się dwa loby lodowcowe. Wyniesienie podłoża wymusiło postój lądolodu napływającego z dwóch stron. Nastąpiło spotkanie obydwu lobów i ich arealne zamieranie. Szczeliny zostały założone w zakłębłościach podłoża. Powstawały kemy (Borowa Góra, Jasna Górka, Wola Niechcicka Stara, Białocin-Kęszyn, Woźniki, Boryszów) oraz moreny martwego lodu ze strukturami wyciśniętych jąder (Kamieńsk, Wilkoszewice, Mąkolice). Przebieg glacji nie był synchroniczny, co ujawniły cechy strukturalne, formowanie się szlaków odpływu (dolina Bogdanowa w Mąkolicach). We wszystkich badanych formach dostrzeżono co najmniej dwa etapy tworzenia się pagórków glacialnych. Świadczą o tym struktury sedymentacyjne, petrograficzne zróżnicowanie stropu i spągu form z występującym horyzontem podkreślonym albo poziomem erozyjnym, albo zeolizowanym horyzontem bez węglanu wapnia (poziom wietrzeniowy?), czasami podkreślonym nagromadzeniem związków żelaza.

Ułożenie osi morfologicznych w dwóch kierunkach NNE/SSW i NNW/SSE (np. w Woli Niechcickiej Starej) wskazuje, że napływ mas lodowcowych odbywał się z lobu wschodniego (Pilicy i Łuciąży) oraz zachodniego (Widawki).

Po ustąpieniu lądolodu nastąpiły **przekształcenia postglacjalne** udokumentowane w stanowiskach **Borowa, Mąkolice, Woźniki i Boryszów**, na stokach wzgórz. Wynikały z morfogenetycznej działalności wód płynących i wiatru oraz procesów erozyjno-denudacyjnych, częściowo były opracowane (Wachecka-Kotkowska 2012a, b), część czeka na opracowanie. Wszystkie stanowiska zbadane w III strefie są zlokalizowane w dużych żwirowniach, w których od zeszłego stulecia eksploatuje się kruszywo, i w wyniku tej działalności człowieka formy glacialne są silnie przekształcane.

2.4. Strefa IV – Równina Piotrkowska

Na Równinie Piotrkowskiej w IV strefie do badań wybrano stanowiska w położeniu dolinnym (**Mierzyn, Rajsko, Łazy Dąbrowa, Kłudzice Nowe, Polanka**) (stanowiska 38–42, tab. 1; CD 38–42; część opisowa i graficzna) oraz wysoczyznowym (**Roksyce, Piotrków Trybunalski: Focus Mall i ul. Kobyleckiego, Lewkówka I i Lewkówka III**) (stanowiska 43–47, tab. 1; CD 43–47; część opisowa i graficzna). Stanowiska dolinne, oprócz stanowiska Rajsko, były już opisane (Wachecka-Kotkowska 2004), w związku z tym zasygnalizowano tylko nowe wyniki (tab. 1).

O ile powierzchnię wysoczyzny Równiny Piotrkowskiej tworzą cztery jednostki litologiczne (głina PT1, piasek wodnolodowcowy PT2, piasek i żwir wodnolodowcowy PT3 i glina PT4 – por. CD 43–47; część opisowa i graficzna), o tyle w systemach dolinnych budowa geologiczna jest bardziej skomplikowana. Do analiz wybrano stanowiska położone w dolinie dolnej Łuciąży poniżej Cieszanowic i na jej skraju w różnych miejscach – od północnych rubieży Wzgórz Dobryszczyckich (stanowisko 38. Mierzyn; tab. 1, CD 38; część opisowa i graficzna) aż po ujście do Pilicy (stanowisko 42. Polanka; tab. 1; CD 42; część opisowa i graficzna). Dolina dolnej Łuciąży była przedmiotem wcześniejszych publikacji autorki (m.in. Wachecka-Kotkowska 1996, 2004, 2006). W niniejszym podrozdziale zostaną przedstawione wyniki dodatkowych badań, uzupełniających obraz paleogeograficzny obszaru. Składa się ona z dwóch części: z szerokiego, łukowato wygiętego odcinka poniżej Cieszanowic (w obrębie doliny Niechcic) i krótkiego, równoleżnikowego odcinka poniżej Kłudzic (odcinek wąskiej, kopalnej doliny Włodzimierzowa).

Badania petrograficzne glin na skraju wysoczyzny i doliny pokazały, że wysoczyznę w Łazach-Dąbrowie budują gliny warciańskie (rys. 11). Pomiedzy bryłami lodu a krawędzią gliniastej wysoczyzny powstał rozległy, choć nieciągły sandr wewnętrzny (Baraniecka 1969), schodzący z wysoczyzny do doliny

(poziom dolinny IV?). Jest to tzw. górny fluwiogłaciał kompleksu zlodowaceń środkowopolskich; obecny w marginalnych partiach doliny – Pilicy i Luciąży.

Osady budujące III poziom pradolinny powstały w subśrodowisku korytowym lub przykorytowym o dość dużej energetyce, w miarę stabilnych warunkach sedimentacji, co ujawniają średniej wielkości okruchy ($1 < M_z < 3 \Phi$), dość dobre wysortowanie i dodatnia skośność (Wachecka-Kotkowska 2004). Faza erozji i związane z nią wielkie wezbranie zakończyło się powstaniem pokrywy żwirowej (CD 38.A, D). Być może był to efekt zaostrzenia klimatu (CD 38.G). Po erozji dalej powstawał osad w strefie przykorytovej. Niewielka szerokość doliny ograniczonej stokami glacialnymi spowodowała, że rzeka wykorzystywała szeroki pas pomiędzy Cieszanowicami a Rozprzą. Materiał na tym odcinku był dostarczany z południa (st. Mierzyn, Rajsko), ze Wzgórz Dobrych (CD 39.L *versus* 21.L).

Inaczej było na wschód od Rozprzy, w segmencie ujściowym. Dopływ Bogdanówki zmienił źródło osadów. Poniżej Dąbrówki, Kłudzie i Polanki z kierunku zachodniego był dostarczany materiał sprzed lobu Widawki, o czym świadczą ich inne cechy petrograficzne (CD 42.L; dominacja skał krystalicznych) i skład mineralogiczny (CD 42.M).

Oczywiste jest jednak, że zrekonstruowany rozwój doliny wpisuje się w tematykę niniejszego opracowania, przede wszystkim w zakresie postaglacialnego przemodelowania rzeźby glacialnej przez morfogenezę w warunkach peryglacialnych i umiarkowanych, a także w wyniku działalności człowieka. Na obszarze wysoczyzny morenowej w stanowiskach 43–47 (tab. 1) wskaźniki uziarnienia wskazują na dość dynamiczne i zróżnicowane warunki sedimentacyjne. Potwierdzają to inne parametry, co widać na wykresach (CD 44.F, I–K i CD 46.F, I–K). Z diagramów CM wynika (CD 46.I), że osady były przemieszczane w wyniku trakcji w środowisku o dużej dynamice, w którym brakowało sprzyjających warunków do wytrącania rumowiska z zawiesiny [I, II pole diagramu CM; dla 100% próbek w Piotrkowie, 52,38% (CD 44.I) w Lewkówce I (CD 46.I)]. Badania w stanowisku Lewkówka I ujawniły ponadto, że osady mogły tworzyć się również niedaleko miejsca rozmywania z frakcjonalnej zawiesiny przydennej oraz rumowiska toczonego po dnie (IV pole diagramu CM; dla ok. 38,1% próbek), a także wskutek formowania się z zawiesiny frakcjonalnej w środowisku o słabszej dynamice (V pole diagramu CM; dla ok. 9,52% próbek jednostki PT2). Krzywe częstości wykonane dla jednostek PT2–PT3 (CD 44.J) pokazują polimodalność dla zróżnicowanych genetycznie osadów – grubszych i drobniejszych o względnej uni- lub bimodalności. Na diagramach zależności (CD 44.K) widać, że powstały głównie w środowisku pozakorytowym (za Mycielską-Dowgiałło 1995; Mycielską-Dowgiałło, Ludwikowską-Kędzią 2011).

Struktury sedimentacyjne wskazują, że osady jednostki PT1 powstawały w bliskim sąsiedztwie lądolodu (CD 44.B, CD 46.B). Natomiast spągowa jednostka osadowa PT2 pochodzi głównie z subsródowniska pozakorytowego ze słabo rozwiniętymi i płytkimi korytami rozprowadzającymi o dość zmiennej, ale stosunkowo stabilnej energetyce i dynamice środowiska, co ujawnia zróżnicowanie średniej średnicy ziaren ($1 > Mz > 4 \Phi$), dobre wysortowanie oraz dodatnia i zerowa skośność (CD 44.F).

Obok osadów w zbiornikach ze słabym przepływem powstawały też osady korytowe. Wody płynęły ku południowemu wschodowi (CD 46.B), na przedpolu lądolodu. Następowало cykliczne składanie kolejnych warstw o tafloidalnym pokroju powstałych z zalewów warstwowych (CD 46.B, CD 47.B), rozcinanych przez płytkie koryta. Całość tworzyła krótkie, proglacialne stożki sandrowe (CD 46.B, D, 47.B, D). Warunki wyżej opisane opisują dolne (PT2), a następnie środkowe części (PT3) sandrów proksymalnych, pochodzących z fazy transgresji lądolodu. Następnie lądolód przykrył stożki złożone w okresie transgresji, stąd powstała glina bazalna typu *lodgement* (PT4). Z badań ułożenia głazików (CD 43.C, 44.C) oraz obecności powierzchni ścięć pod gliną wynika (CD 43.B, 44.C), że masy lodowe napłynęły z kierunku N, NNE zgodnie z kierunkiem doliny kopalnej Niechcic i Włodzimierzowa, na linii dolnej Łuciąży (Wachecka-Kotkowska 2004) i następnie przykryły powierzchnię, tworząc Równinę Piotrkowską. W Piotrkowie i Lewkówce występuje warstwa deformacyjna i żwiry oraz zlicowane głązy. Natomiast w Rokszycach być może istniała strefa kontaktu lodowego, gdyż nie ma zaburzeń osadów podległych (CD 43.D), jakich można by się spodziewać przy przekraczaniu formy. Po ustąpieniu lądolodu gliny zwałowe na powierzchni zostały przekształcone przez procesy mrozowe w warunkach peryglacialnych (CD 44.D, CD 47.D).

Badania orientacji osi dłuższej głazików w glinie w Rokszycach, w Piotrkowie i Lewkówce, a także pośrednio wyniki badań petrograficznych [zawartość łupków paleozoicznych (w stanowisku Lewkówka I; CD 46.L, CD 47.L)] pokazują, że masy lodowcowe dotarły tu z północy i północnego wschodu. Jest to dowód na istnienie w obrębie lobu wschodniego, lobu Rawki, części określanej jako lob Pilicy i Łuciąży.

Jaki jest zatem wiek i geneza sandru Karlina? Sandr ten został przykryty warstwą gliny warciańskiej. To znaczy, że jest to forma kopalna. Nie powstał, jak dowodziła Kłatkowa (1972a, 1992) i Krzemiński (1997), na zewnątrz lobu zachodniego – Widawki, w strefie ekstraglacialnej warty. Tworzył się dużo wcześniej jako paleosandr z osadów o proveniencji ENE, co ujawnia obecność łupków paleozoicznych w osadzie naniesionym od strony NE, pochodzącym z wychodni na wschodzie Bałtyku.

Paleosandr powstawał podczas dwóch epizodów (PT2 i PT3). Pierwsza, dolna część (PT2), może być wiązana ze stadią maksymalnym zlodowacenia odry (220 ka). Drugą, górną część należy skorelować z okresem, gdy został usypany przed czołem lądolodu warciańskiego, w bliskiej strefie proglacjalnej. Potwierdzeniem mogą być tu daty ok. 145 ka uzyskane przez Wachecką-Kotkowską i Olszaka (2009). W trakcie tworzenia się paleosandru zmieniały się warunki klimatyczne, czego efektem jest pierwsza (pomiędzy jednostkami PT2 i PT3) generacja struktur peryglacjalnych. Przed czołem nasuwającego się ostatniego lądolodu, w wyniku zaostrenia klimatu, nowo powstałe osady wodnolodowcowe ulegały kontrakcji termicznej. Pojawiła się kolejna, druga generacja struktur peryglacjalnych (pomiędzy jednostkami PT3 i PT4), czyli kliny epigenetyczne oraz inwolucje w stropie sandrów wodnolodowcowych w Piotrkowie (Focus Mall) i Lewkówce.

Trzecia generacja/horyzont klinów występuje w warstwie powierzchniowej gliny warciańskiej (Piotrków Trybunalski, Focus Mall). Wykształciła się na niej sieć regularnych poligonów, która mogła powstać zarówno u schyłku warty, jak i w vistulianie. W fazie kataglacjalnej doszło także do rozcięcia wysoczyzny i utworzenia się sieci dolinnej. Wysoczyzna podczas vistulianu była rozcinana, a doliny i zagłębienia w niej zostały wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi. Analizując rzeźbę (rys. 2) w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego, należy zwrócić uwagę na detrytyczny układ suchych dolin nawiązujących do doliny Strawy – lewostronnego dopływu Luciąży. W vistulianie powierzchnia w niektórych miejscach została pokryta osadami eolicznymi w postaci wydymów śródlądowych i pokryw eolicznych (Wachecka-Kotkowska 2004).

W ostatniej, IV strefie zbadano **przetrwłość form glacialnych (sandr Karlina; st. Lewkówka I i III) i wskazano kierunki transportu lodowego z północnego wschodu** (st. Rokszyce, Piotrków Trybunalski: Focus Mall i ul. Kobyłeckiego – tab. 1; CD 43–47; część opisowa i graficzna) oraz przebieg sedimentacji przed **nasunięciem lądolodu i rolę kopalnych dolin** (stanowiska dolinne) podczas transgresji i recesji lądolodu. Wyjaśniono, że odpływ odbywał się wewnątrz lądolodu (dolina intraglacjalną Luciąży poniżej Cieszanowic), a następnie doliną marginalną Luciąży poniżej Rozprzys-Kłudzie. Świadczą o tym różne cechy petrograficzne poziomu dolinnego III (st. dolinne: Łazy-Dąbrowa, Kłudzie, Polanka). Na zakończenie przedstawiono **przekształcenia postglacjalne** w częściach dolinnych i wysoczyznowych oraz wskazano na istnienie trzech horyzontów struktur peryglacjalnych (dwóch środkowopolskich i vistuliańskiego).

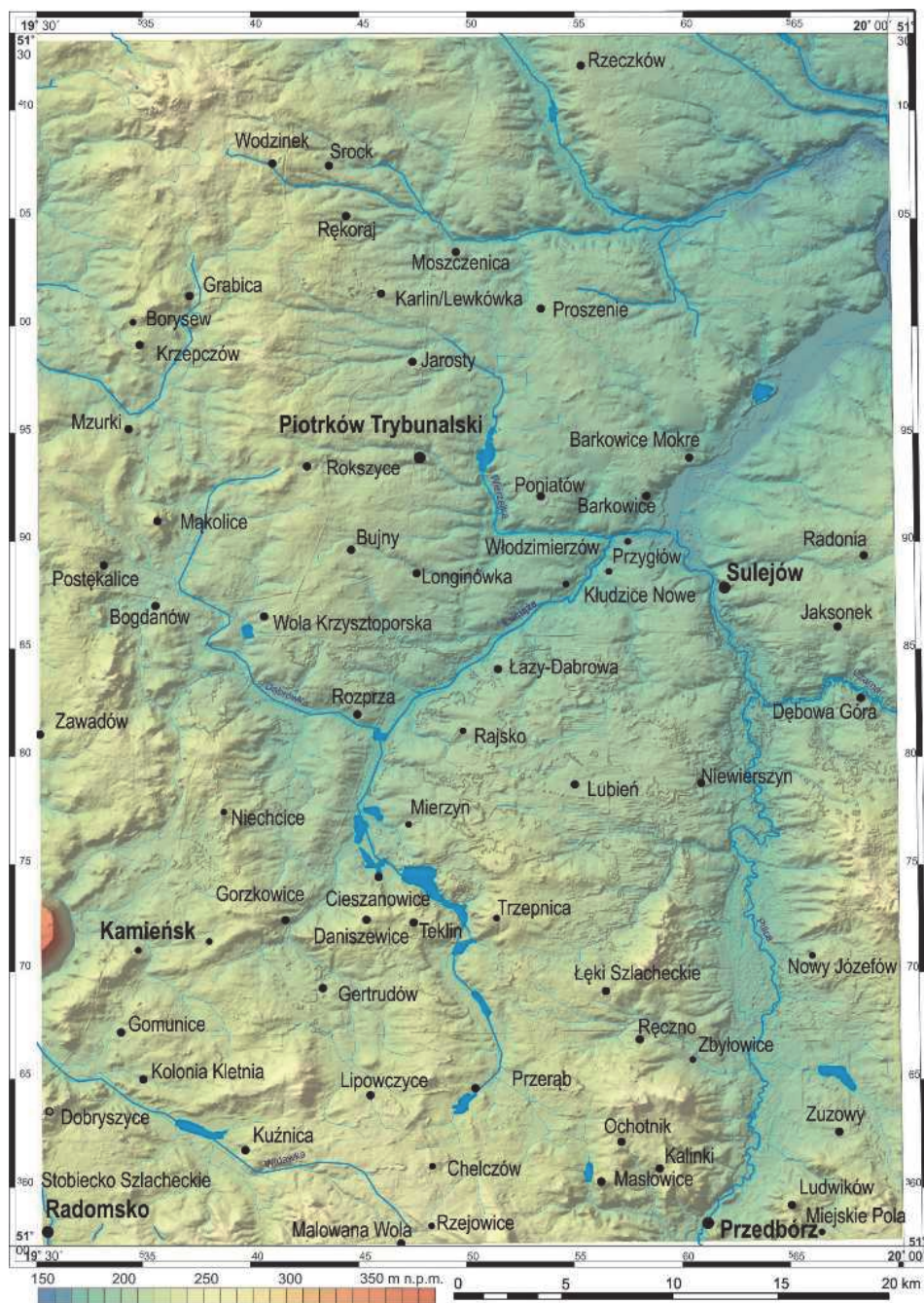
3. ROZWÓJ RZEŻBY POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI REGIONU ŁÓDZKIEGO

3.1. Rzeźba podłoża i miąższość czwartorzędu

Budowa geologiczna omawianego obszaru badań została już szeroko opisana przez autorkę w monografii pt. *Rozwój doliny Luciąży w czwartorzędzie; uwarunkowania lokalne i klimatyczne* (Wachecka-Kotkowska 2004). Wskazano w niej, że teren na południe od Piotrkowa Trybunalskiego leży w obrębie aulakogenu środkowopolskiego, w południowo-wschodniej części synklinorium łódzko-miechowskiego (Znosko 1996), w segmencie mogileńsko-łódzkim (Żelaźniewicz i in. 2011). Segmenty mogileńsko-łódzki i miechowski rozdziela struktura nazywana „rygłem Kodrąbia” (Samsonowicz 1937), „elewacją radom-szczańską” (Pożaryski 1971) lub „pomostem przedborskim” (Stupnicka 1989; Kurkowski, Popielski 1991).

Badanie związków pomiędzy rzeźbą współczesną a konfiguracją podłoża (rys. 8–10) pozwoliło na wskazanie jego roli w rozwoju paleogeograficznym. Topografia powierzchni podplejstoczeńskiej jest obrazem zdeformowanej rzeźby przedplejstoczeńskiej. Główne rysy układu hydrograficznego schyłkowej fazy pliocenu są czytelne nawet współcześnie (Gilewska 1991; Wachecka-Kotkowska 2006; Twardy, Klimek 2008). Zasadniczo teren nachylony jest z południa na północ (rys. 8–9). Maksymalna różnica wysokości na linii Góra Chełmo–Piotrków Trybunalski na dystansie 50 km wynosi 226 m (Wachecka-Kotkowska 2006).

Na południu obszaru badań pierwszoplanową cechą rzeźby powierzchni zbudowanej ze skał starszych od kenozoiku jest urozmaicenie, którego efektem są wzgórza ostańcowe. Ku północy jest to powierzchnia równinna, rozcięta przez doliny Niechcic i Włodzimierzowa (Ruszczyńska-Szenajch 1966) i łagodnie opadająca ku centrum w obniżenie między Piotrkowem, Srockiem a Barkowicami Mokrymi (rys. 9). Na zachodzie, w obrębie kredowej niecki łódzkiej (Kobyłecki 1948) widoczne jest podłużne wyniesienie.



Rys. 8. Cyfrowy model terenu NMT rzeźby współczesnej



Rys. 9. Cyfrowy model terenu NMT powierzchni podzwartorzędowej

Analiza zreinterpretowanych materiałów archiwalnych oraz wyników map cyfrowych (rys. 9) pozwoliła na wydzielenie w podłożu czterech makroform, które mają wpływ na glacjację i deglacjację obszaru:

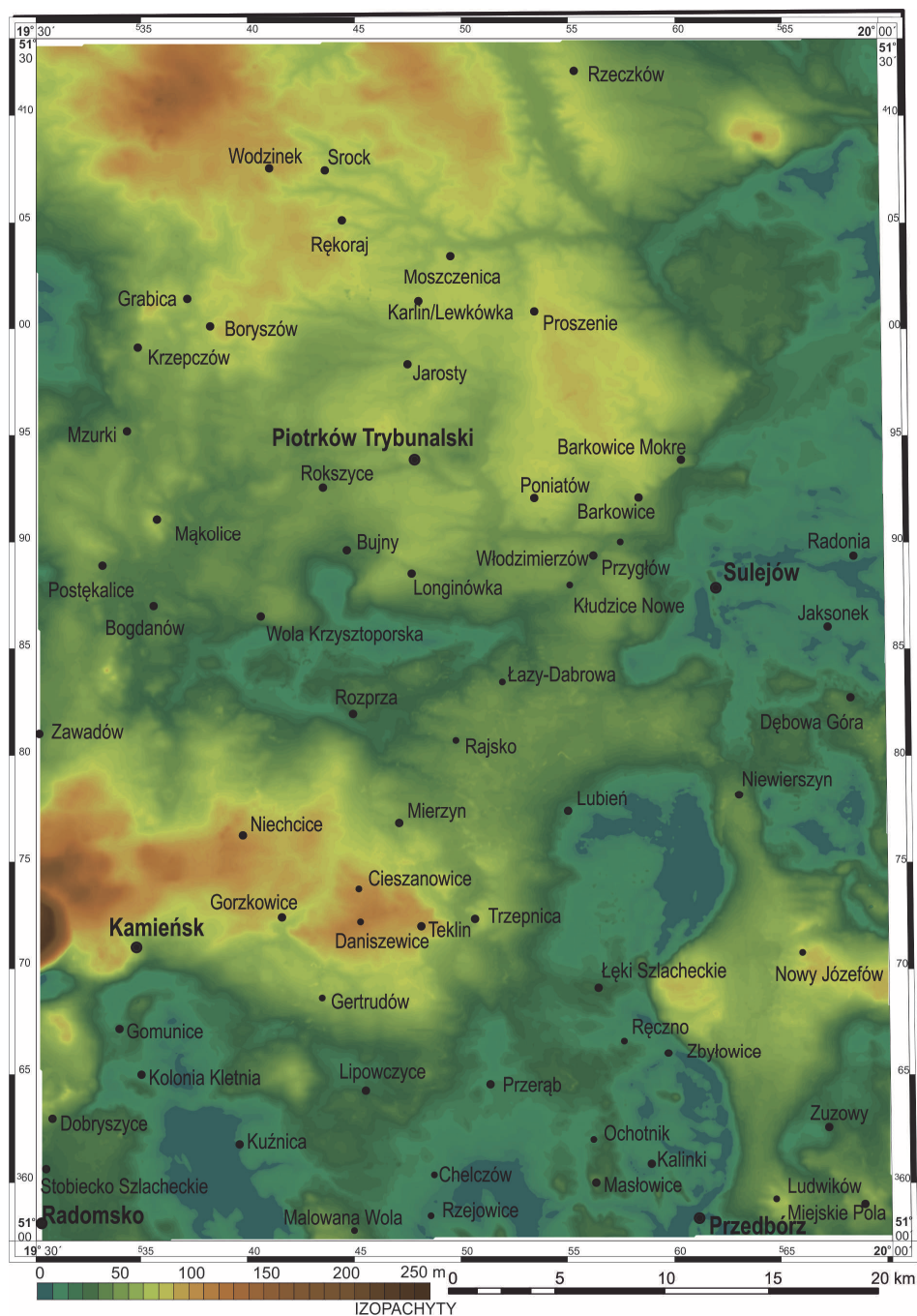
1. **Poprzeczna elewacja** podłoża (radomszczańska), należąca do północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich – Pasma Przedborsko-Małoskiego i elewacji radomszczańskiej (Kodrąbia) – stanowi południową granicę obszaru badań. Zbudowana jest ze skał mezozoicznych. Na strukturę tę składają się liczne antykliny i synkliny, tworzące tzw. fałdy radomszczańskie (Żeleźniewicz i in. 2011). Geneza antyklin jest związana z tworzeniem się uskoku inwersyjnych w podłożu paleozoicznym, w czasie ruchów fazy laramijskiej (Stupnicka 1989) o przeważających kierunkach fałdowań NW–SE (Kwapisz 1983; Wągrowski 1987; Brzeziński 1992). Jest to obszar aktywny tektonicznie w czwartorzędzie (faza bełchatowska według Baranieckiej 1975).

Najwyższymi wysokościami bezwzględными charakteryzują się wierzchołki wzgórz ostańcowych Góry Chelmo (323 m n.p.m.) i Bąkowej Góry (287 m n.p.m.). Poza ostańcami powierzchnia podłoża podczwartorzędowego znajduje się średnio na wysokości 220–240 m n.p.m.

2. Na zachodzie w podłożu rysuje się **podłużna elewacja** o zróżnicowanej konfiguracji topografii stanowiąca wschodnią część **garbu półwyspu kredowej niecki łódzkiej**, rozciągającego się od Łodzi po Radomsko. Elewację tworzą: antyklina Kamińska, synklina Parzna-Kraszewic i antyklina Bełchatowa. Synklina Parzna-Kraszewic jest przecięta przez rów Kleszczowa na dwie części. Rów Kleszczowa ze względu na specyfikę i jego specjalną rolę w rozwoju rzeźby opisano osobno (*ad* 4). Osady kredowe miejscami manifestują się w postaci wychodni (Gomunice k/Kamińska). Wysokości podłoża są zróżnicowane i oscylują w granicach 150–210 m n.p.m.

3. Na wschodzie, centrum i północy obszaru na wysokości 160–170 m n.p.m. występują **strefy obniżen** należące do południowo-zachodniej części **basenu mazowieckiego depresji środkowopolskiej**, są urozmaicone formami wklęsłymi. Najdłuższą z nich jest dolina ciągnąca się od okolic Rozprzy po Barkowice Mokre (rys. 9), do której współkształtna jest obecna dolina dolnej Łuciąży (Wachecka-Kotkowska 2004), przedłużenie doliny Niechcic o przebiegu SW–NE, prostopadłe do kierunku laramijskiego i przecinające synklinę Piotrkowa-Smykowa oraz antyklinę Sulejowa. Jej częścią jest kopalna dolina we Włodzimierzowie (duża forma, o długości ok. 25 km, nachylona ku północnemu wschodowi), opisana przez Ruszczyńską-Szenajch (1966).

Na północ od Przedborza rysuje się kotlinowate obniżenie (okolice Łęk Szlacheckich, Zbyłowic i Nowego Józefowa), które przechodzi w okolicach Niewierszyna w obniżenie dolinne. Od Przedborza do Sulejowa ma długość 28–30 km.



Rys. 10. Miąższość osadów czwartorzędowych

Forma ta ma przebieg południkowy i jest nachylona ku północy. Prawdopodobnie na E od Nowego Józefowa istniała przed czwartorzędem kopalna forma dolinna, pomiędzy Wzgórzami Opoczyńskimi a Grzbietem Przedborskim, wykorzystywana przez wody pra-Pilicy. W strefie obniżeń kredowej niecki łódzkiej występują lokalne wyniesienia (np. pomiędzy Bujnami i Wolą Krzysztoporską czy w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego) lub obniżenia (na wschód od Rzeczkowa, okolice Jarost). Te mikroformy wypukłe i wklęsłe nie miały znaczenia dla późniejszej morfogenezy obszaru.

4. Najmniejszą formą, ważną dla rozwoju rzeźby, jest strefa **rowu Kleszczowa** (okolice Kamieńska, Niechcic i Daniszewic), która jest wynikiem obciążenia w neogenie wcześniej wspomnianych fałdów radomszczańskich od północy, w mioceńskiej strefie uskokowej na linii Wieluń–Kraśnik (Hałuszczak 2010). Podobnie jak elewacja radomszczańska, jest to obszar aktywny tektonicznie w czwartorzędzie (faza bełchatowska według Baranieckiej 1975).

Rzędne powierzchni podplejstocenijskiej sięgają od 90 do 170 m n.p.m. Najniżej (90 m n.p.m.), w obrębie bardzo wąskiej strefy leży zachodnia część rowu Kleszczowa. Jest to dolina grzymalińska wypełniona osadami czwartorzędowymi o miąższości powyżej 100 m (rys. 10), opisana przez Baraniecką (1971b), Baraniecką i Sarnacką (1971), Kurkowskiego i Popielskiego (1991) oraz Krzyszkowskiego (1992).

Osady wczesnokenozoiczne występują w dwojakiej postaci – paleogeńskich rumoszy skalnych (najczęściej wapiennych) pochodzenia erozyjno-denudacyjnego i osadów związanych z neogeńską akumulacją w śródlądowym zbiorniku wodnym (iły, łupki, seria brunatnowęglowa z lignitem, piaski). Nie tworzą one zwartej pokrywy, lecz występują w postaci izolowanych płatów. Rumosze paleogeńskie nawiercono pomiędzy miejscowościami: Mierzyn, Cieszanowice, Trzepnica (Kurkowski, Popielski 1991); stanowią zwarty płat, chociaż o małej miąższości (ok. 1–3 m). Kompleks skał neogeńskich nadbudowuje w istotny sposób powierzchnię podkenozoiczną, szczególnie na obszarach intensywnych ruchów tektonicznych we wschodniej części rowu Kleszczowa i w większych zakłębłościach synkliny Piotrkowa-Smykowa, między Piotrkowem a Rozprzą oraz w okolicach Niechcic (rys. 9–10). Brak zwartości trzeciorzędu świadczy o intensywnych procesach erozyjno-denudacyjnych, szczególnie w starszym plejstocenie, a także o egzaracji podłoża przez nasuwające się lądolody: południowopolskie i środkowopolskie (Wachecka-Kotkowska 2004).

Największą miąższość kompleksu neogeńskiego, osiągającą 106 m, stwierdzono w Gorzkowiczach, w rowie Kleszczowa. W Mierzynie wynosi ona 20 m, na południe i wschód od Piotrkowa 3–6 m. Osady neogeńskie zdeponowane po okresie niszczenia i zrównywania starszych struktur podłoża leżą niezgodnie na

seriach utworów zarówno jurajskich, jak i kredowych; ścinają wierzchołki antykliny Sulejowa oraz wypełniają zagłębienia (synkliny) mezozoicznej powierzchni (Brzeziński 1992).

Rozmieszczenie i miąższość osadów czwartorzędowych, które zajmują 95% powierzchni badań, ukazuje rysunek 10. Miąższość czwartorzędu wzrasta od 0 m na południu w strefie elewacji radomszczańskiej do 110 m na obszarach związanych z rowem Kleszczowa i kopalną doliną Niechcic (Wachecka-Kotkowska 2006; rys. 10). Na południu, w strefie elewacji radomszczańskiej, w okolicach Góry Chełmo (323 m n.p.m.) i w obrębie Pasma Przedborsko-Małoskiego jurajskie osady wapienne i piaskowce kredowe leżą na powierzchni lub są przykryte cienką warstwą zwietrzeliny. Poza wychodniami miąższość czwartorzędu waha się tu pomiędzy 8 m a 42 m i wynosi średnio 10–20 m. W północnej i północno-zachodniej części obszaru badań, w obrębie kredowej niecki łódzkiej (w strefach obniżień podłoża basenu mazowieckiego depresji środkowopolskiej) miąższość osadów czwartorzędowych osiąga wartości w granicach 40 m, natomiast w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego wzrasta do 60–65 m. Lokalnie jest ona zmniejszana w wyniesieniach trzeciorzędowych, a w obniżeniach krasowych większa.

3.2. Morfogeneza glacialna

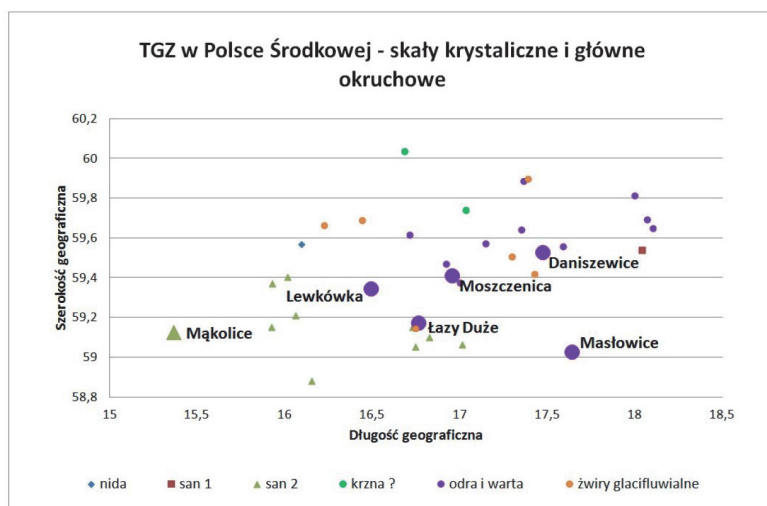
Na podstawie analizy budowy geologicznej, geomorfologii oraz wyników analiz wymienionych w rozdziale 1.4, zwłaszcza analizy petrograficznej glin (rys. 11), opisano glacialny rozwój rzeźby, w którym wyróżniono trzy stadia: **przedodrzańskie, odrzańskie i warciańskie**, przy czym ostatnie podzielono na etapy i zilustrowano na modelach sekwencyjnych (rys. 12–15).

Stadium przedodrzańskie powiązane z kompleksem zlodowaceń południowopolskich (MIS 34–12) w rozumieniu Kukli (2005) oraz Lindnera i in. (2013). Wiadomo, że lądolody południowopolskie przykryły prawie cały badany obszar, chociaż nie wiadomo, ile razy. Osady glacialne oraz wodnolodowcowe pochodzące z tego okresu są zredukowane. Na erozyjnej powierzchni podłoża najstarsze osady czwartorzędowe tworzą nieciągły płaszcz o zróżnicowanej miąższości, do kilkunastu metrów. Zachowały się przede wszystkim w głębokich, starych dolinach (Kłatkowa 1972a).

Kompleks osadów zlodowaceń południowopolskich wykazuje dwudzielność. Występują tu dwa poziomy glin przypisane zlodowaceniom san 1 i san 2, rozdzielone warstwami piasków i żwirów fluwioglacjalnych źle wysortowanych, z dużą ilością blaszkowatych okruchów wapienia. Materiał glacialny ze zlo-

waceń południowopolskich został usunięty w interglacjale mazowieckim w dwóch lub trzech fazach erozji, przerywanych okresami poszerzania dolin (Różycki 1967).

Utwory sanu 2 (MIS 12) udokumentowano podczas kartowania geomorfologicznego w cokołach i/lub na stokach pagórów glacialnych. Najcenniejsze dla określenia wieku okazały się wyniki analiz petrograficznych glin (st. Mąkolice III; CD 34–35) oraz osadów wodnolodowcowych (st. Kamieńsk; CD 27; st. Mąkolice III i V; CD 35–36). W stanowisku Mąkolice III na północnym skłonie pagóra znaleziono glinę, którą badania petrograficzne określiły jako południowopolską, ze zlodowacenia san 2 (rys. 11), a badania anizotropii podatności magnetycznej (AMS) jako zaburzoną. Jak się okazało, również podczas reambulacji arkusza Bełchatów SMPG stwierdzono w tej samej okolicy zaburzoną glacitektonicznie glinę południowopolską (Badura, Stromwasser 2010). Pozostaje więc odpowiedź na pytanie, który z lądolodów dokonał deformacji.



Rys. 11. Położenie teoretycznych ośrodków gładzowych obliczonych dla skał krystalicznych i głównych skał osadowych (opracowanie: P. Czubla)

W stanowisku Kamieńsk (CD 27.B), prawdopodobnie najstarszą glinę południowopolską zawierającą otoczaki i zwietrzeliny podłoża kredowego stwierdzono w spągu formy. W centralnej części pagóra występuje fałd złożony z czterech warstw gliny bazalnej i przykryty gliną wytopnieniową. Silne zaburzenie osadów utrudnia interpretację ich pierwotnych cech i genezy. Brak wystarczającej liczby klastów (>1300) uniemożliwił badania petrograficzne.

Należy przypomnieć, że podobne do opisanych powyżej brązowo-czekoladowe gliny zwałowe były wcześniej uważane za warciańskie, np. w Mąkolicach III (st. Piekary – Rdzany 2009) czy w Kamieńsku. Powstaje więc możliwość, że

również partie pagórów warciańskich omówione w stanowiskach: Woźniki, Boryszew oraz Kolonia Trzepnica zawierają elementy starsze niż środkowopolskie, które tworzą ich partie spągowe/brzeżne lub wyciśnięte jądra. Złożoność osadów oraz inny skład petrograficzny, w którym dominują piaskowce i krzemienie (Kolonia Trzepnica CD 22.M; Kamieńsk CD 27.M) potwierdza ten wniosek. W świetle powyższego, pogląd Klatkowej (1972a) o odrzańskim wieku gliny stanowiącej jądra kemów typu szczukwińskiego należy uzupełnić o twierdzenie, że pagóry glacialne na garbie łódzkim mogą zawierać również osady kompleksu południowopolskiego.

Stadium odry, odpowiadające wydarzeniom morfogenetycznym z okresu zasięgu maksymalnego zlodowacenia (kompleks zlodowaceń środkowopolskich, MIS 6; Early Saalian – Lindner i in. 2013), rozpoczęło się ok. 195 ka, a maksymalny zasięg lądolodu odry wydатовano na 155 ± 5 ka (Lambeck i in. 2006). Według krzywej temperatur (Colleoni 2009) ok. 160 ka BP nastąpiło krótkotrwale zaostrenie klimatu.

Przed 220 ka (rys. 12.A) rozpoczęła się akumulacja miąższej, dwudzielnej serii wodnolodowcowej (Lewkówka: CD 46.B, CD 47.B, O). Prawdopodobnie w trakcie transgresji, przed nasuwającym się lądolodem powstawała jednostka piaszczysta, która utworzyła klasyczny, wachlarzowato ułożony stożek sandrowy – dolny człon **sandru Karlina**. Odpływ odbywał się w kierunku SSW (badania AMS).

Osady wodnolodowcowe dolne odsłaniają się w skarpie erozyjnej doliny Luciąży w okolicach Włodzimierzowa (Wachecka-Kotkowska 2004). Są źle wysortowane, a ziarna wchodzące w ich skład wykazują złe obtoczenie i noszą ślady silnie zaawansowanej abrazji (Kwapisz 1983; Wachecka-Kotkowska 2013).

Dalej na południu, w okolicach Kuźnicy (CD 1.O), osady wodnolodowcowe o podobnych parametrach, datowane na *ca* 198 ka, tworzą spąg **sandru górnej Widawki** (rys. 12.C). Odpływ wód lodowcowych odbywał się na SE.

Nasuwający się lądolód wkroczył między Jurę Polską i Góry Świętokrzyskie, tworząc loby: koniecpolski oraz konecki, otoczone wyniosłościami Pasma Przedborsko-Małogoskiego, w tym okresie będącymi nunatakami (Różycki 1967). W trakcie narastania pokrywy lodowej stadiału maksymalnego odry został zatamowany odpływ rzek z południa. Utworzyły się dwa duże zastoiska: tzw. jeziorzysko Pilicy i zastoisko koniecpolskie (Różycki 1967; Lindner, Grzybowski 1982), częściowo leżące na obszarze badań, na południe od Przedborza (rys. 14.A – zobacz: pre-Pilica).

Podczas maksymalnego zasięgu lądolód doszedł do stoków północnych oraz wschodnich wzgórz, zamykając drogi odpływu wód z topnienia (Lindner 1970, 1977). Na podstawie badań kierunkowych gliny z tego zlodowacenia w pół-

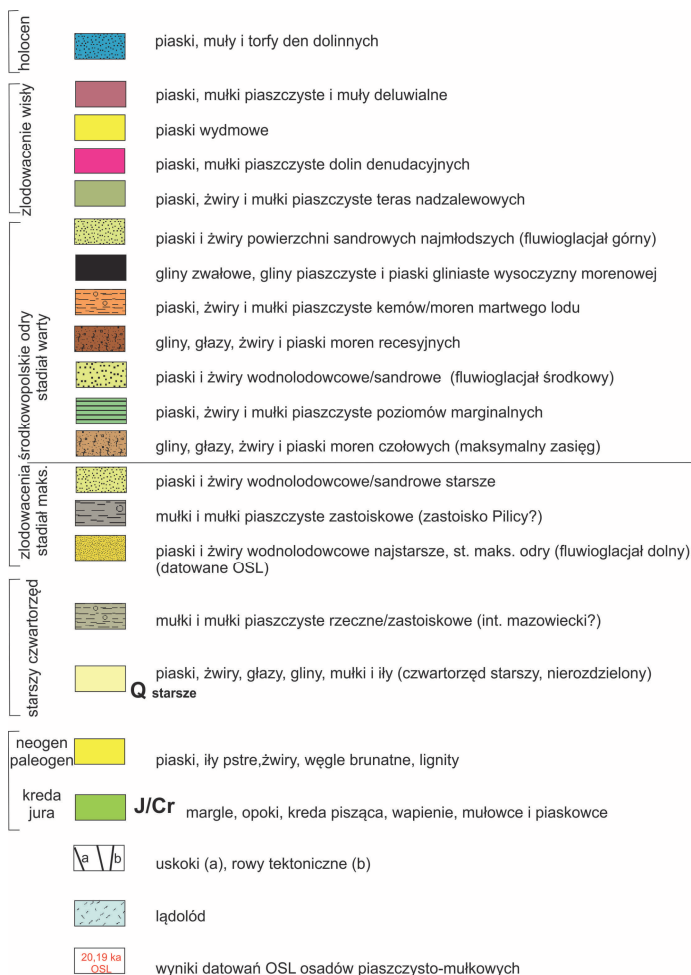
nocnej części Jury Polskiej, Różycki i Lamparski (1982) stwierdzili, że napływ mas lodowych odbywał się z kierunku północno-wschodniego; wniosek może być wykorzystany także w stosunku do obszaru badań niniejszej pracy.

Na piaskach dolnych zalega glina dolna szara, od dawna uważana za pochodzącą ze stadiału maksymalnego (Klatkova 1972a; Rdzany 2009). Tylko na południowym stoku Chełmskiej Góry występuje ona (glina szara) na powierzchni (Wągrowski 1987), podczas gdy w zachodniej części terenu, gdzie jest rozwinięta jako prawie ciągły poziom, leży pod pagórkami warciańskimi. Glinę udokumentowano pod osadami wodnolodowcowymi w Lewkowie I (CD 46) oraz w Piotrkowie Trybunalskim w stanowisku Focus Mall (CD 44). Omawiana glina szara zawiera dużą ilość skał lokalnych. Jej miąższość osiąga maksymalnie 12 m. W bliskim sąsiedztwie terenu badań występuje ona w rowie Kleszczowa, gdzie jest określana jako glina formacji Ławki (T4 – *till* 4) i stanowi ważny poziom litostratygraficzny w stosunku do osadów nadległych (Krzyszkowski 1992; Wieczorek, Stoiński 2013). Na glinie odrzańskiej zalegają piaski i żwiry, a miejscami mułki wodnolodowcowe związane recesją maksymalnego zasięgu zlodowacenia odry stadiału maksymalnego, w objaśnieniach do SMGP określone jako fluwiogłajcał „środkowy”. Osady odrzańskie są często ścięte erozyjnie i przykryte młodszą warstwą środkowych osadów wodnolodowcowych, których genezę powiązano w niniejszej pracy z akumulacją podczas stadiału warty.

Na badanym terenie serie skorelowane powyżej z maksymalnym zasięgiem zlodowacenia odry (w przyjętym podziale Lindner 2005; tab. 2) generalnie nie tworzą form rzeźby – są zniszczone lub pogrzebane. Wyjątek stanowią pagórki wodnolodowcowe ukazujące się spod osadów dziurawych sandrów warciańskich w okolicach Chelczowa i Huty Przerębskiej oraz w Gertrudowie (rys. 7).

Piaszczysto-żwirowe jednostki osadowe związane z maksymalnym zasięgiem lądolodu odry są rozpoznane również w cokołach form warciańskich na badanym obszarze (np.: w Masłowicach, Ochotniku – I strefa; w Teklinie I, Daniszewicach – II strefa, w Stobiecku Szlacheckim, Kamieńsk, Mąkolicach – III strefa; w Piotrkowie Focus Mall – IV strefa). Tezę oparto na wynikach badań: składu petrograficznego żwirów (dominacja białych wapieni paleozoicznych) oraz wskaźników uziarnienia i cechach morfoskopowych osadów budujących cokoły.

Okres poprzedzający nasunięcie lądolodu warty jest trudny do interpretacji ze względu na hiatusy w profilach. Krzywa klimatyczna okresu przypisanemu temu stadiowi pokazuje wiele wahań. Według Calleoniego (2009) między 160–140 ka miały miejsce w atmosferze (na 65°N) wyjątkowo duże wahania zawartości CO₂, CH₄, δ¹⁸O oraz zawieszonego pyłu, co skutkowało szybkimi zmianami insolacji, a to z kolei determinowało różne tempo zmian objętości i powierzchni lądolodu na półkuli północnej.



Rys. 13. Objasnienia do sekwencyjnych modeli rozwoju rzeźby

Rys. 12. Sekwencyjny model rozwoju rzeźby pomiędzy Wzgórzami Radomszczańskimi a Równiną Piotrkowską (profil X)

A – okres przed transgresją lądolodu warty; B – transgresja mas warciańskich, dotarcie lądolodu do północnych stoków wyżyn (Góra Chełmo 323 m n.p.m.); C – deglacjacja; tworzenie się strefy czołomorenowej i sandru górnej Widawki (tworzenie się poziomu IV); D – wycofanie się lądolodu 12 km na N; deglacjacja i utworzenie Wzgórz

Dobryszyckich jako wału morenowego; drenaż wewnątrzlodowy w szczelinie dolnej pra-Luciaży (tworzenie się poziomu III); E – deglacjacja; tworzenie wysoczyzny glacialnej;

F – deglacjacja, ciąg dalszy – organizacja sieci odpływu i dolin marginalnych;

G – przekształcenia postglacialne [denudacja wysoczyzny i wypełnianie osadami eoliczno-stokowymi zagłębień w pagórach, organizacja sieci rzecznej: dolin denudacyjnych i rzecznych (tworzenie się plenivistuliańskiej terasy wysokiej II i późnovistuliańskiej niskiej I), pokrywy wydymowe i zmiany antropogeniczne]

W trzecim **stadium** glacialnym **warty** (schyłek kompleksu środkowopolskiego, Late Saalian, MIS 6) rozwój rzeźby w pierwszej kolejności opisano dla stref I–II, IV, tj. na obszarze ukształtowanym przez lob marginalny Pilicy i Luciąży, a następnie w strefie III, na jego styku z lobem Widawki (por. rys. 2 oraz rys. 12, 14–15A–E). Wyróżnienia litologiczno-genetyczne (rys. 13) przyjęto z myślą o możliwie prostym przedstawieniu koncepcji powstania złożonej rzeźby warciańskiej w analizowanym wycinku strefy marginalnej. Wiek osadów i typ genetyczny form opisano na przekrojach A–E. Niestety nie udało się uniknąć pewnych niekonsekwencji interpretacyjnych.

W lobie Pilicy-Luciaży wyróżniono pięć etapów przedstawionych kolejno na przekrojach: A – czas przed transgresją na obszarze; B – transgresja do linii maksymalnego zasięgu lobu; C – stagnacja na linii Wzgórza Radomszczańskie–Przedbórz i początki deglacjacji lobu; D – recesja i stagnacja na linii Gorzkowice–Trzepnica–Kolonia Ręczno; E – koniec deglacjacji lobu Pilicy-Luciaży.

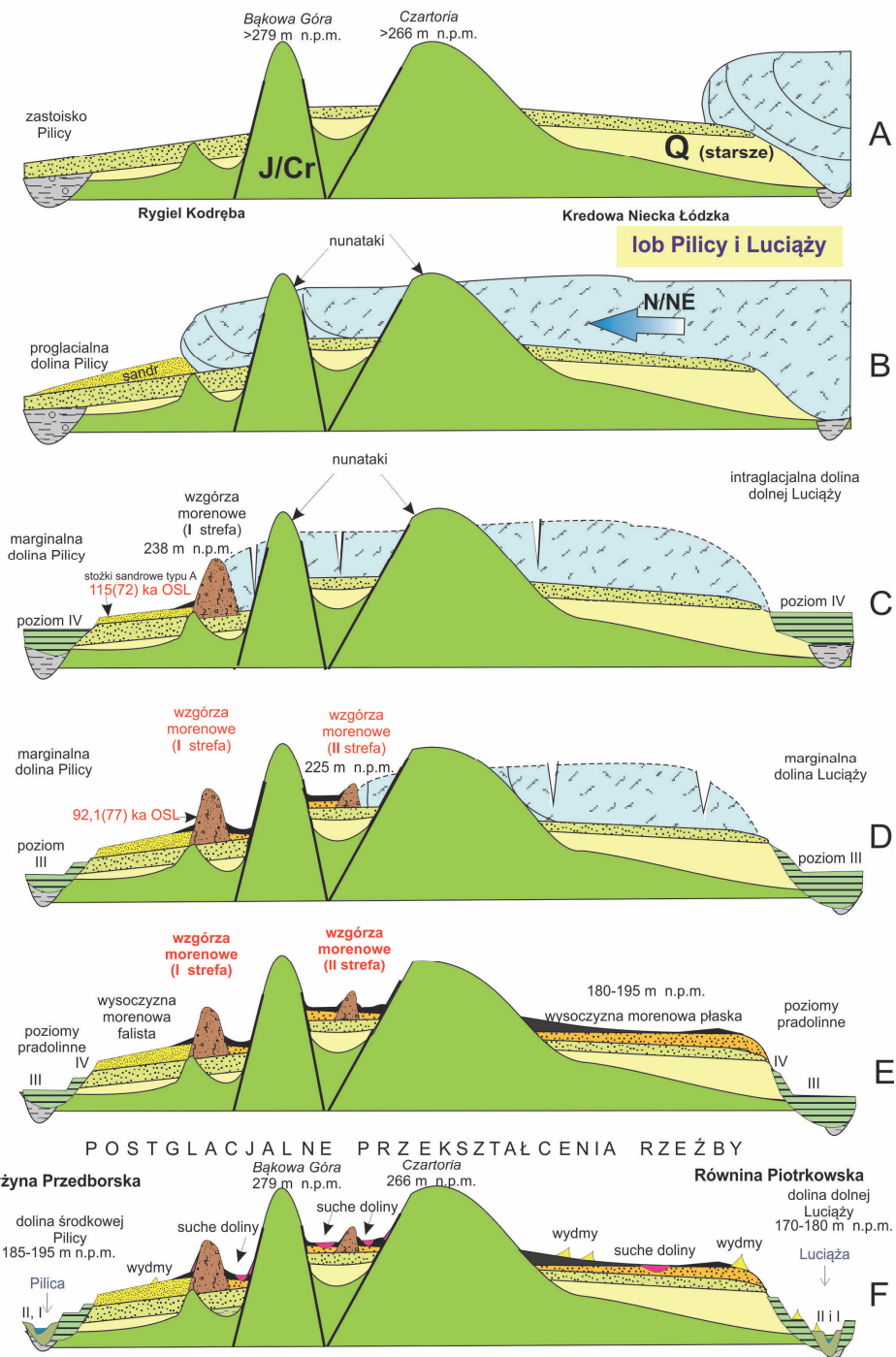
Pierwszy etap należy wiązać z narastaniem warciańskiej pokrywy lodowej poza obszarem badań. Przez analogię do zlodowacenia wisły (Kozarski 1995; Błaszczewicz 2011) można przyjąć, że obszary przed czołem nasuwającego się lądolodu były objęte wieloletnią zmarzliną. Dowodem, że w okresie poprzedzającym zajęcie przez lądolód warty panowały warunki peryglacialne są kliny epigenetyczne zarejestrowane w Kuźnicy, Piotrkowie Trybunalskim Focus Mall oraz w Lewkówce, rozwinięte w ściętych seriach odrzańskich. W ich stropie występuje silnie zeolizowana (ca 70–80% RM) pokrywa piaszczysto-żwirowa, w której brak CaCO₃. Czasami pojawiają się graniaki (np. Teklin I). Poziom ten przyjęto za dolną (klimatyczną) granicę ostatniego wydarzenia glacialnego (warty) na badanym obszarze.

Rys. 14. Sekwencyjny model rozwoju rzeźby pomiędzy Wyżyną Przedborską a Równiną Piotrkowską (profil Y) (objaśnienia symboli na rys. 13)

- A – okres przed transgresją lądolodu warty; B – transgresja mas warciańskich, dotarcie lądolodu do północnych stoków wyżyn i przykrycie północnej części Pasma Przedborskiego [Majowa Góra (245); Brzustek (267,7); Miejskie Pola (247,2) i Sokół Góra (240,8)];
- C – deglacjacja; tworzenie się strefy czołowomorenowej w okolicach Masłowic i Miejskich Pól; utworzenie subglacialnego tunelu dolnej Luciąży (tworzenie się poziomu IV);
- D – wycofanie się lądolodu 10 km na N; deglacjacja i utworzenie moren czołowych recesyjnych pomiędzy ostańcami – Bąkowa Góra a Czartoria; drenaż wewnątrzlodowy w szczelinie dolnej pra-Luciaży (tworzenie się poziomu III); E – deglacjacja; tworzenie wysoczyzny glacialnej Równiny Piotrkowskiej; ciąg dalszy – organizacja sieci odpływu i dolin marginalnych; F – przekształcenia postglacialne [denudacja wysoczyzny i wypełnianie osadami eoliczno-stokowymi zagłębień w pagórach, organizacja sieci rzecznej: dolin denudacyjnych i rzecznych (tworzenie się plenivistuliańskiej terasy wysokiej II i późnovistuliańskiej niskiej I), pokrywy wydymy i zmiany antropogeniczne]

S

N



Po wyodrębnieniu się lobu marginalnego Pilicy-Luciąży horyzont peryglacialny został zasypyany proksymalnymi osadami fluwioglacjalnymi o miąższości dochodzącej do kilku metrów, tworzącymi górny piaszczysto-żwirowy człon sandru Karlina (Lewkówka; CD 46–47). Wcześniej nie znano tej dwudzielności profilu sandru i był on interpretowany w całości jako świadectwo stadiału odry zlodowacenia środkowopolskiego (Klatkova 1993, 1996).

Drugi etap odpowiada maksymalnej transgresji lobu Pilicy-Luciąży, która dla całego lądolodu warty jest szacowana na 143–140 ka (Lambeck i in. 2006; Colleoni 2009). Czoło lobu dotarło do linii Kamieńsk–Kodrąb–Przedbórz, opierając się na północnych stokach Góry Chełmo i północno-wschodnich Pasma Przedborsko-Małoskiego (rys. 12.B) (Wachecka-Kotkowska, Górska-Zabielska 2011). Miało ono kształt dwóch łuków – pierwszy przebiegał od Kamieńska do Rzejowic, a drugi od Rzejowic do Przedborza. Łądolód dotarł z kierunku N lub NNE (CD 7–13; m.in. st. Ochotnik, Kalinki, Ludwików, Jabłonna), do wysokości 250 m n.p.m. Najwyższe wzniesienia, Czartoria, Bąkowa Góra i Góra Chełmno, były nunatakami (rys. 14.B).

Podczas **trzeciego etapu** na elewacji radomszczańskiej i Grzbiecie Przedborskim, które stanowiły przeszkodę dla szerszego rozprzestrzeniania lodu, uformowała się pierwsza strefa glacialmarginalna lobu Pilicy-Luciąży. Formy glacialne tylko dopełniają krajobraz Wyżyny Przedborskiej, który jest zdominowany przez ostańce mezozoiczne. Warciański wiek strefy glacialmarginalnej potwierdzają wyniki analizy petrograficznej glin w stanowisku Masłowice (Czubla, Wachecka-Kotkowska 2009; rys. 11) i osadów fluwioglacjalnych w stanowiskach Jabłonna i Ludwików (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2014) oraz analizy TL osadów drobnoziarnistych w Ochotniku (*ca* 131 ka; *ca* 178 ka) i w Miejskich Polach (*ca* 129 ka) (Wachecka-Kotkowska, Olszak 2009). Analizy chronostratygraficzne OSL dały wskaźniki młodsze, a mianowicie: w Miejskich Polach (77 ka; GdTL-1628), Masłowicach (87 ka; GdTL-1627), Kalinkach (92 ka; GdTL-1596), a w Biestrzykowie Małym (115 ka; GdTL-1629) i wymagają sprawdzenia.

Deglacja lobu Pilicy-Luciąży w strefie I miała różny charakter, co zostało zapisane w zróżnicowanych litofacyjnie i litogenetycznie osadach tworzących formy (Wachecka-Kotkowska 2013). W zachodniej części, między Radomskiem a Rzejowicami, rozwinął się rozległy sandr górnej Widawki. Wody odpływały na zachód (Kuźnica, KU2; CD 1) albo na południowy wschód, okrążając od południa Górę Chełmo (st. Malowana Wola, st. Biestrzyków, tab. 1; CD 2–3).

Pomiędzy Górą Chełmo a czołem topniejącego lądolodu powstał charakterystyczny zespół form. Na północnym zboczu Góry rozwinęły się (zachowane tylko śladowo) terasy kemowe (CD 5.A); podobne formy były opisane poza

granicami badanego terenu, na zachodzie przez Klimka (1966), a na wschodzie przez Lindnera (1970). Bezpośrednio na skrasowiałym podłożu mezozoicznym został utworzony dziurawy sandr, urozmaicony starszymi pagórkami wodnolodowcowymi, np. w Hucie Przerębskiej i Chelczowie. Pagóry (erozyjne ostańce starszego poziomu?) są pogrzebane w równinie sandrowej z recesji, o czym świadczą odmienne cechy litologiczne, strukturalne i petrograficzne ich osadów.

Inaczej deglacjacja przebiegała w okolicach Przedborza. Na zachód od miasta utworzyły się moreny wykształcone w postaci stożków glacialmarginalnych powstałych w fazie żywego jeszcze lądolodu. Sedymentacja osadów miała przebieg cykliczny i dynamiczny. Budowa wewnętrzna form wskazuje na deglacjację frontalną. Rozpoznano morenę czołową akumulacyjną w Masłowicach, sandr wewnętrzny w Kalinkach i Jaskółkach oraz morenę falistą w Ochotniku, wykształconą w obrębie lokalnej strefy marginalnej (małych pagórków ablacyjnych moren czołowych), w warunkach wysoko położonego podłoża mezozoicznego. Eyles i in. (2013) opisali tego typu formy jako pagórki morenowe (*hummocky moraines*) akumulacyjne ze stagnacji (*stagnation moraines*) oraz powstałe w wyniku ablacji (*ablation moraines*).

W okolicach Masłowic na gliny dolne (z okresu stadiału maksymalnego odry) nałożony jest pas pagórków czołowomorenowych lub szczelinowych o wysokości 15–25 m i nachyleniu stoków 15° (CD 7.A), zbudowanych ze słabo wysegregowanych osadów żwirowo-piaszczystych, często zaglinionych, z soczewami glin zwałowych i głazami narzutowymi. Kulminacje wzgórz morenowych pokryte są zazwyczaj grubym materiałem żwirowo-głazowym. Na powierzchni występują głazowiska, w których głazy narzutowe osiągają często średnicę powyżej 1 m. W wale moreny czołowej, pomiędzy pagórami występuje obniżenie, które prawdopodobnie stanowiło pierwotnie bramę lodowcową, a obecnie jest wykorzystywane przez płynącą na południe Strugę – dopływ Pilicy.

Na północy tego terenu, w Ochotniku (CD 8), w czasie postępującej recesji mogło być mało wód roztopowych, które rozlewały się na dużej powierzchni, a bliskość skrasowiałego podłoża pomagała w drenażu subglacialnym. Po południowym stoku Bąkowej Góry prawdopodobnie schodziły spływy gruzowo-błotne. W konsekwencji lądolód utworzył lokalną wysoczyznę moreny falistej.

Lądolód przykrył stożki złożone przed transgredującym czołem gliną bazalną typu *lodgement*. Zalega ona miejscami bezpośrednio na podłożu mezozoicznym występującym już na głębokości 6 m p.p.t., np. w Tworowicach (3 km na północny wschód od Rzejowic). Średnia miąższość w strefie zasięgu maksymalnego lądolodu wynosi 8–15 m.

W Ochotniku (359°; CD 8.C) i w Kalinkach (CD 9.D) lądolód przekroczył strefę z kierunku północnego (3°N; CD 9.C), co pokazują powierzchnie ścieg

oraz uskoków komplementarnych, chociaż pod gliną, przykrywającą dwudzielne osady sandrowe, brakuje ciągłych zaburzeń osadów podległych, charakterystycznych przy przekraczaniu formy (CD 8.B). Na powierzchni, na cienkiej glinie typu *lodgement* stwierdzono obecność gliny spływowej, ablacyjnej. Podobną sytuację opisał Kasprzak (2007) w Wielkopolsce, w stanowisku Hetmanice.

Z danych petrograficznych (CD 11–13.L) oraz badań litologicznych (CD 11–13.B, E) wynika, że na północ od dzisiejszego Przedborza łądolód warciański pokrył Pasma Przedborsko-Małoskie. W części północno-wschodniej grzbietu zespół form glacialmarginalnych ciągnie się dalej [st.: Ludwików, Miejskie Pola i Jabłonna (CD 11–13)]. Na wschód od Przedborza depozycja podczas stagnacji łądolodu zachodziła spokojnie. Powstała wtedy glina typu *flow till* (patrz: Ruszczyńska-Szanajch 1998) z gładzami stojącymi pionowo, co sugerowałaby słabnący przepływ i spływy błotnistego diamiktonu po ostro nachylonych świeżych stokach ku południowi, z przełęczy Pasma Przedborsko-Małoskiego w Jabłonie, i ku północy, w Ludwikowie. Budowa wewnętrzna form w Ludwikowie i Jabłonie wskazuje na deglację frontałą. Utworzyły się pagórki moreny czołowej *end moraine* typu A (Krzyszkowski, Zieliński 2002). Wątpliwości interpretacyjne budzi geneza olbrzymiego pagóra w Miejskich Polach. Jego budowa wewnętrzna o charakterze limnoglacialnym z deformacjami typu *soft deformation* (por. Pisarska-Jamroży, Wekwerth 2012) wskazuje na intensywną deglację. W sytuacji istnienia zagłębienia podłoża mezozoicznego istnieje jednak pytanie, czy doszło tutaj do wypełniania zbiornika zastoiskowego o skalnych ścianach, a następnie do inwersji rzeźby w wyniku erozji i denudacji, czy do akumulacji w przetainie, w warunkach podparcia lodowego. Tylko druga możliwość kwalifikuje lokalną deglację jako arealną i upoważnia do porównania plateau w Miejskich Polach z podobnymi formami (typu kemowego) opisywanymi na skraju Polesia, Niziny Mazowieckiej i Wyżyny Lubelskiej (Terpiłowski 2008, Godlewska, Terpiłowski 2012; Godlewska 2015). Tym samym nie wiadomo, czy deglacja na wschód od Przedborza miała charakter tylko frontalny czy mieszany, frontało-arealny. Wyjaśnienia wymaga także wskaźnik wieku OSL (77 ka) otrzymany dla osadów bardzo drobnoziarnistych budujących pagórek w Miejskich Polach (Wachecka-Kotkowska 2013).

Badania w okolicach Przedborza dostarczają przesłanek w sprawie rozwoju doliny Pilicy. Już dawno wskazywano, że przełęcz północna na grzbiecie Pasma Przedborsko-Małoskiego koło Majowej Góry (222–234 m n.p.m.) powstała w wyniku jego rozcięcia i obniżenia przez wody topniejącego łądolodu środkowopolskiego, które przygotowały przełom epigenetyczny Pilicy (Barcicki i in. 1984). Autorka uważa, że do wyorania przełęczy mogła doprowadzić wcześniejsza od spływu wód egzaracja lodowcowa, czemu sprzyjało prostopadłe ułożenie

grzbietu w stosunku do kierunku ruchu lodu [por. kierunek rys lodowcowych w Dębie (CD 15. D)].

Na przedpolu lądolodu, kilka kilometrów na południe od jego czoła podczas maksymalnego zasięgu, udokumentowano rozległy poziom dolinny uformowany przez płynącą ku północy rzekę o rozwinięciu roztokowym (stanowisko Przedbórz, ul. Częstochowska CD 14), prawdopodobnie pierwszą rzekę z południa, która wykorzystwała opisaną przełęcz. Tym samym dawny pogląd (Kwapisz 1983), że śladem przepływu pra-Pilicy w okolicach Przedborza jest terasa kemo-wa utworzona przez wody płynące ku północy został potwierdzony częściowo, co do kierunku odpływu wód. Jak wykazały badania, na południe od Przedborza poziom ma genezę fluwioperyglacialną, a nie fluwioglacjalną.

W następnym, **czwartym etapie** nastąpiła recesja ze strefy zasięgu maksymalnego i stagnacja lądolodu na linii Gorzkowice–Kolonia Trzepnica–Ręczno (CD 17–24). Cofnąwszy się o 12 km ku północy, lądolód uformował ciąg moren recesyjnych, tzw. Wzgórza Dobryszyskie (strefa II). Jak pokazuje struktura form, ich historia sięga fazy transgresji lobu Pilicy-Luciaży, a osady były składane przez odpływ proglacialny w kierunku południowym (rys. 12.D, 14.D). Stożki glacialmarginalne o charakterze moren końcowych zalegają na tych starszych osadach, a są przykryte gliną wytopioną z pobliskiego czoła lobu (płata martwego lodu?). Osady stożków noszą w stropie ślady pobytu w strefie wieloletniej zmarzliny. Występują w nich kliny epigenetyczne (CD 18.B, CD 18.D). Poziom peryglacialny został przykryty gliną podczas nasunięcia lobu. Lokalny kierunek tego awansu (2°N) wyznaczono w Szczepanowicach (CD 17.C). Warciański wiek strefy został potwierdzony w badaniach petrograficznych glin w stanowisku Daniszewice (rys. 11) oraz w badaniach petrograficznych osadów fluwioglacjalnych w stanowisku Teklin (CD 20.L).

Na południowy zachód od Trzepnicy, w Jelicy-Grabowcu (CD 21.D) znajduje się pojedynczy pagórek zbudowany z osadów sandru Prudki, w których występują zaburzenia. Jego uformowanie się na południe od wymienionego wału morenowego i pokrycie go gliną wskazuje na reawans czoła lobu. Znana jest tylko jedna taka forma na przedpolu lądolodu. Formę można interpretować jako pagórek moreny pchniętej [*push moraine* za Boultonem (1996)] z krótkiej i szybkiej oscylacji czoła (*fast flow lobes*) (Kasprzak 1992; Evans i in. 2014), powstały podczas recesji frontalnej strefy marginalnej lądolodu.

Wraz ze stabilizacją strefy czołomorenowej na linii Gorzkowice–Trzepnica lądolód odprowadzał wody w dwóch kierunkach. Ku południowi kierował wody roztopowe do doliny marginalnej bramami lodowcowymi w Trzepnicy (?) oraz w Gorzkowicach. Powstał sandr Prudki, którego osady otulają wspomniane formy recesyjne w okolicach Gertrudowa (CD 16.A). Odpływ odbywał się

również na północ, obniżeniem intraglacjalnym, a później marginalnym dolnej Luciąży (rys. 12, 14.D–E) (por. s. 83).

W części wschodniej strefy II łądolód przekroczył Górę Czartorię i oparł się na Bąkowej Górze (rys. 14.D). W okolicach Kolonii Ręczno, pomiędzy dwoma ostańcami uformowały się pojedyncze pagórki o charakterze moren końcowych. Ich przykrycie gliną z osadami zwirowymi (CD 23.B) wskazuje na niewielki awans czoła lobu (rys. 12.D). Obniżenie koło Zbyłowic jest śladem dolinki odpływu marginalnego, łączącej się z pradoliną środkowej Pilicy.

Na północ od Wzgórz Dobryszyckich łądolód uformował Równinę Piotrkowską – morenę denną płaską, zbudowaną z osadów gliniasto-piaszczystych (rys. 12.D). Na północ od Piotrkowa Trybunalskiego glina warciańska typu *lodgement* przykryła cienką warstwą dwuczłonowe (odra/warta) osady wodnolodowcowe sandru Karlina (rys. 12.A–D; CD 44–47.B, D).

Łądolód warciański pozostawił po sobie na omawianym terenie gliny zwałowe budujące wysoczyznę morenową płaską i falistą (rys. 12.E, 14.E), stanowiące główny poziom litostratygraficzny. Miąższość gliny wynosi od 0,8 m (np. sandr Karlina) do 40 m (np. Niehcice, 2 km na południe od stanowiska Wola Niehcicka Stara; rys. 4). W wierceniu wykonanym w Jarostach (6 km na północ od Piotrkowa) stwierdzono 18-metrowy pokład brązowej gliny zwałowej.

Gliny warciańskie są zwięzłe, brązowe do żółto-brązowych, miejscami szare z niewielką domieszką frakcji zwirowej, nieco zwiertzałe i spiaszczone w stropie (Kwapisz 1983; Brzeziński 1992). Zawartość CaCO_3 jest niewielka i wynosi 0,6%; w ich masie przeważają klasty pochodzenia skandynawskiego (70% skał krystalicznych) (Czubla 2001). Udział skał lokalnych wynosi tylko 9% (Brzeziński 1992). Gлина jest zazwyczaj odwapniona do głębokości 2–2,5 m p.p.t. (Kwapisz 1983).

W formach dolinnych jego ciągłość jest przzerwana lub zredukowana, szczególnie na zachodzie badanego obszaru. Udokumentowano to w dolinie Luciąży i w suchych dolinkach denudacyjnych w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego (Wachecka-Kotkowska 2004). W strefach wysoczyznowych glinę często przykrywają osady młodsze, poczynając od warciańskich piasków górnych przez serie osadów postglacjalnych, np. stokowych, eolicznych czy biogenicznych.

Wyniki badań petrograficznych (rys. 11) oraz teksturalnych (CD 38–47.F–M) potwierdzają hipotezę, że wysoczyznę Równiny Piotrkowskiej kształtował łądolód warciański. Obszar ten leży w strefie rozległej misy końcowej, na zapleczu Wzgórz Dobryszyckich (strefa II). Gлина bazalna powstawała w stopie łądolodu o reżimie ciepłym (Jania 1996). Badania orientacji osi dłuższej głązików w glinie w Rokszycach, w Piotrkowie i Lewkowie, a także pośrednio wyniki badań petrograficznych [zawartość łupków paleozoicznych (w stano-

wisku Lewkówka I; CD 46.L, 47.L)] pokazują, że masy lodowcowe dotarły tu z północy i północnego wschodu.

Piąty etap to finał deglacjacji lobu Pilicy-Luciaży i rozwój szlaków odpływu. Trwał on do 129 ka (Lambeck i in. 2006), kiedy to lądolód warciański wycofał się z obszaru Polski. Kompleks zlodowaceń środkowopolskich zamykają osady fluwioglacjalne górne – piaski i żwiry, drobno- i średnioziarniste o miąższości 1–4 m, związane z recesją lądolodu. Tworzą się rozległe sandry wysoczyznowe, np. w okolicach Kłudzie i Włodzimierzowa (rys. 6–7) i najwyższe poziomy współcześnie funkcjonujących dolin rzecznych. Wody topniejącego lodowca tworzyły nową sieć, wykorzystując stare szlaki dolinne. Najwcześniej, na południu, powstał szlak pra-Pilicy i doprowadzające do niego drobne dolinki marginalne koło Zbyłowic i Masłowic. Szlak odpływu drogą dzisiejszej Prudki i górnej Widawki prowadził w kierunku pradoliny Warty. Następnie odpływ odbywał się również na północ, wewnątrzlodowcowym, a później marginalnym obniżeniem dolnej Luciaży (rys. 12, 14.D–E) (por. cechy petrograficzne osadów wału i poziomów dolinnych w Rajsku (CD 39).

Trzeba podkreślić, że odpływ wód glacialnych kopalnymi dolinami sygnalizowała już Ruszczyńska-Szenajch (1966), a w ostatnich latach Rdzany (2009) wyraził opinię, że odpływ warciańskich wód lodowcowych odbywał się doliną Pilicy poniżej Tomaszowa Mazowieckiego. Poglądy te dotyczyły strefy marginalnej lobu Widawki i jego ekstraglacjalnego przedpola (por. s. 83 i 87). Nasuwa się wniosek, że kopalna dolina dolnej Luciaży tworzyła z kopalną doliną dolnej Pilicy jeden ciąg, a awans lobu marginalnego Pilicy-Luciaży i odpływ jego wód odbywały się tym samym szlakiem. Wynoszenie materiału pochodzącego z topnienia lodu wewnątrz lobu Pilicy i Luciaży szlakiem kopalnej formy spowodowało akumulację miększej serii osadów wodnolodowcowych, tworzących najwyższy zachowany fragmentarycznie poziom IV w dolinie dzisiejszej Luciaży.

W części zachodniej terenu badań (strefa III) procesy warciańskie przebiegały odmiennie niż w opisanym lobie Pilicy i Luciaży (strefy I–II, IV). Tutaj lądolód warciański nasunął się przede wszystkim jako lob zachodni – Widawki (por. rozdz. 1.2 i rys. 3). Zgodnie z przyjętą w niniejszej pracy, jako hipoteza badawcza, koncepcją Turkowskiej (2006), w strefie konfluencji lobów rozwinęła się złożona, specyficzna rzeźba interlobalna. Przeprowadzone badania pozwalają na przedstawienie modelu rozwoju rzeźby w przekroju równoleżnikowym (rys. 15.A–E) oraz opis tej rzeźby, wzdłuż południka Kamieńska, w czterech odmiennych sytuacjach między lobami na obszarze badań.

Tak jak opisana już część wschodnia analizowanego wycinka zasięgu maksymalnego lądolodu Warty została ukształtowana wyłącznie przez strefę marginalną lobu Pilicy-Luciaży, to jego część zachodnia, od Radomska do Kamień-

ska, została wykształcona przez brzeżną, południowo-wschodnią część lobu Widawki. Wypukły układ form marginalnych przybiera tutaj zarys festonowaty (rys. 4). Między Stobieckiem Szlacheckim i Dobryszycami Malutkimi widać w morfologii krawędź sedymentacyjną wraz z bezpośrednim podłożem (CD 25.A; CD 26.A). W całym odsłoniętym profilu osady pokazują wstępujący układ: na mulkach zastoiskowych, przykrytych piaskami sandrowymi zalegają osady różnoziarniste o dużej zawartości żwirów. Struktura górnej, tworzącej krawędź serii dowodzi, że powstawała ona u nasady stożków terminoglacjalnych, w bardzo bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu i może być zakwalifikowana jako morena końcowa (*end moraines*) typu A (Krzyszkowski, Zieliński 2002). Czoła stożków opadają ku południowi, do pradoliny Warty. Odpływ wód odbywał się na S i SSW (CD 26.A).

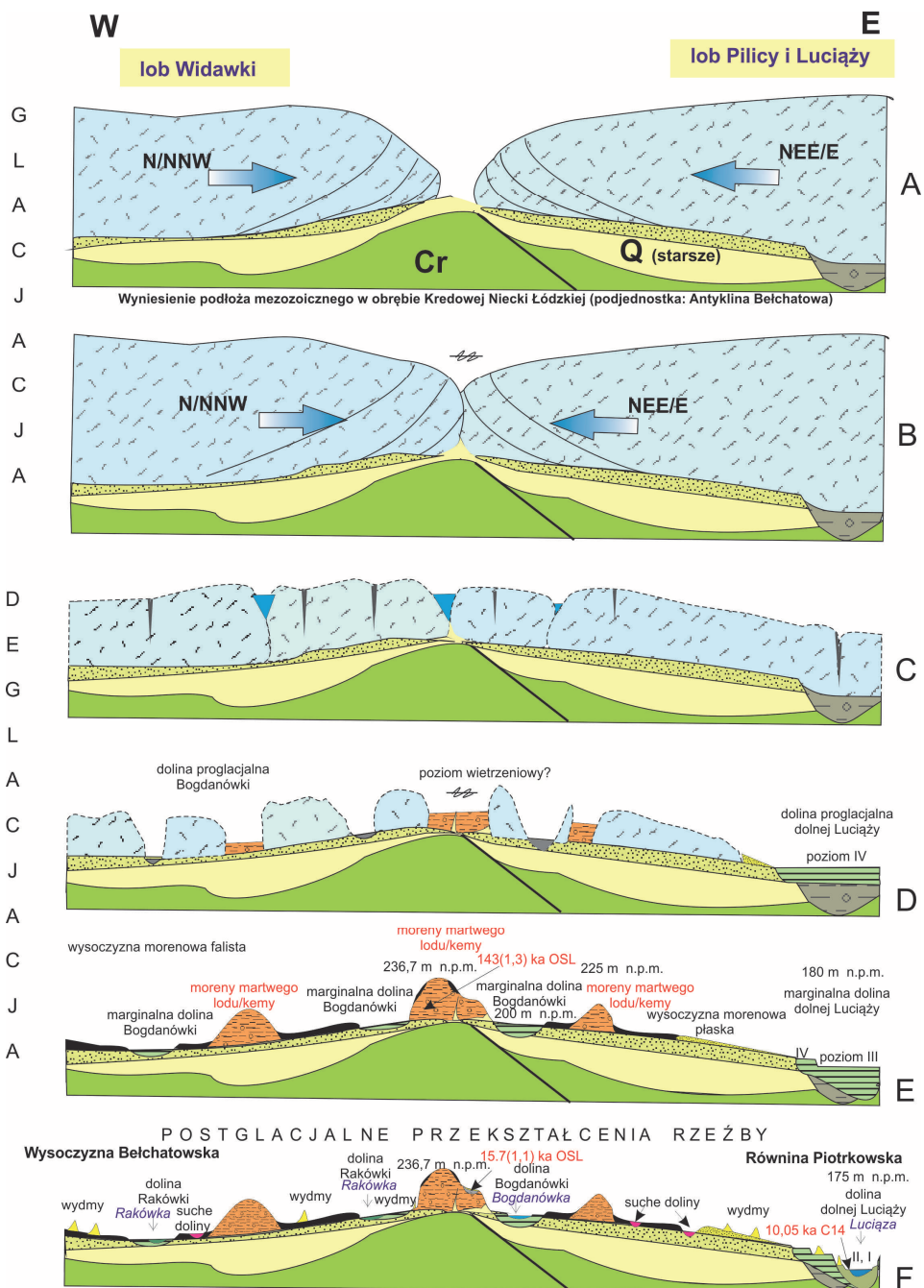
W obydwu stanowiskach profil petrograficzny materiału wskazuje, że formy glaciomarginalne powstawały w co najmniej dwóch etapach (CD 25.L; 26.L). U czoła lądolodu mogło dochodzić do lokalnych oscylacji (Boulton 1996; Kasprzak 1992). Jak się wydaje, w Dobryszycach Malutkich udokumentowano morenę pchniętą (*push moraine*) w typie szybkiego awansu lodu (*fast flow lobes*) (Evans i in. 2014). Świadectwem oscylacji jest obecność drobnych zaburzeń glacidynamicznych i przykrycie gliną materiału wodnolodowcowego zawierającego duże głazy.

W okolicach Kamińska, *ca* 1 km na północ od południowej ściany rowu Kleszczowa, doszło do pierwszego kontaktu lobów napływających z kierunków NW i NE (rys. 15.B). Pagór w Kamińsku można określić jako zwornik pomiędzy lobami Pilicy i Luciąży oraz Widawki. Podczas transgresji, z powodu bariery w podłożu w postaci uskoku, doszło do deformacji osadów podległych – gliny czekoladowej na wschodzie i pakietów piaszczysto-mułkowych na zachodzie. Powstał węzeł interlobalny, w którym kontakt mas lodowych miał złożony charakter.

Rys. 15. Sekwencyjny model rozwoju rzeźby na obszarze węzła interlobalnego (III strefa – profil Z) (objaśnienia symboli na rys. 13)

A – okres tuż przed transgresją lądolodu warty; B – transgresja mas warciańskich, utworzenie węzła interlobalnego na linii wyniesienia podłoża; C – początkowy etap deglacjacji; tworzenie się inicjalnych szczelin i początek zamierania arealnego; naciski statyczne i wyciskanie jąder gliniastych; D – postępująca deglacjacja arealna, przerwa w sedymentacji, utworzenie się poziomu wietrzeniowego i eolizacja osadów;

E – deglacjacja; zaawansowana, tworzenie się wysoczyzny glacialnej oraz szlaków odpływu (dolina Bogdanowa; tworzenie się poziomu III); F – przekształcenia postglacialne [denudacja wysoczyzny i wypełnianie osadami eoliczno-stokowymi zagłębień w pagórach, organizacja sieci rzecznej: dolin denudacyjnych i rzecznych (tworzenie się plenivistuliańskiej terasy wysokiej II i późnovistuliańskiej niskiej I), pokrywy wydumowe na południu formy i zmiany antropogeniczne]



Wspólne już czoło lobów osiągnęło południowy skraj osadów zdeformowanych i lądolód zaczął zamierać arealnie. Pomiedzy świeżymi wyniesieniami z jądrami starszych osadów plejstoceńskich a elewacją podłoża związanym z południowym zrębem rowu istniało jeziorzysko terminoglacjalne, gdzie powstawała podwodna delta (*subaqueous delta* por. Shaw, Ashley 1988), tworząc południowy segment pagóra (CD 27.B).

Do spiętrzania i obumierania mas lodowych na styku lobów dochodziło w całej centralnej części strefy III (na północ od Kamieńska). W 3–5 ciągach powstawały ukierunkowane szczeliny i przetainy (rys. 15.C–D), w których dochodziło do sedymentacji wodnolodowcowej i/lub limnoglacjalnej.

Zespoły pagórków form marginalnych zarówno w pierwszym ciągu, w okolicach Gościnnej i Wilkoszewic (CD 30.B), jak i w drugim, w okolicach Jasnej Górki i Woli Niechcickiej Starej (CD 28–29.D), powstawały w trzech etapach, chociaż nie w pełni synchronicznie. Najpierw w pierwszym ciągu, blisko żywego lodu dochodziło do bardzo wydajnej akumulacji osadów piaszczysto-żwirowych w warunkach żwirodennej roztoki. Następnie otworzyły się szczeliny ciągu drugiego i powstały rozległe zbiorniki glacialimniczne z depozycją z zawiesiny i słabego przepływu. Po jakimś czasie nastąpiła dostawa dodatkowych mas lodu z NNE. Ta szarża lobu wschodniego spowodowała w pagórku w Gościnnej-Wilkoszewicach wyciśnięcie diapiru żwirowego, a w Woli Niechcickiej Starej doszło do dobudowania północno-wschodniego skraju pagórka limnoglacjalnego postawionymi pionowo żwirami. Piaszczyste i żwirowe segmenty form w obydwu przypadkach pochodzą z tego samego epizodu glacialnego, co potwierdzają wyniki analiz petrograficznych i mineralogicznych. Ostatni etap to depozycja materiału gliniastego przykrywającego formy.

Na przykładzie analizy budowy wewnętrznej pagórów z pierwszego i drugiego ciągu (z okolic Gościnnej-Wilkoszewic oraz Woli Niechcickiej Starej) rysuje się problem, dlaczego tak skomplikowane formy były uważane przez badaczy z Państwowego Instytutu Geologicznego jako moreny czołowe (Domoławska-Baraniecka, Skompski 1967; Baraniecka 1971a; Baraniecka, Sarnacka 1971) lub jako kemy/moreny martwego lodu przez łódzkich geomorfologów (Klatkova 1972a; Krzemiński 1974, 1997; por. rozdz. 1.2). Zdaniem autorki konfluencja dwóch lobów napływających z dwóch kierunków pozwala szerzej widzieć genezę tych form jako formy szczelinowe, ale poligeniczne.

Najbardziej efektywna sedymentacja w strefie III zachodziła w trzecim ciągu form, zlokalizowanym w osi garbu, gdzie powstał zespół form kemowych, najwyższych w środkowej Polsce – tzw. Borowskie Góry. Prawdopodobnie w tych okolicach (st. Borowa III i Moników; CD 32), w trakcie nierównomiernej deglacjacji arealnej w brzeżnej części lądolodu, pomiędzy dwoma bryłami martwego

lodu lub na styku zanikających lobów doszło do sedymentacji zbiornikowej. Drobne, ścięte mikrofałdy (CD 32.D) świadczą, że wspomniany awans ze strony wschodniej zaznaczył się aż do tego obszaru. Pomiarzy AMS w strefie osadów niezaburzonych wskazały, że transport odbywał się prostopadle do kierunku 30°(210°) (CD 32.N). Badania petrograficzne wskazują na wartę (CD 32.L). Wyjaśnienia wymaga wskaźnik wieku OSL – 63,1 ka. Podobne osady (ze zbliżoną datą) obserwowano w stanowisku Dobryszyce Malutkie (CD 26.O).

W Mąkolicach, w obrębie osi garbu łódzkiego, można spotkać pagóry moreny czołowej/martwego lodu powstałe 143 ka (stanowiska Mąkolice I, III, V – rys. 15.D–E; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b) oraz różne inne, drobniejsze formy szczelinowe na wierzchołkach, jak np. kemy z wyciśniętym jądrem typu szczukwińskiego (por. Klatkova 1972a).

Analiza struktur glacytektonicznych oraz badania kierunkowe lamin wskazują na dwa sektory transportu i nacisku mas lodowych z NW(N) i z SE(E). Analogiczne kierunki wykazały analizy petrograficzne osadów fluwioglacjalnych w stanowisku Mąkolice (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b). We wschodniej Polsce, podobne warciańskie formy szczelinowe – równoległe do czoła lądolodu kemy – opisują Godlewska i Terpiłowski (2012) oraz Godlewska (2015). Wiążą je ze stagnacją czoła lądolodu, niską energią wód supraglacjalnych i sedymentacją na przemarzniętym podłożu pomiędzy bryłami martwego lodu.

Nagromadzenie pagórów w ciągu południkowym stwarza wrażenie krajobrazu typu *hummocky terrain* (Clayton i in. 2008), w którym oprócz kemów występują inne formy zaawansowanej deglacji arealnej, jak moreny martwego lodu [*dead-ice terrain and disintegration moraine* (Eyles i in. 2013)]. W otoczeniu pagórów, zwłaszcza w Mąkolicach, występują obniżenia wyleżyskowe typu *small ice-walled-lake plain* (Munro, Shaw 1997). W miejscach reawansu lub styku dwóch lobów na północ od Kamieńska utworzyły się zespoły pagórków moren pchniętych z deformacjami typu *ice stream margins hummocky terrain with push moraine assemblages* (Evans i in. 2014).

Przypuszczalnie w lobie zachodnim – Widawki – sedymentacja była wydajniejsza, a deglacja przebiegała dłużej niż w lobie wschodnim. Między bryłami martwego lodu dokonywała się organizacja wód. Powstawały bardzo wąskie dolinki, tzw. lejki proglacjalne Bogdanówki w okolicach Rozpry (Krzemiński 1997). Najważniejszą rolę w drenażu wód lodowcowych odgrywała szeroka dolina marginalna Bogdanowa, która była największym kolektorem wody z topniejącego lobu, głównie Widawki (Klatkova 1972a; Krzemiński 1989, 1997; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b).

Podczas zaawansowanej deglacji sprzed lobu zachodniego – Widawki – odpływ marginalny odbywał się opisaną już formą dolinną pra-Luciąży

w kierunku północno-wschodnim (52°) (patrz stanowisko Łazy-Dąbrowa 40°N). Materiał pochodzący z topnienia lodu wewnątrz lobu Pilicy i Luciąży, tworzący miększą serię osadów wodnolodowcowych (por. s. 82) zasypujących dolną pra-Luciażę (poziom IV), został częściowo uprzątnięty. Wody sprzed lobu Widawki doprowadziły do zasypiania dolinnego do wysokości 198 (CD 38.A) – 192 (CD 40.A) – 180 (CD 42.A) m n.p.m. W morfologii obszaru występuje poziom odpływu glacialmarginalnego położony ok. 15–10 m powyżej dna dolinnego i oznaczony jako terasa III (CD 38–42.A) (Wachecka-Kotkowska 2004).

Poziom kształtowała piaskodenna rozтока z dobrze rozwiniętą równią zalewową w dwóch etapach, zarejestrowanych w cechach strukturalno-teksturalnych budujących go osadów, dowodzących zmiany warunków z proglacialnych/intraglacialnych na ekstraglacialne (Wachecka-Kotkowska, Ludwikowska-Kędzia 2013). Wskazuje to, że ta przetrwała forma dolinna nie tylko ułatwiła glację obszaru (jako jedna z „prowadnic” lobu Pilicy i Luciąży), ale także pełniła ważną funkcję w drenażu obu lobów, zarówno wschodniego (odpływ wewnątrz lobu), jak i zachodniego – Widawki (odpływ pro- i ekstraglacialny). Rozwój doliny Luciąży wykorzystano także jako przykład i model ewolucji rzeźby doliny rzecznej w okresie postglacialnym (por. rozdz. 3.3.2 i 3.3.3).

3.3. Postwarciańskie przekształcenia osadów i form w warunkach klimatu peryglacialnego i umiarkowanego

Wyniki badań strukturalnych oraz teksturalnych profili osadów glacialnych, budujących formy na obszarze badań, wskazały ślady procesów działających w klimacie peryglacialnym. Zidentyfikowano kilka poziomów bruków z wyraźnymi śladami eolizacji, pokrywy eolicznej i fluwioperyglacialnej, ślady poziomów wietrzeniowych oraz różnego typu struktury i deformacje wskazujące na przynależność pozornie ciągłych profilów do różnych pięter geologicznych.

3.3.1. Różnowiekowe horyzonty peryglacialne

W trakcie badań na obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem i Przedborzem zidentyfikowano ślady środowiska peryglacialnego rozwinięte w kilku poziomach stratygraficznych. Najstarszy, najsłabiej rozwinięty i nieciągły, przypisano kompleksowi południowopolskiemu. Dwa powiązane z kompleksem środkowopolskim (horyzont odrzański i warciański). Najwyższy

– i najbardziej czytelny – powiązano z plenivistulianem. Wszystkie horyzonty, z wyjątkiem pierwszego, zostały umiejscowione w jasnej sytuacji geologiczno-geomorfologicznej.

Najstarszy poziom peryglacialny stwierdzono w Kamieńsku. Tutaj zbadano silnie zdeformowany trzon pagóra, pochodzący prawdopodobnie ze zlodowaceń południowopolskich (gliny san 2?), przykryty osadami piaszczystymi, w pewnej części silnie eolizowanymi (CD 27.E).

Drugi horyzont peryglacialny udokumentowano w Kuźnicy (CD 1) i Lewkówce (CD 47). Struktury peryglacialne są rozwinięte w piaskach wydutowanych na *ca* 220 ka w Kuźnicy i *ca* 198 ka w Lewkówce, ale powstały prawdopodobnie na przedpolu transgredującego lądolodu stadiau maksymalnego zlodowacenia odry, a więc z tego samego okresu co kliny opisane przez Klatkową (1993, 1996). Również French (2011) wskazuje na obecność struktur peryglacialnych – zdeformowanych klinów piaszczystych w osadach Saalianu w pobliskiej odkrywcze KWB Bełchatów (10 km na zachód od Kamieńska).

Niepewna jest pozycja stratygraficzna horyzontów peryglacialnych udokumentowanych w Teklinie i Chelczowie; bruk erozyjny zawierający głównie graniaki, odsłaniający się u podstawy pagóra, mógł powstać przed czołem lądolodu odrzańskiego lub odpowiadać okresowi pomiędzy odrą a wartą. Prawdopodobnie w drugiej sytuacji (pomiędzy osadami odrzańskimi i warciańskimi) leżą też horyzonty bruków udokumentowane w Mierzynie i Woźnikach oraz poziom wietrzeniowy w Mąkolicach (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b; rys. 15.D).

Niewątpliwie **trzecią generację struktur peryglacialnych** w stropie warciańskich sandrów dolnych udokumentowano w Piotrkowie (Focus Mall; CD 44) i Lewkówce (CD 47), a także w Daniszewicach (CD 18). Są to przede wszystkim pseudomorfozy, wypełnione materiałem gliniastym (w Daniszewicach) lub materiałem piaszczysto-gliniasto-mułkowym (w Lewkówce).

Najlepiej rozwinięte są **struktury generacji najwyższej**, określonej roboczo jako **czwarta**. Między innymi udokumentowano je jako deformacje brązowej gliny warciańskiej, na której tworzą regularną sieć poligonów szczelin mrozowych (Piotrków Trybunalski Focus Mall, Lewkówka), odchodzących od powierzchni płaszcza kamienistego złożonego z silnie eolizowanych kamieni. Ten horyzont deformacji peryglacialnych, chociaż występuje w warstwie powierzchniowej gliny warciańskiej, prawdopodobnie powstał dopiero w vistulianie w okresie apogeum klimatu peryglacialnego, w warunkach pustyni arktycznej. Podobnie wykształcone bruki i pseudomorfozy po klinach kontrakcji termicznej były traktowane jako wskaźnik stratygraficzny, określający przełom pełni i zstępującego würmu (Dylik 1967), a w następnych latach ta pozycja była wielokrotnie potwierdzana (np. Klatkowa 1996).

Generalnie peryglacialne osady, deformacje i formy z piętra wisły są udokumentowane nieporównywalnie lepiej niż ze starszych pięter czwartorzędu, przede wszystkim ze względu na lepsze zachowanie niż poziomy starsze, ale również większą dostępność do badań, wynikającą z częstego występowania na współczesnych powierzchniach lub blisko nich. Wieloboki kontrakcji termicznej są najpewniejszym świadectwem kopalnego środowiska peryglacialnego. Od początku powstania geomorfologicznego ośrodka w Łodzi, szczególnie w okresie łódzkiej szkoły peryglacialnej, stały się jednym z głównych przedmiotów badań, także o charakterze ogólnym i teoretycznym. W dolinie Łuciąży były już opisywane (por. Wachecka-Kotkowska 2004).

Znaczenie poziomów peryglacialnych, szczególnie starszych, jest nie do przecenienia przy rekonstrukcjach paleogeograficznych. Być może najważniejszymi przykładami są opisane powyżej sytuacje występowania horyzontów peryglacialnych w seriach osadów jednorodnych litologicznie i genetycznie, takich jak piaski i żwiry wodnolodowcowe, czy gliny zwałowe, ale złożonych stratygraficznie. Na badanym terenie stały się podstawą w rozdzieleniu osadów pochodzących z okresu stadiału maksymalnego zlodowacenia odry i stadiału warty. Wskazują na istnienie warunków peryglacialnych tuż przed przykryciem obszaru badań gliną warciańską. Poziomy te są podkreślone również zapisem procesów eolicznych i przekształceń form glacialnych w warunkach klimatu peryglacialnego (Martini i in. 2011).

Interesujące jest, że w sytuacji spotkania tak licznych horyzontów, wykształconych lub przekształconych w warunkach peryglacialnych, nie natrafiono na świadectwa okresów ciepłych, z wyjątkiem słabo wyrażonych poziomów wieźreniowych (wzbogacenie w Fe) np. w Mąkolicach (CD 33–35) i Jelicy Grabowcu (CD 21). Jest to pośredni dowód nie tylko na większą rozległość działania, ale także siłę niszczenia, a więc bardziej wydajną efektywność morfogenezy peryglacialnej w stosunku do morfogenezy umiarkowanej. Mimo niewątpliwych dowodów dostarczanych również we współczesnym środowisku geograficznym, ta teza Dylika (1957), dotycząca paleogeograficznego świadectwa osadów zimnych, nie upowszechniła się.

3.3.2. Rozwój rzeźby w vistulianie

Jak już przypomniano, pierwszym, wieloletnim kierunkiem zainteresowań badawczych autorki na opisywanym terenie była ewolucja doliny Łuciąży (Wachecka-Kotkowska 2004). Badania prowadzono w okresie, kiedy ekstraplacjalne położenie (w stosunku do zasięgu stadiału warty) obszaru należało do

kanonów regionalnej wiedzy paleogeograficznej (por. rozdz. 1.2). Głównym celem badań było porównanie rozwoju doliny Luciąży, odwadniającej odrzańską strefę pogranicza wyżyn i niżu, z ewolucją dolin biorących początek w strefie wododziałowej Wyżyny Łódzkiej (Turkowska 1988). Poniżej, uzupełnione wyniki badań wykorzystano do oceny kierunków i stopnia przekształceń rzeźby w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym.

Na początku pracy (rozdz. 1.1) zasygnalizowano już dwudzielny układ rzeźby na terenie badań. Wyraża się on w wysokim – powyżej 200 m n.p.m. – położeniu peryferycznych stref I–III w stosunku do strefy IV, stanowiącej w całym analizowanym okresie obniżenie (rys. 2). Obszary położone powyżej 200 m n.p.m. były silnie przekształcane denudacyjnie. W systemach wysoczyznowych powszechnie dochodziło do procesów zmieniających stok¹. W warunkach peryglacialnych osady glacialne, miejscami także przykrywające ostańce, podlegały przemieszczeniom w obrębie warstwy czynnej. W licznych stanowiskach udokumentowano spływy zarówno na stokach ostatnich (np. Ochotnik CD 8; Jabłonna CD 14), jak i pagórów glacialnych (np.: Daniszewice CD 18; Kolonia Ręczno CD 23; Borowa CD 32; Mąkolice CD 33–35; Woźniki 36) prowadzące do ich obniżania i wyrównywania poprzez wypełnianie zagłębień i zakłębłości. W niwelacji brały również udział (bezpośredni lub pośredni) procesy eoliczne. Materiał wypełnień jest silnie eolizowany, a bliski transport ujawnia taki sam skład petrograficzny, co osadów podłoża (Daniszewice CD 18.L i Teklin I i II; CD 19, 20.L).

Dolinkom najmniejszych cieków towarzyszy rozgałęziony układ suchych dolin, najczęściej biorących początek na obrzeżeniach terenu, ale również na Wzgórzach Dobryszczyckich, ostańcach mezozoicznych itp., stanowiących lokalne działy, nie tylko spływu wód, ale również dla procesów stokowych.

Najmniejsze otwarte formy wklęsłe to niecki i małe dolinki denudacyjne urozmaicające zdenudowaną powierzchnię wysoczyzny glacialnej. Na uwagę zasługuje ich detrytyczny układ. Formy pierwszego rzędu są „zagnieżdżone” w obniżeniach glacialnych (często nieckach czy wyleżyskach), np. pomiędzy ostańcami mezozoicznymi (np. Bąkowej Góry) a ciągami moren czołowych (rys. 14.F). Niektóre nawiązują już do poziomów wodnolodowcowych w dolinach glacialnych (Dęba CD 11; Zbyłowice CD 24), inne rozcinają ich dolne krawędzie. Suche doliny dalszych rzędów są już wypełnione osadami peryglacialnymi, w tym tzw. serią piaszczysto-mułkową (por. Klatkowa 1964). Nawiązują do różnych poziomów dolin rzecznych, w niższych częściach systemów

¹ Postglacialne przekształcenia rzeźby przedstawiono na przekrojach sekwencyjnych dla całego ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego sumarycznie (rys. 12, 14–15 F).

do dolinek dopływów Luciąży, m.in. Strawy, dobrze zaznaczając się w rzeźbie okolic Piotrkowa Trybunalskiego (rys. 2).

Na podstawie badań przeprowadzonych w dolinie Luciąży (Wachecka-Kotkowska 2004) wiadomo, że podobnie jak w innych dolinach regionu łódzkiego, do „selekcji” dolin glacialnych przez postglacjalny odpływ rzeczny doszło w fazie kataglacialnej stadiału warty (por. Turkowska 1988; Krzemiński 1989). W interglacjale eemskim, prawdopodobnie rzeka meandrująca wykształciła dolinę, wcinając się w wodnolodowcowy poziom III. Podczas ostatniego piętra zimnego w dolinie wystąpiły cztery fazy erozji: śródvistuliańska, na przełomie dolnego vistulianu i plenivistulianu (odpowiedzialna za rozcięcie Wzgórz Dobryszczyckich i utworzenie doliny Luciąży o podobnym przebiegu do współczesnego), schyłkowo środkowoplenivistuliańska (synchroniczna z transgresją lądolodu Wisły) i późnovistuliańska, skutkująca rozcięciem aluwii górnoplenivistuliańskich i powstaniem terasy II (wysokiej). Ostatnia faza – na przełomie vistulianu i holocenu – doprowadziła do rozcięcia aluwii późnovistuliańskich i utworzenia terasy nadzalewowej I (niskiej) oraz rozpoczęcia rozwoju doliny holocenińskiej. Nie ma wątpliwości, że rzeczne procesy erozyjne w okresie polodowcowym były niejako motorem rozwoju morfogenetycznego całego obszaru, włączonego do systemów dolinnych i że rozwój ten odbywał się w tym samym rytmie, co w całej strefie staroglacialnej (Turkowska 1988).

Na badanym terenie zmiany erozyjne widoczne są czasami również we fragmentach dolin glacialnych, które nie zostały włączone do rzecznej sieci dolinnej. Na przykład w Chelczowie i Mąkolicach, prawdopodobnie podcięcie dolnych partii warciańskich pagórów glacialnych przez wody górnych odcinków rzek Luciąży i Rakówki spowodowały utworzenie izolowanych ostańców erozyjnych (rys. 15.E–F).

Wracając do rozwoju dolin rzecznych, w odcinkach i w okresach przewagi akumulacji dochodziło do agradacji pokryw fluwioperyglacialnych, które tworzyły się przy współdziale procesów: podłużnych, poprzecznych (stokowych) oraz dolin bocznych (często obecnie suchych), eolicznych (silna eolizacja $RM > 70\%$; Goździk 1991) i innych. Bez wątpienia są więc pokrywami poligenicznymi (por. Turkowska 1995).

W vistulianie powstały wypełnienia tworzące dwa poziomy dolinne: wysoki plenivistuliański (Wachecka-Kotkowska, Ludwikowska-Kędzia 2007) i niski późnovistuliański. Peryglacialne warunki, w jakich powstawały serie, są uodwodnione przez obecność syngenetycznych klinów mrozowych i inwolucji oraz teksturalne cechy osadów, przede wszystkim ich bardzo wysoką eolizację.

W późnym vistulianie w dolinach i na wysoczyźnie dochodziło do nawiewania pokryw eolicznych i usypywania wydmy śródlądowych w różnych sytuac-

cjach morfologicznych i geologicznych, zarówno na powierzchni zdenudowanej wysoczyzny glacialnej, na poziomach dolinnych wodnolodowcowych i fluwio-peryglacialnych, jak i w wypełnieniach lokalnych zagłębień (rys. 12.F, 14.F, 15.F). Na przykład na południowym stoku pagóra w Mąkolicach, wypełniony mułem lokalny zbiornik został przykryty ok. 15 ka warstwą piasku eolicznego o miąższości 1 m z małą wydawką.

Kierunki przekształcenia powierzchni badanego terenu w vistulianie mogą więc być porównywane z innymi fragmentami regionu łódzkiego, gdzie były dokumentowane w szczegółowych badaniach przez licznych badaczy kopalnej strefy peryglacialnej okolic Łodzi, poczynając od Jana Dylika. Tytułem przypomnienia programu badań zrealizowanych pod bezpośrednim kierunkiem Profesora wystarczy wymienić prace na stopień „rozpisane” według typów procesów najistotniejszych w morfogenezie peryglacialnej [(np. wietrzenia mrozowego (Klatka 1962), czynnej strefy zmarzliny (Olchowik-Kolasińska 1962), denudacyjnych, formujących suche doliny (Klatkova 1964), eolicznych i glebowych (Manikowska 1966, 1985), kontrakcji termicznej (Goździk 1973), stokowych (Wieczorkowska 1975) oraz rzecznych (Kuydowicz-Turkowska 1975; Turkowska 1988)]. Cytowane badania w dolinie Łuciąży są przykładem kontynuowania wątków peryglacialnych w następnych pokoleniach.

3.3.3. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia rzeźby w holocenie

Ostatni etap rozwoju rzeźby czwartorzędowej to morfogeneza umiarkowana wraz z działalnością człowieka. Ocieplenie klimatu na przełomie vistulianu i holocenu oraz pokrycie systemów dolinnych i wysoczyznowych zwartą roślinnością zahamowało procesy stokowe, eoliczne itd. Do czasów ingerencji człowieka wyraźne zmiany zachodziły przede wszystkim w dnach dolin rzecznych.

W dolinie Łuciąży, w odcinkach wąskich (np. przełom przez Wzgórza Dobryszyskie, odcinek ujściowy) procesy erozyjno-akumulacyjne rzeki meandrującej rozbudowywały dno dolinne lub prowadziły do jego wcinania. W rozszerzeniach i/lub w odcinkach z tendencjami do obniżania następowała aggradacja osadów pozakorytowych i organicznych, często zajmująca również poziom późnovistuliański. Jako przykład może tutaj służyć rozwój miąższej warstwy torfu holocenijskiego i utworzenie rozległej równiny torfowej w okolicach Bęczkowic (5 km na południe od Trzeczny) opisany przez Forysiaka (2012).

Efekty działalności człowieka na badanym obszarze pochodzą z bardzo różnych okresów, są bardzo zróżnicowane i rozmieszczone nierównomiernie.

Podczas relacjonowanych badań geomorfologiczno-paleogeograficznych na najstarsze ślady antropogeniczne – wypalanie roślinności w dnie doliny *ca* 3600 BP – natrafiono w stanowisku Kłudzice III. Z wczesnego średniowiecza pochodzą grodziska w Mierzynie i Rozprzy. W późnym średniowieczu wyraźnie większe zmiany powodowało zakładanie młynów i związane z nim powstanie systemu kaskadowego wynikającego z przegradzania doliny (Wachecka-Kotkowska 2004). Intensywne wylesienia od XIX w. (Twardy, Klimek 2008) poskutkowało również na Wysoczyźnie Bełchatowskiej i na Wyżynie Przedborskiej wzmożeniem procesów stokowych. W ostatnich dziesięcioleciach, na dzierzawionych od Skarbu Państwa ziemiach dawnych PGR-ów wprowadzanie na nachylonych stokach monokultur (m.in. roślin okopowych lub kukurydzy) doprowadza do wyraźnej erozji gleb, np. na południowych stokach moren czołowych w okolicach Masłowic i Kalinek (strefa I).

Duże zmiany powstały w pod koniec XX i na przełomie XX/XXI w. Do największych przekształceń doszło po uruchomieniu odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego w KWB Bełchatów (od 1974 r.) i usypaniu największej formy antropogenicznej w Polsce – zwałowiska zewnętrznego, zwanego Górą Kamińską (patrz rys. 2) o wysokości względnej 180 m (384 m n.p.m., podstawa góry ok. 200 m n.p.m.). Rozległe równina antropogeniczna i zagłębienie poeksploatacyjne pola Bełchatów (w przyszłości akwen rekreacyjny), podobnie jak w polu Szczerców, są położone już poza wschodnią granicą terenu.

Elementem rzeźby zmienionym przez człowieka w nieco mniejszej skali jest poszerzone i pogłębione (190 m n.p.m.) dno przełomowej doliny środkowej Luciąży, przegrodzone w 1994 r. w Cieszanowicach zaporą ziemną o wysokości 11 m. Zbiornik wodny „Cieszanowice”, który pierwotnie miał pełnić funkcję nawadniającą na obszarze objętym lejem depresyjnym KWB Bełchatów, odgrywa rolę przeciwpowodziową i rekreacyjną.

W wyniku rozwoju budownictwa wielkopłytkowego i budowy dróg (np. części autostrady A1, dawnej „Gierkówki” i S8) w częściach kulminacyjnych pagórów między Łodzią (Boryszowem) a Radomskiem eksploatuje się kruszywo do celów budowlanych, zmieniając kształt form wypukłych (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b), a liczne z mniejszych form niwelując całkowicie.

Przekształcenia antropogeniczne rzeźby badanego obszaru zmierzają w podobnym kierunku jak w innych miejscach Polski. Jednak ze względu na bliskość kompleksu największych odkrywek Europy KWB „Bełchatów” oraz obecność drogi o znaczeniu transeuropejskim („Gierkówka” – A1) nie ma wątpliwości, że zmiany pomiędzy Piotrkowem a Radomskiem są najwyraźniejsze w regionie.

4. PODSUMOWANIE

4.1. Czynniki rozwoju rzeźby

Autorzy podręczników geomorfologii ogólnej dzielą czynniki morfogenetyczne przede wszystkim na endogeniczne (wewnętrzne) i egzogeniczne (zewnętrzne) oraz globalne i lokalne (np. Klimaszewski 1978, Goudi 2006, Migoń 2006). Wszystkie wymienione kategorie były szeroko reprezentowane podczas ewolucji rzeźby badanego obszaru, przy czym w kolejnych okresach dziejów Ziemi ich lista i rola zmieniały się w sposób zasadniczy.

Biorąc pod uwagę świadectwa paleogeograficzne, do których istnieje dostęp badawczy, a także oparte na nich syntezy i schematy, wydaje się, że w starszych od czwartorzędu dziejach Ziemi rola czynników endogenicznych była bez porównania większa niż czynników egzogenicznych. Prawdopodobnie ocena wyglądałaby jednak inaczej, gdybyśmy byli w stanie analizować skutki procesów morfogenetycznych w pełnym przebiegu i w rzeczywistej skali. Niewątpliwie jest jednak, że chociaż obraz ewolucji rzeźby, który się zachował (i do którego mamy dostęp), jest tylko ułamkiem jej przebiegu, to stanowi wypadkową wszystkich czynników morfotwórczych, które działały w danym miejscu.

Opisane w rozdziale 3.1 ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej badanego terenu (rys. 9) jest więc wypadkową ogółu endogenicznych i egzogenicznych czynników morfogenetycznych, które działały na obszarze do końca neogenu. W czwartorzędzie natomiast, na omawianym terenie w zdecydowanej przewadze rozwój rzeźby określały czynniki zewnętrzne (zarówno ogólne, jak i lokalne), chociaż nie wolno zapominać o wyjątkach, do których należą przykładowo tzw. faza bełchatowska (Baraniecka 1975) oraz wstrząsy tektoniczne spowodowane pracami kopalnianymi KWB Bełchatów.

Przyjęty czasowy zakres opracowania – czwartorzęd – pozwala pominąć analizę czynników morfotwórczych, które doprowadziły do powstania powierzchni przedczwartorzędowej. Zbudowane ze skał starszych od kenozoiku formy podłoża podczwartorzędowego oraz ostańce (tab. 3) określiły przebieg i rezultaty morfogenezy glacialnej, a pośrednio wpłynęły również na rozwój rzeźby w warunkach morfogenezy peryglacialnej i umiarkowanej (Dylik 1953).

Najbardziej efektywne procesy morfotwórcze na półkuli północnej w czwartorzędzie były związane ze zlodowaceniami kontynentalnymi. Jak wykazano w rozdziale 3, podobnie jak większa część środkowej Polski, badany obszar był zajęty przez lądolód stadiału warty, przez strefę marginalną lobu Rawki *sensu lato*. Pozostawił on specyficzną rzeźbę glacialną, silnie zróżnicowaną ze względu na wspomniane już – a zilustrowane przykładami poniżej – uwarunkowanie procesów glacialnych cechami bliskiego podłoża. Stwierdzenie to (warciański wiek rzeźby glacialnej) wymaga podkreślenia ze względu na nowość poglądu w stosunku do terenu, który do ostatnich lat był uważany za położony w ekstraglacialnej strefie lądolodu warty (por. rozdz. 1.2).

W uzupełnieniu powyższych rozważań przypomniano kilka z omówionych już w rozdziale 3 przykładów różnej wzajemnej relacji czynników ogólnych i lokalnych, a także zdefiniowania przez czynniki lokalne rzeźby na różnych etapach jej rozwoju sterowanego czynnikami ogólnymi, klimatycznymi. Wybrane przykłady dotyczą dwóch najbardziej efektywnych okresów rozwoju rzeźby badanego obszaru w czwartorzędzie: stadiału warty zlodowacenia odry oraz vistulianu.

4.1.1. Rola podłoża czwartorzędowego jako przykład dominacji czynnika lokalnego w kształtowaniu rzeźby glacialnej

Zbudowane ze skał mezozoicznych elementy rzeźby podłoża (główne elewacje i obniżenia) oraz ostańce, mające wpływ na rozwój rzeźby w czwartorzędzie, przedstawiono w tabeli 3, a ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej na rysunku 9. Przywołane przykłady uszeregowano zgodnie z wyróżnionymi strefami I–IV.

Strefa I. Lądolód dotarł do północnych stoków wyżyn, do wysokości 250 m n.p.m. Partie szczytowe najwyższych ostańców mezozoicznych (np. Bąkowa Góra i Góra Chełmo) stały się nunatakami. Elewacja poprzeczna podłoża mezozoicznego wymuszała płynięcie mas lodowych pod górę. Północne stoki wyżyn między Radomskiem a Przedborzem, które mają kształt łuku (rys. 9), określiły układ strefy marginalnej lobu wschodniego (Pilicy i Luciąży), który opierał się na ostańcach mezozoicznych – Górze Chełmo, Bąkowej Górze oraz Majowej Górze. Powstałe pagórki czołowomorenowe mają formę stożków glaciomarginalnych (np. Ludwików, Kalinki). W miejscach bliskiego, skrasowiałego i pociętego uskokami podłoża nie zdążył wykształcić się klasyczny zespół form czołowomorenowych (np. okolice Góry Chełmo, Ochotnik), gdyż część wód była drenowana subglacialnie. Podczas deglacjacji na proksymalnych zboczach

ostańców mezozoicznych powstały terasy kemowe (np. Rzejowice; Miejskie Pola), a na dystalnych – sandry (np. Biestrzyków Mały i Malowana Wola).

Dzięki występowaniu elewacji transwersalnej w podłożu, na przedłużeniu grzbietu Góry Chełmo (323 m n.p.m.), odpływ wód glacialnych odbywał się na wschód do pra-Pilicy, należącej do zlewiska Morza Czarnego, i na zachód do pra-Widawki, do zlewiska Morza Północnego.

Strefa II rzeźby leży w północnej części „fałdów radomszczańskich”, nad rowem Kleszczowa. Na rów nałożony jest ciąg Wzgórz Dobryszyckich, który rozpościera się od Kamieńska po Trzepnicę. W wyniku deglacjacji frontalnej usypał się szereg stożków glacialnych (np. Daniszewice, Teklin, Kolonia Trzepnica). W warunkach podnoszącego się podłoża na ich przedpolu powstał dziurawy sandr Prudki (np. Gertrudów). Najważniejszą rolą południowego horstu rowu w Kamieńsku (już w obrębie garbu łódzkiego) było zatrzymanie mas lodowych z dwóch kierunków (lobu Pilicy i Luciąży oraz Widawki).

W **strefie III** decydujące znaczenie podczas transgresji lądolodu, a później deglacjacji miała podłużna elewacja podłoża (rys. 9, tab. 3). Wyniesienie kredowej niecki łódzkiej wymusiło zatrzymanie się mas lodowych napływających z północnego wschodu. Na obszarze powyżej 200 m n.p.m. między Boryszewem na północy a Kamieńskiem na południu, na kontakcie dwóch lobów wykształciła się specyficzna interlobalna strefa marginalna na styku dwóch lobów, uformowana przez deglacjację arealną, tworzenie się kemów i moren martwego lodu, a następnie organizację odpływu glacialnego doliną Bogdanowa.

Strefę IV zdefiniowały obniżenia różnej genezy w podłożu. Kopalne doliny dolnej Luciąży i górnej Widawki oraz miejscami doliny Pilicy (z wyjątkiem okolic Przedborza) miały dominujący wpływ na rozprzestrzenianie się mas lodowych podczas transgresji. Lądolód napłynął z kierunku N, NNE i przemierzył Równinę Piotrkowską zgodnie z kierunkiem doliny kopalnej Niechcic i Włodzimierzowa. Rola kopalnych dolin była również wiodąca w deglacjacji. Udowodniono, że wody topniejącego lodowca wykorzystywały kopalne, stare doliny, często przygotowując szlaki odpływu rzeczny.

Podczas rozwoju strefy marginalnej stadiału warty na obszarze między Piotrkowem, Radomskiem a Przedborzem ukształtowanie podłoża określiło specyfikę rzeźby glacialnej, uformowanej ostatecznie przez lądolód stadiału warty zlodowacenia odry (MIS 6). Warto zadać pytanie, czy podłoże badanego terenu należy określić jako lokalny, regionalny czy ogólny czynnik morfogenetyczny. Autorka opowiada się za rozwiązaniem pierwszym (lub, przy charakterystyce całego obszaru, drugim). Należy przypomnieć, że w *Encyclopedia of geomorphology* (Goudi 2006) zaproponowano zaliczenie podłoża do czynników rzeźbotwórczych ogólnych (niezależnych?).

4.1.2. Rola klimatu (jako czynnika globalnego) w kształtowaniu rzeźby obszaru

Przedstawiona w rozdziale 3 morfogeneza terenu między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w pełni wpisuje się w przypominaną ostatnio tezę (Dzieduszyńska i in. 2014), że dwa ostatnie cykle glacialno-interglacialne [zlodowacenia środkowopolskie (Saalian)/interglacjał eemski i zlodowacenie północnopolskie (vistulian)/holocen] miały decydujące znaczenie w ewolucji jego rzeźby. Aspekty warciańskiej morfogenezy glacialnej (pierwszy cykl) i przekształcenia w warunkach klimatu peryglacialnego vistulianu (drugi cykl) uznano za dominujące.

Jeśli chodzi o pierwszy cykl, na obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem najważniejszym, uwarunkowanym klimatycznie czynnikiem morfogenetycznym była działalność ostatniego lądolodu w środkowej Polsce, tj. stadiału warty. Starsze wydarzenia glacialne [inne zlodowacenia kompleksu środkowopolskiego i zlodowacenia kompleksu południowopolskiego (tab. 2)] niewiele znaczą we współczesnej rzeźbie, chociaż ich ślady w postaci osadów budujących trzony form udokumentowano w licznych miejscach (np. w Mąkolicach, Lewkówce, Masłowicach i Stobiecku Szlacheckim).

Na badanym terenie **lądolód stadiału warty** był reprezentowany przez fragment marginalnych części lobu Rawki (nazwany lobem Pilicy-Luciąży) i lobu Widawki. Napływ mas lodowych odbywał się głównie z Wysp Alandzkich, z kierunków: N (359° – 4°) i NE (21° – 51°) w pierwszym oraz N i NNW (338°) w drugim z wymienionych lobów. Należy przypomnieć, że badania petrograficzne osadów wodnolodowcowych frakcji 10–20 mm wskazały, że TGZ jest w obu lobach takie samo ($56,5^{\circ}$ – 58° N; $16,4^{\circ}$ – 17° E) i że pośrednio, potwierdzają to również badania AMS wskazujące azymut 26° – 63° .

Analiza petrograficzna osadów wodnolodowcowych frakcji 4–10 mm dała także identyczny wynik w dwóch lobach. W składzie dominują skały krystaliczne ($> 75\%$), a kilkanaście procent stanowią piaskowce. W Mąkolicach, a więc w strefie uważanej dotąd za marginalną lobu Widawki, udział klastów łupków paleozoicznych ($5,88\%$), których wychodnie są indykatorami kierunku wschodniego, pośrednio wskazuje na istnienie lobu Pilicy-Luciąży i glację garbu łódzkiego z dwóch stron.

Formy glacialne na badanym terenie różnią się zależnie od położenia w lobach. Na południu, w strefie zasięgu maksymalnego (strefa I – Wzgórza Radomszczańskie oraz Pasma Przedborsko-Małoskie) i fazy z recesji (strefa II – Wzgórza Dobryszczyckie) deglacjacja miała charakter prawdopodobnie wyłącznie frontalny. Powstawały krótkie stożki glacialne moren końcowych. Na

zachodzie (strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska), na obszarze konfluencji lobu zachodniego (Widawki) i wschodniego (Pilicy i Luciąży) doszło do arealnego zamierania lądolodu i powstania kemów oraz moren martwego lodu. W centralnej i północnej część terenu (strefa IV – Równina Piotrkowska) powstała rozległa równina moreny dennej, rozcięta przez dolinę marginalną Luciąży i jej dopływy.

Oprócz moren czołowych w okolicach Masłowic i Daniszewic, tylko wysoczyzny morenowe płaskie i faliste należą do form bezpośredniej akumulacji lądolodu. Pozostałe elementy rzeźby glacialnej (stożki glacialmarginalne, rozległe pola sandrowe, pagórki i plateau kemowe, doliny glacialne i ich wypełnienia itd.) są rezultatem procesów wodnolodowcowych. Powierzchnie zbudowane z osadów glacialnych zajmują przeszło 60% powierzchni terenu (rys. 7). Są rozcięte przez rynny i doliny odpływu marginalnego (np. dolina Bogdanowa) i pradolinnego (np. górnej Widawki i Warty?). W dolinach genezy glacialnej wykorzystanych przez rzeki śladem tego etapu rozwoju rzeźby są najwyższe poziomy erozyjne i akumulacyjne. Do mniejszych form morfogenezy glacialnej należą zagłębienia wytopiskowe i niecki glacialne. Oprócz strefy I, gdzie styl rzeźbie nadają ostańce, niezależnie od przekształceń podczas ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego opisanych dalej, w krajobrazie analizowanego obszaru (szczególnie strefy II i III) dominuje warciańska rzeźba glacialna.

Koniec pierwszego cyklu glacialno-interglacialnego (interglacjał eemski) nie jest udokumentowany na badanym terenie. Prawdopodobnie z tego okresu pochodzą bruki erozyjne opisane w dolinie Luciąży.

Morfogeneza peryglacialna stanowi wybrany przykład rzeźbotwórczego czynnika klimatycznego podczas ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego czwartorzędu. W vistulianie obszar badań znajdował się poza zasięgiem lądolodu wisły, w warunkach różnych odmian klimatu peryglacialnego i ociepleń interstadialnych. Nastąpiła transformacja rzeźby różnie ukierunkowana w systemach wysoczyznowych i w systemach dolinnych. Generalnie wysoczyzny podlegały intensywnym procesom erozyjno-denudacyjnym. Na degradowanych powierzchniach rozwijały się bruki z wymarzania, wymywania i wywiewania oraz wieloboki szczelin kontrakcji termicznej. Obniżenia były wypełniane osadami różnych typów (stokowych, eolicznych itd.) i również deformowane strukturami peryglacialnymi. W dolinach, na przemian z fazami erozji, następowała agrodacja osadów fluwioperyglacialnych. Także tutaj, oprócz cech strukturalnych i teksturalnych osadów, o ich sedymentacji w warunkach peryglacialnych świadczą struktury mrozowe, szczególnie syngenetyczne. W partiach szczytowych pagórów glacialnych w lokalnych obniżeniach (Daniszewice) lub na granicy systemów wysoczyznowych i dolinnych (Mąkolice V) dochodziło do wyrównywania powierzchni osadami rytmicznie warstwowanymi lub mułowymi. Proces

niwelacji kontynuowały późnovistuliańskie procesy eoliczne przez akumulację pokryw eolicznych, szczególnie na wysoczyznach, podczas gdy pagórki wydmore lokalnie nadbudowały również elementy dolinne (rys. 12.F, 14.F, 15.F).

Morfogeneza vistuliańska większych zmian dokonała w systemach dolinnych niż wysoczyznowych. Podczas badań w dolinie Luciąży wykazano, że niezależnie od silniejszych związków z ukształtowaniem i budową podłoża oraz ze szlakami odpływu wód glacialnych niż w dolinach tego samego rzędu w okolicach Łodzi (Mrogi, Neru, Grabi i Wolbórki), etapy rozwoju wszystkich dolin w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym (piętro wisły i holocen) były takie same (por. Turkowska 1988). We wszystkich dolinach regionu występowały te same fazy erozji i w tych samych okresach dochodziło do aggradacji den dolinnych, chociaż siły procesów, a tym samym ich wyraz morfologiczny (np. głębokość dolin, wysokość i rozległość teras), były różne. Cechy wspólne zinterpretowano jako uwarunkowane czynnikiem klimatycznym, podczas gdy różnice były spowodowane czynnikami lokalnymi.

Nawiązując do omówionych wcześniej procesów stokowych i do rozwoju sieci dolinnej (w tym niecek i dolin denudacyjnych) na badanym, położonym na pograniczu wyżyn i nizin, wycinku środkowej Polski, morfogeneza peryglacialna doprowadziła do redukcji powierzchni systemów wysoczyznowych kosztem rozszerzenia powierzchni systemów dolinnych. Krajobraz jest zróżnicowany w różnych częściach obszaru. W strefie I jest on zdominowany przez zdenudowane ostańce zbudowane ze skał mezozoicznych (wapieni jurajskich i piaszczystych kredowych) i tylko dopełniony przez ostańce denudacyjne zbudowane z czwartorzędowych, przede wszystkim warciańskich, osadów gliniasto-żwirowo-piaszczystych. W strefach II i III formy są już złożone wyłącznie z osadów czwartorzędowych, w zdecydowanej przewadze warciańskich. Starsze ukazują się tylko w naturalnych i antropogenicznych podcięciach i wykopach, a młodsze w nielicznych jeszcze pokrywach den dolinnych (czasami wyłącznie holocen-skich) oraz pokrywach eolicznych i wydmach. Doliny rzeczne różnego rzędu, dominujące w strefie IV (z wyjątkiem zachowanych fragmentarycznie wypełnień wodnolodowcowych, rozmytych już w końcu pierwszego cyklu w eemie), stanowią najpełniejsze świadectwo wpływu czynnika klimatycznego podczas ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego.

W rozważaniach na temat wagi różnych czynników w kształtowaniu rzeźby w czwartorzędzie obszaru położonego na skraju wyżyn i nizin na podkreślenie zasługuje dominanta czynnika lokalnego, związanego z podłożem, który w tych samych warunkach klimatycznych określił różny przebieg tworzenia się krajobrazów glacialnych, a następnie wielokierunkową transformację rzeźby w warunkach peryglacialnych.

4.2. Poligeneza, złożoność i dziedziczenie rzeźby

Sformułowana przez Dylika (1953) koncepcja poligenezy rzeźby środkowej Polski, rozumiana jako nakładanie się morfogenezy peryglacialnej i umiarkowanej na morfogenezę glacialną, znalazła pełne potwierdzenie na badanym terenie. Jednocześnie rozważania na temat roli podłoża wskazują, że tak jak w skali całego regionu łódzkiego (por. Turkowska 2006), tym bardziej w strefie pogranicza wyżyn i niżu, w ewolucji rzeźby nie można pominąć ukształtowania i litologii podłoża jako czynnika rozwoju rzeźby.

Czwartorzędowy krajobraz południowo-wschodniej części regionu łódzkiego jest złożony, w rozumieniu Klimaszewskiego (1978). Jego cechy dobrze ilustrują stwierdzenia, że: „na powierzchni Ziemi krajobrazy składają się z zespołów ukształtowania terenu, które są rzadko proste”; „elementy różnych form mogą współistnieć w tym samym miejscu”; „różne procesy morfogenetyczne mogą być aktywne jednocześnie”, a „formy reliktowe mogą być dziedziczone z poprzednich epok” (Klimaszewski 1978).

Skomplikowana układanka różnych genetycznie i czasowo form, składających się na współczesny obraz rzeźby obszaru pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem może być odniesiona również do schematów wypracowanych w naukach o Ziemi przez innych autorów (por. Goudi 2006, s. 429–430).

Zagadnienia poligenezy i dziedziczenia rzeźby (*polygenesis and inheritance*) są bez wątpienia kluczowe dla badanego obszaru, leżącego w strefie przejściowej pomiędzy wyżynami a niżem Polski i jednocześnie w strefie *sensu stricte* marginalnej lądolodu, formowanej przez loby napływające z różnych kierunków, ściśle dostosowujące się do cech lokalnego podłoża. Jak pokazują wyniki badań strukturalnych, petrograficznych, mineralogicznych i AMS, liczne formy glacialne zbudowane są z wielu członów pochodzących z różnych zlodowaceń i noszą w sobie ślady innych warunków morfotwórczych (np. poziomy wietrzeńowe, horyzonty peryglacialne, osady zbiornikowe w obecnych pagórkach). Nie ma wątpliwości, że już pod koniec środkowopolskiego cyklu glacialno-interglacialnego jedynie ich górna część była warciańska, i że następnie formy były modyfikowane w różnych warunkach morfogenetycznych podczas ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego, w warunkach klimatu peryglacialnego i umiarkowanego. Szczegółowo przedstawiono to na przykładzie (*case study*) pagóra w Mąkolicach, leżącego w strefie III na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, na działale wodnym I rzędu (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b). W publikacji pokazano złożoną ewolucję pagóra powstałego podczas zlodowaceń środkowopolskich,

silnie modyfikowanego w wistulianie i holocenie przez procesy rzeczne, stokowe, eoliczne oraz przez działalność człowieka.

W efekcie dziedziczenia rzeźby powstają nowe, zmodyfikowane formy określone jako (krajobrazy) palimpsestowe (por. Goudi 2006). Pierwsza w ośrodku łódzkim rzeźbę palimpsestową opisała Roman (2012) na przykładzie pagóra w Izbicy Kujawskiej, a więc w strefie młodoglacjalnej. Formę taką na wspomnianym wyżej przykładzie pagóra w Mąkolicach przedstawiła również autorka z zespołem (Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b). Rysunki o charakterze podsumowującym (rys. 12.F, 14–15.F) pokazują różnorodność i złożoność form budujących wysoczyznę pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Na podstawie wykonanych badań można powiedzieć, że formy swój rozwój w warunkach morfogenezy glacialnej tylko zakończyły podczas stadiału warty. Na badanym terenie występuje cała gama form poligenicznych, z których liczne opisano w niniejszej pracy. Pagór w Kamieńsku z wyciśniętymi dwoma jądrami, poziomy marginalne górnej Widawki w Kuźnicy-Piaszczycach z kopalnym sandrem czy paleosandr Karlina w Lewkówce, przykryty warciańską gliną morenową, to tylko wybrane przykłady.

„Twardym” dowodem na złożoność form jest petrografia ich poszczególnych części. Trzon form warciańskich budują osady, w których składzie petrograficznym występują głównie dolnopaleozoiczne wapienie mające wychodnie w dnie Bałtyku i skandynawskie skały krystaliczne. Mezozoiczne skały lokalnego podłoża są nieobecne w budowie powierzchni wysoczyzny glacialnej. Osady odrzańskie lub starsze są oddzielone od osadów warciańskich horyzontem wietrzeniowym albo warstwą erozyjną, często z występującymi graniakami i śladami eolizacji. Jak podkreśla Woronko (2012), tak wykształcone horyzonty musiały powstawać w dłuższym czasie i najczęściej są związane z okresem zaostrenia klimatu przed transgresjami.

Na badanym terenie występują również osady glacialne w postaci wysp gliniastych w epigenetycznym przełomie Pilicy w Przedborzu. Fluwioperyglacialne plenivistuliańskie poziomy dolinne (np. w dolinie Luciąży – Wachecka-Kotkowska 2004) są poligeniczne, gdyż zbudowane z osadów rzecznych, stokowych i eolicznych. Na poligenezę wskazuje również inwersja rzeźby, czytelna w formach zbudowanych z osadów limnoglacialnych, np. w Miejskich Polach. Do inwersji rzeźby doprowadza również człowiek. Często pagórki warciańskie są zdeformowane przez człowieka, a czasem w wyniku eksploatacji kruszywa na ich miejscu powstaje forma wklęsła.

5. WNIOSKI

Przeprowadzone badania pozwalają wyciągnąć następujące wnioski:

1. Wysoczyzna glacialna pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem powstała podczas stadiału warty zlodowacenia odry kompleksu środkowopolskiego, a więc badany obszar stanowi wycinek warciańskiej strefy morfogenetycznej.

2. Warciańską pozycję stratygraficzną ostatniego lądolodu potwierdzają badania petrograficzne glin w Masłowicach, Daniszewicach, Łazach i Lewkówe oraz osadów wodnolodowcowych w Ludwikowie, Jabłonie, Daniszewicach, Teklinie, Dobryszycach, Borowej i Mąkolicach. Wyniki datowań OSL są dla połowy badanych próbek *ca* 50 ka młodsze i niezgodne z wynikami wspomnianych badań komplementarnych.

3. W świetle wyników badań strukturalnych oraz petrograficznych masy lodowcowe napłynęły z kierunków NW, NWW (lob Widawki) i NE, NNE (lob Pilicy i Luciąży).

4. W obu lobach – zachodnim (Widawki) i wschodnim (Pilicy i Luciąży) powierzchniowe osady glacialne charakteryzują się identycznymi spektrami petrograficznymi i podobnymi wskaźnikami TGZ, co świadczy o tym samym źródle materiału, a pośrednio o podobieństwie wiekowym lobów.

5. Na południu lob Pilicy-Luciąży (południowa część lobu Rawki) dotarł do strefy uskoków elewacji radomszczańskiej i do Góry Chełmo oraz przekroczył Pasma Przedborsko-Małogoskie w Przedborzu. Na zachodzie terenu badań (Wysoczyzna Bełchatowska) powstała strefa konfluencji lobu Widawki i Rawki *sensu lato*.

6. Przebieg procesów glacjacji i deglacjacji zależał od ukształtowania podłoża mezozoicznego. Wyniesienia (poprzeczna elewacja radomszczańska i podłużne wyniesienie w strefie garbu łódzkiego) zahamowały napływ mas lodowych, co skutkowało tworzeniem się stref marginalnych I–III. Obniżenia dolinne, jak doliny środkowej pra-Pilicy i dolnej pra-Luciąży (strefa IV), umożliwiały rozprzestrzenianie się mas lodowych, a podczas deglacjacji były wykorzystywane do odprowadzania wód wewnątrz i na zewnątrz lądolodu.

7. Deglacjacja w lobie Pilicy i Luciąży przebiegała szybciej niż w lobie Widawki z powodu efektywniejszego drenażu sub- i inglacialnego.

8. W vistulianie nastąpił dalszy rozwój rzeźby, przebiegający inaczej w systemach wysoczyznowych, inaczej w systemach dolinnych. Wysoczyzny podlegały intensywnym procesom erozyjno-denudacyjnym i ogólnej degradacji. W dolinach, na przemian z fazami erozji, następowała agradacja osadów fluwio-peryglacialnych.

9. Udowodniono poligenezę, złożoność i dziedziczenie rzeźby południowo-wschodniej części regionu łódzkiego. Uwarunkowana podłożem palimpsestowa rzeźba glacialna, ostatecznie wykształcona podczas stadiały warty zlodowacenia odry (MIS 6) była modyfikowana w wyniku działania procesów postglacialnych, które trwają od vistulianu aż do czasów współczesnych. Były one uwarunkowane czynnikami naturalnymi, ogólnymi (klimatycznymi) i lokalnymi. W ostatnich stuleciach dołączyły do nich czynniki antropogeniczne, na badanym obszarze mające do tej pory jeszcze charakter morfogenetycznego czynnika lokalnego (ewentualnie regionalnego), a nie ogólnego (por. Goudi 2006).

* * *

Przeprowadzane badania potwierdzają koncepcję dotyczącą zajęcia przez lądolód warty również obszaru położonego na południowy wschód od Łodzi i jego dotarcia, w formie lobu Pilicy-Luciaży do linii Kamieńsk–Góra Chełmo–Przedbórz oraz konfluencji z lobem Widawki na osi garbu łódzkiego, na północ od elewacji radomszczańskiej (Turkowska 2006).

Na obecnym etapie badań, hipoteza badawcza przyjęta w niniejszej pracy została zweryfikowana, a cele szczegółowe zrealizowano. Z przeprowadzonych badań wynika sugestia o uzasadnieniu przesunięcia maksymalnego zasięgu lądolodu stadiału warty o *ca* 20 km w stosunku do linii wyznaczonej na *Mapie geologicznej Polski* w skali 1:500 000 (Marks i in. 2006).

LITERATURA

- Aneks do Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, 2011, MŚ, PIG-PIB, Warszawa, 11 ss.
- Ashley G.M., Boothtoyd J.C., Borns Jr. H.W., 1991, *Sedimentology of late Pleistocene (Laurentide) deglacial-phase deposits, eastern Maine; An example of a temperate marine grounded ice-sheet margin*, „Geological Society of America”, Special Paper 262, s. 107–125.
- Astakhov V., 2004, *Middle Pleistocene glaciations of the Russian North*, „Quaternary Science Reviews”, 23, s. 1285–1311.
- Badura J., Stromwasser E., 2010, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Belchatów (700) wraz z objaśnieniami, reambulowany, Centralne Archiwum Geologiczne, Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1967, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Kamieńsk, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1969, *Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji*, „Kwartalnik Geologiczny”, 13 (2), s. 442–458.
- Baraniecka M.D., 1971a, *Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiału mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego”, 254 (13), s. 11–36.
- Baraniecka M.D., 1971b, *Staroczwartorzędowe rowy tektoniczne i ich osady*, „Kwartalnik Geologiczny”, 15 (2), s. 358–372.
- Baraniecka M.D., 1971c, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Kamieńsk (M34-27B) wraz z objaśnieniami, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Baraniecka M.D., 1975, *Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego”, 288, s. 5–97.
- Baraniecka M.D., 1984, *Złodowacenie środkowopolskie*, [w:] Mojski J.E. (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 1: *Stratygrafia*, cz. 3b: *Kenozoik, Czwartorzęd*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, s. 154–190.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z., 1971, *Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego”, 254, s. 157–269.
- Barcicki M., Cabaj W., Kwapisz B., 1984, *Przełom Pilicy w Przedborzu*, „Kieleckie Studia Geograficzne”, 3, s. 162–169.
- Barczuk A., 1992, *Petrology of precambrian clastics and the evolution of the Midcontinent Rift System (USA)*, „Archiwum Mineralogiczne”, 48, s. 123–203.
- Barczuk A., Nejbert K., 2007, *Analiza minerałów nieprzezroczystych w badaniach skał okruchowych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania cech*

- teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku, Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa, s. 205–228.
- Biernat S., Haisig J., Lewandowski J., Wilanowski S., 1980, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, arkusz Częstochowa (57), wydanie A – mapa utworów powierzchniowych, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Blott S.J., Pye K., 2001, *Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments*, „Earth Surface Processes and Landforms”, 26, s. 1237–1248.
- Błaszkiwicz M., 2011, *Timing of the final disappearance of permafrost in the Central European Lowland as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland*, „Geological Quarterly”, 55 (4), s. 361–374.
- Boulton G.S., 1996, *Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments*, „Sedimentology”, 33 (5), s. 677–698.
- Böse M., 1989, *Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee*, „Berliner Geographische Abhandlungen”, 51, 114 ss.
- Brodzikowski K., 1993, *Sedymentacja glacilimniczna, cz. 1: Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacyjna*, „Acta Geographica Lodziensia”, 62, 162 ss.
- Brodzikowski K., van Loon A.J., 1991, *Glacigenic sediments*, Elsevier, Amsterdam, 674 ss.
- Brzeziński H., 1992, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000*, arkusz Sulejów, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Butler R.F., 1992, *Paleomagnetism: magnetic domains to geological terranes*, Blackwell, Portland, 319 ss.
- Cabaj W., 1981, *Deglacjacja północnej części Niecki Nidziańskiej w czasie zlodowacenia środkowopolskiego*, „Folia Geographica”, Seria Geographica Physica, 14, s. 103–120.
- Cailleux A., 1942, *Les action éoliennes periglaciares en Europe*, „Mémoires de la Société géologique de France”, 46, 176 ss.
- Cepek A.G., 1969, *Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR*, „Geologie”, 18 (6), s. 657–673.
- Chlebowski R., Gozik P.P., Lindner L., 2002, *Graficzna prezentacja składu mineralów ciężkich lessów na wybranych przykładach z obszaru Polski i Ukrainy*, „Przegląd Geologiczny”, 50 (6), s. 526–531.
- Chlebowski R., Lindner L., 2004, *Aspekty mineralogiczne w metodyce badań lessów na przykładzie lessów polskich i ukraińskich*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. 4, seria Geografia, nr 68, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, s. 17–36.
- Clayton L., Attig J.W., Ham N.R., Johnson M.D., Jennings C.E., Syverson K.M., 2008, *Ice-walled-lake plains: Implications for the origin of hummocky glacial topography in middle North America*, „Geomorphology”, 97, s. 237–248.
- Colleoni F., 2009, *On the Late Saalian glaciation (160–140 ka): a climate modeling study*, PhD thesis, Stockholm University, „Institute of Geology and Geochemistry Report”, 335, 53 ss.
- Czubla P., 2001, *Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne*, „Acta Geographica Lodziensia”, 80, 174 ss.

- Czubla P., 2006, *The stratigraphic significance of indicator erratics counts from glacial deposits – an example from Eastern Wielkopolska (Great Poland Lowland)*, „Archiv für Geschiebekunde”, 5 (1–5), s. 177–190.
- Czubla P., Wachecka-Kotkowska L., 2009, *Pozycja stratygraficzna glin lodowcowych w Masłowicach (Wyzyna Przedborska) w świetle badań petrograficznych*, [w:] Żarski M., Lisicki S. (red.), *XVI Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski” nt. „Strefa marginalna zlodowacenia warty i pojezierza plejstoceńskie na południowym Podlasiu”*, Zimna Woda k. Łukowa 31.08–04.09.2009 r., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, s. 56–58.
- Domosławska-Baraniecka M.D., Skompski S., 1967, *Deglacjacja lobu Widawki*, „Kwartalnik Geologiczny”, 11 (3), s. 707–730.
- Dylik J., 1947, *Indywidualność geograficzna okolic Łodzi*, „Czasopismo Geograficzne”, 18 (1–4), s. 238–246.
- Dylik J., 1948, *Ukształtowanie powierzchni i podział podlódzkiego obszaru*, „Acta Geographica Lodziensis”, 1, 46 ss.
- Dylik J., 1949, *O genezie pagórków w okolicy Chojen, Rudy Pabianickiej i Rzgowa*, „Sprawozdania Czynności i Posiedzeń LTN”, 3 (1), s. 66–67.
- Dylik J., 1953, *O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski*, „Acta Geographica Universitatis Lodziensis”, 4, 109 ss.
- Dylik J., 1957, *Próba porównania powierzchni zrównań w warunkach pól suchych klimatów gorących i zimnych*, „Biuletyn Peryglacjalny”, 5 (37–49), s. 175–186.
- Dylik J., 1967, *The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland*, „Biuletyn Peryglacjalny”, 16, s. 85–115.
- Dylik J., Jurkiewiczowa I., 1950, *Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000*, arkusz Łódź, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Dylikowa A., 1973, *Polska. Krainy geograficzne*, WSiP, Warszawa, 816 ss.
- Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J., Roman M., Wachecka-Kotkowska L., 2014, *Glacial-interglacial cycles in Central Poland as reflected in the Łódź University geomorphological scientific achievements*, [w:] Kobjek E., Marszał T. (red.), *Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in the Łódź University Research*, Łódź University Press, Łódź, s. 29–56.
- Evans D.J.A., Young N.J.P., Cofaigh C.O., 2014, *Glacial geomorphology of terrestrial-terminating fast flow lobes/ice stream margins in the southwest Laurentide Ice Sheet*, „Geomorphology”, 204, s. 86–113.
- Ewert-Krzemienievska A., 2014, *Kame or moraine? A sedimentological study of a glaciomarginal landform at Niedźwiedziny (Great Polish Lowland)*, „Geologos”, 20 (3), s. 167–181.
- Eyles N., Boyce J.I., Barendregt R.W., 2013, *Hummocky moraine: sedimentary record of stagnant Laurentide Ice Sheet lobes resting on soft beds*, „Sedimentary Geology”, 123, s. 163–174.
- Eyles N., Eyles C.H., McCabe A.M., 1989, *Sedimentation in an ice-contact subaqueous setting the Mid-Pleistocene North Sea Drifts of Norfolk, UK*, „Quaternary Science Reviews”, 8, s. 57–74.
- Folk R. L., Ward W. C., 1957, *Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters*, „Journal of Sedimentary Petrology”, 27, s. 3–26.

- Forysiak J., 2012, *Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego*, „Acta Geographica Lodziensia”, 99, 164 ss.
- French H., 2011, *Frozen sediments and previously-frozen sediments*, [w:] Martini I.P., French H.M., Pérez Alberti A. (red.), *Ice-marginal and periglacial processes and sediments*, Special Publications, 354, Geological Society, London, s. 153–166.
- Galon R. (red.), 1972, *Geomorfologia Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, 383 ss.
- Galon R., Roszkówna L., 1961, *Extents of the Scandinavian glaciations and of their recession stages on the territory of Poland in the light of an analysis of the marginal forms of inland ice*, „Przegląd Geograficzny”, 33, s. 347–361.
- Gałązka D., 2004, Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski, praca doktorska, Archiwum Wydziału Geologii UW, Warszawa, 255 ss.
- Gilewska S., 1991, *Główne jednostki. Rzeźba, geomorfologia*, [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 243–288.
- Godlewska A., 2015, *Dynamika lądolodu Warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 153 ss.
- Godlewska A., Terpiłowski S., 2012, *Transverse, supraglacially derived crevasse infillings in a Pleistocene ice-sheet margin zone (eastern Poland): genesis and sedimentary record*, „Geomorphology”, 161–162, s. 73–81.
- Goudi A.S. (red.), 2006, *Encyclopedia of geomorphology*, International Association of Geomorphologists, vol. 1–2, Routledge, Taylor and Francis Group, London–New York, 1202 ss.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce*, „Acta Geographica Lodziensia”, 31, 119 ss.
- Goździk J., 1980, *Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”*, „Studia Regionalne”, 4 (9), s. 101–114.
- Goździk J., 1991, *Sedimentological recording of eolian processes from the Upper Plenivistulian and the turn of Pleni- and Late Vistulian (=Weichelian) in Central Poland*, „Zeitschrift für Geomorphologie”, Annals of Geomorphology, Supplement Volumes, 90, s. 51–60.
- Goździk J., 1995, *Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, UW, Warszawa, s. 115–132.
- Goździk J., 2001, *Stratygrafia i paleogeografia osadów czwartorzędowych w środkowo-zachodniej części kopalni Belchatów z wykorzystaniem morfoskopii ziarn kwarcowych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Eolizacja jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, WSGiR UW, Warszawa, s. 93–125.
- Goździk J., Krysiak Z., 2009, *Charakterystyka i geneza deformacji osadów plejstocénskich w strefie brzeżnej plateau kemowego Czubatej Góry (Kopalnia Belchatów)*, „Prace Państwowego Instytutu Geologicznego”, 194, s. 35–47.
- Goździk J., Loon van A.J., 2007, *The origin of a giant directed clastic dyke in a kame (Belchatów mine, central Poland)*, „Sedimentary Geology”, 193, s. 71–79.
- Goździk J., Wachecka L., 1992, *Antoniew. Interferencja materiału glacialnego i peryglacialnego w dolinach systemu dolnej Bzury*, [w:] Przewodnik konferencji „Ewo-

- lucja środowiska naturalnego Polski w okresie przejściowym plejstocen-holocen 20 000–8 000 BP”, UŁ, Łódź, s. 14–17.
- Górska M., 2000, *Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenia dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu*, „Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej”, 28, 145 ss.
- Górska M., 2003, *Analiza petrograficzna narzutniaków skandynawskich*, [w:] Harasimiuk M., Terpiłowski S. (red.), *Analizy sedymentologiczne osadów glacyogenicznych*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 23–31.
- Górska M., 2006, Narzutniaki przewodnie z Sobolewa (sandr suwalsko-augustowski), „Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu”, 3, s. 209–212.
- Górska-Zabielska M., 2008, *Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry*, Geografia 78, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 330 ss.
- Górska-Zabielska M., Wachecka-Kotkowska L., 2014, *Petrographical analysis of Warthian fluvioglacial gravels as a tool to trace the source area – a case study from central Poland*, „Geologos”, 20 (3), 183–199.
- Górska-Zabielska M., Zabielski R., 2010, *Petrographic analysis and indicator erratics of gravels of the Odra Lobe*, „Studia Quaternaria”, 27, s. 17–25.
- Górska-Zabielska M., Zabielski R., 2011, *Kleinkieszählung und Leitgeschiebe des Oder Lobus*, „Zeitschrift für Geomorphologie”, 55 (4), s. 493–513.
- Grzybowski K., 1972, *Uwagi o plejstocenie w dolinie Pilicy na południe od Sulejowa*, „Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego”, 42 (1), s. 143–149.
- Haisig J., 2011a, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, arkusz Częstochowa (57), wydanie B – mapa bez utworów czwartorzędowych, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Haisig J., 2011b, *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski w skali 1:200 000*, arkusz Częstochowa (57), Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Haisig J., Biernat S., 1980, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, arkusz Częstochowa (57), wydanie B – mapa bez utworów czwartorzędowych, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Hałuszczak A., 2010, *Szkic tektoniczny otoczenia rowu Kleszczowa oraz uskoki związane z rowem Kleszczowa*: <http://www.geozagrozenia.agh.edu.pl/neotektonika/> (dostęp 03.04.2013 r.).
- Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, 2004, Ministerstwo Środowiska, NFOŚiGW, PiG, Warszawa, 120 ss.
- Iverson N.R. i in., 2008, *The experimental basis for interpreting particle and magnetic fabrics in sheared till*, „Earth Surface Processes and Landforms”, 33, s. 67–645.
- Jania J., 1996, *Zrozumieć lodowce*, PWN, Warszawa, 235 ss.
- Jelinek V., 1978, *Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens*, „Studia Geophysica et Geodaetica”, 22, s. 50–62.
- Jelinek V., 1981, *Characterization of the magnetic fabrics of rocks*, „Tectonophysics”, 79, s. 63–70.
- Jurkiewiczowa I., 1961, *Czwartorzęd dorzecza Widawki*, „Biuletyn Instytutu Geologicznego”, 169, s. 175–211.

- Jurkiewiczowa I., Różycki F., Różycki Z.S., 1954, *Przeglądowa mapa geologiczna Polski w skali 1:300 000*, wydanie B, arkusz Łódź, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kasprzak L., 1992, *The Leszno-Osieczna push moraine ridges: a case study of Vistulian maximum ice-marginal features*, [w:] Böse M., Kasprzak L., Kozarski S. (red.), *Last ice sheet dynamics and deglaciation in the North European plain*, The Peribaltic Group, IGCP 253, International Symposium, 4–9 May 1992, Poznań–Berlin, s. 22–27.
- Kasprzak L., 1997, *Main lithofacial complexes of the Ślawa Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland)*, „Quaternary Studies in Poland”, 14, s. 17–39.
- Kasprzak L., 2003, *Model sedimentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 216 ss.
- Kasprzak L., 2007, *Analiza facjalna osadów w krawędzi sandru fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia koło Hetmanic (lob Ślawy Śląskiej)*, [w:] Kasprzak L. (red.), *Strefy glaciomarginalne Wielkopolski: zapis sedimentacyjny i ekspresja morfologiczna*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, s. 9–25.
- Kenig K., 2009, *Litologia glin morenowych na Niżu Polskim – podstawowe metody badawcze*, „Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego”, 437, s. 1–58.
- Khan M.A., 1962, *The anisotropy of magnetic susceptibility of some igneous and metamorphic rocks*, „Journal of Geophysical Research”, 67, s. 2873–2885.
- Klajnert Z., 1966, *Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego*, „Acta Geographica Lodziensia”, 23, 136 ss.
- Klajnert Z., 1978, *Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu*, „Acta Geographica Lodziensia”, 38, 149 ss.
- Klatka T., 1962, *Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich*, „Acta Geographica Universitatis Lodziensis”, 12, 124 ss.
- Klatkowska H., 1964, *Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi*, „Acta Geographica Lodziensia”, 19, 142 ss.
- Klatkowska H., 1972a, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*, „Acta Geographica Lodziensia”, 28, 220 ss.
- Klatkowska H., 1972b, *Region łódzki*, [w:] R. Galon (red.), *Geomorfologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 240–270.
- Klatkowska H., 1980, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, wydanie A, arkusz Łódź, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klatkowska H., 1992, *Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych*, „Acta Geographica Lodziensia”, 63, s. 39–79.
- Klatkowska H., 1993, *Stróża. Postsedymენტacyjne struktury szczelinowe w warciańskich glinach morenowych*, [w:] *Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, s. 25–28.
- Klatkowska H., 1996, *Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150,000 years*, „Biuletyn Peryglacjalny”, 35, s. 45–86.
- Klatkowska H., Piwocki M., 1981, *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000*, arkusz Łódź, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa, 1234 ss. + mapy.

- Klimek K., 1966, *Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego*, „Prace Geograficzne”, 53, 136 ss.
- Kobojek S., 1990, *Elementy peryglacialne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Częstochowskiej*, „Acta Geographica Lodziensia”, 60, 115 ss.
- Kobojek S., Przybył R., 1993, *Glacialna geneza wysokich teras dolnej Liswarty*, „Acta Geographica Lodziensia”, 65, s. 167–174.
- Kobyłecki M., 1948, *Kredowa niecka tomaszowska*, „Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego”, 41, s. 52–63.
- Kondracki J., 2011, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa, s. 444+24+mapa.
- Korn J., 1927, *Die wichtigste Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande*, Berlin, 64 ss.
- Kozarski S., 1995, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20 ka –10 ka BP)*, „Dokumentacja Geograficzna”, 1, 82 ss.
- Krysiak S., 1999, *Typy geokompleksów i kierunki ich użytkowania w środkowej części dorzecza Pilicy*, „Acta Geographica Lodziensia”, 75, 214 ss.
- Krzemiński T., 1974, *Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty*, „Acta Geographica Lodziensia”, 33, 167 ss.
- Krzemiński T., 1989, *Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach*, „Acta Geographica Lodziensia”, 59, s. 95–119.
- Krzemiński T., 1997, *Cechy rozwoju i zaniku łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce*, „Acta Universitatis Lodziensis”, Folia Geographica Physica, 1, s. 47–65.
- Krzyszowski D., 1992, *Czwartorzęd Rowu Kleszczowa: litostratygrafia i tektonika. Zarys problematyki na podstawie obserwacji w odkrywcze KWB „Bełchatów”*, „Acta Universitatis Wratislaviensis”, 1252, Studia Geograficzne, 54, s. 1–158.
- Krzyszowski D., Zieliński T., 2002, *The Pleistocene end moraine fans; controls and their sedimentation and location*, „Sedimentary Geology”, 149, s. 73–92.
- Kukla G., 2005, *Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's Dating*, „Quaternary Science Review”, 24, s. 1573–1583.
- Kurkowski S., Popielski W., 1991, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Gorzkowice, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Kutek J., Grzybowski K., 1968, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, arkusz Lubień (738), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Kuydowicz-Turkowska K., 1975, *Rzeczne procesy peryglacialne na tle morfogenezy doliny Mrogi*, „Acta Geographica Lodziensia”, 36, 122 ss.
- Kwapisz B., 1983, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Przedbórz, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 60 ss.
- Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K., Larsen E, Möller P., 2006, *Constraints on the Saalian to Early Middle Weischelian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modeling*, „Boreas”, 35, s. 539–575.
- Lamparski Z., 1971, *Egzaracja lodowca w marginalnej strefie zlodowacenia środkowopolskiego*, „Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego”, 13, s. 5–85.
- Lencewicz S., 1927, *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Państwowy Instytut Geologiczny, „Prace”, 2 (2), 220 ss.

- Lindner L., 1970, *Glacialne tarasy marginalne lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego na północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich*, „Acta Geologica Polonica”, 20 (3), s. 635–645.
- Lindner L., 1971, *Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich*, „Studia Geologica Polonica”, 35, 113 ss.
- Lindner L., 1977, *Zlodowacenie plejstocenijskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich*, „Studia Geologica Polonica”, 53, 143 ss.
- Lindner L., 1987, *Podstawy morfostratygrafii czwartorzędu Niżu Polskiego*, „Kwartalnik Geologiczny”, 31 (1), s. 163–174.
- Lindner L., 1988a, *Stratigraphy and extents of Pleistocene continental glaciations in Europe*, „Acta Geologica Polonica”, 38, s. 63–83.
- Lindner L., 1988b, *Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego*, „Przegląd Geologiczny”, 1, s. 1–39.
- Lindner L., 1992, *Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu*, [w:] Lindner L. (red.), *Czwartorzęd. Osady. Metody badań, stratygrafia*, Wydawnictwo PAE, Warszawa, 683 ss.
- Lindner L., 2005, *Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski*, „Przegląd Geologiczny”, 53 (2), s. 145–150.
- Lindner L., Grzybowski K., 1982, *Middle Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in Southern Central Poland*, „Acta Geologica Polonica”, 32, s. 191–206.
- Lindner L., Marks L., 2012, *O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski*, „Przegląd Geologiczny”, 60 (1), s. 36–45.
- Lindner L., Marks L., Nita M., 2013, *Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective*, „Quaternary International”, 292, s. 113–123.
- Lindner L., Maruszczak H., Wojtanowicz J., 1985, *Zasięgi i chronologia starszych nasunięć stadialnych lądolodu środkowopolskiego (Saalian) między górną Wartą a Bugiem*, „Przegląd Geologiczny” 2, s. 57–63.
- Lisicki S., 1998, *Interpretacja wyników analizy petrograficznej frakcji żwirowej glin zwalowych w nawiązaniu do ich genezy*, „Przegląd Geologiczny”, 46 (5), s. 410–416.
- Lisicki S., 2003, *Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły*, „Prace Instytutu Geologicznego”, 17, 105 ss.
- Lowe J.J., Hoek W.Z., INTIMATE group, 2001, *Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the last glacial-interglacial transition: a protocol for improved precision recommended by INTIMATE project group*, „Quaternary Science Reviews”, 20, s. 1175–1187.
- Ludwikowska-Kędzia M., 2000, *Ewolucja środowowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie*, Wydawnictwo Dialog, Warszawa, 172 ss.
- Lüttig G., 1958, *Methodische Fragen der Geschiebeforschung*, „Geologisches Jahrbuch”, 75, s. 361–418.
- Manikowska B., 1966, *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*, „Acta Geographica Lodziensia”, 22, 166 ss.

- Manikowska B., 1985, *O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydm Polski środkowej*, „Acta Geographica Lodziensia”, 52, 137 ss.
- Manikowska B., 2000, *Trzeciorzędowe i plejstocénskie elementy profilu wietrzeniowego Góry Chełmo koło Przedborza*, „Acta Geographica Lodziensia”, 78, s. 43–71.
- Marks L., 2011, *Quaternary glaciations in Poland*, [w:] Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. (red.), *Developments in quaternary sciences*, 15, Elsevier, Amsterdam, s. 299–303.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.), 2006, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Marks L., Ber A., Lindner L., 2014, *Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu*, Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu, Warszawa, 72 ss.
- Marosik P., 1984, *System starych koryt roztokowych na tle morfologii dna doliny Pilicy koło Przedborza*, [w:] Przewodnik konferencji „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, s. 30–42.
- Martini I.P., French H.M., Pérez Alberti A. (red.), 2011, *Ice-marginal and periglacial processes and sediments*, „Geological Society Special Publication”, 354, The Geological Society of London, London, 284 ss.
- Meyer K.-D., 1983, *Indicator pebble and stone count methods*, [w:] Ehlers J. (red.), *Glacial deposits in North-West Europe*, Balkema, Rotterdam, s. 275–287.
- Meyer K.-D., 1985, *Zur Methodik und über den Wert von Geschiebezählungen*, „Der Geschiebesammler”, 19 (2/3), s. 75–83.
- Miall A.D., 1978, *Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. Fluvial sedimentology*, „Canadian Society of Petroleum Geologists”, 5, s. 597–604.
- Migoń P., 2006, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa, 464+20 ss.
- Mojski J.E., 2005, *Ziemia polskie w czwartorzędzie*, Państwowy Instytut Geologiczny, Ministerstwo Środowiska, Warszawa, 404 ss.
- Munro M.J., Shaw J., 1997, *Erosional origin of hummocky terrain in south-central Alberta, Canada*, „Geology”, 25, s. 1027–1030.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Warszawa, s. 29–105.
- Mycielska-Dowgiałło E. (red.), 2001, *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, 141ss.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M., 2011, *Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits*, „Geologos”, 17 (4), s. 189–203.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B., 1998, *Analiza obtoczenia i zmatowienia ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna*, „Przegląd Geologiczny”, 12 (46), s. 1275–1281.
- Nalewajko J., 1982, *Zróźnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódzkim*, „Acta Geographica Lodziensia”, 44, 159 ss.

- Olchowiak-Kolasińska J., 1962, *Genetyczne typy struktur czynnej strefy zmarzliny*, „Acta Geographica Universitatis Lodziensis”, 10, 101 ss.
- Passega R., 1964, *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*, „Sedimentary Petrology”, 34, s. 830–847.
- Pisarska-Jamroży M., Wekwerth P., 2012, *Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits*, „Sedimentology”, 60 (3), s. 637–665.
- Pisarska-Jamroży M., Zieliński T., 2014, *Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and palaeoenvironmental conditions*, „Boreas”, 43, s. 330–348.
- Piwocki M., 1980, *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000*, wydanie B, arkusz Łódź, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Požaryski W., 1971, *Tektonika elewacji radomskiej*, „Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego”, 41 (1), s. 169–179.
- Požaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979, *O aulakogenie środkowopolskim*, „Kwartalnik Geologiczny”, 23 (2), s. 271–289.
- Puranen R., 1990, *Modelling of glacial transport of tills*, [w:] Kujansuu R., Saarnisto M. (red.), *Glacial indicator tracing*, Balkema, Rotterdam, s. 15–34.
- Racinowski R., 1995, *Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, WGiSR, Warszawa, s. 151–166.
- Racinowski R., 2000, *Niektóre problemy interpretacji wyników analiz minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych*, „Przegląd Geologiczny”, 48 (4), s. 354–359.
- Racinowski R., 2008, *Znaczenie analizy minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski*, „Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska”, B 63, s. 7–44.
- Racinowski R., 2010, *Główne przeźroczyste minerały ciężkie w osadach czwartorzędowych Polski*, „Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego”, 438, s. 99–106.
- Rdzany Z., 1997, *Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego*, „Acta Geographica Lodziensis”, 73, 146 ss.
- Rdzany Z., 2009, *Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 310 ss.
- Roman M., 2010, *Rekonstrukcja łobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia*, „Acta Geographica Lodziensis”, 96, 171 ss.
- Roman M., 2012, *Rzeźba palimpsestowa w krajobrazie polodowcowym na przykładzie wzgórza morenowego Izbicy Kujawskiej*, „Acta Geographica Lodziensis”, 100, s. 147–160.
- Różycki S.Z., 1967, *Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie*, PWN, Warszawa, 251 ss.
- Różycki S.Z., Lamparski Z., 1982, *Exaration phenomena at the terminal ice-sheet parts of the Middle-Polish Glaciation along the northern slopes of the central Polish Uplands*, „Acta Geologica Polonica”, 32 (3–4), s. 207–215.
- Rudolph F., 2005, *Strandsteine. Sammeln & Bestimmen von Steinen an der Ostseeküste*, Wachholtz Verlag, Neumünster, 160 ss.

- Ruszczyńska-Szenajch H., 1966, *Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia rejonu dolnej Pilicy*, „Studia Geologica Polonica”, 22, 100 ss.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998, *Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 13–40.
- Rutkowski J., 1995a, *Badania petrograficzne żwirów*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, s. 133–150.
- Rutkowski J., 1995b, *Badania uziarnienia osadów bardzo gruboziarnistych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, s. 106–114.
- Sadłowska A., 1982, *Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki*, „Acta Geographica Lodziensia”, 47, 108 ss.
- Salonen V.-P., 1986, *Glacial transport distance distribution of surface boulders in Finland*, „Geological Survey of Finland Bulletin”, 338, 57 ss.
- Salonen V.-P., 1987, *Observation of boulder transport in Finland*, „Geological Survey of Finland”, Special Paper, 3, s. 103–110.
- Samsonowicz J., 1937, *Sprawozdanie z badań geologicznych na krawędzi niecki kredowej łódzkiej*, Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 48, Warszawa, s. 241–242.
- Schuddebeurs A.P., 1980/1981, *Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande*, „Der Geschiebesammler”, 13, s. 163–178; 14, s. 33–40, 91–118, 147–198; 15, s. 73–90, 137–157, 181–187.
- Schulz W., 2003, *Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler*, CW Verlagsgesellschaft, Schwerin, 508 ss.
- Shaw J., Ashley G., 1988, *Glacial facies model. Continental terrestrial environments*, Geological Society of America, Kingston, 121 ss.
- Shumway J.R., Iverson N.R., 2009, *Magnetic fabrics of the Douglas Till of the Superior lobe: exploring bed-deformation kinematics*, „Quaternary Science Reviews”, 28, s. 107–119.
- Smed P., 1993, *Indicator studies: a critical review and a new data – presentation method*, „Bulletin of the Geological Society of Denmark”, 40, s. 332–340.
- Smed P., Ehlers J., 2002, *Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*, Gebrüder Borntraeger, Berlin–Stuttgart, 194 ss.
- Sokołowski R., 2002, *Rola zlodowacenia warty w morfogenezie i wykształceniu osadów czwartorzędowych w NE części Wyżyny Wieluńskiej*, „Przegląd Geologiczny”, 50 (5), s. 431–436.
- Starkel L. (red.), 1980, *Przeglądowa Mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000*, arkusz Kraków (red. S. Gilewska), Instytut Geografii PAN, Warszawa.
- Starkel L., 1999, *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, 592 ss.
- Stupnicka E., 1989, *Geologia regionalna Polski*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, 286 ss.

- Svenson Ch., 2005, *Geschützte Findlinge der Insel Rügen*, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow, 28 ss.
- Szmańda J., 2011, *Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwów pozakorytowych*, „Landform Analysis”, 18, 96 ss.
- Szubert M., 2012, *Plejstocenska morfogeneza Wyżyny Woźnicko-Wieluńskiej związana ze stadiem maksymalnym zlodowacenia Odry w świetle geostatystycznej rekonstrukcji powierzchni podplejstocenskiej*, Prace monograficzne, nr 635, Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Pedagogicznego, Kraków, 178 ss.
- Szumański A., 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valley of the Polish lowland*, „Quaternary Studies of Poland”, 4, s. 207–216.
- Tarling D.H., Hrouda F., 1993, *The magnetic anisotropy of rocks*, Chapman and Hall, London, 217 ss.
- Terpiłowski S., 2008, *Kemy jako wskaźniki deglacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty*, UMCS, Lublin, 107 ss.
- Trembaczowski J., 1961, *Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych*, „Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska”, sec. B, 16 (3), s. 63–95.
- Trembaczowski J., 1967, *Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Konińskiej*, „Prace Instytutu Geologicznego”, 48, s. 147–162.
- Trzmiel B., 1988, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000*, arkusz Tomaszów Mazowiecki, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Turkowska K., 1988, *Rozwój dolin rzecznych w późnym czwartorzędzie na Wyżynie Łódzkiej*, „Acta Geographica Lodziensia”, 57, 157 ss.
- Turkowska K., 1992, *Zasięg lądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle kartowania geologicznego*, „Acta Geographica Lodziensia”, 63, s. 81–91.
- Turkowska K., 1993, *Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru*, „Acta Geographica Lodziensia”, 65, s. 239–263.
- Turkowska K., 1995, *Problematyka dolinna w badaniach ośrodka łódzkiego*, „Acta Universitatis Lodziensis”, Folia Geographica, 20, s. 85–90.
- Turkowska K., 2006, *Geomorfologia regionu łódzkiego*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, 237 ss.
- Turkowska K., Wiczorkowska J., 1999, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000*, arkusz Tuszyn, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Twardy J., Klimek K., 2008, *Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Nizy Polkiej*, [w:] Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemiński K. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Kraków, s. 229–270.
- Vinx R., 2008, *Gesteinsbestimmung im Gelände*, Spektrum Akademischer Verlag, Berlin – Heidelberg, 469 ss.
- Vinx R., Grube A., Grube F., 1997, *Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn*, „Leipziger Geowissenschaften”, 5, s. 83–103.
- Wachecka-Kotkowska L., 1996, *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie rozwoju doliny Łuciąży*, „Acta Geographica Lodziensia”, 71, s. 259–274.

- Wachecka-Kotkowska L., 1997, *Cechy litofacyjne osadów terasy wysokiej doliny Łuciąży w okolicach Przygłowa*, [w:] *Przewodnik konferencji „Środkowoplenivistuliańskie osady w małych dolinach rzecznych”*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, s. 31.
- Wachecka-Kotkowska L., 1998, *Wyznaczenie zasięgu vistuliańskich osadów wód proglacialnych i ekstraglacialnych w dolinach Ochni i Śludwi-Przysowy w świetle obróbki ziarn kwarcowych*, [w:] *Przewodnik konferencji „Rola plejstocentrycznych procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski”*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego Łódź, 63.
- Wachecka-Kotkowska L., 1999, *Poligeniza plenivistuliańskich osadów wypełniających doliny Ochni i Śludwi-Przysowy w świetle obróbki ziarn kwarcowych*, [w:] *Przewodnik konferencji XLVIII Zjazdu PTG „Nauki geograficzne a edukacja społeczeństwa”*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego Łódź, s. 153–154.
- Wachecka-Kotkowska L., 2000, *Litostratygrafia poziomów dolinnych Łuciąży między Kłudzicami a Murowańcem (południowy wschód Wyżyny Łódzkiej)*, [w:] *Przewodnik konferencji „Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku”*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, UMK, Toruń, s. 250–251.
- Wachecka-Kotkowska L., 2004, *Ewolucja doliny Łuciąży – uwarunkowania klimatyczne i lokalne*, „Acta Geographica Lodziensia”, 86, 161 ss.
- Wachecka-Kotkowska L., 2006, *Relacje między ukształtowaniem współczesnej powierzchni Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich z planem strukturalnym podłoża*, [w:] Czubla P., Mizerski W. (red.), *Geologia regionu łódzkiego i obszarów sąsiednich. Przeszłość dla przyszłości*, Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź, s. 33–46.
- Wachecka-Kotkowska L., 2013, *Budowa geologiczna form glacialmarginalnych na Wyżynie Przedborskiej – studia przykładowe*, „Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego”, 454, s. 457–474.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górską-Zabielska M., 2012, *Petrografia osadów kompleksu środkowopolskiego w okolicach Piotrkowa Trybunalskiego*, [w:] *XIX Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w Dolinie Dolnej Odry”*, Cedynia 3–7 września 2012, PIG-PIB, Warszawa, s. 110–113.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górską-Zabielska M., Król E., 2012a, *Poligeniza pagóra w okolicach Mąkolic na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki*, „Acta Geographica Lodziensia”, 100, s. 161–178.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górską-Zabielska M., Król E., 2012b, *Stanowisko 5. Mąkolice. Pagór na wododziale Wisły i Odry jako przykład rzeźby poligenicznej*, [w:] Roman M. (red.), *Czynniki różnicowania rzeźby Niżu Polskiego. Konferencja Jubileuszowa Profesor Krystyny Turkowskiej, Uniejów 13–15.06. 2012*, s. 131–139.
- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górską-Zabielska M., Król E., Barczuk A., 2013a, *Saalian palaeogeography of Central Poland – Mąkolice case*, [w:] Damuśytė A., Grigienė A. (red.), *Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania, Abstracts of International Field Symposium, June 25–30, 2013*, Vilnius-Trakai, s. 101–102.

- Wachecka-Kotkowska L., Czubla P., Górską-Zabielska M., Król E., Barczuk A., 2013b, *Transgresja lądolodu warciańskiego w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego*, [w:] *XX Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Plejstocen przed-pola Sudetów Środkowych”*, Lasocin, 2–6 września 2013 r., PIG-PIB, Warszawa, s. 89–91.
- Wachecka-Kotkowska L., Górską-Zabielska M., 2010, *Cechy petrograficzne osadów glacialnych budujących powierzchnię Wysoczyzny Bełchatowskiej, Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich – wyniki wstępne*, [w:] Marks L., Pochocka-Szwarc K. (red.), *XVII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski „Dynamika zaniku lądolodu podczas fazy pomorskiej w NE części Mazur”*, Jeziorowskie, 6–10.09.2010, Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, s. 58–63.
- Wachecka-Kotkowska L., Górską-Zabielska M., 2011, *Extent of the Middle Polish Glaciation (Saalian, MIS 6) in Central Poland in the light of the petrographic analysis*, [w:] *IAG/AIG Regional Conference on Geomorphology 2011 „Geomorphology for Human Adaptation to Changing Tropical Environments”*, February 18–22, Addis Abeba, s. 161.
- Wachecka-Kotkowska L., Kotkowski P., 2011, *Grain-size distribution analysis of Quaternary sediments from the southern part of the Lodz region in Poland: a computational-methods approach*, „Geologos”, 17 (4), s. 205–219.
- Wachecka-Kotkowska L., Król E., 2011, *Anizotropia podatności magnetycznej osadów warciańskich Wzgórz Radomszczańskich i Równiny Piotrkowskiej – doniesienie wstępne*, [w:] Kordowski J., Lamparski P., Pochocka-Szwarc K. (red.), *XVIII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia Plejstocenu Polski nt. „Rozwój i zanik lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły na Pomorzu Wschodnim (Kociewie)”*, Stara Kiszewa, 05.09–09.09.2011 r., PIG-PIB, Warszawa, s. 112.
- Wachecka-Kotkowska L., Ludwikowska-Kędzia M., 2007, *Plenivistuliański poziom wysoki w dolinach rzek Łuży (Równina Piotrkowska/Wzgórz Radomszczańskie) i Belnianki (Góry Świętokrzyskie). Porównanie cech strukturalnych i teksturalnych osadów*, [w:] Turkowska K. (red.), *Vistuliańskie etapy ewolucji rzeźby środkowej Polski*, „Acta Geographica Lodziensia”, 93, s. 107–132.
- Wachecka-Kotkowska L., Ludwikowska-Kędzia M., 2013, *Heavy-mineral assemblages from fluvial Pleniglacial deposits of the Piotrków Plateau and the Holy Cross Mountains – a comparative study*, „Geologos”, 19, 1, s. 131–146.
- Wachecka-Kotkowska L., Olszak I., 2009, *Nowe wyniki datowań TL a wiek wysoczyzny glacialnej SE części regionu łódzkiego*, [w:] Kostrzewski A., Paluszkiwicz R. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wydawnictwo Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań, s. 577–588.
- Wachecka-Kotkowska L., Szmidt A., 2014, *Rzeźba SE części regionu łódzkiego w świetle cyfrowego modelu terenu*, [w:] *X Zjazd Geomorfologów Polskich*, „Krajobrazy młodoglacjalne, ich morfogeneza, teraźniejszość i przyszłość”, 16–19 września 2014 r., Toruń, s. 119–120.
- Wąrowski A., 1987, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Rzejowice (774), Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Wąrowski A., 1990, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Radomsko (773), Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

- Wieczorek D., Stoiński A., 2013, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Szczerców, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, s. 1–85.
- Wieczorkowska J., 1975, *Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru*, „Acta Geographica Lodziensia”, 35, 118 ss.
- Winsemann J., Aspiron U., Meyer T., Schramm C., 2007, *Facies characteristics of Middle Pleistocene (Saalian) ice margin subaqueous fan delta deposits, glacial Lake Leine, NW Germany*, „Sedimentary Geology”, 193, s. 105–129.
- Woldstedt P., 1927, *Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland*, „Sitzungsberichte der Preußischen Geologischen Landesanstalt”, 2, s. 115–119.
- Woldstedt P., 1928, *Die Parallelisierung des nordeuropäischen Diluviums mit dem anderer Vereisungsgebiete*, „Berlin – Zeitschrift für Gletscherkunde”, 16 (3/4), s. 230–241.
- Woronko B., 2012, *Zapis procesów eolicznych w osadach piaszczystych plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej*, Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 133 ss.
- Wysota W., 2002, *Stratygrafia i chronologia sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części Dolnego Powiśla*, Wydawnictwo UMK, Toruń, 144 ss.
- Zabielski R., 1996, *Application of a petrographic method of the till floes*, „Geological Quarterly”, 40 (2), s. 283–298.
- Zabielski R., 1999, *Jednorodność składu petrograficznego frakcji żwirowej w glinach lodowcowych jako podstawa ich korelacji*, „Posiedzenia Naukowego Państwowego Instytutu Geologicznego”, 55 (7), s. 57–59.
- Zabielski R., 2005, *Korelacja glin lodowcowych rejonu Konina z zastosowaniem analizy statystycznej*, praca doktorska, Centralne Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa, 183 ss.
- Zandstra J.G., 1999, *Platenatlas van noordelijke kristallijne gidsgesteenten*, Backhuys Publishers, Leiden, 412 ss.
- Zieliński T., 1992, *Sandry Polski północno-zachodniej*, „Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego”, 1398, s. 5–96.
- Zieliński T., 1995, *Kod litofacyjny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski L. (red.), *Badania osadów czwartorzędowych*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 221–234.
- Zieliński T., 1998, *Litofacyjna identyfikacja osadów rzecznych*, [w:] Mycielska-Dowgiałło E. (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Uniwersytet Warszawski, Warszawa, s. 195–260.
- Zieliński T., Pisarska-Jamroży M., 2012, *Jakie cechy litologiczne warto kodować, a jakie nie?* „Przegląd Geologiczny”, 60, s. 387–397.
- Ziomek J., 1982, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Piotrków Trybunalski (701), Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ziomek J., 1986, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Piotrków Trybunalski (701), Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Ziomek J., 1992a, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000*, arkusz Bełchatów (700), Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

- Ziomek J., 1992b, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*, arkusz Bełchatów (700), Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 38 ss.
- Znosko J., 1966, *Jednostki tektoniczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy*, „Kwartalnik Geologiczny”, 10 (3), s. 646–665.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczytko N., Ślaczka A., Żaba J., Żytko K., 2011, *Regionalizacja tektoniczna Polski*, Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław, 60 ss.
- Żołnierz A., 1971, *Kemowe formy w Paśmie Przedborsko-Małogoskim*, „Rocznik Naukowo-Dydaktyczny WSP w Krakowie”, 40, Prace Geograficzne, 5, s. 121–136.

DEVELOPMENT OF LAND RELIEF BETWEEN PIOTRKÓW TRYBUNALSKI, RADOMSKO AND PRZEDBÓRZ IN THE QUATERNARY

Summary

Introduction. The study area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz is a small (1420 km²) part of central Poland located at the boundary between upland and lowland areas (Fig. 1), in an early glacial zone and within the range of Middle Polish glaciations (e.g. Galon 1972; Dylikowa 1973; Twardy, Klimek 2008).

The study area was so far thought to have been situated in an extraglacial zone of the Wartanian Stadial/Glaciation, between the Widawka and Rawka ice lobes (Fig. 1). Four zones of glacial clusters (I–IV) have been distinguished based on morphometric analyses (Fig. 2).

Zone I is a 35-kilometre long section of northern margins of the Polish Uplands – NW Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains, and a small part of lowlands. Zone II is a cluster of positive landforms located above an elevation of 200 m a.s.l. – it stretches several kilometres to the N from the Radomsko–Przedbórz line (Fig. 2). Over a distance of 70–80 km, there is zone III that extends meridionally along the Bełchatów Plateau towards Łódź. The hills and height of this area are concentrated in several (most frequently five) parallel belts. Biała Góra near Radomsko (252 m a.s.l.), Borowa Góra (276 m a.s.l.), a hill at Mąkolice (237 m a.s.l.), Boryszów Heights (do 245 m a.s.l.) and Górki Duże (274 m a.s.l.) near Tuszyn are the highest hill-landforms in central Poland, marking the watershed between the Vistula and Odra rivers. They are accompanied by small patches of flattened plateaus and numerous valleys of different origins and ages. In the central and northern parts of the study area (zone IV), the Piotrków Plain is an upland of small relief variations, dissected by the valleys of the rivers Pilica, Luciąża and Wolbórka and their tributaries. Small dunes are scattered throughout the valleys and the upland.

Research hypothesis and aim of the work. The most important aim of interdisciplinary research conducted since 2007 in the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz was to verify the concept on the presence

of the Wartanian Stadial ice sheet in this area during the Odranian Glaciation (Turkowska 2006; Fig. 3). The research was conducted on a pilot basis (Wachecka-Kotkowska, Olszak 2009; Czubla, Wachecka-Kotkowska 2009) and was continued within the framework of a KBN (State Committee for Scientific Research) research grant No. NN 306 721140, entitled „The morphogenesis of the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz as the evidence of constraints on, course and role of the latest glacial events at the boundary between the Lowlands and Uplands of central Poland” (2011–2013).

The research hypothesis and aims of the present study have been developed based on the following premises:

- contemporary knowledge of the area, resulting from many years of research conducted by the author on the evolution of the Łuciąż River valley and surrounding areas (Wachecka-Kotkowska 2004),
- critical analysis of regional geomorphological and palaeogeographical studies, including nine map sheets of the Detailed Geological Map of Poland, 1:50,000, as well as sketch-maps of the basement and geomorphological sketch-maps attached in the map legends (Fig. 4),
- results of the above-mentioned pilot studies and of the research grant.

The research hypothesis assumes that the present relief of the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz is polygenic and complex in nature. It developed with a remarkable influence of relief and tectonic setting of the basement during the Quaternary, as a result of both glacial processes, in particular of the Wartanian Stadial ice sheet (Odranian Glaciation) and post-glacial processes. The Wartanian ice sheet reached the northern slopes of the Polish Uplands between Radomsko and Przedbórz, invading from two directions: from NW (Widawka ice lobe) and NE (Rawka, Pilica and Łuciąż lobe), covering the whole area and leaving a glacial relief. During the post-glacial period, the initial glacial relief was altered both in upland systems, where it was subject to strong degradation due to erosional-denudational processes, and in valley systems that were shaped alternately by the processes of erosion and accumulation.

The objective of the study is to complement the reconstruction of relief evolution of this part of central Poland, which is located between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz, at the boundary between the lowland and upland areas. Determination of the age of the glacial plateau in the south-eastern part of the Łódź region, and the possible correction of the Wartanian ice-sheet limit are of a pan-regional significance. The development of the ice sheet and its basement relief-controlled disintegration, identification of the directions and forms of alterations of glacial relief under post-glacial conditions,

etc., can be considered as the aims and issues of regional or local character, which illustrate the land relief development in the marginal zone of the Wartanian ice sheet.

Methods. The study presents the results of field, laboratory and in-office investigations. The basic research material included various Pleistocene sediments collected from exposures in active gravel and sand pits (Tab. 1, Fig. 4) as well as from landforms located in the SE part of the Łódź region. Analysis of the near-surface geological structure was performed directly in the field. Structural analyses of the sediments were also made (Fig. 5.B).

Topographic base maps, at scales of 1:10,000 and 1:25,000 (Fig. 5), and the Detailed Geological Map of Poland (DGMP), 1:50,000, were used. In total, nine DGMP map sheets were used (Fig. 4; sign. 11.a–i): Radomsko (773), Rzejowice (774), Przedbórz (775), Kamieński (736), Gorzkowice (737), Lubień (738), Bełchatów (700), Piotrków Trybunalski (701) and Sulejów (702), and the Geomorphological Map of the Łódź Region, scale 1:200,000 (Turkowska 2006) (Figs. 6–7).

At 47 sites within zones I–IV (Tab. 1; Fig. 4), sediment samples were collected for grain size analysis (768 samples), morphoscopic analysis (768 samples), CaCO₃ content (750 samples), petrographic analysis of tills (at 5 sites), petrographic analysis of glaciofluvial 4–10 mm fraction (56 samples), petrographic analysis of glaciofluvial 10–20 mm fraction (at 7 sites), analysis of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) (206 samples at 12 sites), analysis of heavy minerals (54 samples), and finally for OSL (optically stimulated luminescence) dating (14 samples, including 11 determined).

The research material collected in the field was subjected to the analyses using the following methods (Lindner 1992):

- lithological (grain size analysis, grain shape analysis, mineral and chemical composition analysis, and petrographic composition analysis of tills and glaciofluvial deposits),
- geophysical (AMS),
- physicochemical (OSL dating).

In-office work included the interpretation of study results, as well as the production of sketch-maps, figures (1–15) and tables (1–3).

This study is divided into two parts. The first one is a standard publication presenting the main problems in five chapters. A CD-ROM attached to the monograph contains developed, processed and spatially grouped (for zones I–IV) (Tab. 1) results of field and laboratory work, presented in a PDF format. An individual site or a group of sites, characterising a landform (or a set of landforms) of similar origin is presented according to the following scheme:

site/s location, lithology, main strata/depositional units, structural features (lithofacies analysis: sedimentary structures, main and accessory lithofacies, contacts between rock series, directional measurements, deformational structures), **textural features** (grain-size and morphoscopic features of quartz grains, carbonates content, heavy minerals content, petrographic composition).

The sites have been graphically depicted in accordance with the explanations presented in Figure 5.A–O.

Results. The research results are presented in chapters 2 and 3, and the summary is provided in chapter 4. Chapter 2 shows the individual depositional units that compose the glacial landforms, which are presented in a spatial order in zones of glacial marginal clusters I–IV (Appendix CD).

Chapter 3 describes palaeogeographical analyses of the relief, starting with the basement conditions (Figs. 8–10; Tab. 3) and ending with the modern relief characteristics. The study of the relationships between the modern relief and the basement relief (Figs. 8–10) has allowed indicating the role of the latter in the palaeogeographical development. Four macroforms have been distinguished in the basement, which controlled the glaciation and deglaciation of the area. These are: in the south – a **transverse (Radomsko) elevation** of the basement; in the west – a **longitudinal elevation** of variable topography which is the eastern part of the **crest of the Cretaceous Łódź Trough peninsula**; in the east, centre and north, at an elevation of 160–170 m a.s.l. – **zones of depressions** in the south-western part of the Mazovian Basin of the Middle Polish Depression, and in the central part of the Kleszczów Graben.

Based on the analysis of geological structure, geomorphologic setting and the results of analyses specified in chapter 1.4, especially of the petrographic analysis of tills (Fig. 11), the glacial development of the relief is characterised (Figs. 12–15). It includes three stages: **pre-Odranian, Odranian** and **Wartanian**. The last one is subdivided into phases and illustrated by sequential models (Figs. 12–15): A. period before the transgression onto the area; B. transgression to the maximum limit of the ice-sheet lobe; C. stagnation along the line Radomsko Hills – Przedbórz and the beginning of ice-lobe deglaciation; D. ice-sheet recession and stagnation along the line Gorzkowice–Kolonja Trzepnica–Ręczno; E. end of deglaciation of the Pilica and Łuciąża lobe.

Finally, post-glacial transformations in the valley and plateaus are presented (Figs. 12–15.F), pointing out that there are three horizons of periglacial structures (two Middle Polish horizons and one Vistulian horizon). The last stage of Quaternary relief development was a moderate morphogenesis accompanied by human activity.

Chapter 4 presents local (basement) and climatic factors. It is shown that the concept of polygenesis of the relief in central Poland, presented by Dylik (1953), and understood as an overlap of periglacial and moderate morphogenesis onto glacial morphogenesis, is fully supported in the study area. The issues of **polygenesis, complexity and inheritance of relief** are undoubtedly fundamental for the study area that is located in a transitional zone between the Polish Uplands and the Polish Lowlands, within an ice-marginal zone *sensu stricto*, which was formed by ice lobes flowing from various directions, adjusting greatly to the features of local basement.

Conclusions. The research allows drawing the following conclusions:

1. The glacial plateau, situated between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz, developed during the Wartanian Stadial of the Odranian Glaciation in the Middle Polish Complex, thus the study area is part of the Wartanian morphogenetic zone.

2. The Wartanian stratigraphic position of the last ice sheet in this area is proven by petrographic investigations of tills at Masłowice, Daniszewice, Łazy and Lewkówka, and of glaciofluvial sediments at Ludwików, Jabłonna, Daniszewice, Teklin, Dobryczyce, Borowa and Mąkolice. The results of OSL dating for half of the samples are *ca* 50 ka younger and do not coincide with the results of the above-mentioned complementary studies.

3. The results of structural and petrographic studies indicate that the ice sheet advanced from the NW, NWW (Widawka lobe) and NE, NNE (Pilica and Luciąża lobe).

4. In both ice lobes – western (Widawka lobe) and eastern (Pilica and Luciąża lobe) – surface glacial deposits are characterised by identical petrographic spectra and similar TGZ indicators, which indicates the same source of material and, indirectly, similar ages of the lobes.

5. In the south, the Pilica-Luciaża ice lobe (S part of the Rawka lobe) reached a zone of faults in the Radomsko Elevation and Mt. Chelmo, overstepping the Przedbórz-Małoszycz range at Przedbórz, in the west of the study area (Bełchatów Plateau), forming a confluence zone of the Widawka and Rawka lobes *sensu lato*.

6. The course of glaciation and deglaciation processes was dependent on the relief of the top Mesozoic surface. Elevations (the transverse Radomsko Elevation and a longitudinal elevation within the Łódź Ridge) hampered the flow of ice mass, resulting in the formation of marginal zones I–III. The valleys, e.g. the middle pra-Pilica valley and lower pra-Luciaża valley (zone IV), enabled expansion of the ice mass and were used during the deglaciation as pathways for waters flowing within the ice sheet and towards outside.

7. Deglaciation of the Pilica-Luciaża lobe was faster than that of the Widawka lobe due to more effective sub- and inglacial drainage.

8. During the Vistulian period, the relief development continued, but differently in the upland and valley systems. Upland areas were subjected to intense erosional-denudational processes and general degradation. In the valleys, erosional phases were interrupted by times of aggradation of fluvio-periglacial deposits.

9. Polygenesis, complexity and inheritance of the relief in the SE Łódź region have been proven. The basement-controlled palimpsestic glacial relief, which ultimately developed during the Wartanian Stadian of the Odranian Glaciation (MIS 6), has been modified by post-glacial processes that continued from the Vistulian until the recent. The processes have been controlled by natural, general (climatic) and local factors. Over the last centuries, they have been accompanied by anthropogenic factors which, in the study area, still have the character of a morphogenetic local factor (or regional), but not a general factor (see Goudi 2006).

* * *

The studies support the concept that (1) the Wartanian ice sheet covered also the area located south-east of Łódź, (2) the Pilica-Luciaża ice lobe reached the Kamieńsk–Mt. Chełmo–Przedbórz line, and (3) there was a confluence with the Widawka lobe along the axis of the Łódź Ridge, north of the Radomsko Elevation (Turkowska 2006).

At the current stage of research, the research hypothesis assumed in the present study has been verified and detailed objectives have been completed. The studies lead to a suggestion that there is a necessity to shift the maximum limit of the Wartanian Stadial ice sheet by *ca* 20 km in relation to the line drawn on the *Geological Map of Poland*, 1:500,000 (Marks et al. 2006).

Translated by Krzysztof Leszczyński

OD REDAKCJI

Doktor Lucyna Wachecka-Kotkowska jest absolwentką I Liceum Ogólnokształcącego im. B. Chrobrego w Piotrkowie Trybunalskim. Studiowała geografię na Uniwersytecie Łódzkim (specjalność: geomorfologia i paleogeografia czwartorzędu), a następnie ukończyła studia podyplomowe kształtowanie i ochrona środowiska (1994; UŁ). W latach 1990–1997 była nauczycielką geografii w szkole podstawowej i liceum Towarzystwa Oświatowego „Szkoła 2001” w Łodzi.

Od 1992 r. pracuje na Wydziale Nauk Geograficznych Uniwersytetu Łódzkiego, początkowo jako asystent w Katedrze Badań Czwartorzędu, a obecnie jako adiunkt w Katedrze Geomorfologii i Paleogeografii (UŁ). Pracę magisterską pt. *Rozwój dolin rzecznych w vistulianie między Krośniewicami a Łowiczem w świetle obróbki ziaren kwarcowych w aluwiałach* obroniła w 1992 r. pod kierunkiem dr. Jana S. Goździka, a doktorską w 2002 r. pod kierunkiem prof. dr hab. Krystyny Turkowskiej. Tytuł doktora w zakresie nauk o Ziemi uzyskała na podstawie rozprawy pt. *Rozwój doliny Łuciąży w czwartorzędzie; uwarunkowania klimatyczne a lokalne*. Pracę opublikowano w 2004 r. w *Acta Geographica Lodziensia* nr 86.

Zainteresowania naukowe Lucyny Wacheckiej-Kotkowskiej koncentrują się na geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu, sedimentologii, geomorfologii regionu łódzkiego i geografii fizycznej Polski Środkowej. GIS, geoturystyka, prawne aspekty ochrony środowiska abiotycznego oraz popularyzacja wiedzy geograficznej to tematyka uzupełniająca profil badawczy. Jest autorką i współautorką kilkudziesięciu prac naukowych opublikowanych w wydawnictwach krajowych i zagranicznych.

Doktor Lucyna Wachecka-Kotkowska uczestniczyła w projektach finansowanych ze środków na naukę, w tym kierowała własnym tematem badawczym (NCN). Wykonywała opracowania i konsultacje na rzecz instytucji planowania rozwoju województwa łódzkiego. Przez cztery lata (2004–2009) była konsultantem naukowym Komisji ENVI (*Environment, Public Health and Food Safety*) Parlamentu Europejskiego.

Za osiągnięcia naukowe otrzymała nagrodę indywidualną Rektora Uniwersytetu Łódzkiego (2006) oraz Złotą Odznakę Uniwersytetu Łódzkiego (2013),

natomiast za osiągnięcia dydaktyczne kilka nagród Dziekana Wydziału Nauk Geograficznych.

Od 1993 r. uczestniczy w pracach Komitetu Okręgowego Olimpiady Geograficznej jako juror. W 2014 r. została uhonorowana medalem za wieloletnią współpracę z Komitetem Głównym Olimpiady Geograficznej. Jest członkiem zwyczajnym (od 1994 r.) i sekretarzem Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich (2011–2017), członkiem zwyczajnym Polskiego Towarzystwa Geograficznego (od 2011 r.) oraz wiceprezesem Stowarzyszenia „Pamięci mjr. H. Dobrzańskiego „Hubala” (od 2012 r.).

Poza podróżami i konferencjami w Europie uczestniczyła w Warsztatach Geomorfologicznych i Geograficznych na trzech kontynentach: w Afryce (Tunezja 2004, Maroko 2006, Etiopia 2011), Azji (Indie 2006, Indochiny 2008, Filipiny, Malezja i Hongkong 2010, Indie i Nepal 2012, Chiny 2015) i w Ameryce Południowej (Peru, Chile i Boliwia 2009).

W wolnych chwilach oddaje się swej pasji tanecznej w zespole „Czarne Pantery”, z którym w 2015 r. zdobyła pierwsze miejsce w XVII Mistrzostwach Polski Mażorettek.