

2005, Morfogeneza ozu obrowskiego (Pojezierze Krajeńskie),
[w:] Środowisko przyrodnicze w badaniach geografii fizycznej,
Promotio Geographica Bydgosiensia, tom 2, str.189-205.

Adam Krupa

Instytut Geografii Uniwersytetu Kazimierza Wielkiego w Bydgoszczy

Zakład Geografii Fizycznej i Ochrony Krajobrazu

adamkrupa@autograf.pl

MORFOGENEZA OZU OBROWSKIEGO (POJEZIERZE KRAJEŃSKIE)

Słowa kluczowe: Pojezierze Krajeńskie, ostatnie zlodowacenie, ozy, niecki glacialne.

Zarys treści: Na podstawie szczegółowego kartowania geomorfologicznego i analizy odsłoneń, autor ukazuje budowę ozu obrowskiego oraz współwystępujących z nim form rzeźby centralnej części obrowskiej niecki glacialnej. Zebrany materiał umożliwia ustalenie genezy rzeźby badanego obszaru.

MORPHOGENESIS OF THE OBROWO ESKER (KRAJNA LAKELAND)

Keywords: Krajna Lakeland, last glaciation, eskers, glacial depression

Abstract: On the basis of the detailed geomorphological mapping and outcrops analysis, the author shows the internal structure of Obrowo esker and landforms that are connected with it in the central part of the Obrowo glacial depression. Collected data enable to establish landform genesis of the researched area.

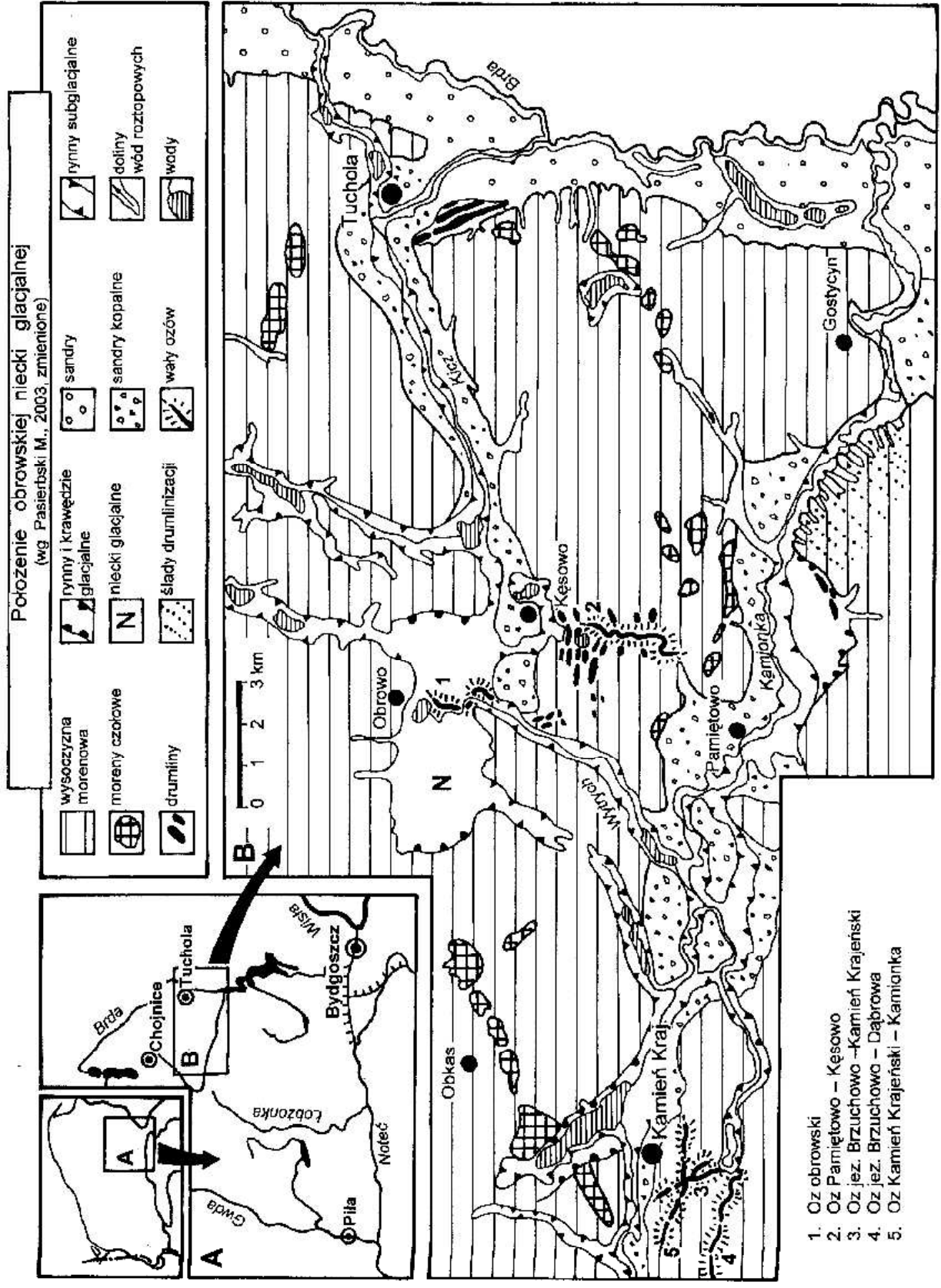
Wprowadzenie

Ozy należą z pewnością do charakterystycznych form rzeźby polodowcowej, spotykanych na Niżu Polskim. Na ogół jednak, z racji niewielkiej zajmowanej przez nie przestrzeni, nie dominują one w krajobrazie, przez co wydają się być tylko uzupełnieniem znanego inwentarza form rzeźby. Zwykle też są one stosunkowo nieliczne i występują w dużym rozproszeniu. Pod tym względem Pojezierze Krajeńskie szczególnie się wyróżnia. W środkowej części tego obszaru, w pasie od Złotowa na zachodzie po Koronowo na wschodzie, rozpoznano do tej pory aż 46 form ozowych. Według aktualnych badań, takie nagromadzenie ozów na Pojezierzu Krajeńskim jest

jednym z dowodów szybkiego awansu czoła lądolodu o charakterze szarzy (Pasierbski, 2003). Powstałe przekształcenia w rzeźbie dają obraz trudny do odczytania, jednak ozy są jednym z ważniejszych wskaźników sposobu zachowania się lądolodu (Knudsen, 1995). Na Pojezierzu Krajeńskim występują one w bardzo różnych sytuacjach, m. in. na grzbietach moren czołowych, przebiegają w poprzek rynien subglacjalnych, czy też są zakorzenione w sandrach (Pasierbski, 2003). Trudno je tutaj powiązać z istniejącymi na Krajinie ciągami moren. Pierwsze z ozów Pojezierza Krajeńskiego zostały odkryte przez badaczy niemieckich. Były to ozy: Szynwałd – Przepałkowo (Jentzsch, 1906, za: Pasierbski, 2003) oraz Stawnica – Złotów (Sonntag, 1919, za: Pasierbski, 2003). Badania powojenne przyniosły odkrycie ozu Płosków – Wielowiczek (Galon, 1952), zwanego dziś ozem Galona od nazwiska odkrywcy. Kolejnych 10 nowych form przedstawił, wraz z wcześniej opisanymi, T. Murawski (1973) w niepublikowanej pracy doktorskiej. Częściowo można je odnaleźć na nieco wcześniejszej Mapie Morfogenetycznej Wysoczyzny Krajeńskiej (Murawski, 1969). Ten sam autor, w oddzielnej publikacji z 1985 roku, przedstawił szczegółowo budowę i genezę ozu Mąkowsko – Kamionka. Jednak większość form rozpoznano niedawno w wyniku badań geomorfologicznych (Pasierbski, 1996) i opracowań kartograficznych (Pasierbski, Niewiarowski, 1996, 1998). Spośród nich kilka przedstawiono w pracy magisterskiej (Krupa, 2000). W oddzielnej publikacji zaprezentowano ozy w Kamieniu Krajeńskim, stanowiące unikalny przykład krzyżowania się tych form (Pasierbski, Krupa, 2000). Do najnowszych opracowań na temat ozów Pojezierza Krajeńskiego należy opis ozu Pamiętowo – Kęsowo, położonego na niewielkim polu drumlinowym (Pasierbski i Krupa, 2004). Ozy wymienione powyżej, oraz pozostałe, do tej pory nigdzie nie opisane, zostały umieszczone na mapie morfogenetycznej w najnowszym opracowaniu dotyczącym genezy rzeźby środkowej części Pojezierza Krajeńskiego (Pasierbski, 2003). Do tych ostatnich należy, przedstawiony w niniejszej pracy, oz obrowski.

Obszar badań i metody badawcze

Oz obrowski jest położony najdalej na północ spośród wszystkich dotychczas rozpoznanych ozów Pojezierza Krajeńskiego. Znajduje się on pośrodku rozległego, bagnistego obniżenia pomiędzy miejscowościami Obrowo i Kęsowo (ryc. 1.). Obniżenie to, w przeszłości w dużej części bezodpływowe, jest dziś drenowane przez sieć rowów oraz jeden większy, uregulowany ciek, Wytrych, którego wody kierują się

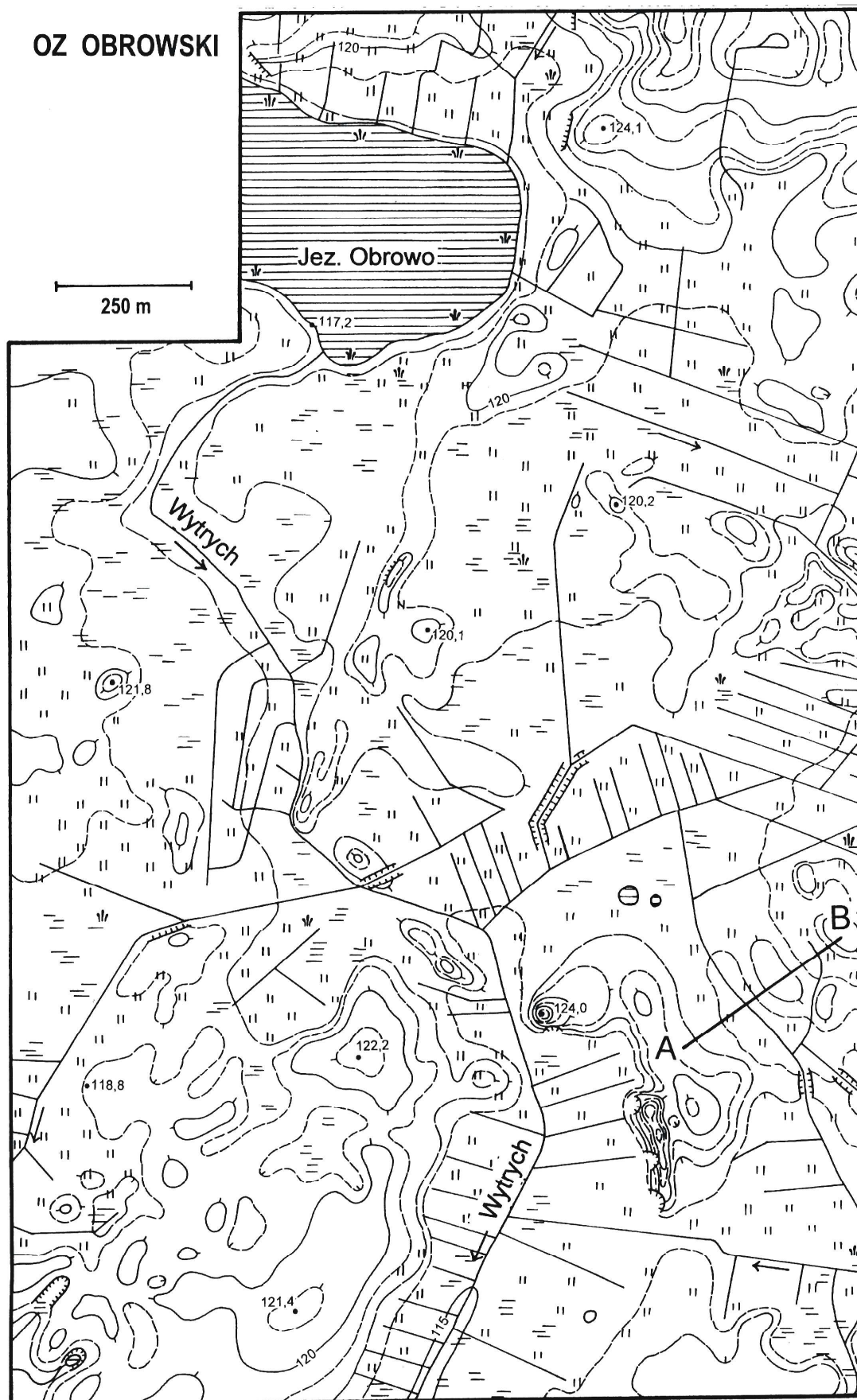


Ryc. 1. Położenie obrowskiej niecki glacialnej (wg Pasierbski M., 2003, zmienił)

na południe, do doliny rzeki Kamionki. W północnej części omawianej niecki znajduje się jedno większe jezioro, Obrowo, z którego bierze początek Wytrych. Oprócz tego istnieje kilka mniejszych, zanikających jezior i sporo stawów powstałych po wydobyciu torfu. Z danych uzyskanych z dokumentacji geologicznej złóż torfu tego obszaru (Bernat, 1957) wynika, że w przeszłości również był to teren zabagniony, a występowanie gytii ograniczone jest do wąskich pasów wokół istniejących jeszcze jezior. Obszar niecki zajęty jest przez lasy, łąki i trzcinowiska. Dno niecki jest nierówne. Obok płaskich powierzchni torfowisk występują liczne, niewielkie pagórki i płyty wyniesione do kilku metrów ponad otoczenie. Do najlepiej wyrażonych pod tym względem należy ciąg pagórków ozu obrowskiego, biegnący od okolic jeziora Obrowo do początku subglacialnej rynny Wytrycha (ryc. 2.). Obszar niecki, znaczony jako rozległe sandrowe wytopisko, pojawił się na wspomnianej we wprowadzeniu Mapie Morfogenetycznej Wysoczyzny Krajeńskiej T. Murawskiego (1969). Występujące w jej dnie wyniosłości, w tym pagórki ozu, zostały tam zinterpretowane jako ostańce poziomów sandrowych. Zaliczono do nich również niższe powierzchnie morenowe, położone na wschód i na południe od niecki. Dokonane przy okazji pracy nad ozem w pobliskim Kęsowie obserwacje terenowe wpłynęły na podjęcie bardziej szczegółowych badań w rejonie niecki obrowskiej. Badania rozpoczęto od analizy mapy topograficznej w skali 1 : 10 000 arkusz Kęsowo oraz dostępnych dokumentacji, m. in. dokumentacji geologicznej złóż torfu. Prace terenowe polegające na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym pozwoliły odpowiedzieć na pytania dotyczące budowy pagórków w dnie niecki i ich przypuszczalnej genezy. W istniejących odsłonięciach i punktach wierceń świdrem glebowym dokonano analizy i klasyfikacji osadów pod względem strukturalnym i teksturalnym, przy czym do opisu litofacji użyto kodu litologicznego w wersji podanej przez T. Zielińskiego (1995). Wykonano również pomiary deformacji nieciągłych znalezionych w ozie. Przygotowano niezbędną dokumentację fotograficzną i rysunkową w postaci map i diagramów, których najważniejszą część zamieszczono w pracy.

Morfologia ozu obrowskiego

Ciąg pagórków ozowych składa się z 6 odcinków. Domniemaną długość ozu, policzoną razem z występującymi w jego przebiegu przerwami, oceniono na około 2000 m. Jest to zatem dość krótka forma, typowa dla Pojezierza Krajeńskiego (Murawski, 1974). Z analizy mapy topograficznej (ryc. 2.) wynika, że podstawa ozu



Ryc. 2. Mapa hipsometryczna obszaru położenia ozu obrowskiego
 A – B – linia przekroju geologicznego, przedstawiona na rycinie 5.

znajduje się na wysokości od około 118,5 m n.p.m. w części północnej i obniża się do około 115,5 m n.p.m. w części południowej, gdzie oz kończy się gwałtownie na skraju rynny Wytrycha. Poziom torfowiska, w którym tkwi oz, obniża się zatem o około 3 m w kierunku południowym, to jest w kierunku spływu wody ze środkowej części niecki. Pagórki ozu wznoszą się ponad torfowisko odpowiednio od około 0,5 m w odcinku północnym, poprzez 3 m w części środkowej, po 5 –7 m w ostatnim, południowym odcinku. Sprawia to wrażenie „wynurzania się” ozu z dna zatorfionej niecki. Początek ozu jest trudny do wyznaczenia z samej tylko morfologii, stąd konieczne stało się poznanie litologii obszaru w okolicy jeziora Obrowo.

Oz rozpoczyna się nieco na południe od jeziora wąskim i ledwo zaznaczającym się na mapie grzbiecikiem o wysokości 0,5 do 1,5 m i szerokości 30 – 40 m. W tym miejscu, środkiem grzbietu biegnie polna droga do Obrowa. Trudno tu mówić o jakiejś znaczącej formie rzeźby, w terenie bowiem, bez analizy mapy topograficznej, trudno wskazać ten fragment ozu. Oz wg opisów, które można znaleźć w literaturze, to przede wszystkim forma rzeźby terenu (Niewiarowski, Hennig, 2000). W tym przypadku grzbiet osadzony jest w torfowisku, o czym świadczy litologia obszaru i nie można powiedzieć, że ozu tu nie ma. Zatorfienie niecki to w końcu efekt późniejszych procesów w podmokłym terenie.

Drugi wyróżniony odcinek wznosi się do wysokości około 2,5 m. Od strony zachodniej opływa go Wytrych (ryc. 2.).

Trzeci wyraźny odcinek pojawia się kilkadziesiąt metrów dalej, po dość gwałtownym skręcie w kierunku południowo – wschodnim. Wysokość tego odcinka sięga również 2,5 m. W jego południowej części przeprowadzony został przekop rowu, co pozwoliło na określenie litologii powierzchni formy.

Czwarty odcinek pojawia się po kolejnej, krótkiej przerwie, którą wykorzystuje Wytrych, przechodząc na wschodnią stronę grzbietu. Od strony południowo – zachodniej tego pagórka znajduje się płat niskiej wysoczyzny morenowej. Pagórek ozu ma tu długość ok. 400 m i wysokość 1,5 do 3,5 m. Przerwę między czwartym a piątym odcinkiem ozu ponownie wykorzystuje Wytrych, kierując się na zachodnią stronę grzbietu, wprost do rynny subglacialnej.

Kolejny, piąty odcinek ozu to owalny pagórek o wysokości ok. 7 m, który nosi nazwę Lisia Góra. Ponieważ w piaszczystej formie znajdują się liczne nory świadczące o bytowaniu lisów, wskazuje to na ważną i dość unikalną rolę takich form w środowisku przyrodniczym obszarów bagiennych.

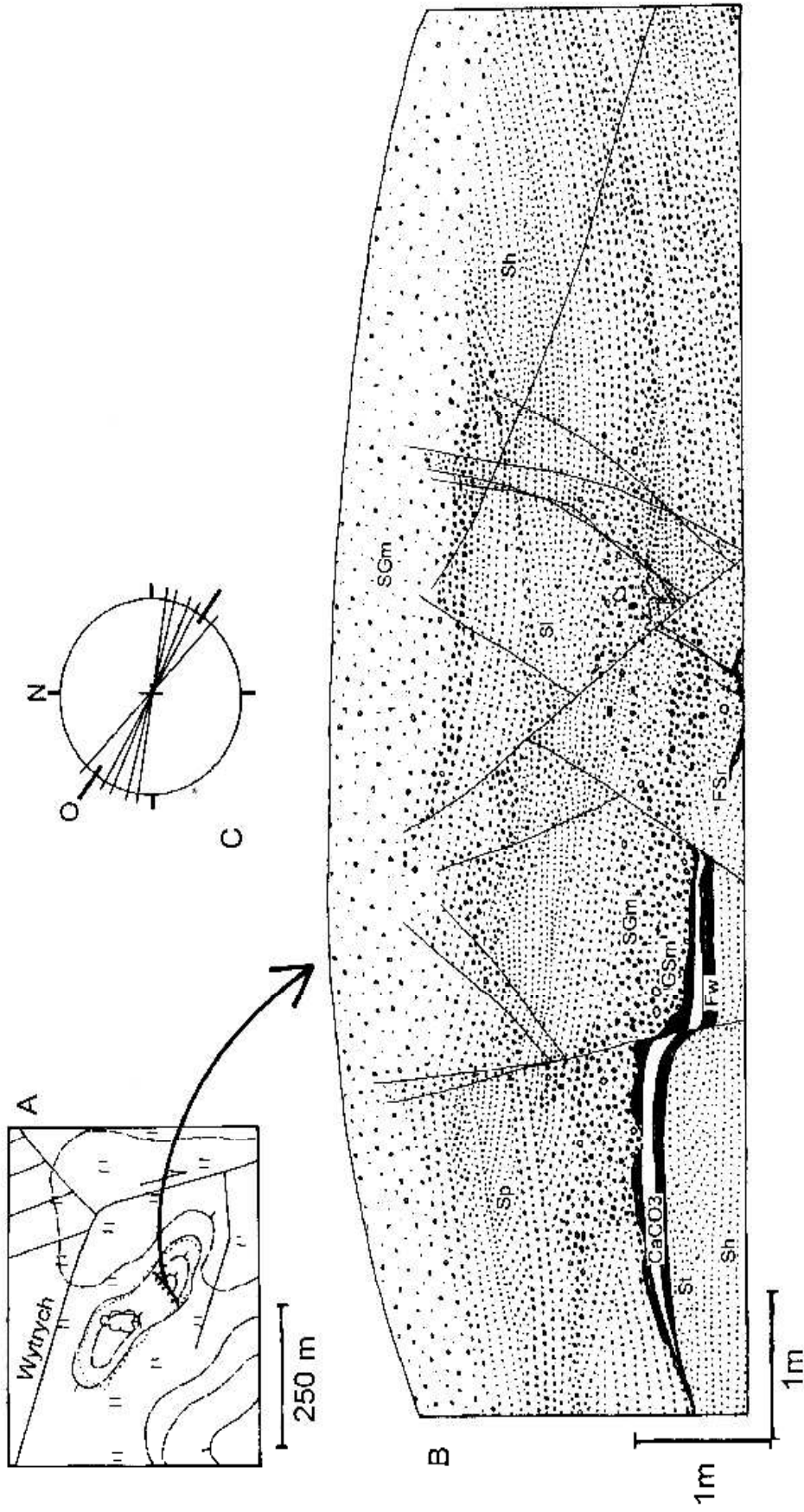
Najokazalszy jest południowy, szósty odcinek ozu, w formie wąskiego (30 – 40 m), długiego na około 190 m wału o dość wyrównanej powierzchni grzbietowej. Jego wysokość względna sięga około 6 – 7 m. Ma on przebieg południkowy i kończy się na skraju rynny Wytrycha. Od strony wschodniej przyrasta do niego niski i szeroki grzbiet, którego budowa wewnętrzna nie pozwala zaliczyć do form ozowych i ma on raczej związek z podobnymi, choć mniejszymi grzbiecikami położonymi dalej w kierunku wschodnim.

Należałoby zwrócić uwagę na przerwy w ciągłości ozu, zwłaszcza w jego środkowej i południowej części, gdzie pagórki są najwyższe. Takie luki mogą świadczyć o tym, że osady ozu składane były częściowo na lodzie, którego wytopienie spowodowało zniszczenie formy. Prawdopodobne jest też działanie erozyjne wód roztopowych, spływających z niecki w kierunku południowym. Oba czynniki mogły oddziaływać morfotwórczo na grzbiet ozu. Powstałe w ten sposób przerwy zostały wykorzystane podczas meliorowania tego terenu, kiedy to wykopano rów Wytrycha. Układ pagórków ozowych wykazuje wyraźne zmiany kierunku. Prawdopodobnie ma to związek z przebiegiem szczeliny w lądolodzie, być może był to system szczelin podłużnych, zgodnych z kierunkiem ruchu lodu, oraz poprzecznych, prostopadłych do kierunku ruchu.

Budowa wewnętrzna ozu obrowskiego

Budowę geologiczną ozu przedstawiono na przykładzie czwartego odcinka, o przebiegu NW – SE, położonego w odległości 50 – 60 m od płata wysoczyzny (ryc.4). Stopniowa eksploatacja kruszywa pozwoliła prześledzić budowę ozu w kilku kolejnych intersekcjach prostopadłych do osi morfologicznej formy. Z powodu wysokiego poziomu wód gruntowych nie udało się określić całkowitej miąższości osadów glacyofluwialnych. Obserwacje sięgnęły do 4 m. Jednak, w połączeniu z danymi uzyskanymi z wierceń świdrem glebowym, można przynajmniej w przybliżeniu mówić o genezie powierzchniowej części ozu.

W badanej odkrywce (ryc. 3.) oz budują piaski i żwiry o warstwowaniu horyzontalnym bądź nachylonym (litofacje GSl, Sh, Sl), rzadziej przekątnym płaskim czy rynnowym (litofacje St, Sp). Charakterystyczne jest naprzemianległe występowanie ławic piaszczystych i żwirowych. W obrębie każdej z nich można zauważyć kilkakrotnie powtarzające się sekwencje cechujące się zwykle drobniejącym ku górze ziarnem. Jest to szczególnie widoczne w przypadku warstw żwirowych, które



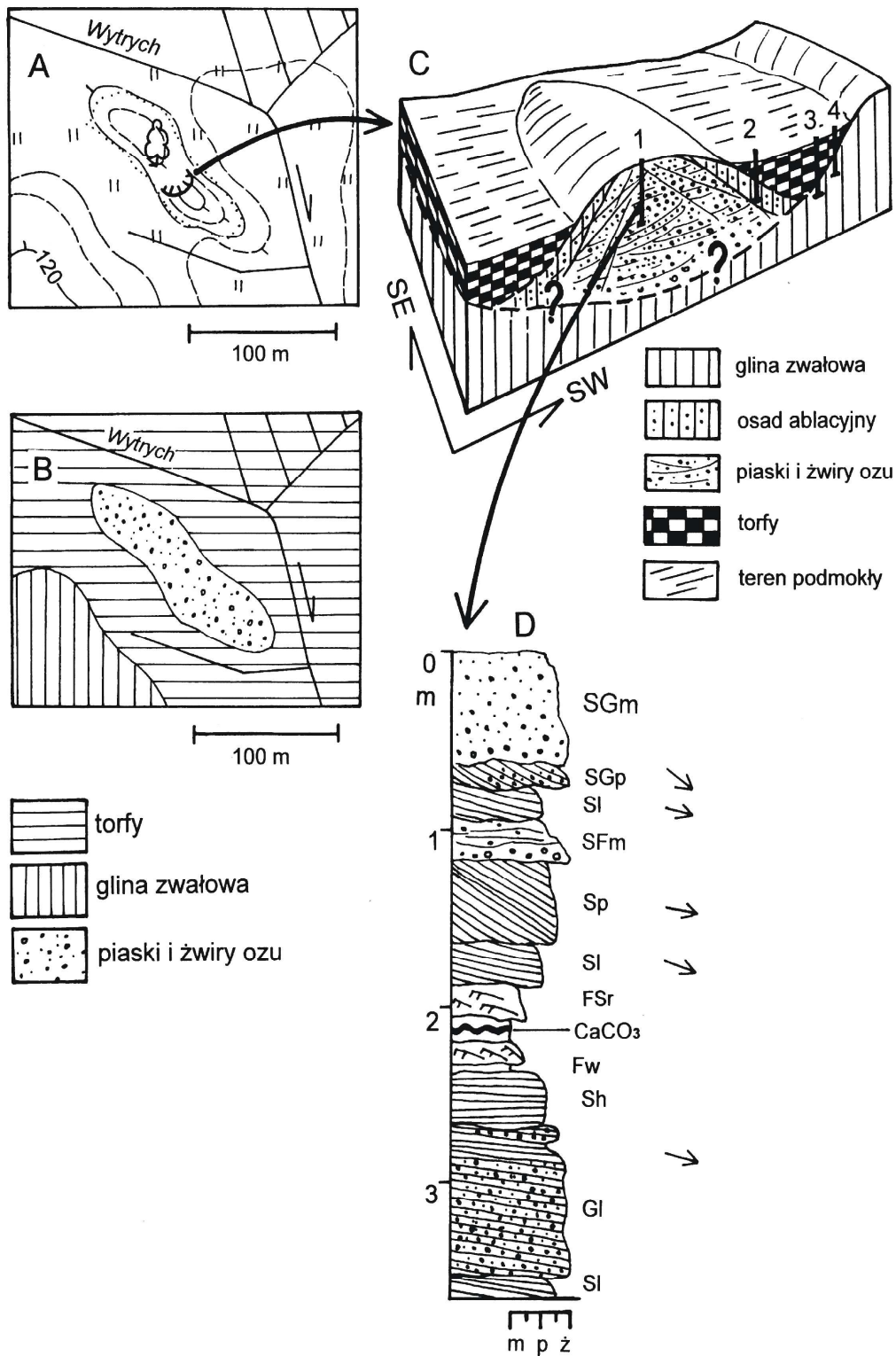
Ryc. 3. Budowa wewnętrzna ozu obrowskiego w przekroju poprzecznym do osi morfologicznej formy; A – lokalizacja odsłonięcia; B – odsłonięcie (litofacje: SGm – masywny, piaszczysto – żwirowy osad ablacyjny; GSm – żwir piaszczysty, masywny; GSl – żwir piaszczysty o warstwowaniu nachylnym; Sh – piaszki warstwowane horyzontalnie; Sl – piaszki o warstwowaniu przekątym nachylnym; St – piaszki o warstwowaniu rylnym; Sp – piaszki o warstwowaniu przekątym płaskim; Fw – mułki piaszczyste o uwarstwieniu ripplemarków wstępujących; Fw – mułki o warstwowaniu falistym; CaCO₃ – warstwa osadu węglanowego); C – diagram pomiarów biegu piaszczysto normalnych uskokuw zrzutowych (O – os morfologiczna formy)

przechodzą ku górze w żwir piaszczysty, aż do piasków (SGh, Sh). Warstwowanie w obrębie żwirów jest słabo widoczne, częściowo jest to struktura masywna (litofacje GSm, SGM). Takie ławice gruboziarnistych osadów, znajdujących w rozcięciach erozyjnych, świadczą o rytmicznie powtarzających się wysokoenergetycznych spływach wód roztopowych, co w warunkach otwartej szczeliny określić można jako „hyperconcentrated flow”. W osadzie wyraża się to właśnie poprzez jego masywną strukturę (Delaney, 2002). Ponadto gruboziarniste osady pochodzące z początku opadania fali wezbrania, są na ogół źle wysortowane. Wśród otoczków żwirowych zdarzają się także małe głązy. Możliwe, że ich transport był krótki, a więc mogą pochodzić z mas błota morenowego spływającego do szczeliny.

Dalsze opadanie fali wezbraniowej powoduje zrzut drobniejszych i lepiej wysortowanych frakcji o dłuższym czasie transportu. Warstwowanie pozostaje prawie bez zmian. Dno jest płaskie, co dowodzi jeszcze stosunkowo dużej energii płynącej wody przy jednoczesnym spłyceniu koryta (Zieliński, 1998).

W jednym przypadku udało się znaleźć zapis zamierania przepływu wody w szczelinie. Stanowi go pakiet mułków przewarstwiony osadem węglanowym. Mułki i drobnoziarniste piaski mułkowate, występujące pod warstwą kredy, dowodzą zamierania przepływu. W szczelinie przy słabym przepływie, a nawet jego braku, mógł spokojnie opadać na dno najdrobniejszy materiał niesiony w zawiesinie oraz taki, który uległ wytrąceniu z wody (węglany). Ustanie przepływu wody w szczelinie można wiązać z rytmem ablacji, na co wskazywać mogą powtarzające się charakterystyczne struktury i tekstury osadów.

Aktualne badania nad pochodzeniem wytrąceń węglanu wapnia w osadach polodowcowych wskazują, że ta warstwa o miąższości do kilku centymetrów może być zapisem warunków zimowych, kiedy to dopływ wód subglacjalnych do szczeliny musiał być niewielki. Takie wody wykazują silne zmineralizowanie. Okresowe zamarzanie wody powoduje wytrącanie zawartych w nich soli i ich krystalizację (Bukowska – Jania, 2003). Zawarty w wodzie węglan wapnia pochodzi z rozpuszczania węglanowej zawiesiny, wynoszonej przez wody subglacjalne z rozmywanej moreny dennej. Na wskazane pochodzenie warstwy węglanów wskazuje fakt konserwowania przez nią starszych, mułkowo – piaszczystych form dna. Węglany przykryte są przez mułki i mułki piaszczyste wskazujące na powolne wznowienie przepływu wody. Są one w stropie porozcinane przez ławicę żwirów. Po odsłonięciu fragmentu powierzchni warstw mułkowych okazało się, że wcięcia erozyjne mają charakter wydłużonych,



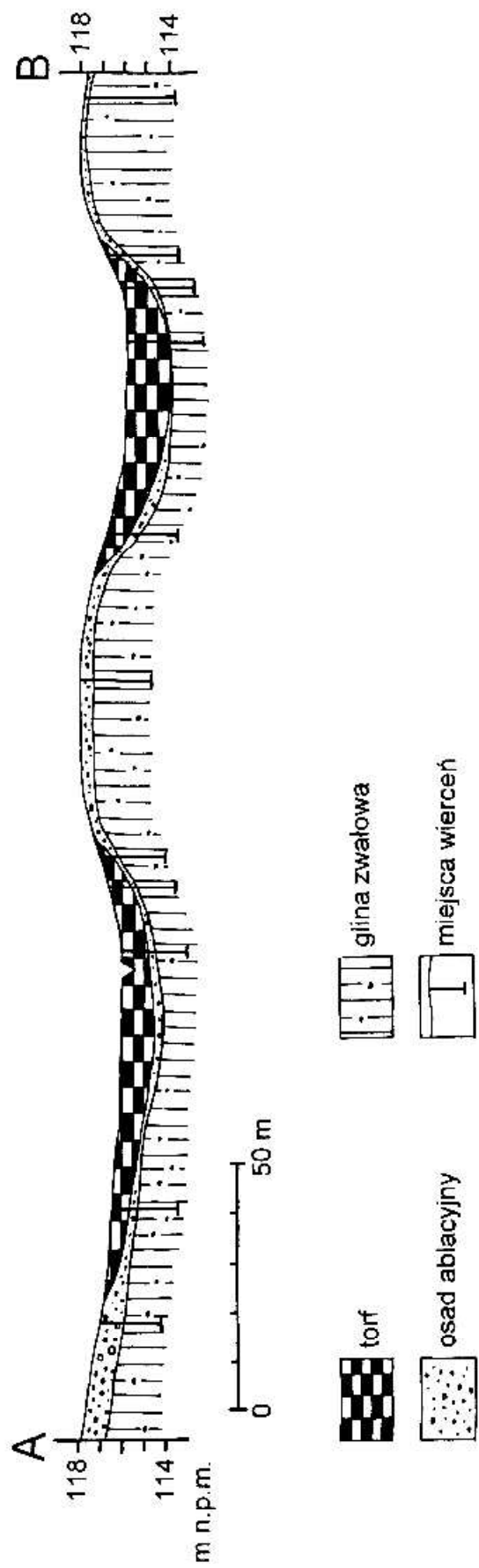
Ryc. 4. Budowa wewnętrzna ozu obrowskiego na tle jego otoczenia; A – lokalizacja odśnieżenia; B – szkic litologiczny; C – obraz przestrzenny budowy wewnętrznej ozu (1 – 4 – miejsca wierceń i odkrywek); D – profil litologiczny osadów ozu (litofacje: SGm – masywny, piaszczysto – żwirowy osad ablacyjny; GI – żwir o warstwowaniu nachylonym; Sh – piaski warstwowane horzontalnie; SI – piaski o warstwowaniu nachylonym; SFm – spływy osad piaszczysto – mułkowy, masywny; FSr – mułki piaszczyste o uwarstwieniu ripplemarków wstępujących; Fw – mułki o warstwowaniu falistym; CaCO₃ – warstwa osadu węglanowego)

przypuszczalnie zgodnie z kierunkiem paleoprądów, bruzd, wypełnionych gruboziarnistym materiałem. Bruzdy te sięgają warstwy węglanowej, w którą są wciśnięte żwirowe otoczaki, co jest kolejnym dowodem na sedymentację węglanów w warunkach otwartej szczeliny. Równie ważnym dowodem jest stromy uskok rozcinający m.in. warstwę węglanów, o zrzucie ok. 20 cm (ryc. 3). Uskok ten można wiązać z końcowym etapem rozwoju formy, tj z wytapianiem martwego lodu w jej otoczeniu.

Rozcięcia erozyjne i wypełniający je gruby materiał jest zapisem gwałtownego wezbrania wód roztopowych. Podobne sekwencje, tj drobnoziarniste osady, rozcięte przez koryta wypełnione żwirami i piaskiem gruboziarnistym obserwowane były w pionowym profilu kilkakrotnie, choć nigdy w całym przekroju poprzecznym, co jest efektem turbulentnego ruchu płynącej wody.

Miejscami obserwowano ponad warstwą mułkową dość łagodne, bez wyraźnej erozji, stopniowe przejścia do warunków górnego płaskiego dna. Profil litologiczny (ryc. 4.) ukazuje więc na tym poziomie pełniejszy zapis w stosunku do obserwowanego wcześniej (ryc. 3.). Występują w nim generalnie drobniejsze osady, za wyjątkiem jego dolnej części, gdzie widoczne są żwiry o nachylnym układzie (G1), wskazujące na wysokoenergetyczne środowisko, tworzenie się tzw. podłogi żwirowej. Powyżej dominują piaszczyste litofacje o uwarstwieniu horyzontalnym, (Sh, Sl). Wypełniają one cały przekrój poprzeczny szczeliny. Miejscami pojawiają się piaszczyste litofacje o warstwowaniu przekątnym płaskim (Sp), będące dowodem głębszego przepływu, w którym mogły tworzyć się średnich rozmiarów odsypy poprzeczne w stosunku do kierunku przepływu wody. Pomierzone kierunki paleoprądów wskazują na niezmienny, południowy kierunek przepływu wody w badanym odcinku. W jednym przypadku znaleziono osad spływowy, piaszczysto – mułkowy, o masywnej strukturze (SFm). Kilka kolejnych jezorów spływowych jest podkreślonych nieco grubszym ziarnem piasku.

Ostatnim etapem sedymentacji w szczelinie wydają się być masywne piaski ze żwirem (SGm), o pochodzeniu ablacyjnym, prawdopodobnie też przeobrażone przez procesy peryglacjalne. Na stokach formy stają się one bardziej gliniaste (DSGm), a jednocześnie wzbogacone są o różnej wielkości głązy, pochodzące z wytapiania lodowych ścian. Ponieważ istnienie takiego osadu na obu dłuższych stokach formy wskazuje na kontakt z lodem, można w przybliżeniu, uwzględniając dyslokacje wywołane topnieniem lodu, określić szerokość szczeliny w tym miejscu na około 25 -



Ryc. 5. Budowa geologiczna dna niecki obrowskiej (lokalizacja przekroju na rycinie 2.)

30 m. W jednym przypadku, wykonany w szóstym odcinku ozu szurf pozwolił stwierdzić obecność spływowcej, warstwowanej gliny o miąższości około 0,5 m. Wiercenia dokonane w pozostałych odcinkach ozu ukazały brak zwartej pokrywy gliny zwałowej na jego grzbiecie, co sugeruje genezę formy, jako powstałej w szczelinie otwartej. Wskazują na to również liczne deformacje nieciągłe w postaci uskoków zrzutowych normalnych, o zrzutach skierowanych głównie na zewnątrz formy. Biegi płaszczyzn tych uskoków są mniej więcej równoległe do osi morfologicznej grzbieta. Mogły więc powstać jedynie w wyniku wytopienia ścian lodowych, wspierających złożony w szczelinie osad glaciofluwalny (ryc. 3.). Forma rzeźby (w swojej powierzchniowej części, oraz tej „obłożonej” przez osady biogeniczne) określona jako oz obrowski, jest zatem formą szczelinową, powstałą w warunkach szczeliny otwartej, w martwym lodzie.

Morfologia i budowa wewnętrzna form z otoczenia ozu obrowskiego

Analizując mapę hipsometryczną badanego obszaru (ryc. 2.) można stwierdzić, że z generalnie wyrównanej powierzchni torfowiska, oprócz przedstawionego, dominującego tu ozu, wyrastają też liczne mniejsze, mniej lub bardziej regularne formy. Zwykle mają owalny lub nieco wydłużony kształt i niewielką wysokość, od 0,5 do 3,5 m ponad poziom torfowiska. Wydają się mieć one większy związek z płatami wysoczyzny, jak na przykład w południowo – zachodniej części tego obszaru, gdzie torfowiska wkraczają w nie małymi zatokami. Niestety, badania terenowe ujawniły brak jakichkolwiek odsłoneń. Większość form udało się jednak przewiercić do podstawy. Okazało się, że zbudowane są one niemal w całości z gliny zwałowej, czasem z piaszczystą pokrywą ablacyjną (ryc. 5). W związku z tym uznano je za nierówności w dnie niecki, powstałe w wyniku egzaracji i akumulacji glacialnej. Obniżenie obrowskie jest więc niecką glacialną. Przykładów podobnych obniżeń jest na Pojezierzu Krajeńskim więcej, także z występującymi w ich dnie wałami i pagórkami ozów, na przykład Bagno Roztoki z ozem Suchorączek, czy wewnątrz lobu Wiskitna z ozem Wzgórze Grzywa (Pasierbski, 2003).

Jak wynika z dokumentacji geologicznej złóż torfu oraz własnych wierceń, pokłady tej kopaliny osiągają w niecce obrowskiej 4 – 5 i więcej metrów miąższości, przez co niektóre ze stwierdzonych tu gliniastych pagórków, są niejako „utopione” w torfie, a przez to w rzeczywistości okazalsze i nie stanowią tylko drobnych

nierówności. Tego typu formy można również zaobserwować w pozostałych nieckach znajdujących na terenie Pojezierza Krajeńskiego, i możliwe, że są to drumliny.

Dyskusja

Oz obrowski w świetle podanych dowodów jest formą powstałą w szczelinie otwartej. Wskazuje na to brak zwartej pokrywy gliny zwałowej na grzbiecie, za wyjątkiem płaszcza osadów ablacyjnych, w tym kamienistej gliny na stokach formy. Ponadto, za istnieniem szczeliny otwartej przemawia obecność licznych uskoków zrzutowych normalnych, których biegi są zgodne z osią morfologiczną ozu i które wskazują na składanie osadów glacyjfluwalnych na kontakcie z lodem. Z danych nieopublikowanych (Pasierbski, informacja ustna), z wiercenia wykonanego w ostatnim, szóstym pagórku ozu wynika, że osadów ozowych, pod powierzchnią terenu, jest tu jeszcze około 4 m. Obserwacje dotyczące miąższości torfu obok tego odcinka ozu, uzyskane niedawno, pokazują, że jest go tam przynajmniej 3 – 4 m.

Przy braku dokładniejszych danych dotyczących miąższości osadów ozu nie można jednak określić, czy pierwszym etapem tworzenia się ozu był tunel subglacjalny, czy też może szczelina otwarta, sięgająca spągu lądolodu. Zestawienie tych danych nie wskazuje, żeby osad ozu był złożony w tunelu wciętym w podłoże lądolodu. Z literatury wiadomo, że oz może być formą poligeniczną, gdzie początkowy etap jego powstawania wiąże się ze środowiskiem subglacjalnym, a kolejny z otwartą szczeliną, utworzoną przez zawalenie stropu tunelu lodowego (Michalska, 1971).

Tunel subglacjalny obecnie rozumie się, jako: 1 - wcięty w podłoże pod lodem, w warunkach przepuszczalnego i nieskonsolidowanego (rozmywalnego) podłoża (tunel typu N, Brennand, 2000) oraz 2 - wcięty w stopę lądolodu (tunel typu R), w warunkach nieprzepuszczalnego lub słabo przepuszczalnego podłoża (skały lite, ilaste, gliny zwałowe ?). W przypadku, gdy oz formuje się w tunelu typu R, który ulega otwarciu (zawaleniu), po czym następuje sedymentacja w szczelinie otwartej, na grzbiecie formy nie ma gliny zwałowej typu melt – out, a dowodów genezy subglacjalnej ozu należy szukać w osadach, które mogłyby pochodzić z wytapiania ze stropu tunelu grubszych frakcji i opadania zawartych w zawieszynie części drobniejszych, czy też ze spływania błota morenowego ze ścian tunelu.

Badany oz, jako formę rzeźby dna obrowskiej niecki glacialnej, zawdzięczamy głównie akumulacji w otwartej szczelinie lodowej. Odpływ wody następował w kierunku południowym i musiał być związany z rytmem ablacji, co uwidocznione jest w postaci skrajnie zmiennego uziarnienia w profilu pionowym. Pewną rzadkością są w ozach osady węglanowe, których pierwotne pochodzenie z sedymentacji w szczelinie zostało poparte przez współwystępujące struktury, na przykład uskoki zrzutowe. Z niewątpliwie pierwotnie ciągłego wału pozostał ciąg pagórków, a luki między nimi mogą dowodzić, że osady glaciofluwalne były na tych odcinkach składane na lodzie. Być może są one też efektem współdziałającej erozji wód spływających z niecki. Oz dość gwałtownie urywa się na początku rynny subglacialnej Wytrycha. Czy w tym miejscu również kończyła się szczelina, czy też biegła dalej, wzdłuż rynny? Odpływ wody z pewnością odbywał się w tym kierunku, gdzie bazą dla wód płynących szczeliną mógł być szerszy trakt powstały na zawalonej rynnie subglacialnej.

Obrowska niecka glacialna wyścielona jest gliną zwałową, która buduje również liczne drobne formy wypukłe, wystające z torfowiska. Część z nich, z powodu otoczenia torfami o dość dużej miąższości ma z pewnością znacznie większe rozmiary. Możliwe, że są to drumliny. Nieco dalej na południe od opisywanego obszaru, jeszcze nad rynną Wytrycha, pojawiają się na obniżonym w stosunku do otoczenia płacie wysoczyzny morenowej drumliny, które stanowią grupę łączoną z niewielkim skupiskiem tych form w pobliskim Kęsowie (ryc. 1.). Oz obrowski, powstały w szczelinie otwartej lądolodu, jest wobec pozostałych pagórków występujących w niecce formą młodszą, a prawdopodobnie jedną z najmłodszych form rzeźby opisywanego obszaru.

Wnioski

W wyniku przeprowadzonych obserwacji, okazało się, że w dnie niecki obrowskiej występuje forma ozowa, zaś liczne, niewielkie pagórki są zbudowane głównie z gliny zwałowej. Niecce można przypisać (przynajmniej w badanej, środkowej części) genezę glacialną. Wg poprzednich interpretacji (Murawski, 1969), badany obszar stanowiło rozległe, sandrowe wytopisko, a występujące w jego dnie pagórki były ostańcami poziomów sandrowych.

Oz obrowski jest formą ostatecznie wykształconą w szczelinie otwartej lądolodu, na co wskazują m.in. brak pokrywy gliny na grzbiecie, czy też obecność uskoczków zrzutowych w całym przekroju poprzecznym badanego segmentu. Brak dokładniejszych

danych geologicznych na temat miąższości osadów nie pozwala odpowiedzieć na pytanie, czy początkiem tworzenia ozu była faktycznie szczelina otwarta, czy też mógł być to niewielki subglacjalny tunel.

W budowie wewnętrznej można doszukać się pewnego rytmu sedymentacji, związanego z rytmem ablacji lądolodu. Wskazują to pionowe zmiany uziarnienia, od drobnych piasków i mułków, po gruboziarniste piaski i żwiry. Często obserwowana masywna lub horyzontalna struktura tych ostatnich wskazuje na dużą energię wód płynących szczeliną lodową.

Stwierdzono obecność osadu węglanowego, wytrącanego prawdopodobnie z wody bogatej w węglan wapnia, co wynika m. in. z obecności struktur erozyjnych, związanych z przepływem wód roztopowych o charakterze wezbrania, oraz deformacyjnych, takich, jak uskoki zrzutowe, które można wiązać z procesem wytapiania ścian szczeliny lodowej i osiadania złożonego w niej osadu. Węglany mogły wobec tego osadzić się jedynie w powstałym w szczelinie okresowym zbiorniku wodnym, a wytrącały się podczas jego zamarzania.

W przedłużeniu ciągu pagórków ozu obrowskiego w kierunku południowym, położona jest rynna subglacjalna Wytrycha, pomiary paleoprądów wskazują południowy kierunek odpływu wody. Morfologiczna zgodność położenia obu form nie jest prawdopodobnie przypadkowa i można sądzić, że wody płynące szczeliną kierowały się do owej rynny.

Literatura

- Bernat J., 1957. Dokumentacja geologiczna złóż torfu „Dolina rzeki Kicz”
Przedsiębiorstwo Poszukiwania i Badań Torfu „Geotorf”, Warszawa.
- Brennan T. A., 2000. Deglacial water drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada, *Geomorphology* 32, s. 263 – 293.
- Bukowska – Jania E., 2003. Rola systemu lodowcowego w obiegu węglanu wapnia w środowisku przyrodniczym, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Delaney C., 2002. Sedimentology of a glaciofluvial landsystem, Lough Ree area, Central Ireland: implications for ice margin characteristic during Devensian Deglaciation, *Sedimentary Geology*, 149, s. 111 – 126.
- Galon R., 1952. Formy polodowcowe okolic Więcborka, *Stud. Soc. Sci. Tor.*, 1 (5), *Geogr. et Geol.*, s. 1-29.

- Knudsen Ó., 1995. Concertina eskers, Bruarjökull, Iceland, an indicator of surge – type glacier behaviour, *Quaternary Science Reviews*, 14 (5), s. 487 – 493.
- Krupa A., 2000. Porównanie budowy wewnętrznej wybranych ozów Pojezierza Krajeńskiego, praca magisterska, UMK, Toruń, praca magisterska.
- Michalska Z., 1971. Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej, *Studia Geologica Polonica*, vol. XXXVI, Wyd. Geol., Warszawa.
- Murawski T., 1969. Mapa Morfogenetyczna Wysoczyzny Krajeńskiej, IG i PZ, PAN, Toruń.
- Murawski T., 1973, Ozy Wysoczyzny Krajeńskiej i ich rola w krajobrazie polodowcowym, maszynopis w Bibl. Uniw. Gdańskiego.
- Murawski T., 1974. Ozy Wysoczyzny Krajeńskiej i ich rola w krajobrazie polodowcowym, *Dok. Geogr.* 6.
- Murawski T., 1985. Oz Mąkowsko – Kamionka, *Przeł. Geogr.*, 47 (4), s. 621-643.
- Niewiarowski W., Hennig B., 2000. Ozy Pojezierza Chełmińskiego – Dobrzyńskiego i południowo – zachodniej części Garbu Lubawskiego. Stopień ich przekształcenia antropogenicznego i potrzeby ochrony, *AUNC, Geogr.*, 30, Toruń.
- Pasierbski M., 1996. Więcborskie moreny czołowe w świetle nowych badań, *AUNC, Geogr.*, 28, Toruń.
- Pasierbski M., 2003. Budowa wewnętrzna i mechanizm przekształceń wiecborskiej strefy marginalnej, *Top Kurier*, Toruń.
- Pasierbski M., Krupa A., 2000. Morfologia, budowa wewnętrzna i mechanizm rozwoju ozów koło Kamienia Krajeńskiego, (w:) *Dawne i współczesne systemy morfogenetyczne środkowej części Polski Północnej*, V Zjazd Geomorfologów Polskich, Toruń.
- Pasierbski M., Krupa A., 2004. Położenie i budowa ozu Pamiętowo – Kęsowo (Pojezierze Krajeńskie), *Przeł. Geogr.*, t. 76, s. 79 – 94.
- Pasierbski M., Niewiarowski W., 1996. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Więcbork, Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Pasierbski M., Niewiarowski W., 1998. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Sępólno Krajeńskie, Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- Zieliński T., 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie, (w:) *Mycielska-Dowgiałło E., Rutkowski J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych*, Warszawa, s. 220-234.

Zieliński T., 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. (w:) Mycielska-Dowgiałło E. (red.), Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna, Warszawa, s. 195 – 257.