



## Chronologia i zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia

Wojciech Wysota<sup>1</sup>, Paweł Molewski<sup>1</sup>



W. Wysota



P. Molewski

**Chronology and extents of ice sheet advances in the Vistula lobe area during the Main Stage of the Last Glaciation.** *Prz. Geol.*, 59: 214–225.

*Abstract.* During the maximum of the last glaciation the Vistula ice lobe was one of the key morphological elements at southern margin of the Scandinavian Ice Sheet in north-central Poland. The area of the Vistula ice lobe experienced two ice sheet advances of varied extent, the earlier one during the Leszno Phase and the younger one in the Poznań Phase. According to the authors, the limit of the Leszno Phase within the study area was much smaller than hitherto accepted and its age is estimated at about 20.5 ka BP. Significant ice sheet retreat was followed by an ice readvance during the Poznań Phase, overriding the extent of the Leszno Phase. The Poznań readvance reached the maximum limit in the Vistula ice lobe area about 18.5 ka BP. It is assumed that the rapid ice sheet transgression during the Poznań Phase (on average 400 m/a) and origin of the Vistula lobe were probably connected with activity of the palaeo-ice stream.

**Keywords:** the Vistula ice lobe, the Vistula ice stream, the north-central Poland, the Scandinavian Ice Sheet, Last Glacial Maximum, Late Weichselian Glaciation

Loby lodowcowe były charakterystycznymi elementami morfologii brzeżnej części lądolodów plejstocenijskich spoczywających na lądzie. Szczególnie dobrze zostały one rozpoznane w zapisie geologicznym i geomorfologicznym południowego sektora lądolodu laurentyjskiego podczas maksimum ostatniego zlodowacenia i późniejszych faz jego recesji (m.in. Mickelson & Colgan, 2004). Stanowiły one bardzo dynamiczne części krawędzi lądolodu interpretowane jako loby wypustowe strumieni lodowych lub szarż lodowcowych (m.in. Clayton i in., 1985; Patterson, 1997, 1998; Evans & Rea, 2005; Boulton & Hagdorn, 2006; Jennings, 2006).

Naturę lobową miała też brzeżna część południowego sektora lądolodu skandynawskiego podczas maksimum ostatniego zlodowacenia na Niżu Europejskim (m.in. Woldstedt, 1925, 1935, 1954; Galon, 1956; Galon & Roszkówna, 1961; Boulton i in., 2001; Houmark-Nielsen, 2004). Na obszarze Polski północnej istniało kilka większych lobów lodowcowych, w tym lob Wisły (ryc. 1). Ich funkcjonowanie rozpatruje się w powiązaniu z szarżami lodowcowymi (Pasierbski, 1984), a w nowszych pracach najczęściej ze strumieniami lodowymi, które je formowały (Punkari, 1993; Boulton i in., 2001; Marks, 2002, 2005; Wysota, 2002; Wysota i in., 2009).

Pierwsze sugestie co do istnienia dawnych strumieni lodowych w południowej części ostatniego lądolodu skandynawskiego wysunęli badacze niemieccy (m.in. Kummerow, 1950/51; Kliewe, 1961). W polskiej literaturze naukowej termin *strumień (prąd) lodowy* prawdopodobnie po raz pierwszy zastosował Rosa (1968) w odniesieniu do lądolodu skandynawskiego na obszarze południowego Bałtyku i Dolnego Powiśla. Ostatnio przekonujące ślady szybkiego ruchu lodu (lineacje glacialne wielkiej skali) na Nizinie Wielkopolskiej przedstawił Przybylski (2008). Interpretuje je jako zapis końcowej strefy strumienia lodowego funkcjonującego podczas fazy leszczyńskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły. Jedynej jak dotychczas próby określe-

nia zasięgu przestrzennego strumienia lodowego Wisły podczas maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu na podstawie orientacji liniowych form polodowcowych dokonał Morawski (2009).

Przyjmuje się, że południowa granica maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu na obszarze Polski jest asynchroniczna (Marks, 2002, 2004, 2005). W zachodniej Polsce jest ona wiązana z fazą leszczyńską, natomiast w centralnej i wschodniej – na ogół z młodszą fazą poznańską. Zasięgi te zostały wyznaczone głównie na podstawie kryteriów morfostratygraficznych, popartych w niektórych obszarach danymi lito- i biostratygraficznymi oraz geochronologicznymi. Na podstawie dotychczasowych badań zakłada się, że maksymalny zasięg w stadiałach głównym ostatniego zlodowacenia lądolód osiągnął nie wcześniej niż 21 tys. lat BP (Kozarski, 1986, 1988, 1995; Stankowska & Stankowski, 1988).

Przedmiotem kontrowersji, szczególnie w odniesieniu do obszaru lobu Wisły, są liczba i wiek (leszczyński albo poznański) nasunięć ostatniego lądolodu, a także uwarunkowania i dynamika rozwoju lobu podczas maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia (por. Wysota & Molewski, 2007).

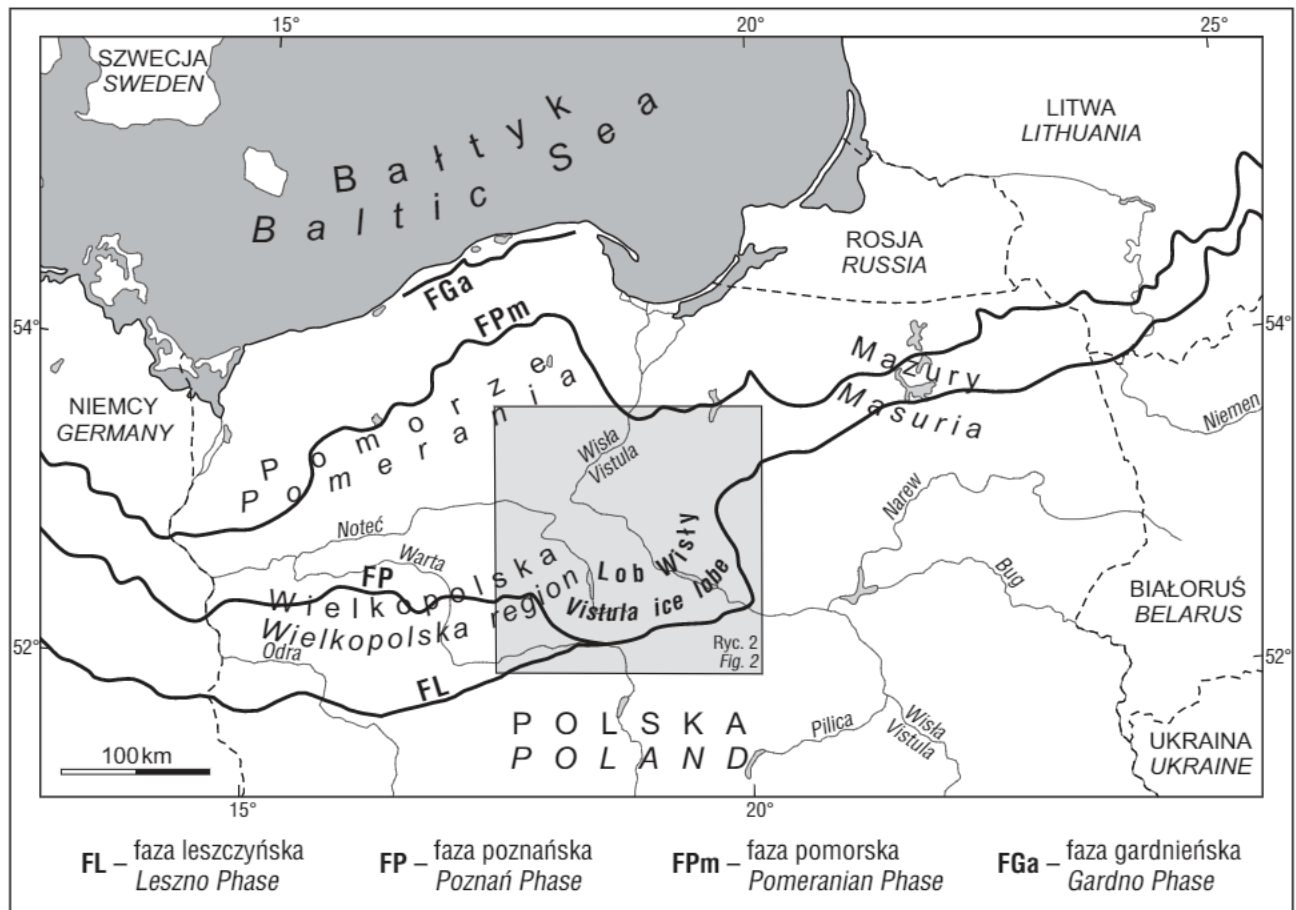
W artykule przedstawiono syntetycznie aktualne poglądy autorów dotyczące chronologii i zasięgu nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia. Zostały one oparte na kilkuletnich, szczegółowych badaniach geologicznych (m.in. Wysota, 2002; Wysota i in., 2004; Molewski, 2007; Wysota i in., 2008a, b; Wysota i in., 2009). Przeprowadzono dyskusję na temat zasięgu i wieku tych nasunięć na analizowanym obszarze w odniesieniu do badań innych autorów, w tym również dotyczących obszarów sąsiednich (por. Literatura).

### Obszar badań

Obszar badań położony jest w północno-środkowej części Niżu Polskiego, obejmuje tereny wysoczyzn more-

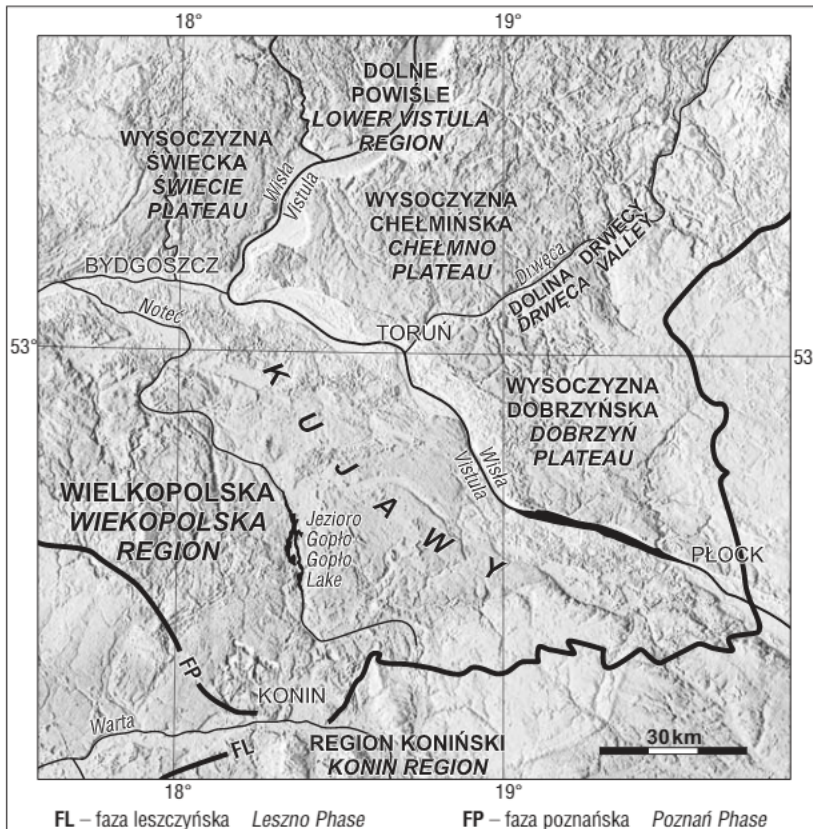
<sup>1</sup>Instytut Geografii, Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu, ul. Gagarina 9, 87-100 Toruń; wysota@umk.pl, molewski@umk.pl.





Ryc. 1. Lob Wisły na tle zasięgów faz ostatniego lądolodu w Polsce (Wysota i in., 2009, zmienione)

Fig. 1. The Vistula ice lobe in relation to extents of the phases of the last ice sheet in Poland (Wysota et al., 2009, modified)



Ryc. 2. Obszar badań – lob Wisły (Wysota i in., 2009, zmienione)

Fig. 2. Study area – Vistula ice lobe (Wysota et al., 2009, modified)

nowych przeciętych doliną Wisły (ryc. 2). Jego południową granicę wyznacza maksymalny zasięg lądolodu, który nastąpił podczas stadiau głównego zlodowacenia wisły. Południowo-zachodnią część tego obszaru stanowią, rozdzielone rynną jeziora Gopło i doliną Noteći, wschodni skraj Wielkopolski i Kujawy. Północna część obszaru badań, położona wzdłuż doliny Wisły, obejmuje Dolne Powiśle, a północno-wschodnia – wysoczyzny dobrzyńską i chełmińską przecięte doliną Drwęcy.

W krajobrazie wysoczyzn badanego obszaru dominują równiny morenowe (Galon, 1964). Ich powierzchnie porozciane są rynnami subglacjalnymi i formami dolinnymi o różnej genezie, powstałymi podczas pobytu i zaniku ostatniego lądolodu (Majdanowski, 1947; Niewiarowski, 1983, 1995). Na analizowanym obszarze wyróżnia się szereg form marginalnych, które oprócz rynien subglacjalnych i niewielkich sandrów posłużyły do wyznaczenia maksymalnego zasięgu lądolodu i wczesnych faz jego recesji podczas stadiau głównego zlodowacenia wisły (m.in. Galon & Roszkówna, 1961; Kozarski, 1986, 1988; Stankowska & Stankowski, 1988).

Osią morfologiczną obszaru badań jest dolina dolnej Wisły ukształtowana przez wody rzeczne i roztopowe podczas recesji ostatniego lądolodu. Dolina ta rozcina są-



siadujące wysoczyzny morenowe i odsłania w wielu przekrojach sekwencje osadowe plejstocenu, w tym ostatniego zlodowacenia. Na analizowanym obszarze forma ta nawiązuje częściowo do doliny kopalnej z interglacjału cemskiego (Wiśniewski, 1976; Makowska, 1979, 1980).

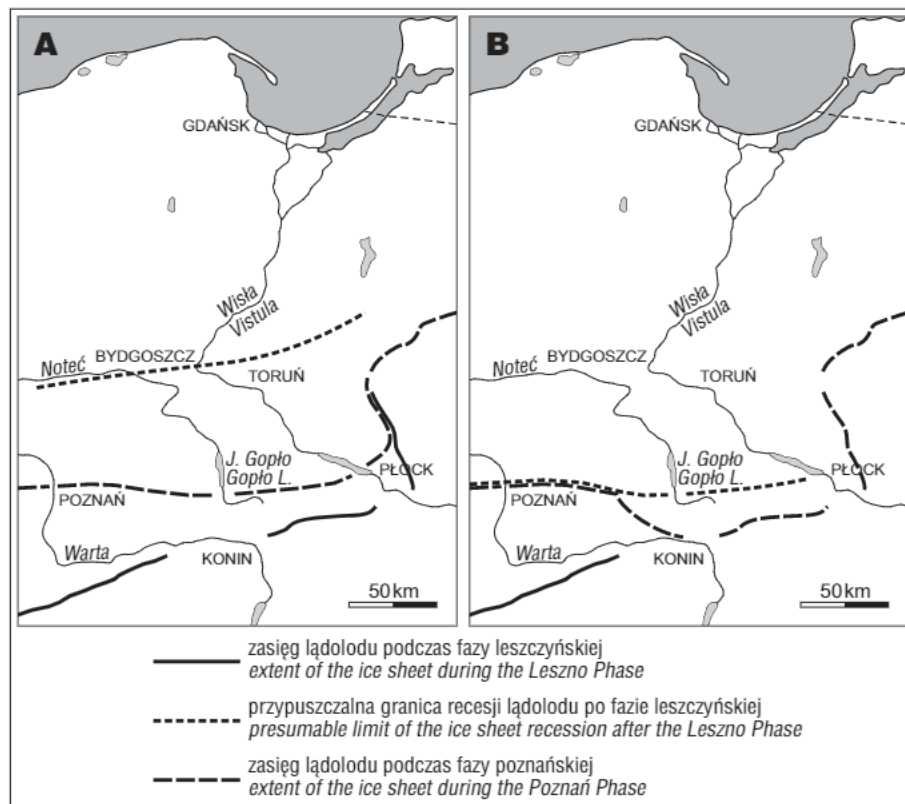
W północno-środkowej Polsce w kompleksie osadowym zlodowacenia wisły wyróżnia się do trzech pokładów glin morenowych rozdzielonych osadami glaciofluwialnymi, glaciojeziornymi i/lub rzecznyymi. Są one korelowane z trzema nasunięciami lądolodu (rozdzielonymi okresami interstadialnymi): toruńskim we wczesnym vistulianie, Świecica w środkowym vistulianie i w stadiale głównym (m.in. Drozdowski, 1980; Drozdowski & Fedorowicz, 1987; Makowska, 1979, 1980, 1992; Mojski, 1992, 1995). Niektórzy badacze sugerują możliwość wkroczenia lądolodu na obszar lobu Wisły podczas wczesnego i środkowego vistulianu (Makowska, 1986; Marks, 1988; Lisicki, 2003), co jest przedmiotem odrębnej dyskusji (por. Wysota, 2002; Makowska, 2004). Zdaniem autorów dowody na obecność lądolodu na południe od Dolnego Powiśla przed stadiem głównym zlodowacenia wisły nie są przekonujące (Stankowska & Stankowski, 1988; Stankowski, 2000; Wysota, 2002), dlatego rozpatrują oni zagadnienie nasunięcia lądolodu na obszarze lobu Wisły wyłącznie w odniesieniu do stadiału głównego.

### Dotychczasowe poglądy

Dotychczas przyjmowano różne scenariusze zdarzeń glacialnych na obszarze lobu Wisły w stadiale głównym ostatniego zlodowacenia. Na podstawie kryteriów geomorfologicznych Galon (1961; Galon & Roszkówna, 1961) przyjął, że maksimum ostatnie zlodowacenie osiągnęło w fazie leszczyńskiej (ryc. 3A). Nieznacznie dalej na północ wyznaczył linię największego zasięgu nasunięcia lądolodu w transgresywnej fazie poznańskiej. Kozarski (1986, 1988, 1991), głównie na podstawie kryteriów morfostratygraficznych, założył, że po maksimum zasięgu w fazie leszczyńskiej czoło lądolodu wycofało się na nową linię postojową w środkowej części Niziny Wielkopolskiej (faza poznańska). Natomiast dalej na wschód, w kierunku doliny Wisły, lądolód podczas fazy poznańskiej miał większy zasięg niż w fazie leszczyńskiej (ryc. 3B). Według Kozarskiego zatem w południowej części obszaru lobu Wisły nastąpiło ponowne nasunięcie lądolodu w fazie poznańskiej. Koncepcja ta nawiązywała do starszych poglądów Woldsteda (1925, 1954), Rühlego (1965) i Mojskiego (1968, 1969a, b). Scenariusz Kozarskiego (1986, 1988, 1991) odnośnie do przebiegu zda-

zeń glacialnych na obszarze lobu Wisły podczas stadiału głównego zlodowacenia wisły został zaadaptowany przez innych autorów (m.in. Boulton i in., 2001; Houmark-Nielsen & Kjær, 2003). Istnieje również pogląd, że na wschód od Konina zasięg lądolodu podczas obydwu faz był zbliżony (Stankowska & Stankowski, 1988, 1991). Istotne wydaje się również to, że na zachód i na południe od Konina granica maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w fazie leszczyńskiej jest dyskusyjna (m.in. Stankowska & Stankowski, 1988, 1991; Gogołek & Mańkowska, 1989; Petera & Forsytek, 2003).

Większość poglądów dotyczących zasięgu lobu Wisły podczas ostatniego zlodowacenia oparta była dotychczas na niejednoznacznych kryteriach morfostratygraficznych, choć istnieją nieliczne dane litostratygraficzne będące zapisem zdarzeń glacialnych w tym obszarze. W regionie konińskim występuje przeważnie jedna glina, często podścielona osadami glaciofluwialnymi, która związana jest z maksymalnym zasięgiem ostatniego lądolodu (Stankowski & Krzyszkowski, 1991; Stankowski i in., 1999). Poniżej tych osadów w stanowisku Maliniec (ryc. 4A) udokumentowano serię rzeczno-jeziorną (seria z Malinca) z przewarstwieniami osadów organicznych, które powstały w okresie poprzedzającym to maksimum. Datowanie tych osadów metodą radiowęglową wykazało wieki  $22\,050 \pm 450$   $^{14}\text{C}$  i  $22\,230 \pm 480$   $^{14}\text{C}$  BP (Pazdur i in., 1980), które po skalirowaniu wyniosły odpowiednio  $26\,507 \pm 555$   $^{14}\text{C}$  BP i  $26\,720 \pm 580$   $^{14}\text{C}$  BP<sup>2</sup>. Jedynie w stanowisku Mikorzyn

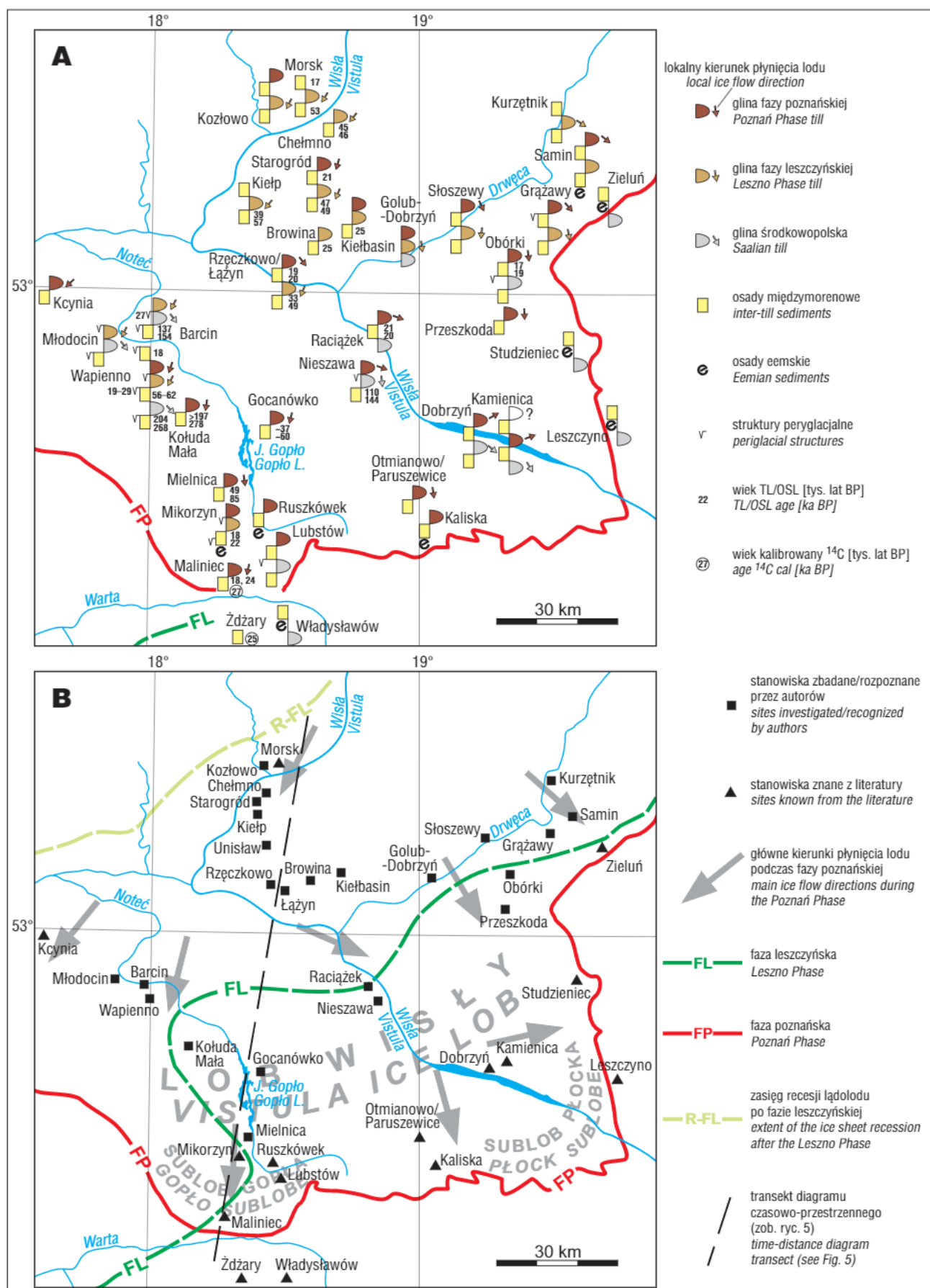


**Ryc. 3.** Dotychczasowe scenariusze nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia według: **A** – Galona (1961), **B** – Kozarskiego (1988) (Wysota i in., 2009, zmienione)

**Fig. 3.** Previous scenarios of ice sheet advances in the Vistula ice lobe area during the maximum extent of the last ice sheet according to: **A** – Galon (1961), **B** – Kozarski (1988) (Wysota et al., 2009, modified)

<sup>2</sup>Konwersja na lata kalendarzowe na podstawie komputerowego programu kalibracyjnego (Fairbanks i in., 2005); <http://radiocarbon.ideo.columbia.edu/research/radiocarbon.htm>.





Ryc. 4. A – zestawienie danych geologicznych i wieków osadów na obszarze lobu Wisły; B – proponowane zasięgi nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiau głównego ostatniego zlodowacenia (Wysota i in., 2009, rozszerzone)

Fig. 4. A – aggregation of geologic data and sediment ages in the Vistula ice lobe area; B – proposed limits of the Vistula ice lobe advances during the Main Stage of the Last Glaciation (Wysota et al., 2009, extended)





(ryc. 4A) powyżej serii z Malińca stwierdzono dwie odrębne gliny morenowe przedzielone osadami glaciofluwalnymi ze strukturami szczelin i klinów mrozowych rozwiniętych w niższej glinie (Kozydra & Skompski 1996; Stankowski i in., 1999).

W południowej części Kujaw, we wsiach Kaliska i Ruszkówek (ryc. 2, 4A), udokumentowano profile osadów interglacjału cemskiego, przykryte warstwą gliny morenowej ostatniego zlodowacenia, która dokumentuje jedno nasunięcie lądolodu na tym obszarze (Domosławska-Baraniecka & Mojski, 1960; Domosławska-Baraniecka, 1961; Kozydra & Skompski, 1995). Potwierdzają je również badania Roman (2003, 2007b) w południowo-wschodniej części Kujaw. Podobną sytuację stratygraficzną sugeruje udokumentowane stanowisko interglacjału cemskiego w rejonie Sierpca (Kotarbiński & Krupiński, 1995; Krupiński i in., 2006).

W południowej części wysoczyzny dobrzyńskiej (ryc. 2) opisano dwa pokłady glin morenowych, rozdzielone osadami piaszczystymi, które zostały zaliczone do stadiału głównego zlodowacenia wisły (Łyczewska, 1960; Ber, 1960, 1968; Skompski, 1969). Skompski (1969) przyjmuje, że gliny lodowcowe wyróżnione na obszarze tzw. lobu Płocka, obejmującego Kotlinę Płocką z fragmentami przyległych wysoczyzn morenowych są zapisem dwóch nasunięć (podfaz) lądolodu w fazie poznańskiej. Mojski (1984) sugeruje, że gliny te odpowiadają fazom leszczyńskiej (dolna) i poznańskiej (górna), przy czym zaznacza, że maksymalny zasięg lądolodu podczas stadiału głównego nastąpił w fazie leszczyńskiej (Mojski, 2005). W północnej części wysoczyzny dobrzyńskiej Niewiarowski i Wysota (1994) wyróżniają dwie gliny, które interpretują jako zapis dwukrotnego nasunięcia ostatniego lądolodu w północno-wschodniej części badanego obszaru. Przyjmują jednocześnie, że maksymalny zasięg lądolodu w tej części lobu nastąpił w fazie poznańskiej.

W związku z dotychczasowymi badaniami pojawiło się szereg istotnych problemów dotyczących zdarzeń glacialnych na obszarze lobu Wisły, tj.: odrębności litostratygraficznej faz leszczyńskiej i poznańskiej, relacji przestrzennych między zasięgami obydwu faz oraz wieku i liczby nasunięć lądolodu na tym obszarze podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia.

### Metodyka badań

Rozwiązanie wyżej postawionych problemów realizowano w kilku etapach. Pierwszy z nich obejmował analizę archiwalnych danych litostratygraficznych, w tym kinetyki i chronostratygraficznych, dotyczących stadiału głównego zlodowacenia wisły na analizowanym obszarze.

Kolejny, najważniejszy etap prac obejmował zestawienie wyników szczegółowych badań geologicznych w stanowiskach kluczowych, głównie odsłonięciach, zgrupowanych w czterech obszarach: południowej części Dolnego Powiśla, północno-wschodniej Wielkopolsce, zachodnich i północno-wschodnich Kujawach oraz w dolinie Drwęcy wraz z przyległymi do niej obszarami wysoczyzn morenowych dobrzyńskiej i chełmińskiej. Zestawienie to obejmowało wyniki standardowych badań sedymentologicznych (m.in. analizy litofacjalnej osadów, pomiarów elementów kierunkowych w osadach – dłuższych osi klastów, rys lodowcowych na głazach, kierunków deformacji w osadach), charakterystyki petrograficznej glin morenowych według metodyki stosowanej w realizacji *Szczegółowej*

*mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000* (por. Czerwonka, 1998) oraz datowania osadów piaszczystych metodami TL i OSL w laboratoriach w Toruniu i Gliwicach (ryc. 4A; tab. 1).

Następny etap prac badawczych stanowiła analiza przestrzenna zebranych danych geologicznych i ich syntetyczne przedstawienie na mapie (ryc. 4). Na końcowym etapie badań rozgraniczono zasięgi nasunięć lądolodu w stadiale głównym ostatniego zlodowacenia i zaproponowano ich chronologię na obszarze lobu Wisły (Wysota i in., 2009).

### Chronologia, zasięgi i dynamika nasunięć ostatniego lądolodu

Badania w południowej części Dolnego Powiśla, północno-wschodniej Wielkopolsce oraz dolinie Drwęcy wraz z przyległymi do niej obszarami wysoczyzn morenowych dobrzyńskiej i chełmińskiej dowodzą, że na tych obszarach istnieje wyraźna rozdzielność litostratygraficzna w sekwencji glacialnej stadiału głównego zlodowacenia wisły. Występujące tu dwie gliny interpretowane są jako zapis dwóch nasunięć lądolodu podczas stadiału głównego (ryc. 4A), korelowanych z fazą leszczyńską (głina dolna) i poznańską (głina górna). Taką interpretację wspierają wyniki datowania osadów międzymorenowych uzyskane metodami OSL i TL (tab. 1).

Na obszarze zachodnich, południowych i prawdopodobnie północno-wschodnich Kujaw występuje zapis litostratygraficzny jednego nasunięcia lądolodu podczas stadiału głównego (ryc. 4A). Wśród zbadanych na tym obszarze odsłoneń jedynie stanowisko w Mikorzynie dokumentuje dwukrotne nasunięcie ostatniego lądolodu (Kozydra & Skompski 1996; Stankowski i in., 1999). Podobnie dwa nasunięcia lądolodu w lobie Wisły sugerują stanowiska w południowej części wysoczyzny dobrzyńskiej (Łyczewska, 1960; Ber, 1960, 1968; Skompski, 1969). Brakuje w nich jednak szczegółowych badań glin, a przede wszystkim oznaczenia wieku osadów międzyglinowych, co nie pozwala na ich jednoznaczną interpretację stratygraficzną. Jednocześnie opis osadów glacialnych młodszego z wyróżnionych nasunięć nie wskazuje bezspornie na ich odrębność litostratygraficzną (Skompski, 1969). Ponadto badania innych autorów (m.in. Lamparski, 1983) sugerują, że na tym obszarze występuje zasadniczo jedna glina zwałowa stadiału głównego zlodowacenia wisły.

W świetle wyników badań w analizowanych stanowiskach oraz ich korelacji z danymi geologicznymi znanymi z literatury jawi się odmienna interpretacja przebiegu zdarzeń glacialnych na obszarze lobu Wisły w stadiale głównym ostatniego zlodowacenia. Zdaniem autorów w tym czasie na obszarze lobu Wisły nastąpiły dwa nasunięcia lądolodu o różnym zasięgu. Starsze, korelowane z fazą leszczyńską, objęło obszar wschodniej Wielkopolski, prawdopodobnie jedynie fragment północnych Kujaw i północną część wysoczyzny dobrzyńskiej (ryc. 4B). Na przedpolu nasuwającego się lądolodu występowała wieloletnia zmarzlina, której świadectwem są kopalne kliny mrozowe stwierdzone w kilku stanowiskach (ryc. 4A). Granica tego nasunięcia (leszczyńskiego) na obszarze lobu Wisły przebiegała prawdopodobnie około 60 km na północ od linii maksymalnego zasięgu lądolodu w stadiale głównym korelowanego z fazą poznańską. Na obszarze południowo-wschodniej Wielkopolski starsze nasunięcie (leszczyńskie) sięgało zdecydowanie dalej na południe, choć – jak już wspom-



**Tab. 1. Daty luminescencyjne osadów międzymorenowych wykorzystane w korelacji czasowo-przestrzennej nasunięć lądolodu na obszarze lobu Wisły w czasie stadiału głównego zlodowacenia wisły**

Table 1. Luminescence dates of intermorainic sediments used in time-distance correlation of ice sheet advances in the Vistula lobe area during the Main Stage of the Last Glaciation

Obszar Area	Stanowisko Locality	Material Material	Nr laboratoryjny/Kod próbki Lab number/Sample code	Metoda Method	Wiek (tys. lat) Age (ka)	Literatura* References*
Południowa część Dolnego Powiśla Southern part of the Lower Vistula region	Kielbasin	Piasek rzeczny Fluvial sand	GdTL-1025 <sup>a</sup>	OSL	25,2 ± 2,1	1
	Browina	Piasek rzeczny Fluvial sand	GdTL-1028 <sup>a</sup>	OSL	25,0 ± 1	1
	Browina	Piasek rzeczny Fluvial sand	GdTL-1029 <sup>a</sup>	OSL	24,9 ± 2,6	1
	Kiełp	Piasek rzeczny Fluvial sand	TOR-31 <sup>b</sup>	TL	39,0 ± 6	2
	Rzęczkowo	Mulek glacyjeziorny Glaciolacustrine silt	TOR-35 <sup>b</sup>	TL	19,0 ± 3	2
	Rzęczkowo	Mulek glacyjeziorny Glaciolacustrine silt	TOR-36 <sup>b</sup>	TL	20,0 ± 2	2
	Rzęczkowo	Piasek rzeczny Fluvial sand	TOR-37 <sup>b</sup>	TL	33,0 ± 3	2
	Starogród 1	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	TOR-40 <sup>b</sup>	TL	27,0 ± 5,0	2
	Starogród 1	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	TOR-41 <sup>b</sup>	TL	21,0 ± 3,0	2
Wysoczyzna dobrzyńska Dobrzyń Plateau	Obórki	Piasek fluwioperyglacialny Fluvioperiglacial sand	GdTL-1020 <sup>a</sup>	OSL	17,0 ± 1,3	3
	Obórki	Piasek fluwioperyglacialny Fluvioperiglacial sand	GdTL-1021 <sup>a</sup>	OSL	27,1 ± 2	3
	Obórki	Piasek fluwioperyglacialny Fluvioperiglacial sand	GdTL-1022 <sup>a</sup>	OSL	19,4 ± 1	3
Północno-wschodnia Wielkopolska NE Wielkopolska region	Barcin	Klin piaszczysty Primary sand wedge	Barcin C5 <sup>a</sup>	OSL	27,3 ± 1,7	4
	Wapienno E	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	19/2004 <sup>a</sup>	OSL	18,5 ± 0,7	4
	Wapienno E	Pseudomorfoza po klinie lodowym Ice-wedge pseudomorph	23/2004 <sup>a</sup>	OSL	18,8 ± 0,6	4
	Wapienno E	Klin piaszczysty Primary sand wedge	GdTL-736 <sup>a</sup>	OSL	20,8 ± 0,8	4
	Wapienno E	Klin piaszczysty Primary sand wedge	27/2004 <sup>a</sup>	OSL	25,1 ± 1,3	4
	Wapienno E	Klin piaszczysty Primary sand wedge	GdTL-734 <sup>a</sup>	OSL	27,5 ± 3,2	4
	Wapienno E	Klin piaszczysty Primary sand wedge	16/2004 <sup>a</sup>	OSL	29,0 ± 1,3	4
	Wapienno E	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	21/2004 <sup>a</sup>	OSL	18,0 ± 0,7	4
Kujawy	Raciążek	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	TPN5 <sup>b</sup>	OSL	20,9 ± 0,6	5
	Raciążek	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	T005 <sup>b</sup>	OSL	20,2 ± 0,6	5
Region koniński Konin region	Maliniec	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	UG-261 <sup>a</sup>	TL	19,6 ± 3,0	6, 7
	Maliniec	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	UG-262 <sup>a</sup>	TL	20,5 ± 3,1	6, 7
	Maliniec 86a	Piasek glacyjfluwialny Glaciofluvial sand	– <sup>a</sup>	TL	18,4 ± 2,8	8
	Maliniec 86a	Piasek jeziorno-rzeczny Fluvio-lacustrine sand	– <sup>a</sup>	TL	23,9 ± 3,6	8
	Mikorzyn	Piasek rzeczny Fluvial sand	Mikorzyn 3 <sup>a</sup>	OSL	18,1 ± 1,9	9
	Mikorzyn	Piasek rzeczny Fluvial sand	Mikorzyn 2 <sup>a</sup>	OSL	21,7 ± 3,3	9

\*1 – Molewski &amp; Weckwerth, 2009; 2 – Wysota, 2002; 3 – Wysota &amp; Sokołowski, 2009; 4 – Wysota i in., 2009; 5 – Molewski, 2007; 6 – Fedorowicz &amp; Olszak, 1987; 7 – Stankowska &amp; Stankowski, 1987; 8 – Stankowska &amp; Stankowski, 1988; 9 – Stankowski i in., 1999

<sup>a</sup>Laboratorium w Gliwicach (*Dating Laboratory in Gliwice*); <sup>b</sup>Laboratorium w Toruniu (*Dating Laboratory in Toruń*)



niano – jego granica jest tutaj niepewna (Stankowska & Stankowski, 1988, 1991; Gogołek & Mańkowska, 1989; Petera & Forsyjak, 2003). Prawdopodobnie we wschodniej części wysoczyzny dobrzyńskiej granice zasięgów lądolodu w obydwu fazach były zbliżone (Niewiarowski & Wysota, 1994; Wysota, 1999, 2002). Analiza elementów kierunkowych w osadach wskazuje, że podczas nasunięcia lądolodu w fazie leszczyńskiej przeważał kierunek płynięcia lodu w sektorze od południa do południowego zachodu, który we wschodniej części badanego obszaru odchyłał się ku południowemu wschodowi (ryc. 4A).

Z interpretacji stanowisk w północno-wschodniej Wielkopolsce, południowej części Dolnego Powiśla oraz w dolinie Drwęcy wraz z przyległymi do niej obszarami wysoczyzny dobrzyńskiej i chełmińskiej wynika, że po maksimum w fazie leszczyńskiej nastąpiła recesja lądolodu, co najmniej po linię doliny Noteci i środkową część Dolnego Powiśla (ryc. 4B). Świadczą o tym obserwowane w licznych odsłonięciach stosunkowo miększe (miejscami do 5 m) osady glacyjfluwalne i glacjejeziorne rozdzielające gliny obydwu faz. Po ustąpieniu lądolodu fazy leszczyńskiej na obszarze wolnym od lodu nastąpiła agradacja wieloletniej zmarzliny. Wielkość obserwowanych klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym (w północno-wschodniej Wielkopolsce) oraz niewielka colizacja wypełniających je osadów wskazują, że procesy peryglacialne trwały co najmniej kilkaset lat (Sokołowski, 2007).

W fazie poznańskiej nastąpiło ponowne nasunięcie lądolodu, przekraczające względem zasięgu fazy leszczyńskiej, i wyznaczyło maksimum zasięgu ostatniego zlodowacenia na wschód od Konina. Transgresja lądolodu miała ponadregionalny charakter i zróżnicowany przestrzennie zasięg. Prawdopodobnie objęła ona również północną Wielkopolskę (Czerwonka & Krzyszkowski, 1994; Krzyszkowski & Czerwonka, 2007) oraz obszar na wschód od wysoczyzny chełmińskiej (Wysota, 2002). W południowo-wschodniej Wielkopolsce, środkowej i południowej części Kujaw oraz na południe od doliny dolnej Drwęcy uformowany został łob Wisły (ryc. 4B). W czasie transgresji rozkład kierunków płynięcia lodu w obrębie łobu, określony na podstawie pomiarów dłuższej osi klastów, rys lodowcowych na głazach i kierunków deformacji w osadach (m.in. Niewiarowski & Wysota, 1994; Wysota, 1999; Wysota, 2002; Wysota i in., 2004; Molewski, 2007; Sokołowski, 2007; Wysota i in., 2009), był wachlarzowaty. Lokalnie kierunki płynięcia lodu oraz morfologia brzeżnej części lądolodu determinowane były ukształtowaniem jego podłoża i przedpola (Roman, 2003, 2007a; Molewski, 2007). Główne drogi dystrybucji lodu funkcjonowały wzdłuż kopalnych obniżzeń na linii doliny Wisły i prawdopodobnie również rynny Gopła. W ich efekcie uformowane zostały dwa subłoby (ryc. 4B): Płocka (Skompski, 1969) i Gopła (Maik, 1961). W osi łobu Wisły lód płynął z północnego zachodu na południowy wschód, w zachodnim skrzydle (w zachodniej części Kujaw) dominował kierunek w przybliżeniu z północy na południe, zaś we wschodnim skrzydle – z północnego północnego zachodu na południowy południowy wschód.

Szacowany wiek maksymalnego zasięgu lądolodu podczas stadiału głównego zlodowacenia wisły w centralnej Polsce oparty był na wynikach datowania radiowęglowego ze wspomnianego już stanowiska w Malińcu, a także wieków luminescencyjnych (TL i OSL) z innych stanowisk z regionu konińskiego. Sugerują one, że maksimum rozprzestrzenienia ostatniego lądolodu na tym obszarze na-

stało nie wcześniej niż 21 tys. lat BP, a być może nawet 20–19 tys. lat BP (Kozarski, 1986, 1988, 1995; Stankowska & Stankowski, 1988, 1991; Stankowski & Krzyszkowski, 1991). Badania autorów potwierdzają wcześniejsze sugestie co do wieku maksimum zasięgu fazy leszczyńskiej na tym obszarze i szacują go na 20,5 tys. lat BP (ryc. 5). Natomiast ponowne nasunięcie lądolodu na tym obszarze w fazie poznańskiej osiągnęło linię maksymalnego zasięgu około 18,5 tys. lat BP. Wiek tego nasunięcia został oszacowany na podstawie wyników datowania luminescencyjnego osadów międzymorenowych z południowej części Dolnego Powiśla, północno-wschodniej Wielkopolski, północnych Kujaw i północno-wschodniej części wysoczyzny dobrzyńskiej (Wysota, 2002; Molewski, 2007; Molewski & Weckwerth, 2009; Wysota i in., 2009; Wysota & Sokołowski, 2009).

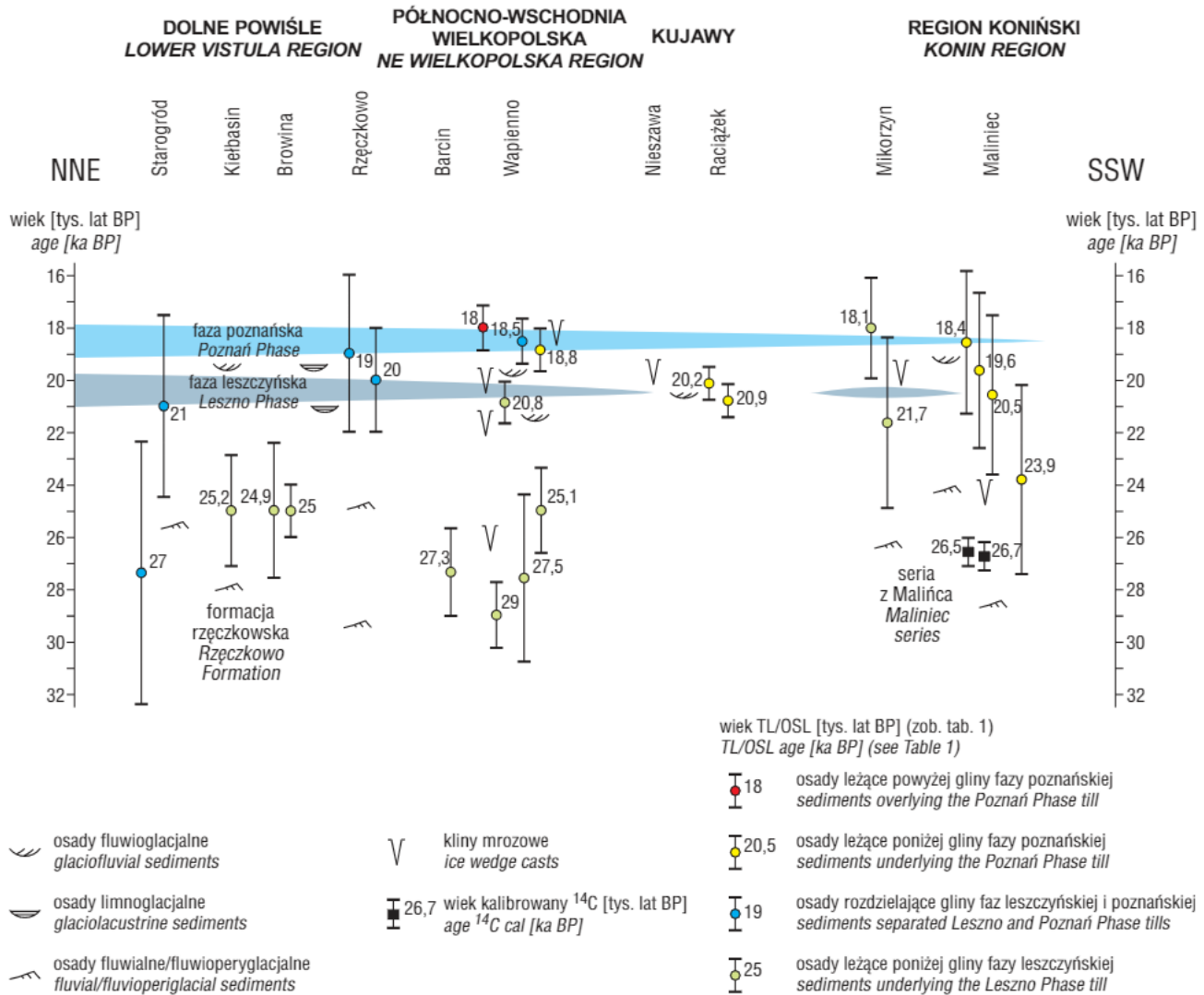
Chronologia nasunięć i recesji oparta na zakładanej pozycji krawędzi lądolodu oraz datach luminescencyjnych, pozwala w przybliżony sposób określić średnie tempo nasuwania i recesji lądolodu. Dotychczasowe szacunki tempa awansu i recesji ostatniego lądolodu były obliczane dla północno-zachodniej Polski, począwszy od środkowej części wybrzeża Bałtyku po jego maksymalny zasięg podczas fazy leszczyńskiej w południowej Wielkopolsce (Stankowski, 1983; Kozarski, 1986, 1988, 1995; Rotnicki & Borówka, 1995). Zakładano, że tempo nasuwania się lądolodu wynosiło co najmniej 150–180 m/rok, a nawet 200–250 m/rok (Brodzikowski, 1987), natomiast tempo recesji około 44–50 m/rok, a nawet 70 m/rok (Wysota, 2002). Kalkulacje te nie uwzględniały jednak epizodów recesji i ponownego nasunięcia lądolodu.

Przeprowadzona kalkulacja na linii prezentowanego na rycinie 4B transektu wskazuje, że tempo nasuwania i recesji lądolodu podczas stadiału głównego na analizowanym obszarze było znacznie większe niż przyjmowane dla całego obszaru zachodniej Polski. Podczas fazy leszczyńskiej średnie tempo nasuwania krawędzi lądolodu można szacować na co najmniej 250 m/rok, natomiast recesji – na około 300 m/rok. Podczas ponownego nasunięcia lądolodu w fazie poznańskiej jego krawędź przemieszczała się prawdopodobnie w średnim tempie co najmniej 400 m/rok, a w czasie recesji – około 450 m/rok.

Na obszarze łobu Wisły istnieją przekonujące świadectwa sedymentologiczne szybkiego ruchu lodu przede wszystkim podczas fazy poznańskiej. Są to m.in.: niewielka i w miarę jednakowa miąższość glin bazalnych, facje glin deformacyjnych, bruki głazowe z rysami lodowcowym oraz ślady płużenia (m.in. Wysota, 2002, 2007; Wysota i in., 2004; Molewski, 2007; Wysota & Molewski, 2007). Takie cechy wskaźnikowe przyjmowane są jako zapis funkcjonowania dawnych strumieni lodowych o podstawie lądowej (m.in. Patterson, 1998; Jørgensen & Piotrowski, 2003; Lian i in., 2003; Jennings, 2006). Świadectwem szybkiego ruchu lodu w łobie Wisły są również suponowane w północnej części Kujaw megalineamnety glacialne (Molewski, 2007).

Szybkie płynięcie lodu w tym obszarze mogło być związane z zakładanym już wcześniej strumieniem lodowym Wisły (Punkari, 1993; Boulton i in., 2001; Marks, 2002; Wysota, 2002), który w brzeżnej części lądolodu zasilał łob lodowcowy Wisły. Zakładana w obrębie łobów lodowcowych u zakończenia strumieni lodowych mniejsza miąższość lodu (Stokes & Clark, 2001) sprzyjała być może przetrwaniu niektórych starszych form rzeźby terenu (Molewski, 2007).





**Ryc. 5.** Czasowo-przestrzenny diagram nasunięć ostatniego lądolodu w obszarze łobu Wisły podczas stadiału głównego ostatniego zlodowacenia (Wysota i in., 2009, rozszerzone)

**Fig. 5.** Time-distance diagram showing the Vistula ice lobe advances during the Main Stage of the Last Glaciation (Wysota et al., 2009, extended)

## Dyskusja

Lądolód vistuliański osiągnął maksymalny zasięg na obszarze Skandynawii i Europy środkowo-wschodniej podczas morskiego stadium izotopowego 2 – MIS 2 (m.in. Lundquist & Saarnisto, 1995; Svendsen i in., 1999, 2004; Boulton i in., 2001). W świetle nowszych badań (m.in. Mix i in., 2001; Clark & Mix, 2002) maksimum ostatniego zlodowacenia (*Last Glacial Maximum* – LGM), definiowane jako najmłodsza maksymalna objętość wszystkich lądolodów na Ziemi podczas vistulianu, nastąpiło około 21 tys. lat BP. Jednak maksimum zasięgu lądolodu skandynawskiego w różnych obszarach marginalnych było asynchroniczne – krawędź lądolodu osiągnęła swój maksymalny zasięg w różnym czasie, pomiędzy 30 a 15 tys. lat BP (m.in. Svendsen i in., 1999, 2004; Sejrup i in., 2000; Boulton i in., 2001; Gyllencreutz i in., 2007).

Istotnym elementem dystrybucji mas lodowych podczas maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu oraz faz jego regresji były strumienie lodowe (m.in. Punkari, 1993, 1997; Boulton i in., 2001). Wykazywały one zróżnicowaną czasowo i przestrzennie aktywność (zmiany morfologii i prędkości płynięcia lodu) w zależności od warunków geo-

logicznych podłoża i właściwości dynamicznych lądolodu. Badania współczesnych strumieni lodowych w brzeźnej części lądolodu zachodniej Antarktyki wskazują, że okresowo mogą one podlegać spowolnieniu, a nawet zamarcie (m.in. Retzlaff & Bentley, 1993). Z rekonstrukcji paleogeologicznych oraz danych geologicznych wynika, że zmiany aktywności w czasie i przestrzeni wykazywały również strumienie lodowe w obrębie lądolodów plejstoceńskich w późnym vistulianie (m.in. Boulton i in., 2001; Boulton & Hagdorn, 2006; Christoffersen & Tulaczyk, 2003; Stokes i in., 2007). W obrębie ostatniego lądolodu skandynawskiego zmienna dynamika strumieni lodowych zaznaczała się głównie podczas jego regresji, a jej konsekwencją były transgresywno-przekraczające łoby lodowcowe na niektórych obszarach Niżu Europejskiego (m.in. Boulton i in., 2001; Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Kalm, 2009).

W vistulianie lądolód skandynawski osiągnął maksimum swojego zasięgu najwcześniej na obszarze szelfu norweskiego, znacznie przed LGM, tj. około 28 tys. lat BP (Sejrup i in., 1994, 2000, 2009). Nasunięcie to związane było z aktywnością strumienia lodowego tzw. kanału norweskiego (*Norwegian Channel Ice Stream*), który drenował





znaczłą część południowo-zachodniego sektora lądolodu skandynawskiego (Sejrup i in., 2003). Prawdopodobnie w tym czasie (29–27 tys. lat BP) nastąpiło też nasunięcie lądolodu w północnej Danii związane ze strumieniem lodowym Kattegat (Houmark-Nielsen, 2003; Houmark-Nielsen & Kjær, 2003), a być może również na obszarze południowego Bałtyku (Houmark-Nielsen, 2010). Na obszarze szelfu norweskiego po recesji lądolodu 25–22 tys. lat BP nastąpiła jego ponowna transgresja (*Tampen readvance*) między 22 a 19 tys. lat BP, której zasięg był mniejszy niż wcześniejszego maksimum około 28 tys. lat BP (Sejrup i in., 2003, 2009). Była ona związana z powtórny uaktywnieniem norweskiego strumienia lodowego.

Z danych chronologicznych (m.in. wieków kalibrowanych  $^{14}\text{C}$  i luminescencyjnych) z południowej Szwecji, Danii oraz południowego Bałtyku wynika, że obszar ten nie był przykryty lądolodem jeszcze około 25 tys. lat BP (m.in. Rotnicki & Borówka, 1995; Kramarska, 1998; Krzyszkowski i in., 1999; Houmark-Nielsen, 2003, 2007, 2010; Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Kjær i in., 2006; Ukkonen i in., 2007; Wolfarth, 2010). Zakłada się, że rozprzestrzenienie ostatniego lądolodu skandynawskiego do jego maksimum na obszarze perybałtyckim nastąpiło najprawdopodobniej dopiero po 22 tys. lat BP (m.in. Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Kalm, 2006; Houmark-Nielsen, 2010). Na terenie Danii lądolód skandynawski osiągnął swój maksymalny zasięg w centralnej Jutlandii (*Main Stationary Line* – MSL) około 21–20 tys. lat BP (Houmark-Nielsen, 2003, 2007; Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Kjær i in., 2003). Lądolód nasunął się na ten obszar z kierunku północno-wschodniego, z centralnej Szwecji. Była to strefa wolno płynącego lodu położona między strumieniem lodowym kanału norweskiego a strumieniem lodowym płynącym wzdłuż niecki Bałtyku (*Baltic Ice Stream*) (Boulton i in., 2001; Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Kjær i in., 2003). Houmark-Nielsen i Kjær (2003) korelują wiek maksimum ostatniego zlodowacenia w centralnej Jutlandii (MSL) z fazą brandenburską w północno-wschodnich Niemczech i fazą leszczyńską w zachodniej Polsce. Wiek maksymalnego zasięgu lądolodu w fazie brandenburskiej szacowany jest na podstawie kalibrowanych dat  $^{14}\text{C}$  i  $^{10}\text{Be}$  na około 21–20 tys. lat BP (Litt i in., 2007; Heine i in., 2009). Dotychczas nie ma dat, które pozwoliłyby oszacować wiek maksimum fazy leszczyńskiej w zachodniej i centralnej Wielkopolsce. Daty radiowęglowe z Malińca, na których do tej pory opierano szacowanie wieku tej fazy (m.in. Kozarski, 1986; 1988, 1995; Marks, 2002), po ich kalibracji wskazują, że maksymalny zasięg ostatniego lądolodu w środkowej Polsce nastąpił nie wcześniej niż 26–27 tys. lat BP. Zdaniem autorów daty te nie mogą zatem stanowić podstawy do szacowania jego wieku.

Wyniki badań autorów dają podstawę do szacowania wieku (TL/OSL) maksymalnego zasięgu lądolodu fazy leszczyńskiej na obszarze lobu Wisły na około 20,5 tys. lat BP. Porównanie tego szacunku z przyjmowanymi wiekami maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w Danii (MSL) i Niemczech (faza brandenburska) sugerują, iż był on na tym obszarze synchroniczny i w przybliżeniu odpowiadał LGM. Można przypuszczać, że zasięg ten odpowiada tej samej fazie rozwoju lądolodu, w której nastąpił ponowny napływ lodu na obszar szelfu norweskiego między 22 a 19 tys. lat BP (*Tampen readvance*).

Jednak o ile maksymalny zasięg lądolodu na obszarze Danii związany był z wolno płynącym lodem w strefie między-

dziustrumieniowej, o tyle jego nasunięcie po maksimum w północno-wschodnich Niemczech i w zachodniej Polsce było zapewne konsekwencją silniejszego płynięcia lodu na południe od osi bałtyckiego strumienia lodowego, tj. wzdłuż odrzańskiego odgałęzienia tego strumienia (Boulton i in., 2001; Wysota, 2002; Przybylski, 2008).

Po maksymalnym zasięgu lądolodu, podczas LGM na obszarze od Danii po środkową Polskę nastąpiła jego recesja, którą można korelować z ociepleniem klimatu rejestrowanym w rdzeniach lodowych Grenlandii (m.in. Andersen i in., 2006). Na obszarze Jutlandii (wieki kalibrowane  $^{14}\text{C}$  i OSL) i północno-wschodnich Niemiec (wiek  $^{10}\text{Be}$ ) jej początek określa się na około 19 tys. lat BP (Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Heine i in., 2009). Na obszarze analizowanym przez autorów recesja ta nastąpiła najprawdopodobniej między 20 a 19 tys. lat BP (wiek TL/OSL). Między 19 a 18 tys. lat BP nastąpiło ponowne nasunięcie lądolodu na obszar wschodniej Jutlandii (*East Jylland advance*), które było konsekwencją zachodniego kierunku płynięcia bałtyckiego strumienia lodowego (Houmark-Nielsen & Kjær, 2003; Kjær i in., 2003). Zdaniem autorów w tym samym czasie nastąpiło nasunięcie lądolodu na obszarze lobu Wisły (faza poznańska), które przekroczyło linię LGM (faza leszczyńska). Było to zapewne następstwem uaktywnienia wiślanego odgałęzienia bałtyckiego strumienia lodowego. Przyjmowana w zachodniej Wielkopolsce i w północno-wschodnich Niemczech stagnacja lądolodu w fazie poznańskiej/frankfurckiej (m.in. Kozarski, 1986, 1988, 1995; Heine i in., 2009) była najprawdopodobniej spowodowana zamarciem odrzańskiego strumienia lodowego i wolnym płynięciem lodu w strefie międzystrumieniowej. W Polsce północno-wschodniej brak jest dotychczas dostatecznej liczby datowań, które umożliwiłyby ściślejsze określenie wieku maksimum ostatniego zlodowacenia na tym obszarze (Krzywicki, 2002; Dzierżek & Zreda, 2007). Można przypuszczać, że maksymalne nasunięcie na obszarze Litwy i Białorusi, datowane na około 18,3–17,7  $^{10}\text{Be}$  tys. lat BP (Rinterknecht i in., 2006, 2007, 2008), było synchroniczne z fazą poznańską.

## Wnioski

Uzyskane przez autorów wyniki badań na obszarze lobu Wisły są podstawą do sformułowania następujących wniosków:

- w sekwencji glacialnej stadiału głównego ostatniego zlodowacenia na obszarze lobu Wisły występuje zapis sedymentologiczny dwóch nasunięć lądolodu o zróżnicowanym zasięgu, starszego w fazie leszczyńskiej i młodszego w fazie poznańskiej; zasięg nasunięcia lądolodu w fazie leszczyńskiej był prawdopodobnie znacznie mniejszy niż zakładano dotychczas; po maksimum w fazie leszczyńskiej nastąpiła recesja lądolodu, co najmniej po linię doliny Noteci i środkową część Dolnego Powiśla; ponowne nasunięcie lądolodu w fazie poznańskiej przekroczyło zasięg starszej fazy zlodowacenia i osiągnęło maksimum w lobie Wisły; transgresja ta miała charakter ponadregionalny;
- maksimum zasięgu lądolodu w fazie leszczyńskiej szacowane jest na około 20,5 tys. lat BP, natomiast w fazie poznańskiej – na około 18,5 tys. lat BP; nasunięcia lądolodu podczas obydwu faz ostatniego zlodowacenia charakteryzował szybki ruch lodu, szcze-



gólnie podczas fazy poznańskiej; szacowane tempo zmian położenia krawędzi lądolodu podczas tych faz było znaczące; w czasie fazy leszczyńskiej średnie tempo nasuwania krawędzi lądolodu wynosiło 250 m/rok, w czasie recesji – 300 m/rok, a podczas fazy poznańskiej – odpowiednio 400 i 450 m/rok;

- szybki ruch lodu podczas nasunięcia w fazie poznańskiej, z którą autorzy łączą uformowanie lobu Wisły, związany był prawdopodobnie z funkcjonowaniem wiślanego strumienia lodowego;
- przyjęcie powyższego scenariusza nasunięć ostatniego lądolodu w lobie Wisły daje asumpt do rewizji dotychczasowych poglądów co do zdarzeń paleogeograficznych na obszarze środkowej Polski w stadiale głównym ostatniego zlodowacenia.

### Podziękowania

Autorzy dziękują Ministerstwu Nauki i Szkolnictwa Wyższego (projekt badawczy nr N N306 316835) za pomoc w finansowaniu badań oraz recenzentom artykułu, prof. Leszkowi Markowski i dr. hab. Janowi Dzierżkowi, za cenne uwagi i wskazówki.

### Literatura

- ANDERSEN K.K., SVENSSON A., JOHNSEN S.J., RASMUSSEN S.O., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., RUTH U., SIGGAARD-ANDERSEN M.-L., STEFFENSEN J.P., DAHL-JENSEN D., VINHER BO M. & CLAUSEN H.B. 2006 – The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15–42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quatern. Sci. Rev.*, 25: 3246–3257.
- BER A. 1960 – The age of the foldings near Dobrzyń. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, 8: 49–52.
- BER A. 1968 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Dobrzynia nad Wisłą. *Acta Geol. Pol.*, 18: 663–675.
- BOULTON G.S., DONGELMANS P., PUNKARI M. & BROAD-GATE M. 2001 – Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. *Quatern. Sci. Rev.*, 20: 591–625.
- BOULTON G.S. & HAGDORN M. 2006 – Glaciology of the British Isles Ice Sheet during the last glacial cycle: form, flow, streams and lobes. *Quatern. Sci. Rev.*, 25: 3359–3390.
- BRODZIKOWSKI K. 1987 – Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glaciektonizmu Europy Środkowej. *Acta Univ. Wratisl.*, 934, *Studia Geogr.*, 43: 1–331.
- CHRISTOFERSEN P. & TULACZYK S. 2003 – Signature of palaeo-ice-stream stagnation: till consolidation induced by basal freeze-on. *Boreas*, 32: 114–129.
- CLARK P.U. & MIX A.C. 2002 – Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 1–7.
- CLAYTON L., TELLER J.T. & ATTIG J.W. 1985 – Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet. *Boreas*, 14: 235–241.
- CZERWONKA J.A. 1998 – Litostratygrafia glin lodowcowych: uwagi metodyczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 116–126.
- CZERWONKA J.A. & KRZYSZKOWSKI D. 1994 – Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland, western Poland. *Folia Quatern.*, 65: 7–71.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M.D. 1961 – The limit of the last Glaciation near Chodecz (Eastern Kujawy). [W:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras*, part I, North Poland, INQUA VI<sup>th</sup> Congress: 139–141.
- DOMOSŁAWSKA-BARANIECKA M.D. & MOJSKI J.E. 1960 – Z problematyki geologii czwartorzędu Mazowsza i Kujaw. *Prz. Geol.*, 4: 195–200.
- DROZDOWSKI E. 1980 – Chronostratigraphy of the Vistulian glaciation on the lower Vistula River. *Quatern. Stud. in Poland*, 2: 13–20.
- DROZDOWSKI E. & FEDOROWICZ S. 1987 – Stratigraphy of Vistulian glaciogenic deposits and corresponding thermoluminescence dates in the Lower Vistula region, northern Poland. *Boreas*, 16: 139–153.
- DZIERŻEK J. & ZREDA M. 2007 – Timing and style of deglaciation of north eastern Poland from cosmogenic <sup>36</sup>Cl dating of glacial and glaciofluvial deposits. *Geol. Quart.*, 51: 203–216.
- EVANS D.J.A. & REA B.R. 2005 – Surging glacier landsystem. [W:] *Evans D.J.A. (red.) Glacial landsystems*. Arnold: 259–288.
- FAIRBANKS R.G., MORTLOCK R.A., CHIU T.-C., CAO L., KAPLAN A., GUILDERSON T.P., FAIRBANKS T.W., BLOOM A.L., GROOTES P.M. & NADEAU M.-J. 2005 – Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50 000 years BP based on paired <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U and <sup>14</sup>C dates on pristine corals. *Quatern. Sci. Rev.*, 24: 1781–1796.
- FEDOROWICZ S. & OLSZAK I.J. 1987 – Wyniki datowań termoluminescencyjnych (TL) oraz analiz granulometrycznych próbek z profilu w Malińcu koło Konina (Rezultaty badań w Laboratorium TL Uniwersytetu Gdańskiego w Gdyni). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Ser. A, 37: 245–249.
- GALON R. 1956 – The problem of the last Glaciation in Poland. *Prz. Geogr., Suppl.*, 28: 75–93.
- GALON R. 1961 – General Quaternary Problems of North Poland. [W:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras*, part I, North Poland, INQUA VI<sup>th</sup> Congress: 5–53.
- GALON R. 1964 – On the geomorphology of the Northern Poland. *Geogr. Pol.*, 1: 23–39.
- 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. *Prz. Geogr.*, 33: 347–361.
- GOGOLEK W. & MAŃKOWSKA A. 1989 – Zlodowacenie północnopolskie Wysoczyzny Tureckiej w świetle nowych danych. *Kwart. Geol.*, 33: 573–586.
- GYLLENCREUTZ R., MANGERUD J., SVENDSEN J.-I. & LOHNE Ø. 2007 – DATED – A GIS-based Reconstruction and dating Database of the Eurasian Deglaciation. *Applied Quaternary research in the central part of glaciated terrain*. *Geol. Survey of Finland, Spec. Paper*, 46: 113–120.
- HEINE K., REYTHYER A.U., THIEKE H.U., SCHULZ R., SCHLAAL N. & KUBIK P.W. 2009 – Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ <sup>10</sup>Be. *Zeitschrift Geomorph.*, 53: 433–454.
- HOUMARK-NIELSEN M. 2003 – Signature and timing of the Kattegat Ice Stream: Onset of the Last Glacial Maximum sequence at the southwestern margin of the Scandinavian Ice Sheet. *Boreas*, 32: 227–241.
- HOUMARK-NIELSEN M. 2004 – The Pleistocene of Denmark: a review of stratigraphy and glaciation history. [W:] *Ehlers J. & Gibbard P.L. (red.) Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Elsevier: 35–46.
- HOUMARK-NIELSEN M. 2007 – Extent and age of Middle and Late Pleistocene glaciations and periglacial episodes in southern Jylland, Denmark. *Bull. Geol. Soc., Denmark*, 55: 9–35.
- HOUMARK-NIELSEN M. 2010 – Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in southwestern Baltic basin. *Boreas*, 39: 343–359.
- HOUMARK-NIELSEN M. & KJÆR K.H. 2003 – Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: palaeogeography and environmental change. *Journ. Quatern. Sci.*, 18: 769–786.
- JENNINGS C.E. 2006 – Terrestrial ice streams – a view from a lobe. *Geomorphology*, 75: 100–124.
- JØRGENSEN F. & PIOTROWSKI J.A. 2003 – Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. *Boreas*, 32: 242–255.
- KALM V. 2006 – Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, south-eastern sector of the Scandinavian glaciation. *Quatern. Sci. Rev.*, 25: 960–975.
- KALM V. 2009 – Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quatern. Sci. Rev.*, doi: 10.1016/j.quascirev.2010.01.019.
- KJÆR K.H., HOUMARK-NIELSEN M. & RICHARDT N. 2003 – Ice-flow patterns and dispersal of erratics at the southwestern margin of the last Scandinavian Ice Sheet: Signature of palaeo-ice streams. *Boreas*, 32: 130–148.
- KJÆR K.H., LAGERLUND E., ADRIELSSON L., THOMAS P.J., MURRAY A. & SANDGREN P. 2006 – The first independent chronology for Middle and Late Weichselian sediments from southern Sweden and the Island of Bornholm. *Geologiska Föreningen i Stockholms Förhandlingar*, 128: 209–220.
- KLIEWE VON H. 1961 – Vergleichende Betrachtungen zur Glaziären Genese der Odermündungsinseln. *Geographische Berichte*, 20/21: 232–240.
- KOTARBIŃSKI J. & KRUPIŃSKI K.M. 1995 – Osady interglacjału eemskiego w Studzieńcu i Babcu Piasecznym k. Sierpca. *Prz. Geol.*, 43: 565–571.
- KOZARSKI S. 1986 – Skala czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych wistulianu na Niżu Polskim. *Czas. Geogr.*, 57: 247–270.



- KOZARSKI S. 1988 – Time and dynamics of the last Scandinavian ice-sheet retreat from northwestern Poland. *Geogr. Pol.*, 55: 91–101.
- KOZARSKI S. 1991 – Paleogeografia Polski w Vistulianie. [W:] Starkel L. (red.) *Geografia Polski, Środowisko geograficzne*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 80–105.
- KOZARSKI S. 1995 – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~ 20 ka → 10 ka BP), *Dok. Geogr.*, 1: 1–82.
- KOZYDRA Z. & SKOMPSKI S. 1995 – Unikalne stanowisko interglacjału eemskiego w Ruskówku na Pojezierzu Kujawskim. *Prz. Geol.*, 43: 572–575.
- KOZYDRA Z. & SKOMPSKI S. 1996 – Osady międzymorenowe w okolicy Mikorzyna na Wysoczyźnie Konińskiej. *Prz. Geol.*, 44: 945–949.
- KRAMARSKA R. 1998 – Origin and development of the Odra bank in the light of the geologic structure and radiocarbon dating. *Geol. Quart.*, 42: 277–288.
- KRUPIŃSKI K.M., KOTARBIŃSKI J. & SKOMPSKI S. 2006 – Osady jeziorne interglacjału eemskiego w Leszczynie – Wysoczyzna Płocka. *Prz. Geol.*, 54: 632–638.
- KRZYSZKOWSKI D. & CZERWONKA J. 2007 – Budowa geologiczna czwartorzędu okolic Czarnkowa i Ujścia nad Notecią ze szczególnym uwzględnieniem pozycji stratygraficznej glin lodowcowych. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, 76: 35–54.
- KRZYSZKOWSKI D., DOBRACKA E., DOBRACKI R., CZERWONKA J. & KUSZELL T. 1999 – Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcín and Niechorze, Baltic coast, Northwestern Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, 16: 27–45.
- KRZYWICKI T. 2002 – The maximum ice sheet limit of the Vistulian Glaciation in north eastern Poland and neighboring areas. *Geol. Quart.*, 46: 165–188.
- KUMMEROW VON E.H.E. 1950/51 – Fortschritte in der Diluvialgeologie. *Die Erde, Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin*, 7: 16–24.
- LAMPARSKI Z. 1983 – Plejstocen i jego podłoże w północnej części środkowego Powiśla. *Stud. Geol. Pol.*, 74: 1–82.
- LIAN O.B., HICOCK S.R. & DREIMANIS A. 2003 – Laurentide and Cordilleran fast ice flow: some sedimentological evidence from Wisconsin subglacial till and its substrate. *Boreas*, 32: 102–113.
- LISICKI S. 2003 – Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 177: 1–105.
- LITT T., BEHRE K.-E., MEYER K.-D., STEPHAN H.-J. & WANSKA S. 2007 – Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 56: 7–65.
- LUNDQUIST J. & SAARNISTO M. 1995 – Summary of the project IGCP 253. *Quatern. Int.*, 28: 9–18.
- ŁYCZEWSKA J. 1960 – Uwagi o temat czwartorzędu Kujaw wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150: 245–258.
- MAIK M. 1961 – Morphological limit of the last glaciation along the line Radziejów – Koło. [W:] *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland, INQUA VI<sup>th</sup> Congress: 132–134*.
- MAJDANOWSKI S. 1947 – Rozmieszczenie, gęstość i kierunek rynien jeziornych na Niżu Polskim. *Prz. Geogr.*, 21: 37–69.
- MAKOWSKA A. 1979 – Interglacja eemski w Dolinie Dolnej Wisły. *Stud. Geol. Pol.*, 63: 1–90.
- MAKOWSKA A. 1980 – Late eemian with preglacial and glacial part of Vistulian in the Lower Vistula region. *Quatern. Stud. in Poland*, 2: 37–55.
- MAKOWSKA A. 1986 – Morza plejstocenijskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120: 1–74.
- MAKOWSKA A. 1992 – Stratigraphy of the Younger Pleistocene in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation based on mapping and boreholes. *Geol. Quart.*, 36: 97–120.
- MAKOWSKA A. 2004 – Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstocenijski (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. *Prz. Geol.*, 52: 887–894.
- MARKS L. 1988 – Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia (Northern Poland). *Kwart. AGH, Geologia*, 14: 1–76.
- MARKS L. 2002 – Last Glacial Maximum in Poland. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 103–110.
- MARKS L. 2004 – Pleistocene glacial limits in Poland. [W:] Ehlers J. & Gibbard P.L. (red.) *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Elsevier: 295–300.
- MARKS L. 2005 – Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Prz. Geol.*, 53: 988–993.
- MICKELSON D.M. & COLGAN P.M. 2004 – The southern Laurentide Ice Sheet. [W:] Gillespie A.R., Porter S.C. & Atwater B.F. (red.) *Quaternary Period in the United States*. Elsevier: 1–16.
- MIX A.C., BARD E. & SCHNEIDER R. 2001 – Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quatern. Sci. Rev.*, 20: 627–657.
- MOJSKI J.E. 1968 – Podstawy podziału zlodowacenia północnopolskiego. *Kwart. Geol.*, 12: 665–679.
- MOJSKI J.E. 1969a – Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 115–162.
- MOJSKI 1969b – Stratigraphy of the Last Glaciation in the territory of Poland. *Geogr. Pol.*, 17: 73–91.
- MOJSKI J.E. 1984 – Mezoplejstocen, Niż Polski i niziny środkowopolskie. [W:] *Budowa Geologiczna Polski. Stratygrafia, 3b. Kenozoik. Czwartorzęd*. Wyd. Geol., Warszawa: 218–255.
- MOJSKI J.E. 1992 – On the stratigraphy of the Last Glaciation in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation (Northern Poland). *Kwart. Geol.*, 36: 221–232.
- MOJSKI J.E. 1995 – Pleistocene glacial events in Poland. [W:] Ehlers J., Kozarski S. & Gibbard P. (red.) *Glacial deposits in North-East Europe*. Balkema, Rotterdam: 287–292.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- MOLEWSKI P. 2007 – Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. *Wyd. Nauk. UMK, Toruń*: 1–140.
- MOLEWSKI P. & WECKWERTH P. 2009 – Objąszenia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Toruń. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa*.
- MORAWSKI W. 2009 – Reconstruction of the Vistula ice stream during the Last Glacial Maximum in Poland. *Geol. Quart.*, 53: 305–316.
- NIEWIAROWSKI W. 1983 – The origin and development of marginal channels and valleys: a case study the Kuyavian Lake District. [W:] Briggs D.J. & Waters R.S. (red.) *Studies in Quaternary Geomorphology, Intern. Symp. Ser., University Press, Cambridge*: 97–108.
- NIEWIAROWSKI W. 1995 – Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glaciofluvial origin, example by channels of the Chełmno-Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands. *Quaest. Geogr., Spec. Issue*, 4: 225–231.
- NIEWIAROWSKI W. & WYSOTA W. 1994 – Geomorphological, sedimentological and structural records of ice front dynamics during the Upper Plenivistulian: a case study of the southeastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland. *Zeitschrift Geomorph., Suppl.-Bd*, 95: 95–104.
- PASIERBSKI M. 1984 – Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobu deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. *UMK, Rozprawy*: 1–170.
- PATTERSON C.J. 1997 – Southern Laurentide ice lobes were created by ice streams: Des Moines Lobe in Minnesota, USA. *Sedimentary Geology*, 111: 249–261.
- PATTERSON C.J. 1998 – Laurentide glacial landscapes: The role of ice streams. *Geology*, 26: 643–646.
- PAZDUR M.F., STANKOWSKI W. & TOBOLSKI K. 1980 – Litologiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malincu koło Konina (doniesienie wstępne). *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Ser. A*, 23: 79–88.
- PETERA J. & FORYSIAK J. 2003 – The problem of the Last Glaciation extent in Central Poland. *Geol. Quart.*, 47: 357–366.
- PRZYBYLSKI B. 2008 – Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, 37: 286–296.
- PUNKARI M. 1993 – Modelling of the dynamics of the Scandinavian ice sheet using remote sensing and GIS methods. [W:] Aber J.S. (red.) *Glaciotectionics and mapping glacial deposits Canadian Plains Research Center, University of Regina*: 232–250.
- PUNKARI M. 1997 – Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quatern. Sci. Rev.*, 16: 741–753.
- RETZLAFF R. & BENTLEY C.R. 1993 – Timing of stagnation of Ice Stream C, West Antarctica, from short-pulse radar studies of buried surface crevasses. *Journ. Glaciology*, 39: 553–561.
- RINTERKNECHT V.R., BITINAS A., CLARK P.U., RAISBECK G.M., YIOU F. & BROOK E.J. 2008 – Timing of the last deglaciation in Lithuania. *Boreas*, 37: 426–433.
- RINTERKNECHT V.R., CLARK P.U.M., RAISBECK G.M., YIOU F., BITINAS A., BROOK E.J., MARKS L., ZELCS V., LUNKKA J.-P., PAVLOVSKAYA I.E., PIOTROWSKI J.A. & RAUKAS A. 2006 – The last deglaciation of the southeastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Science*, 311: 1449–1452.



- RINTERKNECHT V.R., PAVLOVSKAYA I.E., CLARK P.U., RAISBECK G., YIOU F. & BROOK E.J. 2007 – Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*, 36: 307–313.
- ROMAN M. 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: 1–154.
- ROMAN M. 2007a – Morena spiętrzona z transgresji lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły w Paruszewicach na Pojezierzu Kujawskim. [W:] Molewski P., Wysota W. & Weckwerth P. (red.) *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*. XIV Konferencja – Stratygrafia Plejstocenu Polski. Wyd. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 209–217.
- ROMAN M. 2007b – Rekonstrukcja kierunku ruchu lądolodu lobu Wisły w obszarze Pojezierza Kujawskiego i Kotliny Płockiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 93: 67–85.
- ROSA B. 1968 – Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. [W:] Galon R. (red.) *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*. Pr. Geogr. IG PAN, 74: 121–155.
- ROTNICKI K. & BORÓWKA R.K. 1995 – Dating of the Upper Pleni-Vistulian Scandinavian Ice Sheet in the Polish Baltic Middle Coast. Pr. Państw. Inst. Geol., 149: 84–89.
- RÜHLE E. 1965 – Czwartorzęd Polski. [W:] Książkiewicz M., Samsonowicz J. & Rühle E. (red.) *Zarys Geologii Polski*. Wyd. Geol., Warszawa: 299–350.
- SEJRUP H.P., HAFLIDASON H., AARSETH I., KING E., FORSBERG C.F., LONG D. & ROKOENGEN K. 1994 – Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, 23: 1–13.
- SEJRUP H.P., LARSEN E., HAFLIDASON H., BERSTAD I., HJELSTUEN B.O., JÓNSDÓTTIR H., KING E.L., LANDVIK J., LONGVA O., NYGÅRD A., OTTESEN O., RAUNHOLM S., RISE L. & STALSBERG K. 2003 – Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, 32: 18–36.
- SEJRUP H.P., LARSEN E., LANDVIK J., KING E.L., HAFLIDASON H. & NESJE A. 2000 – Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southern Norway and the North Sea Region. *Quatern. Sci. Rev.*, 19: 667–685.
- SEJRUP H.P., NYGÅRD A., HALL A.M. & HAFLIDASON H. 2009 – Middle and Late Weichselian (Devensian) glaciation history of south-western Norway, North Sea and eastern UK. *Quatern. Sci. Rev.*, 28: 370–380.
- SKOMPSKI S. 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 175–258.
- SOKOŁOWSKI R.J. 2007 – Stratygrafia i sedimentologia osadów plejstocenu w kamieniołomie „Wapienno”, NE Wielkopolska. Praca doktorska, arch. UMK, Toruń.
- STANKOWSKA A. & STANKOWSKI W. 1987 – <sup>14</sup>C and TL dating of Neopleistocene sites in the Konin region. *Geochronometria*, 4: 85–92.
- STANKOWSKA A. & STANKOWSKI W. 1988 – Maximum extent of the Vistulian ice sheet in the vicinity of Konin, Poland: a geomorphological, sedimentological and radiometric evidence. *Geogr. Pol.*, 55: 141–150.
- STANKOWSKA A. & STANKOWSKI W. 1991 – Morfo-, lito- i chronostratygrafia vistulianu we wschodniej Wielkopolsce. [W:] Kostrzewski A. (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wyd. Nauk. UAM, Geografia, 50: 563–571.
- STANKOWSKI W. 1983 – Selected aspects of the dynamics of an ice sheet as exemplified by the Vistulian glaciation (a discussion). *Quaest. Geogr.*, 9: 137–144.
- STANKOWSKI W. 2000 – The geological, paleobotanical and radiometric dating of Quaternary sediments in the region of Konin (eastern Great Poland Lowland). *Geologos*, 5: 175–188.
- STANKOWSKI W. & KRZYŻKOWSKI D. 1991 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. [W:] Stankowski W. (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 11–31.
- STANKOWSKI W., BLUSZCZ A. & NITA M. 1999 – Stanowiska osadów górnoczwartorzędowych Mikorzyn i Sławoszewek w świetle badań geologicznych, datowania radiowęglowego i termoluminescencyjnego oraz analiz palinologicznych. [W:] Pazar A., Bluszcz A., Stankowski W. & Starkel L. (red.) *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*. Wyd. Inst. Fizyki PŚI, Gliwice: 87–111.
- STOKES C.R. & CLARK C.D. 2001 – Palaeo-ice streams. *Quatern. Sci. Rev.*, 20: 1437–1457.
- STOKES C.R., CLARK C.D., LIAN O.B. & TULACZYK S. 2007 – Ice stream sticky spots: A review of their identification and influence beneath contemporary and palaeo-ice streams. *Earth-Sci. Rev.*, 81: 217–249.
- SVENDSEN J.-I., ASTAKHOV V.I., BOLSHIYANOV D.Y.O., DEMIDOV I., DOWDESWELL J.A., GATAULLIN V., HJORT C., HUBBERTEN H.W., LARSEN E., MANGERUD J., MELLES M., MÖLLER P., SAARNISTO M. & SIEGERT M.J. 1999 – Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian. *Boreas*, 28: 234–242.
- SVENDSEN J.-I., ALEXANDERSON H., ASTAKHOV V.I., DEMIDOV I., DOWDESWELL J.A., FUNDER S., GATAULLIN V., HENRIKSEN M., HJORT C., HOUMARK-NIELSEN M., HUBBERTEN H.W., INGÓLFSSON Ó., JAKOBSSON M., KJÆR K.H., LARSEN E., LOKRANTZ H., LUNKKA J.P., LYSÅ A., MANGERUD J., MATIOUCHKOV A., MURRAY A., MÖLLER P., NIESSEN F., NIKOLSKAYA O., POLYAK L., SAARNISTO M., SIEGERT C., SIEGERT M.J., SPIELHAGEN R.F. & STEIN R. 2004 – Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quatern. Sci. Rev.*, 23: 1229–1271.
- UKKONEN P., ARPPE L.M., HOUMARK-NIELSEN M., KJÆR K.H. & KARHU J.A. 2007 – MIS 3 mammoth remains from Sweden – implications for faunal history, palaeoclimate and glaciation history. *Quatern. Sci. Rev.*, 26: 3081–3098.
- WIŚNIEWSKI E. 1976 – Rozwój geomorfologiczny doliny Wisły pomiędzy Kotliną Płocką a Kotliną Toruńską. Pr. Geogr. IG PAN, 119: 1–124.
- WOLDSTEDT P. 1925 – Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 77: 172–184.
- WOLDSTEDT P. 1935 – Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Preuß. Geol. Landesanstalt*, Berlin.
- WOLDSTEDT P. 1954 – Das Eiszeitalter: Grundlinien einer Geologies des Quartärs. Band 1, Enke, Stuttgart.
- WOLFARTH B. 2010 – Ice-free conditions in Sweden during Marine Oxygen Isotope Stage 3? *Boreas*, 39: 377–398.
- WYSOTA W. 1999 – Ice sheet maximum of the Vistulian Glaciation in the mid-eastern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland, northern Poland. *Geol. Quart.*, 43: 189–202.
- WYSOTA W. 2002 – Stratygrafia i środowiska sedimentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. UMK, Toruń: 1–144.
- WYSOTA W. 2007 – Successive subglacial depositional processes as interpreted from basal tills in the Lower Vistula valley (N Poland). *Sediment. Geol.*, 193: 21–31.
- WYSOTA W. & MOLEWSKI P. 2007 – Ostatni lądolód skandynawski w lobie Wisły – kontrowersje i nowe spojrzenie. [W:] Molewski P., Wysota W. & Weckwerth P. (red.) *Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia*. XIV Konferencja – Stratygrafia Plejstocenu Polski. Wyd. PIG, Warszawa: 13–21.
- WYSOTA W. & SOKOŁOWSKI R. 2009 – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Rypin. *Centr. Arch. Geol. PIG-PIB*, Warszawa.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P. & SOKOŁOWSKI R.J. 2008a – Dynamika lobu Wisły podczas ostatniego zlodowacenia w świetle nowych badań. *Landform Analysis*, 9: 264–266.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P. & SOKOŁOWSKI R.J. 2008b – Nowy scenariusz nasunięcia ostatniego lądolodu w lobie Wisły w świetle badań sedimentologicznych i datowania luminescencyjnego. [W:] Rączkowski W., Derkacz M. & Przasnyska J. (red.) *Plejstocen Tatr i Podhala – zlodowacenia tatrzańskie*. XV Konferencja – Stratygrafia Plejstocenu Polski. Wyd. PIG, Warszawa: 17–78.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P. & SOKOŁOWSKI R.J. 2009 – Record of the Vistula ice lobe advances in the Late Weichselian glacial sequence in north-central Poland. *Quatern. Int.*, 207: 26–41.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., SOKOŁOWSKI R.J. & SZMAŃDA J. 2004 – Sekwencja glin morenowych zlodowacenia wisły w Nieszawie, NE Kujawy. [W:] Wysota W. (red.) *Gliny morenowe – typy genetyczne i środowiska depozycji*. Terenowe warsztaty sedimentologiczne. Wyd. UMK, Toruń: 11–17.

Praca wpłynęła do redakcji 3.12.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 29.02.2010 r.

