

Rola martwego lodu w kształtowaniu rzeźby basenu unisławskiego

Jarosław Kordowski*

The significance of dead ice blocks in the morphogenesis of the Unisław Basin (central Poland). Prz. Geol., 49: 918–922.

Summary. The geomorphologic and geologic premises seem to indicate a role of dead ice blocks in shaping the relief of the Unisław Basin (lower Vistula River valley). This area is characterized by the untypical morphology of basin floor and specific depositional structures found in narrow, or high and isolated sandy elevations. Their origin was probably linked to the dead ice melting process that occurred during Late Glacial time. In the eastern part of the Basin these elevations are partly overlain by Holocene organic lacustrine and swamp deposits, whereas in the western part by floodplain deposits. The fluvial relief overlaps the morphology generated by melting of dead ice blocks.

Key words: lower Vistula River valley, Unisław Basin, dead ice

Dolina dolnej Wisły poniżej Płocka była pokryta łądolodem podczas ostatniego zlodowacenia. Zdarzenie to pozostawiło swoje charakterystyczne piętno odróżniające tę część doliny od jej części środkowej i południowej. Dolina dolnej Wisły zasadniczo była ukształtowana już przed nasunięciem ostatniego zlodowacenia (Brykczyński, 1986). Ze względu na obecność rozległego i względnie głębokiego obniżenia wycofujący się łądolód miał tu doskonale warunki do pozostawiania brył martwego lodu (Falkowski, 1980; Mojski, 1980). Obecność form związanych z martwym lodem lodowcowym w dolinie Wisły stwierdzili już na przełomie lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych Skompski (1969) w rejonie Płocka i Drozdowski (1974) w basenie grudziądzkim. Wyrażały się obecnością form związanych z wytapianiem martwego lodu (ozy, kemy, pokrywy ablacyjne) na wysokich poziomach morfologicznych doliny. Dowody na udział brył martwego lodu w kształtowaniu rzeźby dna doliny Wisły występują, moim zdaniem, również dalej na północ doliny w basenie unisławskim (ryc. 1).

Basen unisławski to rozszerzenie doliny Wisły występujące na północ od przełomu fordońskiego. Było ono badane od dawna przez wiele osób (m.in. Galon, 1934; Drozdowski, 1965; Niewiarowski, 1968, 1970, 1987; Olszewski, 1968; Butrymowicz, 1981; Kozłowska & Kozłowski, 1985, 1990; Kordowski, w druku). Jego szerokość wynosi ok. 8–9 km. Dno jest położone na przeciętnej wysokości od 30 do 35 m. Mniej więcej połowę szerokości basenu zajmują trzy poziomy równiny zalewowej B₁, B₂ i B₃ rozpoznane przez Galona (1934) i Niewiarowskiego (1987) z późniejszymi zmianami autora (Kordowski, w druku). Pokrywa osadów powodziowych na tych poziomach zaczęła się tworzyć ok. 4 tys. lat temu (Niewiarowski, 1987). Wschodnią część omawianej jednostki tworzy szeroki na ok. 5 km obszar występowania torfów i gytii (ryc. 2), z pośród których wystają — przeciętnie na kilka metrów wysokości względnej — wąskie, wydłużone i w przypadku mniejszych form, bardzo prostolinijnie biegnące wzniesienia piaszczyste. Mniejsze z nich przez Niewiarowskiego (1987) były uważane za dawne wały przykorytowe, a większe za ostańce II tarasu rzecznoego z późnego glacjału. Pewne cechy ich budowy geologicznej

jak i morfologii wskazują, że w przypadku części z tych form można też rozważyć hipotezę powstania w różnej wielkości rozpadlinach lodowych istniejących w wielkiej bryle martwego lodu jaka utworzyła się w basenie unisławskim i jego otoczeniu w trakcie recesji ostatniego łądolodu.

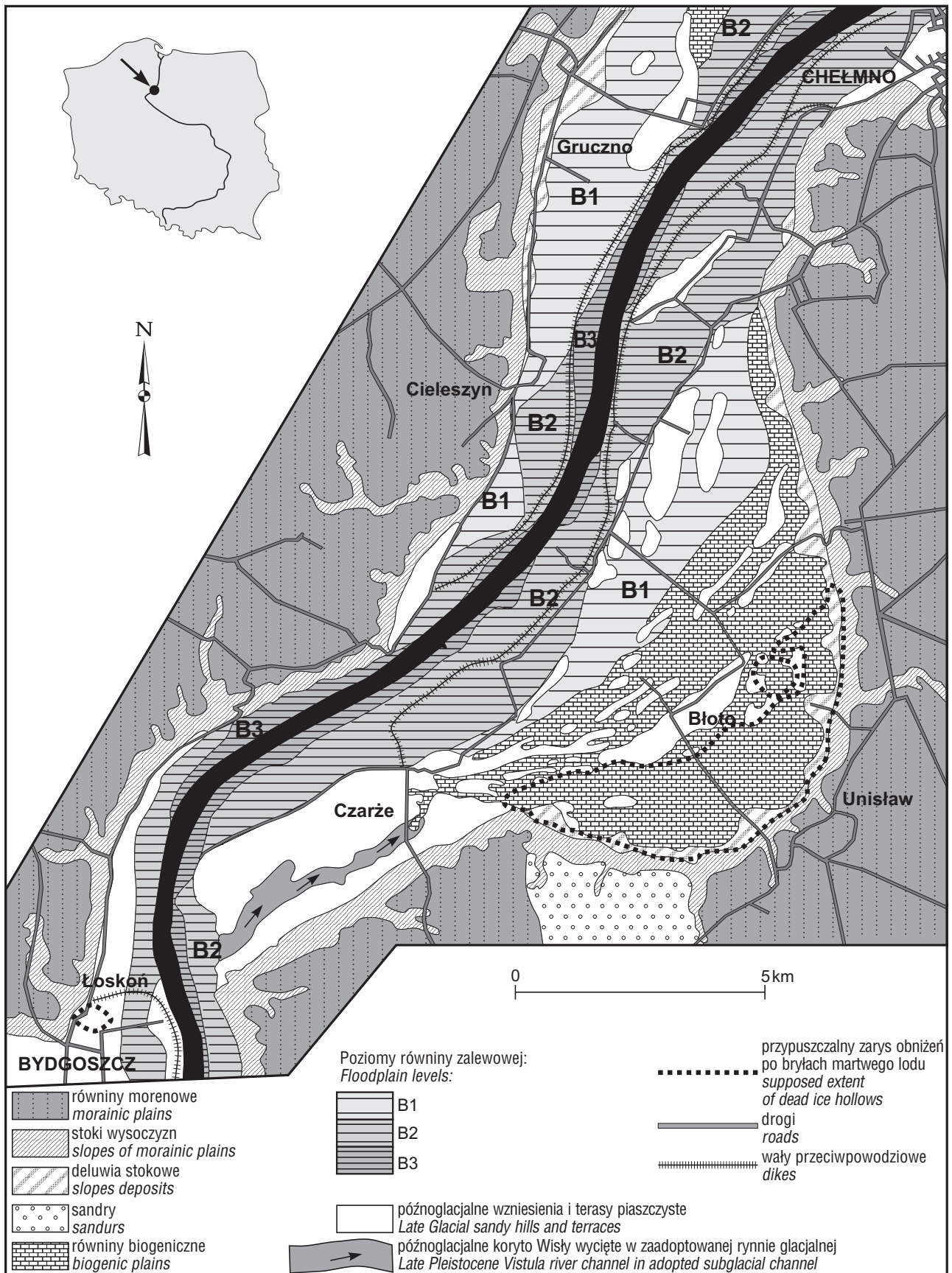
Morfologia i budowa wewnętrzna wzniesień piaszczystych

Przegląd morfologii omawianych wałów piaszczystych przedstawia ryc. 1 i 2. Najdłuższy z takich wałów występuje w miejscowości Błoto osiągając 5 km długości i 1, 2 km szerokości. W Borównie występuje wzniesienie długości 2,5 km i 700 m szerokości. Stosunek długości do maksymalnej szerokości w przypadku tych największych form wynosi ok. 4. Formy mniejsze są dużo węższe. Stosunek długości do średniej szerokości w niektórych przypadkach przewyższa 10. Wały te przeważnie nie przekraczają 40 m n.p.m. Obecnie osiągają one do 10 m wysokości względnej ponad poziom obecnego dna basenu unisławskiego, jednak u schyłku glacjału deniwelacje były jeszcze o 3 do 5 m większe, bowiem nie istniało jeszcze wtedy wypełnienie biogeniczne we wschodniej części, ani ok. 2 m miąższości pokrywa madowa w zachodniej części basenu unisławskiego. Wysokość względna najwyższych form mogła więc sięgać do 15 m. Powierzchnia tych wzniesień obfituje też w liczne wyniosłości i obniżenia odbiegające od typowej morfologii teras rzecznych. Na części z nich rozwinęły się małej miąższości pokrywy eoliczne i wydmy (Niewiarowski, 1970).

Budowa wewnętrzna wzniesień piaszczystych

Z wierceń archiwalnych jak i przekrojów wykonanych przez Niewiarowskiego (1987) wynika, że w basenie unisławskim miąższość utworów czwartorzędowych (głównie piaski z domieszką żwirów, na powierzchni zaś osady organiczne i mady rzeczne) wynosi przeciętnie od 10 do 20 m. Pod tymi piaskami znajdują się ilaste i mułkowate utwory neogenu. Największe, dostępne w tym obszarze, odsłonięcie w miejscowości Gzin (odsł. O) rejestrujące budowę poziomów tarasowych w południowej części basenu, osiąga 7 m wysokości. Inne odsłonięcia, dokumentujące budowę wałów piaszczystych, są dużo płytsze. Mimo to, na podstawie ich analizy można wnioskować o genezie rzeźby tego obszaru. Pod względem litologicznym

*Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, ul. Kopernika 19, 87-100 Toruń



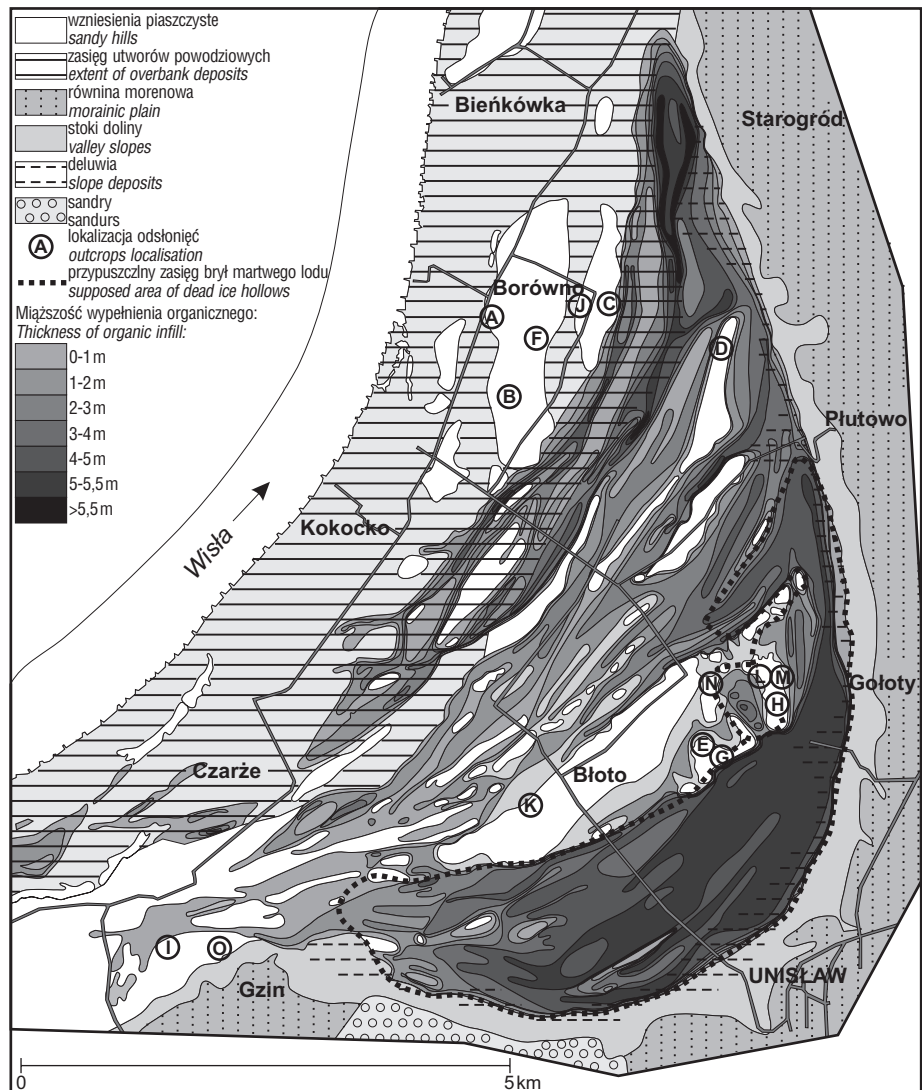
Ryc. 1. Przeglądowa mapa geomorfologiczna basenu unisławskiego
 Fig. 1. Sketch geomorphologic map of the Unisław Basin

wzniesienia w basenie unisławskim są zbudowane z piasków z domieszkami żwirów. Niekiedy dość znaczny udział wykazują piaski mułkowane i żwiry. Charakterystyczny jest prawie całkowity brak mułków i ilów.

Pod względem strukturalnym osady te nie są zbyt zróżnicowane. W zasadzie dominuje typ warstwowania poziomego i niskokątowego przekątnego płaskiego. Nieco mniej częste jest warstwowanie płaskie przekątne i masywne. Czasami spotyka się niewyraźne warstwowanie horzontalne ze smugami żelazistymi (odsł. C). Niekiedy też struktury, które można tłumaczyć przemieszczaniem się materiału po bardziej stromych stokach form. Objawia się to występowaniem wtrąceń, brył, plam i przemazów materiału organicznego (te tylko w górnych częściach profili) lub piasku mułkowego w obrębie dobrze wysortowanych facji piaszczystych.

W dwu przypadkach w dolnych częściach odsłoneń nachylenie warstw osadu wyniosło ok. 45° (odsł. F i drobne wyrobisko w pobliżu odsł. E), co znacznie przekracza kąt naturalnego zsypania piasku. Osady z kątem upadu większym od kąta naturalnego przechodzą stopniowo w osady najpierw warstwowane przekątnie płasko, a potem niskokątowo. Nie zaobserwowano uskoków w obrębie warstw z dużym kątem upadu, ale może to być związane jedynie z małą powierzchnią osadów analizowanych w odsłonięciach. Odpreparowanie większych ścian było niemożliwe ze względu na nieustanne osuwanie się odsłanianych warstw. Bardzo charakterystyczne dla wzniesień piaszczystych basenu unisławskiego jest występowanie czasami ponad 3 m miąższości pakietów masywnych piasków przemytych (np. odsł. H). Obecność takich pakietów wiąże się najprawdopodobniej ze zsuwaniem się i mieszaniem wcześniej złożonego materiału piaszczystego, w wyniku takich gwałtownych zdarzeń jak przerwanie podpierającej bariery lodowej. Niewykluczone, że pakiety te powstawały, przynajmniej w części, w warunkach subakwalnych.

Kierunki odpływu wód zapisane w osadzie są bardzo zróżnicowane. Zasadniczo dominuje sektor północno-wschodni, chociaż incydentalnie można też spotkać odpływ w kierunku południowym. Należy jednak pamiętać, że całe pakiety osadu mogły być przechylone po wyto-

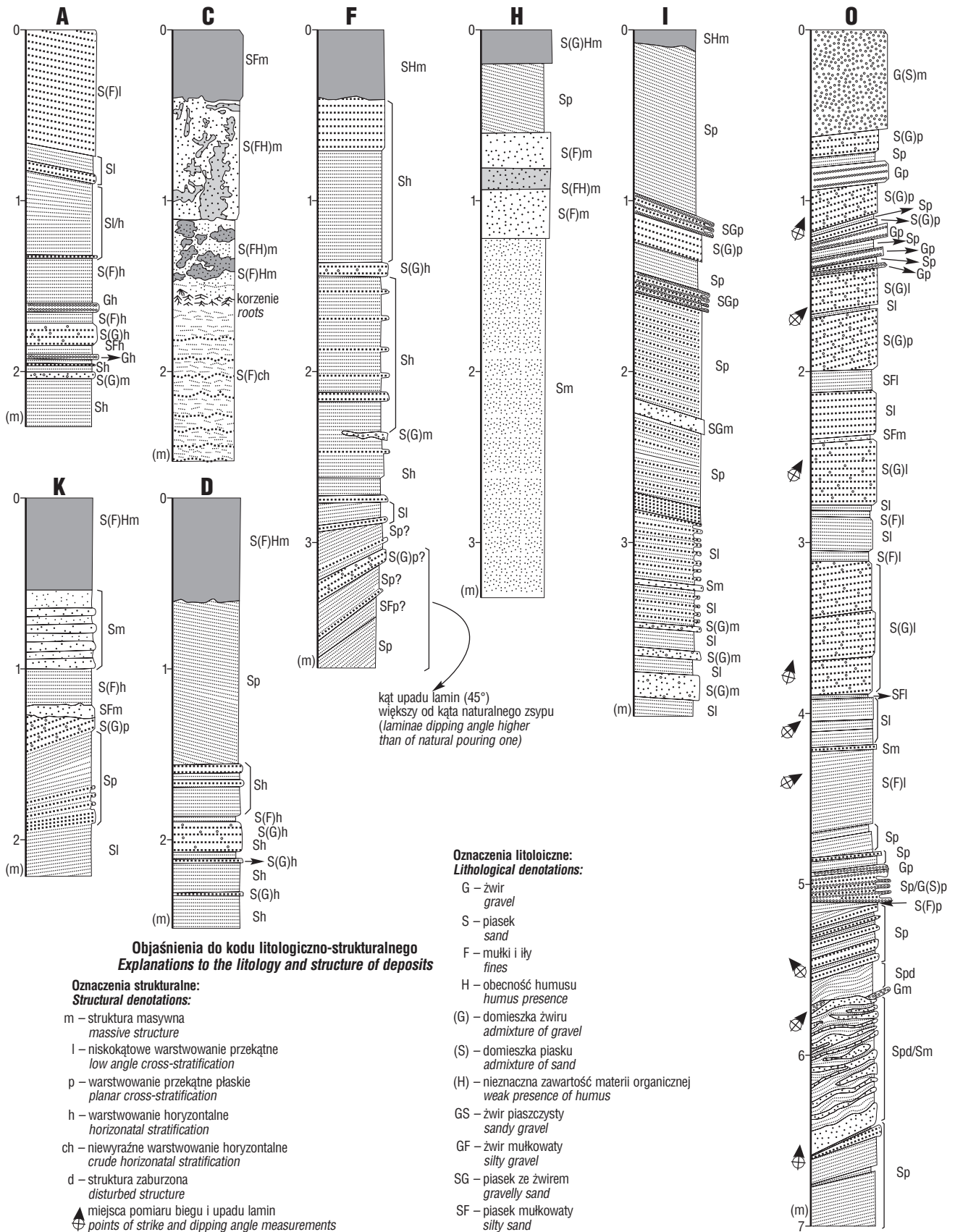


Ryc. 2. Zasięg i miąższość osadów jeziorno-bagiennych (gytie, torfy i martwice wapienne) we wschodniej części basenu unisławskiego
 Fig. 2. The extent and thickness of lacustrine and swamp deposits (gyttia, peat and calcareous sinter) in eastern part of the Unisław Basin

pieniu brył martwego lodu. Obecne kierunki upadu warstw nie zawsze muszą odpowiadać kierunkom pierwotnym.

Topografia powierzchni basenu unisławskiego pod pokrywą biogeniczną

Na ryc. 2 pokazano miąższości gytii i torfów występujących w dnie basenu unisławskiego, które są rozdzielone formami piaszczystymi. Struktury występujące pod osadami organicznymi na obszarze między miejscowościami Czarze, Kokocko, Borówno, Płutowo i Błoto mają wyraźny układ rzeki roztokowej. Roztoki są bardzo wyraźne chociaż zaskakująco prostolinijne i miejscami bardzo głębokie przekraczające 5 m. Nieco inaczej sytuacja przedstawia się na obszarze gytiiwiska między miejscowościami Gzin, Unisław, Gołoty i Błoto. To tutaj, a nie w północnej części basenu podłoże osadów organicznych jest położone najniżej. Z przekrojów Niewiarowskiego (1987) wynika, że miąższości gytii i torfów może dochodzić do 10 m. Obszar ten tworzy wyraźne, zamknięte i zwarte obniżenie. W jego



Ryc. 3. Profile litologiczne wybranych odsłonięć zlokalizowanych we wzniesieniach piaszczystych we wschodniej części basenu unisławskiego

Fig. 3. Lithologic profiles of selected outcrops located within sandy hills in eastern part of the Unisław Basin

otoczeniu w pobliżu spągu odsłonięcia E stwierdzono obecność warstw osadu o nachyleniu ponad 45°. W związku z tym obszar ten uznaję za wytopisko po bryle martwego lodu, które na ryc. 1 i 2 obwiedzione jest linią kropkowaną. Co ciekawe w dnie tego wytopiska mamy do czynienia z wąskimi wałami piaszczystymi, podobnymi jak na reszcie basenu unisławskiego. Dużo mniejsze formy interpretowane jako wytopiska znajdują się też na przeciwko miejscowości Gołoty i w miejscowości Łoskoń (ryc. 1). Wytopisko na przeciw Gołot obwiedzione jest wieńcem odsłoneń (E, G, N, L, M, H) i swym kształtem raczej nie budzi wątpliwości co do swej genezy. Wytopisko w Łoskoni na północnych krańcach Bydgoszczy jest formą niewielką (maks. długość ok. 100 m). W stropie wypełnione jest 2 m warstwą torfów trzcinowo-drzewnych, pod którymi znajduje się 6 metrowa warstwa gytii węglanowych i kredy jeziornej, w spągu nieco ilastej. Jeśli w opisanych formach (zaznaczonych na mapach) znajdowały się bryły martwego lodu, to powstaje pytanie czy mogły one wypełniać jeszcze inne miejsca, a może nawet cały basen. Przypuszczam, że tak — ze względu na obecność stromo postawionych warstw osadowych w odsł. F w centralnej części basenu. Tu jednak zagłębienia po martwym lodzie musiały zostać przekształcone i rozmyte, w wyniku działalności przełamujących się na północ wód Wisły. Wody te, we wschodniej części basenu unisławskiego, zmodyfikowały prawdopodobnie obniżenia po bryłach martwego lodu w niewielkim tylko stopniu, stąd tak prostoliniowy i głęboki charakter roztok. Drobne i wąskie formy piaszczyste byłyby więc przeważnie efektem erozyjnej działalności rzeki, formy największe natomiast w większości efektem wcześniejszych założeń, związanych z późnoglacialnym rozłożeniem brył martwego lodu.

Taki tok rozumowania wspiera obecność form stagnującego lodu na sąsiadujących obszarach Wysoczyzny Chełmińskiej (Pasierbski, 1966) i Wysoczyzny Świeckiej (Olszewski, 1969). Jeśli bryły martwego lodu występowały na wysoczyznach, to dlaczego nie miałyby ich być w basenie unisławskim, gdzie warunki do ich powstawania, ze względu na niskie położenie topograficzne, były o wiele korzystniejsze.

Torfy i gytie zakrywające obecnie te formy jak wynika z datowań Niewiarowskiego (1987) rozpoczęły rozwijać się ok. 10 050 lat temu. Na początku dominowała depozycja jeziorna (gytie, niekiedy kreda jeziorna) a później bagienna (torfy). Zatem powstanie roztok i wzniesień piaszczystych musiało się zakończyć jeszcze w późnym plejstocenie. Osady powodziowe w tym odcinku doliny zaczęły tworzyć się już 4 tys. lat temu, jednak na obszar gytii wdzierać zaczęły się dopiero 2000 lat temu (Niewiarowski, 1987). W tym czasie więc na wschodzie basenu unisławskiego dominowały najprawdopodobniej bagna i płytkie rozlewiska, likwidowane stopniowo w wyniku melioracji prowadzonych już od czasu osadzenia na tych ziemiach Zakonu Krzyżackiego. Zabiegi te przyczyniły się do powstania miejscami sięgającej nawet 1,5–2 m brązowej warstwy murszów.

Wnioski końcowe

Po recesji lądolodu z maksymalnego zasięgu maksimum zlodowacenia Wisły w basenie tym leżały wielkie bryły martwego lodu z licznymi rozpadlinami i przetańkami, w które od południa zaczęły wdzierać się wody Wisły. Wody te przyczyniły się do powstania powierzchni zasypiania sięgającej wysokości ok. 40 m n.p.m. Wytapianie się brył martwego lodu powodowało stopniowe wyłanianie się dużych form piaszczystych, między którymi powstały formy mniejsze związane z erozyjną działalnością rzeki. Można tu więc, na części obszaru, wskazać na syngeneiczne nałożenie się rzeźby fluwialnej na wytopiskową. Prawdopodobnie jeszcze w późnym glacie Wisła przyjęła charakter rzeki z jednym dominującym korytem i przeniosła się w zachodnią część basenu unisławskiego, gdzie pozostała przez cały holocen. Opuszczone struktury roztokowe zajęte zostały przez jeziorzysko, w którym osadzały się gytie. Później przekształciło się ono stopniowo w płytkie rozlewiska i bagniska. W średniowieczu zostały one osuszone przez człowieka i zajęte pod uprawę, tworząc współczesne dno basenu unisławskiego.

Literatura

- BRYKCYŃSKI M. 1986 — O głównych kierunkach rozwoju sieci rzecznej Nizy Polskiego w czwartorzędzie. *Prz. Geogr.*, 57: 411–440.
- BUTRYMOWICZ N. 1981 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Chełmno. Wyd. Geol.
- DROZDOWSKI E. 1965 — Mapa Geomorfologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Chełmno. IG PAN. Toruń.
- FALKOWSKI E. 1980 — Problemy genezy i interpretacji doliny środkowej i dolnej Wisły. *Prz. Geol.*, 28: 345–347.
- GALON R. 1934 — Dolina dolnej Wisły, jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. *Bad. Geogr. Polski Półn.-Zach.*: 12–13.
- KORDOWSKI J. 2001 (w druku) — Litologiczne i genetyczne zróżnicowanie osadów pozakorytowych równiny zalewowej Wisły między Górkami i Chełmem. *Prz. Geogr.*
- KOZŁOWSKA M. & KOZŁOWSKI I. 1985 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Żołędowo. Wyd. Geol.
- KOZŁOWSKA M. & KOZŁOWSKI I. 1990 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Unisław. Wyd. Geol.
- MOJSKI J.E. 1980 — Budowa geologiczna i tendencje rozwoju doliny Wisły. *Prz. Geol.*, 28: 332–333.
- NIEMIAROWSKI W. 1968 — Mapa Geomorfologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Unisław. IG PAN. Toruń.
- NIEMIAROWSKI W. 1970 — Wydmy Basenu Unisławskiego. *Z. Nauk. UMK, Geogr.* 7: 3–25.
- NIEMIAROWSKI W. 1987 — Evolution of the lower Vistula valley in the Unisław Basin and the river gap to the North of Bydgoszcz Fordon. [W:] Starkel L. (red.) — Evolution of the Vistula River Valley during the last 15 000 years. *Geogr. Studies, Spec. Iss. IV, 2. PAN, Ossolineum, Wrocław*: 234–252.
- OLSZEWSKI A. 1968 — Mapa Geomorfologiczna Polski 1 : 50 000, arkusz Trzeciewiec. IG PAN. Toruń.
- OLSZEWSKI A. 1969 — Formy strefy marginalnej południowego skraj Równiny Świeckiej ze szczególnym uwzględnieniem form deglacjacji „arealnej”. *Prz. Geogr.*, 41: 431–467.
- PASIERBSKI M. 1966 — Formy powstałe w lodzie stagnującym w południowo zachodniej części Wysoczyzny Chełmińskiej. *Z. Nauk. UMK, Geogr.* 5: 61–74.
- SKOMPSKI S. 1969 — Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Z. badań czwartorzęd w Polsce*, 12. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 220: 175–258.