

Czwartorzęd regionu gdańskiego

Józef Edward Mojski*

The Quaternary of Gdańsk region. Prz. Geol., 50: 705–708.

S u m m a r y. In the Gdańsk region the following specific features of Quaternary cover occur: Denivelations between the Quaternary base and present-day surface achieve more than 600 m. In the Vistula delta plain there are preserved traces of 2 (or even 3) Pleistocene marine transgressions (of Holsteinian?, Eemian, and Holocene or Atlantic or Littorina age). The Vistulian sequence consists of two glacial episodes dated by TL method: older about 61–58 ka BP, and younger at 20–12 ka BP. Thickest Holocene deposits in Poland (mainly marine and limnic sequence), exceeding 100 m in the Hel Spit.

Key words: dating, marine deposits, Holocene thickness

Pod określeniem „region gdański” należy rozumieć część Polski na wschód od południka 17° i na zachód od południka 20°E. Północną granicą jest brzeg morski a południową równoleżnik 53°30'. Granice lądowe są dość umowne, tak zresztą jak i granica północna. Obecnie zalany obszar łądu był i jest bowiem pod wieloma względami podobny do części lądowej, nie zalanej przez morze.

Region gdański w swej przeważającej części ma niedostatecznie poznana pokrywę kenozoiczną. Systematyczne prace wiertnicze i zdjęciowe zostały rozpoczęte stosunkowo niedawno. Koncentrują się one na poznawaniu czwartorzędu. Odslonięcia, poza strefą brzegową, ukazują jedynie najmłodszą część osadów plejstoceniowych. Niezależnie jednak od stopnia rozpoznania, region gdański charakteryzuje się kilkoma szczególnymi cechami swej pokrywy czwartorzędowej. Są one przedmiotem artykułu.

1. Deniwelacje pomiędzy powierzchnią spagową czwartorzędu i jego obecną powierzchnią wynoszą ponad 600 m, przy czym amplituda powierzchni podczwartorzędowej może wynosić ok. 500 m. Wartości te dotyczą również samego plejstocenu.

2. Region gdański jest jedynym w kraju, gdzie występują ślady przynajmniej dwóch, a może nawet i trzech zalewów morskich w czwartorzędzie. Starszy nastąpił w interglacjale eemskim, młodszy w holocenie. Możliwy najstarszy jest wieku mazowieckiego (holsztyńskiego).

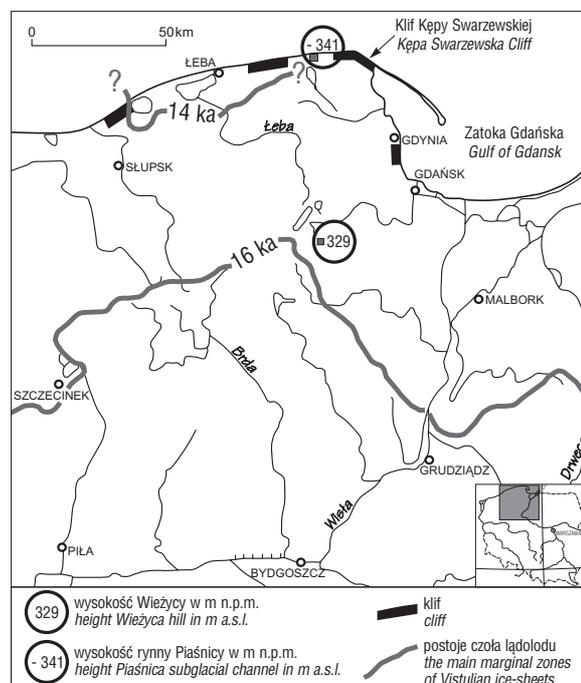
3. W regionie gdańskim występują najmłodsze w Polsce osady glacialne, a więc i najmłodsza glacialna rzeźba.

4. Miąższość holocenu jest największa w Polsce. Na Półwyspie Helskim wynosi ona przynajmniej 100 m.

Najniższej położona powierzchnia podczwartorzędowa znajduje się w pobliżu ujścia Piaśnicy (ryc. 1 i 2). Znajduje się tam głęboka rynna, zapewne subglacialna, której dno, udokumentowane wiertniczo, sięga 341 m poniżej poziomu morza (Mojski & Tomczak, 1994, 1995). Wiek wypełnienia tej rynny nie jest znany. Tworzą je głównie piaski. Rynna wcięta jest aż do triasu. Przekrój geologiczny wzdłuż brzegu (ryc. 3) ukazuje sporo podobnych rynien, ale znacznie płytszych. Powierzchnia podczwartorzędowa znajduje się tam na wysokości średnio ok. 100 do 150 m poniżej poziomu morza i w takich przypadkach czwartorzęd leży zazwyczaj bezpośrednio na kredzie. Wysoko leżąca powierzchnia podczwartorzędowa natomiast występuje przeważnie na wysokości od 20 m powyżej poziomu morza. Te

trzy strefy wysokościowe zalegania powierzchni podczwartorzędowej odpowiadają zapewne trzem poziomom morfogenetycznym o zróżnicowanej genezie i wieku. Rynny powstawały w czasie różnych wiekowo nasunięć lądolodu skandynawskiego. Powierzchnia znajdująca się na wysokości od ok. 100 do 150 m poniżej poziomu morza jest najpewniej powierzchnią egzaracyjną, powstałą (niejednokrotnie) podczas starszych zlodowaceń. Owcześnie lądolody zniszczyły zatem przynajmniej 100 m osadów trzeciorzędowych i do kilkudziesięciu metrów osadów kredowych. Wreszcie powierzchnia najwyższa jest najbardziej różnowiekowa, ale i stosunkowo najmniej zniszczona. Można przypuszczać, że w czwartorzędzie obniżyła się ona przynajmniej o kilkadziesiąt metrów w stosunku do powierzchni jaka istniała przed plejstocenem glacialnym.

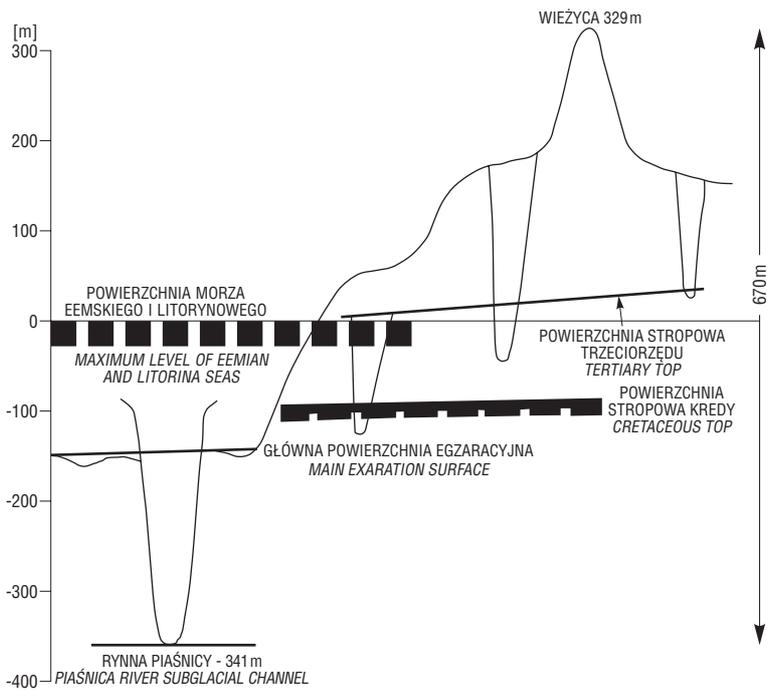
Najwyższej leżącym miejscem, zbudowanym z plejstocenu jest w regionie gdańskim Wieżyca, sięgająca 329 m n.p.m. Zestawienie obu wartości, tj. — 341 (rynna Piaśnicy) i 329 m (Wieżyca) daje **strefę wysokościową**, w której zachodziły wszelkie zdarzenia w plejstocenie regionu gdańskiego, a więc owe ponad 600 m, o czym wspominałem na



Ryc. 1. Postoje czoła lądolodu w czasie fazy pomorskiej (16 ka BP) i fazy gardzieńskiej (14 ka BP). W czarnych kółkach wysokości n.p.m. Wieżyca i rynny Piaśnicy

Fig. 1. The main marginal zones of Vistulian ice-sheets during Pomeranian Phase (16 ka BP) and Gardno Phase (14 ka BP). In circles: height above sea level in m (Wieżyca hill and Piaśnica subglacial channel)

*Uniwersytet Gdański, Instytut Oceanografii, ul. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia



Ryc. 2. Najważniejsze poziomy morfogenetyczne regionu gdańskiego
 Fig. 2. The main morphogenetic levels in the Gdańsk area

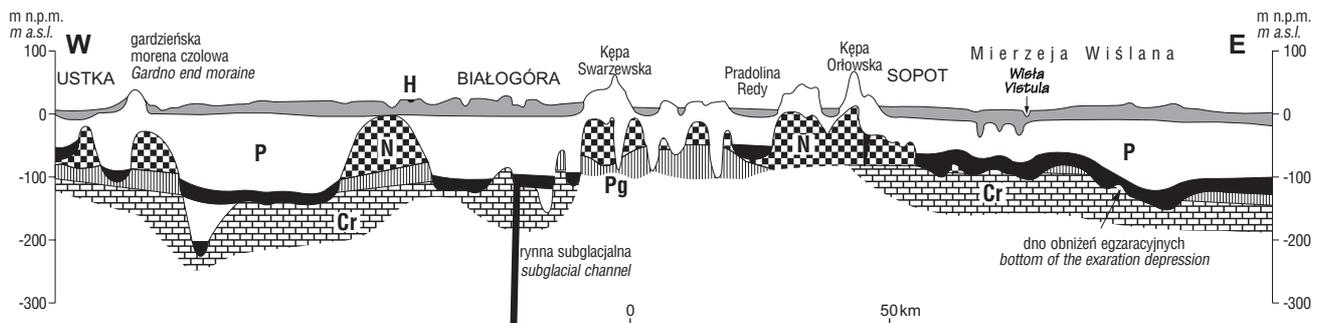
początku. Należy sądzić, że dla tak małego obszaru owe ponad 600 m jest wartością w skali naszego kraju czymś wyjątkowym.

Ślady plejstocenyk zalewu morskiego nad dolną Wisłą (ryc. 4) zostały rozpoznane ponad sto lat temu. Od dawna wiadomo, że zalewem tym było morze eemskie (Makowska, 1984, 1995). Wykorzystało ono dawniejsze obniżenie powierzchni przedeemskiej, zapewne genezy egzaracyjnej. Zalew miał charakter ingresji sięgającej od północy aż po okolice Kwidzyna, Susza, Pasłęka i Fromborka na wschodzie. Wzdłuż zachodniego brzegu utworzyła się na utworach glacygenicznych platforma abrazyjna, na którą morze wkroczyło tylko na krótko, w czasie maksymalnego zasięgu, pozostawiając wyraźny poziom bruku. Na zalewie istniały niewielkie wyspy (Hojty, Jasna, Kaczynos, Żółwiniec, a na przedłużeniu zalewu na południe, w dolinie ówczesnej Wisły (?) jeziora, np. Jezioro Białki i torfowiska z charakterystyczną sekwencją szaty roślinnej, typową dla interglacjału eemskiego. Morze to nazwane zostało Morzem Tychnowskim (Samsonowicz, 1951).

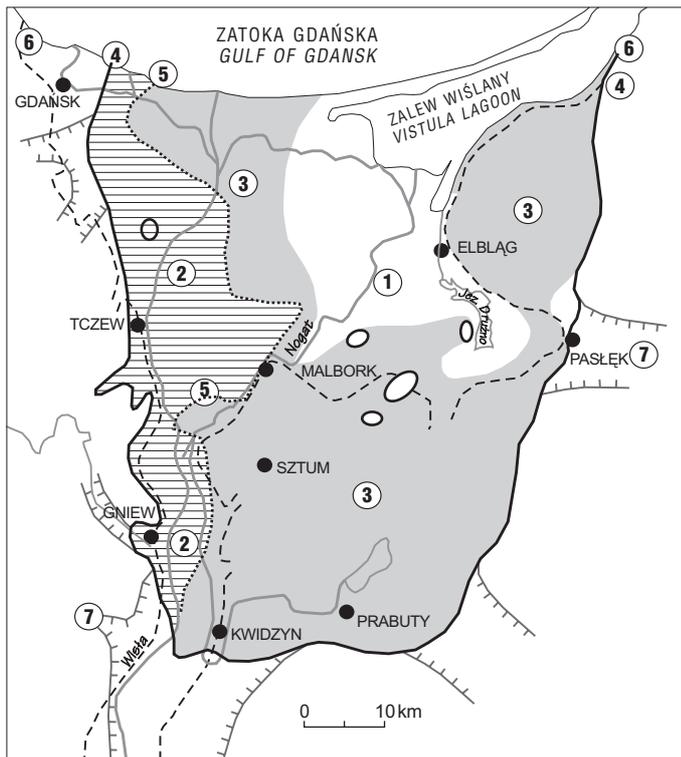
Wcześniej, według Makowskiej (1984) miała miejsce niewielka ingresja morza, zapewne u schyłku zlodowace-

nia warty, nazwana przez tę autorkę Morzem Sztumskim. Jego osady są oddzielone od Morza Tychnowskiego cieniłą warstwą piasków ze żwirami, określonymi przez Makowską (1984) jako osady rzeczne, częściowo facji korytowej. Interpretacja taka jest możliwa i wówczas mielibyśmy nad dolną Wisłą do czynienia z dwiema ingresjami morza eemskiego. Jest jednak możliwa i inna interpretacja. Otóż w obszarze delty Wisły osady morza eemskiego są przykryte cieniłą warstwą piasków ze żwirami (ryc. 5). Tylko w zupełnie pojedynczych miejscach towarzyszy im cieniły pokład gliny morenowej. I jest to w delcie Wisły pełna sekwencja osadów pozostałych tam z ostatniego zlodowacenia. Nad nimi jest położona warstwa osadów morskich, powstałych w czasie atlantyckiej transgresji Morza Bałtyckiego nazywanej litorynową. A zatem sytuacja jest podobna do tej jaka panuje pomiędzy dwoma pokładami osadów, morza eemskiego (według Makowskiej, 1984). Analogia taka może prowadzić do wniosku, że pierwsza ingresja eemska, według Makowskiej (1984) może być znacznie starsza i pochodzić z zalewu, np. morza holsztyńskiego, z czasu interglacjału poprzedzającego zlodowacenie odry. Decydujące dla takiej interpretacji jest stwierdzenie, że odpowiednikiem całego zlodowacenia jest cieniła zazwyczaj warstwa piasków ze żwirem.

Podobna sytuacja ma miejsce na Nizinie Gardzieńsko-Łebskiej. I tam (ryc. 5) jedynym śladem ostatniego nasunięcia lądolodu plejstocenyk jest jedynie cieniła warstwa piasków ze żwirami (Rotnicki & Borówka, 1995) rozwinięta w postaci typowego bruku. Nad nim występują powszechnie osady późnego glacjału i morza litorynowego, a pod nim różne facje interstadiału gruzdzickiego z licznymi datami radiowęglowymi. Jest to więc kolejny przykład obszaru o zredukowanej miąższości rozwoju litofacjalnego osadów ostatniego zlodowacenia skandynawskiego. I ten przykład pochodzi z rozległej wyraźnej niziny nadmorskiej, podobnie, jak delta Wisły. Sprawą dalszych badań jest wykrycie przyczyn takiej sytuacji i poszukiwanie dalszych podobnych miejsc. Na podstawie znajomości wielu niecek końcowych z różnych części niżowej Polski, można wyrazić pogląd, że zanik lądolodów w takich nieckach pozostawiał jedynie cieniłą warstwę piasku ze żwirem i lepiej lub gorzej rozwinięty poziom bruku. Natomiast depozycja materiału morenowego odbywała się na obrzeżeniach niecek końcowych, pro-

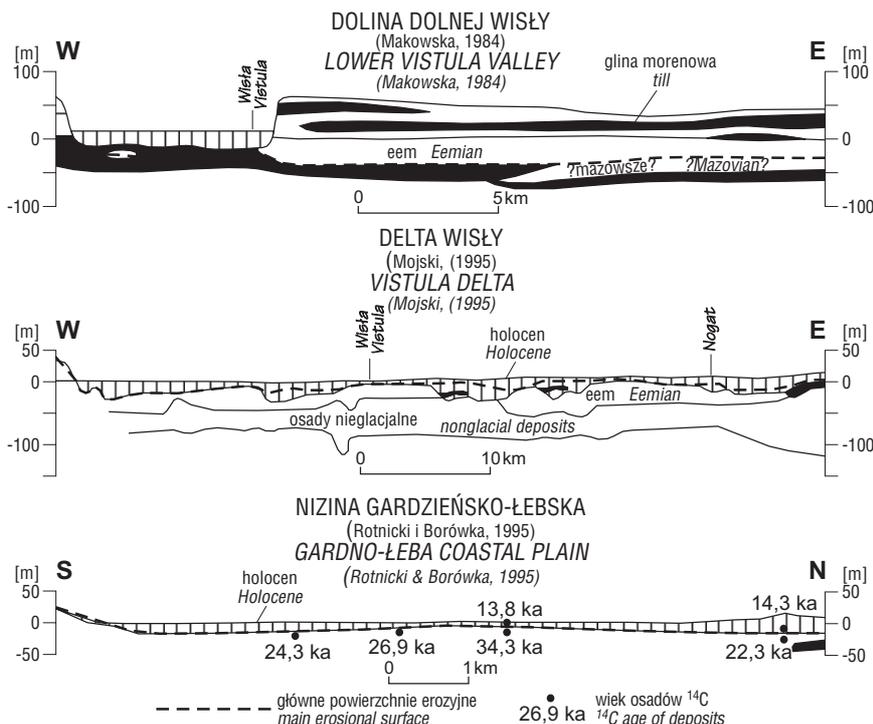


Ryc. 3. Budowa geologiczna brzegu między Jarosławcem i wschodnią granicą państwa (wg Tomczak & Mojskiego, 1995); Cr — kreda, Pg — paleogen, N — neogen, P — plejstocen, H — holocen
 Fig. 3. The geological structure of Polish coast between Jarosławiec and eastern state boundary (Tomczak & Mojski, 1995); Cr — Cretaceous, Pg — Palaeogene, N — Neogene, P — Pleistocene, H — Holocene



Ryc. 4. Morze Tychnowskie w interglacjale eemskim (wg Makowskiej, 1995); 1 — obecny brak osadów morskich, 2 — cienka pokrywa osadów morskich na powierzchni abrazyjnej, 3 — obecnie występujące tychnowskie osady morskie, 4 — granica Morza Tychnowskiego, 5 — granica między platformą abrazyjną i głębszą częścią zbiornika morskiego, 6 — granica delty i doliny Wisły, 7 — granice eemskich dolin rzecznych

Fig. 4. The Eemian Tychnowy Sea (Makowska, 1995); 1 — Present-day lack of marine deposits, 2 — thin cover marine deposits on a erosional surface, 3 — present-day marine cover, 4 — boundary of Tychnowy Sea, 5 — boundary between erosional surface and deeper part of marine area, 6 — boundary of delta river valley and present-day morainic plateau, 7 — boundaries of Eemian river valleys



Ryc. 5. Przykłady głównych powierzchni erozyjnych (linia przerywana) w regionie gdańskim

Fig. 5. Examples of main erosional surfaces (dashed line) in Gdansk area

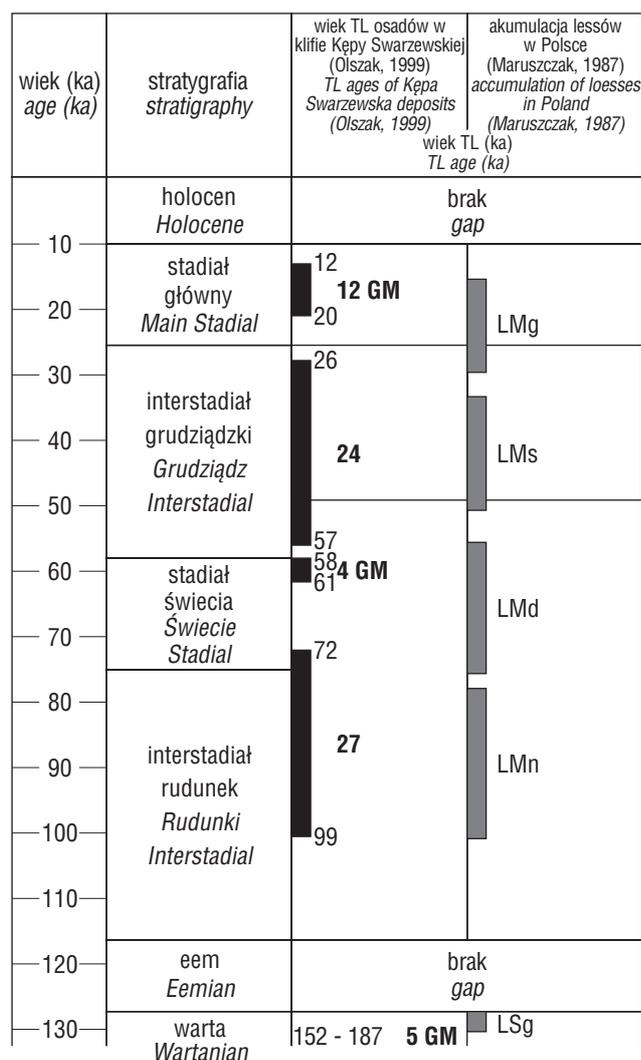
wadząc tam do powstania miększych osadów morenowych często w warunkach glaciekttoniki.

Najmłodszym wreszcie morskim osadem w regionie gdańskim są utwory morza litorynowego. Nazwa ta obejmuje tą część rozwoju basenu bałtyckiego, kiedy morze wtargnęło na obszar dzisiejszego lądu (część delty Wisły, Półwysep Helski, Nizina Gardzieńsko-Łebska i in.). Ten maksymalny zasięg zalewu litorynowego miał miejsce ok. 6,5 do 6,3 ka BP. W obszarze delty Wisły i nieco na zachód pozostawił on częściowo widoczne w rzeźbie dzisiejszej linii brzegowej, w postaci klifu, w delcie kopalnego. Później powstały w warunkach niewielkiej recesji trzy systemy wydm brzegowych, w tym częściowo wałów, doskonale widocznych w dzisiejszej rzeźbie naszych mierzei, z licznymi glebami subfosylnymi.

Na samej północy Polski występują **najmłodsze osady glacialne**. Wzrzą one tzw. fazę gardzieńską w postaci bardzo wyraźnego łuku moreny czołowej ze wzgórzem Rowokół i niekłą końcową z jeziorem Gardno. Ku zachodowi ta strefa marginalna jest ucięta klifem k. Dębiny, ukazującym całą wewnętrzną budowę tej strefy (m.in. Jasiewicz, 1998). Natomiast ku wschodowi granica lobu jest słabiej wykształcona i jest rysowana przeważnie wzdłuż południkowo przebiegających wzgórz, nie ukazujących jednak budowy właściwej moreny czołowej. Na zapleczu strefy marginalnej znajduje się Nizina Gardzieńsko-Łebska, gdzie, jak już wspominałem, brak jest na ogół gliny morenowej stadiału głównego i pozostał z niej tylko bruk (Rotnicki & Borówka, 1995).

Osady glacialne, w postaci głównie gliny morenowej, odsłaniające się w klifach pomiędzy Sopotem i Łebą są wydatabowane za pomocą termoluminescencji. Zdają sobie sprawę z siły argumentów przeciw datowaniu tym sposobem osadów glacialnych, a zwłaszcza gliny morenowej. Nie tu miejsce, aby zastrzeżenia takie rozwinąć szczegółowo. Nie należy jednak zapominać, że w regionie gdańskim istnieje kilkadziesiąt dat układowych się w trzy ich przedziały, a każdy z nich odpowiada przedziałom czasowym, w których miała miejsce deglacjacja lądolodu skandynawskiego na północy naszego kraju. Liczne datowania (Olszak, 1999) pozwalają (ryc. 6) na korelację najstarszych, licznych datowań z zimnym okresem warciańskim (daty > 152 ka BP), stadiem świecica zlodowacenia wisły (przedział dat od 61 do 58 ka BP) i ze stadiem głównym, czyli leszczyńsko-pomorskim tegoż zlodowacenia (od 20 do 12 ka BP). Istnieje ponadto wiele datowań wskazujących na obecność w regionie gdańskim osadów z czasu interstadiału grudziądzkiego, a więc w przedziale od 57 do 26 ka BP. Datowane są osady budujące klif, a więc widoczne w odsłonięciach, co pozwala na bliższe ich zbadanie, jak i osady z profili wiertniczych w głębi lądu. W całości region gdański należy do takich, w których datowanie termoluminescencyjne stosowa-

nie kilkadziesiąt dat układowych się w trzy ich przedziały, a każdy z nich odpowiada przedziałom czasowym, w których miała miejsce deglacjacja lądolodu skandynawskiego na północy naszego kraju. Liczne datowania (Olszak, 1999) pozwalają (ryc. 6) na korelację najstarszych, licznych datowań z zimnym okresem warciańskim (daty > 152 ka BP), stadiem świecica zlodowacenia wisły (przedział dat od 61 do 58 ka BP) i ze stadiem głównym, czyli leszczyńsko-pomorskim tegoż zlodowacenia (od 20 do 12 ka BP). Istnieje ponadto wiele datowań wskazujących na obecność w regionie gdańskim osadów z czasu interstadiału grudziądzkiego, a więc w przedziale od 57 do 26 ka BP. Datowane są osady budujące klif, a więc widoczne w odsłonięciach, co pozwala na bliższe ich zbadanie, jak i osady z profili wiertniczych w głębi lądu. W całości region gdański należy do takich, w których datowanie termoluminescencyjne stosowa-



Ryc. 6. Utwory glacialiczne w rejonie gdańskim na przykładzie klifu Kępy Swarzewskiej (wg Olszaka, 1999, uproszczone i zmienił). Wiek termoluminescencyjny w ka. 12 GM — ilość dat dla gliny morenowej, 24 — ilość dat dla utworów nieglacialicznych, 20–12 — przedział datowań dla danej jednostki stratygraficznej, LSg — less starszy górny, LMn — less młodszy najniższy, LMd — less młodszy dolny, LMs — less młodszy środkowy, LMg — less młodszy górny

Fig. 6. Glacialic deposits in the Gdańsk area, as example of Kępa Swarzevska cliff. TL age in ka (Olszak, 1999, simplified). 12 GM — the number of TL dates for till, 24 — the number of dates for nonglacial deposits, 20–12 — the partition of dates for each stratigraphic unit, LSg — Upper Older Loess, LMn — Lowest Younger Loess, LMd — Middle Younger Loess, LMg — Upper Younger Loess

ne jest powszechnie i wyniki którego nie mogą być pomijane w korelacjach stratygraficznych, zwłaszcza wówczas jeśli daty te potraktujemy nie jako wiek osadów, ale jako wartości wskaźników wiekowych, co bywa u nas stosowane dla innych obszarów i innych osadów. Chodzi tu zwłaszcza o lessy (Maruszczak, 1991), których najmłodsze poziomy odpowiadają wymienionym wyżej okresom ochłodzeń (ryc. 6).

Półwysep Helski w przeważającej części jest zbudowany z osadów holocen (Tomczak, 1995). Osady te od nasady półwyspu do Kuźnicy mają miąższość zaledwie kilkunastu metrów. Niżej leży plejstocen o miąższości do ok. 150 m, cieniejąc ku wschodowi do ok. 40 m. Dalej ku południowemu wschodowi holocen osiąga stałą

miąższość, przynajmniej do 100 m, a pod nim plejstocen wypełnia rynny do 80 m głębokie. Holocen jest złożony z osadów mierzejowych wieku litorynowego o miąższości do 60 m. Osady te przykrywają starszą część holocenu ściśle związaną z wcześniejszą historią basenu bałtyckiego (*ancylos – mastogloia*). Powierzchnię budują osady eoliczne w postaci trzech generacji wydm, znanych wzdłuż całego akumulacyjnego wybrzeża polskiego, od Bramy Świny aż po Mierzeję Wiślaną. Te trzy generacje oddzielone są dwiema glebami subfossylnymi.

Geneza Półwyspu Helskiego była uwarunkowana załamaniem linii brzegowej na północny wschód od Władysławowa. Powodowało to akumulację piasku niesionego wzdłuż brzegu od zachodu, w przedłużeniu kierunku linii brzegowej. Jednocześnie linia brzegu przesuwiała się w całości ku południowemu zachodowi, niszcząc w ten sposób osady przedlitorynowe. Przesuwanie takie trwało bardzo krótko, ale było intensywne. Od paru tysięcy lat położenie półwyspu nie zmienia się. Świadczą o tym daty radiowęglowe na półwyspie. Najstarsze z nich wynosi 5, 6 ka (Tomczak, 1995). Obecnie zachodzące procesy brzegowe są same w sobie przedmiotem wielu badań i mogą być dobrym przykładem stosowania różnych nowoczesnych metod, służących zarówno celom naukowym, jak i zupełnie utylitarnym, polegających na ochronie polskiego brzegu.

Podane wyżej, wyróżniające cechy pokrywy czwartorzędowej regionu gdańskiego nie są zapewne jedynymi. Można by podać kilka innych. Podobnie zresztą, jak i region gdański nie jest jedynym w Polsce, który ma szczególne cechy pokrywy czwartorzędowej. Warto jednak, jak sądzę, zwracać w przyszłości więcej uwagi na takie cechy w innych regionach Polski. Dałoby to naukowe podstawy do lepszej regionalizacji pokrywy czwartorzędowej u nas, opartej o jej cechy charakterystyczne, co swego czasu autor niniejszej publikacji próbował już przeprowadzić (Mojski, 1977).

Literatura

- JASIEWICZ J. 1998 — Stop 10. Dębina. Till stratigraphy and glacio-tectonic style of the Gardno Phase end moraine. Field Symposium on glacial geology at the Baltic Sea Coast in Northern Poland, 13–19 September 1998. Excursion Guide: 59–64.
- MAKOWSKA A. 1984 — Osady morskie i rzeczne w rejonie doliny dolnej Wisły. Budowa Geologiczna Polski. Stratygrafia, część 3 B: Kenozoik. Czwartorzęd. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa: 197–207.
- MAKOWSKA A. 1995 — Eem. Atlas Geologiczny Południowego Bałtyku. Tablica XVI. Red. Józef Edward Mojski. Państwowy Instytut Geologiczny. Sopot–Warszawa.
- MARUSZCZAK H. 1991 — Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. Podstawowe profile lessów w Polsce. Red. H. Maruszczak. Univ. Mariae Curie–Skłodowska. Lublin: a. 13–35.
- MOJSKI J. E. 1977 — Main structural units of the Quaternary of the Polish Lowlands. Biul. Inst. Geol., 305: 5–11.
- MOJSKI J. E. 1995 — Geology and evolution of the Vistula delta and Vistula Bar. J. Coast. Res. Sp. Issue, 22: 141–150.
- MOJSKI J. E. 1999 — Drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybałtyckim. Prz. Geol., 47: 247–254.
- MOJSKI J. E. & TOMCZAK A. 1994 — Większe formy subglacialne w rzeźbie podczwartorzędowej polskiego wybrzeża. Acta Univ. Nicolai Copernici. Geografia, 27: 241–247.
- OLSAK I. J. 1999 — Chronostratigraphy of the western part of the cliff of Kępa Swarzevska near Jastrzębia Góra (Baltic coast). Peribalticum VII. Gdańskie Tow. Nauk.: 41–64.
- ROTNICKI K. & BORÓWKA R. K. 1995 — The last cold period in the Gardno–Leba Coastal Plain. J. Coast. Res. Sp. Issue, 22: 225–230.
- SAMSONOWICZ J. 1951 — Interglacja eemski nad dolną Wisłą. Roczn. Pol. Tow. Geol., 20: 303–308.
- TOMCZAK A. 1995 — Budowa geologiczna strefy brzegowej. I i II. Tablice XXXIII i XXXIV. [W:] Atlas Geologiczny Południowego Bałtyku. Red. Józef Edward Mojski. Państwowy Instytut Geologiczny. Sopot–Warszawa.