10.17951/b.2016.71.1.9

ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN – POLONIA

VOL. LXXI, z. 1 SECTIO B 2016

Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii
91-139 Łódź, ul. Gabriela Narutowicza 88; malgorzata.roman@geo.uni.lodz.pl

MAŁGORZATA ROMAN

Sukcesja osadowa i etapy formowania ozu gostynińskiego, Równina Kutnowska, centralna Polska

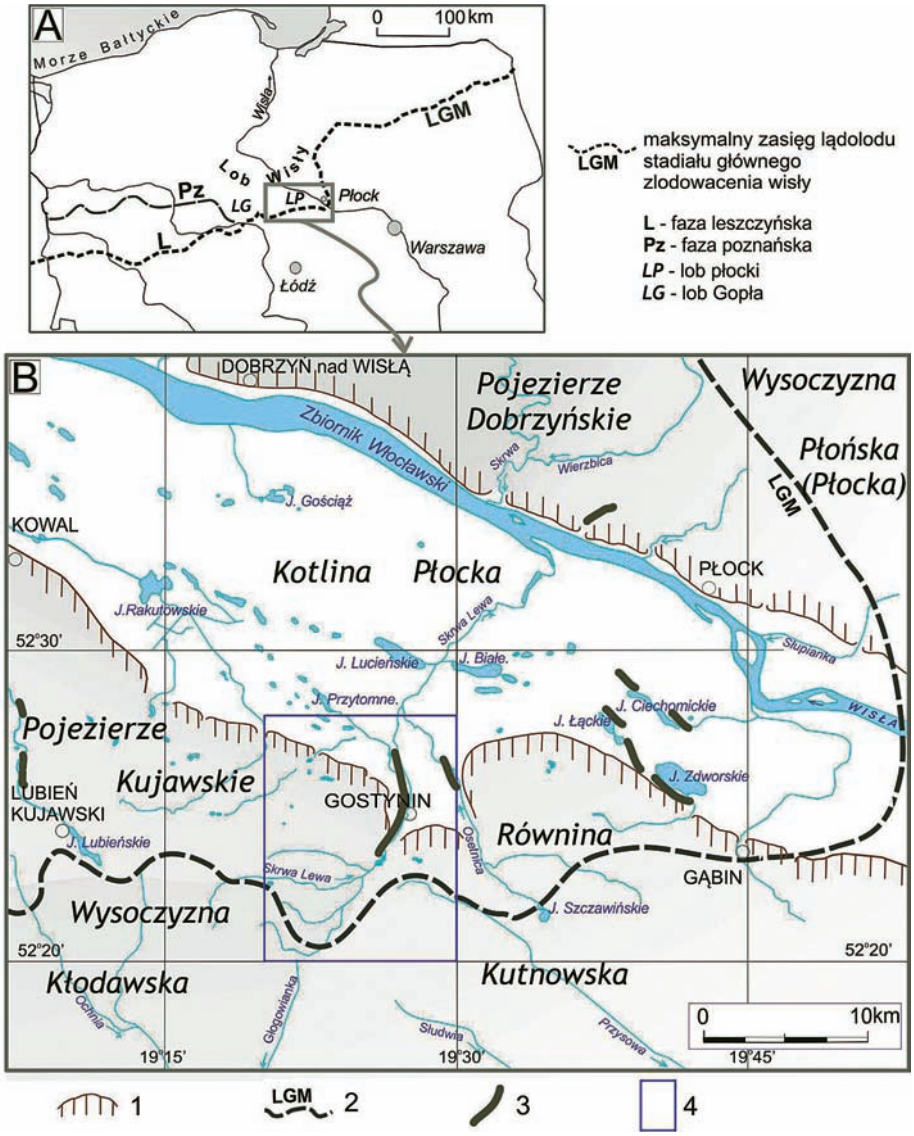
Sedimentary succession and stages of development of the Gostynin esker, Kutno Plain, central Poland

Słowa kluczowe: oz, analiza litofacjalna, środowisko sedymentacji, tunel subglacjalny, otwarta szczelina, lądolód późnego Vistulianu, centralna Polska

Keywords: esker, facies analysis, sedimentary environment, subglacial tunnel, ice-open channel, Late Vistulian ice sheet margin, central Poland

Pojęcie ozu (ang. *esker*), jako wydłużonego, wąskiego i krętego wału bądź ciągu pagórów zbudowanych z piasków i żwirów o glacifluwialnym pochodzeniu, ukształtowało się jeszcze w XIX wieku (Geikie 1874). W ciągu ponad stuletniej historii badań form ozowych w obszarach zlodowaceń plejstoceńskich, jak również współcześnie zlodzonych wypracowano podstawowe modele ich tworzenia: subglacjalny, inglacjalny, supraglacjalny i poligenetyczny (m.in. Malicki 1929; Michalska 1971; Banerjee, McDonald 1975). W ponad stuletnią historię badań ozów wpisują się również prace badawcze prowadzone nad genezą ozu gostynińskiego, znajdującego się w centralnej Polsce, w północnej części Równiny Kutnowskiej (ryc. 1).

Po raz pierwszy został on opisany przez Rutkowskiego (1916), który podał ogólne cechy morfologiczne formy, jednakże jej kontynuację widział w tzw. morenach kutnowskich okolic Sierakowa. Pogląd ten podważył Lencewicz (1927), wskazując na odrębność genetyczną obu form. W odkrywkach w ozie gostynińskim, w rejonie Sierakówka, Dylikowa (1952) prowadziła badania nad opracowaniem klucza strukturalno-morfologicznego do klasyfikacji form akumulacji lodowcowej. Ona też była inspiratorką prac nad studium ozu gostynińskiego pod-



Ryc. 1. Lokalizacja ozu gostynińskiego na tle: A) maksymalnego zasięgu lądolodu Wisły; B) mezoregionów wg Kondrackiego (1978)

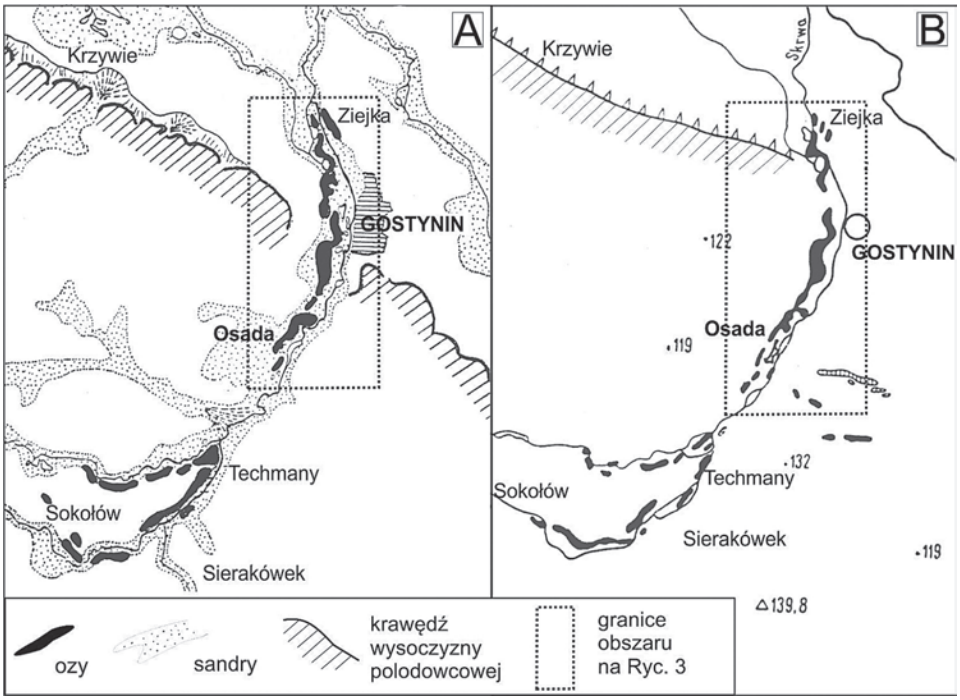
Objaśnienia: 1 – wysoczyzna polodowcowa, 2 – maksymalny zasięg ostatniego lądolodu w lobie płockim wg Skompskiego (1969), Baranieckiej (1989) i Roman (2010), 3 – ozy, 4 – zasięg mapy geomorfologicznej na ryc. 3

Fig. 1. Location of the Gostynin esker at the background of: A) LGM extent and B) mesoregions after Kondracki (1978)

Explanations: 1 – till plain, 2 – maximum extent of the last Scandinavian ice sheet in the Płock lobe according to Skompski (1969), Baraniecka (1989) and Roman (2010), 3 – eskers, 4 – geomorphological map in Fig. 3

jętych przez Wadasa (1962). W pracy tego autora znajduje się szczegółowy opis morfologii i budowy wewnętrznej ozu gostynińskiego uzyskany w oparciu o badania w istniejących wówczas licznych (20), lecz na ogół płytkich odsłonięciach. Ze szkicu Wadasa (Wadas 1962 – rys. 35), ilustrującego sposób rozwoju formy, wynika, że oz powstał w otwartej szczelinie lodowej i nie ma zakorzenienia, czyli że spąg osadów budujących oz nie sięga poniżej poziomu otaczającego terenu. Niemal równolegle z opracowaniem Wadasa ukazała się praca Skompskiego (1963) traktująca o ozach Kotliny Płockiej. Według tego autora formy te mają dwa ogniwa stratygraficzne: starsze – właściwe, utworzone z piaszczysto-żwirowych osadów, zdeponowanych w warunkach subglacjalnych, oraz młodsze, związane z rozpadem zwartej pokrywy lodowej i powstaniem szczeliny, składające się z piasków oraz glin z głazami i znaczną domieszką pyłu. Z najniższej części ozu w Gostyninie Makowska (1964) opisała znalezisko ślimaka *Paludina polita*. Fakt ten odnotowany został jako wyjątkowy, wskazujący na możliwość występowania tego mięczaka również w chłodnych wodach z okresu ostatniego zlodowacenia. Wydaje się jednak, że występowanie *Paludina polita* dotyczyło starszych (ze schyłku stadiału warty) osadów chłodnych wód. Utwory takie powszechnie występują w podłożu rynny gostynińskiej (Roman 2003, 2011), a wspomniana fauna jest dla nich charakterystyczna (Alexandrowicz 1987; Skompski 1996). Według Łyczewskiej (1948), Wadasa (1962), Skompskiego (1963, 1969; Baraniecka, Skompski 1978) oz gostyniński miał obejmować ciąg pagórków między Ziejką na północy a Sokołowem na południowym zachodzie, o łącznej długości 14 km (ryc. 2). Pogląd ten zakwestionowała Roman (2003, 2004), wykazując, iż pagórkowata rzeźba w okolicy Sokołowa to formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych, natomiast pagórki rejonu Techman są częścią niższego, włożonego poziomu sandru Skrwy, formowanego u wylotu rynny gostynińskiej (ryc. 3). Za taką klasyfikacją oprócz cech morfologicznych, takich jak: podobne wysokości pagórków tworzących powierzchnię „włożoną" w poziom otaczającego sandru, nachylenie tej powierzchni ku południowemu zachodowi, przemawia między innymi wyraźne drobnienie osadów w kierunku dystalnym. Cech takich nie wykazuje jednak oz gostyniński.

Oz gostyniński znajduje się na obszarze, który podczas fazy poznańskiej zlodowacenia wisły znalazł się w zasięgu tzw. lobu płockiego, który wkroczył w obniżenie Kotliny Płockiej, sięgnął po okolice Słupna–Gąbina–Przedcza i wyznaczył maksimum zasięgu ostatniego lądolodu w tej części Polski (Skompski 1969; Baraniecka 1989; Roman 2003, 2010). Budowę ozu gostynińskiego opisano na przykładzie stanowiska w Osadzie (Roman, Lisicki 2015), znajdującego się w południowej części formy. Oz w tym miejscu osiąga wysokość około 115 m n.p.m., wznosząc się ponad 20 m nad dnem towarzyszącej mu rynny gostynińskiej oraz kilka metrów powyżej powierzchni otaczającej go wysoczyzny polodowcowej



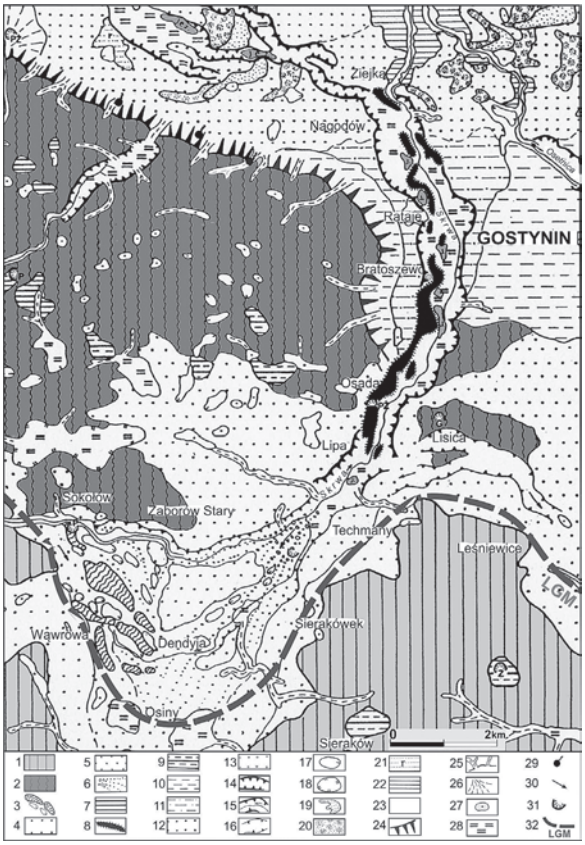
Ryc. 2. Występowanie ozów w rejonie Gostynina wg Wadasa (1962) – A oraz Skompskiego (1963) – B

Fig. 2. Distribution of eskers in the vicinity of Gostynin after Wadas (1962) – A and after Skompski (1963) – B

(ryc. 3, 4). Oz, dobrze widoczny w rzeźbie terenu, występuje między Ziejką a Lipą (ryc. 3) i towarzyszy rynnie gostynińskiej na długości 8 km (Roman 2011; Rychel i in. 2014). Tworzy go szereg wałowych i owalnych pagórków o wysokościach od kilku do ponad 30 m względem dna rynny. Grzbiet ozu występuje zazwyczaj powyżej 100 m n.p.m., a podstawa ozu ma od 100 do 500 m szerokości. Pomiędzy Bartoszewem a Lipą wysokości ozu są największe, do 121,7 m n.p.m., co oznacza, że grzbiet formy położony jest o kilkanaście metrów wyżej niż powierzchnia otaczającej wysoczyzny polodowcowej. Najwyższy fragment ozu, tzw. góra Dybanka, został objęty ochroną jako pomnik przyrody nieożywionej.

Celem artykułu jest ukazanie etapów powstawania ozu gostynińskiego w oparciu o badania litofacjalne budujących go osadów oraz sytuacji geologicznej i geomorfologicznej formy, a także wskazanie związku formowania ozu z dynamiką lądolodu.

Ryc. 3. Szkic geomorfologiczny okolic Gostynina



Objaśnienia: 1 – wysoczyzna polodowcowa płaska, zdenudowana, 2 – wysoczyzna polodowcowa falista, 3 – relikty po wałach lodowo-morenowych, 4 – poziom sandrowy najwyższy (I), 5 – poziom sandrowy wyższy i równiny sandrowe, 6 – poziom sandrowy najniższy, 7 – kemy i zespoły kemów w strefie występowania kopalnych stożków glacimarginalnych, 8 – wały ozów, 9 – pagórki moren martwego lodu, 10 – niższy stopień wysoczyznowy, tzw. poziom ciechomicki (96–90 m n.p.m.), 11 – erozyjny poziom wód rzeczno-lodowcowych (93–88 m n.p.m.), 12 – wyższy poziom pradolinny (86–83 m n.p.m.), 13 – niższy poziom pradolinny (81–78 m n.p.m.), 14 – rynny subglacjalne, 15 – rynny wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przekształcone, 16 – doliny wód roztopowych, 17 – wytopiska, 18 – niecki wytopiskowe, 19 – wydmy, 20 – równiny piasków przewianych, 21 – równiny jeziorne, 22 – terasy nadzalewowe 2–3 m n.p.rz., 23 – dna dolin rzecznych, 24 – długie stoki, 25 – doliny erozyjno-denudacyjne, 26 – stożki napływowe, 27 – drobne zagłębienia o różnej genezie, 28 – równiny akumulacji biogenicznej, 29 – źródła, 30 – kierunki odpływu wód roztopowych, 31 – większe wyrobiska: P – piaskownie, Ż – żwirownie, G – glinianki, 32 – maksymalny zasięg lądolodu stadiału głównego zlodowacenia wisły

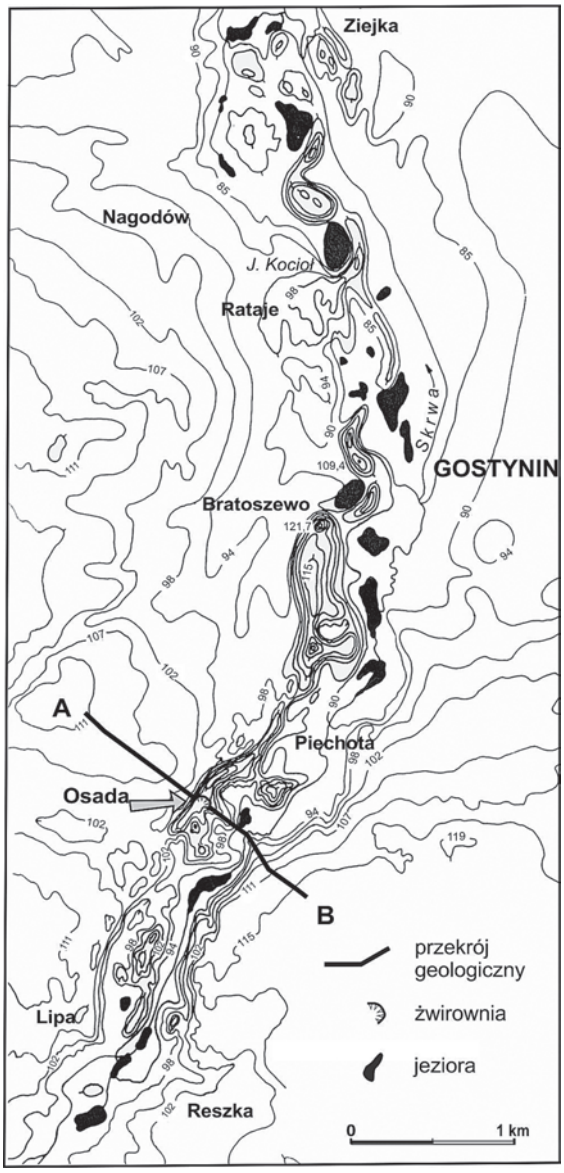
Fig. 3. Geomorphology of the Gostynin area

Explanations: 1 – denuded flat till plateau, 2 – wavy till plateau, 3 – relics of the ice-cored moraine ridges, 4 – highest outwash level (I), 5 – higher outwash level and sandur plains, 6 – lowest outwash level, 7 – kames and assemblages of kames within the zone of fossil glaciomarginal fans, 8 – eskers, 9 – dead ice moraines, 10 – Ciechomice level 96–90 m a.s.l. (lower till plain level), 11 – erosional level of glaciofluvial waters (93–88 m a.s.l.), 12 – higher pradolina level (86–83 m a.s.l.), 13 – lower pradolina level (81–78 m a.s.l.), 14 – tunnel valleys, 15 – tunnel valleys adopted by rivers and partly transformed by them, 16 – meltwater valleys, 17 – kettle holes, 18 – extensive kettle holes, 19 – dunes, 20 – aeolian plains, 21 – lacustrine plains, 22 – terraces 2–3 m above river level, 23 – river valley floors, 24 – long slopes, 25 – erosional valleys, 26 – alluvial fans, 27 – small depressions of various origin, 28 – biogenic plains, 29 – springs, 30 – directions of meltwaters, 31 – excavations: P – sand-pits, Ż – gravel-pits, G – clay-pits, 32 – maximum extent of the Vistulian (Weichselian) ice sheet

METODY BADAŃ

Badania przeprowadzone w rejonie ozu gostynińskiego w pierwszej kolejności polegały na szczegółowym skartowaniu geomorfologicznym i geologicznym obszaru na podkładzie map topograficznych w skali 1 : 25 000 i 1 : 10 000, a następnie na wnikliwych studiach geologicznych i litofacjalnych w kluczowych stanowiskach badawczych. W przypadku analizowanej formy badania litofacjalne przeprowadzono w stanowisku w Osadzie (ryc. 4). Ponadto, w celu określenia głębokości występowania osadów budujących oz oraz rozpoznania ich sytuacji geologicznej, wykonano 8 wierceń o głębokości 4–9 m, a także wykorzystano dane z surowcowych wierceń archiwalnych.

W badaniach litofacjalnych główne znaczenie miała analiza cech strukturalnych osadów (struktur sedymentacyjnych i postsedymentacyjnych) jako dostarczająca najpełniejszych i najbardziej wiarygodnych informacji odnośnie do procesów sedymentacyjnych i rzeźbotwórczych (por. Brodzikowski 1992; Zieliński 2014). Analiza facjalno-strukturalna osadów dotyczyła: 1) określenia typu litofacji, skali i geometrii jednostek depozycyjnych, wyznaczenia kierunków paleoprądów na podstawie pomiarów przekątnych struktur depozycyjnych, riplemarków prądowych bądź



Ryc. 4. Rzeźba ozu i rynny gostynińskiej

Fig. 4. Relief of the Gostynin esker and the Gostynin tunnel valley

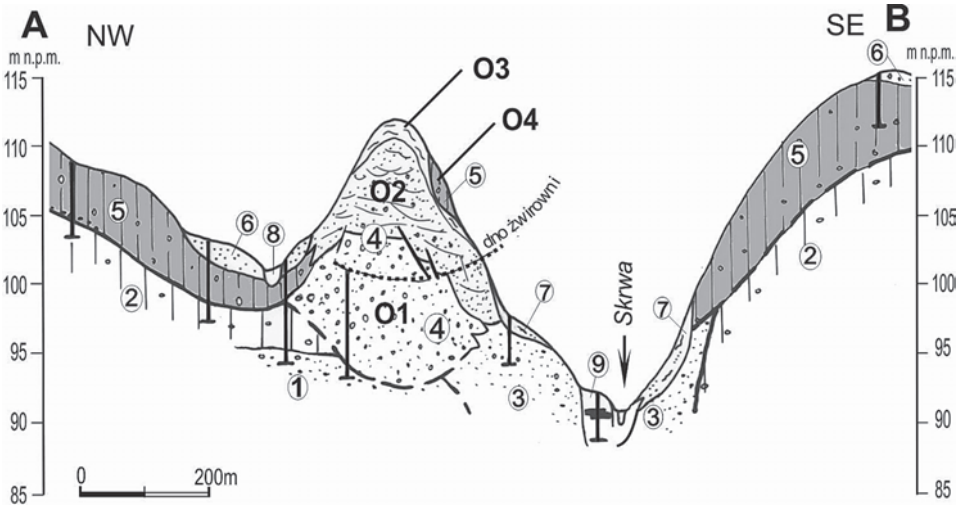
orientacji osi struktur erozyjnych; 2) wydzielenia jednostek sedymentacyjnych reprezentujących (sub)środowisko depozycji; 3) badań struktur deformacyjnych, ich charakteru, ułożenia przestrzennego i orientacji w stosunku do form. W opisie litofacji zastosowany został kod według Mialla i Rusta z modyfikacjami Zielińskiego (1995). Analizę danych kierunkowych z pomiarów warstwowań przekątnych przeprowadzono zgodnie z metodą Curraya (1956), podając dla każdego zestawu danych wektor wypadkowy V [º] (azymut paleoprzepływu) oraz współczynnik zwartości rozkładu L [%]. Rozkład kierunków paleoprądów przedstawiono przy pomocy rozetowych diagramów asymetrycznych. Położenie struktur deformacyjnych (płaszczyzn uskoków) zostało zobrazowane na stereogramach na siatce równopowierzchniowej Szmidta w rzucie na dolną półkulę.

BUDOWA OZU I CHARAKTERYSTYKA SUKCESJI OSADOWEJ

Szczegółowe badania sedymentologiczne w obrębie ozu gostynińskiego przeprowadzono w żwirowni Osada w latach 2001–2002 (Roman 2003), w jedynym wówczas czynnym wyrobisku w tej formie, natomiast w roku 2015 odsłonięto wschodnią część wału ozowego i uzupełniono dane odnośnie do rozprzestrzenienia i charakteru diamiktonu, występującego w górnej części formy, oraz wykonano pomiary uskoków występujących w strefie przypowierzchniowej. W północnej ścianie żwirowni w Osadzie, o wysokości do 11 m i długości ok. 50 m, występowały żwiry i piaski glacifluwialne, lokalnie przykryte cienką warstwą utworów piaszczysto-mułkowych lub glin. Wiercenie w dnie wyrobiska wykazało, że żwirowo-piaszczyste osady występują jeszcze do głębokości 7 m. Oznacza to zakorzenienie ozu rzędu wysokości analizowanej formy (ryc. 5) i pozwala określić miąższość utworów ozu na 18 m.

W odsłoniętych osadach ozu wyróżniono cztery jednostki sedymentacyjne **O1–O4**. Są to jednostki: **O1** i **O2**, obejmujące glacifluwialne osady żwirowe z głazami (O1) i piaszczyste (O2), razem stanowiące główną część osadów budujących oz, oraz jednostki **O3** i **O4**, dotyczące odpowiednio: drobnoziarnistych utworów zbiornikowych, a także diamiktonów, których udział w budowie formy jest podrzędny, a występowanie ograniczone do strefy przypowierzchniowej (ryc. 5, 6; fot. 1).

Jednostka **O1** (żwirowo-głazowa) występuje w dolnej części odsłonięcia w Osadzie i wypełnia rynnowe rozcięcie erozyjne w osi ozu. Całkowita miąższość gruboziarnistych osadów określona wierceniem wynosi 10 m. Jednostkę **O1** budują słabo wysortowane żwiry z głazami o średnicy do 0,45 m o warstwowaniu horyzontalnym (*Gh, GBh*) i przekątnym (*Gp*) skrajnie dużej skali (miąższość zestawów do 2,5 m, rozciągłość ławic do kilkudziesięciu metrów) (ryc. 5, 6; fot. 1, 2). Matriks jest ubogie, piaszczysto-żwirowe lub piaszczysto-diamiktonowe. Zupełnie sporadycznie występują kilkudziesięciocentymetrowe ławice ma-



Ryc. 5. Przekrój geologiczny A–B przez oz gostyniński w Osadzie (wg Roman 2003)

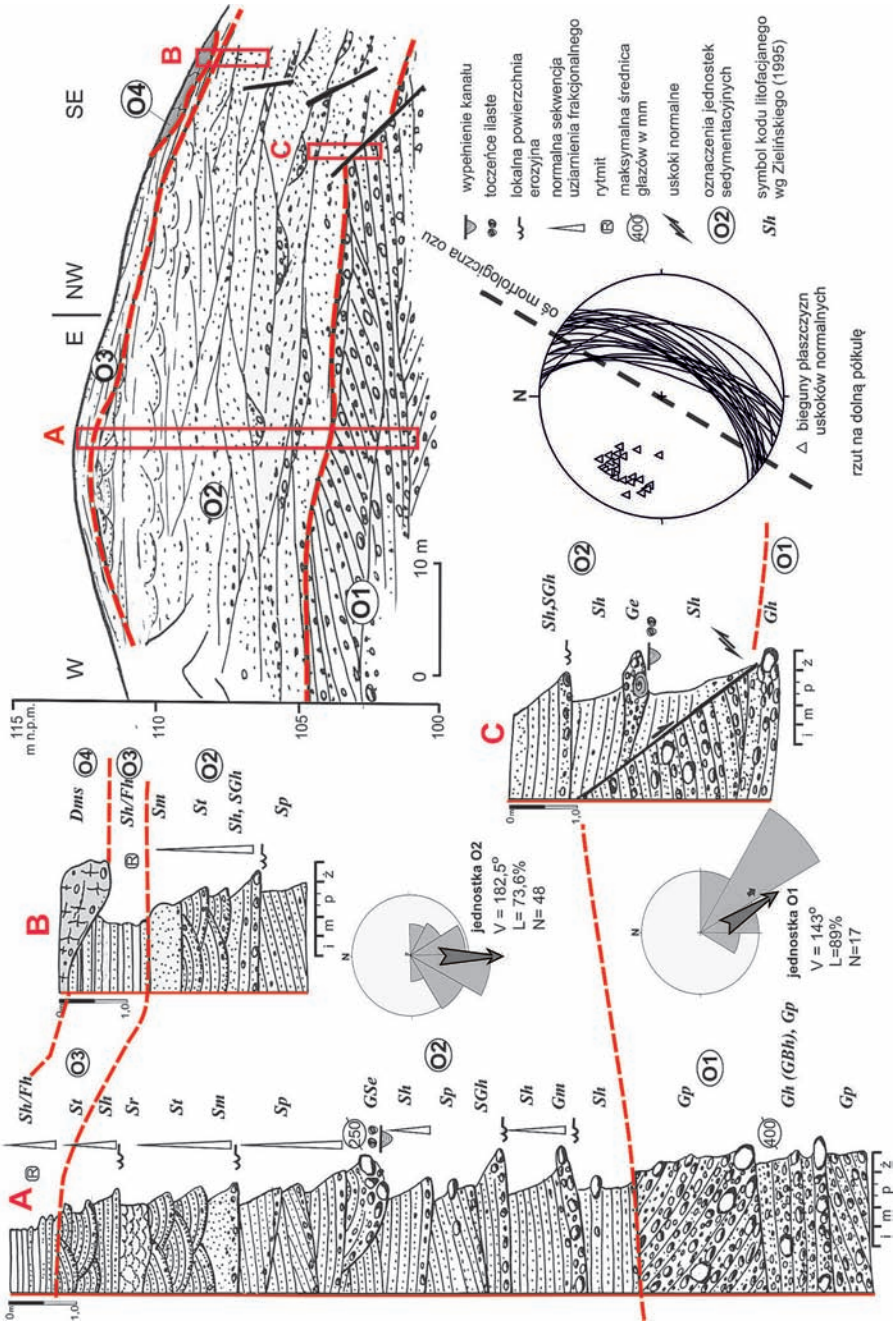
Objaśnienia: Zlodowacenie odry, stadiał warty: 1 – piaski wodnolodowcowe, 2 – glina lodowcowa; zlodowacenie wisły: 3 – piaski ze żwirem wodnolodowcowe, 4 – żwiry i piaski wodnolodowcowe ozu, 5 – glina lodowcowa, 6 – piaski wodnolodowcowe (sandrowe); Holocen: 7 – piaski i mułki deluwialne, 8 – piaski humusowe den dolinnych, 9 – torfy, gytie inamuły rynien i zagłębień bezodpływowych; **O1**–**O4** – jednostki sedymentacyjne

Fig. 5. Geological cross-section A-B through the Gostynin esker at Osada (after Roman 2003)

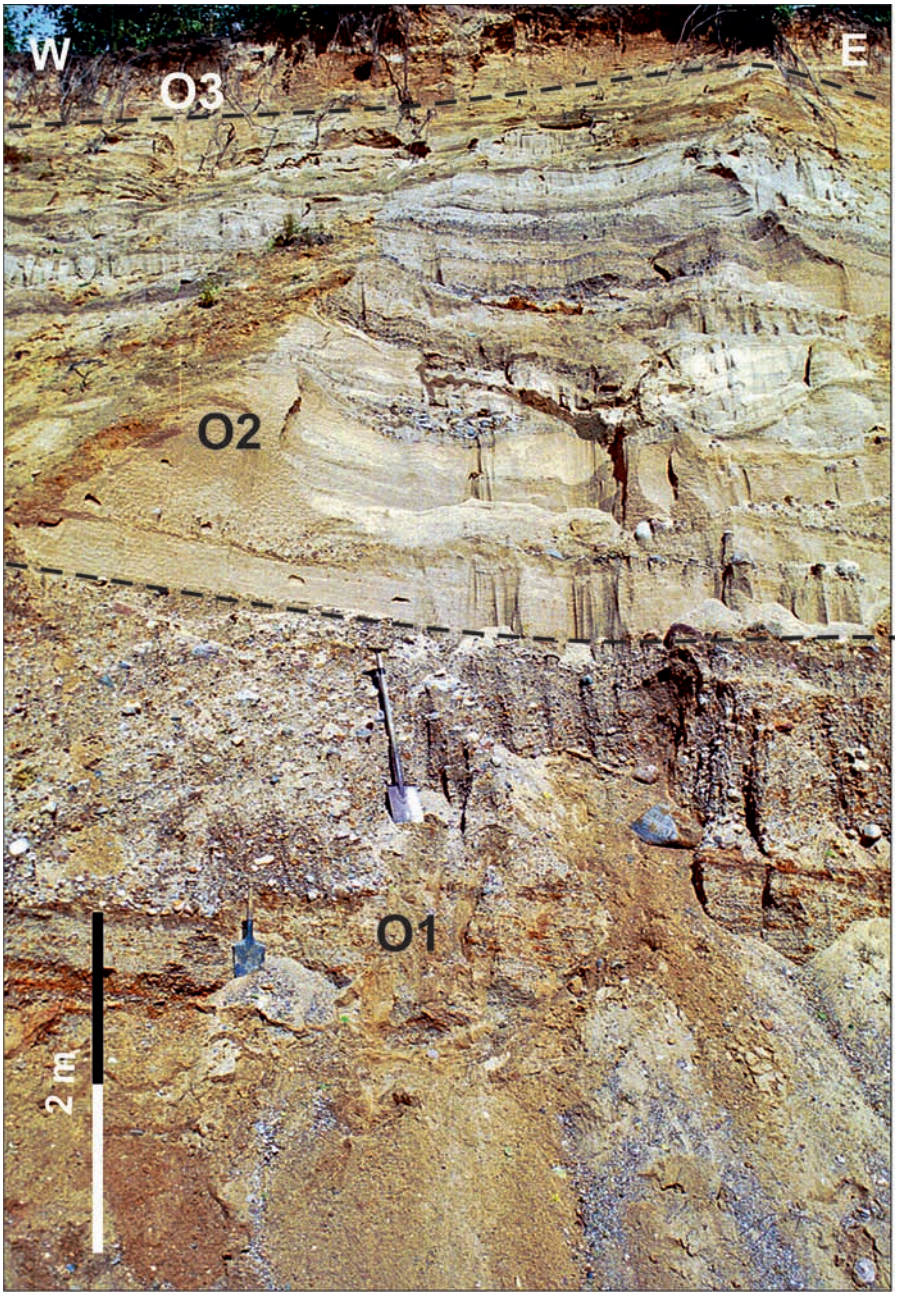
Explanations: Warta Stadial (Late Saalian) of the Odra Glaciation: 1 – glaciofluvial sands, 2 – till; Vistulian (Weichselian) Glaciation; 3 – glaciofluvial sands with gravel, 4 – gravels and sands of the esker, 5 – till, 6 – sandur sands; Holocene: 7 – deluvial sands and silts, 8 – humus sands or floodplains, 9 – peats, gyttja and muds; O1–O4 – sedimentary units

sywnego żwiru o zwartym szkielecie ziarnowym (*openwork*). Osady są ogólnie słabo wysortowane. Powstanie miąższych, rozległych litofacji *Gp* interpretować można jako efekt zaprądowej progradacji wielkich, żwirowych odsypów przyrostu dystalnego, reprezentujących głębokie, proksymalne koryto roztokowe o katastrofalnych przepływach wezbraniowych (por. Zieliński 1992, 2014; Brennand 1994). Z fazami narastania wezbrania wiązać należy żwirowo-głazowe litofacje *Gh, GBh.* Nagłe, bardzo intensywne przepływy charakterystyczne są dla wypływów z wrót lodowcowych, mogą też cechować tunele lodowe. Budujące ozy słabo wysortowane osady grubookruchowe o znacznej miąższości są wskaźnikowe dla akumulacji w tunelu subglacjalnym (m.in. Sunderson 1977; Brennand 1994; Lundqvist 1999; Delaney 2002; Mokhtari Fard, Gruszka 2007; Pisarska-Jamroży, Zieliński 2012). Pomiary paleoprądów w osadach jednostki **O1** wskazały, że odpływ wód odbywał się ku południowemu wschodowi (ryc. 6).

Główną część profilu odsłoniętego w Osadzie stanowi piaszczysta jednostka **O2**, o miąższości ok. 7 m. Charakteryzuje ją zmniejszanie się w górę zarówno



Ryc. 6. Ogólny szkic odsłonięcia w Osadzie i profile sedymentologiczne (wg Roman 2003, uzupełnione)
Fig. 6. General sketch of the Osada exposure and sedimentological logs (after Roman 2003, supplemented)



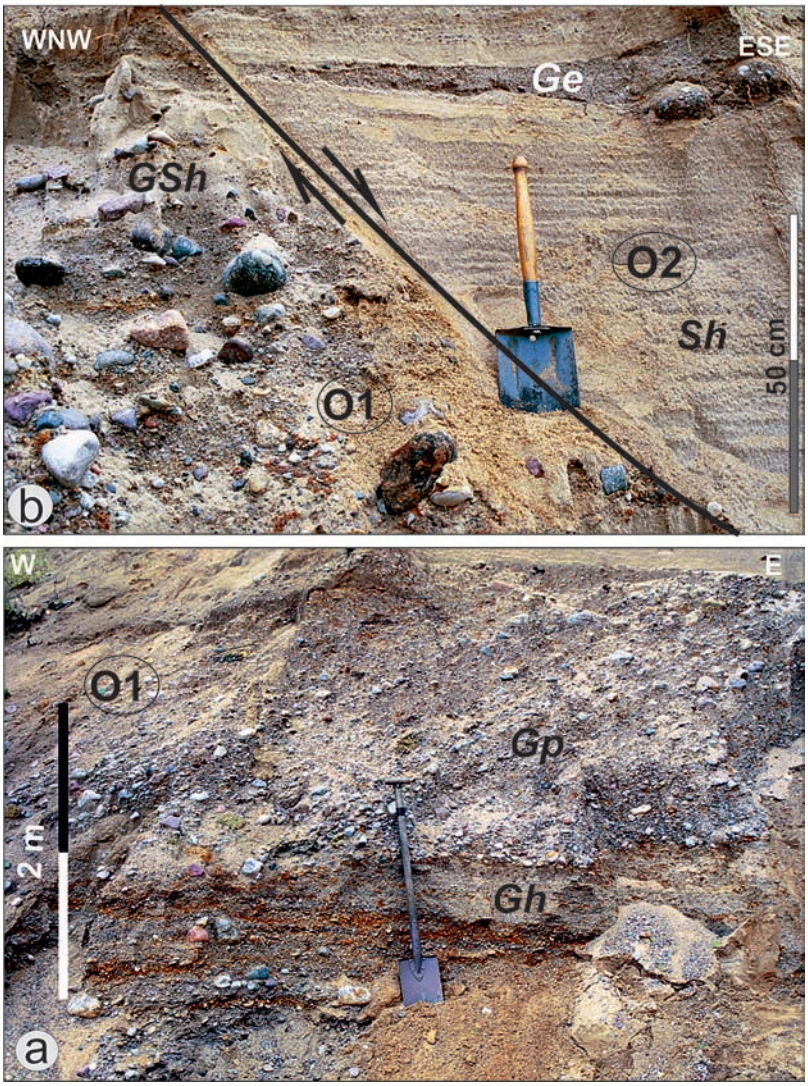
Fot. 1. Zróżnicowanie litologiczne osadów ozu gostynińskiego. Ogólny widok północnej ściany żwirowni w Osadzie; **O1–O3** – jednostki sedymentacyjne (fot. M. Roman)

Phot. 1. Lithological diversity of the Gostynin esker deposits. A general view of the north wall of the gravel pit in the Osada site; O1–O3 – sedimentary units (Photo by M. Roman)

profilu skali zestawów, jak i udziału materiału żwirowego (ryc. 6; fot. 2, 3). Dolną część jednostki **O2** budują piaski oraz piaski żwirowe z pojedynczymi otoczakami o średnicy nawet do 0,25 m, tworzące zestawy dużej skali o horyzontalnym (*Sh*) lub przekątnym warstwowaniu płaskim (*Sp*). Osobliwe jest pojawianie się pojedynczych, dużych otoczaków (do 15 cm) wśród pozornie jednorodnych ławic średnioziarnistego piasku. Litofacje żwirowe występują tylko w dolnej partii podjednostki, w postaci cienkich masywnych ławic (*Gm*) lub jako wypełnienia rynnowych rozmyć erozyjnych (*GSe*), osiągających miąższość ok. 1 m i szerokość kilku metrów. Wypełnienia te cechuje normalne uziarnienie frakcjonalne oraz występowanie otoczaków o średnicy do 15 cm. Podobną wielkość mają spotykane tu toczeńce ilaste uzbrojone (fot. 2b), uformowane z bezwapiennych, pstrych iłów serii poznańskiej, a także z wapnistych czekoladowych iłów, szeroko rozpowszechnionych w rejonie Gostynina i interpretowanych jako utwory zastoiskowe z transgresji lądolodu zlodowacenia wisły. W górnej części podjednostki dominują utwory piaszczyste, tworzące cykle wyrażone powtarzalnością zespołu litofacji masywnych lub horyzontalnie warstwowanych piasków ze żwirem (*Sm, Sh*), następnie piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym (*St*), przechodzących wraz ze zmniejszaniem się ziarna w laminowane riplemarkowo piaski drobnoziarniste (*Sr*). Pomiary paleoprądów zestawione dla jednostki **O2** (ryc. 6) wskazują jako wypadkowy południowy kierunek odpływu wód (V = 182,5°), przy wysokiej zwartości rozkładu (L = 73,6%) mimo znacznego rozrzutu kierunków paleoprądów w zakresie 180º.

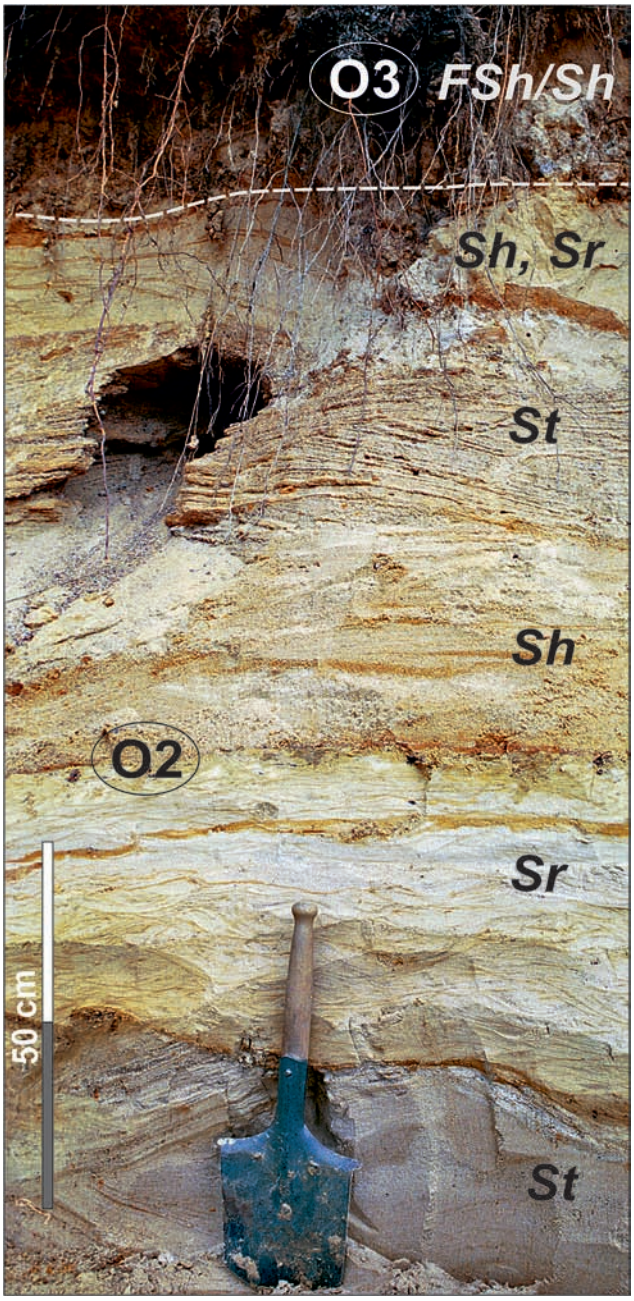
Początkowo akumulacja osadów podjednostki **O2** zachodziła w środowisku korytowym o dość znacznej głębokości (wielkoskalowe litofacje *Sp*) i gwałtownych zmianach warunków hydrodynamicznych. Świadczy o tym: obecność litofacji żwirowych (*Gm*), kanałowych rozmyć wypełnionych gruboziarnistym materiałem, wtrąceń dużych otoczaków wśród litofacji piaszczystych oraz toczeńców ilastych. Późniejszą depozycję osadów cechuje cykliczność zespołu litofacji *Sm(Sh)→St→Sr*. Rejestrują one sedymentację w korycie piaskodennej roztoki w warunkach opadającej fali wezbraniowej (por. Zieliński 1997) (fot. 3). Cykl rozpoczyna się akumulacją w warunkach płaskiego dna (litofacje *Sm, Sh*), poprzez depozycję w wyniku wędrówki krętych megariplemarków w dnie kanału międzyodsypowego (litofacje *St*), a kończy się rytmiczną akumulacją na równi przykorytowej (litofacje *Sr*).

Jednostka **O3** (ryc. 6) obejmuje drobnoziarniste osady o laminacji horyzontalnej (*SFh, Fh/FSm*), charakteryzujące się rytmicznością wyrażoną przemiennym występowaniem warstewek laminowanego pylastego piasku lub mułku oraz masywnego mułku piaszczystego o uziarnieniu frakcjonalnym. Osady deponowane były w zbiorniku wód stagnujących głównie w wyniku opadania zawiesin, których dostawa miała charakter pulsacyjny, mogący wynikać z sezonowych zmian ablacji (por. Brodzikowski i in. 1997; Zieliński 1997).



Fot. 2. Stanowisko Osada. Sukcesja osadowa dolnej części ozu gostynińskiego: a – grubookruchowe osady jednostki sedymentacyjnej **O1**; b – synsedymentacyjny uskok grawitacyjny o zrzucie ok. 2 m, wygasający w utworach jednostki **O2**. Dolną część **O2** tworzą piaski i piaski żwirowate z pojedynczymi otoczakami w zestawach dużej skali o horyzontalnym (*Sh*) lub przekątnym warstwowaniu płaskim (*Sp*). Widoczne są kanałowe rozmycia (*Ge*) wypełnione żwirem z toczeńcami o średnicy do 15 cm (fot. M. Roman)

Phot. 2. Osada site. Sedimentary succession of the bottom part of the Gostynin esker: a – coarse-grained deposits of the O1 unit; b – synsedimentary gravity fault discharge of approx. 2 m, expiring in the O2 unit. The lower part of the O2 unit is built of sands and gravelly sands with boulders forming a large-scale sets of horizontally (Sh) or cross (Sp) bedding. Note an erosional channels (Ge) filled with gravel along with deformation balls with a diameter of 15 cm (Photo by M. Roman)



Fot. 3. Stanowisko Osada. Górna część jednostki sedymentacyjnej **O2** z zaznaczającą się cyklicznością litofacji *St–Sr* lub *Sh–St–Sr* oraz drobnieniem ziarna w górę profilu (fot. M. Roman)

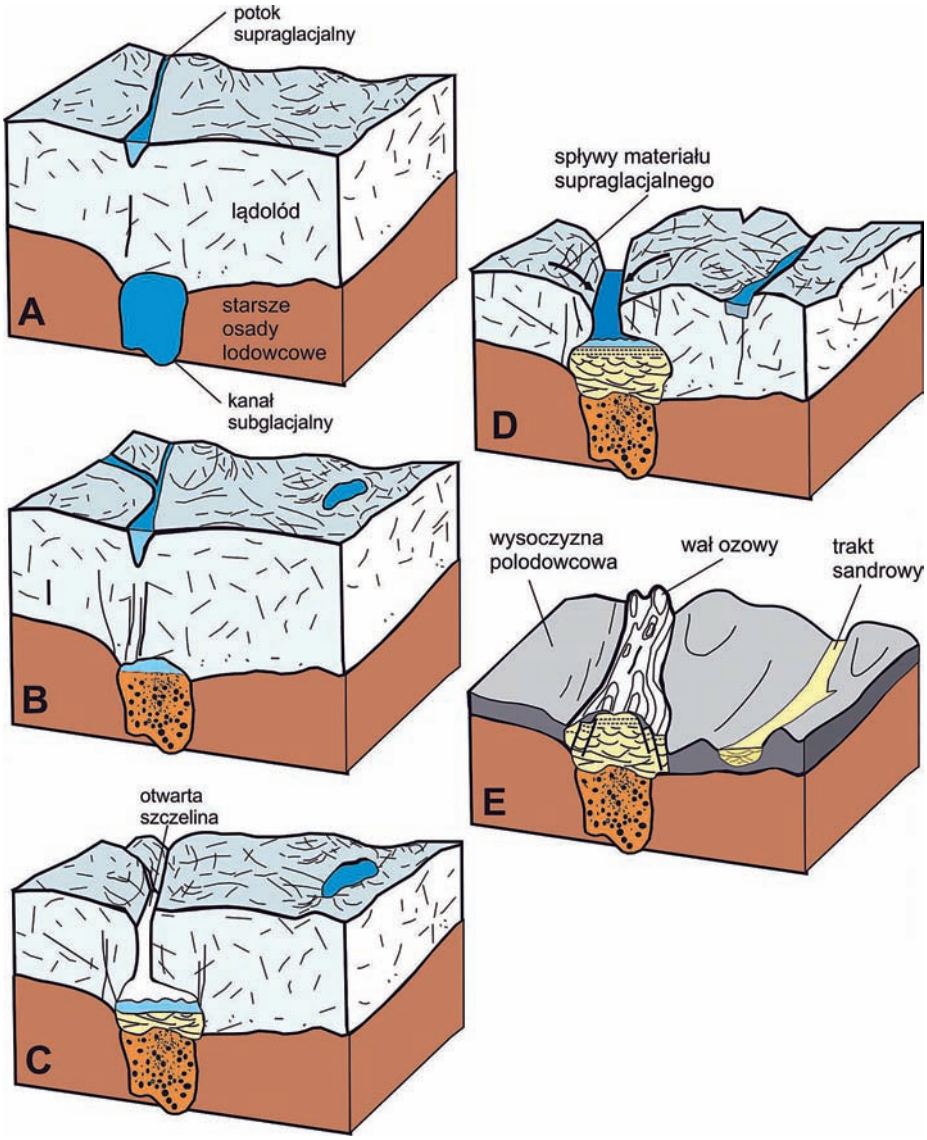
Phot. 3. Osada site. The upper part of the O2 sedimentary unit. Noticeable is cyclicity of lithofacies St–Sr or Sh–St–Sr and grain fining upward the profile (Photo by M. Roman)

Jednostka **O4** pojawia się w szczytowej części ozu, od strony rynny. Reprezentują ją płaty czerwono-brązowego diamiktonu o strukturze masywnej i rozproszonym szkielecie ziarnowym oraz słabo zaznaczonym warstwowaniu (*Dms*) (ryc. 5, 6). Miąższość diamiktonu jest niewielka (do 0,8 m), zaś kontakt z osadami podścielającymi ostry. Rozciągłość płata gliniastego wynosi kilkadziesiąt metrów wzdłuż formy. Z osadem tym związane jest występowanie głazów na powierzchni. Cienkie, nieregularne pokrywy gliniaste występują i w innych częściach ozu gostynińskiego, m.in. w Piechocie, Dybance i Bratoszewie. Według Skompskiego (1963) występowanie gliny i głazów na powierzchni dowodzi subglacjalnego pochodzenia ozu gostynińskiego, natomiast Wadas (1962) tłumaczy obecność pokryw gliniastych z głazami zsuwaniem materiału ablacyjnego do lodowej szczeliny. Również Roman (2003) uznała, że utwór ten to glina lodowcowa o charakterze spływowym.

Ważne z uwagi na dociekanie genezy formy są syn- i postsedymentacyjne zaburzenia osadów występujące we wschodniej części odkrywki, od strony skłonu formy ku rynnie gostynińskiej. Są to uskoki grawitacyjne o zrzucie do 1,5 m (fot. 2b), o powierzchniach biegnących niemal równolegle do osi morfologicznej ozu i zapadających konsekwentnie z nachyleniem zbocza formy (ryc. 6). Podobne struktury obserwował Wadas (1962) w kilku odsłonięciach w obrębie ozu, podkreślając, że występują one wyłącznie na stokach. W Osadzie szereg uskoków zrzutowych wygasa w osadach nadległych i dotyczy jedynie osadów wnętrza formy, w obrębie jednostki **O2**, co może świadczyć o sukcesywnym powstawaniu struktur dysjunktywnych jednocześnie z odkładaniem piaszczystych serii osadowych.

DYSKUSJA I PODSUMOWANIE

Cechy budowy wewnętrznej ozu gostynińskiego oraz relacje do form otoczenia świadczą o jego związku zarówno z okresem formowania rynny subglacjalnej, jak i z wczesnym etapem deglacjacji (por. Roman 2010). Depozycja osadów odbywała się w różnych subśrodowiskach, które sukcesywnie rozwijały się na linii wcześniejszej erozji subglacjalnej w kanale typu N (zakorzenienie ozu). Sedymentacja glacifluwialna zachodziła w warunkach ograniczonej przestrzeni, „wymuszonej" przez istnienie kontaktu lodowego, co jest warunkiem formowania ozów (Warren, Ashley 1994; Ashley, Warren 1997; Owen 1997). Obecność tunelu, czy już tylko ścian lodowych otwartej szczeliny, determinowała przebieg sedymentacji, wpływając tak na charakter osadu, jak i kształt całej formy, przyczyniając się także do powstania zaburzeń grawitacyjnych w miarę zaniku podpór lodowych (ryc. 7). Skompski (1963) obserwował uskoki zapadowe w głębszych par-



Ryc. 7. Etapy formowania ozu gostynińskiego

Objaśnienia: A – tworzenie tunelu subglacjalnego, B – wypełnienie tunelu (jednostka **O1**), C – akumulacja w otwartej szczelinie (jednostka **O2**), D – akumulacja glacilimniczna, spływy materiału supraglacjalnego (jednostki **O3** i **O4**), E – zanik ścian lodowych – powstawanie uskoków grawitacyjnych, ukazanie wału ozowego w rzeźbie terenu

Fig. 7. Stages of development of the Gostynin esker

*Explanations: A – creation of subglacial tunnel, B – filling tunnel (sedimentary unit **O1**), C – accumulation in the open ice-walled crevasse (unit **O2**), D – glaciolimnic sedimentation, flows of supraglacial material (units **O3** and **O4**), E – ice walls decay – formation of gravitational faults, appearance of the esker in the landscape*

tiach ozu w odkrywce w Piechocie. Ich geneza mogła być związana z „quasi-subglacjalnym" charakterem tunelu na pewnych odcinkach formowania ozu, kiedy to dochodziło do akumulacji osadów na podłodze lodowej (por. Kłysz 1986).

Na podstawie badań Wadasa (1962), Skompskiego (1963) oraz Roman (2003) można stwierdzić, że w profilu podłużnym ozu gostynińskiego nie ma wyraźnej tendencji do zmian wielkości ziarna. Również w profilach pionowych poszczególnych odkrywek brak prawidłowości w następstwie i udziale litofacji wskaźnikowych dla różnych subśrodowisk sedymentacji glacifluwialnej czy zbiornikowej. Ten brak prawidłowości, przy znacznym zróżnicowaniu litologicznym osadów, jest charakterystyczny dla ozów poligenetycznych, których poszczególne fragmenty powstawały w oddzielnych etapach erozji oraz akumulacji subglacjalnej, i tylko niektóre z nich przechodziły przez stadium akumulacji w otwartej szczelinie (por. Michalska 1971; Banerjee, McDonald 1975). Do tego typu należy zaliczyć oz gostyniński (ryc. 7). Zapis litofacjalny z Osady przedstawia regresywną sukcesję osadów tunelu (ryc. 7A–B), a następnie szczeliny lodowej (ryc. 7C–D). Sugeruje to zmiana glacifluwialnego środowiska depozycyjnego ze skrajnie proksymalnego (**O1**) na dystalne (**O2**), z przejściem do spokojnej akumulacji zbiornikowej (**O3**), a także ograniczone do strefy stoku występowanie materiału spływowego (**O4**). Wskazuje to zarazem, iż źródłem materiału jednostki **O4** były powierzchnie lodowe z otoczenia basenu sedymentacyjnego. Z degradacją stoków lodowych należy zapewne wiązać powstawanie uskoków grawitacyjnych w zewnętrznych częściach ozu. Występowanie tego typu deformacji w środkowych partiach wnętrza ozu, przy coraz rozleglejszym rozprzestrzenieniu osadów glacifluwialnych (ryc. 6), wskazuje na stopniowe poszerzanie się tunelu/szczeliny lodowej wraz z postępującą lateralnie sedymentacją w środowisku o niższej energii.

Należy podkreślić, że jako oz rozumiano wydłużone formy zbudowane z osadów glacifluwialnych, zdeponowanych w obrębie kanału subglacjalnego, inglacjalnego lub w otwartej szczelinie, ograniczonej ścianami lodowymi (por. Banerjee, McDonald 1975; Brennand 1994; Ashley, Warren 1997). Brennand (1994) wskazuje, że formy ozowe mogą mieć bardziej złożoną strukturę i oprócz wału(ów), zbudowanego(ych) z podstawowej jednostki osadów tunelowo-szczelinowych, mogą występować w nim (w nich) jako elementy oboczne osady stożków, w tym subakwalnych (por. Warren, Ashley 1994; Lundqvist 1999), formowanych u wrót lodowcowych, zaś szeregowe powielanie takich układów, związane z sukcesywnym zanikiem lądolodu, prowadzi do powstania tzw. ozu perełkowego. W takim ujęciu być może słuszne byłoby włączenie proksymalnej, pagórkowatej części niższego poziomu sandru Skrwy rejonu Techman (por. ryc. 2, 3) do formy ozowej.

Sukcesja osadowa i morfologia ozu gostynińskiego, podobnie jak i innych, tworzących radialny układ ozów lobu płockiego, wskazują, iż proces tworzenia ozu był krótki i dotyczył etapu postoju na linii maksymalnego zasięgu oraz zaniku lobu lodowcowego.

SUMMARY

Well-developed N-S trending esker, described in literature as the Gostynin esker, consists of parallel ridges associated witch a tunnel valey flanked by the Vistulian (Weichselian) till plain. The sedimentary succession of one of the ridges is known in the Osada site. Complexity of the esker internal structure is expressed by 4 sedimentary units of different environments. The lowest, coarse-gravelly (O1), developed by infilling a subglacial tunnel. The following one, making the main part of the esker ridge, is a sandy unit (O2) deposited in an ice-walled open channel. Locally, the deposits show normal synsedimentary faults. The O3 unit of fine-grained sediments was laid in a stagnant water. The succession is topped by a thin discontinous layer of flow till (O4). Sedimentation took place when the ice-sheet changed its dynamics from active to stagnant.

LITERATURA

Alexandrowicz S. W., 1987: *Analiza malakologiczna w badaniach osadów czwartorzędowych,* Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 12 (1–2), 240.

Ashley G. M., Warren W. P., 1997: *The ice-contact environment*, Quaternary Science Reviews, 16, 629–634.

Banerjee I. B., McDonald B. C., 1975: *Nature of esker sedimentation, Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication, 23, 132–154.

Baraniecka M. D., 1989: *Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach*, Studia i Materiały Oceanologiczne, 56, Geologia Morza, 4, 131–135.

Baraniecka M. D., Skompski S., 1978: Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000, arkusz Płock, A – Mapa utworów powierzchniowych, B – Mapa bez utworów czwartorzędowych, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Brennand T. A., 1994: *Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and meltwater regime*, Sedimentary Geology, 91, 9–55.

Brodzikowski K., 1992: *Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych w geologii i geomorfologii glacjalnej*, Materiały I Letniej Szkoły Sedymentologicznej, Murzynowo 1992, Łódź, 7–56.

Brodzikowski K., Van Loon A. J., Zielinski T., 1997: *Development of a lake in a subsiding basin in front of a Saalian ice sheet (Kleszczów Graben, central Poland)*, Sedimentary Geology, 113, 55–80.

Curray J. R., 1956: *The analysis of two-dimensional orientation data*, Journal of Geology, 64, 117–131.

Delaney C., 2002: *Sedimentology of a glaciofluvial landsystem, Lough Ree area, central Ireland*, Sedimentary Geology, 149 (1–3), 111–126.

Dylikowa A., 1952: *O metodzie badań strukturalnych w geomorfologii glacjalnej*, Acta Geographica Universatis Lodziensis, 3, 1–74.

Geikie J., 1874: *The Great Ice Age and Its Relation to the Antiquity of Man*, D. Appleton and company, New York, 198.

Kłysz P., 1986: *Zjawiska glacjalne w strefie marginalnej lodowców Tryggve i Sander (rejon Austfiordu – Spitsbergen)*, Materiały V Sympozjum Polarnego, 2, Gdańsk–Gdynia, 33–46.

Lencewicz S., 1927: *Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 2, 2, 66–226.

Kondracki J., 1978: *Geografia fizyczna Polski*, PWN, Warszawa, 1–463.

Lundqvist J., 1999: *Scandinavian eskers, global climatic relationships, and solar forcing*, Geological Quarterly, 43, 149–152.

Łyczewska J., 1948: Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1 : 300 000, wyd. A, arkusz Płock, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Makowska A., 1964: *Neue Spezies der Pleistozanen Paludinen und ihre Verbreitung im Gebiet Mittelpolens*, Reports of the VIth INQUA Congress, 2, Warsaw 1961, Łódź, 535–541.

Malicki A., 1929: *O poglądach na powstanie ozów,* Czasopismo Geograficzne, 7 (2–3), Lwów, 66–79.

Michalska Z., 1971: *Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z Polski środkowej*, Acta Geologica Polonica, 36, 152.

Mokhtari Fard A., Gruszka B., 2007: *Subglacial conditions in a branching Saalian esker in north-central Poland*, Sedimentary Geology, 193, 33–46.

Owen G., 1997: *Origin of an esker-like ridge – erosion or channel-fill? Sedimentology of the Monington "Esker" in Southwest Wales*, Quaternary Science Reviews, 16, 675–684.

Pisarska-Jamroży M., Zieliński T., 2012: *Specific erosional and depositional processes in a Pleistocene subglacial tunnel in the Wielkopolska region, Poland*, Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography, 94, 429–443.

Roman M., 2003: *Rozwój rzeźby plejstoceńskiej okolic Gostynina*, Acta Geographica Lodziensia, 84, 154.

Roman M., 2004: *Formy reliktowe po wałach lodowo-morenowych lądolodu zlodowacenia Wisły na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 200, 321–341.

Roman M., 2010: *Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia*, Acta Geographica Lodziensia, 96, 171.

Roman M., 2011: Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, arkusz Gostynin (481), Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

Roman M., Lisicki S., 2015: *Oz gostyniński – historia badań, sukcesja sedymentacyjna i etapy tworzenia formy*, [w:] J. Kordowski, P. Lamparski, S. Lisicki, M. Roman (red.), *Plejstocen Kotliny Płockiej oraz postglacjalna transformacja jej rzeźby, XXII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski*, Gołaszewo, Wydawnictwo PIG, Warszawa, 127–134.

Rutkowski F., 1916: *Spostrzeżenia z dyluwium okolic Gostynina*, Sprawozdanie z Posiedzeń Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, 7, 644–652.

Rychel J., Błaszkiewicz M., Brykała D., Gierszewski P., Lisicki S., Roman M., Tyszkowski S., 2014: Mapa geologiczno-turystyczna Gostynińsko-Włocławskiego Parku Krajobrazowego w skali 1 : 60 000, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.

Skompski S., 1963: *Ozy Kotliny Płockiej*, Przegląd Geograficzny, 35, 3, 363–387.

Skompski S., 1969: *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 220, 175–258.

Skompski S., 1996: *Wzorcowe zespoły malakofauny w różnych ogniwach stratygraficznych czwartorzędu*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 151, 1–47.

Sunderson H., 1977: *A sliding bed facies in esker sand and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow?*, Sedimentology, 24, 23–638.

Wadas S., 1962: *Oz gostyniński*, Acta Geographica Lodziensia, 14, 71.

Warren W. P., Ashley G. M., 1994: *Origins of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland*, Journal of Sedimentary Research, Section A, Sedimentary Petrology and Processes, 64, 433–449.

Zieliński T., 1992: *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1325, Katowice, 95.

Zieliński T., 1995: *Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie*, [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, WGiSR UW, Warszawa, 220–235.

Zieliński T., 1997: *Cykliczność w osadach rzek roztokowych*, Geologia, 14, Katowice, 68–117.

Zieliński T., 2014: *Sedymentologia. Osady rzek i jezior*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 594.