WYCIECZKA III

Czosnówka – Mielnik – Janów Podlaski –Neple - Czosnówka

STANOWISKO 1 – MIELNIK
OSADY MORENY CZOŁOWEJ ZASIEGU LĄDOLODU WARTY NA POGRANICZU POLSKI Z BIAŁORUSIĄ.

Sławomir TERPIŁOWSKI[1], Tomasz ZIELIŃSKI[2], Piotr CZUBLA[3], Małgorzata ROMAN[4]

[1]Zakład Geoekologii i Paleogeografii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej,
Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, al. Kraśnicka 2 c, d, 20-718 Lublin
e-mail: terpis@poczta.umcs.lublin.pl
[2]Zakład Geologii Środowiskowej, Instytut Geologii,
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Maków Polnych 16, 61-606 Poznań
e-mail: zielu@amu.edu.pl
[3]Pracownia Geologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: piczubla@geo.uni.lodz.pl
[4]Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Instytut Nauk o Ziemi,
Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź
e-mail: malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

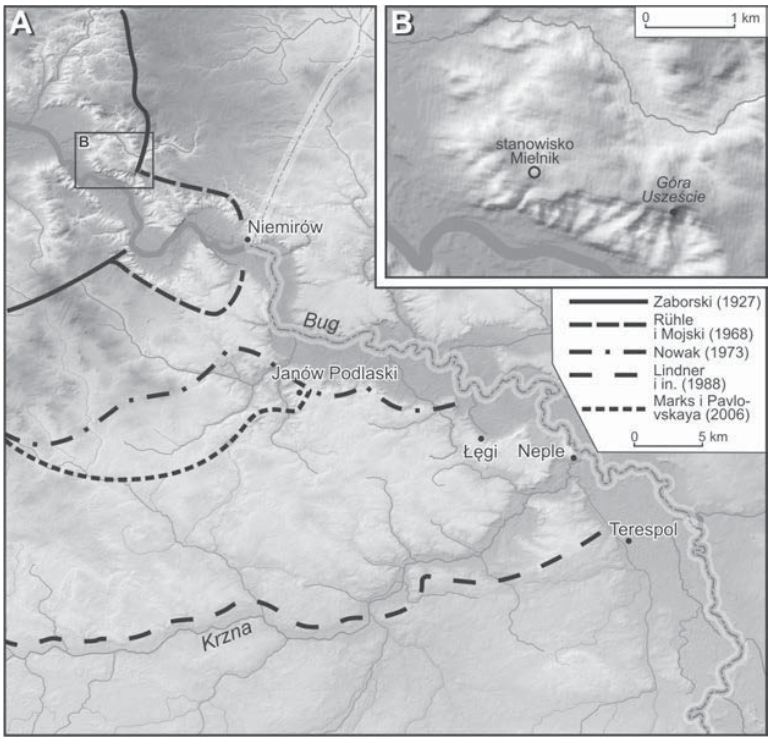

Fig. 1. Lokalizacja stanowiska Mielnik. A – położenie na tle proponowanych zasięgów lądolodu warty na nadbużańskim Podlasiu. B – sytuacja morfologiczna; pozostałe objaśnienia w tekście

Na obszarze nadbużańskiego Podlasia (w pasie granicznym z Białorusią) linia maksymalnego zasięgu lądolodu Warty była różnie kreślona (fig. 1A). Jego nasunięcie po Mielnik przyjmował Zaborski (1927), a na nieco większy (po okolice Niemirowa), wskazywali Rühle i Mojski (1968). Znacznie większy zasięg lądolodu (po Łęgi lub okolice Janowa Podlaskiego) kreślili Lindner (1988) oraz Marks i Pavlovskaya (2006), a największy (po Terespol) wyznaczała Nowak (1973).

Z nowszych szczegółowych badań geologicznych Nitychoruka i in. (2006) wynika, że czoło lądolodu Warty w swym maksymalnym rozprzestrzenieniu sięgnęło po linię Mielnik – Niemirów. Tej koncepcji zdają się przeczyć zbieżne wyniki analizy porównawczej składu narzutniaków przewodnich najmłodszej serii glin lodowcowych w stanowiskach Mielnik i Neple, zlokalizowanych w obrębie form marginalnych położonych na linii najmniejszego (stanowisko Mielnik) i zapleczu największego rozprzestrzenienia lądolodu Warty (stanowisko Neple) – Czubla i in. (2010). Sugerują one transgresję lądolodu w formie lobu Bugu po Neple, czyli dalej na południe.

W stanowisku Mielnik prezentujemy wyniki badań osadów moreny czołowej – formy zaliczanej do moren końcowych lądolodu Warty (Nitychoruk i in. 2006), w obrębie której przeprowadzona była analiza petrograficzna składu narzutniaków przewodnich z najmłodszego poziomu glin lodowcowych (Czubla i in. 2010).

Sytuacja morfologiczno-geologiczna

Jest to zachodnie ogniwo, bardzo czytelnego w morfologii ciągu moren czołowych z kulminacją Góra Uszeście (204 m n.p.m.) – fig. 1B i 2B. Ten ciąg czołowomorenowy o generalnej orientacji NW-SE, wyznacza granicę pomiędzy wierzchowiną wysoczyzny polodowcowej (ok. 160 m n.p.m.), a jej zboczem opadającym ku podobnie ukierunkowanej dolinie Bugu, z dnem ok. 120 m n.p.m.

Morenę czołową budują piaski i żwiry oraz miejscami gliny zwałowe ze zlodowacenia warty (fig. 2A). Ich miąższa seria (rzędu 20 m) zalega na równie miąższej i warciańskiego wieku, zondulowanej serii gliny zwałowej (fig. 2B). Odsłania się ona w obrębie wysoczyzny polodowcowej (wierzchowiny i przydolinnego zbocza) lub jest lokalnie nadbudowana piaskami i żwirami lodowcowymi (Janicki, 2001; fig. 2).

Litologia

Wyrobisko rozcina kulminację moreny czołowej. W odsłaniającej się sekwencji osadów, o miąższości około 6 m, wyróżniono trzy ogniwa: *a, b, c* (fig. 3). Kontakt *ogniwa a* i *b* jest deformacyjny, a kontakt *ogniwa b* i *c* sedymentacyjny.

Ogniwo a

Opis. Ogniwo to, w postaci zwartego pakietu, odsłania się na powierzchni w południowej ścianie wyrobiska (fig. 3). Jest to masywny diamikton z rozproszonymi klastami materiału północnego (*Dmm*), których dłuższe osie są nachylone ku N.

Interpretacja. Przejawy postdepozycyjnych cech diamiktonu *ogniwa a* (*vide* rozdział: deformacje) utrudniają jego identyfikację genetyczną. Masywna struktura oraz ukierunkowanie dłuższych osi klastów, wskazują na możliwość jego powiązania z gliną bazalną *sensu* Brodzikowski i Van Loon (1991).

Ogniwo b

Opis. W ogniwie tym, o miąższości wzrastającej ku N, dominują litofacje żwirowe, a drugorzędnymi są litofacje piaszczyste (fig. 4).

W najniższej części wyrobiska odsłania się pakiet czterech taflowych ławic masywnego żwiru piaszczystego *GSm* o miąższościach od 40 do 70 cm. Osad jest silnie spojony węglanem wapnia i miejscami ma charakter zlepieńca. Wszystkie ławice wykazują normalne uziarnienie frakcjonalne: od żwiru gruboziarnistego (MPS = 11 cm) w dole po żwir średnioziarnisty (MPS = 1 cm) w górze ławic. Wraz z tymi różnicami uziarnienia postępuje zmiana szkieletu ziarnowego: od zwartego w dole po rozproszony w górze ławic (fig. 4A).

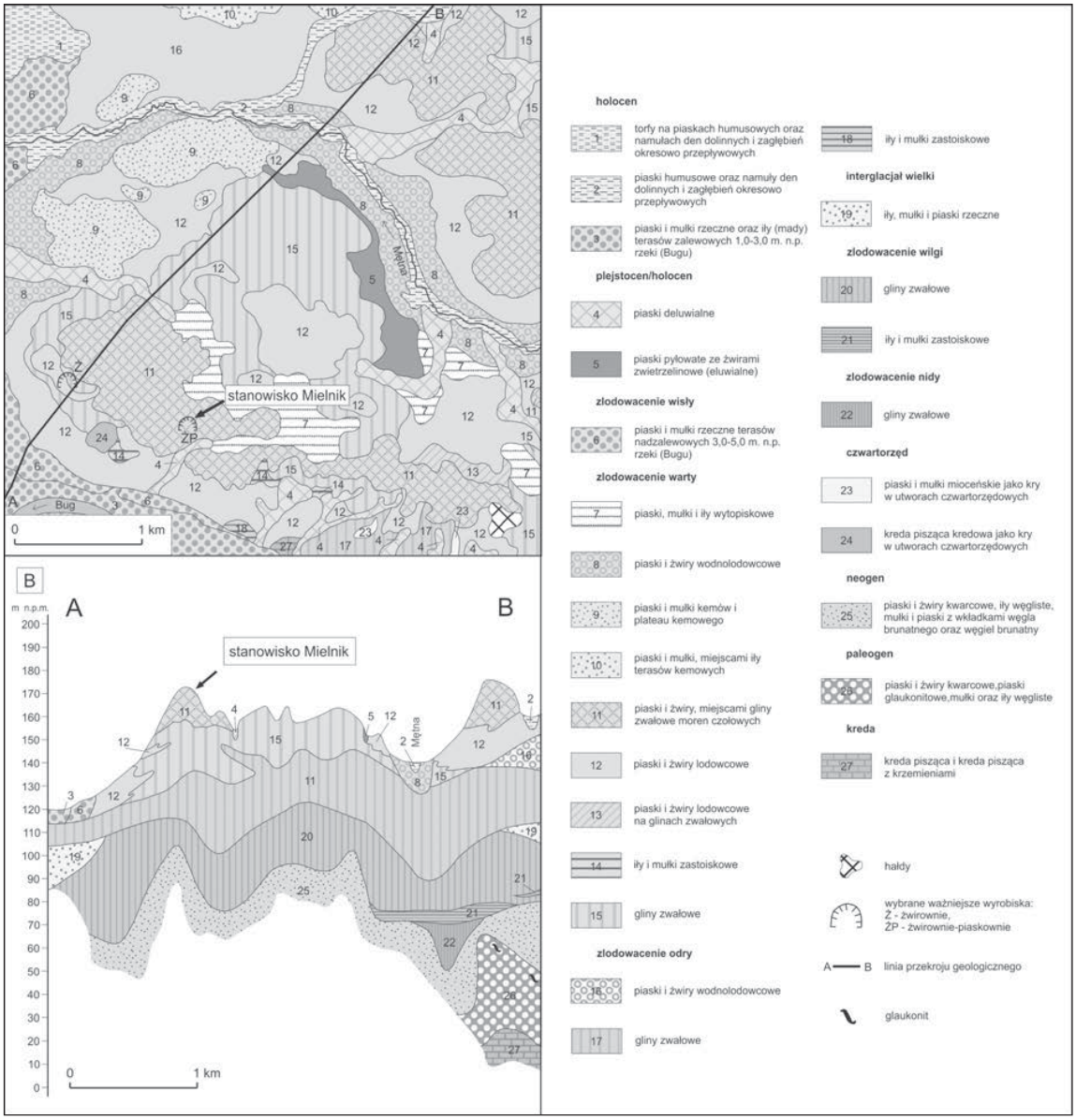

Fig. 2. Sytuacja geologiczna stanowiska Mielnik na podstawie Janicki (2001); pozostałe objaśnienia w tekście

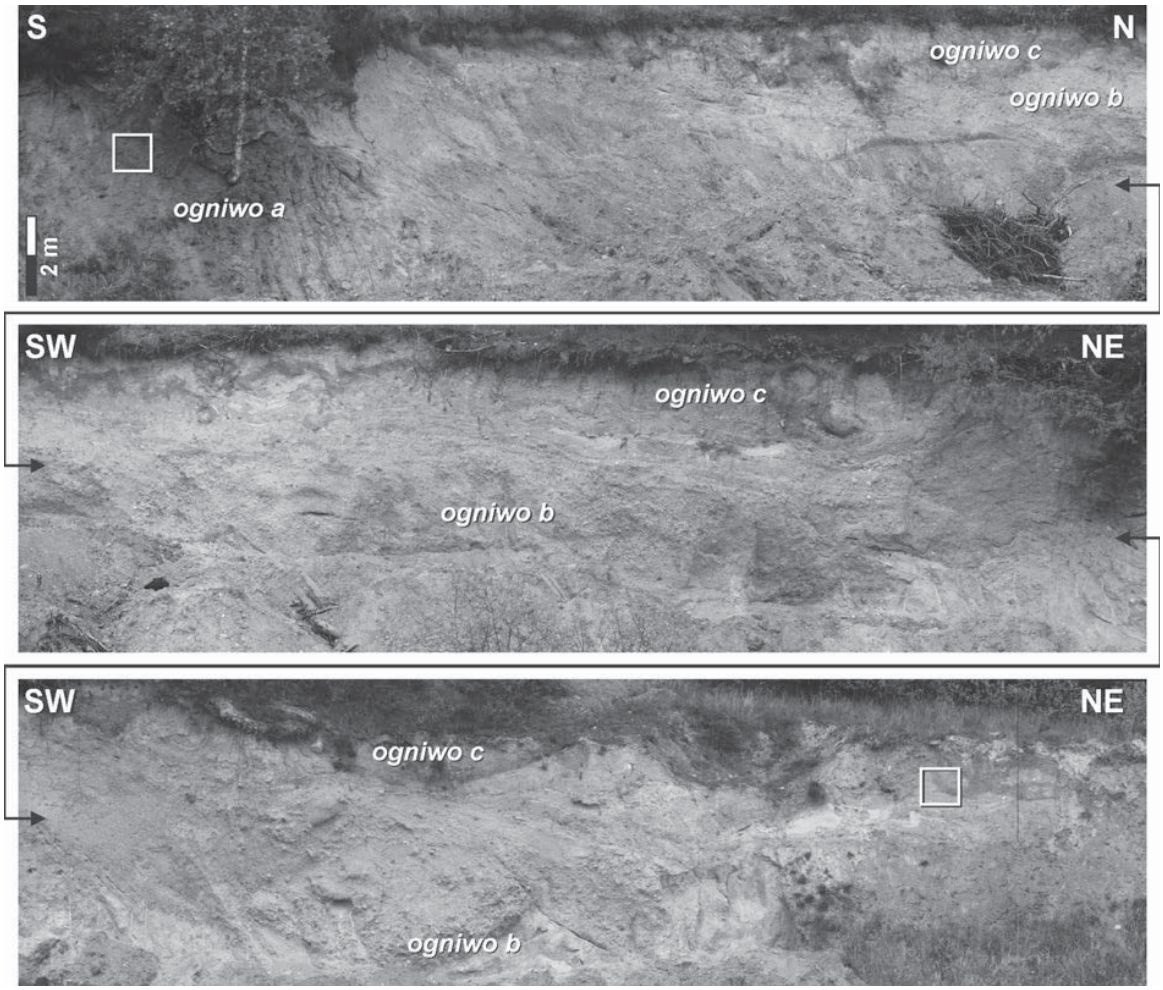

Fig. 3. Ogniwa litologiczne (a, b, c) w stanowisku Mielnik; kwadratem oznaczono miejsca poboru prób do analizy eratyków przewodnich

W wyższym (głównym) poziomie eksploatacyjnym obserwować można pozostałe litofacje ogniwa środkowego: *Gm*; *GDm*; *SGh*, *Sh*; *SFr*, *SFf.*

Żwir gruboziarnisty (3,5 < MPS < 5,5 cm), masywny *Gm* (fig. 4B) charakteryzuje się zwartym szkieletem ziarnowym i dużą miąższością ławic (1,7-1,9 m). Górne partie osadu bywają wzbogacone w grube klasty (MPS ≤ 8 cm).

Żwir diamiktonowy, masywny *GDm* (fig. 4C, D). Grubożwirowe klasty (MPS = 4,5 cm) rozproszone są w matriksie gliniastym. Ławice o miąższości 0,4-0,6 m przechodzą gradacyjnie ku górze w bardziej gruboziarniste żwiry bez domieszek gliniastych.

Przemienne warstwy piasku żwirowego *SGh* i piasku drobnoziarnistego (niekiedy pylastego) *Sh* tworzą pakiety laminowanego rytmitu. W litofacji *SGh* klasty żwiru o średnicy 0,5-1,5 cm rozproszone są w piasku różnoziarnistym, tworząc warstwy o miąższości 3-6 cm. Warstwy piaszczyste *Sh* są mniejszej miąższości (1-3 cm). Oba składniki rytmitu kontaktują ze sobą w sposób gradacyjny (fig. 4E). Stwierdzono również inną, bardziej gruboziarnistą odmianę rytmitu. Litofacja piasku różnoziarnistego z domieszkami żwiru drobnoziarnistego charakteryzuje się niewyraźnym warstwowaniem poziomym *SGh*. Osad ten występuje przemiennie ze żwirem o średnicy 0,5-2,0 cm, masywnym, o rozproszonym szkielecie ziarnowym *Gm*. Miąższość warstw piaszczysto-żwirowych wynosi 4-8 cm, a żwirowych 6-12 cm. Kontakty między litofacjami są gradacyjne.

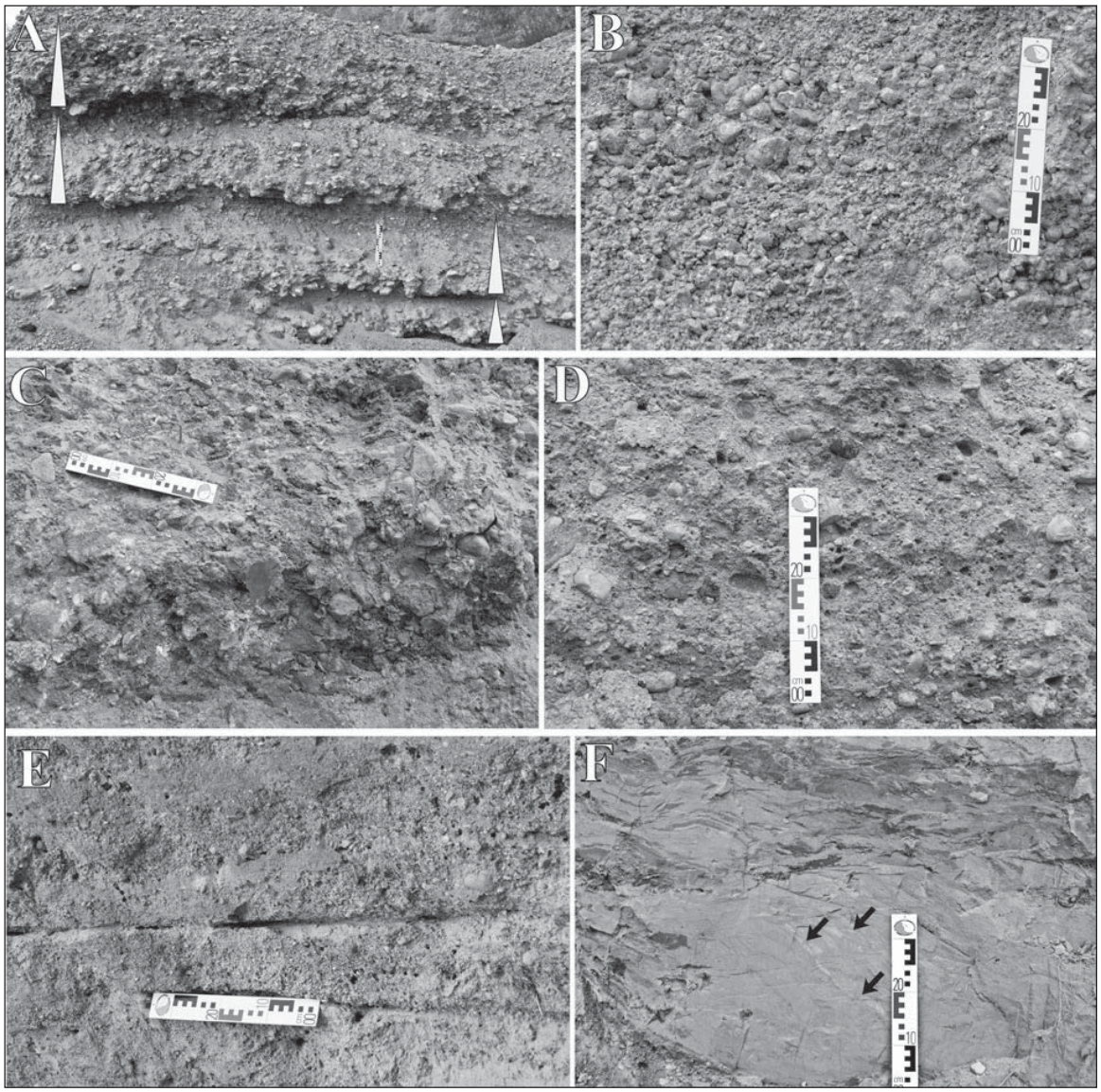

Fig. 4. Litofacje ogniwa b w stanowisku Mielnik. A – cztery taflowe ławice masywnego żwiru piaszczystego (GSm) z dolnego poziomu eksploatacyjnego (zaznaczono pionowe cykle drobnienia ziarna w ławicach). B – żwir masywny (Gm) o zwartym szkielecie ziarnowym. C, D – masywne żwiry diamiktonowe (GDm). E – przemienne ławice żwiru piaszczystego i piasku tworzą pakiet rytmitu. F – piasek mułowy ze zdeformowanymi strukturami laminacji riplemarkowej (SFr) – strzałki, wyżej brunatne przewarstwienia mułu tworzą laminację falistą (Ff)

Litofacja piasku mułowego notowana była tylko sporadycznie. Występuje w rozerwanych i zdeformowanych soczewach o miąższości do 60 cm. W dole jest to drobnoziarnisty piasek mułowy o strukturze przekątnej laminacji riplemarkowej *SFr*, ku górze przechodzący gradacyjnie w muł piaszczysty laminowany smużyście *FSf* (fig. 4F).

Interpretacja. Ławice masywnego żwiru piaszczystego *GSm* odsłaniające się w dolnym poziomie wyrobiska to efekt wysokoenergetycznej depozycji z zalewów warstwowych. Powstały w wyniku kilku epizodów opadania fal wezbraniowych, o czym świadczą tekstury normalnego uziarnienia frakcjonalnego. Z intensywną depozycją wezbraniową należy też łączyć litofację gruboziarnistego żwiru masywnego *Gm* z wyższego poziomu eksploatacyjnego.

Charakterystycznym osadem ogniwa są rytmity. Obie odmiany rytmitów (*Gm/SGh* i *SGh/Sh*) cechują się gradacyjnymi kontaktami warstw o ograniczonej miąższości (1-12 cm). Sugeruje to depozycję w efekcie krótkookresowych (jedno- lub kilkudniowych) cykli ablacyjnych. Biorąc pod uwagę powszechność struktury warstwowania poziomego, wnioskować można, że konfiguracja górnego płaskiego dna wynikała z niewielkiej głębokości przepływów, a więc – najprawdopodobniej były to zalewy warstwowe, a nie głębsze przepływy skanalizowane.

Całkiem sporadycznie zdarzały się warunki spokojnych przepływów deponujących drobnopiaszczysty osad w konfiguracji dna riplemarkowego (litofacja *SFr*), które z czasem niemal zamierały (litofacja *FSf*).

Na tym kończy się inwentarz litofacji związanych z warunkami „normalnych" przepływów, tj. względnie czystej wody swobodnie transportującej i sortującej osad przed jego depozycją (ang. *Newtonian flow*). Duża część osadów ogniwa środkowego to słabo wysortowane, często diamiktonowe żwiry cechujące się dużą średnicą ziaren (włącznie do obecności głazów) i znaczną miąższością. Takie litofacje jak gruboziarnisty żwir gliniasty o strukturze masywnej *GDm* należy wiązać z inicjalną redepozycją wodną spływów błota morenowego (Zieliński, Van Loon 1996). Interpretację tę potwierdzają częste gradacyjne kontakty międzyławicowe, co świadczy o amalgamacji osadów spływowo-prądowych (Pisarska-Jamroży 2006). Żwiry diamiktonowe są więc wyznacznikiem bezpośredniej bliskości lodu lodowcowego.

Środowisko sedymentacji środkowego *ogniwa b* utożsamiamy ze stożkiem terminoglacjalnym, a dokładniej – z jego proksymalną częścią. Świadczą o tym: przewaga litofacji gruboklastycznych, ławice deponowane z zalewów warstwowych, wyraźna rytmika sedymentacji, liczna frekwencja redeponowanych wodnie debrytów.

Ogniwo c

Opis. Górne ogniwo, o miąższości 2,4 m, jest dwudzielne. Profil rozpoczyna poziom piasku drobnoziarnistego masywnego *Sm* lub warstwowanego poziomo *Sh* (fig. 5A). Osad występuje w soczewach o miąższości 10-25 cm, niekiedy zdeformowanych (fig. 5B). Wyżej przemiennie zalegają taflowe i soczewowe warstwy ilasto-piaszczystego diamiktonu laminowanego *Ds*, masywnego żwiru średnioziarnistego rozproszonego w matriksie piaszczystym *GSm* oraz piaszczystego żwiru gliniastego o strukturze masywnej *GSDm*. Warstwy mają miąższość od 15 do 30 cm, a kontakty między nimi są gradacyjne.

Górną część ogniwa stanowi brunatny diamikton piaszczysto-ilasty. W spągowej partii jest laminowany (*Ds*). Składają się nań częściowo zdeformowane, undulujące soczewy ilaste, ilasto-piaszczyste i piaszczyste o miąższości od kilku do kilkunastu centymetrów, kontynuujące się na długości do 3 metrów. Wyżej diamikton jest masywny (*Dm*). W diamiktonie występują pojedyncze głazy o średnicy około 1 m (fig. 5A).

Interpretacja. Początkowo nastąpił krótki etap przepływu – zalewu warstwowego, który zdeponował piaszczystą ławicę *Sh/Sm*. Potem nastąpiły krótkotrwałe spływy silnie uwodnionego błota morenowego (powstanie litofacji *Ds*), które były częściowo redeponowane wodnie (litofacja *GSDm*), a niekiedy zalewy warstwowe deponowały żwir piaszczysty (litofacja *GSm*). Następnie doszło do spływu gliniastego z pobliskiego czoła lądolodu (osadzenie najwyższego diamiktonu). Nagłe obciążenie spływem świeżo zdeponowanych, nasyconych jeszcze wodą osadów, doprowadziło do ich częściowego zdeformowania, szczególnie najmniej kohezyjnej warstwy piaszczystej w spągowej części ogniwa (por. Shanmugam i in. 1994).

Ogniwo c interpretujemy jako finalny, krótki etap sedymentacyjny reprezentujący sukcesję: osady wodne i wodnie resedymentowane spływy → spływ błota morenowego.

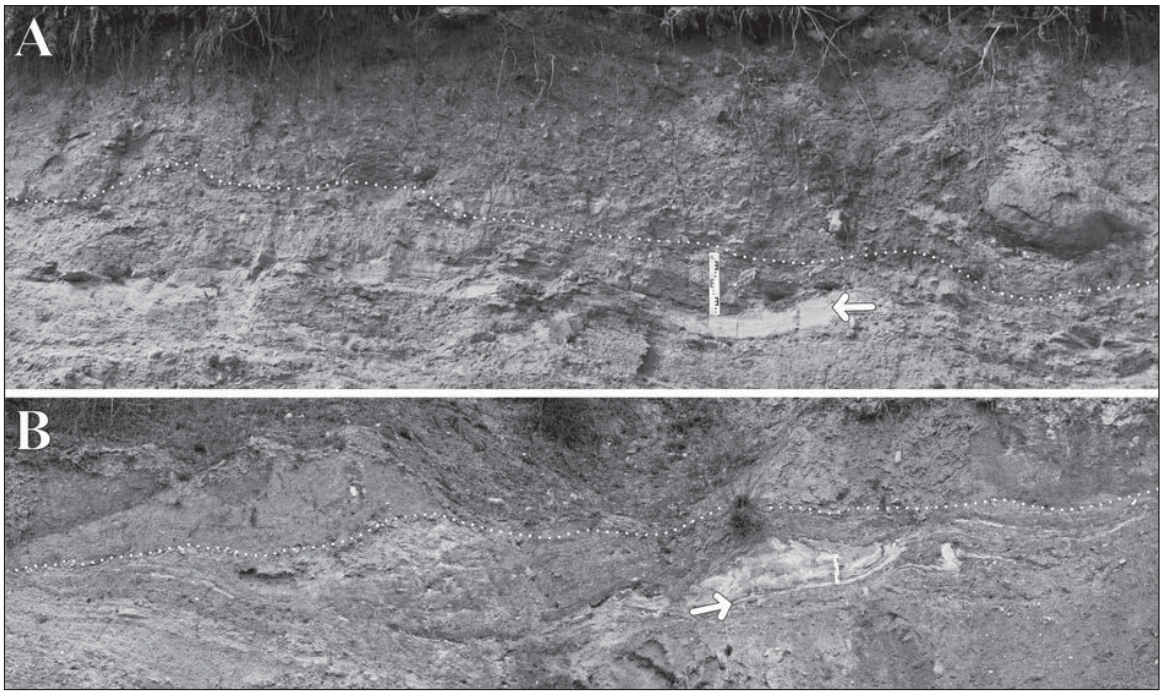

Fig. 5. Litofacje ogniwa c w stanowisku Mielnik. A, B – strzałki wskazują ławicę piasku masywnego (Sm) rozpoczynającą pakiet osadów, a linia przerywana znaczy spąg diamiktonu masywnego (Dm)

Deformacje

Postsedymentacyjny charakter mają jedynie deformacje gliny *ogniwa a* i osadów żwirowo-piaszczystych *ogniwa b*, które wspólnie biorą udział w zaburzeniach (fig. 3).

Opis. W strefie kontaktu glina *ogniwa a* i osady żwirowo-piaszczyste *ogniwa b* zapadają ku N pod kątem 35-40º. Mezostruktury glacitektoniczne, sięgające głębokości co najmniej 5-6 m, najlepiej wyrażone są w osadach *ogniwa b*. Ławice żwirowo-piaszczyste *ogniwa b* są wychylone z pierwotnej pozycji sedymentacyjnej (fig. 6A) i wszystkie zapadają ku N pod kątem 15-60º, w szerokim zakresie azymutów między 312 a 50º. Tworzą quasi-łuski o rozstępie kilkunastu metrów. Lokalnie granice między nimi (płaszczyzny nasunięć) podkreślone są inkorporowaną z podłoża gliną *ogniwa a*. Glina wykazuje oddzielność kostkową związaną z intensywnym kliważem ścięciowym. Wraz z piaskami mułowymi, pobranymi ze spągu *ogniwa b*, bierze udział w podrzędnych deformacjach typu fałdków ciągnionych (fig. 6B), typowych dla strefy ścinania.

Interpretacja. Deformacje osadów *ogniwa a* i *b* interpretujemy jako efekt naporu lądolodu, który nastąpił po depozycji osadów terminoglacjalnych *ogniwa b*. Za przyjętą genezą deformacji przemawiają w szczególności: zgodność wychylenia warstw w kierunku dolodowym (generalnie ku N), quasi-łuskowy charakter i skala struktur, znaczny kąt nachylenia warstw, przekraczający nawet 50º, obecność podrzędnych, drobnych struktur ze ścinania rozwiniętych w płaszczyznach nasunięć, „dynamiczny" kontakt osadów żwirowo-piaszczystych *ogniwa* b i gliny lodowcowej *ogniwa a*. Z orientacji mezostruktur można wnioskować, że deformacje są efektem subhoryzontalnej kompresji skierowanej generalnie z północy, o dwóch kierunkach: przeważającym z N/NNE ku S/SSW i podrzędnym z N/NNW ku S/SSE.

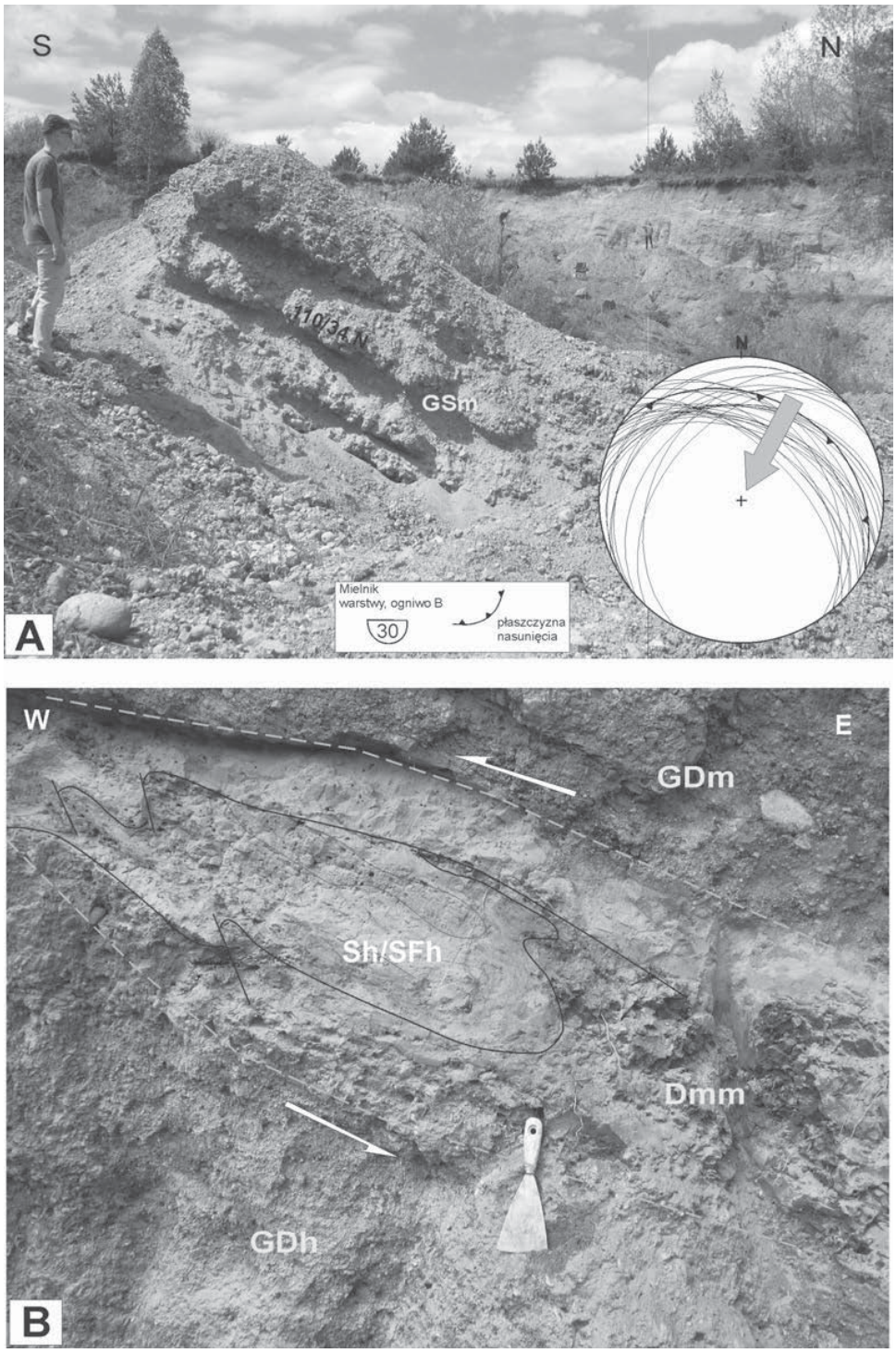

Fig. 6. Deformacje glacitektoniczne w stanowisku Mielnik. A – wychylone ku północy (30-34º) ławice żwirów GSm ogniwa b widoczne w południowej części żwirowni. Na stereogramie ukazano położenie warstw ogniwa b w rzucie na dolną półkulę. Zwraca uwagę ogólne nachylenie warstw ku N oraz wysokie upady, nawet do 60º. Strzałka pokazuje generalny kierunek kompresji glacitektonicznej. B – podrzędne struktury glacitektoniczne w płaszczyźnie nasunięcia wyrażone jako fałdki ciągnione, tworzone przez diamikton inkorporowany z podłoża i drobnoziarniste laminowane piaski. Zauważ kostkową oddzielność diamiktonu, efekt kliważu ścięciowego

Litostratygrafia

W celu określenia pozycji stratygraficznej badanej sekwencji osadowej wykorzystano metodę opartą na analizie eratyków przewodnich (m.in. Lüttig 1958; Smed 1993), w modyfikacji zaproponowanej przez Czublę (2015). Badaniami objęto gliny lodowcowe *ogniwa a* i *c* (fig. 3). Wstępne wyniki badań zostały zaprezentowane podczas XVII Konferencji Stratygrafia Plejstocenu Polski (Czubla i in. 2010).

Opis. Zróżnicowane genetycznie gliny lodowcowe *ogniwa a* i *c*, różnią się składem petrograficznym.

Glina lodowcowa *ogniwa a*. Spośród 1219 eratyków frakcji >20 mm zidentyfikowano zaledwie 22 ziarna skał lokalnych (1,8%). Nie znaleziono żadnych wapieni, które można byłoby uznać za mezozoiczne lub kenozoiczne.

Udział skał krystalicznych stanowi zaledwie 13,8% całkowitej liczby skał fennoskandzkich. Na wapienie paleozoiczne przypada aż 71,6%, zaś na dolomity i margle dolomityczne 7,3% skał północnych. Wśród 165 głazików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 28 klastów skał przewodnich, czyli aż 17,0%.

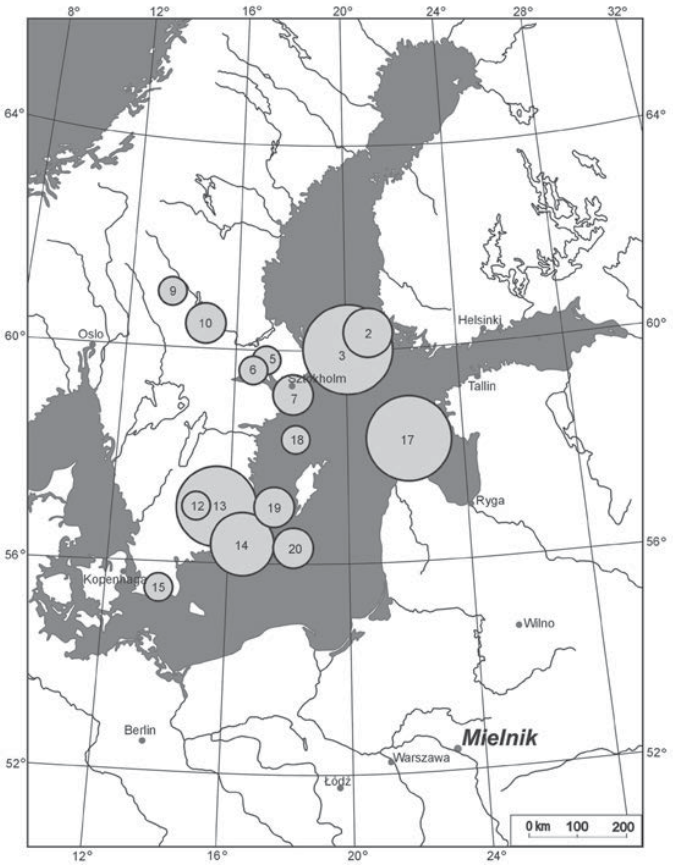

Fig. 7. Mapa kołowa eratyków przewodnich i pomocniczych (metoda za Smed 1993), stwierdzonych w glinie lodowcowej ogniwa a w stanowisku Mielnik (liczba uwzględnionych eratyków 49); powierzchnia koła odpowiada udziałowi danego eratyka w zespole głazowym. Oznaczenia punktów na mapach eratyków: 1 – granit rapakiwi Nystad, szary granodioryt Nystad, 2 – pyterlit alandzki lub Nystad, 3 – granit alandzki, Haga, rapakiwi i granitoporfir alandzki, porfir alandzki, granit aplitowy alandzki, 4 – porfir bałtycki czerwony, 5 – granit Uppsala, Vänge, Arnö, 6 – granit Sala, 7 – granit sztokholmski, 8 – porfiry szary z Dalarna i czerwony Grönklitt, diabaz Åsby, 9 – diabaz i melafir Öje, piaskowiec Dala, piaskowiec i zlepieniec Digeberga, 10 – granit Siljan, rapakiwi Siljan, porfir Månsta, 11 – granit Flivik, Virbo, porfir Påskallavik i Sjögelö, 12 – granit Växjö różowy i szary, 13 – granity Småland czerwone i Vislanda, porfiry Småland, 14 – piaskowce Kalmarsund i Tessini, 15 – kullait, piaskowiec skolitusowy i Hardeberga, 16 – bazalty ze Skanii, 17 – dolomity, 18 – czerwone piaskowce kambryjskie, 19 – czerwone wapienie ordowickie, 20 – wapienie beyrichiowe, 21 – wapienie paleoporellowe

Całkowita liczba eratyków skał przewodnich i pomocniczych (przeliczonych zgodnie z metodyką Vinxa i in. 1997) uwzględnionych na mapie (fig. 7) wyniosła 49, co stanowi w sumie 4,1% ogólnej liczby skał fennoskandzkich. Wyraźnie można na niej dostrzec przewagę skał przewodnich i pomocniczych pochodzących z regionu niecki bałtyckiej – Wyspy Alandzkie i dno Bałtyku. Wyjątkowo nieliczne są natomiast eratyki dalarneńskie i upplandzkie.

Teoretyczny ośrodek głazowy zespołu eratyków przewodnich w *ogniwie a* ma współrzędne geograficzne 17,37°E; 58,63°N i jest zlokalizowany daleko na południowy zachód w stosunku do analogicznego wskaźnika obliczonego dla innych próbek pobranych z osadów glacjalnych na Podlasiu i Lubelszczyźnie, z wyjątkiem m.in. gliny w Kolonii Domaszewskiej oraz dolnego poziomu gliny w Neplach (fig. 8).

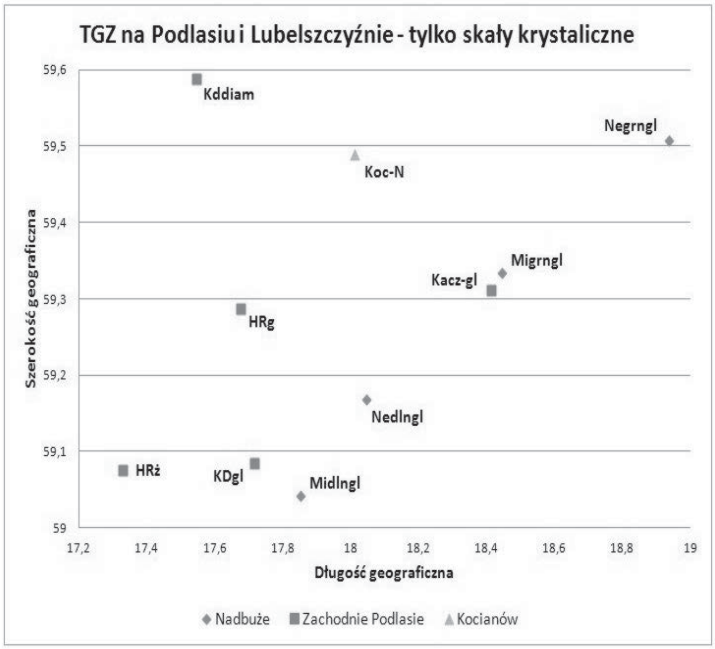

Fig. 8. Położenie teoretycznych ośrodków głazowych w stanowiskach Podlasia i Lubelszczyzny

Glina lodowcowa *ogniwa c*. Spośród 1082 eratyków frakcji >20 mm udało się wyróżnić tylko 8 klastów skał lokalnych, tj. 0,7% całkowitej liczby głazików w próbce. Podobnie, jak w dolnej glinie nie zidentyfikowano żadnych wapieni mezozoicznych i kenozoicznych.

Udział skał krystalicznych stanowi 22,2% skał fennoskandzkich. Na wapienie paleozoiczne przypada tylko 66.95%, zaś na dolomity i margle dolomityczne 4.5% skał północnych. Sumaryczny udział fennoskandzkich skał osadowych (77,8%) jest ponad trzykrotnie wyższy od udziału skał krystalicznych.

Wśród 239 głazików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 38 ziaren skał przewodnich, czyli 15,9%. Po doliczeniu piaskowców i skał pomocniczych (liczba tych ostatnich zredukowana zgodnie z metodą Vinxa i in. 1997) uzyskano 52 ziarna skał przewodnich (fig. 9), co stanowi w sumie 4,8% ogółu skał fennoskandzkich. Na mapie (fig. 9) bardzo wyraźnie zaznacza się dominacja skał pochodzących z regionu Wysp Alandzkich. Nieco mniej liczne są eratyki wywodzące się z Upplandu i dna Bałtyku. Småland, Skania i Dalarna reprezentowane są przez stosunkowo nieliczne ziarna.

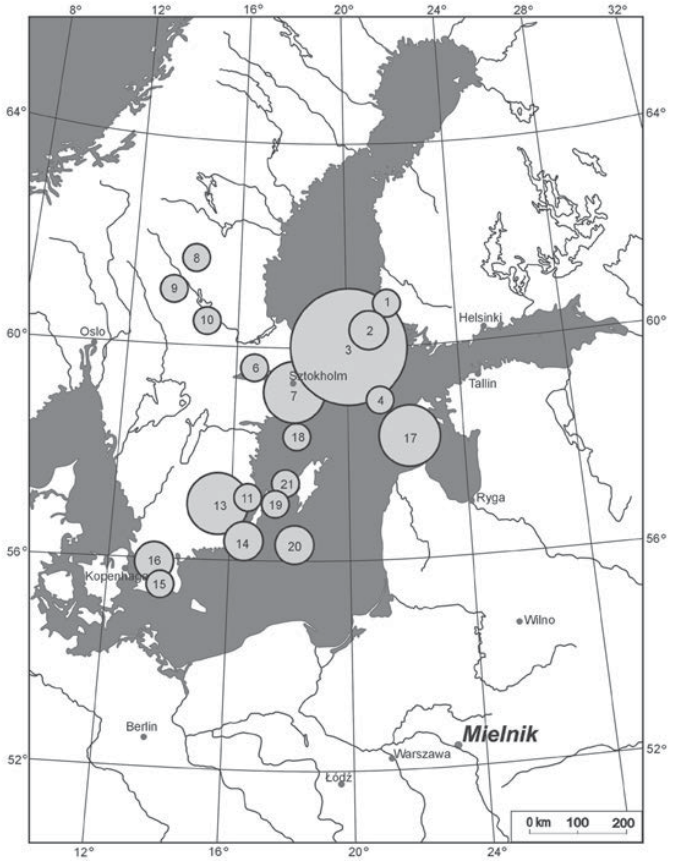

Fig. 9. Mapa kołowa eratyków przewodnich i pomocniczych stwierdzonych w glinie lodowcowej ogniwa c w Mielniku (liczba uwzględnionych eratyków 52); pozostałe objaśnienia jak do fig. 7

Teoretyczne centrum głazowe zespołu eratyków przewodnich z gliny *ogniwa c* ma współrzędne geograficzne 18,08°E; 59,11°N, czyli zlokalizowane jest na północny wschód od analogicznego wskaźnika obliczonego dla dolnej gliny, a podobnie jak dla gliny w Kaczorach koło Łukowa i górnej gliny w Neplach (fig. 8). Dane te świadczą o wschodnim obszarze zasilania lądolodu, który odłożył opisywaną glinę.

Interpretacja. Wyższy udział skał węglanowych w *ogniwie a* zdaje się wskazywać na drogę mas lodowych przez centralną część dzisiejszej niecki Bałtyku, której dno zbudowane jest głównie z wapieni. Gliny *ogniwa c* zostały odłożone przez lód przemieszczający się przez wschodnią część niecki Bałtyku, na co wskazuje liczne występowanie „tłustych", cielistych wapieni pelitowych. Z przeprowadzonej analizy wynika, że gliny w Mielniku znacznie różnią się składem zespołów skał przewodnich. Największe różnice zaznaczają się w proporcjach pomiędzy skałami smålandzkimi i alandzkimi. W glinie *ogniwa a* te dwie grupy eratyków pozostają mniej więcej w równowadze, podczas gdy w *ogniwie c* skały alandzkie wyraźnie (kilkukrotnie) przeważają nad smålandzkimi. Pozwala to wysnuć wniosek o zmianie lokalizacji obszaru alimentacyjnego lądolodu, odpowiedzialnego za powstanie młodszej gliny, na północny wschód w stosunku do starszego nasunięcia. Południowozachodni obszar alimentacji starszej gliny podkreślają dodatkowo dość liczne piaskowce Tessini i Kalmarsund, pochodzące z rejonu Cieśniny Kalmarskiej i Olandii.

Zaprezentowane zróżnicowanie składu eratyków frakcji >20 mm oraz odmienne położenie teoretycznych ośrodków głazowych wyznaczonych dla *ogniw a* i *c* (fig. 8) pozwalają doszukać się analogii z innymi stanowiskami Polski Wschodniej. Starsza glina reprezentuje litotyp A (Czubla i in. 2013,

2015). Litotyp ten charakteryzuje się licznym występowaniem skał południowoszwedzkich i dalarneńskich, przy stosunkowo skromnym udziale skał alandzkich i wschodniofennoskandzkich. Jest on korelowany z lądolodem zlodowacenia Sanu 2 (MIS 12). Jego wiek potwierdzają wieloaspektowe badania przeprowadzone w stanowisku Kolonia Domaszewska (Terpiłowski i in. 2014). Młodsza glina (*ogniwo c*) należy do litotypu B (sublitotyp B2), cechującego się niewielkim udziałem skał poludniowoszwedzkich, a bardzo dużym eratyków alandzkich. Na podstawie badań przypowierzchniowej gliny w Kaczorach koło Łukowa sublitotyp B2 został uznany za odłożony przez lądolód zlodowacenia Warty – MIS 6 (Czubla i in. 2013, 2015).

Wnioski

Wyniki badań osadów stanowiska Mielnik pozwalają na następujące wnioski:

1. Litologia osadów wskazuje na ich związek z depozycją w dwóch środowiskach: subglacjalnym (glina lodowcowa *ogniwa a*), oraz terminoglacjalnym, w proksymalnej części stożka napływowego – z wysokoenergetycznych zalewów warstwowych (gruboklastyczne, słabo wysortowane żwiry *ogniwa b*), a następnie spływu mas (osady diamiktonowe *ogniwa c*).
2. Deformacje osadów *ogniwa a* i *b* (nachylenie ławic, quasi-łuski), rozwinęły się głównie wskutek nacisku lądolodu skierowanego z NNE ku SSW.
3. Wyraźnie odmienny skład petrograficzny glin lodowcowych *ogniwa a* i *c* wskazuje na zróżnicowanie wiekowe procesów glacigenicznych. Depozycja subglacjalna osadów *ogniwa a* zachodziła podczas zlodowacenia Sanu 2, a depozycja terminoglacjalna *ogniw b* i *c* oraz procesy deformacji glacitektonicznych *ogniw a* i *b* zachodziły podczas zlodowacenia Warty.

Należące do zlodowacenia warta sedymenty terminoglacjalne i przypadający na ten okres rozwój procesów glacitektonicznych wskazuje, że prezentowaną formę można uznać za spiętrzoną morenę końcową, czyli tak jak interpretowali Nitychoruk i in. (2006). Jednak w kontekście sugerowanego istnienia lobu Bugu który miał sięgnąć po Neple (por. Czubla i in. 2010), nie można wykluczyć, że forma ta mogła powstać na linii „szwu" pomiędzy masami lodowymi, na granicy prewarciańskiej wysoczyzny polodowcowej i doliny Bugu. Zgodnie z tą hipotezą, byłaby to forma interlobowa wyznaczająca jedynie lokalny kierunek nasunięcia lądolodu warciańskiego na obszar wschodniej Polski graniczący z Białorusią.

Opracowanie to zrealizowane zostało w ramach projektu badawczego Opus 5-Dec_201309BST1000031 oraz działalności statutowej WNG UŁ i WNoZiGP UMCS.