

BUDOWA GEOLOGICZNA I MORFOGENEZA WZNIESIENIA ELBLĄSKIEGO W ŚWIELE ZRÓŻNICOWANEJ DYNAMIKI ŁĄDOŁODU ZŁODOWACENIA WISŁY

GEOLOGICAL STRUCTURE AND MORPHOGENESIS OF THE ELBLĄG ELEVATION IN THE LIGHT OF DIVERSIFIED DYNAMICS OF THE VISTULIAN ICE SHEET

RADOSŁAW PIKIES¹

Abstrakt. Wśród głównych czynników wpływających na budowę geologiczną Wzniesienia Elbląskiego należy wymienić glacitektonikę oraz neotektonikę, które niewątpliwie są ze sobą przyczynowo-skutkowo powiązane. Intensywność i skalę procesów glacitektonicznych rozpatrzono po raz pierwszy z perspektywy dynamiki transgresji lądolodów zlodowacenia wisły z obszaru Morza Bałtyckiego. Budowa geologiczna, morfologia i batymetria południowo-wschodniej części dna Bałtyku Centralnego wskazują, że na tym obszarze kształtowały się ważne elementy dynamiki transgresji lądolodu stadiału górnego zlodowacenia wisły, w południowym sektorze jego oddziaływania. Rezultatem zróżnicowanej dynamiki były strumienie lodowe (strumienie lodowe wg Punkarię, 1997), wyprowadzające główną część masy lodowej z czaszy lądolodu, co powodowało, że napływ mas lodowych na obszar Nizżu Polski nie był równoczesny i odbywał się z różną siłą. Tym regułom podlegał również obszar Wzniesienia Elbląskiego, gdyż w pierwszej kolejności znajdował się w polu zróżnicowanego oddziaływania strumienia B3, nasuwającego się na obszar Nizżu Polski z rejonu subpołudnikowej megadepresji Głębi Gotlandzkiej i Głębi Gdańskiej. W stosunku do obszaru Wzniesienia Elbląskiego dokonano w ujęciu czasowym oceny skali oddziaływania i intensywności procesów glacitektonicznych. Szczególnie silne odkształcenia glacitektoniczne zachodniego skłonu tego wzniesienia powiązano z obecnością północnego odcinka dużego subpołudnikowego uskoku Iława–Elbląg, pokrywającego się z zachodnią granicą Wzniesienia Elbląskiego. Prawdopodobną przyczyną rozwoju procesów glacitektonicznych w środkowej i górnej części zlodowacenia wisły mogła być zmiana reżimu pola naprężeń neotektonicznych w szerokiej aureoli wału kujawsko-pomorskiego, do której doszło prawdopodobnie u schyłku interglacjału eemskiego.

Słowa kluczowe: zlodowacenie wisły, dynamika lądolodu, glacitektonika i neotektonika, niecka Morza Bałtyckiego, Wzniesienie Elbląskie.

Abstract. Glaciotectonic and neotectonic processes are among the key factors influencing the geological structure of the Elbląg Elevation. The former is undoubtedly interrelated with the latter. Intensity and scale of glaciotectonic processes were for the first time examined from the point of view of transgression dynamics of the Vistulian continental glaciers, advancing from the Baltic Sea area. Geological structure, morphology and bathymetry of the eastern part of the Central Baltic Sea bottom show that main elements of the dynamics were shaped in this area. The diversified dynamics resulted in the formation of ice streams, carrying the major part of ice mass out of the ice sheet. It also caused that the advance of the ice sheet over the Polish Lowlands was not synchronous and occurred with various intensity. The Elbląg Elevation was subjected to these rules, because it was the first to be situated within the diverse force of interaction field with ice stream B3 (streams according to Punkari, 1997), advancing towards the Polish Lowlands from the area of a submeridional megadepression of the Gotland Deep and the Gdańsk Deep (south-eastern part of Central Baltic Sea). As regards the Elbląg Elevation area, an evaluation of the scale and intensity of glaciotectonic processes in time has been performed. Especially strong glaciotectonic disturbances, appearing on the western slope of this elevation, have been related to the presence of the distinct, submeridionally oriented fault zone Iława–Elbląg (its northern part), which coincides with the western boundary of this elevation. The likely reason for the development of glaciotectonic deformation during the middle and upper parts of the Vistula Glaciation might have been the change of the regime of neotectonic stress field, operating within the broad foreland of the Kuyavian-Pomeranian Swell, which probably took place at the end of the Eemian Interglacial.

Key words: Vistula Glaciation, dynamics of the ice sheet, glaciotectonics and neotectonics, Baltic Sea Depression, Elbląg Elevation.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk;
e-mail: radoslaw.pikies@pgi.gov.pl.

ZARYS PROBLEMATYKI GEOLOGICZNEJ

Budowę geologiczną Wzniesienia Elbląskiego opisano w literaturze już od ponad 100 lat (Jentzsch, 1876, 1887; Kraus, 1925; Olbricht, 1925; Körnke, 1931; Winde, 1931 i in.). Wzniesienie to ze względu na odrębność fizjograficzną od dawna budziło zainteresowanie badaczy. Uwagę przyciąga zarówno jego kształt, jak i częściowo widoczna w licznych odsłonięciach wyrobisk kopalnianych budowa geologiczna. Genezę tej formy wiązano z jednej strony z ruchami wznoszącymi podłoża podkenozoicznego, które kontynuowały się również w czwartorzędzie (Krause, 1925), natomiast z drugiej strony – z wypiętrzeniami glacitektonicznymi (Olbricht, 1925; Körnke, 1931). Podobne poglądy dominowały jeszcze przez długi czas po drugiej wojnie światowej (Pazdro, 1958; Janik, 1964; Galon, 1967; Augustowski, 1972). Dokładnego przeglądu problematyki badawczej z trzeciego ćwierćwiecza XX wieku dla tego obszaru dokonała A. Makowska (1979, 1999). Szczegółowsze ustalenia dotyczące budowy wewnętrznej Wzniesienia Elbląskiego należy wiązać z pracami tej autorki nad arkuszem Elbląg *Mapy Geologicznej Polski* (MGP) w skali 1:200 000 (Makowska, 1978, 1979). Uzyskane wówczas dane wiertnicze i wyniki specjalistycznych badań pozwoliły ustalić znacznie niższe niż dotąd przyjmowano położenie podłoża czwartorzędu. Przyczyniły się też do rozpoznania ukształtowania oraz litologii i stratygrafii kompleksu czwartorzędowego i jego podłoża. Analiza materiału badawczego ujawniła również głębokie zaburzenia glacitektoniczne, szczególnie widoczne w zachodniej części wysoczyzny.

Od początku lat 90. ubiegłego wieku na nowo są przedstawiane koncepcje dotyczące glacitektonicznej genezy Wzniesienia Elbląskiego, lecz w całościowym ujęciu tej formy, a nie tylko w stosunku do jej zachodnich czy północnych fragmentów (Mojski, 1992; Aber, Ruszczyńska-Szenajch, 1997; Ruszczyńska-Szenajch, 1999; Ber, 2009). J.S. Aber i H. Ruszczyńska-Szenajch (1997) zakładają presję dwóch lobów lodowcowych z przeciwnych kierunków

i spiętrzenie zalegających pomiędzy nimi osadów kompleksu czwartorzędowego. J.E. Mojski przyjmuje podobne założenie co do genezy tej formy (Mojski, 1992). W stosunku do wcześniejszych prac (Makowska, 1978, 1979, 1991; Makowska, Rabek, 1990) kwestionuje on przynależność stratygraficzną szeregu sekwencji osadowych plejstocenu. Szczególnie dotyczy to miąższych na około 200 m (profil Pagórki) ilastych sekwencji osadowych, odniesionych wyłącznie do interglacjału tzw. krastudzkiego (B1–2)². W konkluzji autor ten uważa, że skala różnego typu deformacji glacitektonicznych jest tak duża, że uniemożliwia to właściwe określenie pierwotnej pozycji stratygraficznej występujących tam osadów (Mojski, 1992).

W obszernej pracy z 1999 r. A. Makowska w dużym stopniu zrewidowała swoje wcześniejsze stanowisko w stosunku do pozycji stratygraficznej szeregu ogniw osadowych plejstocenu. Dotyczy to szczególnie sukcesji stratygraficznej osadów z profilu otworu kartograficznego Pagórki (355 m głębokości), kluczowego dla ustalenia stratygrafii plejstocenu rejonu Wzniesienia Elbląskiego (Makowska, Rabek, 1990; Makowska, 1991, 1999, 2008, 2009).

Autorka ta uważa, że poglądy o dominującej roli zaburzeń glacitektonicznych dla całości obrazu struktury Wzniesienia Elbląskiego są nieuzasadnione. Jednak również przyznaje, że procesy glacitektoniczne odegrały ważną rolę, szczególnie w stosunku do zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego, gdzie budowa geologiczna charakteryzuje się obecnością wielu wzajemnie na siebie ponasuwanych łusek. W koncepcji tej autorki budowę wewnętrzną wzniesienia obrazują dwie główne jednostki strukturalne – pierwotny cokół sedymentacyjny, częściowo tylko zaburzony glacitektonicznie, obejmujący około 80% obszaru wysoczyzny oraz znacznie węższa strefa osadów głęboko zaburzonych glacitektonicznie, przylegająca od zachodniej i południowo-zachodniej strony do tego cokołu. Rzeźba podłoża czwartorzędu ma układ blokowy o charakterze wypiętrzeniowo-rowowym (Makowska, 1999).

CEL I ZAŁOŻENIA BADAWCZE

Głównym celem badań było rozpatrzenie czynników, które w sposób zasadniczy przyczyniły się do ukształtowania struktury geologicznej Wzniesienia Elbląskiego. Zagadnienie to było już w przeszłości wielokrotnie poruszane i wśród ważniejszych czynników główną rolę przyznano glacitektonice. Różnie do tej pory interpretowano udział i skalę oddziaływania tego czynnika (Makowska, 1978; 1979; 1999; Makowska, Rabek, 1990; Mojski, 1992; Aber, Ruszczyńska-Szenajch, 1997).

Równoległe z glacitektoniką na kształtowanie budowy geologicznej miała także wpływ neotektoniczna aktywizacja

starych stref uskokowych, wywołana zmianami zwrotu wertykalnego naprężenia skorupy ziemskiej w trakcie transgresji i recesji lądolodów. Można więc założyć, że silny rozwój procesów glacitektonicznych był generowany neotektoniką, będącą z kolei pochodną glaciostatycznego wgięcia, a następnie wypiętrzenia skorupy ziemskiej.

Podstawę do oceny skali i złożoności procesów glacitektonicznych oraz ich powiązania z neotektoniką stanowił nowy przekrój geologiczny, opracowany na potrzeby reambulowanego arkusza Elbląg MGP w skali 1:200 000 (Pikies, Jurys, 2011). Ogólnie jest on zorientowany NW–SE i bie-

² W koncepcji A. Makowskiej (2009) kompleks osadów zlodowaceń północnopolskich (zl. wisły) został podzielony na dwa zlodowacenia – toruńskie (starsze) i wisły (młodsze), które rozdziela interglacjał krastudzki. Zlodowacenie wisły obejmuje stadiał świecia i stadiał leszczyńsko-pomorski, które rozdziela interstadiał grudziądzki.

gnie od Żuław Wiślanych, poprzez Wzniesienie Elbląskie i Równinę Warmińską, aż po północny fragment Pojezierza Iławskiego. W jego konstrukcji ostatecznie wykorzystano osiem profili otworów kartograficzno-badawczych i siedem profili otworów archiwalnych. Litologia i stratygrafia osadów czwartorzędowych bazuje na zrewidowanych ustaleniach A. Makowskiej (1999, 2008, 2009), odniesionych do Wzniesienia Elbląskiego i jego sąsiedztwa.

Drugim, nie mniej ważnym celem tego artykułu jest pokazanie kształtowania się procesów glacialnych w południowo-wschodniej części Bałtyku Centralnego i ich wpływu na paleogeografię i morfogenezę Niżu Polski. Ślady tych procesów są zapisane w ukształtowaniu i budowie

geologicznej subpołudnikowej megadepresji Bałtyku Centralnego, na którą składają się: Głębia Gotlandzka, Głębia Gdańska i rozdzielający je połogi Próg Gotlandzko-Gdański. Obszar Wzniesienia Elbląskiego, leżący u południowego wylotu tej megadepresji, był w pierwszej kolejności narażony na oddziaływanie nasuwających się z tego rejonu lądolodów. Budowę geologiczną południowej części Głębi Gotlandzkiej, leżącej w granicach polskiej strefy ekonomicznej (*Economic Exclusive Zone* – EEZ) obrazuje zorientowany diagonalnie (NW–SE) przekrój geologiczny. Przekrój ten, wcześniej opracowany (Pikies, 2005), został nieco zmieniony i wykorzystany na potrzeby niniejszego artykułu.

UWARUNKOWANIA BUDOWY GEOLOGICZNEJ WZNIESIENIA ELBLĄSKIEGO

Dla struktury geologicznej Wzniesienia Elbląskiego decydujące znaczenie miało czasowe i przestrzenne zróżnicowanie dynamiki lądolodu, a konkretnie siła jego oddziaływania na różne części tego wzniesienia. Wyrazem zróżnicowanej dynamiki lądolodu zlodowacenia wisły była jego strumieniowa struktura (fig. 1). Strumienie te są definiowane jako skanalizowane strefy szybkiego płynięcia lodu w obrębie pokrywy lądolodu i odpowiadają za wyprowadzenie z niego około 90% jego masy (m.in. Kasprzak, 2003; Molewski i in., 2010). Na obszarze Niżu Polski, np. w Wielkopolsce, zakończeniem odnog strumienia odrzańskiego (B^2) są trzy układy lobalne (Kasprzak, 2003; Przybylski, 2008). Również strumień wiślański (B^3) w swojej południowej części jest przestrzennie związany z lobem Wisły (np. Molewski i in., 2010; Roman, 2010; Wysota, Molewski, 2011). Należy jednak podkreślić, że te obserwacje dotyczą strumieni lodowych o podstawie lądowej, np. południowych sektorów plejstocenijskich lądolodów skandynawskich, natomiast nie są znane ze współczesnie zlodowaconych obszarów okołobiegunowych, których strefy marginalne wkraczają na obszar szelfu oceanicznego (np. Boulton i in., 2001; Stokes, Clark, 2001).

Ze szkicu rozmieszczenia głównych strumieni lodowych ostatniego lądolodu skandynawskiego (Punkari, 1997) wynika, że Wzniesienie Elbląskie jest położone w widłach dwóch strumieni – B^3 i B^4 (fig. 1). Należy jednak zdawać sobie sprawę z tego, że szkic ten jest dużym uogólnieniem i pokazuje rozmieszczenie strumieni lodowych w skali całego lądolodu. Podobny obraz rozmieszczenia strumieni, lecz ograniczony tylko do obszaru Niżu Polsko-Niemieckiego, przedstawił W. Morawski (2009). Na jego podstawie można się zorientować, że strumień B^3 funkcjonował na kierunku N–S, natomiast strumień B^4 (mazurski) na kierunku NNW–SSE. Jednak wcześniejsze badania tego autora, dotyczące zachodniego skrzydła lobu mazurskiego (obszar lobu warmińskiego), wskazują na kierunek przemieszczania się mas lodu na linii N–S, a nie NNW–SSE (Morawski, 2005). W związku z tym zasadne staje się pytanie, czy Wzniesienie

Elbląskie było położone w widłach strumieni B^3 i B^4 , czy tylko w polu oddziaływania strumienia B^3 . Z jednej strony peryferyjne położenie wzniesienia w stosunku do strumienia B^4 , a z drugiej – bliskie do głównego kierunku płynięcia strumienia B^3 osi doliny Wisły, skłaniają do wysunięcia hipotezy, że obszar Wzniesienia Elbląskiego był usytuowany tylko w polu zróżnicowanego oddziaływania strumienia B^3 .

Jak wcześniej wspomniano, oddziaływanie strumienia B^3 na obszar Wzniesienia Elbląskiego było przypuszczalnie zróżnicowane, czego efektem były różnorodne deformacje glacitektoniczne tej formy. Wizualizację tego oddziaływania, sugerowany rodzaj deformacji glacitektonicznych oraz skalę i głębokość ich zakorzenienia przedstawia przekrój geologiczny, poprowadzony przez północno-wschodnią część Żuław Wiślanych, centralną część Wzniesienia Elbląskiego, południową część Równiny Warmińskiej i północną część Pojezierza Iławskiego (fig. 2, 3). Warto przypomnieć, że jego konstrukcję oparto na danych uzyskanych z rdzeniowanych wierceń kartograficznych, zinterpretowanych stratygraficznie przez A. Makowską (1991, 1999, 2009). Często stropowe części tych profili dokumentują obecność zaburzeń glacitektonicznych, sięgających do głębokości rzędu 100–150 m (Makowska, 1999). Pozwoliły one także na analizę miąższościową wydzielonych sekwencji litostratygraficznych pod kątem oddziaływania procesów tektonicznych.

Budowę geologiczną zachodniego skłonu wzniesienia cechuje obecność łusek glacitektonicznych z drugorzędnym systemem wąskopromiennych fałdów asymetrycznych. Łuski te są odklute i ponasuwane na siebie, tworząc charakterystyczny system schodowy. W centralnej części Wzniesienia Elbląskiego można spodziewać się obecności kry osadów plejstocenijskich z odwróconą sekwencją stratygraficzną. Na taką sytuację geologiczną wskazuje sekwencja stratygraficzna rozpoznana w profilu Pagórki (otw. 9; fig. 3). W profilu tym na cienkiej serii glin zlodowacenia toruńskiego ($B1^3$) leży miąższy kompleks osadów jeziornych z interglacją krastudzkiego ($B1-2$), na który zostały nasunięte czerwone

³ Przy charakterystyce stratygraficznej osadów zlodowacenia wisły oparto się na podziale stratygraficznym A. Makowskiej (2009), jednak zachowano tradycyjną numerację poziomów glacialnych (Instrukcja SMGP, 2004), tzn. poziom B1 odniesiono do glin zlodowacenia toruńskiego, B2 – do stadiała świecia i B3 – do stadiała górnego/głównego (leszczyńsko-pomorskiego).

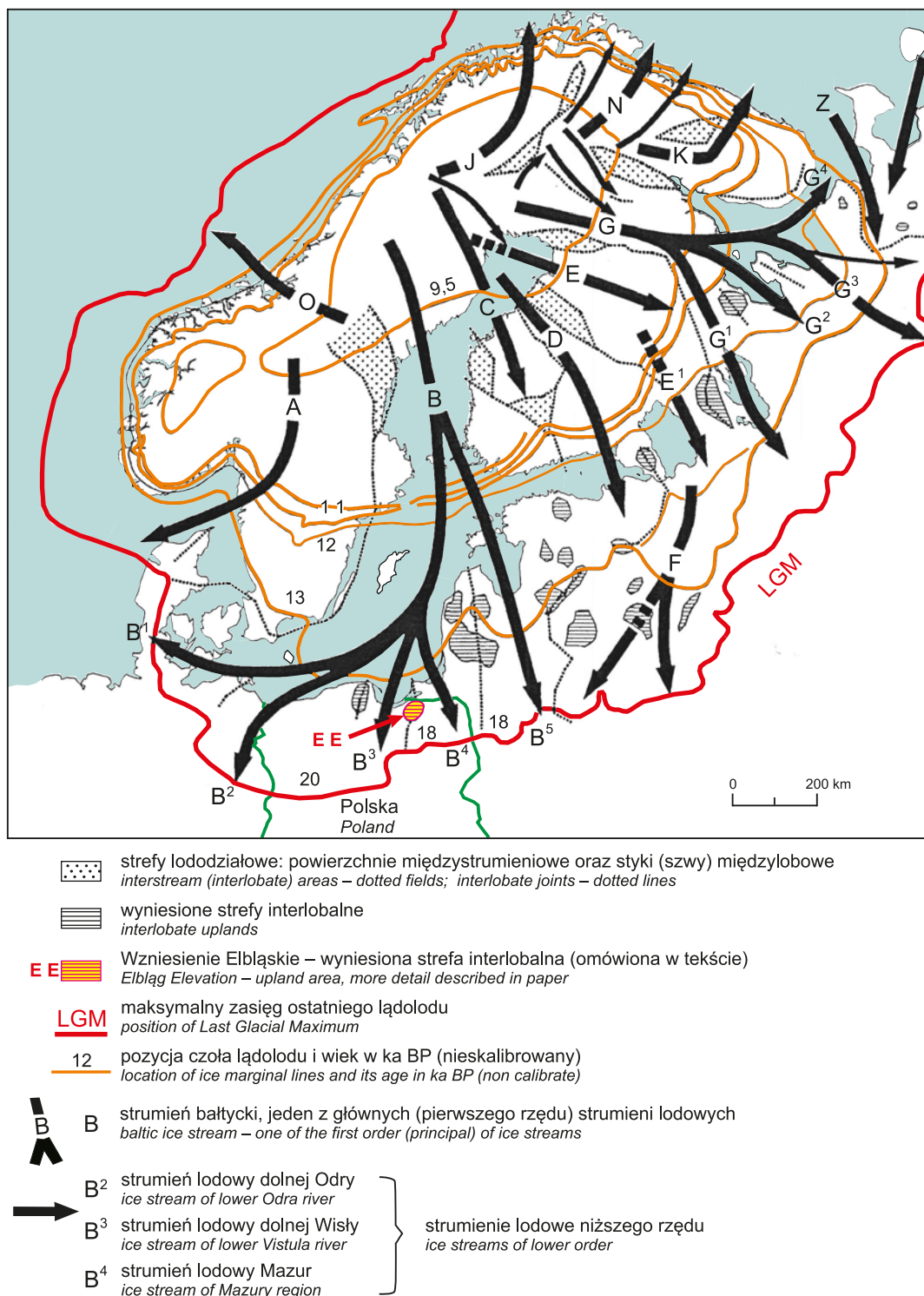


Fig. 1. Strumień lodowy ostatniego lądolodu skandynawskiego (wg Punkariego, 1997)

Distribution of ice streams of the Last Scandinavian Ice Sheet (after Punkari, 1997)

ity limnoperyglacjalne z etapu recesji zlodowacenia toruńskiego (B1) i ily morskie elbląskie powstałe w interglacjale krastudzkim (B1–2) (Makowska, 2009). Wschodni skłon Wzniesienia Elbląskiego jest słabiej zaburzony glaciektonicznie. Zaburzenia te przejawiają się głównie zwiększeniem miąższości deformowanych osadów, co dobrze doku-

mentuje profil w Majewie (otw. 11) oraz inne płytkie profile archiwalne, nie zaznaczone na tym przekroju. Należy też podkreślić ciągłość sekwencji osadowych, budujących ten skłon. O słabszym oddziaływaniu glaciekttoniki świadczy także obecność poziomu glin zwałowych – B2(gz), odniesionych do stadiau środkowego (świecica) zlodowacenia

wisły (fig. 3). Gliny te ze zbocza wschodniego zostały prawie całkowicie usunięte.

Trudnym do wyjaśnienia problemem jest bardzo duża miąższość osadów odniesionych do okresu anaglacjalnego zlodowacenia toruńskiego – B1(fd) oraz do osadów interglacjału krastudzkiego – B1–2(j). Wydaje się, że bez przyjęcia czynnika glacitektonicznego, który przy deformacji spowodował wzrost miąższości wspomnianych serii osadowych, nie można tej sytuacji wyjaśnić. Czynnikiem ułatwiającym ich deformację była litologia. Serie te budują osady mulisto-

ilaste oraz piaski drobnoziarniste, podatne na plastyczne odkształcenia. Predyspozycje litologiczne uzasadniają również duże miąższości serii czerwonych ilów limnoperyglacjalnych, zamykających profil osadów zlodowaceń środkowopolskich – W(b)2.

Widoczna jest dobra przestrzenna korelacja pomiędzy strefą najsilniejszych deformacji glacitektonicznych a budową blokową podłoża czwartorzędu (fig. 3). Zagadnienie to i wynikające z niego implikacje zostaną szerzej omówione w dalszej części tekstu.

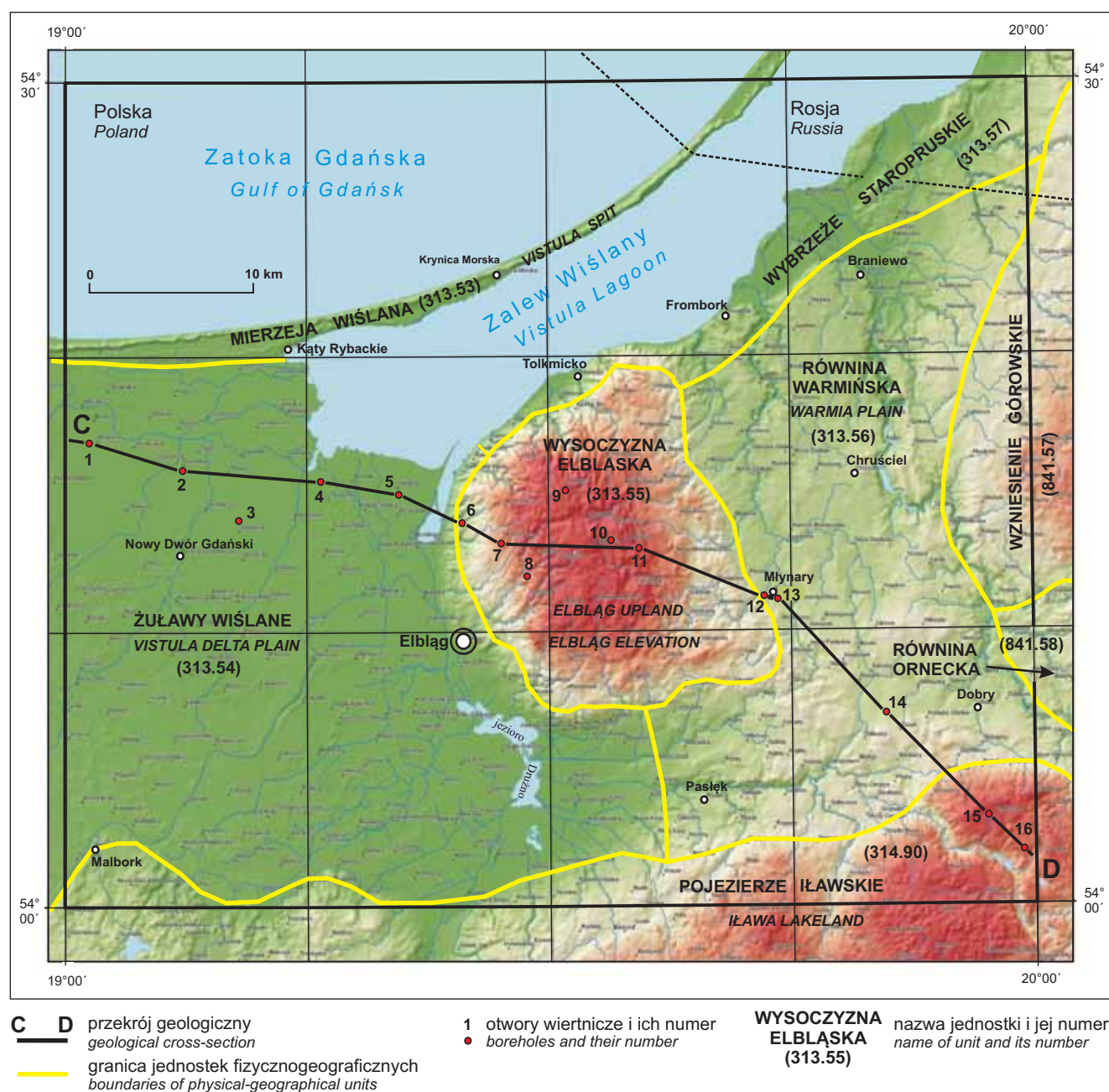


Fig. 2. Jednostki fizycznogeograficzne Polski w obrębie lądowego obszaru badawczego (I) (wg Kondrackiego, 1998)

Physical-geographical units of Poland in mainland study area (I) (after Kondracki, 1998)

Budowa geologiczna centralnej części Wzniesienia Elbląskiego wskazuje na obecność dwóch etapów zaburzeń glacitektonicznych (fig. 3). Starszy etap, obrazowany znacznym zwiększeniem miąższości czerwonych ilów z recesji zlodowaceń środkowopolskich – W(b)2, anaglacjalnych osadów piaszczysto-mułkowych z transgresji zlodowacenia toruńskiego – B1(fd), jeziornych osadów mulisto-ilastych z interglacjału krastudzkiego – B1–2(j) oraz obecnością wspomnianej już kry morskich ilów elbląskich – B1–2(ms), należy przypuszczalnie powiązać z oddziaływaniem lądolodu stadiału świecia (B2), którego obecność zapisała się na wschodnim skłonie wzniesienia. Wspomniane, miąższe kompleksy osadowe są rozdzielone cienkimi poziomami odniesionymi do interglacjału eemskiego i cienką serią glin zwałowych zlodowacenia toruńskiego (B1). Ponieważ geometria przestrzenna osadów eemskich i poziomu morenowego (B1) dobrze współgra z geometrią otaczających je miąższych serii osadowych, można ostrożnie przypuszczać, że udział tego poziomu morenowego w procesie deformacji tych serii był jedynie bierny.

Należy też wziąć pod uwagę fakt, że stratygrafia miąższej serii czerwonych ilów, znajdujących się w stropie profilu zlodowaceń środkowopolskich, nie jest do końca ustalona. Występujące w niej liczne piaszczyste przewarstwienia sugerują rozdzielność stratygraficzną tej serii. Być może dolną jej część należy odnieść do zlodowacenia odry, a górną do zlodowacenia warty. Obserwowane w takim kontekście duże miąższości tej serii miałyby więc częściowo wytłumaczenie sedymentacyjne. Jednak pogrubione miąższości jej górnej części, zaobserwowane na zachodnim skłonie wzniesienia w rejonie Jagodnika (otw. 6; fig. 3), są najprawdopodobniej efektem deformacji glacitektonicznych. Innym czynnikiem, który należy wziąć pod uwagę jest uwarunkowanie depozycyjno-tektoniczne miąższości serii osadów limnoperiglacialnych, rzeczno-deltowych i jeziornych. Wspomniane osady formowały się u schyłku okresów glacialnych lub w okresach interglacialnych, w przybrzeżnomorskich depresjach. W okresach interglacialnych na obniżenia te okresowo wkraçało morze, co było wynikiem ich subsydencji (Makowska, 1999, 2009). Takie uwarunkowania też mogły wpływać na duże pierwotne miąższości formowanych osadów, które zachowały się jedynie w rejonie Wzniesienia Elbląskiego. Z obszaru Żuław Wiślanych osady te w młodszym vistulianie zostały egzaracyjnie usunięte (Makowska, 2009).

Impulsem do rozwoju deformacji glacitektonicznych mogła być labilność tektoniczna podłoża czwartorzędu, które w rejonie Wzniesienia Elbląskiego ma charakter blokowy. Przestrzennie strefa najsilniejszych deformacji jest położona ponad dużym subpołudnikowym uskokiem, oddzielającym rejon Wzniesienia Elbląskiego od Żuław Wiślanych (fig. 3, 4). Taki impuls mógł się pojawić w związku z nadciągającym lądolodem, którego trasa była predysponowana reliefem jego przedpola. Relief ten w rejonie Żuław i Doliny Dolnej Wisły był korzystny od czasów interglacjału eemskiego, kiedy to na tym obszarze funkcjonowała zatoka morska, wcinająca się daleko ku południowi w obszar lądu. Rozrastający

się w dawnej poeemskiej zatoce lądolód w krótkim czasie zbliżył się obocznie do północnego odcinka dużego, subpołudnikowego uskoku Iława–Elbląg. Warto przypomnieć, że uskoki ten posiada najprawdopodobniej stare, waryscyjskie założenia (Pozaryski, Karnkowski, 1992). Narastające, asymetryczne obciążenie lądolodem spowodowało prawdopodobnie ugięcie się jego podłoża po zachodniej stronie dyslokacji, co zainicjowało rozwój deformacji glacitektonicznych. Najłatwiej przyjąć tutaj model deformacji statyczno-kinetycznych, wynikający ze wzrostu obciążeń. Zakłada on występowanie zjawiska ścinania wzdłuż wklęsłej cylindrycznej powierzchni pod działaniem obciążenia pionowego (Rotnicki, 1976). Głównym efektem tego typu deformacji jest powstanie wyraźnej, pasowej strefy struktur łuskowych. Wydaje się, że zapoczątkowany w ten sposób proces zaburzeń glacitektonicznych mógł być w miarę rozrostu lądolodu kontynuowany dalej na podstawie koncepcji glacitektoniki krawędziowej (Dadlez, Jaroszewski, 1994). W ten sposób powstała inicjalna forma Wzniesienia Elbląskiego. Skala zaburzeń glacitektonicznych związanych z lądolodem stadiału świecia (B2) musiała być znaczna, skoro pozostała po niej kra glacialna w części wierzchowinowej elewacji (otw. 9; fig. 3).

Opisany cykl deformacji glacitektonicznych powtórzył się po raz drugi podczas nasunięcia lądolodu stadiału górnego (B3) zlodowacenia wisły. Jego ślady zapisały się pełniej w budowie geologicznej Wzniesienia Elbląskiego w porównaniu z wcześniejszym cyklem. Rozrastający się szybko ku południowi lądolód, natrafił niebawem na boczny opór w postaci paleoskłonu wzniesienia. Naciski skierowane początkowo tylko ku południowi, po dotarciu w rejon skłonu musiały częściowo przeobrazić się w składową prostopadłą lub ukośną do głównego kierunku awansu. Silne naciski od strony Żuław spowodowały rozległe deformacje zachodniej i północno-zachodniej części Wzniesienia Elbląskiego. W początkowym etapie napływu lądolodu, w warunkach silnej kompresji poziomej skierowanej ku wschodowi, następowało skrócenie fałdowe ściskanych przez lądolód osadów. W wyniku ciągłego dopływu mas lodu i narastania grubości lądolodu wzrastała rola składowej pionowej siły kompresji. Oprócz poprzedniego czynnika, znaczącą rolę zaczęły odgrywać odkłucia i złuskowania. Sfałdowane osady zostały oderwane od podłoża i sukcesywnie ponasuwane na siebie, w miarę narastania siły kompresji i grubości lądolodu. Procesy deformacji i odkształceń zbrocza zachodniego były tak silne, że nie zachowały się ślady po wcześniejszym etapie deformacji. Oddziaływanie lądolodu od strony wschodniej wzniesienia było słabsze, co zaznaczyło się mniejszą skalą odkształceń glacitektonicznych, głównie typu fałdowego, bez przerywania ciągłości warstw. Zachowały się również ślady odkształceń z poprzedniego etapu deformacji (fig. 3).

Przebieg deformacji glacitektonicznych w rejonie Wzniesienia Elbląskiego wskazuje, że zaczęły się one w stadiał świecia (B2), a ich największe nasilenie zaznaczyło się w czasie transgresji stadiału leszczyńsko-pomorskiego (B3),

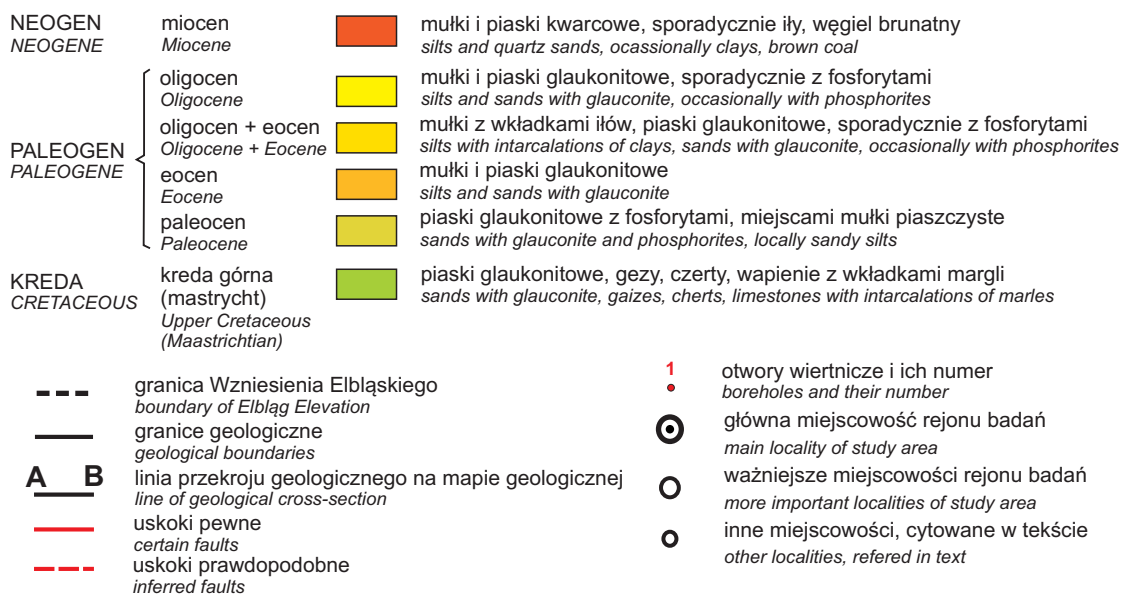


Fig. 4. Budowa geologiczna podłoża czwartorzędu w rejonie Wzniesienia Elbląskiego i w jego sąsiedztwie

Geology of the Quaternary basement in the Elbląg Elevation and adjacent areas

co odpowiada wcześniejszym spostrzeżeniom A. Makowskiej (1999).

Podczas omawiania chronologii procesów neotektonicznych i glacitektonicznych należy zadać sobie pytania: Dlaczego dopiero w stadiale środkowym i górnym zlodowacenia wisły doszło na masową skalę do zaburzeń glacitektonicznych? Dlaczego przestała oddziaływać tektonika dysjunktywna?

Wiadome jest, że obszar wzniesienia od przełomu kredy górnej i paleogenu aż po okres starszego plejstocenu podlegał słabej tektonice blokowej. Była ona pochodną ruchów laramijskich i młodoalpejskich, zachodzących w strefie wału kujawsko-pomorskiego i niecki pomorskiej. Zapoczątkowały je inwersyjne ruchy wypiętrzające na obszarze wału i ruchy obniżające w niecce pomorskiej (Marek, 1997; Makowska, 2009). Efektem powstałych wówczas naprężeń mogły być spękania podłoża czwartorzędu, które w swoim głównym schemacie przypuszczalnie nawiązywały do starszych struktur waryscyjskich (Makowska, 1999). Autorka ta na podstawie wcześniejszych danych (Pożaryski, Karnkowski, 1992) oraz na podstawie własnych obserwacji w rejonie Wzniesienia Elbląskiego wydzieliła następujące jednostki tektoniczne: rów Tolkmicko–Młynary, wypiętrzenie Wilkowa (Wilkowa–Jagodnika) oraz równinę Krasnego Lasu (Makowska, 1999).

Jak wspomniano, przebieg stref uskokowych w dużym stopniu nawiązuje do głębokich uskoków, przedstawionych na mapie tektonicznej Polski w epoce waryscyjskiej (Pożaryski, Karnkowski, 1992). Przykładem może być uskok biegnący z Elbląga ku południowemu wschodowi, w kierunku Pasłęka. Uskok ten stanowi przedłużenie uskoku Morąg–Pasłęk i stanowi południowo-zachodnią granicę wypiętrzenia Wilkowo–Jagodnik. Bardzo wyraźnie w rzeźbie podłoża czwartorzędu zaznacza się duży uskok o przebiegu N–S, oddzielający Wysoczyznę Elbląską od Żuław Wiślanych. Uskok ten jest północnym fragmentem dużej strefy tektonicznej, ciągnącej się od Hawy w kierunku Elbląga i skracającej dalej ku północy, wzdłuż zachodniego skłonu Wzniesienia Elbląskiego (fig. 4). Wstępne rozpoznanie stref tektonicznych Wzniesienia Elbląskiego wskazuje na obecność dwóch głównych kierunków: południkowego (N–S) i diagonalnego (NW–SE).

Analiza stosunków miąższościowych osadów paleocenu, ich znaczna miąższość w rowie Tolkmicko–Młynary (otw. 12, Młynary, fig. 3), wskazuje na okres aktywności tektonicznej na przełomie paleocenu i eocenu (Pikies, Jurys, 2011). Ogólnie jest to zgodne z czasem ostatecznego zakończenia inwersji bruzdy środkowopolskiej na obrzeżu platformy wschodnioeuropejskiej (Marek, 1997).

Z kolei najsilniejsze przejawy tektoniki dysjunktywnej w plejstocenie miały miejsce podczas zlodowaceń południowopolskich, co zaznaczyło się w budowie geologicznej środkowej i północno-wschodniej części Wzniesienia Elbląskie-

go (fig. 3). Podłoże czwartorzędu we wspomnianym rejonie ma charakter blokowy, z silnie obniżoną częścią wschodnią i podniesioną częścią zachodnią. Wpływ neotektoniki na wykształcenie plejstocenu manifestuje się silnym wzrostem miąższości glin zwałowych zlodowacenia sanu 1 w części obniżonej (otw. 11, Majewo) i redukcją miąższości w części podniesionej (otw. 6 i 7, Jagodna i Krasny Las) (fig. 3). Duże miąższości glin zlodowacenia sanu 1 w profilu otworu Majewo 11 zostały przez A. Makowską (1999) powiązane z obniżaniem się rowu Tolkmicko–Młynary, podczas transgresji lądolodu tego zlodowacenia. Prawdopodobnie przyczyną wymienionych procesów była aktywizacja uskoku o orientacji NW–SE, przebiegającego w rejonie miejscowości Łęcze–Jagodnik–Dawidy (fig. 4). Według A. Makowskiej (2009) ruchy neotektoniczne w rejonie Dolnego Powiśla wygasły ostatecznie w końcowej części interglacjału eemskiego (po jego optimum klimatycznym). Wzniesienie Elbląskie, położone w najbliższym sąsiedztwie Dolnego Powiśla, też było objęte tym procesem.

Wydaje się, że odpowiedzi na postawione wcześniej pytania, dotyczące przyczyn i czasu rozwoju deformacji glacitektonicznych w rejonie Wzniesienia Elbląskiego, można szukać w zmianie reżimu pola naprężeń tektonicznych. Można przypuszczać, że po okresie interglacjału eemskiego reżim ten uległ zmianie. Mogło to spowodować, że reżim kompresyjny, ściskający dotąd sztywno górotwór, znacznie osłabł, co pozwoliło na płynne, łagodne ugięcie podłoża pod naciskiem lądolodu, a w dalszej kolejności umożliwiło powstanie linearnej strefy zaburzeń glacitektonicznych, powiązanej przestrzennie z uskokiem ograniczającym od zachodu obszar Wzniesienia Elbląskiego. Jest to oczywiście hipoteza badawcza, która wymaga dalszych badań dotyczących uwarunkowań neotektonicznych Wzniesienia Elbląskiego w kontekście paleogeografii szerszego obszaru, obejmującego wał kujawsko-pomorski, nieckę brzezną i przylegający doń od północnego wschodu obszar.

Na koniec rozważań dotyczących uwarunkowań budowy geologicznej Wzniesienia Elbląskiego warto przypomnieć jedno bardzo istotne zastrzeżenie. Przedstawiony powyżej obraz rozwoju budowy geologicznej i morfogenezy tego wzniesienia oparto na analizie przekroju geologicznego, bazującego na opisanych we wstępie wierceniach, dlatego należy przyjąć, że przekrój ten pokazuje styl deformacji glacitektonicznych oraz ich zasięg przestrzenny w sposób uproszczony. Bez badań sejsmicznych czy elektrooporowych rzeczywisty obraz tych zaburzeń, jak też głębokość ich zakorzenienia nie będą znane. Również geometria powierzchni nieciągłości glacitektonicznej, po której łuski zostały odklute i ponasuwane, została odzwierciedlona w sposób schematyczny. To samo dotyczy także liczby łusek (fig. 3). Na tego typu zawilności metodologiczne i interpretacyjne w stosunku do złożoności i skali deformacji glacitektonicznych zwrócił już uwagę K. Rotnicki (1988).

DYNAMIKA ZŁODOWACENIA WISŁY W ŚWIETLE UKSZTAŁTOWANIA I BUDOWY GEOLOGICZNEJ DNA WSCHODNIEJ CZĘŚCI BAŁTYKU CENTRALNEGO

Zagadnienie morfogenezy i budowy geologicznej Wzniesienia Elbląskiego należy rozważać łącznie z jego północnym przedpołem, którym obecnie jest dno wschodniej i południowo-wschodniej części Bałtyku Centralnego, zwanego również Bałtykiem Właściwym (*Baltic Central – Baltic Proper*). Napływ mas lodowych podczas ostatniego zlodowacenia na obszar Niżu Środkowoeuropejskiego był asynchroniczny i odbywał się poprzez strumienie lodowe (Punkari, 1997; Boulton i in., 2001; Houmark-Nielsen, Kjær, 2003; Marks, 2005; Wysota, Molewski, 2011). Niż Środkowoeuropejski, w tym Niż Polski, znajdował się wówczas w strefie peryferyjnej południowego sektora lądolodu skandynawskiego (fig. 1, 5).

Duży wpływ na regionalne zróżnicowanie dynamiki strumieni lodowych (ich wielkości, prędkości ruchu i czasu napływu), oprócz wielkości zasilania w strefie alimentacyjnej lądolodu, miała topografia jego przedpoła oraz zróżnicowanie budowy geologicznej previstuliańskiego podłoża. Szczególnie istotna była litologia osadów, na które nasuwał się lądolód. Ruch lądolodu ułatwiają osady drobnodyspersyjne o dużej pojemności wodnej, gdyż generują wysokie ciśnienie hydrostatyczne, zmniejszające tarcie i ułatwiające ślizg denny (Kleman, Glasser, 2007; Jania, 2008). W obrębie osadów bardziej grubookruchowych efektywne ciśnienie hydrostatyczne jest niskie, co utrudnia procesy ścinania na kontakcie lód/podłoże. Ruch lądolodu jest więc wolniejszy (Kasprzak, 2003).

Dla prawie całego obszaru Bałtyku Centralnego, z wyjątkiem części płytkowodnej przylegającej do ładu, podłoże previstuliańskie jest obecnie tożsame z podłożem czwartorzędu. Jednak przed transgresją ostatniego lądolodu było ono prawdopodobnie jeszcze przykryte cienką serią osadów glacialnych, powstałych podczas zaniku poprzedniego zlodowacenia. Podczas transgresji ostatniego lądolodu zostały one usunięte. Wątek genezy tych osadów i ich wykształcenie zostaną poruszone w dalszej części tekstu.

Na przebieg zdarzeń glacialnych na Niżu Polski w trakcie ostatniego zlodowacenia decydujący wpływ miał najdłuższy tzw. bałtycki strumień lodowy „B”, zasilający strumienie drugorzędne na Niżu Środkowoeuropejskim (Wysota, Molewski, 2007). Strefa jego aktywności rozpoczynała się na przedpołu Gór Skandynawskich w środkowej Szwecji i poprzez depresję Morza Botnickiego (południowa część Zatoki Botnickiej) ciągnęła się aż do obszaru Niżu Środkowoeuropejskiego, poprzez terytorium Danii, Niemiec i Polski (fig. 1). W części wschodniej i południowo-wschodniej Bałtyku Centralnego morfologicznym efektem tego strumienia jest duża subpołudnikowa depresja Głębi Gotlandzkiej i Głębi Gdańskiej, rozdzielona połączonym spływem Progu Gotlandzko-Gdańskiego (fig. 5). W części środkowej i południowej Głębi Gotlandzkiej zaznaczają się dwa równoległe, wydłużone przegłębienia o rynnowym pokroju. Określane są one jako depresja zachodnio- i wschodniogotlandzka (fig. 5). Rynnę zachodniogotlandzką budują osady dewonu środ-

kowego. Rynnę wschodniogotlandzką budują nieco młodsze osady tego oddziału (Gelumbaускаite, Grigelis, 1997). Wschodnie skłony obu rynien są ukształtowane schodowo, na podobieństwo progów strukturalno-odpornościowych (klintów) (Gelumbaускаite, Grigelis, 1997). W południowym zakończeniu Głębi Gotlandzkiej (położonym na obszarze polskiej strefy ekonomicznej) znajduje się już tylko przedłużenie depresji wschodniogotlandzkiej, gdyż depresja zachodniogotlandzka na szerokości Ławicy Hoburg (*Hoburgs Bank*) i Północnej Ławicy Środkowej (*Northern Middle Bank*) uległa wyklinowaniu (fig. 5).

Południowe zakończenie Głębi Gotlandzkiej, a szczególnie Próg Gotlandzko-Gdański, były w plejstocenie rejonem, w którym zdecydowanie dominowały procesy lodowcowej erozji nad lodowcową akumulacją. Wskazuje na to znikoma miąższość osadów plejstocenu, która w płytszych rejonach Progu Gotlandzko-Gdańskiego waha się od 2 do 4 m. Na osadach podłoża czwartorzędu (osady przydolu, franu i cenomanu) (fig. 6) spoczywa tutaj jeden cienki pokład subakwalnych glin morenowych o charakterystycznym falistym reliefie (Pikies, 2005). Powstanie tego poziomu morenowego wiąże się czasowo ze stosunkowo późnym etapem deglacjacji Bałtyku Centralnego (12,7–12,6 ka BP), kiedy to m.in. w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego oraz na zboczach Rynny Słupskiej i Południowej Ławicy Środkowej, dochodziło do wytapiania się rozległych pól martwego lodu (Uściłowicz, 1996). Proces ten zachodził w środowisku wodnym tzw. bałtyckiego jeziora lodowego. Zachodziły wówczas złożone procesy sedymentacyjne. Oprócz frakcji ilastej typowej dla środowiska zastoiskowego do zbiornika wodnego dostawał się grubszy materiał na drodze spływów grawitacyjnych z topniejących brył lodowych lub wręcz z pływających gór lodowych (Uściłowicz, 1996).

Warto zauważyć, że podobnie wykształcona warstwa utworów morenowych najprawdopodobniej przykrywała w tym miejscu strop podłoża czwartorzędu, również w przededniu transgresji górnovistuliańskiego lądolodu.

Na podstawie powyższych danych można stwierdzić, że rejon południowego zakończenia Głębi Gotlandzkiej oraz Progu Gotlandzko-Gdańskiego stanowił w plejstocenie strefę tranzytową, po której przemieszczały się nasunięcia kolejnych lądolodów. Ślady tego przemieszczania zapisały się w charakterze rzeźby podłoża czwartorzędu omawianego rejonu (fig. 7). W południowym zakończeniu Głębi Gotlandzkiej wskazuje na to klinowate wyźłobienie egzarycyjne, spływające się w kierunku południowym. W rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego efektem egzarycji jest kilka połączonych, wydłużonych elewacji podłoża, którym od strony wschodniej towarzyszy łagodna depresja. Przykładem bardziej linearnego złożenia może być z kolei ciąg kilku niewielkich przegłębień, występujących u podstawy południowo-wschodniego skłonu Południowej Ławicy Środkowej. Ukierunkowane są one od NE ku SW w kierunku Rynny Słupskiej (fig. 7). Samo obniżenie Rynny Słupskiej

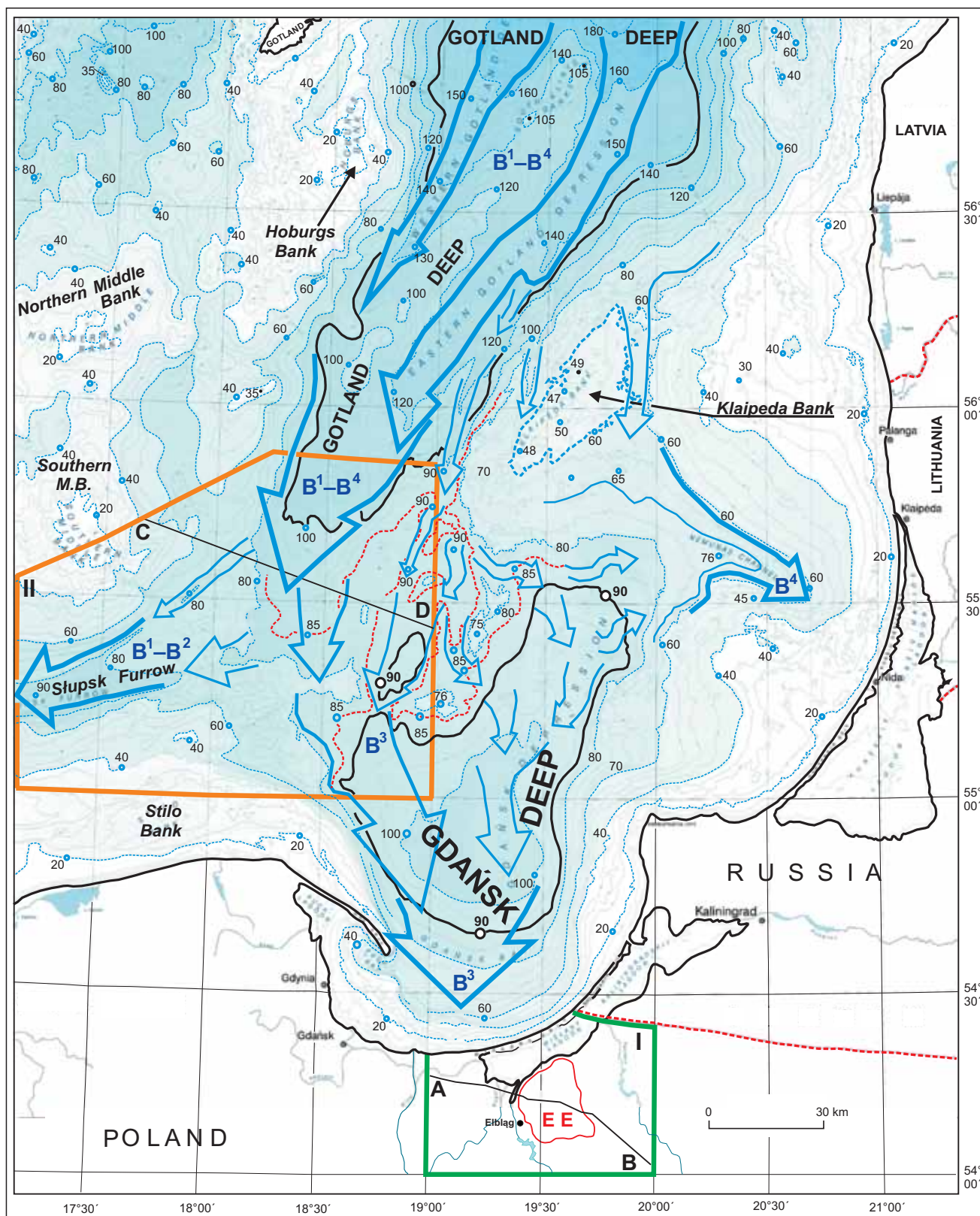
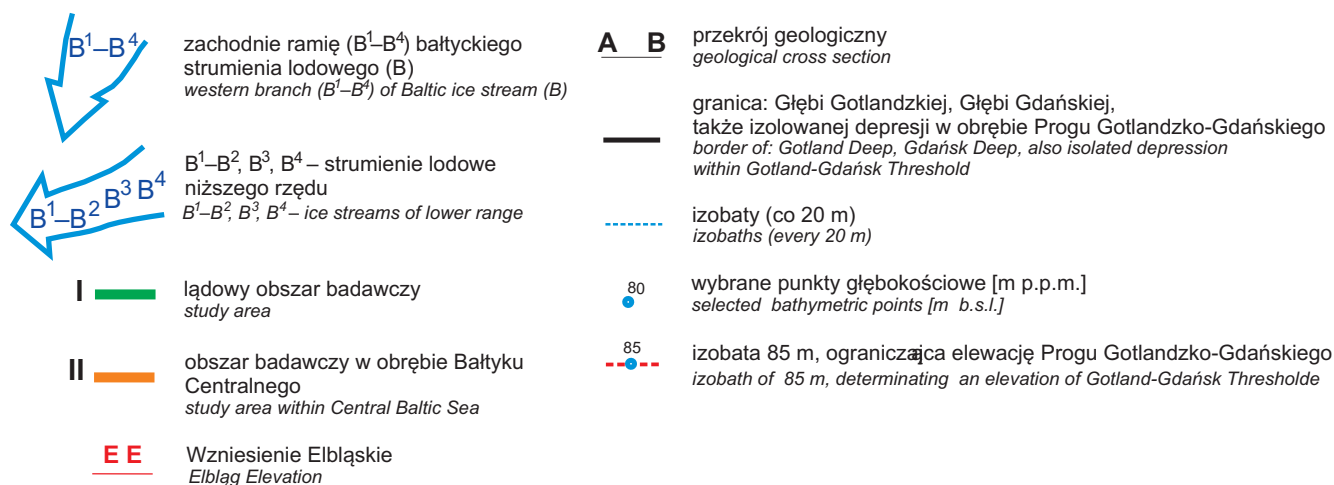


Fig. 5. Struktura głównego (zachodniego) odgałęzienia bałtyckiego strumienia lodowego (B¹-B⁴) w południowo-wschodniej części Bałtyku Centralnego

Barymetria Bałtyku Centralnego – Gelumauskaite, 1997

The structure of the main (western) branch of the Baltic ice stream (B¹-B⁴) in the south-eastern part of the Central Baltic area
 Bathymetry of the Central Baltic area – Gelumauskaite, 1997

Objaśnienia do figury 5 Explanations to Figure 5



ma natomiast charakter dość szerokiego żłobu egzaracyjnego. Masy lądolodu, które oddzieliły się od głównego bałtyckiego strumienia silniej egzarowały u podnóża południowego zbocza rynny (we wschodniej jej części), na co wskazują obecność w tym miejscu wydłużonego przegłębienia podłoża oraz asymetria formy (fig. 7).

Z innych rejonów objętych plejstoceniowymi zlodowaczeniami są znane podobne formy, lecz rozwinięte na znacznie większą skalę. Symptomatycznym przykładem może być tutaj rozległa dolina żłobowa tzw. Kanału Norweskiego (*Den Norske Renne*), towarzysząca od strony południowej, południowo-zachodniej i zachodniej wybrzeżom Norwegii, poczynając od rowu Skagerrak (700 m głębokości), aż po jego wylot na krawędzi szelfu kontynentalnego (400 m głębokości), zlokalizowany około 200 km na zachód od miejscowości Alesund w zachodniej Norwegii (Sejrup i in., 2003). Podobną formę i genezę, związaną z oddziaływaniem rozległego strumienia lodowego, ma duża rynna Wyspy Niedźwiedziej (*Bjornøyrenna*), usytuowana w południowo-zachodniej części szelfu Morza Barentsa (Winsborrow i in., 2010). Jej powstanie było związane z wyprowadzaniem mas lodowych z czasów lądolodu Morza Barentsa, stanowiącego północno-wschodnie przedłużenie lądolodu skandynawskiego. Podobne formy związane z oddziaływaniem licznych strumieni lodowych były formowane w obrębie lądolodu laurentyjskiego na szelfie kontynentalnym, obrzeżającym od północnego-wschodu Wyspę Baffina (Margold i in., 2015).

Wracając do znikomych miąższości osadów plejstocenu i holocenu w południowym zakończeniu Głębi Gotlandzkiej i na Progu Gotlandzko-Gdańskim należy zauważyć, że konsekwencją tego jest duże podobieństwo obrazu batymetrycznego dna i rzeźby powierzchni podczwartorzędowej (fig. 5, 7). W rejonie wspomnianego progu (ukierunkowanego NE-SW) nastąpiła dywergencja głównej odnogi strumienia bałtyckiego „B” na mniejsze strumienie lodowe (Pikies, 2005). Sądząc z ukształtowania obniżenia egzaracyjnego południowej części Głębi Gotlandzkiej (fig. 7), znaczna część masy lodu skierowała się ku południowemu zachodowi, a potem

poprzez Rynnę Słupską ku zachodowi do Basenu Bornholmskiego (strumień B¹-B²). Dalsza ekspansja tego odgałęzienia postępowała w kierunku południowo-zachodnim, ku dolnej Odrze (strumień B²), a nieco później ku zachodowi, w kierunku Zatoki Kilońskiej i cieśniny Mały Bełt (strumień B¹), co było efektem recesji lądolodu z obszaru Morza Północnego (Lagerlund, Houmark-Nielsen, 1993; Boulton i in., 2001).

W tym samym czasie w kierunku południowo-wschodnim i południowym poprzez Próg Gotlandzko-Gdański (SW część) i Głębię Gdańską zmierzała główna odnoga strumienia bałtyckiego, tworząc dalej w rejonie Zatoki Gdańskiej i Żuław Wiślanych strumień lodowy dolnej Wisły (B³). Jednak rozprzestrzenianie się wschodniego skrzydła tego strumienia było w jego inicjalnej części silnie uwarunkowane obecnością dużego obniżenia Głębi Gdańskiej, mocno rozbudowanego ku północnemu-wschodowi. Kiedy więc czoło strumienia posuwało się szybko ku południowi, jego boczne odnogi zapełniały stopniowo środkową i północno-wschodnią część depresji Głębi Gdańskiej (fig. 5).

Północno-wschodnia część tej głębi znajdowała się w „cieniu” elewacji Ławicy Kłajpedzkiej, stanowiącej zwieńczenie północno-wschodniej części Progu Gotlandzko-Gdańskiego (fig. 5). Najpłytsza część tej ławicy jest położona na wysokości 47–49 m p.p.m. Podłoże czwartorzędu budują tutaj utwory franu (Gerok i in., 2014), a ich strop jest położony niewiele głębiej niż dno morskie – na wysokości około 60 m p.p.m. (Gelumbauskaite, Grigelis, 1997). Założenia elewacji Ławicy Kłajpedzkiej są tektoniczne i korelują z wyniesieniem tektonicznym Kłajpeda-Lipawa (Gelumbauskaite, Grigelis, 1997).

Z powyższej charakterystyki jasno wynika, że struktura zrębu tektonicznego Kłajpeda-Lipawa wraz z jej zachodnim zwieńczeniem – Ławicą Kłajpedzką, w początkowym etapie transgresji lądolodu mocno ryglowała jego napływ do północno-wschodniego odgałęzienia Głębi Gdańskiej (fig. 5).

Proces napływu masy lodu do północno-wschodniej odnogi Głębi Gdańskiej był w miarę spokojny, aż do momentu,

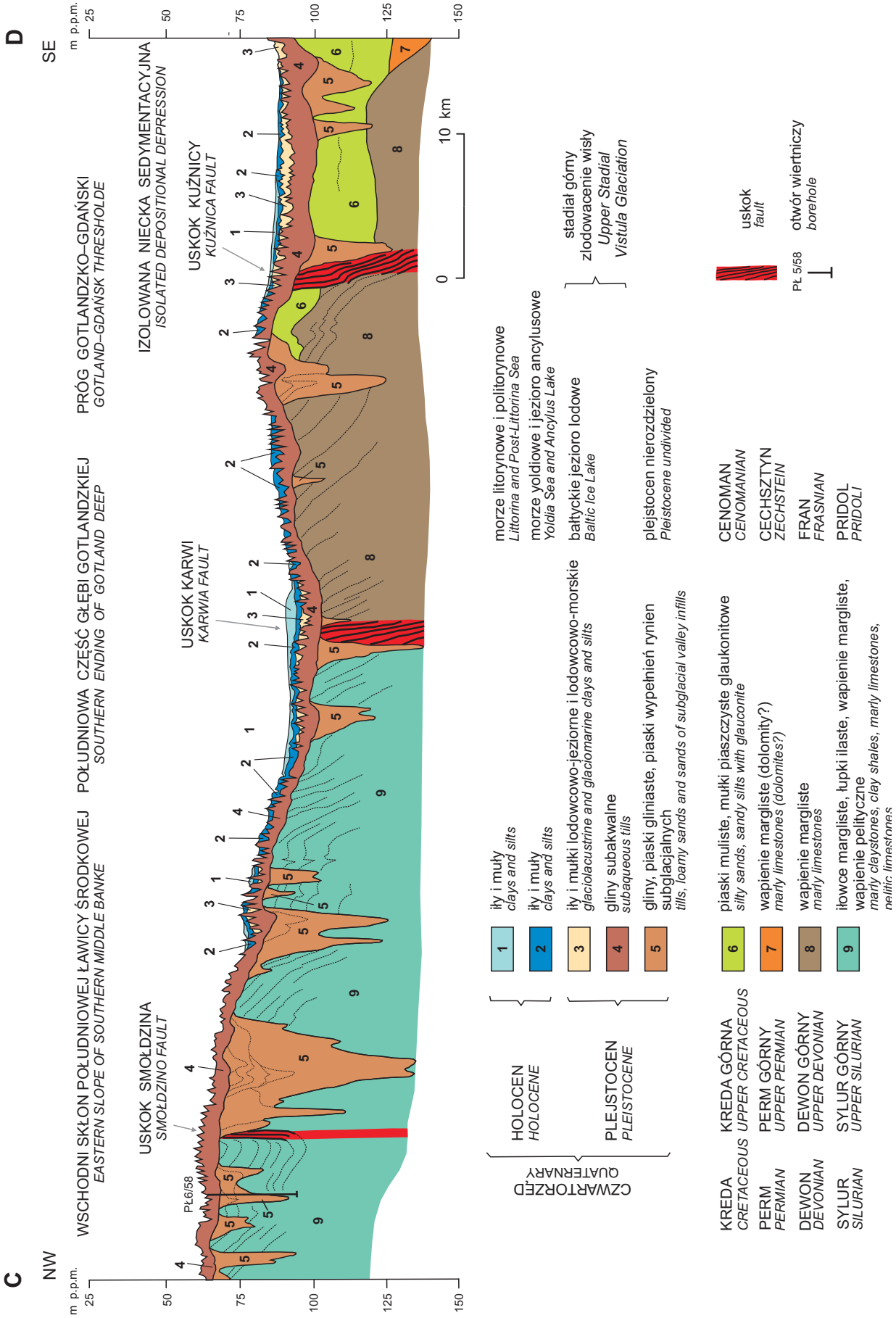


Fig. 6. Przekrój geologiczny C-D przez morski obszar badawczy (II) (Pikies, 2005, zmienił)

Geological cross-section C-D across the marine study area (II) (Pikies, 2005, modified)

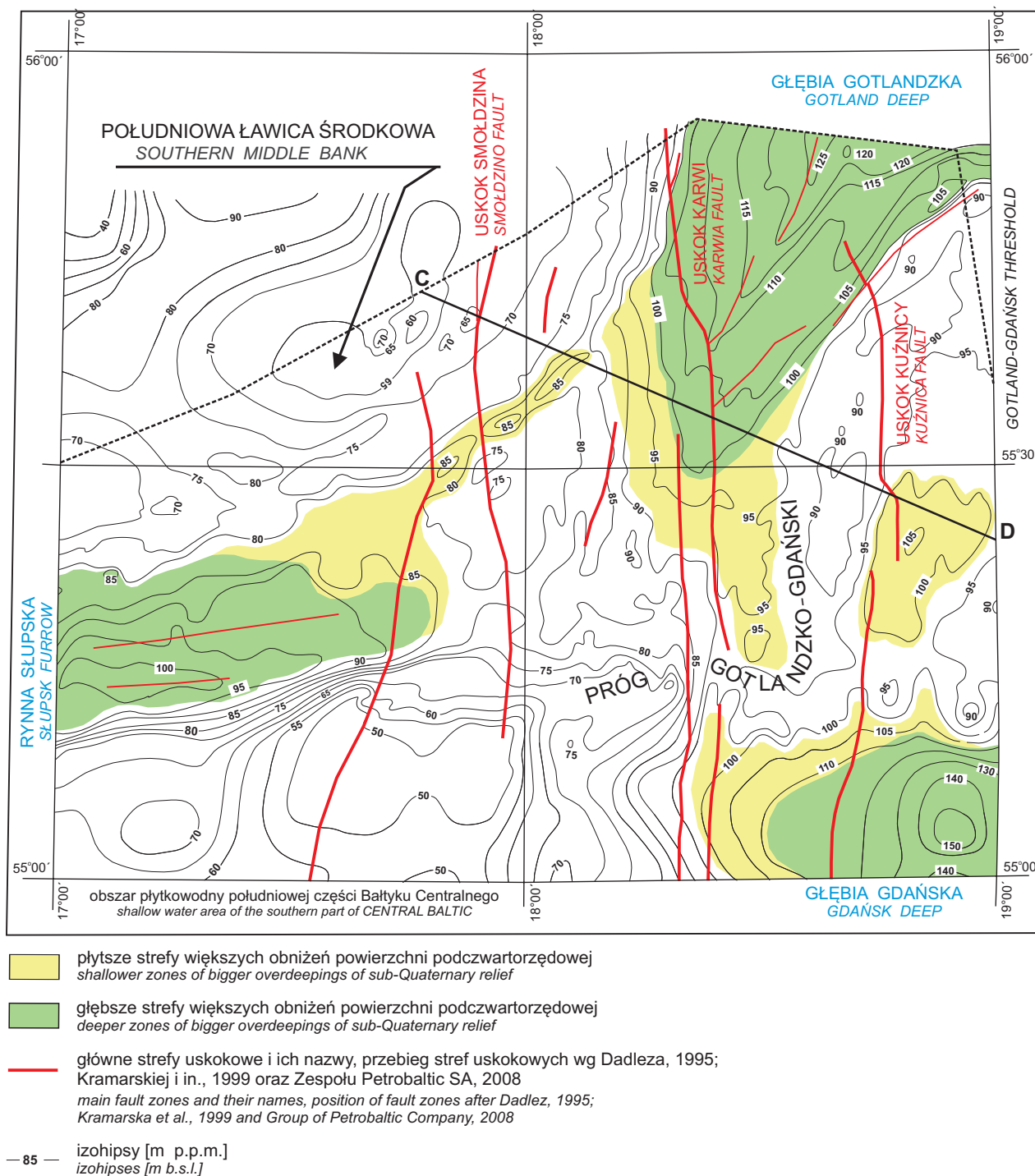


Fig. 7. Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej typu egzaracyjnego (bez dolin subglacialnych) w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego i w południowej części Głębi Gotlandzkiej

Sub-Quaternary relief of exarative type (without subglacial valleys) in the Gotland-Gdańsk Threshold and the southern part of the Gotland Deep

w którym powierzchnia lądolodu w tej części głębi nie osiągnęła wysokości około 60 m p.p.m. i nie zrównała się z wyniesieniem podłoża czwartorzędowego w rejonie Ławicy Kłajpedzkiej. Dalszy napływ lądolodu od strony Głębi Gotlandzkiej musiał spowodować jego przelanie się przez elewację tej ławicy i szybki przyrost jego miąższości w dotąd

izolowanej części Głębi Gdańskiej. W konsekwencji spowodowało to jego rozrost w kierunku wschodnim, a potem południowo-wschodnim, w kierunku Kanału Niemeńskiego (*Nemunas Channel*) i delty Niemna, zgodnie z topografią przedpola. Przyrost masy lodu dotyczył też części czołowej strumienia B³, który cały czas przemieszczał się ku poł-

dniowi. Z powyższych rozważań wynika, że zainicjowany w północno-wschodniej części Głębi Gdańskiej strumień B⁴ był opóźniony czasowo w stosunku do strumienia B³, co

głównie wynikało z ryglującej pozycji zrębu tektonicznego Kłajpeda–Lipawa, ograniczającego w początkowym etapie glacji napływ lodu do strefy korzeniowej strumienia B⁴.

PODSUMOWANIE I DYSKUSJA

1. Wzniesienie Elbląskie jest obecnie izolowaną wysoczyzną morenową, w różnym stopniu przekształconą przez procesy glacitektoniczne. Procesy te głównie były warunkowane blokową budową podłoża czwartorzędu. Mobilności tektonicznej tego obszaru dowodzą ruchy tektoniczne na przełomie paleocenu i eocenu, zapisane przez zróżnicowaną miąższość utworów paleocenu (Pikies, Jurys, 2011). W okresie plejstoceni tektonika podłoża ulegała reaktywacji, w wyniku obciążenia przez rozrastający się lądolód oraz ruchów odprężających, wywoływanych recesją tego lądolodu (Makowska, 1999). Te ruchy w przeciągu plejstocenu miały różne natężenie i zwrot.

W plejstocenie dolnym, w czasie zlodowacenia sanu 1, doszło do silniejszych ruchów tektonicznych o charakterze nieciągłym, powodujących zmianę geometrii i wzrost miąższości pokładu morenowego tego wieku. W plejstocenie górnym, w interglacjale eemskim, nastąpiło wygaszenie ruchów neotektonicznych w dolnym odcinku Wisły i na terenach z nią sąsiadujących (Makowska, 2009). W stadiale środkowym i górnym zlodowacenia wisły niepokój tektoniczny uwidaczniał się głównie rozwojem procesów glacitektonicznych. Według A. Makowskiej pośrednio dowodzi to, że począwszy od stadiału środkowego Wzniesienia Elbląskie stanowiło odrębną jednostkę fizjogeograficzną, która była przeszkodą na drodze nasuwających się lądolodów i stymulowała ich działalność glacitektoniczną.

Czynnik, który spowodował powstanie linearnego pasa glacitektonicznych struktur łuskowych można doszukiwać się w labilności podłoża czwartorzędu, wzdłuż linii dużego subpołudnikowego uskoku Elbląg–Hawa. Dotyczy to północnej części tego uskoku, począwszy od linii brzegowej Zalewu Wiślanego na północy, aż po jego skrzyżowanie z linią diagonalnego (NW–SE) uskoku Pasłek–Elbląg na południu. Natomiast sam moment rozpoczęcia wielkoskalowych deformacji glacitektonicznych był prawdopodobnie związany ze zmianą reżimu pola naprężeń neotektonicznych podczas interglacjalu eemskiego. Na okres tego interglacjalu przypada wygaszenie ruchów neotektonicznych w dolnym odcinku doliny Wisły i na sąsiadujących z nią terenach, na co wskazuje sposób wykształcenia i porównanie miąższości międzymorenowych serii „przedeemskich i emskich” oraz „poeemskich” (Makowska, 2009). Obszar Wzniesienia Elbląskiego znajdował się w szerokiej aureoli pola naprężeń tektonicznych, związanych z przekształceniem i inwersją bruzdy środkowopolskiej w wał kujawsko-pomorski. Ostateczne uformowanie się tego wału i przylegającej do niego niecki brzeżnej zakończyło się na przełomie kredy i paleocenu oraz paleocenu i eocenu (Marek, 1997). Przestrzenie i genetycznie wał kujawsko-pomorski wraz z otoczeniem

jest związany ze strefą Teisseyre'a–Tornquista (T–T), na którego bezpośrednim przedpolu te struktury się znajdują (Dadlez, 1980). Przejawy reaktywacji tektonicznej w strefie T–T odnotowuje się jeszcze w czwartorzędzie (Zuchniewicz i in., 2007). Można przypuszczać, że u schyłku interglacjalu eemskiego osłabł reżim kompresyjny, ściskający dotychczas sztywno górotwór, co umożliwiło w późniejszym okresie na płynne, zróżnicowane ugięcie podłoża pod naciskiem młodszych lądolodów, wzdłuż linii wspomnianego uskoku Elbląg–Hawa. Przyczyniło się to do powstania linearnej strefy zaburzeń glacitektonicznych. Jest to oczywiście hipoteza badawcza, wymagająca dalszych badań dotyczących uwarunkowań neotektonicznych rejonu Wzniesienia Elbląskiego.

Warto w tym miejscu zwrócić też uwagę na fakt, że strefa największych deformacji glacitektonicznych (zachodni skłon Wzniesienia Elbląskiego) znajduje się powyżej południkowo zorientowanej strefy dyslokacyjnej, oddzielającej Wzniesienie Elbląskie od Żuław Wiślanych. Jak wspomniano, jest to północny segment dużej, regionalnej strefy tektonicznej, biegnącej z Hawy w kierunku Elbląga.

Należy przypomnieć, że silnie rozbudowane, głębokie strefy tektoniczne są często rejonami zwiększonego dopływu ciepła geotermicznego, mogą także w niektórych sytuacjach być miejscem dopływu wód głębinowych (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Skumulowanie tych czynników wzdłuż takich stref mogło znacznie wpływać na rodzaj i skalę deformacji glacitektonicznych, a przede wszystkim ułatwiać uplastycznianie osadów, tworzenie powierzchni odkłuc czy poślizgu. Wydaje się, że znaczenie wspomnianej strefy tektonicznej dla rozwoju deformacji glacitektonicznych na zachodnim skłonie Wzniesienia Elbląskiego było do tej chwili niedoszacowane.

2. Przyczyną rozwoju w górnym vistulianie procesów glacitektonicznych była z jednej strony omówiona powyżej labilność tektoniczna, towarzysząca liniom uskoku tektonicznych, z drugiej natomiast – zróżnicowanie dynamiki nasuwającego się lądolodu. Omawiając zróżnicowanie dynamiki, główny nacisk położono na rekonstrukcję kierunków ruchu lądolodu. Wydaje się, że oprócz tego czynnika, równie ważnym zagadnieniem była siła z jaką masy lodu nacierały na napotkane na swojej drodze przeszkody. W przypadku Wzniesienia Elbląskiego istotnym zagadnieniem była więc siła z jaką lądolód oddziaływał na tę formę bezpośrednio po opuszczeniu niecki Bałtyku. Oczywiście jest, że siła ta musiała być pochodną tempa ruchu masy lodu i dynamiki jego napływu w rejon wzniesienia.

Zagadnienie to częściowo naświetlają ogólne dane o paleogeografii nasunięcia lądolodu górnovistuliańskiego w południowym sektorze lądolodu skandynawskiego.

Warto wspomnieć, że pierwszy okres aktywności lądolodu górnovistuliańskiego jest identyfikowany z fazą Norske Is (*Norwegian phase*), kiedy lądolód nasunął się z rejonu południowo-zachodniej Norwegii na obszar szelfu norweskiego. Faza ta rozpoczęła się w Norwegii około 29 ka BP⁴, jej maksimum miało miejsce około 28 ka BP, a zakończyła się 27 ka BP (m.in. Lambeck i in., 2010). Można więc zauważyć, że w początkowym etapie tego zlodowacenia nasunięcie lądolodu zaznaczyło się w zachodnim sektorze lądolodu skandynawskiego. Na podstawie badań petrograficznych glin wiadomo jednocześnie, że południowa część Skanii (południowa Szwecja) była wolna od lądolodu jeszcze około 25 ka BP (Ringberg, Miller, 1992). Taką sytuację pokazują także numeryczne rekonstrukcje rozwoju lądolodu zlodowacenia wisły, gdzie prawie cały obszar Półwyspu Skandynawskiego i Zatoki Botnickiej około 28 ka BP⁵ znalazł się pod lodem (Lambeck i in., 2010).

Nieco inaczej sytuacja wyglądała we wschodnim sektorze lądolodu skandynawskiego. Datowania kości mamutów, znajdujących stosunkowo licznie na terenie Finlandii, wskazują na postępującą glacjację tego kraju z północy ku południowi i południowemu wschodowi, od około 37 ka BP, biorąc za początek północną część Zatoki Botnickiej, aż do około 27 ka BP, kiedy lądolód dotarł do południowych wybrzeży Finlandii (Ukkonen i in., 1999). Ogólnie więc, w okresie trwającym około 10 ka lądolód pokonał dystans rzędu 600 km, co daje tempo transgresji wynoszące średnio około 60 m/rok. Na podstawie danych pochodzących z terenów Szwecji i Finlandii można przyjąć, że jeszcze do około 27–25 ka BP obszar Bałtyku Centralnego w zdecydowanej większości był wolny od lodu.

Wkraczanie lądolodu na obszar niecki Bałtyku było warunkowane topografią terenu oraz odbywało się zgodnie z prawami przepływu lodu. Kiedy lądolód osiągnął linię brzegową Polski dokładnie nie wiadomo. Datowania radiowęglowe osadów z rejonu Niziny Gardnieńskiej (Rotnicki, Borówka, 1995; Rotnicki 2001), rejonu Łukęcina i Niechorza (Krzyszkowski i in., 1999) oraz Zatoki Pomorskiej (Kramarska, 1998) wskazują, że rejon te odpowiednio 22,3 ± 0,7 ka BP (26,82 ka cal. BP), 21,6 ± 1,1 ka BP (25,90 ka cal. BP) oraz 21,48 ± 0,44 ka BP (25,77 ka cal. BP), były wciąż wolne od lodu (m.in.: Jasiewicz, 2006; Roman, 2010; Wysota, Molewski, 2011).

Na podstawie przytoczonych dat można zakładać, że wkroczenie lądolodu na obszar południowego Bałtyku nastąpiło wyraźnie po 25 ka BP (24–23 ka BP?). Równie dużą niewiadomą stanowi odpowiedź na pytanie, kiedy lądolód dotarł do wybrzeży Polski. Można tylko ostrożnie przypuszczać, że mogło to być pomiędzy 23 a 22 ka BP, ale nie ma co do tego żadnych konkretnych danych. Przy założeniu, że lądolód dotarł do Polski gdzieś około 23,0–22,5 ka BP oraz szacując odległość pomiędzy Skanią (południowa Szwecja) a zachodnim wybrzeżem Polski na około 175 km, otrzymu-

jemy dla okresu 500 lat średnią prędkość ruchu lądolodu rzędu 350 m/rok. Robiąc taką symulację czasową, należy wziąć także pod uwagę kierunek ruchu strumienia lodowego (B¹–B²), którego droga przemieszczania (Rynną Słupską) na pewnym odcinku musiała być równoległa do zarysu linii brzegowej Polski, co sugeruje, że przynajmniej częściowo napływ mas lodowych w kierunku południowym odbywał się w wyniku bocznego rozrostu czoła lądolodu.

Inna sytuacja musiała panować na osi subpołudnikowej megadepresji Głębi Gotlandzkiej–Głębi Gdańskiej, w południowo-wschodniej części Bałtyku Centralnego. Tutaj ruch mas lodowych w kierunku południowym odbywał się w wyniku rozrostu czoła strumienia (B³), a więc zgodnie z kierunkiem najszybszego poruszania. Dlatego można przypuszczać, że prędkość ruchu lądolodu była tutaj większa niż w poprzednio opisanej sytuacji.

Należy zdawać sobie sprawę, że modele numeryczne symulujące rozwój lądolodu skandynawskiego w vistulianie i bazujące na nich rekonstrukcje paleogeograficzne (m.in. Lambeck i in., 2010) wskazują w rejonie Bałtyku na obecność w okresie interglacjału grudziądzkiego (MIS 3), a także na początku górnego vistulianu (MIS 2), dużego śródlądowego zbiornika wodnego. Obecność rozległego jeziora lodowego w okresie najmłodszego interstadiału (interplenivistulianu) wynikała z obniżenia poziomu wód oceanicznych, spowodowanego związaniem znacznych ilości wód morskich w obrębie kontynentalnych lądolodów (Lagerlund, 1987). Jest bardzo prawdopodobne, że obecność takiego jeziora lodowego przyczyniła się do wysokiego tempa transgresji lądolodu, szczególnie na obszarze niecki Morza Bałtyckiego, a szczególnie w megadepresji Głębi Gotlandzkiej i Głębi Gdańskiej. Obecność zwierciadła wody na przedpolu transgredującego lądolodu mogła się przyczynić do wzmożonego ślizgu dennego, co stymulowałoby zwiększenie szybkości przemieszczania się mas lodowych w obrębie Bałtyckiego Strumienia Lodowego. W podsumowaniu tego zagadnienia warto zauważyć, że numeryczne modele paleoglacjologiczne ostatniego lądolodu skandynawskiego pozwalają zakładać, że lód w obrębie strumienia B³ płynął w rejonie Dolnego Powiśla z prędkością 400–500 m/rok (Wysota, Molewski, 2007).

3. Dynamika napływu lądolodu w południowym sektorze lądolodu skandynawskiego, oprócz ogólnych prawidłowości, takich jak: bilans mas lodowych czy bilans energetyczny ich powierzchni, zależała w dużym stopniu od topografii i budowy geologicznej dna Bałtyku Centralnego. Stanowiło ono przedpole dla lądolodów nasuwających się na teren centralnej części Nizy Polski, w tym na obszar Żuław Wiślanych i dolną część doliny Wisły.

Od strony kształtowania dynamiki transgresji lądolodu takim węzłowym obszarem w obrębie Bałtyku Centralnego było południowe zakończenie Głębi Gotlandzkiej i Próg Gotlandzko-Gdański. W rejonie tym miał miejsce pierwszy

⁴ Konwersja na lata kalendarzowe została dokonana na podstawie danych cytowanych autorów lub opierając się na wartościach tworzących krzywą kalibracyjną IntCal09.

⁵ Lambeck i in., 2010: Fig. 5A. Palaeoreconstructions for selected epochs within the LGM: A: t = 28 kyr BP.

etap dywergencji strumienia lodowego (B^1 – B^4) na dwa strumienie niższego rzędu: B^1 – B^2 oraz B^3 (strumień B^4 jeszcze nie istniał). Znaczna część mas lodu skierowała się początkowo ku południowemu zachodowi i zachodowi, gdzie Rynną Słupską zmierzała w kierunku Basenu Bornholmskiego. Natomiast główna (osiowa) część czoła lądolodu po pokonaniu łagodnej elewacji Progu Gotlandzko-Gdańskiego dostała się do zachodniej i południowej części Głębi Gdańskiej (fig. 5, 7).

Czynnikiem sprawczym pierwszego etapu dywergencji mas lodu na dwa strumienie niższego rzędu była obecność łagodnej elewacji Progu Gotlandzko-Gdańskiego oraz elewacji Ławicy Kłajpedzkiej (fig. 5). Szczególna rola przypada tutaj Ławicy Kłajpedzkiej, gdzie podłoże czwartorzędu wznosi się do wysokości około 60 m p.p.m. Natomiast podłoże czwartorzędu w depresji wschodniogotlandzkiej (*Eastern Gotland Depression*) u podnóża wspomnianej ławicy jest położone na wysokości około 150 m p.p.m. (Gelumbauskaite, Grigelis, 1997). Różnica wysokości występowania podłoża czwartorzędu w południowej części Głębi Gotlandzkiej i na Progu Gotlandzko-Gdańskim jest nieduża, rzędu 25–30 m (fig. 7). Pomiędzy Głębią Gotlandzką i Ławicą Kłajpedzką wynosi ona natomiast około 90 m⁶ (Gelumbauskaite, Grigelis, 1997).

Po przekroczeniu Progu Gotlandzko-Gdańskiego główna część czoła lądolodu parła szybko ku południowi w kierunku Żuław Wiślanych, co wynikało z ukształtowania terenu, stymulującego szybszy ruch lądolodu wzdłuż osi obniżenia terenu. W tym samym czasie boczne odpływy od głównego nurtu strumienia B^3 stopniowo zapełniały północno-wschodnią część Głębi Gdańskiej, która przed napływem lodu od strony północnej była chroniona przez elewację Ławicy Kłajpedzkiej. Dopiero po zapełnieniu tej izolowanej części głębi oraz po przelaniu się lądolodu przez powierzchnię szczytową Ławicy Kłajpedzkiej (zrównanie poziomów), mogło nastąpić uruchomienie mas lodu ku południowemu wschodowi, w kierunku delty Niemna. Zgodnie z prawami fizyki czynnikami, które zainicjowały w tym kierunku ruch lądolodu

były jego deformacje, spowodowane naprężeniami generowanymi siłą grawitacji. Siła ta była pochodną osiągnięcia odpowiedniej miąższości przez lądolód w rozpatrywanym rejonie Bałtyku.

Był to więc drugi, nieco późniejszy etap dywergencji, kiedy to z ogólnej masy strumienia B^3 doszło do wyodrębnienia strumienia B^4 , opóźnionego czasowo w stosunku do strumienia B^3 . Sposób dystrybucji mas lodu i etapowość tego procesu wskazują, że w rejonie Progu Gotlandzko-Gdańskiego oraz w północno-wschodniej części Głębi Gdańskiej, kształtowały się cechy motoryczne strumieni: B^1 – B^2 , B^3 i B^4 .

4. Podczas omawiania chronologii procesów glaciotektonicznych w rejonie Wzniesienia Elbląskiego warto wspomnieć o szerszej dyskusji dotyczącej stratygrafii osadów zlodowacenia wisły Wzniesienia Elbląskiego i rejonu Dolnego Powiśla (Drozdowski, 1986; Makowska, 1999, 2009; Wysota, 2002; Mojski, 2005; Wysota i in. 2006). Z powodu braku dowodów geologicznych, a także w wyniku szerszego spojrzenia na paleogeografię Nizy Polski podczas zlodowacenia wisły, odrzucono możliwość wystąpienia kontynentalnego lądolodu w dolnej części tego zlodowacenia, który objąłby swoim zasięgiem ten rejon Polski (Wysota, 2002; Mojski, 2005).

Bazując na wspomnianej dyskusji oraz na nowych przemyśleniach, znaczącej rewizji swoich poglądów dokonała A. Makowska (2009), m.in. został znacznie odmłodzony wiek glin zwałowych tzw. zlodowacenia toruńskiego (stadiał dolny B1 zlodowacenia wisły). Wyniki nowszych badań stratygraficznych osadów plejstocenijskich z rejonu Dolnego Powiśla (Wysota, 2002; Wysota i in. 2006) pozwoliły natomiast na przypisanie poziomu glin zwałowych, odniesionych pierwotnie do stadiała świecia, na początek stadiała górnego omawianego zlodowacenia (Makowska, 2009).

Z powyższych spostrzeżeń wynika, że pozycja stratygraficzna osadów czwartorzędowych rejonu Wzniesienia Elbląskiego nie jest jeszcze ostatecznie ustalona i w miarę napływu nowych danych może w przyszłości ulec zmianie.

LITERATURA

- ABER J.S., RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1997 — Origin of Elbląg Upland, northern Poland, and glaciotectionism in the southern Baltic region. *Sediment. Geol.*, **111**: 119–134.
- AUGUSTOWSKI B., 1972 — Niziny nadmorskie (Pobrzeże Bałtyckie). *W: Geomorfologia Polski. T. 2. Niz Polski* (red. R. Galon): 111–129. PWN, Warszawa.
- BER A., 2009 — Vertical stress of the Pleistocene continental glaciers and its hypothetical evidence in present relief of northern Europe. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **25**: 7–12.
- BOULTON G.S., DONGELMANS P., PUNKARI M., BROADGATE M., 2001 — Paleoglaciology of an ice sheet through the Weichselian. *Quatern. Science Rev.*, **20**: 591–625.
- DADLEZ R., 1980 — Tektonika wału pomorskiego. *Kwart. Geol.*, **24**, 4: 741–756.
- DADLEZ R., 1995 — Szkic tektoniczny. *W: Atlas geologiczny południowego Bałtyku 1:500 000* (red. J.E. Mojski): Tabl. III. Państw. Inst. Geol., Sopot–Warszawa.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- DROZDOWSKI E., 1986 — Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia vistulian w północnej części dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp.*, **146**: 1–90.
- GALON R., 1967 — Czwartorzęd Polski Północnej. *W: Czwartorzęd Polski* (red. R. Galon, J. Dylik): 106–166. PWN, Warszawa.

⁶ Gelumbauskaite, Grigelis, 1997: Fig. 3. Paleogeomorphologic reconstruction of the sub-Quaternary surface of the southern part of East Gotland Depression.

- GELUMBAUSKAITE L.Ž. (red.), 1998 — Bathymetric Map of the Central Baltic Sea, scale 1:500 000. Copyright by: Lithuanian Institute of Geology, Geological Survey of Lithuania, Geological Survey of Sweden, Swedish Maritime Administration. Vilnius–Uppsala.
- GELUMBAUSKAITE L.Ž., GRIGELIS A., 1997 — Paleogeomorphological reconstruction of the sub-Quaternary surface of the Central Baltic Sea. *W: Proceedings of the Fourth Marine Geological Conference “The Baltic”* (red. I. Cato, F. Klingberg). *SGU, series Ca*, **86**: 51–56.
- GEROK D., GELUMBAUSKAITE L.Ž., FLODÉN T., GRIGELIS A., BITINAS A., 2014 — New data on the palaeo-incisions network of the south-eastern Baltic Sea. *Baltica*, **27**, 1: 1–14.
- HOUMARK-NIELSEN M., KJÆR K.H., 2003 — Sefandinavian Ice Sheet, 40–15 kyr BP, palaeogeography and environmental change. *J. Quaternary Sci.*, **18**, 8: 769–786.
- INSTRUKCJA SMGP, 2004 — Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wyd. II uzupełnione. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- JANIA J.A., 2008 — Konsekwencje globalnego ocieplenia dla kriosfery. *Nauka*, **3**: 35–58.
- JANIK Z., 1964 — Wysoczyzna Elbląska. *Czas. Geogr.* **35**, 2: 187–200.
- JASIEWICZ J., 2006 — Mechanizm kształtowania się składu petrograficznego glin morenowych ostatniego zlodowacenia na obszarze perybałtyckim – aktualne problemy interpretacyjne. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **57**: 61–82.
- JENTZSCH A., 1876 — Auffindung von Ledathon in der Provinz Preussen. *Neues Jahrb. Miner.*: 738–740.
- JENTZSCH A., 1887 — Über den Seehund des Elbinger Yoldia-Thones. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **39**: 496–498.
- KASPRZAK L., 2003 — Model sedimentacji łądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Wydaw. Nauk. UAM, Poznań.
- KLEMAN J., GLASSER N.F., 2007 — The subglacial thermal organization (STO) of ice sheets. *Quatern. Science Rev.*, **26**: 585–597.
- KONDRACKI J., 1998 — Geografia fizyczna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.
- KÖRNKE B., 1931 — Die Kerbwirkung des Stablacks und der Elbinger Höhen beim Abbau des jungglazialen Eises in Ostpreussen und ihre morphologische Abbildung. *Geol. Rdsch.*, **22**: 139–144.
- KRAMARSKA R., 1998 — Origin and development of the Odra Bank in the light of the geological structure and radiocarbon dating. *Geol. Quart.*, **42**, 3: 277–288.
- KRAMARSKA R., KRZYWIEC P., DADLEZ R., 1999 — Mapa geologiczna dna Bałtyku bez utworów kenozoicznych, w skali 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa–Gdańsk.
- KRAUS E., 1925 — Die Quartärtektonik Ostpreussens. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, **45**: 633–723.
- KRZYSZKOWSKI D., DOBRACKA E., DOBRACKI R., CZERWONKA J., KUSZELL T., 1999 — Stratigraphy of Weichselian deposits in the cliff sections between Łukęcin and Niechorze, Baltic coast, north-western Poland. *Quaternary Studies in Poland*, **16**: 27–45.
- LAGERLUND E., 1987 — An alternative Weichselian glaciations model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden. *Boreas*, **16**: 433–459.
- LAGERLUND E., HOUMARK-NIELSEN M., 1993 — Timing and pattern of the last deglaciation in the Kattegat region, southwest Scandinavia. *Boreas*, **22**: 337–347.
- LAMBECK K., PURCELL A., ZHAO J., SVENSSON N.-O., 2010 — The Scandinavian Ice Sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum. *Boreas*, **39**: 410–435.
- MAKOWSKA A., 1978 — Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, wyd. A i B, ark. Elbląg. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1979 — Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000, ark. Elbląg. Inst. Geol., Warszawa.
- MAKOWSKA A., 1991 — Profil geologiczny otworu w Pagórkach koło Elbląga oraz znaczenie wyników badań pyłkowych jego osadów dla stratygrafii młodszego plejstocenu w Polsce. *Prz. Geol.*, **39**, 5/6: 262–269.
- MAKOWSKA A., 1999 — Czwarторzęd i jego podłoże na Wzniesieniu Elbląskim w aspekcie historii plejstocenijskiego Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **386**: 59–132.
- MAKOWSKA A., 2008 — Stop 5: Kadyny–Elbląg clays of the Vistulian Kadyny Formation, lithostratigraphy, glaciotectionics and age of the Elbląg Sea. *W: International Field Symposium of the INQA Peribaltic Group*. Frombork, September 14–19: 76–81.
- MAKOWSKA A., 2009 — Międzymorenowa formacja dolnopowisłańska na tle budowy osadów plejstocenijskich Pomorza Nadwiślańskiego i jej rozwój w młodszym plejstocenie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **437**: 59–124.
- MAKOWSKA A., RABEK W., 1990 — Osady morskie interglacjału eemskiego i pozycja stratygraficzna iłów elbląskich (yoldiowych) na podstawie otworów w Pęklewie i Pagórkach (Wzniesienie Elbląskie). *Kwart. Geol.*, **34**, 2: 305–324.
- MAREK S., 1997 — Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Ogólne uwagi o ewolucji tektonicznej. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 414–415.
- MARGOLD M., STOKES Ch.R., CLARK Ch.D., 2015 — Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. *Earth-Sci. Rev.*, **143**: 117–146.
- MARKS L., 2005 — Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Prz. Geol.*, **53**, 10/2: 988–993.
- MOJSKI E.J., 1992 — On the stratigraphy of the last glaciation in the Dolne Powiśle and Elbląg Elevation (northern Poland). *Geol. Quart.*, **36**, 2: 221–231.
- MOJSKI E.J., 2005 — Ziemia polskie w czwarторzędzie. Zarys morfogenezy. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MOLEWSKI P., JUŚKIEWICZ W., WYSOTA W., GROBLEWSKA A., LATYŃSKI A., NARLOCH W., TYLMAN K., 2010 — Wybrane zagadnienia projektu badawczego dotyczącego rekonstrukcji strumienia lodowego lobu Wisły podczas maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia. *W: XVII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski pt. „Dynamika zaniku łądolodu podczas fazy pomorskiej w północno-wschodniej części Pojezierza Mazurskiego”*. Jeziorowskie, 6–10.09: 83–84. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- MORAWSKI W., 2005 — Reconstruction of ice sheet movement from the orientation of glacial morpholineaments (crevasse landforms); an example from northeastern Poland. *Geol. Quart.*, **49**, 4: 403–416.
- MORAWSKI W., 2009 — Reconstruction of the Vistula ice stream during the Last Glacial Maximum in Poland. *Geol. Quart.*, **53**, 3: 305–316.
- OLBRICHT K., 1925 — Entstehung Und Landschaftsformen der Elbinger Höhe. *Elbinger Jb.*, **4**: 77–85.
- PAZDRO Z., 1958 — Budowa geologiczna regionu gdańskiego. *W: Przewodnik 31. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 15–22.

- PIKIES R., 2005 — Procesy erozji i akumulacji glacialnej w południowej części Basenu Gotlandzkiego w zapisie rzeźby podłoża czwartorzędu oraz rozprzestrzenienia osadów plejstoceńskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **416**: 81–112.
- PIKIES R., JURYS L., 2011 — Mapa Geologiczna Polski 1:200 000, ark. Elbląg (8), reambulacja. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- POŻARYSKI W., KARNKOWSKI P., 1992 — Tectonic map of Poland during the Variscan time (mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej) 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PRZYBYLSKI B., 2008 — Geomorphic traces of Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. *Boreas*, **37**: 286–296.
- PUNKARI M., 1997 — Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet. *Quater. Science Rev.*, **16**: 741–753.
- RINGBERG B., MILLER U., 1992 — Lithology and stratigraphic position of Old Baltic tills in the southernmost part of Sweden. *SGU, series Ca*, **81**: 285–292.
- ROMAN M., 2010 — Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geogr. Lodz.*, **96**: 1–171.
- ROTNICKI K., 1976 — The theoretical basis for and a model of origin of glaciotectionic deformations. *Quaest. Geogr., Sp. Issue*, **1**: 147–158.
- ROTNICKI K., 1988 — Metodologiczne podstawy datowania deformacji glaciotectionicznych. *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, **38**: 51–81.
- ROTNICKI K., 2001 — Stratygrafia i paleogeografia vistulianu Niziny Gardzieńsko-Łebskiej. *W: Przemiany środowiska geograficznego nizin nadmorskich południowego Bałtyku w vistulianie i holocenie* (red. K. Rotnicki): 19–30. Bogucki Wydaw. Nauk., Poznań.
- ROTNICKI K., BORÓWKA R.K., 1995 — Dating of the Upper Pleni-Vistulian Scandinavian Ice Sheet in the Polish Baltic middle coast. *W: Proceedings of the Third Marine Conference “The Baltic”* (red. J.E. Mojski). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **149**: 84–89.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H., 1999 — Direction of the last ice sheet advance in the Polish Baltic coast recorded by glaciotectionic structures and landforms. *Quater. Science Rev., Sp. Issue*: 195–202.
- SEJRUP H.P., LARSEN E., HAFLIDASON H., BERSTAD I.M., HJELSTUEN B.O., JONSDOTTIR H., KING E.L., LANDVIK J., NYGÅRD A., OTTESEN D., RAUNHOLM S., RISE L., STALSBERG K., 2003 — Configuration, history and impact of the Norwegian Channel Ice Stream. *Boreas*, **32**: 18–36.
- STOKES Ch.R., CLARK Ch.D., 2001 — Palaeo-ice streams. *Quater. Science Rev.*, **20**: 1437–1457.
- UKKONEN P., LUNKKA J.P., JUNGNER H., DONNER J., 1999 — Rapid Communication. New radiocarbon dates from Finnish mammoth indicating large ice-free areas in Fennoscandia during the Middle Weichselian. *J. Quaternary Sci.*, **14**: 711–714.
- UŚCINOWICZ S., 1996 — Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **373**: 179–193.
- WINDE R., 1931 — Die Elbinger Höhe. *W: Der Nordosten*. 1. Breslau.
- WINSBORROW M.C.M., ANDREASSEN K., CORNER G.D., LABERG J.S., 2010 — Deglaciation of a marine-based ice sheet: late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quatern. Science Rev.*, **29**: 424–442.
- WYSOTA W., 2002 — Stratygrafia i środowiska sedimentacji zlodowacenia Wisły w południowej części dolnego Powiśla. Wydaw. UMK., Toruń.
- WYSOTA W., PIOTROWSKI J.A., MURRAY A.S., 2006 — Wiek i zasięg lądolodu skandynawskiego podczas zlodowacenia Wisły w Polsce w świetle datowań wieku bezwzględne. *W: XIII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski pt. „Plejstocen południowej Warmii i zachodnich Mazur na tle struktur podłoża”* (red. W. Morawski). Maróz, 4–8 września: 146–148. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., 2007 — Ostatni lądolód skandynawski w łobie Wisły – kontrowersje i nowe spojrzenie. *W: XIV Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski pt. „Plejstocen Kujaw i dynamika lobu Wisły w czasie ostatniego zlodowacenia”* (red. P. Molewski i in.). Ciechocinek, 3–7 września: 13–21. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WYSOTA W., MOLEWSKI P., 2011 — Chronologia i zasięgi nansunąć lądolodu na obszarze lobu Wisły podczas stadiau głównego ostatniego zlodowacenia. *Prz. Geol.*, **59**, 3: 214–225.
- ZESPÓŁ PETROBALTIC SA., 2008 – Szkic strukturalno-tektoniczny Południowego Bałtyku w skali 1:500 000. Gdańsk.
- ZUCHIEWICZ W., BADURA J., JAROSIŃSKI M., 2007 — Uwagi o neotektonice Polski. Wybrane przykłady. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **425**: 105–128.

SUMMARY

Geological structure of the Elbląg Elevation have been described many times for over one hundred years, but more detailed data concerning its inner structure is given in papers of Makowska (1978, 1979) who presented a new picture of the geological structure of the Quaternary complex and its basement, paying attention to extensive glaciotectionic disturbances, especially on the western flank of this upland.

In the early 1990, views explaining the origin of the whole Elbląg Elevation to be the result of glaciotectionic deformation, caused by two glacial lobes pressing from two opposite directions, have come to voice (Aber, Ruszczyńska-Szenajch, 1977; Mojski, 1992; Ruszczyńska-Szenajch,

1999; Ber, 2009). Makowska (1999) had a critical attitude towards this concept, particularly as regards the scale of glaciotectionic disturbances. Detailed analysis of abundant investigative data collected by Makowska show a great effect of the block structure of the Quaternary bedrock on the geological development of Quaternary deposits and on the course of glaciotectionic processes (Makowska, 1999).

The present paper characterises the geological structure and morphogenesis of the Elbląg Elevation from two viewpoints. The first one is a traditional approach, based on analysis of well logs and geological cross-sections in relation to the local situation of the study area. The other approach

has a wider, over-regional character. For the first time, geological processes shaping the structure of the Elbląg Elevation have been considered from the prospect of the Baltic Sea bottom area. The advance of ice masses over the Polish Lowlands was not synchronous (Marks, 2005; Wysota, Molewski, 2011) and occurred through ice streams (Fig. 1) (Punkari, 1997; Boulton *et al.*, 2001). As regards the Elbląg Elevation, the key problem was the direction and intensity of the effects of the ice sheet on this feature, just after the ice came out of the Baltic Sea Depression.

To find out the geological structure of this elevation, rich investigative material, including well logs of archived and mapping-exploratory boreholes, was examined. It enabled to compile a new geological cross-section (trending NW–SE) that starts in the northern part of Żuławy Wiślane (Vistula delta plain), crossing further the middle part of the Elbląg Elevation and the southern part of the Warmia Plain, and ending on the northern slope of the Iława Lakeland (Figs. 2, 3). Contemporary picture of the Elbląg Elevation structure from the one side is a result of influence of ice-sheet dynamics during the middle and upper stadial of the Vistula Glaciation, and from the other side is a result of tectonic instability of the blocky Quaternary basement.

Tectonic movements, affecting the Elbląg Elevation area at the late Paleocene/Eocene transition (Pikies, Jurys, 2011) were active during the Quaternary, too. Geometry of the till horizon of the Sanian 1 Glaciation (Glacial B – middle part of the Cromerian complex) and its greater thickness in the middle and north-eastern parts of the elevation are the effect of reactivation of a fault zone (trending NW–SE) running between along the line Łęcze–Jagodnik–Dawidy (Figs. 3, 4). This phase of tectonic movements was linked by Makowska (1999) with the formation of the Tolknicko-Młynary graben. Tectonic lability also continued during the younger part of the Pleistocene. It is marked by an increasing thickness of the clayey complex, covering the moraine horizon of the Middle-Polish Glaciation (upper part of the Saalian), in the western part of the Elbląg Elevation. The increase in the thickness of the clayey complex can probably be linked with reactivation of a major tectonic zone (trending N–S) that separated the isolated upland of the Elbląg Elevation from the Vistula delta plain (Figs. 3, 4). Later restructuring of the Elbląg Elevation, especially in its western part, can be related just to the activity of this zone.

The geological structure shows the presence of two cycles of glaciotectionic deformation. The older stage can be referred to the middle stadial B2 (log No. 9 – Pagórki, Fig. 3), and the younger one should be related to the upper stadial B3 of the Vistula Glaciation (logs: No. 6 – Jagodna, and No. 7 – Krasny Las, Fig. 3). It confirms the former conclusions of Makowska (1999) on the periodicity and timing of glaciotectionic processes.

The extent and scale of glaciotectionic deformation were variable and depended on the time and intensity of these processes, as well as on the upland exposure to the main directions of ice push during the ice-sheet transgression. The

geometry of depositional sequences shows that detachments and overlaps created during stadial B2 were deeply rooted within the western and central parts of the elevation, while during the upper stadial (B3) of the Vistula Glaciation, strong glaciotectionic disturbances took place mainly within the western slope of the elevation (Fig. 3). A system of slices, stepwise overlapped one on top of the other, formed at that time. In the central and eastern part of the elevation, the depositional sequences are more weakly deformed. Development of deposits of the upper stadial (B3) shows that the western slope of the Elbląg Elevation was subjected to a strong impact of stream B3 at first, while the eastern slope was probably affected by the peripheral part of this stream (weaker influence) (Fig. 3).

The main reason stimulating the development of glaciotectionic disturbances can be hypothetically attributed to the change of regime of the neotectonic stress field, which took place at the end of the Eemian Interglacial, as suggested by Makowska (2009). The study area was located within a broad aureole of the neotectonic stress field related to the transformation of the Middle Polish Trough into the Kuyavian-Pomeranian Swell, which is linked genetically and spatially with the Teisseyre–Tornquist Zone (Dadlez, 1980). Considering the Elbląg Elevation it is possible to suppose that the compressional regime, which exerted compression on the rock mass, had weakened enough to allow a fluent deflection of the basement during the advance of the next ice sheet. Such a situation occurred during the Middle Stadial (B2) of the Vistula Glaciation. At the beginning, the front of ice-sheet advance extended within the western wing of the Elbląg–Iława sub-longitudinal fault zone (its northern part) and exerted an unequal load on its basement, which in turn enabled the formation of a linear, rooted zone of glaciotectionic slices and detachments. An initial form of the Elbląg Elevation was created in this way.

This zone of glaciotectionic disturbances coincides with the western slope of the Elbląg Elevation, which is located above the above-mentioned fault zone, separating the Vistula delta plain from the upland of the Elbląg Elevation. It is also known that major fault zones are often the places of greater inflow of geothermal heat and occasionally also of deep waters (Dadlez, Jaroszewski, 1994). These facts can additionally explain the scale of the glaciotectionic disturbances and their style, with large participation of plastic deformation (Fig. 3). Thus, it is possible that the significance of this tectonic zone and its influence on the transformation of the geological structure of the western part of the Elbląg Elevation was previously underestimated.

The second research approach had a wider, over-regional character. For the first time, geological processes shaping the structure of the Elbląg Elevation have been considered from the prospect of the Baltic Sea area. The southern sector of the Scandinavian ice sheet during last glaciations was characterised by a streamlined structure. It was an effect of unequal rate of ice movement within the ice sheet area (Figs. 1, 5). Ice streams are defined as fast-flowing longitudinal zones,

responsible for moving out over 90% of ice mass from the centre of continental glacier (e.g. Molewski *et al.*, 2010; Wysota, Molewski, 2011). The area of the eastern part of the Central Baltic sea bottom was a suitable place to examine the dynamics of the Vistulian ice sheet formation. This area hosts a sub-longitudinally oriented megadepression consisted of the Gotland Deep (southern part) and the Gdańsk Deep. These deeps are separated by the slightly sloping Gotland–Gdańsk Threshold, of NE–SW elongation. Within the southern ending of the Gotland Deep and Gotland–Gdańsk Threshold, the main branch of the Baltic stream (B1–B4) splits into lower-order streams (Fig. 5): those moving in the south-western and western directions (B1–B2), a stream moving to the south, towards the Lower Vistula Valley (B3), and a stream moving in the south-eastern direction, towards the Nemunas delta (B4) (streams according to Punkari, 1997).

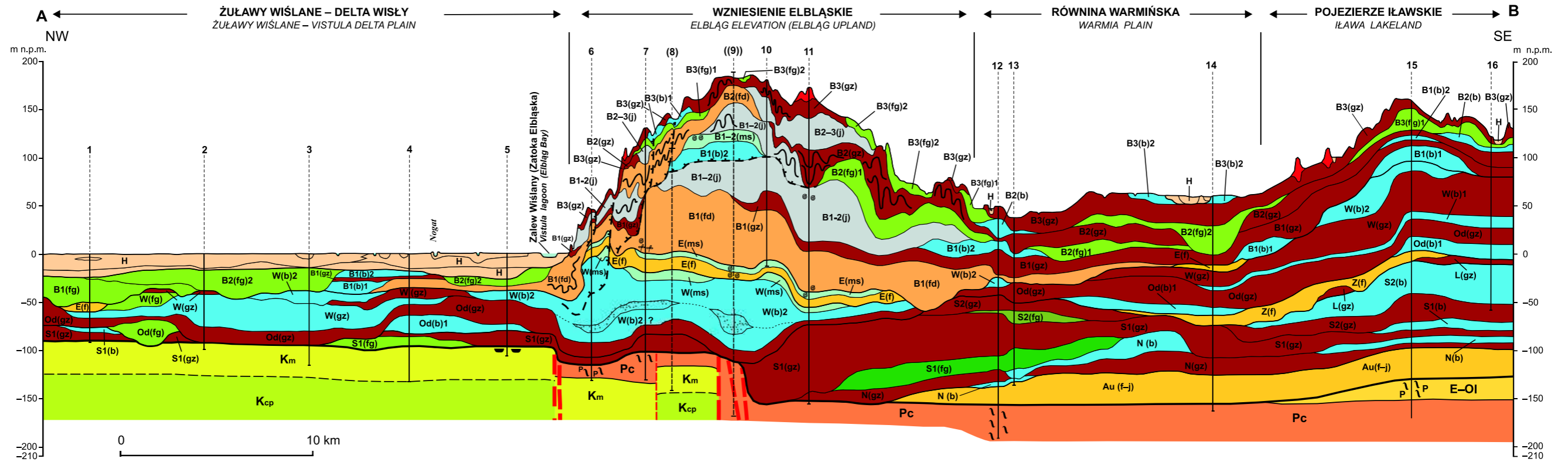
Concluding on the topography of the sub-Quaternary surface (Figs. 6, 7), the main branch of stream B (B1–B4), after reaching the southern ending of the Gotland Deep, directed a considerable part of its ice body towards the southwest and west, farther influencing across the Słupsk Furrow and Bornholm Basin on the adjacent land area (stream B1–B2). At the same time, the main part of ice body, after crossing the Gotland–Gdańsk Threshold, pushed southwards in the direction of the Gulf of Gdańsk and the Lower Vistula Valley (stream B3). Somewhat more complicated situation existed on the eastern wing of the initial part of this stream. There was a broad overdeepening of the sea bottom, being the north-eastern part of the Gdańsk Deep. This part of the deep, during ice-sheet advance in the upper Vistula Glaciation, was hidden in the shadow of the Klaipeda Bank, which forms an elevation of the north-eastern extension of the Gotland–Gdańsk Threshold (Fig. 5). After overcoming the threshold, the main part of ice body moved southwards (stream B3), but first, lateral offshoots of stream B3 must have filled the north-eastern part of the Gdańsk Deep.

Only when this part of the deep had been filled up by these offshoots and when the ice sheet had crossed the barrier of

the Klaipeda Bank, equalization of the ice surface could happen. These events as well as further influx of ice enabled initiating and activity of stream B4, towards the Nemunas delta plain (Fig. 5). Summarizing, it is necessary to consider that the southern ending of the Gotland Deep, Gotland–Gdańsk Threshold and Klaipeda Bank, and the northern part of the Gdańsk Deep were the places where the division of Baltic ice stream (B1–B4) into lower-order ice streams took place. At the beginning, stream B1–B2 became separated, next stream B3 separated, and finally stream B4 was formed. The southern part of the Gotland Deep, Gotland–Gdańsk Threshold and Słupsk Furrow constituted a transitional zone for displacing ice masses during the Pleistocene. As a result, the processes of glacial erosion significantly prevailed over glacial accumulation. It is evidenced by a small thickness of the single recession moraine horizon resting on the sub-Quaternary surface (Fig. 6) (Pikies, 2005).

Punkari's sketch (1997), showing a distribution of active ice streams during the LGM and retreat phase of the last ice sheet, locates the Elbląg Elevation within the fork of the streams B3 and B4 (Fig. 1). It is also necessary to remember that this interpretation of ice stream distribution is a strong generalization. Therefore, it is difficult to exclude the situation, in which the Elbląg Elevation would be situated within a differentiated field of influence of stream B3 only, especially between its main midstream, influencing from the western side, along the Lower Vistula Valley, and its lateral, slowly moving part, overlapping the eastern side of the elevation from the Warmia Plain (Figs. 2, 5).

Considering the chronology of geological processes which influenced within the Lower Vistula Valley and Elbląg Elevation, it is worth to remind the discussion concerning the stratigraphic position of Vistula Glaciation deposits (Drozdowski, 1986; Wysota, 2002; Wysota *in.*, 2006; Mojski, 2005; Makowska, 1999, 2009). Recapitulating its results, it should be noticed that the chronostratigraphy and geological position of Quaternary deposits in this area have not been ultimately established, and it should be better known in the future as new data arrive.



**Czwartorzęd/ Quaternary
Holocen/ Holocene**

H holocen nierozdzielony: osady rzeczne, rzeczno-deltowe, jeziorno-lagunowe
Holocene (undivided): fluvial, fluvial-deltaic and lake-lagoon deposits

**Osady plejstocenu – litologia i geneza
Pleistocene deposits – lithology and genesis**

- (fd)** piaski rzeczno-deltowe
fluvial-deltaic sands
- (f-j)** piaski, mułki i ropy rzeczno-jeziorne
fluvial-lake sands, silts and clays
- (j)** mułki i piaski, sporadycznie torfy jeziorne
lake silts and sands, occasionally peats
- (ms)** ropy i mułki morskie
marine clays and silts
- (b)** ropy, mułki i piaski zastoiskowe
glacial lacustrine clays, silts and sands
- (fg)** piaski i żwirny wodnolodowcowe
fluvioglacial (outwash) sands and gravels
- (gz)** osady glacialne (głównie gliny)
glacial deposits (mainly tills)

Plejstocen (stratygrafia)

Zlodowacenie wiśły: B3 – stadiał górny, B2-3 – interstadiał grudziądza, B2 – stadiał środkowy, B1-2 – interstadiał gniewu (interglacjał krastudzki), B1 – stadiał dolny (zlodowacenie toruńskie)
E – interglacjał eemski
Zlodowacenia środkowopolskie: W – zlodowacenie warty, O – zlodowacenie odry
Interglacjał wielki: Z – interglacjał zbójna, L – zlodowacenie liwca
Zlodowacenia południowopolskie: S2 – zlodowacenie sanu 2, S1 – zlodowacenie sanu 1, N – zlodowacenie nidy
Au – interglacjał augustowski

Pleistocene (stratigraphy)

Vistula Glaciation: B3 – Upper Stadial, B2-3 – Grudziądz Interstadial, B2 – Middle Stadial, B1-2 – Gniew Interstadial (Kraśtudy Interglacial), B1 – Lower Stadial (Toruń Glaciation)
E – Eemian Interglacial
Middle Polish Glaciation: W – Wartanian Glaciation, O – Odranian Glaciation
Great Interglacial: Z – Zbójno Interglacial, L – Liwiec Glaciation
South Polish Glaciation: S2 – Sanian 2 Glaciation, S1 – Sanian 1 Glaciation, N – Nidanian Glaciation
Au – Augustovian Interglacial

— — — — — prawdopodobne powierzchnie nasunięć glaciektectonicznych
presumed planes of glaciectectonic thrust

~ ~ ~ ~ ~ deformacje glaciektectoniczne
glaciectectonic disturbances

— — — — — uskoki prawdopodobne
inferred faults

10 | otwór wiertniczy na linii przekroju i jego numer
borehole situated on cross-section line and its number

(8) | otwór wiertniczy rzutowany (bliższy dystans) na linię przekroju
borehole thrown (shorter distance) on cross-section line

((9)) | otwór wiertniczy rzutowany (dalszy dystans) na linię przekroju
borehole thrown (farther distance) on cross-section line

— — — — — czerty
cherts

~ ~ ~ ~ ~ glaukonit
glauconite

P P P P P fosforyty
phosphorites

**Podłoże czwartorzęd/ Quaternary substrate
Stratygrafia i litologia/ Stratigraphy and lithology**

- | | | | | |
|---------------------------------|---|------------------------------------|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| PALEOGEN
PALEOGENE | { | Eocen-Oligocen
Eocene-Oligocene | E-Ol | mułki i piaski glaukonitowe, sporadycznie z fosforytami
silts and sands with glauconite, occasionally with phosphorites |
| | | Paleocen
Paleocene | Pc | piaski glaukonitowe z fosforytami
sands with glauconite and phosphorites |
| KREDA GÓRNA
UPPER CRETACEOUS | { | Mastrycht
Maastrichtian | Km | piaski glaukonitowe, gezy, czerty, wapienie margliste
sands with glauconite, gaizes, cherts, marly limestones |
| | | Kampan
Campanian | Kcp | piaski pyłowate, piaski glaukonitowe, gezy, margle
silty sands, sands with glauconite, gaizes, marles |

Fig. 3. Przekrój geologiczny A-B przez lądowy obszar badawczy (I)
Geological cross-section A-B across mainland study area (I)