

Warmińska prowincja paleogeograficzna plejstocenu (północno-wschodnia Polska)

Wojciech Morawski*



The Warmia Palaeogeographic Province of the Pleistocene (north-eastern Poland). *Prz. Geol.*, 53: 477–488.

S u m m a r y . The historic area of Warmia (western part of NE Poland) can be considered as a separate geological unit. In particular it applies to its Pleistocene sedimentary complex with a very limited occurrence of morainic deposits, commonly forming discontinuous horizons. Intermorainic deposits predominate, including mainly ice-dam lake deposits which occur at different levels. The sub-Pleistocene relief variations reach up to 400 m, with glaciotectionic upthrustings of Neogene deposits extending to the topographic surface. The province area coincides with the Warmia ice-sheet lobe of the last glaciation (Main Stadial of the Vistulian Glaciation). The eastern boundary of the area is represented by an interlobe zone coincident with the western slope of the Mazury–Suwałki Antecline. The boundary is a tectonic discontinuity zone extending down to the crystalline basement. The eastern, antecline area was stable during the Pleistocene, while the area of Warmia (Peri-Baltic Syncline) was unstable mainly due to cyclic ice-sheet loads which resulted in subsidence in the Warmia region. It, in turn, caused a bending

of the ice sheet body, movement acceleration and a change in ice flow direction in Warmia. During interglacials, relaxation uplifting movements triggered stronger erosional processes. These movements were dependent on surface relief, stimulating the formation of deeply rooted glaciotectionic structures.

Key words: Pleistocene, palaeogeography, stratigraphy, glaciotectionic structures, glacial morpholineaments, ice-sheet movement, geophysical methods, NE Poland

Niniejsze opracowanie jest próbą dokonania syntezy, w ujęciu regionalnym, dla badanego przez autora od wielu lat obszaru Warmii, potraktowanego jako odrębną prowincję paleogeograficzną plejstocenu. Aktualny stan wiedzy umożliwia przedstawienie syntetycznych wniosków uzupełniających wcześniej wykonane tu opracowania plejstocenu i jego podłoża (Rühle, 1986; Galon, 1968; Galon & Roszkówna, 1967; Roszko, 1968; Słowański, 1976a, b; Mańkowska & Słowański, 1977, 1978, 1979, 1980; Marks, 1980, 1984, 1988; Mojski, 1985).

Warmia odnosi się do obszaru o znaczeniu historycznym nie mającego swojego odpowiednika w podziale Polski na regiony fizyczno-geograficzne według Kondrackiego (2002). Teren Warmii należy do wielu jednostek geomorfologicznych różnego rzędu, zgodnie z podziałem według Gilewskiej (1991). Jest to w przybliżeniu trójkątny obszar (por. ryc. 1) położony pomiędzy granicą państwa na północy, Mazowszem na południu, Dolnym Powiślem na zachodzie oraz Mazurami na wschodzie. Według podziału obszaru Polski na jednostki tektoniczne (Pożaryski, 1969, 1974) Warmia obejmuje wschodnią część syneklizy perybaltyckiej. Wschodnią granicę tego obszaru wyznacza zachodnia krawędź antyklizy mazursko-suwałskiej (Kotański, 1977) a granica zachodnia pokrywa się w przybliżeniu ze strefą rozłamów w podłożu krystalicznym (Tyski, 1974). W niniejszym opracowaniu omówiono charakterystyczne cechy plejstocenu Warmii ze szczególnym uwzględnieniem paleogeografii, glaciotektoniki i form rzeźby terenu uformowanych przez ostatnie zlodowacenie.

Metodyka badań

Podstawą syntetycznych wniosków stratygraficznych, paleogeograficznych i strukturalnych dla obszaru Warmii są opracowania kartograficzne. Dotyczy to w szczególności map geologicznych przeglądowych w skali 1:200 000 oraz map szczegółowych w skali 1:50 000 (SMGP), wraz z tekstami objaśniającymi. Kilkaście arkuszy SMGP z obszaru Warmii, wykonanych w ostatnich latach, dostarczyło ogromnego materiału faktograficznego na temat pełnej sekwencji osadów plejstocenijskich.

Profil plejstocenu dla południowej części prowincji warmińskiej został szczegółowo omówiony pod względem stratygraficznym i paleogeograficznym przez autora w oddzielnym opracowaniu (Morawski, 2004b). Wobec generalnego braku datowanych palinologicznie stanowisk interglacialnych starszych od interglacjalnego eemskiego, stratygrafia plejstocenu na terenie Warmii opiera się głównie na korelacjach poziomów morenowych, które są możliwe dzięki regionalnym syntezom obejmującym litytypy glin zwałowych (Kenig, 1998; Lisicki, 2003).

W ramach badań przeprowadzonych na terenie Warmii dokonano reinterpretacji setek wierceń archiwalnych na podstawie szczegółowo zbadanych profili kilkudziesięciu nowych wierceń kartograficznych. W płytkich badaniach strukturalnych podjęto również próby wdrożenia metod geofizycznych dotychczas stosowanych do głębokich badań głównie naftowych. Przy konstruowaniu przekrojów geologicznych i analizach stylu strukturalnego kenozoiku, w tym szczególnie ukształtowania podłoża plejstocenu, obok badań elektrooporowych (metodą sondowań) standardowo wykonywanych dla opracowania poszczególnych arkuszy SMGP, zastosowano również badania elektrooporowe w wersji obrazowania opornościowego, płytką sejsmikę refleksyjną wysokiej rozdzielczości oraz analizę półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego. Wdrożeniu metodyki kompleksowego zastosowania tych metod geofizycznych zostało poświęcone obszernie opracowanie wykonane na obszarze południowej Warmii (Morawski, 2004a).

W regionalnej analizie strukturalnej dotyczącej głębszego podłoża wykorzystano kartograficzne opracowania lineamentów grawimetrycznych — pionowych granic gęstości wyznaczonych z pola ΔG (Kucharski, 1995; Doktor i in., 1995), jak również fotolineamentów uzyskanych z interpretacji zdjęć satelitarnych (Graniczny & Doktor, 1995; Doktor i in., 1995).

Dokonano rekonstrukcji kierunków ruchu lądolodu ostatniego zlodowacenia na terenie Warmii i obszarach sąsiednich na podstawie analizy orientacji morfolineamentów polodowcowych (linijnych form pozytywnych — akumulacyjnych form szczelinowych oraz linijnych form negatywnych — głównie rynien). Analiza ta pozwoliła stwierdzić ich uporządkowanie w cztery krzyżujące się zespoły. Jest to sieć odziedziczona po pierwotnych spekanach a następnie szczelinach w lądolodzie, które powstały

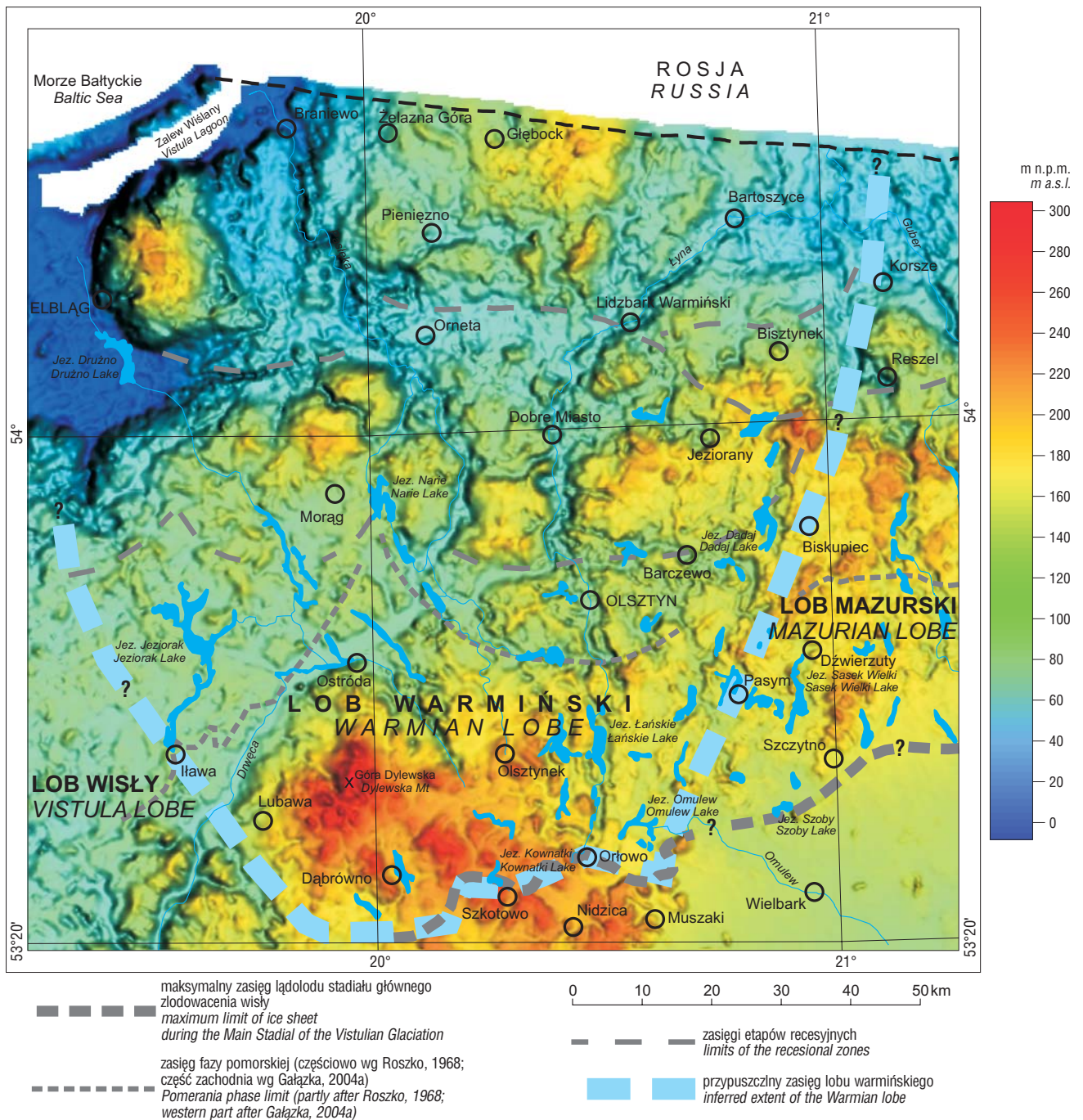
* Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; Wojciech.Morawski@pgi.gov.pl

w wyniku naprężeń stycznych w jednoosiowym stanie naprężeń spowodowanym ruchem lądolodu, czyli w wyniku poziomego ściskania. Sieć ta jest złożona z systemów ekstensyjnego i ścięciowego. Rekonstruowany na podstawie ich orientacji kierunek ruchu lodu jest zgodny z zespołem podłużnym w systemie ekstensyjnym oraz z wypadkową systemu ścięciowego. Ta prawidłowość stała się podstawą opracowania metodyki rekonstrukcji regionalnych i lokalnych kierunków ruchu lodu (Morawski, 2003c, 2005a). Tak zrekonstruowane kierunki ruchu lodu zostały punktoowo potwierdzone wykonanymi w odsłonięciach pomiarami kompresyjnych struktur glaciektonicznych (Morawski, 2003c, 2004c). Analiza regionalna kierunków ruchu lodu wykonana dla obszaru północno-wschodniej Polski pozwoliła stwierdzić zróżnicowanie tych kierunków w poszczególnych lobach ostatniego lądolodu

plejstoceńskiego na tym obszarze (Morawski, 2005a). Badania te dostarczyły nowych materiałów do regionalnych analiz paleogeograficznych a w szczególności w istotny sposób potwierdziły słuszność wyodrębnienia lobu warmińskiego.

Plejstocen prowincji warmińskiej

Charakterystyczną cechą plejstocenu tego obszaru — szczególnie jego części południowej jest nieciągłość serii glin zwałowych (ryc. 2). Przewodnie dla korelacji stratygraficznych osady glacialne występują w poszczególnych profilach wierceń w postaci soczewek położonych na różnych wysokościach. W wielu profilach obserwuje się jedynie występowanie poziomów bruku lub całkowity brak serii morenowych. Kompleksy glin zwałowych starszego



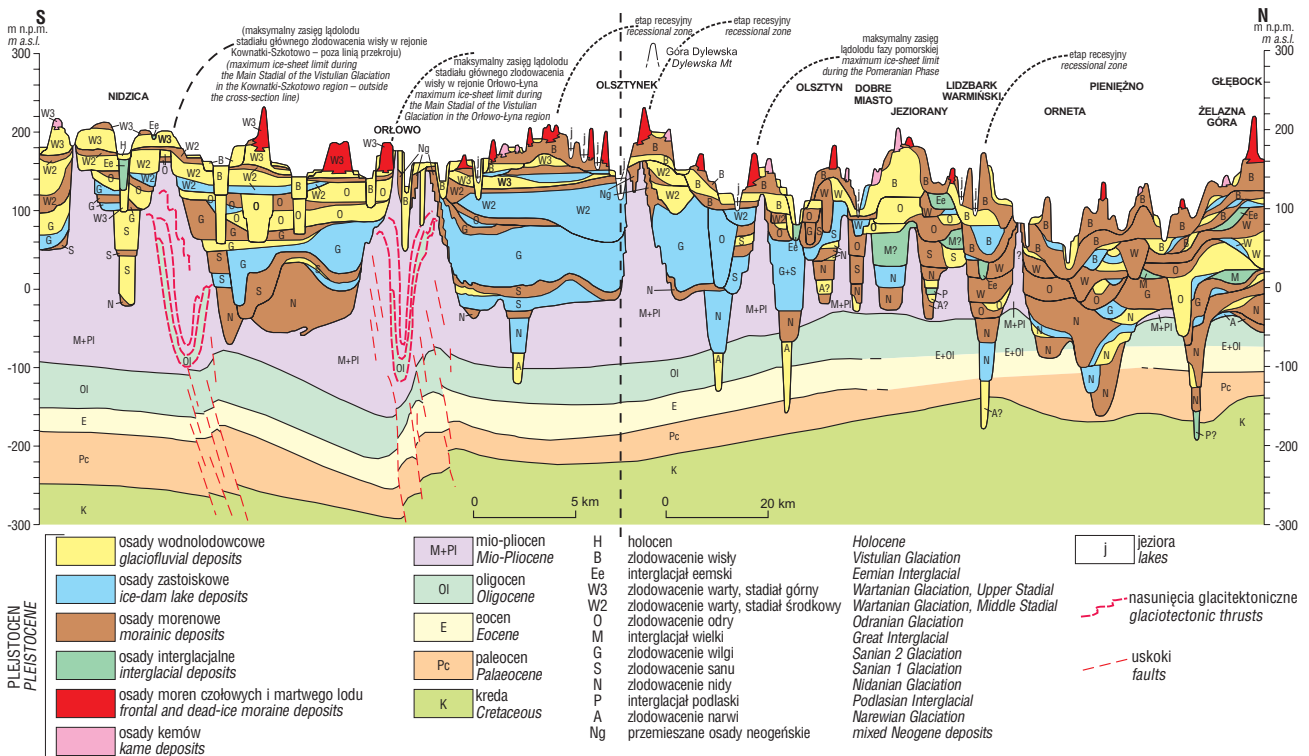
Ryc. 1. Lob warmiński na tle szklcu hipsometrycznego Warmii (hipsometria na podstawie banku danych grawimetrycznych Z. Petecki)
 Fig. 1. The Warmia ice-sheet lobe against hypsometry of the Warmia region (hypsometry based on gravity data by Z. Petecki)

plejstocenu o dużej miąższości występują lokalnie, tylko w głębokich rozcięciach erozyjnych lub depresjach egzarycyjnych. Natomiast osady międzymorenowe tworzą często kompleksy o znacznej miąższości. Serie wodnolodowcowe występują jako wypełnienia koryt, nieraz głęboko wciętych jedne w drugie. Charakterystyczną cechą południowej Warmii jest występowanie serii osadów zastoiskowych o znacznej miąższości, przy czym zastoiska te mają zwykle jedynie lokalny zasięg. Bardzo częstym zjawiskiem jest występowanie luk sedymentacyjnych, obejmujących w szczególności interglacjały. Takie wykształcenie profili plejstocenu warmińskiego wskazuje na intensywność cyklicznie powtarzających się procesów erozyjnych i denudacyjnych, które spowodowały usunięcie serii morenowych i interglacialnych. Najprawdopodobniej główną przyczyną tych procesów było występowanie cyklicznych ruchów pionowych w całym plejstocenie.

Te cechy plejstocenu warmińskiego powodują, że korelacja profili licznych wierceń i opracowanie na ich podstawie szczegółowej i wiarygodnej stratygrafii napotyka na poważne trudności. Sytuacja zmienia się dość istotnie w północnej części omawianego obszaru, gdzie poziomy glacialne tworzą bardziej ciągłe serie, nieraz o znacznej miąższości. W tych samych profilach wierceń w superpozycji występuje nieraz nawet 8 poziomów morenowych (np. rejon Pieniężna; Rabek & Młyńczak, 2003a): dwa kompleksy osadów ze zlodowacenia nidy, serie osadów ze zlodowacenia wilgi (san 2) i odry oraz po dwa kompleksy osadów odpowiadających zlodowaceniom warty i wisły (por. ryc. 2).

Oddzielne zagadnienie paleogeograficzne stanowi wyznaczenie na obszarze Warmii zasięgów lądolodów trzech stadiów zlodowacenia wisły. Zasięg stadiału dolnego (toruńskiego) obejmuje prawdopodobnie jedynie fragment północno-zachodni Warmii, gdzie został udokumentowany od zachodu, do rejonu Żelaznej Góry (Rabek, 2003). W południowej i wschodniej części Warmii występuje tylko jeden cykl glacialny zlodowacenia wisły odpowiadający stadiolowi górnemu — głównemu (por. ryc. 2). Zasięg stadiału środkowego (świecicia) ma na terenie Warmii skomplikowany przebieg. Osady tego stadiału występują w zachodniej i środkowej części Warmii do rejonu Olsztyn–Barczewo (Rumiński, 1996, 2003a). Nie stwierdzono ich dalej na północny wschód, np. w rejonie Jezioran (Morawski, 2003a, b, d), jak również na północ od Olsztyna w rejonie Dobrego Miasta (Rumiński, 2003b). Pojawiają się dalej na północny zachód w rejonie Orneta–Pieniężno–Żelazna Góra (Rabek & Młyńczak, 2003a; Rabek, 2003). A zatem zasięg stadiału środkowego jest znacznie mniejszy niż przyjmowano dotychczas (por. Marks, 1991; Lindner & Marks, 1996).

Pełna analiza paleogeograficzna zlodowacenia wisły zmierzająca do dokładnego wyznaczenia zasięgów lądolodów trzech stadiów na obszarze Warmii będzie możliwa po opracowaniu brakujących kilkunastu arkuszy SMGP. Dotyczy to w szczególności obszarów: Olsztynek–Jedwabno w części południowej, Ostróda–Łukta w części środkowej oraz znacznego obszaru Warmii północnej w rejonie Orneta–Lidzbark Warmiński–Bisztynek–Górowo Iławeckie–Bartoszyce. Dodatkowe zagadnienie dyskusyjne wymagające dalszych badań stanowi problem ewentualne-



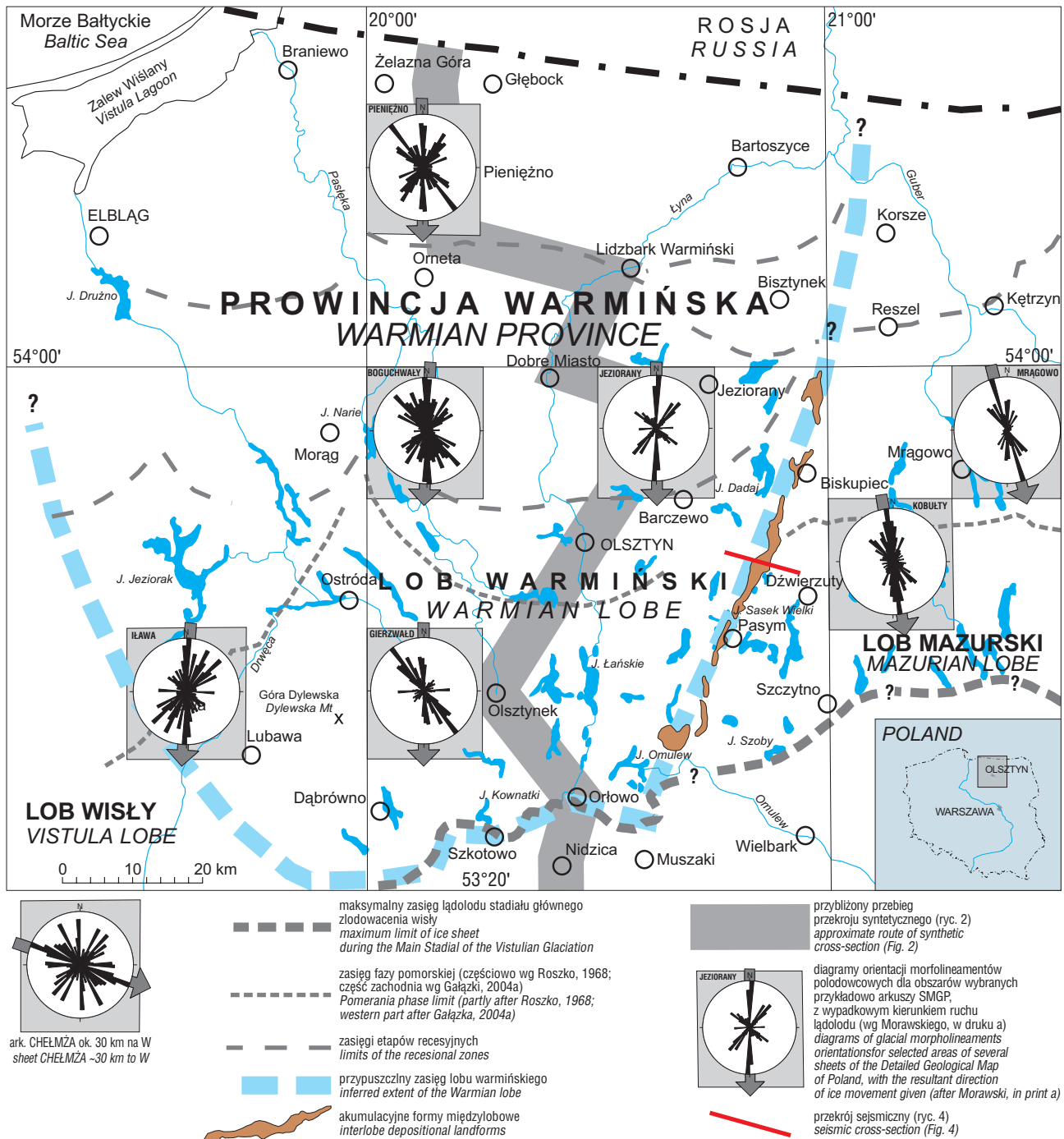
Ryc. 2. Syntetyczny przekrój geologiczny przez teren Warmii (przybliżony przebieg na ryc. 3). Południowa część (szczegółowa) wg Morawskiego, 2004b. Północna część (przeglądowa) na podstawie kolejnych arkuszy SMGP (Rumiński, 1996a, 2003b; Morawski, 2003a; Rabek & Młyńczak, 2003a; Rabek, 2003) oraz map geologicznych w skali 1 : 200 000 (Bałuk, 1978, 1979; Mańkowska & Słowański, 1978; Mańkowska & Słowański, 1977), wykorzystano również dane z projektów badań dla nie opracowanych jeszcze arkuszy SMGP (Morawski & Krysiak, 2001; Rabek & Młyńczak, 2003b; Rabek & Świerszcz, 1995; Kacprzak & Lisicki, 2001; Rabek & Młyńczak, 2001)

Fig. 2. Synthetic geological cross-section through Warmia (approximate route on Fig. 3). Southern part (shown in detail) after Morawski, 2004b. Northern part (in overview mode) based on sheets of the Detailed Geological Map of Poland (Rumiński, 1996a, 2003b; Morawski, 2003a; Rabek & Młyńczak, 2003a; Rabek, 2003) and Geological Maps in 1 : 200 000 scale (Bałuk, 1978, 1979; Mańkowska & Słowański, 1978; Mańkowska & Słowański, 1977). Data gathered for mapping projects (Morawski & Krysiak, 2001; Rabek & Młyńczak, 2003b; Rabek & Świerszcz, 1995; Kacprzak & Lisicki, 2001; Rabek & Młyńczak, 2001) were also used

go zasięgu stadiału świecica na południe od Warmii na obszarze Wysoczyzny Nidzickiej i Mławskiej jak również północnego Mazowsza (Gałązka i in., 1998; Gałązka & Marks, 2001a; Lisicki, 1998). Koncepcji tej wydają się przeczyć datowane palinologicznie stanowiska organogenicznych osadów interglacjału eemskiego występujące na terenie Wysoczyzny Nidzickiej (Morawski i in., 1999) oraz na obszarze północnego Mazowsza (Morawski, 2001c). Osady eemskie zalegają tam w aktualnie istniejących zagłębieniach bezodpływowych jedynie pod cienkimi osadami stokowymi i nie są przykryte gliną zwałową, brak również jakiegokolwiek bruku, który mógł by świadczyć o erozji serii morenowej.

Taki profil plejstocenu na obszarze Warmii pozwala stwierdzić jej odrębność w stosunku do terenów sąsied-

nich. Dotyczy to zarówno rejonu dolnej Wisły i Wzniesienia Elbląskiego (np. Drozdowski, 1974, 1986; Mojski, 1992; Makowska, 1992, 1999, 2004a, b; Wysota, 1999, 2002) jak i terenu Mazur (np. Lisicki, 1997, 2001; Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2004), czy tym bardziej Suwalszczyzny (np. Krzywicki, 1987; Bruj & Woźniak, 1990; Ber, 2000). Na obszarach tych występują profile osadów plejstocenich przeważnie o znacznej miąższości i o ciągłych jednostkach litostratygraficznych ze znacznym udziałem glin zwałowych i z rozpoznawalnymi seriami osadów interglacjałnych. Poziomy przewodnie zwykle występują na podobnej wysokości co ułatwia jednoznaczne korelacje stratygraficzne.



Ryc. 3. Kierunki ruchu lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły na obszarze lobu warmińskiego i lobów sąsiednich
Fig. 3. Movement directions of the ice sheet of the Main Stadial of the Vistulian Glaciation in the area of the Warmia ice-sheet lobe and neighbouring lobes

Głacitektonika i ukształtowanie powierzchni podplejstoceniowej

Zagadnieniu zaburzeń glacitektonicznych południowej Warmii autor poświęcił oddzielne opracowanie (Morawski, 2004c) wyróżniając trzy typy tych zaburzeń: spiętrzenia proglacjalne, wyciśnięcia diapirowe i głęboko zakorzenione nasunięcia.

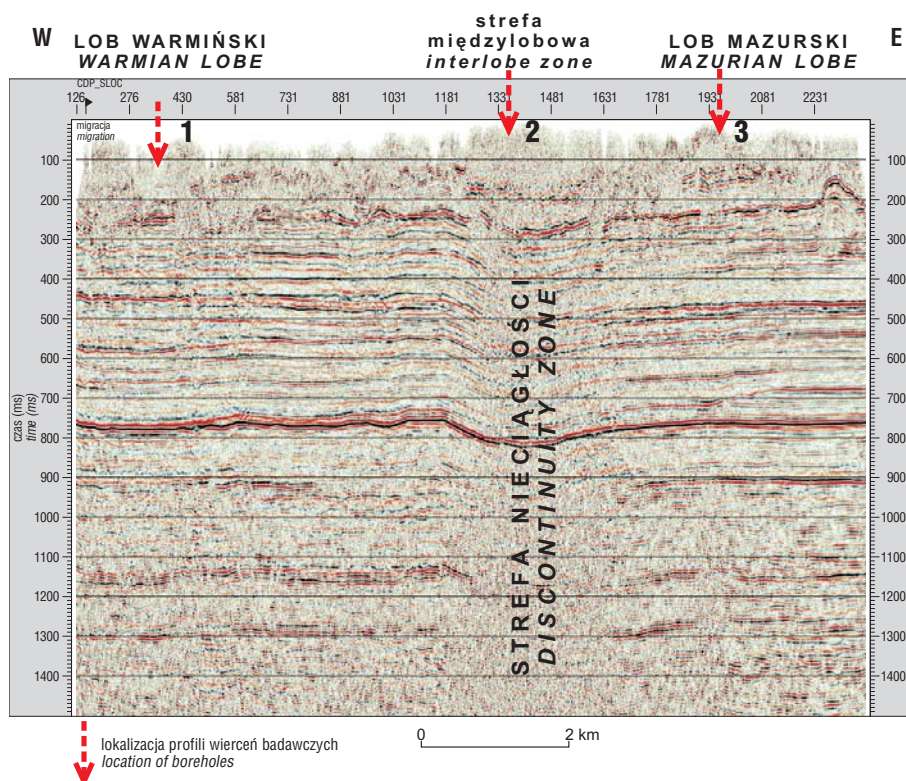
Pierwsze z nich są obserwowane w odsłonięciach wyrobisk eksploatacji kruszywa; dotyczy to zwykle moren spiętrzonych w strefach marginalnych. Ewenementem wśród dość powszechnych zaburzeń glacitektonicznych występujących w strefie przypowierzchniowej, jest fałd wachlarzowy udokumentowany na przestrzeni kilkuset metrów w kopalni żwiru w Kronowie na N od Barczewa. Jest to obszar deglacjacji arealnej położony ok. 50 km. na północ od strefy marginalnej (Morawski, 2003c).

Pozostałe dwa typy zaburzeń glacitektonicznych wydają się być istotnymi elementami strukturalnymi charakteryzującymi styl budowy geologicznej kenozoiku prowincji warmińskiej. Głęboko zakorzenione struktury są znane z wychodni neogenu na powierzchni terenu lub sporadycznie lokalizowane punktowo pojedynczymi wierceniami, co nie pozwala na ich przestrzenne rozpoznanie. Kompleksowemu zastosowaniu metod geofizycznych, do badań tego typu struktur był poświęcony, kierowany przez autora projekt finansowany przez KBN (Morawski, 2004a). Szczegółowe badania geofizyczne zostały przeprowadzone w rejonie Orłowo–Łyna (środkowa część południowej Warmii), gdzie występuje wypiętrzenie osadów neogennych do powierzchni terenu, rozpoznane wcześniej do głębokości ponad 100 m wierceniami wykonanymi w ramach poszukiwania węgla brunatnego (Ciuk, 1968). Przeprowadzono badania metodą płytkiej sejsmiki refleksyjnej wysokiej rozdzielczości (Krzywiec i in., 2004) oraz metodą obrazowania elektrooporowego (Twarogowski, 2004) w siatce krzyżujących się przekrojów. Stwierdzono dwie generacje zaburzeń. Pierwsza z nich to diapirowe wyciśnięcia osadów mioceńskich zakorzenione na głębokości 100–150 m, spowodowane naciskiem pionowym lądolodu zlodowacenia wisły. Druga to piętrowo ułożone (dupleksowanie) nasunięcia (łuski) glacitektoniczne sięgające do głębokości do 300 m z zaangażowaniem osadów mioceńskich i oligoceńskich (Piwocki, 2004). Struktury te powstały przed lub w trakcie zlodowacenia odry, być może wieloetapowo, w wyniku pionowego nacisku lądolodu (Morawski, 2004c).

Można przypuszczać, że podobne, głęboko sięgające struktury glacitektoniczne występują również w innych miejscach na obszarze Warmii. Przykładowo, w rejonie Szkotowa na W od Nidzicy, w profilu wiercenia badawczego stwierdzono zaburzenia z przeładowaniem osadów mioceńskich i oligoceńskich również do głębokości ok. 300 m (Ciuk, 1972). Na wschód od Dąbrówna w Jankowicach strop osadów mio-pliocenu został nawiercony już na wysokości 160 m n.p.m., jest to prawdopodobnie

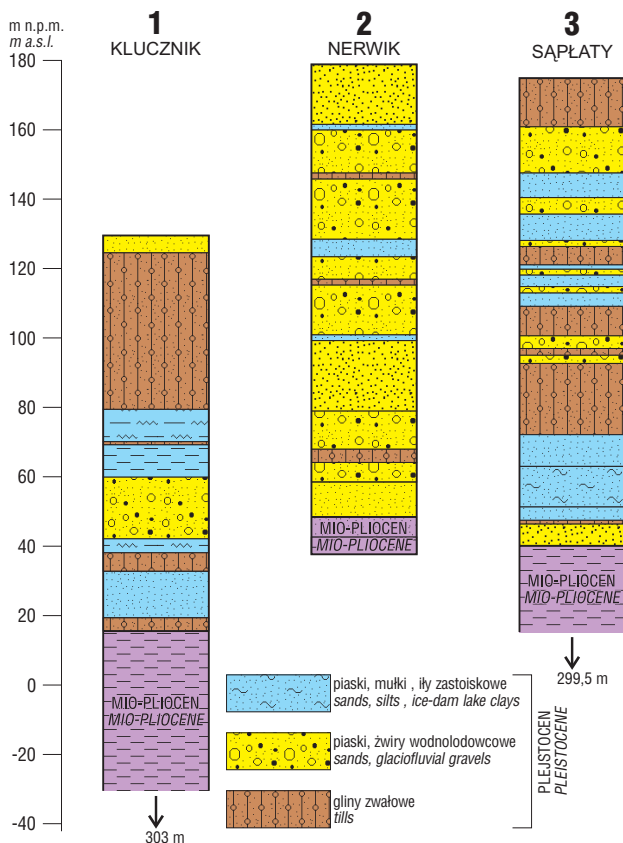
strefa ich silnego wypiętrzenia (Gałązka & Marks, 2001a). Wychodnie miocenu i stwierdzone wierceniami studziennymi zaburzenia z przeładowaniem osadów mioceńskich i plejstoceniowych występują w rejonie Olsztyńka (Morawski, 2004b). Podobnie głęboko zakorzenionych struktur można się spodziewać w rejonie Olsztyna, Lidzbarka Warmińskiego (por. ryc. 2) oraz Braniewa. Struktury tego typu mają znaczący wpływ na styl ukształtowania powierzchni podplejstoceniowej na terenie Warmii. Jest rzeczą dyskusyjną czy za powierzchnię tę należy uznawać litologiczny strop osadów mio-plioceniowych, czy strukturalny spąg kompleksu odkłutych i sfaldowanych glacitektonicznie osadów mioceńskich i oligoceńskich — np. w postaci nasunięć powstałych w wyniku dupleksowania. Wydaje się natomiast, że w przypadku zakorzenionych wypiętrzeń o charakterze diapirowym, powierzchnią podplejstoceniową jest nadal strop litologiczny osadów mio-plioceniowych mimo, że obecnie znajdują się one we wtórnym położeniu uformowanym w plejstocenie.

Niezależnie od struktur glacitektonicznych na ukształtowanie powierzchni podplejstoceniowej na terenie Warmii ogromny wpływ mają wąskie, ale bardzo głębokie obniżenia o „dolinnym” wyglądzie, zagadkowej genezie, sięgające do głębokości od ok. 20 m p.p.m. w rejonie Nidzicy (Morawski, 2001b) do ok. 200 m p.p.m. w rejonie Żelaznej Góry (Rabek, 2003 — por. ryc. 2). Są one zwykle wypełnione osadami wodnolodowcowymi, ewentualnie interglacjalnymi oraz zastoiskowymi, rzadziej i tylko częściowo glinami zwałowymi. Osady te są zaliczane do zlodowaceń narwi i nidy (np. Mańkowska & Słowański, 1977, 1978, 1979, 1980; Rumiński, 1996; Morawski, 2001a, b; Rabek, 2003). Formy te mają przeważnie przebieg zbliżony do południkowego pokrywający się z rozległymi elewacjami i depresjami w podłożu plejstocenu, zgodny według Marksa (1988) z rozciągłością struktur podkenozoicznych.



Ryc. 4. Przekrój sejsmiczny przez strefę międzylobową Biskupiec–Pasym, z lokalizacją wierceń (lokalizacja przekroju na ryc. 2)

Fig. 4. Seismic section across the Biskupiec–Pasym interlobe zone, with boreholes location shown (for location of seismic section see Fig. 2)



Ryc. 5. Brak korelacji pomiędzy profilami litologicznymi plejstocenu z wierzeń usytuowanych na terenie lobu warmińskiego (1), w strefie międzylobowej (2) i na terenie lobu mazurskiego (3). Lokalizacja wierzeń na przekroju sejsmicznym — por. ryc. 4

Fig. 5. Lack of correlation between Pleistocene lithological profiles from boreholes situated in the area of the Warmian lobe (1), in the interlobe zone (2) and in the area of the Mazurian lobe (3). For location of boreholes in seismic profile — see Fig. 4

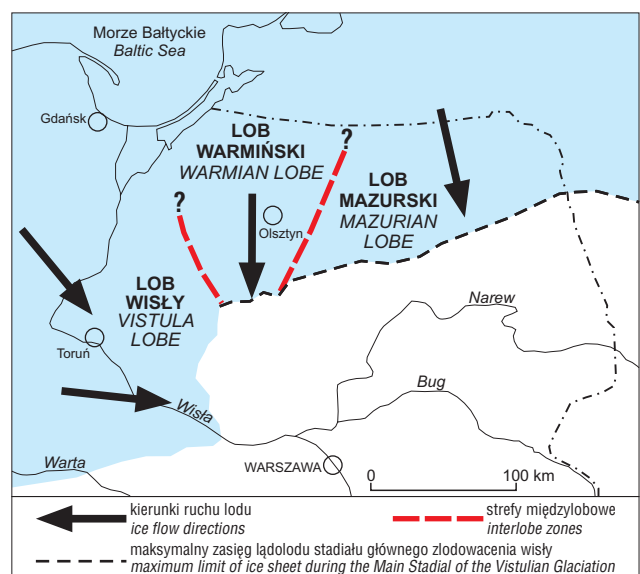
Występowanie zakorzenionych wyniesień mio-pliocenu (diapirowe wyciśnięcia) nieraz w sąsiedztwie głębokich obniż w podłożu powoduje, że deniwelacje powierzchni podplejstoceniowej na terenie Warmii osiągają niemal 400 m, co trzeba uznać za cechę wyróżniającą ten obszar. Takie różnicowanie morfologii podłoża potęguje wspomnianą wyżej nieciągłość poszczególnych serii litostratygraficznych plejstocenu i ich położenie na różnych wysokościach. Jest ono zapewne również powodem lokalnego występowania licznych kompleksów osadów zastoiskowych o znacznych miąższościach.

Na podstawie badań sejsmicznych, wykonanych na terenie południowej Warmii stwierdzono ścisły związek głęboko sięgających nasunięć glaciektonicznych, ze strukturami tektonicznymi, obejmującymi górną kredę i paleogen, a wygasającymi w neogenie (Morawski, 2004b). Stwierdzono występowanie skłonu strukturalnego, który w procesie dupleksowania odegrał rolę stopnia rampowego oraz towarzyszących mu stref nieciągłości prawdopodobnie uskoków (por. ryc. 2). Brak danych sięgających głębiej (poniżej górnej kredy) oraz podobnych badań w innych miejscach, nie pozwala przesądzić jaka jest geneza tych struktur. Najbardziej prawdopodobne wydaje się wiązanie ich z procesami neotektonicznymi udokumentowanymi na obszarze Peribalticum przez wielu autorów (Gudelis, 1960; Rühle, 1967, 1973; Kubicki & Ryka, 1982; Baraniecka, 1981; Marks, 1988; Lisicki, 1997; Ber, 2000). Niewątpliwym związkiem z kształtowaniem struktur w podłożu plejstocenu miały również ruchy glaciostatyczne (Lisz-

kowski, 1993; Niewiarowski, 1983; Marks, 1988; Ber, 2000).

Lob warmiński lądolodu zlodowacenia wisły

Spojrzenie na Warmię jako odrębną jednostkę (provincję) geologiczną ma swe źródło w pierwszej kolejności w analizie danych powierzchniowych wykazującej specyfikę rzeźby polodowcowej powstałej w wyniku działalności ostatniego lądolodu. Wyznaczenie jego maksymalnego zasięgu na odcinku warmińskim napotyka na trudności wynikające z braku wyraźnych marginalnych form akumulacyjnych. W starszych opracowaniach (Mańkowska & Słowański, 1978; Rühle, 1986) jako formy marginalne ostatniego zlodowacenia interpretowano wysokie wzgórza położone na północ od Nidzicy i Muszaków. W wyniku szczegółowych prac kartograficznych (Morawski, 2001a, b) oraz realizacji szerokiego programu badań litologicznych (Morawski & Kenig, 1999) stwierdzono, że są to moreny akumulacyjne stadia lądolodu, tworzące aktualnie ostańce erozyjne. Formy te oraz wysoka krawędź Wysoczyzny Nidzickiej (Różycki, 1972) stanowiły zapórę, której nie przekroczyło czoło ostatniego lądolodu. Przy braku form marginalnych, głównymi formami pozwalającymi na wyznaczenie maksymalnego zasięgu lądolodu stadia lądolodu głównego zlodowacenia wisły są rynnny subglacjalne, a konkretnie ich południowe zakończenia. Istotnym wskaźnikiem maksymalnego zasięgu lądolodu jest również południowa granica występowania licznych zagłębień bezodpływowych w tym jezior (Morawski, 1999), podkreślona przez linię mis końcowych, np. jeziora Kownatki i Szoby (ryc. 1, 3). Brak form akumulacyjnych w strefie marginalnej może świadczyć o tym, że maksymalny zasięg osiągnął jedynie lód bardzo ubogi w materiał morenowy. Również okres postępu czoła lądolodu w tej strefie musiał być stosunkowo krótki. Ruchowi nasuwczemu towarzyszyło prawdopodobnie gwałtowne i nierównomierne piętrzenie się mas lodu, które spowodowało głęboko sięgające zaburzenia glaciektoniczne i diapirowe wyciśnięcia plastycznych osadów mio-plioceniowego podłoża.



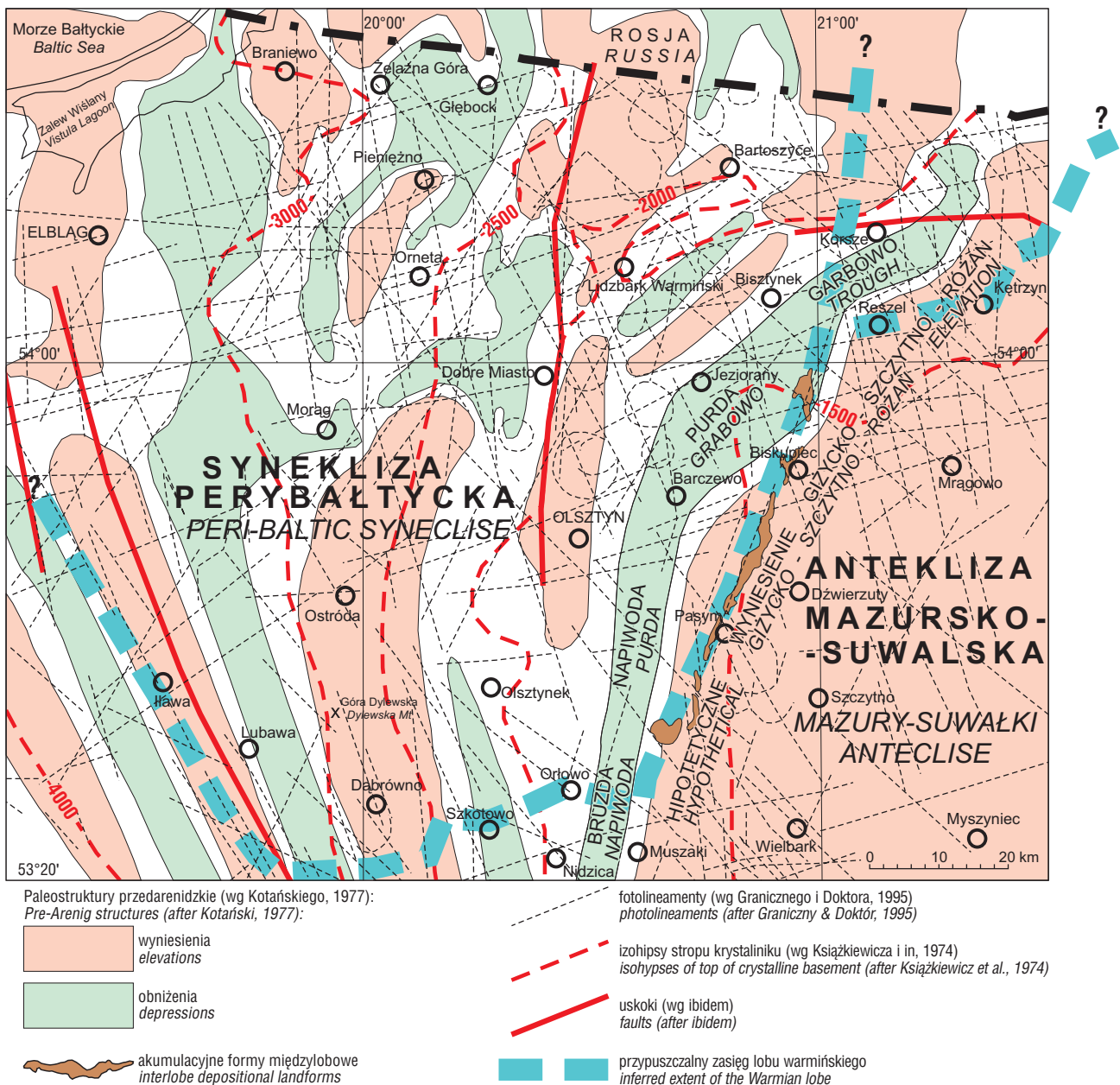
Ryc. 6. Powstanie lobu warmińskiego lądolodu stadia lądolodu głównego zlodowacenia wisły.

Fig. 6. The formation of the Warmian lobe of the Main Stadal of the Vistulian Glaciation ice-sheet

Nowe dane kartograficzne, stratygraficzne i paleogeograficzne z obszaru Warmii pozwalają na wyodrębnienie lobu warmińskiego (Morawski, 2003d) o kształcie trójkątnego klina pomiędzy lobem mazurskim na wschodzie a lobem wisły na zachodzie (ryc. 1, 3). Lob ten wyodrębnił się w lądolodzie stadiału głównego zlodowacenia wisły i obejmował południową część obszaru określonego jako prowincja warmińska. Rozpoznanie lobu warmińskiego powoduje przesunięcie dotychczasowej granicy wschodniej lobu Wisły (dawnej granicy zachodniej lobu mazurskiego) z rejonu garbu lubawskiego — masywu Góry Dylewskiej (Kondracki, 1952; Galon & Roszkówna, 1967; Marks, 1984; Gałązka & Marks, 2000) ku zachodowi. Wydaje się, że w świetle badań Gałązki (2004a, b) zachodnia granica lobu warmińskiego przebiega w rejonie Hawy na granicy *strumieni lodowych wiślanego i małdyckiego*. Zagadnienie przebiegu zachodniej granicy lobu warmińskiego w jego części północnej (rejon Elbląga), a co za tym idzie zasięgu lobu wisły w tym rejonie, należy obecnie uznać za otwarte, wymagające dalszych badań. Problem ten dotyczy również granicy pomiędzy prowincją

warmińską a prowincją dolnej Wisły. Dalszych badań wymaga również układ lobów na obszarze prowincji warmińskiej w fazach recesyjnych ostatniego zlodowacenia. Można przypuszczać, że w fazie pomorskiej na obszarze Warmii istniały dwa loby oddzielone strefą międzylobową biegnącą od Jeziora Nerie na południu przez wzniesienia na północ od Morağa do wzniesień w rejonie Elbląga (por. ryc. 1).

Granica wschodnią lobu warmińskiego jest strefa międzylobowa o przebiegu NNE–SSW, biegnąca od okolic Korszy na północy, przez Biskupiec, Pasy, do rejonu Jabłonki nad Jeziorem Omulew (ryc. 3). Szerokość tego pasa wynosi zwykle kilka kilometrów, w jego obrębie na przestrzeni ok. 60 km występują wydłużone, szczylinowe formy akumulacyjne zbudowane z osadów powstałych na kontakcie z lodem — głównie z piasków ze żwirami i glazami oraz wkładkami glin zwałowych. Po stronie zachodniej strefy tej towarzyszy ciąg jezior rynnowych, wydłużonych zgodnie z przebiegiem strefy (ryc. 1, 3). Ten liniowy ciąg form polodowcowych został pod koniec poprzedniego stulecia szczegółowo skartowany, a formy



Ryc. 7. Mapa fotolineamentów na tle struktur podłoża na terenie Warmii
Fig. 7. Photolineaments against the basement structures in the Warmia region

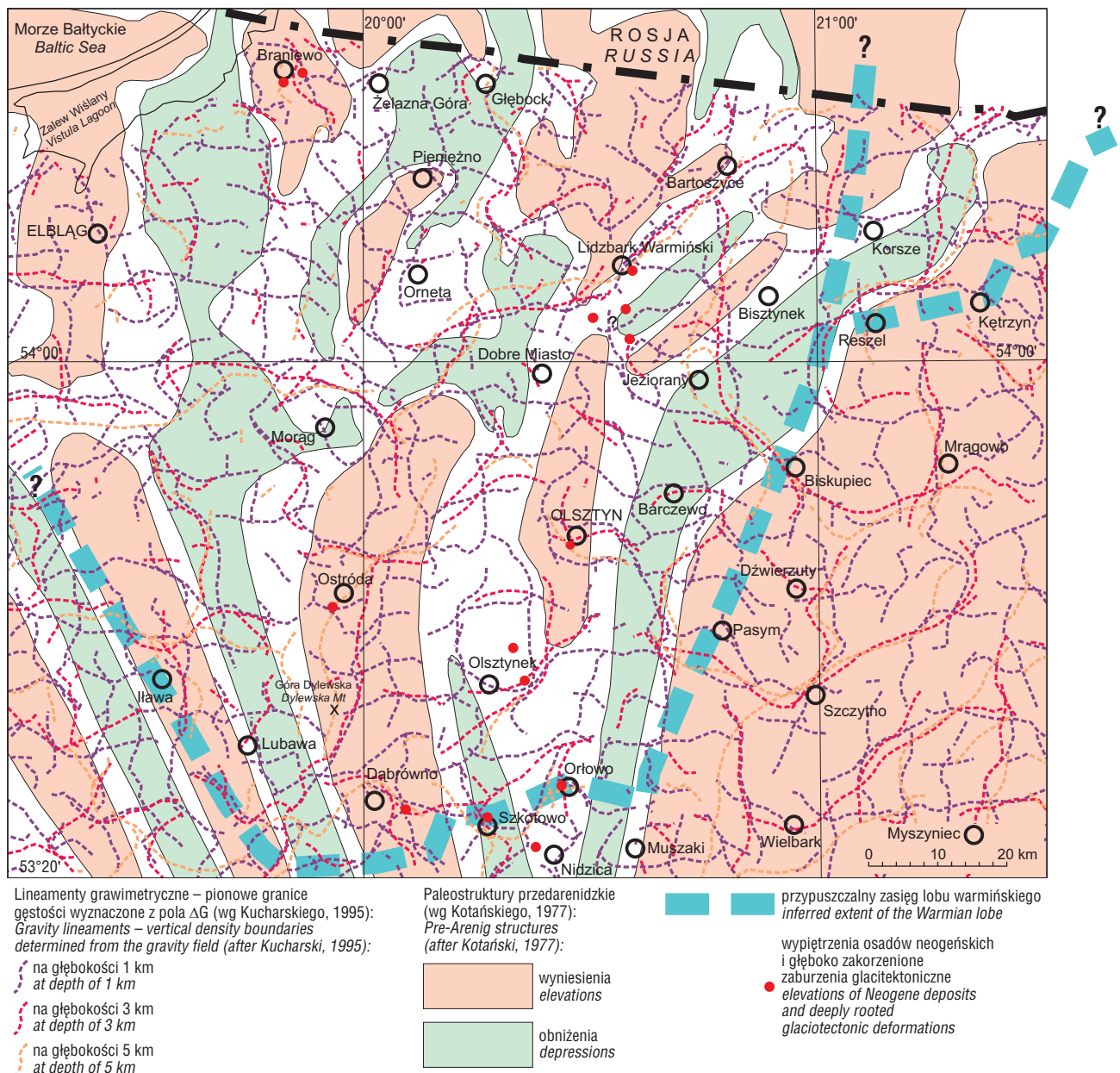
zostały opisane jako moreny czołowe (Gagel & Müller, 1897; Gagel, 1902).

W ramach prowadzonych obecnie przez autora prac w tym rejonie, w 2004 r. został wykonany przekrój sejsmiczny (ryc. 4), o przebiegu w przybliżeniu W–E, czyli prostopadle przecinający strefę międzylobową (ryc. 3). Analiza przebiegu refleksów sejsmicznych wskazuje, że w osi omawianego pasa form międzylobowych występuje pionowa strefa nieciągłości z ugięciem warstw o amplitudzie do 100 m. Według wstępnych danych strefa ta może sięgać do podłoża krystalicznego, położonego tu na głębokości ok. 1500 m p.p.m. (Książkiewicz i in., 1974). Na linii przekroju sejsmicznego zostały wykonane następnie trzy wiercenia badawcze z pełnym rdzeniowaniem (ryc. 5). Wiercenie nr 1 (Klucznik) zostało zlokalizowane na terenie, który obejmował lob warmiński, wiercenie nr 2 (Nerwik) jest usytuowane w osi formy międzylobowej (strefa szwu), a wiercenie nr 3 (Sapłaty) na obszarze wysoczyzny szczytnej uformowanej przez lob mazurski. Już wstępne wyniki badań dobitnie wskazują, że strefa międzylobowa obejmuje w profilu pionowym nie tylko utwory ostatniego

złodowacenia, ale cały profil plejstocenu. Zestawienie już samych profili litologicznych, jeszcze bez interpretacji stratygraficznej (ryc. 5), wykazuje brak korelacji pomiędzy profilami całego plejstocenu po obu stronach strefy międzylobowej. Ta wyraźna odrębność w wykształceniu profilu plejstocenu potwierdza, że omawiana strefa jest granicą nie tylko lobów ostatniego złodowacenia, ale również granicą prowincji sedimentacyjnych warmińskiej i mazurskiej, o założeniach strukturalnych, sięgających prawdopodobnie nawet do podłoża krystalicznego.

Południową granicę lobu warmińskiego wyznacza wspomniany wyżej maksymalny zasięg lądolodu stadiału głównego złodowacenia wisły w rejonie Nidzicy (ryc. 1, 3).

Granica północna lobu warmińskiego jest dyskusyjna. Dotyczy to w szczególności zagadnienia czy faza pomorska jest na omawianym obszarze fazą recesyjną, czy ponownym nasunięciem lądolodu po jego wycofaniu się może nawet w rejon Skandynawii. Za ponownym nasunięciem wydaje się wskazywać np. odmienny skład eratyków stwierdzony przez Gałązkę (2004b) w lokalnie dwudzielnej glinie zwałowej w rejonie Iławy w zasięgu fazy



Ryc. 8. Strefowość paleoform podłoża na terenie Warmii
Fig. 8. Zonation of basement structures in the Warmia region

pomorskiej. Z drugiej jednak strony na badanym obszarze środkowej i zachodniej Warmii, w szczegółowych opracowaniach kartograficznych nie stwierdza się dodatkowego poziomu morenowego odpowiadającego fazy pomorskiej (np. Morawski, 2003a, b; Petelski & Gondek, 2001; Rabek, 2003; Rabek & Młynczak, 2003a; Rumiński, 1996, 2003a, b), co wydaje się sugerować traktowanie fazy pomorskiej jako recesyjną. W związku z tym zasięg fazy pomorskiej na terenie Warmii, został przedstawiony na ryc. 1 i 3, jako linia postoju przyjmując, że ewentualne nasunięcie mogło mieć jedynie charakter lokalny. Orientacyjnie zaznaczono również linie etapów postojowych niższej rangi w okresie recesji ostatniego zlodowacenia, wyznaczone na podstawie analizy ciągów form czołowomorenowych (ryc. 1–3).

Obszar lobu warmińskiego dokumentują m.in. kierunki ruchu lądolodu uzyskane z analizy orientacji przestrzennej morfolineamentów polodowcowych, czyli liniowych form zarówno pozytywnych, jak i negatywnych (Morawski, 2003c, 2005a). Analiza orientacji tych form została wykonana dla obszarów przykładowo wybranych arkuszy SMGP opracowanych przez różnych autorów (Gałązka, 2003; Gałązka & Marks, 2001b; Kacprzak & Lisicki, 1999; Lisicki, 2001; Morawski, 2003a; Rabek & Młynczak, 2003a; Trzepla & Drozd, 1999; Trzmiel, 2003) zarówno z Warmii, jak i terenów sąsiednich (ryc. 3). Kierunek nasuwania się lobu warmińskiego jest bardzo uporządkowany — niemal dokładnie z północy. Został on potwierdzony punktowo kierunkami ruchu lodu wynikającym z orientacji kompresyjnych struktur glacictektonicznych, spiętrzających osady powierzchniowe w wyniku nacisku tangencjalnego czoła lądolodu. Kierunek ruchu lądolodu z północy w obrębie lobu warmińskiego został również potwierdzony kierunkami transportu eratyków przewodnich, wyznaczonymi przez Gałązkę (2004b). Dotyczy to w szczególności zachodniej części lobu warmińskiego w rejonie Iławy.

Analiza kierunków ruchu lodu na terenie lobu warmińskiego (ryc. 3) wskazuje, że są one identyczne zarówno poza zasięgiem fazy pomorskiej, jak i w jej obrębie, co wydaje się sugerować, że lob warmiński funkcjonujący w całym okresie stadiału głównego zlodowacenia wisły obejmował obszar w przybliżeniu odpowiadający prowincji warmińskiej. Dotyczy to centralnej i wschodniej części Warmii, dalszych badań wymaga natomiast część zachodnia — na zachód od Morağa, gdyż w fazy pomorskiej być może wyodrębnił się tam oddzielny lob albo ku wschodowi przesunęła się granica lobu wisły. Szczególnie interesujące z punktu widzenia wniosków paleogeograficznych jest porównanie kierunków ruchu lodu z obszarów arkuszy Gierzwałd i Iława SMGP (Gałązka & Marks, 2001; Gałązka, 2003) położonych po obu stronach Góry Dylewskiej (ryc. 3). Na obu tych obszarach kierunek ruchu lodu jest ten sam — z północy, mimo że po stronie zachodniej (Iława) dominuje zespół form o orientacji NE–SW, a po stronie wschodniej (Gierzwałd) zespół form o orientacji NW–SE. Można przypuszczać, że formy te są odziedziczone po zespołach szczelin w lądolodzie o orientacji uprzywilejowanej dla tensyjnego otwierania się — w obu przypadkach na zewnątrz od Góry Dylewskiej. Analizowany obszar jest zatem położony w strefie rozchodzenia się pola naprężeń na zewnątrz od przeszkody w podłożu lądolodu. Przedstawiony układ orientacji całej analizowanej sieci orientacji przestrzennej morfolineamentów polodowcowych (por. ryc. 3), może świadczyć o tym, że Góra Dylewska nie stanowiła nunataka, lecz została pokryta przez lądolód, który mimo przeszkody w podłożu nasunął się na nią z północy ku południowi. A zatem masyw ten nie spowodował lokalnych zmian w generalnym kierunku nasuwania się lądolodu, co sugeruje Marks (1988), a co za tym idzie nie stanowił strefy międzylobowej.

Na terenie sąsiadującego od wschodu lobu mazurskiego orientacja morfolineamentów polodowcowych wykazuje kierunek ruchu lądolodu z NNW ku SSE (por. ryc. 3). Natomiast od strony zachodniej sąsiaduje lob Wisły, który wykazuje kierunki silniej skracające ku wschodowi, aż do kierunku z W ku E w rejonie na południe od Torunia. Na ryc. 3 przykładowo pokazuje to diagram z obszaru arkusza Chełmża (Trzepla & Drozd, 1999) usytuowanego ok. 30 km na zachód od omawianego obszaru Warmii.

Stwierdzona we wszystkich trzech lobach mazurskim, warmińskim i lobie Wisły odmienność generalnej orientacji sieci morfolineamentów polodowcowych, a zatem i pierwotnej sieci spękań w lądolodzie, sugeruje następstwo czasowe — nierównoczesność aktywności tych lobów. Niewątpliwie najszybciej i najdalej posuwał się lob wisły, wykorzystując istniejącą już dolinę pra-Wisły. Na obszarze warmińsko-mazurskim natomiast najprawdopodobniej w pierwszym etapie lądolód (lob mazurski) nasuwał się z NNW ku SSE (ryc. 6; por. też Marks, 2002) co zapewne spowodowało, że jego maksymalny zasięg na odcinku mazurskim nie jest równoleżnikowy lecz ma przebieg WSW–ENE, czyli w przybliżeniu prostopadły do kierunku ruchu lodu. Najprawdopodobniej w wyniku obciążenia lądolodem nastąpiło ugięcie podłoża na zachodnim skłonie antekliny mazursko-suwalskiej, co również spowodowało ugięcie lub pęknięcie lądolodu na tej linii. Powstała strefa międzylobowa Korsze–Biskupiec–Pasym–J. Omulew. W wyniku obniżenia podłoża nastąpiło prawdopodobnie przyspieszenie ruchu lodu na obszarze Warmii, czemu towarzyszyła niewielka zmiana kierunku. Dalszy ruch lądolodu na tym obszarze odbywał się już z północy ku południowi, przypuszczalnie już tylko po zachodniej stronie strefy międzylobowej — utworzył się lob warmiński (ryc. 6). Zmiana kierunku ruchu mogła być jedynie lokalnym efektem orientacji strefy ugięcia NE–SW. Ruch lodu nastąpił na bardzo niewielkim odcinku, gdyż jego czoło napotkało znaczącą przeszkodę morfologiczną w postaci krańcówki Wysoczyzny Nidzickiej. Być może w tym samym czasie powstała strefa ograniczająca lob warmiński od zachodu, która jednak nie została dotychczas dostatecznie zbadana.

Związek stylu strukturalnego plejstocenu z budową geologiczną i tektoniką podłoża

Trójkątny obszar Warmii w sugestywny sposób pokrywa się ze schematem tektoniki podłoża tego obszaru. Wyraźny związek paleostruktur przedarenidzkich przedstawionych przez Kotańskiego (1977) dla obszaru Polski północno-wschodniej z geologią plejstocenu i polodowcową rzeźbą terenu zauważył Ber (2000) i szczegółowo omówił głównie w odniesieniu do obszaru Suwalszczyzny, nawiązując również do tektoniki podłoża krystalicznego.

Granica wschodnią lobu warmińskiego lądolodu ostatniego zlodowacenia, którą uznano równocześnie za granicę prowincji warmińskiej, jest omówiona wyżej strefa międzylobowa Biskupiec–Pasym. Przebieg tej strefy pokrywa się z zachodnim skłonem antekliny mazursko-suwalskiej, a dokładniej ze skłonem wyróżnionego przez Kotańskiego (1977) hipotetycznego wyniesienia Giżycko–Szczytno–Różan (por. ryc. 7). Na odcinku warmińskim wyniesienie to pokrywa się z wysoczyzną Szczytno–Biskupiec (Mrągowo)–Reszel (Kętrzyn) uformowaną przez lob mazurski (por. ryc. 1). Obszar ten charakteryzuje się kompleksem osadów plejstocenijskich o miąższości 150–250 m, leżącym na dość wyrównanym podłożu mio-pliocenijskim, położonym na wysokości ok. 40–80 m n.p.m. Kompleks plejstocenijski charakteryzuje się wyjątkowo pełnym profilem, np. w rejonie Mrągowo występuje w superpozycji 11 kompleksów osadów glacialnych, przedzielonych seriami osadów międzymorenowych. Udokumento-

wane zostały również 4 serie interglacjalne (Lisicki, 2001). W obszarze bezpośrednio przylegającym od wschodu do strefy międzylobowej, profil plejstocenu jest już zredukowany do 140 m i występuje jedynie 6 poziomów glacialnych (por. profil wiercenia Sapłaty nr 3 na ryc. 5). Po zachodniej stronie strefy międzylobowej przebiega pas obniżenia, w obrębie którego występuje wiele jezior (por. ryc. 1). Strefa ta pokrywa się w przybliżeniu z wydzieloną przez Kotańskiego (1977) bruzdą Napiwoda–Purda–Garbowo, przebiegającą wzdłuż zachodniej krawędzi antekliny mazursko-suwalskiej (ryc. 7).

Strefa międzylobowa Biskupiec–Pasym pokrywa się z przebiegiem znaczących fotolineamentów przedstawionych na ryc. 7. Natomiast strefa ta nie odzwierciedla się w orientacji lineamentów grawimetrycznych (pionowe granice gęstości wyznaczone z pola ΔG na głębokościach 1, 3 i 5 km) przedstawionych na ryc. 8. W północnej części, w rejonie Reszla–Kętrzyna, następuje skręt ku wschodowi zarówno bruzdy brzeżnej według Kotańskiego (1977), jak i tym bardziej krawędzi stropu podłoża krystalicznego według Książkiewicza i in. (1974). W tym samym miejscu urywają się fotolineamenty, zmieniając kierunek na niemal równoleżnikowy (ryc. 7). Tę zmianę kierunku bardzo wyraźnie wykazują również lineamenty grawimetryczne (ryc. 8). Z punktu widzenia analizy form polodowcowych i profilu osadów plejstocenijskich jest możliwe poprowadzenie granicy lobu warmińskiego, jak i granicy prowincji również bardziej ku wschodowi. Taki wariant NE fragmentu granicy lobu warmińskiego, poprowadzonej po ciągu moren czołowych (form międzylobowych?) w rejonie Reszla i Kętrzyna zaznaczono na ryc. 7, 8.

Na obszarze Warmii powierzchnia stropowa podłoża krystalicznego (Książkiewicz i in., 1974) opada od ok. 1500 m p.p.m. na wschodzie do ok. 4000 m p.p.m. na zachodzie (por. ryc. 7). Paleostruktury przedarenidzkie (Kotański, 1977) o przebiegu wydłużonym południkowo — naprzemianległe wyniesienia i obniżenia — układają się promieniście, zgodnie z trójkątnym kształtem tej części syneklizy perybałtyckiej i obszaru lobu warmińskiego (prowincji warmińskiej). Taki układ struktur zmienia się w północnej części Warmii w strefie Moraż–Orneta–Dobre Miasto–Lidzbark Warmiński–Korsze (ryc. 7). Strefa ta o przebiegu WSW–ENE bardzo wyraźnie pokrywa się z przebiegiem wiązek lineamentów grawimetrycznych na linii Bartoszyce–Lidzbark Warmiński i dalej ku zachodowi (por. ryc. 8). Ten sam przebieg ma wiele znaczących fotolineamentów (ryc. 7). Strefa ta ma swój odpowiednik w rzeźbie terenu w postaci pasa obniżenia Bartoszyce–Lidzbark Warmiński–Orneta i dalej ku zachodowi w kierunku Malborka (por. ryc. 1). Należy zwrócić uwagę, że jednocześnie na północ od tej strefy zasadniczo zmienia się styl budowy geologicznej plejstocenu w stosunku do południowej części Warmii. Generalnie obniża się położenie powierzchni podplejstocenijskiej, wzrasta ilość i miąższość serii glin zwałowych, profil osadów plejstocenijskich jest znacznie pełniejszy, a położenie poszczególnych kompleksów i ich kontynuacja pozioma bardziej konsekwentna (por. ryc. 2). Być może omawiana strefa powinna stanowić północną granicę prowincji warmińskiej.

Zachodnia granica lobu warmińskiego o przebiegu SE–NW dokładnie pokrywa się z przebiegiem wydłużonych paleostruktur przedarenidzkich (ryc. 7, 8). Pokrywa się również z przebiegiem uskoków (elementy strukturalne przedalpejskie (Książkiewicz i in., 1974) pokazanych na ryc. 7. Według Tyskiego (1974) jest to strefa rozłamów w podłożu krystalicznym. Na tej samej linii występują znaczące fotolineamenty (Doktor i in., 1995; Graniczny & Doktor, 1995).

Zestawienie map fotolineamentów (ryc. 7) i lineamentów grawimetrycznych (ryc. 8) pozwala również na wiele dalszych korelacji struktur podłoża z elementami morfologii

terenu, jak i budową geologiczną serii plejstocenijskich na obszarze Warmii. I tak dominujące w morfologii izolowane wyniesienia położone w rejonie Elbląga, Górowa, Moraża, Jezioran, Olsztynka oraz Góra Dylewska (ryc. 1) nie odzwierciedlają się w układzie fotolineamentów (ryc. 7). Jedynie w przypadku Górowa, Moraża i Jezioran występowaniu wyniesień towarzyszą fotolineamenty kołowe o zagadkowej genezie. W rejonie Jezioran lineament taki obejmuje dwa pola kemowe. Są to dwa obszary o wymiarach 3×3 km będące zgrupowaniem kopulastych wzgórz wznoszących się do 40 m nad poziom otaczającej wysoczyzny. Pokrywą wzgórz o miąższości od kilku do kilkunastu metrów stanowi glina zwałowa, a jądra są zbudowane z piasków drobnoziarnistych. Formy te zostały przez autora (Morawski, 2005b) zinterpretowane jako kemy inglacjalne, powstałe w wyniku zapełniania kawern wewnątrz lądolodu powstałych na skrzyżowaniach spękań w lądolodzie. Badania elektrooporowe i wiertnicze wskazują na brak serii morenowych (glin zwałowych) w profilu plejstocenu w obrębie tych masywów kemowych, oraz na lokalne wyniesienie stropu mio-pliocenijskiego o kilkadziesiąt metrów. Dane te skłoniły autora do postawienia hipotezy, że mogą to być formy festonowej labilności podłoża (por. Ber, 2000) powodującej cykliczną erozję osadów morenowych i sedimentację osadów międzymorenowych (Morawski, 2005b).

Omawiane wyniesienia na terenie Warmii nie odzwierciedlają się wyraźnie również w przebiegu lineamentów grawimetrycznych (ryc. 8). Lineamenty te przeważnie układają się wokół tych obszarów, co może sugerować związek z podobnymi wyniesieniami w głębokim podłożu otoczonymi powierzchniami nieciągłości.

Analiza orientacji przestrzennej morfolineamentów polodowcowych, na podstawie której wyznaczono kierunki ruchu lądolodu (patrz wyżej) wykazuje, że orientacja analizowanych form liniowych nie odzwierciedla się w zasadzie w orientacji fotolineamentów. Wyjątkiem są duże rynny subglacjalne oraz omówiona wyżej strefa międzylobowa Biskupiec–Pasym. Związek orientacji liniowych form polodowcowych ze strukturami podłoża (Marks, 1988; Gałązka & Marks, 2000) jest zdaniem autora pośredni. Orientacja form jest najprawdopodobniej odziedziczona po sieci spękań w lądolodzie, a często obserwowana, lokalna dominacja poszczególnych kierunków (zespołów) jest uwarunkowana lokalną predyspozycją do otwierania szczelin, w znacznym stopniu zależną od ukształtowania podłoża. Doskonałym przykładem jest opisany wyżej rejon Góry Dylewskiej.

Bardzo interesujących informacji dostarcza zestawienie lokalizacji wypiętrzeń osadów mio-pliocenijskich, stwierdzonych w postaci wychodni oraz wierceniami i badaniami elektrooporowymi, ze strefowością występowania i zagęszczeniem lineamentów grawimetrycznych (ryc. 8). W kilku przypadkach znajdują się one w wyraźnych węzłach krzyżowania się lineamentów. Dotyczy to np. omówionych wcześniej rejonów Orłowa i Szkotowa, a także Jankowic k. Dąbrówna, Morlin k. Ostródy, Olsztynka, Lidzbark Warmiński i Braniewa. Taka zbieżność może świadczyć o tym, że głęboko sięgające zaburzenia glacitektoniczne i diapirowe wypiętrzenia mogą być predysponowane labilnością struktur w głębokim podłożu, związanych z pionowymi granicami gęstości. Zbieżność ta zachęca do dalszych badań nad tym zagadnieniem na drodze typowania stref w węzłach lineamentów grawimetrycznych do głębokich badań strukturalnych. Z drugiej strony należało by sprawdzić czy wychodnie osadów mio-pliocenijskich nie związane z węzłami lineamentów grawimetrycznych są zakorzenione, czy może stanowią kry w obrębie osadów plejstocenijskich — tak właśnie były one interpretowane dotychczas, np. w rejonie Nidzicy (Mańkowska & Słowański, 1978, 1980) oraz na południe od Lidzbark Warmińskiego (Mańkowska & Słowański, 1977, 1979).

Podsumowanie

Niniejsze opracowanie jest próbą spojrzenia na plejstocen Warmii w ujęciu prowincji paleogeograficznych, czyli obszarów, na których w wyniku określonych uwarunkowań geologiczno-strukturalnych, procesy geologiczne w okresie plejstocenu przebiegały w podobny i specyficzny sposób. W tym znaczeniu prowincje paleogeograficzne należy rozumieć jako jednostki stosunkowo niskiego rzędu i nie należy ich wiązać z prowincjami geomorfologicznymi stanowiącymi jednostki najwyższego rzędu wg nomenklatury Gilewskiej (1991).

Prowincja warmińska została wyodrębniona zarówno na podstawie cech morfologicznych (odrębność rzeźby polodowcowej powstałej w wyniku działalności lobu warmińskiego lądolodu ostatniego zlodowacenia), jak i charakterystycznych cech profilu całego plejstocenu. Na obszarze tym paleogeografia plejstocenu jest silnie uzależniona od cech strukturalnych podłoża, w tym głębokiego, do krystalicznego włącznie. Wydaje się, że obszar Warmii był w plejstocenie terenem wyjątkowo silnej labilności podłoża, co dotyczyło zapewne zarówno procesów w skali całej prowincji, jak i skomplikowanych ruchów ściśle lokalnych. Jest to obszar szczególnej intensywności procesów neotektonicznych związanych zarówno z przetrwałą tendencją do subsydencji, która uformowała syneklizę perybałtycką, jak i w wyniku położenia w obrębie niecki brzeżnej (np. Znosko, 1960; Motyl-Rakowska & Schoeneich, 1970; Kubicki i in., 1972; Pożaryski, 1974). Kompakcja osadów pokrywy osadowej była prawdopodobnie bardzo nierównomierna zarówno za sprawą występowania paleostruktur tektonicznych w obrębie syneklizy perybałtyckiej, jak i zróżnicowania miąższości pokrywy osadowej rosnącej ze wschodu ku zachodowi na stosunkowo niewielkim odcinku od ok. 1500 do ponad 4000 m (Książkiewicz i in., 1974). Można przypuszczać, że w związku z tym był to również obszar szczególnie podatny na ruchy glaciostatyczne związane z cyklicznym obciążaniem i odciążaniem lądolodami (Ber, 2000). Wydaje się, że wszystkie te przyczyny labilności jak i jej skutki były na obszarze Warmii znacznie bardziej intensywne, niż na przylegającym od wschodu obszarze mazurskim (prowincja mazurska). Obszar anteklizy mazursko-suwalskiej poza tendencją wznoszącą był obszarem znacznie sztywniejszym, a jednocześnie przy cieńszej pokrywie osadowej mniej podatnym na ruchy glaciostatyczne. Można przypuszczać, że obciążenie podłoża wkraczającymi lądolodami powodowało zdecydowanie odmienne efekty na obszarze anteklizy i syneklizy. Różnice w osiadaniu podłoża mogły powodować ugięcie całej czasy lądolodu wzdłuż zachodniej granicy anteklizy i powstawanie tam stref międzylobowych w kolejnych lądolodach, w całej historii plejstocenu. Mogło nastąpić przyspieszenie ruchu części lądolodów wkraczających na teren syneklizy, wyodrębniających się w loby, co z kolei powodowało silniejszą egzarację, intensywniejsze procesy głęboko sięgającej glacitektoniki, relatywnie uboższą sedimentację poziomą glacialnych i brak form w strefie marginalnej. W okresach międzylodowcowych odprężeniowe ruchy wznoszące powodowały silniejszą erozję i denudację, a nierównomierność tych ruchów zróżnicowaną morfologię, a efekcie zaś powstawanie zastoisk na różnych poziomach.

Pierwszorzędne znaczenie w prezentowanej koncepcji ma przedstawiona wyżej strefa międzylobowa Korze-Biskupiec-Pasym-J. Omulew usytuowana wzdłuż pogranicza anteklizy mazursko-suwalskiej i syneklizy perybałtyckiej (ryc. 7). Labilność tej strefy wyraźnie odzwierciedla się zarówno w strefie nieciągłości refleksów sejsmicznych prawdopodobnie w całym profilu pokrywy osadowej (por. ryc. 4), jak i w całym profilu litofacjalnym plejstocenu praktycznie pozbawionym przewodnich poziomów morenowych (ryc. 5). Ta stosunkowo wąska

strefa oddziela obszary o bardzo odmiennym wykształceniu plejstocenu. Natomiast zachodnia granica prowincji warmińskiej nie jest już tak jednoznaczna i wymaga dalszych wszechstronnych badań.

Literatura

- BAŁUK A. 1978 — Mapa geologiczna polski 1:200 000 arkusz Mława. Inst. Geol. Warszawa.
- BARANIECKA M.D. 1981 — The Małopolska Kujawska and Mazowiecka phase treated as tectonic phases in Quaternary of Poland. [W:] Współczesne neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce: 183–193. Ossolineum. Wrocław.
- BER A. 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. Pr. Państw. Inst. Geol., 170: 1–89.
- BRUJ M. & WOŹNIAK P. 1990 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Olecko. Państw. Inst. Geol.
- CIUK E. 1968 — Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe w okolicy Orłowa na północ od Nidzicy (woj. olsztyńskie). Biul. Inst. Geol., 208: 67–93.
- CIUK E. 1972 — Syntetyczny profil stratygraficzny utworów trzeciorzędowych rejonu olsztyńskiego. Kwart. Geol., 16: 1029–1031.
- DOKTÓR S., GRANICZNY M. & KUCHARSKI R. 1995 — Sprawozdanie z opracowania mapy liniowych elementów strukturalnych Polski w skalach 1:200 000 i 1:500 000 na podstawie kompleksowej analizy komputerowej zdjęć geofizycznych i teledetekcyjnych. Państw. Inst. Geol.
- DROZDOWSKI E. 1974 — Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych. Pr. Geogr. IG PAN, 104: 1–136.
- DROZDOWSKI E. 1986 — Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia Wistulian w północnej części dolnego Powiśla. Pr. Geogr. IG PAN, 146: 1–90.
- GAGEL C. 1902 — Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern 1: 25 000 Blatt Passenheim (arkusz Pasym). Preuss. Geol. Landesanst. Berlin.
- GAGEL C. & MÜLLER G. 1897 — Die Entwicklung der ostpreussischen Endmoränen in den Kreisen Ortelsburg und Neidenburg. Separatdruck aus dem Jahrbuch der Königl. Preuss. Geologischen Landesanstalt für 1897. Berlin.
- GALON R. 1968 — Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu. [W:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. I.G. PAN, Pr. Geogr., 74: 101–120.
- GALON R. & ROSZKÓWNA L. 1967 — Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów na obszarze Polski. [W:] Galon R. & Dylak J. (red.) — Czwartorzęd Polski: 18–38. PWN.
- GAŁĄZKA D. 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Iława. Państw. Inst. Geol.
- GAŁĄZKA D. 2004a — Badania eratyków przewodnich z glin zwałowych w sąsiedztwie strefy międzylobowej rejonu Iławy (północna Polska). [W:] XI konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Supraśl: 37–39.
- GAŁĄZKA D. 2004b — Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Praca doktorska Arch. Wyd. Geol. UW: 1–255.
- GAŁĄZKA D., KUSIŃSKI J.T.J. & MARKS L. 1998 — Próba rewizji zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły w południowej części Mazur. [W:] V konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Iznota: 21–23.
- GAŁĄZKA D. & MARKS L. 2000 — Wpływ podłoża czwartorzędu na rzeźbę wschodniego obrzeżenia Garbu Lubawskiego. [W:] Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku. V Zjazd Geomorfologów Polskich: 35–36. Toruń.
- GAŁĄZKA D. & MARKS L. 2001a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Dąbrówno. CAG Państw. Inst. Geol.
- GAŁĄZKA D. L. & MARKS D. 2001b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Gierwałd. Państw. Inst. Geol.
- GILEWSKA S. 1991 — Rzeźba. [W:] L. Starkel (red.) — Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze, PWN: 248–295.
- GRANICZNY M. & DOKTÓR S. 1995 — Mapa fotolineamentów 1:200 000. CAG Państw. Inst. Geol.
- GUDELIS V. 1960 — Neotectonic movements on the territory of the East Baltic Area in the Quaternary Period. Coll. Acta Geogr. Lith. Spec edit.: 201–204. Vilnius.
- KACPRZAK L. & LISICKI S. 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Kobyły. Państw. Inst. Geol.
- KACPRZAK L. & LISICKI S. 2001 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Projekt badań dla arkuszy Głębock Górowo-Ilaweckie. CAG Państw. Inst. Geol.
- KENIG K. 1998 — Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej. Biul. Państw. Inst. Geol., 380: 1–99.
- KONDRACKI J. 1952 — Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Biul. Państw. Inst. Geol., 65: 513–597.
- KONDRACKI J. 2002 — Geografia regionalna Polski. PWN.
- KOTAŃSKI Z. 1977 — Rozwój paleotektoniczny wyniesionej części starej platformy w Polsce w waldaju i w kambrze. Biul. Państw. Inst. Geol., 303: 15–40.
- KRZYWIEC P., MORAWSKI W., ZIENTARA P. & JÓŹWIAK W. 2004 — Badania metodą płytkiej sejsmiki refleksyjnej wysokiej roz-

- dzielczości w rejonie Orłowa (południowa Warmia). Pr. Państw. Inst. Geol., 181: 55–72.
- KRZYWICKI T. 1987 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Żytki Filipów. Państw. Inst. Geol.
- KSIĄŻKIEWICZ M., OBERC J. & POŻARYSKI W. 1974 — Mapa tektoniczna Polski. Wyd. Geol.
- KUBICKI S. & RYKA W. (red.) 1982 — Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Wyd. Geol.
- KUBICKI S., RYKA W. & ZNOSKO J. 1972 — Tektonika podłoża krystalicznego prekambryjskiej platformy w Polsce. Kwart. Geol., 16: 523–545.
- KUCHARSKI R. 1995 — Mapa pionowych granic gęstości wyznaczonych z pola ΔG. CAG Państw. Inst. Geol.
- LINDNER L. & MARKS L. 1996 — Stadiały i interstadiały zlodowacenia Wisły na Niżu Polskim i w Tatrach. [W:] A. Kostrzewski (red.) — Geneza litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. T. II. Wyd. Nauk. UAM seria Geografia, 57: 177–188.
- LISICKI S. 1997 — Pleistocene of the Mragowo Lakeland. Geol. Quart., 41: 327–346.
- LISICKI S. 1998 — Paleogeograficzny aspekt litostratygrafii glin zwałowych na przykładzie południowo-zachodnich Mazur. Pr. Geol., 46: 599–602.
- LISICKI S. 2001 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Mragowo. Państw. Inst. Geol.
- LISICKI S. 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. Pr. Państw. Inst. Geol., 177: 1–105.
- LISZKOWSKI J. 1993 — The effects of Pleistocene ice-sheet loading–unloading cycles on the bedrock structure of Poland. Folia Quatern., 64: 7–23.
- 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. 1999 — Czwartorzęd i jego podłoża na Wyniesieniu Elbląskim w aspekcie historii plejstocenijskiego Bałtyku. Biul. Państw. Inst. Geol., 386: 59–132.
- MAKOWSKA A. 2004a — Najpełniejszy w Polsce kompleks młodoplejstocenijski (eem i vistulian) na dolnym Powiślu i Wzniesieniu Elbląskim. Pr. Geol., 52: 887–894.
- MAKOWSKA A. 2004b — Nowe badania vistulianjskiej części profilu osadów młodoplejstocenijskich na dolnym Powiślu i wynikające z nich wnioski dyskusyjne. Pr. Geol., 52: 953–962.
- MANKOWSKA A. & SŁOWAŃSKI W. 1977 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 arkusz Lidzbark Warmiński. Inst. Geol.
- MANKOWSKA A. & SŁOWAŃSKI W. 1978 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000 arkusz Olsztyn. Inst. Geol.
- MANKOWSKA A. & SŁOWAŃSKI W. 1979 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000 arkusz Lidzbark Warmiński. Inst. Geol.
- MANKOWSKA A. & SŁOWAŃSKI W. 1980 — Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000 arkusz Olsztyn. Inst. Geol.
- MARKS L. 1980 — Podłoża i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowo-zachodniej części Pojezierza Mazurskiego. Kwart. Geol., 24: 361–376.
- MARKS L. 1984 — Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdoma (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). Biul. Geol., UW, 28: 133–176.
- 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. 1991 — Zasięgi lądolodów zlodowacenia wisły w środkowej i wschodniej Polsce. Geografia UAM, 50: 531–538.
- MARKS L. 2002 — Last glacial Maximum in Poland. Quaternary Sc. Rev., 21: 103–110.
- MOJSKI J.E. 1985 — Geology of Poland vol. 1. Stratigraphy. Part 3b. Cainozoic. Quaternary. Wyd. Geol.
- 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.
- MORAWSKI W. 1999 — Maximum limit of the Vistulian Glaciation in the vicinity of Nidzica southwestern Mazury Lakeland. Kwart. Geol., 43: 61–68.
- MORAWSKI W. 2001a — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz. Muszaki. Państw. Inst. Geol.
- MORAWSKI W. 2001b — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Nidzica. Państw. Inst. Geol.
- MORAWSKI W. 2001c — Czy ostatnie zlodowacenie obejmowało wschodnie Mazowsze i Podlasie? Pr. Geol., 49: 551–559.
- MORAWSKI W. 2002a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Muszaki. Państw. Inst. Geol.
- MORAWSKI W. 2002b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Nidzica. Państw. Inst. Geol.
- MORAWSKI W. 2003a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Jeziorany. Państw. Inst. Geol.
- MORAWSKI W. 2003b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Jeziorany. Państw. Inst. Geol.
- MORAWSKI W. 2003c — Reconstruction of ice-sheet movement from the orientation of linear glacial landforms and glaciotectionic deformations near Kronowo (western Mazury Poland). Geol. Quart., 47: 339–356.
- MORAWSKI W. 2003d — Prowincje sedymentacyjne plejstocenu w NE Polsce. [W:] Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Rudy: 64–66.
- MORAWSKI W. (red.) 2004a — Zastosowanie metod geofizycznych do badań osadów kenozoicznych i zaburzeń glaciotectionicznych na przykładzie południowej Warmii. Pr. Państw. Inst. Geol., 181.
- MORAWSKI W. 2004b — Stratygrafia i paleogeografia czwartorzędu południowej Warmii. Pr. Państw. Inst. Geol., 181: 81–108.
- MORAWSKI W. 2004c — Struktury glaciotectioniczne południowej Warmii. Pr. Państw. Inst. Geol., 181: 109–142.
- MORAWSKI W. 2005 (w druku a) — Reconstruction of ice-sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms) as exemplified from north-eastern Poland. Kwart. Geol.
- MORAWSKI W. 2005 (w druku b) — Englacial kames near Jeziorany (western Masurian Lakeland Poland): morphology internal structure and origin. Sedimentary Geology Spec. Issue.
- MORAWSKI W., KENIG K. 1999 — Zastosowanie analizy porównawczej piasków dla stratygrafii i paleogeografii plejstocenu w rejonie Muszaków południowo-zachodnie Mazury. Kwart. Geol., 43: 69–78.
- MORAWSKI W., KRUPINSKI K. & WINTER H. 1999 — Nowe stanowiska interglacjalne eemskiego na Wysoczyźnie Nidzickiej. Kwart. Geol., 43: 79–84.
- MORAWSKI W. & KRYSIAK Z. 2001 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Projekt badań dla arkuszy Olsztynek Jedwabno Szczytno. CAG Państw. Inst. Geol.
- MOTYL-RAKOWSKAJ. & SCHOENEICH K. 1970 — Geology of the southwestern slope of the Masurian anticline. Acta Geol. Pol., 20: 771–794.
- NIEMIAROWSKI W. 1983 — Postglacjalne guchy skorupy ziemskiej na Pojezierzu Kujawskim w świetle badań geomorfologicznych. Pr. Geogr., 55: 13–31.
- PETELSKI K. & GONDEK A. 2001 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Pasłęk. Państw. Inst. Geol.
- PIWOCKI M. 2004 — Paleogen i neogen południowej Warmii. Pr. Państw. Inst. Geol., 181: 73–80.
- POCHOCKA-SZWARC K., LISICKI S. 2004 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Węgorzewo. Państw. Inst. Geol.
- POŻARYSKI W. 1969 — Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Pr. Geol., 17: 57–65.
- POŻARYSKI W. 1974 — [red.] Budowa Geologiczna Polski Tektonika cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol.
- RABEK W. 2003 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Żelazna Góra. Państw. Inst. Geol.
- RABEK W. & MŁYŃCZAK A. 2001 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Projekt badań dla arkuszy Biskupiec Dźwierzuty. CAG Państw. Inst. Geol.
- RABEK W. & MŁYŃCZAK A. 2003a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Pieniężno. Państw. Inst. Geol.
- RABEK W. & MŁYŃCZAK A. 2003b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Projekt badań dla arkuszy Wolnica Lidzbark Warmiński Bisztynek. CAG Państw. Inst. Geol.
- RABEK W. & ŚWIERSZCZ B. 1995 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. Projekt badań dla arkuszy Żelazna Góra Pieniężno Orneta. CAG Państw. Inst. Geol.
- ROSZKO L. 1968 — Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. [W:] Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Inst. Geol. PAN, Pr. Geograficzne, 74: 65–100.
- RÓŻYCKA S.Z. 1972 — Nizina Mazowiecka. [W:] R. Galon (red.) — Geomorfologia Polski, t. 2: 271–317. PWN.
- RUMIŃSKI M.J. 1996 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Olsztyn. Państw. Inst. Geol.
- RUMIŃSKI M.J. 2003a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Barczewo. Państw. Inst. Geol.
- RUMIŃSKI M.J. 2003b — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Dobrze Miasto. Państw. Inst. Geol.
- RÜHLE E. 1967 — Podłoża czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów czwartorzędowych w Polsce. [W:] R. Galon J. & Dylik (red.) — Czwartorzęd Polski: 9–17. PWN.
- RÜHLE E. 1973 — Ruchy neotektoniczne w Polsce. [W:] E. Rühle (red.) — Metodyka badań osadów czwartorzędowych: 13–30. Wyd. Geol.
- RÜHLE E. 1986 — Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Inst. Geol.
- SŁOWAŃSKI W. 1976a — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000 bez utworów czwartorzędowych ark. Olsztyn. Inst. Geol.
- SŁOWAŃSKI W. 1976b — Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000 bez utworów czwartorzędowych ark. Lidzbark Warmiński. Inst. Geol.
- TRZEPLA M. & DROŻD M. 1999 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Chełmża. Państw. Inst. Geol.
- TRZMIEL B. 2003 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 arkusz Boguchwały. Państw. Inst. Geol.
- TWAROGOWSKI J. 2004 — Badania geolektryczne osadów kenozoicznych w rejonie Orłowa (południowa Warmia). Pr. Państw. Inst. Geol., 181: 37–54.
- TYSKI S. 1974 — Obszar wyniesiony platformy wschodnioeuropejskiej. [W:] W. Pożaryski (red.) — Budowa Geologiczna Polski Tektonika, cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol.
- 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 sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wyd. UMK Toruń.
- ZNOSKO J. 1960 — Uwagi o stratygrafii podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol., 4: 281–290.