

## Subglacialne pochodzenie przełomowych dolin zachodniej części progu środkowotriasowego i ciągu pagórów okolic Gogolina

Tomasz Salamon<sup>1</sup>



**Subglacial origin of gorge valleys in western part of the Middle Triassic Ridge and the row of the hills near the Gogolin.** *Prz. Geol.*, 57: 243–251.

*A b s t r a c t.* The western part of the Middle Triassic Ridge is cut by two narrow gorges. At present the Odra River is running through the western gorge in the vicinity of Krapkowice and a small stream, right-bank tributary of this river, through the eastern one, passing 1–2 km to the east of the former. These erosive forms were hitherto interpreted as epigenetic gorges of the Odra. A row of elongated hills built of gravel and sands is found at southeasterly prolongation of the eastern erosive gorge. The field study carried out at a site located at one of these hills indicates direct connections and subglacial origin of these erosive forms and hills. Most probably the eastern gorge represents a fragment of a subglacial tunnel valley, which continues northwards into the zone of the present-day Odra

channel. The hills located at prolongation of the gorges are interpreted as eskers. Because of the high similarity, the western gorge valley is most probably also of subglacial origin. The studied part of the subglacial drainage system most probably originated in result of an outburst flood of subglacial water temporarily stored at the bottom of the ice-sheet. The tunnel valley and eskars were formed during Odranian glaciation.

**Keywords:** tunnel channel, eskers, subglacial drainage, gorge valley of the Odra River, Middle Triassic Ridge

Zachodnią część progu środkowotriasowego, stanowiącego północno-zachodni fragment Wyżyny Śląskiej, rozcinają dwie wąskie doliny przełomowe (ryc. 1A). Pierwszą z nich w okolicach Krapkowic płynie Odra. Według Walczakówny i Baranowskiej (1964) jest to przełom epigenetyczny utworzony przez rzekę w czasie interstadiału odra-warta. Drugą, znajdującą się ok. 1–2 km dalej na wschód, płynie niewielki ciek wodny, prawo-brzeżny dopływ Odry. Ta dzisiaj prawie sucha erozyjna forma jest interpretowana przez wymienione autorki również jako dawna dolina Odry. Czas jej powstania przyjmują one na schyłek zlodowacenia sanu (Walczakówna & Baranowska, 1964). Na przedłużeniu wschodniego przełomu w kierunku południowo-wschodnim występuje ciąg pagórów zbudowanych z osadów żwirowo-piaszczystych. Wyniki badań terenowych prowadzonych w obrębie jednego z pagórów oraz analiz numerycznego modelu terenu wskazują na bezpośredni związek obu typów form (doliny przełomowej i pagórów).

Pagóry były opisywane już na początku ubiegłego wieku. Assmann (1914) interpretował je początkowo jako ozy, a później uznał za wzgórze kemowe (Assmann, 1933). Pogląd o kemowej genezie pagórów był również przyjmowany przez innych autorów (Szaflarski, 1955; Gilewska & Klimek, 1967). Na mapach geologicznych Polski wzgórze także są oznaczone jako kemy (Kotlicka & Kotlicki, 1979; Trzepla, 1994). Opisywane formy są łączone z łądolodem zlodowacenia odry (Assmann, 1933; Szaflarski, 1955; Kotlicka & Kotlicki, 1979).

Rekonstrukcja środowiska sedymentacji osadów, z których są zbudowane pagóry, oraz charakter relacji pomiędzy doliną przełomową i pagórami wskazują na subglacialne pochodzenie tych form. Celem artykułu jest przedstawienie dowodów na poparcie tej tezy oraz wstępna dyskusja na temat możliwych przyczyn i okoliczności utworzenia opisywanego fragmentu subglacialnego systemu drenażu.

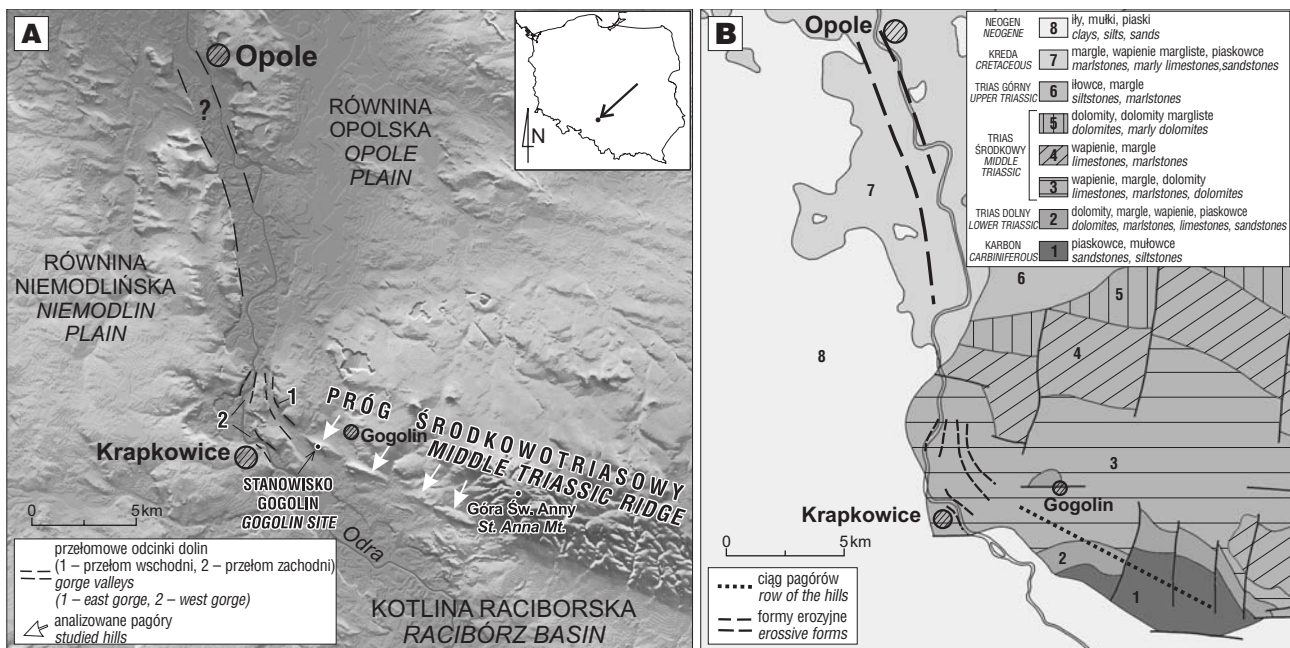
### Sytuacja geomorfologiczno-geologiczna

Próg środkowotriasowy stanowi podłużne pasmo wzgórz o orientacji WNW-ESE wznoszących się tektoniczną krawędzią nad sąsiadującą od południa Kotliną Raciborską (ryc. 1A). Ku północy przechodzi on w obniżenie Równiny Opolskiej. Zachodnią część progu tworzą głównie wapienie i wapienie margliste warstw gogolińskich (ryc. 1). Ku północy przechodzą one w kredowe margle i wapienie margliste, odsłaniające się na powierzchni terenu w rejonie Opola (Biernat, 1958; Wroński & Kościółko, 1988). Sąsiadującą z progiem od zachodu i południa Równinę Niemodlińską i Kotlinę Raciborską wypełniają głównie ilaste utwory neogenu przykryte warstwą osadów czwartorzędowych (Kotlicka & Kotlicki, 1979; Wroński & Kościółko, 1988).

Przełomowe doliny są usytuowane w zachodniej części progu. Jest to jego najniższy fragment o wysokości dochodzącej do 180–185 m n.p.m. Wschodnia dolina, która jest głównym przedmiotem rozważań, to podłużna forma erozyjna o długości ok. 4 km. Szerokość doliny wynosi ok. 500–700 m (ryc. 1A), natomiast głębokość dochodzi do kilkunastu metrów. Dolina biegnie łukiem, z kierunku północnego ku południowemu wschodowi. W tamtą stronę nieznacznie się rozszerza. Jej dno wyścielają niewielkiej miąższości osady wodnolodowcowe wykształcone w postaci piasków i żwirów (Biernat, 1958; Wroński & Kościółko, 1988).

Ciąg wzniesień rozpościerających się na przedłużeniu doliny przełomowej w kierunku południowo-wschodnim to uszeregowane w linii podłużne pagóry o wysokości względnej dochodzącej do 20–30 m, długości ponad 2 km i szerokości u podstawy 400–500 m (ryc. 1A). Kulminacje pagórów osiągają wysokość 190–220 m n.p.m. Formy te są zbudowane z osadów żwirowo-piaszczystych. Obszar bezpośrednio sąsiadujący z pagórami jest przykryty utworami wodnolodowcowymi z zachowanymi lokalnie płatami gliny zwałowej zlodowacenia odry (Trzepla, 1994). 1–3 km dalej w kierunku południowo-wschodnim zaczynają się aluwia Odry.

<sup>1</sup>Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; tomasz.salamon@us.edu.pl



**Ryc. 1. A** — Ukształtowanie terenu oraz lokalizacja obszaru badań. Widoczne odcinki dolin przełomowych rozcinających zachodnią część progu środkowotriasowego oraz ciąg pagórów występujących na przedłużeniu przełomu wschodniego. Zaznaczono również fragment dzisiejszej doliny Odry jako przypuszczalną kontynuację rynny subglacialnej w kierunku północnym. **B** — Położenie ciągu pagórów i struktur erozyjnych na tle budowy geologicznej starszego podłoża (wykonano na podstawie odkrytej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000 — Kotlicki, 1979; Kościówko, 1988)

**Fig. 1. A** — Relief of the studied area and location of the Gogolin site. Gorges cutting through the Middle Triassic Ridge and the row of elongated hills located on the prolongation of the eastern gorge are visible. The fragment of the present-day Odra River valley as a potential northerly continuation of the subglacial gorge is marked. **B** — Location of the row of hills and erosive forms at the background of geological structure of the basement (after geological map of Poland without Cenozoic deposits, in the scale 1 : 200 000 — Kotlicki, 1979; Kościówko, 1988)

### Analiza osadów w stanowisku Gogolin i geneza pagórów

Stanowisko znajduje się w wyrobisku dawnej żwirowni zlokalizowanej w obrębie pagóra położonego najbliżej przełomowej doliny, na południowo-zachodnich obrzeżach Gogolina (ryc. 1A). W wysokiej na 10–20 m i długiej na ponad 350 m frontowej ścianie wyrobiska odsłaniały się osady centralnej części formy.

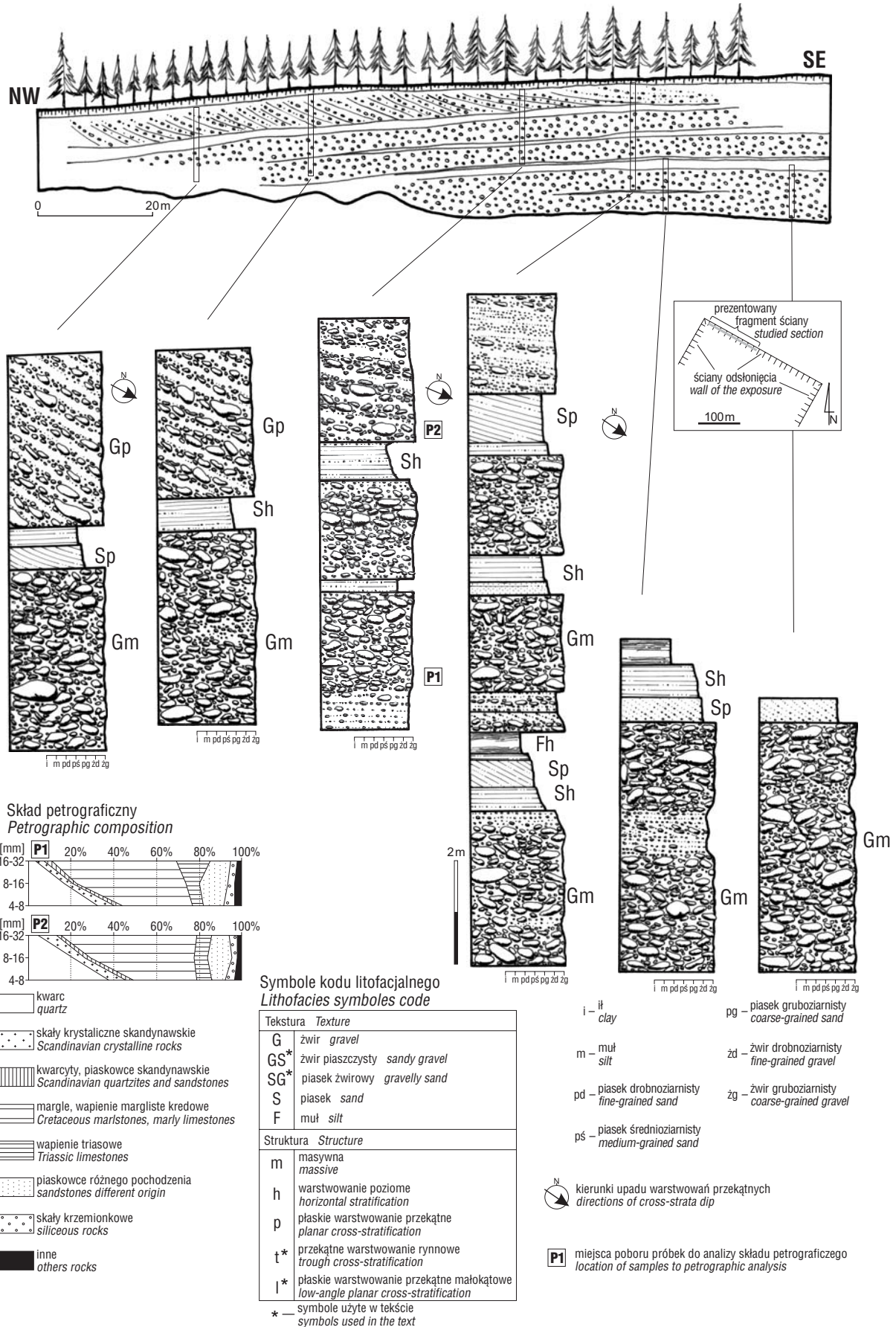
**Charakterystyka litofacyjna.** Pagór charakteryzuje się złożoną budową. W północno-zachodniej i środkowej części odsłonięcia jest zbudowany z występujących naprzemianlegle ławic żwirowych dużej miąższości i mniej miąższych ławic piaszczystych (ryc. 2). Wszystkie ławice są nachylone w kierunku północno-zachodnim pod kątem kilku stopni.

Ławice żwirowe tworzą przeważnie litofacje masywnych żwirów Gm o miąższość 1–4 m (ryc. 2; 3A, B). Uziarnienie żwirów zmienia się w bardzo dużym przedziale. Dominują klasty o wielkości 5–30 cm. Nierzadko występują też głazy o średnicy powyżej 50 cm, a sporadycznie nawet do 1,3 m (ryc. 3A). Żwiry mają na ogół szwarcy szkielet ziarnowy wypełniony matriksem drobnożwirowym lub drobnożwirowo-piaszczystym. Sporadycznie pojedyncze wydłużone klasty występują w ułożeniu imbrakcyjnym. Zazwyczaj jednak nie wykazują one żadnego uporządkowania (ryc. 3C, D). Znacznie rzadziej żwiry mają rozproszony szkielet ziarnowy. Są one wówczas nieco bardziej drobnoziarniste. Klasty o rozmiarach od kilku do kilkunastu

centymetrów, sporadycznie imbrakowane, tkwią w bardzo słabo wysortowanym matriksie piaszczysto-drobnożwirowym (ryc. 3E). Wielkie ławice masywnych żwirów mają bardzo dużą rozciągłość horyzontalną. Widoczne są one na całej długości ściany.

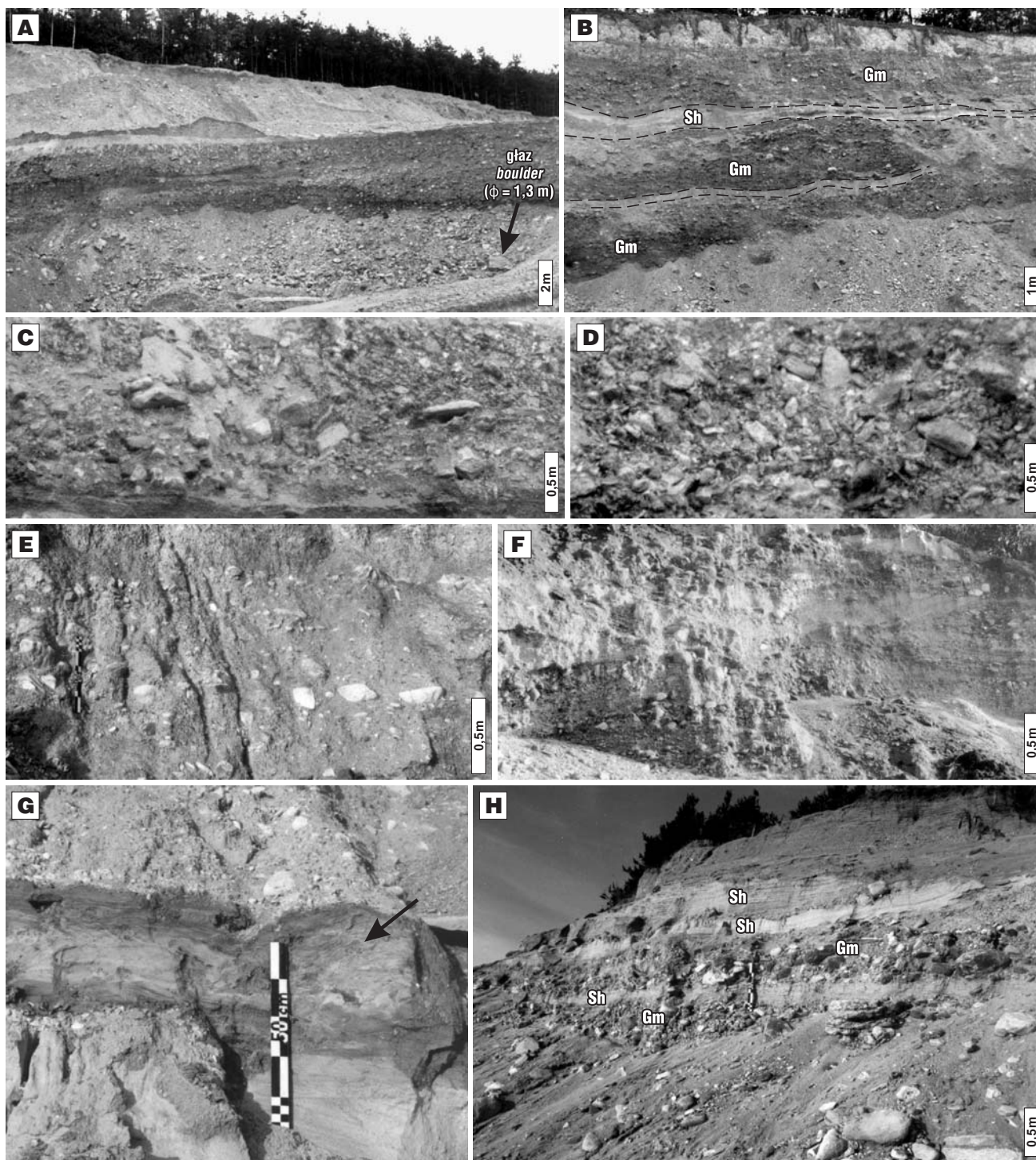
Oprócz jednostek masywnych obserwowano również innego typu litofacje żwirowe, były one jednak rzadko spotykane. Zalicza się do nich górna ławica żwirowa w północno-zachodniej części odsłonięcia. Żwiry występują tam w wielkoskalowych warstwowaniach przekątnych Gp o miąższość do 3,5 m (ryc. 2). Jednostka ta, jak wszystkie pozostałe w tej części odsłonięcia, jest pochylona w kierunku północno-zachodnim. Przekątne warstwy żwirów zapadają w litofacji w przeciwnym kierunku, tj. na południowy wschód. Ich kąt upadu stopniowo maleje, od 20–30° w północno-zachodniej części odsłonięcia, po warstwowanie poziome w strefie kulminacji wzniesienia. Lokalnie, w zewnętrznej części pagóra obserwowano ponadto wielkoskalowe litofacje żwirów i żwirów piaszczystych o przekątnym warstwowaniu rynnowym Gt (ryc. 3F). Występują one w wielozestawach o miąższości 1,5–2 m. Miąższość pojedynczego zestawu wynosi 60–80 cm, a szerokość 2–4 m.

Ławice piaszczyste mają z reguły mniejszą miąższość w porównaniu do ławic żwirowych, przeważnie 0,5–2 m (ryc. 2, 3B). Tworzą je zazwyczaj litofacje piasków lub piasków żwirowych o warstwowaniu poziomym Sh, rzadziej warstwowanych przekątnie Sp, SGp lub przekątnie małokątowo SGI. Zespoły litofacji piaszczystych, tak samo



Ryc. 2. Północno-zachodni fragment ściany odsłonięcia i profile litologiczne osadów oraz wyniki wskaźnikowej analizy składu petrograficznego żwirów w stanowisku Gogolin

Fig. 2. North-western fragment of main wall of the gravel-pit and sedimentary profiles and petrographic composition of gravel from the Gogolin exposure



**Ryc. 3.** Osady w stanowisku Gogolin: **A, B** — ogólny widok ściany w środkowej części odsłonięcia; widoczne wielkiej skali litofacie żwirów masywnych tworzące tabularne ławice zalegające przemiennie z ławicami piasków; na ryc. **A** zaznaczono głaz o średnicy 1,3 m; **C, D** — litofacie masywnych żwirów o zwartym szkielecie ziarnowym dominujące w obrębie ławic żwirowych; dostrzegalne bezładne ułożenie klastów; sporadycznie największe klasty występują w ułożeniu imbrykacyjnym; **E** — znacznie rzadsze litofacie żwirów o rozproszonym szkielecie ziarnowym; **F** — wielozestaw żwirów o przekątnym warstwowaniu rynnowym obserwowany w zewnętrznej części pagóra; **G** — warstwa mułów (wskazana strzałką) w stropie ławicy piaszczystej; **H** — południowo-wschodni fragment odsłonięcia; naprzemiangle tabularne litofacie żwirów masywnych i piasków warstwowanych poziomo, które tworzą zespół wyraźnie nachylony w kierunku południowo-wschodnim

**Fig. 3.** Sediments exposed at the Gogolin site: **A, B** — general view of the wall in central part of the exposure; note large-scale massive gravel lithofacies which form tabular layers alternating with sandy ones; on fig. **A** see also the boulder with 1.3 m diameter; **C, D** — massive, clast-supported gravels predominating in gravel beds; note chaotic orientation of clasts and sporadic imbrications of the largest ones; **E** — markedly less common lithofacies of matrix-supported gravel; **F** — gravel with trough-cross stratification traceable close to the slope of the hill; **G** — silt layer (marked arrow) occurring above sands; **H** — south-eastern part of the gravel-pit; alternation of tabular lithofacies of massive gravels and horizontally laminated sands. These layers form an assemblage distinctly inclined towards the south-east

jak żwiry, charakteryzują się dużą rozciągłością horyzontalną. Czasami jednak się wyklinowują.

Lokalnie obserwowano osady bardziej drobnoziarniste. Powyżej jednej z ławic piaszczystych stwierdzono litofację mułów piaszczystych o miąższości 40 cm, ze słabo zaznaczającą się laminacją poziomą (ryc. 3G). Muły są lekko zdeformowane i wyklinowują się erozyjnie.

W południowo-wschodniej części wyrobiska osady charakteryzują się innym wykształceniem litofacjalnym. Tworzą one tabularny zespół litofacji Sh, GSh, Gm, GSl, pochylony w kierunku południowo-wschodnim (ryc. 3H). Kąt upadu ławic wynosi 10–15°. Zespół jest zbudowany z tabularnych litofacji piasków lub piasków żwirowych o warstwowaniu poziomym Sh, SGh, a także żwirów masywnych Gm lub warstwowanych poziomo żwirów piaszczystych GSh. Obserwowano również litofacje żwirowo-piaszczyste i piaszczysto-żwirowe o płaskim warstwowaniu przekątnym małokątowym GSl, SGl. Litofacje są przeważnie wielkoskalowe. W szczytowej części pagóra litofacje żwirowe i piaszczyste odznaczają się podobną frekwencją, natomiast w kierunku południowo-wschodnim przeważają litofacje piaszczyste.

Ze względu na rzadkie występowanie litofacji o warstwowaniu przekątnym oraz brak wyraźnej imbrykacji żwirów w stanowisku wykonano niedużą liczbę pomiarów kierunkowych. Uzyskane wartości w przybliżeniu pokrywają się z przebiegiem osi pagóra. Odpyły odbywał się w kierunku południowo-wschodnim.

**Skład petrograficzny.** Wykonano wskaźnikowe analizy próbek żwirów o frakcji 4–8, 8–16, 16–32 mm ze środkowej i górnej części profilu (ryc. 2). Największą grupę w obydwu próbkach stanowią skały lokalne. Szczególnie liczne są wapienie margliste i margle kredy górnej. Ich udział wyraźnie wzrasta wraz z wielkością klastów, od ok. 30% (we frakcji 4–8 mm), do ponad 60% (we frakcji 16–32 mm). Wapieni triasowych jest znacznie mniej (6–15%). W próbkach o najdrobniejszej frakcji licznie występuje kwarc (30%). W grubszych frakcjach jego udział jednak gwałtownie maleje (3–4% we frakcji 16–32 mm). Materiał skandynawski jest obecny w ilości 8–13%. Względnie liczną grupę stanowią też różnego pochodzenia piaskowce (6–13%). Skały krzemionkowe występują w liczbie ok. 3–5%. W badanych próbkach stwierdzono także pojedyncze skalcytyzowane okruchy małży miocenijskich oraz klasty trawertynów.

We frakcjach bardziej gruboziarnistych, które nie były szczegółowo analizowane, skały lokalne przeważają zdecydowanie. Wydaje się, że wśród najgrubszych klastów udział skał triasowych jest większy niż poprzednio. Oznaczają się one na ogół słabym obtoczeniem. Łączna ilość wapieni, wapieni marglistych i margli kredowych i triasowych może dochodzić w przybliżeniu do 80–90%.

**Interpretacja.** Litofacje masywnych żwirów Gm powstawały w wyniku depozycji osadów z przepływów nadkrytycznych o bardzo dużej energii. Masywna struktura osadów oraz bardzo słabe wysortowanie wskazują na gwałtowny przebieg depozycji, będącej efektem nagłego przeciążenia strumienia osadem w wyniku spadku nośności przepływu. O dużym tempie agradacji świadczy znaczna miąższość żwirów oraz brak wyraźnej imbrykacji.

Tabularny pokrój litofacji i duży oboczny zasięg ławic odzwierciedlają depozycję żwirów w postaci rozległych pokryw dennych. Żwiry były transportowane w turbulentnych przepływach w przesłonie trakcyjnej. Zarówno podłużne, jak i poprzeczne ułożenie klastów w stosunku do kierunku przepływu wskazuje na transport klastów przez trakcyjne toczenie (duże klasty o osi *a* ułożonej prostopadle), jak również w suspensji (głównie mniejsze klasty o osi *a* ułożonej równolegle). Wielka skala litofacji, odzwierciedlająca dużą koncentrację osadów w przepływie, wraz z masywną strukturą i bardzo słabym wysortowaniem to cechy charakterystyczne dla silnie przeciążonych przepływów powodziowych — *hyperconcentrated flood flow* (Smith, 1986; Russell & Knudsen, 1999a).

Serie żwirowe były efektem gwałtownych przepływów o charakterze katastrofalnym. O skali wezbrań i wynikającej z niej bardzo dużej wydolności przepływów świadczą rozmiary największych klastów. Średnia prędkość przepływu umożliwiającego transport klastów o średnicy 1 m według Costy (1983) może przekraczać 5 m/s. Williams (1983) oszacował prędkość dla takiej wielkości klastów na 2,1–14,5 m/s.

Bardzo słabo wysortowane, masywne, gruboziarniste żwiry dużej miąższości, często zawierające klasty o frakcji gładzowej, są związane z różnymi glacialnymi środowiskami depozycyjnymi. Identyfikowano je zarówno w strefach proglacialnych, jak i w utworach depozycji podlodowej. Wielkoskalowe ławice żwirowo-gładzowe depozycjonowane na przedpolu lodolodu u wylotu subglacialnych rynien opisywali m.in. Cutler i in. (2002). Powszechnie utożsamia się je z glacialnymi, katastrofalnymi powodziami typu *jökulhlaup* (Maizels, 1991, 1993, 1997; Russell & Knudsen, 1999a, b). W przypadku strefy subglacialnej tego typu osady najczęściej są spotykane w systemach ozowych (Brennand, 1994; Brennand & Shaw, 1996). Miąższe ławice żwirowe o tabularnym pokroju i dużej rozciągłości horyzontalnej Fisher i Taylor (2002) łączą także z subglacialnymi przepływami powodziowymi o charakterze zalewów warstwowych, które zachodziły na przestrzeni wielu kilometrów.

Wielkoskalowe litofacje przekątnie warstwowanych żwirów Gp również reprezentują skrajnie wysokoenergetyczne środowisko depozycyjne. W tym przypadku depozycja odbywała się nie poprzez agradację, ale w wyniku progradacji wielkich form. Formy te miały strome krawędzie depozycyjne, za którymi dochodziło do dystalnego przyrostu osadów wskutek intensywnego osypywania się materiału. Wielkoskalowe litofacje przekątnie warstwowanych żwirów Gp są znane z proksymalnych środowisk sandrowych (por. Dawson & Bryant, 1987; Zieliński, 1993; Zieliński & Van Loon, 2003). Reprezentują one przestrzennie ograniczone, głębokie koryta związane zazwyczaj z katastrofalnymi wypływami wód ablacyjnych. Były także obserwowane w ozach, szczególnie w ich grzbietowych częściach (por. Brennand, 1994, 2000; Brennand & Shaw, 1996). W tych przypadkach są utożsamiane na ogół z dużymi formami progradacyjnymi (*macroforms*) migrującymi wewnątrz tuneli lodowych (Brennand & Shaw, 1996).

Rzadkie wielozestawy przekątnie rynnowe warstwowanych żwirów i żwirów piaszczystych Gt są efektem migracji megaripplemarków. W sukcesjach z litofacjami

żwirów masywnych należy je utożsamiać z fazami poprzedzającymi (lub występującymi zaraz po) maksimum bardzo wysokoenergetycznego przepływu wezbraniowego. Tego typu litofacje obserwowano w różnych środowiskach glaciogenicznych, zarówno proglacialnych, jak i subglacialnych (por. Maizels, 1991; Zieliński, 1993; Brennand, 1994; Zieliński & Van Loon, 2003; Fard & Gruszka, 2007).

Zespoły litofacji piaszczystych powstawały z przepływów o zdecydowanie niższej energii i wydolności. Litofacje Sh były deponowane w warunkach górnego płaskiego dna z przepływów nadkrytycznych lub przejściowych, natomiast litofacje pozostałe, w tym głównie litofacje Sp, z przepływów podkrytycznych. Występowanie piasków ponad ławicami żwirów wskazuje na ich związek ze schyłkowymi fazami wezbrań. Ławice żwirowe wraz z piaskami tworzą sukcesje reprezentujące pojedyncze, katastrofalne przepływy wód.

Obserwowane lokalnie w stropie piasków osady mułowo-piaszczyste były deponowane w niemal stojącej wodzie. Świadczy to o całkowitym ustaniu przepływu i spokojnej depozycji zawieszinowej, która następowała po wysokoenergetycznych wezbraniach.

Silnie wydłużony kształt pagóra wskazuje, że przepływy były skoncentrowane w liniowej, ograniczonej przestrzeni strefie. Potwierdzają to również kierunki paleoprzepływów zgodne z osią pagórów. Miejscem depozycji osadów mogła być zatem rozległa, podłużna szczelina lodowa albo wycięty w lodzie tunel subglacialny. Wielkoskalowe litofacje żwirowe w środowisku otwartych szczelin występują stosunkowo rzadko. Obserwowano je głównie w rozległych strefach międzylobowych (por. Warren & Ashley, 1994). Znacznie powszechniej powstawały one w tunelach ozowych (Brennand, 1994, 2000; Brennand & Shaw, 1996). Takie środowisko sedymentacji przyjęto również dla analizowanych form. Na subglacialną genezę osadów z Gogolina wskazuje nachylenie ławic żwirowych przeciwne do kierunku przepływu. Przepływy „pod górę” (ang. *up flow*) są efektem podwyższonego ciśnienia wody. Opisywane warunki nie mogą zaistnieć w kanałach otwartych ze swobodnym zwierciadłem wody, a jedynie w tunelach całkowicie wypełnionych wodą.

Cykliczność, przejawiająca się naprzemianległym występowaniem osadów żwirowych i piaszczystych, jest powszechna w wielu ozach (por. Banerjee & McDonald, 1975; Gorrell & Shaw, 1991; Brennand, 1994; Brennand & Shaw, 1996). Łączona jest ona z sezonowymi zmianami warunków w systemie hydrologicznym lodowców (Banerjee & McDonald, 1975; Brennand, 1994). Może również reprezentować powtarzające się epizodycznie zdarzenia powodziowe związane z drenażem subglacialnych lub supraglacialnych zbiorników (Walder, 1986; Shulmeister, 1989; Brennand, 1994).

Osady w południowo-wschodniej części odsłonięcia reprezentują inne warunki depozycji. Charakteryzują się one znacznie mniejszą miąższością litofacji oraz pochyleciem ławic zgodnie z kierunkiem przepływu. Ten fakt, jak również tabularny pokrój litofacji, dominacja litofacji żwirów masywnych Gm oraz piasków o warstwowaniu poziomym Sh sugerują depozycję osadów w środowisku stożkowym. Depozycja osadów zachodziła z przepływów nadkrytycznych o rytmicznie zmiennym natężeniu, jednak

na niższym poziomie energii w stosunku do osadów analizowanych poprzednio.

Nakładanie się osadów stożkowych na facje ozowe jest zjawiskiem znanym (por. Henderson, 1988; Gorrell & Shaw, 1991; Warren & Ashley, 1994; Brennand, 2000). Najczęściej tego typu sukcesje powstawały u wylotu subglacialnych tuneli kończących się w subakwalnym środowisku (Warren & Ashley, 1994; Brennand, 2000). Stopniowe zwięźanie się badanych pagórów w kierunku południowo-wschodnim oraz brak na ich przedłużeniu formy stożkowej zaznaczonej w rzeźbie świadczą o tym, że osady nie były jednak deponowane w strefie wylotu tunelu, ale najprawdopodobniej także powstawały pod lodem. Tworzyły one przypuszczalnie rozległe okrywy po bokach rdzenia ozu. Bardzo prawdopodobne, że były deponowane dopiero w końcowych fazach funkcjonowania tunelu. Podobne formy występujące w bocznych strefach tuneli ozowych opisywali Gorrell i Shaw (1991), łącząc ich powstawanie ze zmianami w geometrii tunelu. Rzeźba ciągu pagórów również stanowi przesłankę zmiennej geometrii tunelu lodowego. Duże pagóry ozowe o podobnej budowie są znane z prac Brennand i Shawa (1996) oraz Brennand (1994).

Ostatni etap formowania pagórów mógł się odbywać w warunkach otwartych szczelin. Prawdopodobnie wówczas formy te zostały okryte osadami piaszczystymi dominującymi w zewnętrznych częściach pagórów.

### Geneza dolin przełomowych

Zdecydowana przewaga lokalnego materiału osadowego, z którego są zbudowane pagóry, wskazuje na erozję podłoża poprzedzającą proces depozycji. Źródłem żwirów były wychodnie wapieni zachodniej części progu środkowotriasowego oraz (przeważająco) występujące na północ od niego wychodnie skał kredowych (ryc. 1B). Skład petrograficzny żwirów oraz ich pozycja u wylotu erozyjnego rozcięcia pozwalają na przyjęcie genetycznego związku pagórów z przełomową doliną. Najprawdopodobniej żwiru są akumulacyjnym ekwiwalentem skał wyerodowanych na północnym zapleczu, a także z samego progu. Przestrzenna relacja opisywanych form wskazuje zatem, że do rozcięcia progu musiało dojść nie w skutek działalności erozyjnej Odry, jak przyjmowały Walczakówna i Baranowska (1964), ale w warunkach subglacialnego przepływu odbywającego się w kierunku południowo-wschodnim. Dowodem na subglacialną genezę opisywanych form jest także niższe położenie dna przełomowej doliny w stosunku do pagórów. Podobnie jak nachylenie ławic żwirowych w kierunku przeciwnym do kierunku przepływu element ten wskazuje, iż przepływ musiał się odbywać w warunkach podwyższonego ciśnienia wody. Oczywiście, nie można całkowicie wykluczyć starszego założenia przełomu i dopiero jego późniejszego wykorzystania przez wody subglacialne. Niewielka szerokość doliny przełomowej oraz skala erozji podłoża, towarzyszącej powstawaniu pagórów ozowych, skłaniają jednak do odrzucenia tej koncepcji.

Duży udział skał kredowych w składzie petrograficznym żwirów z Gogolina sugeruje, że rynnna miała znaczny zasięg ku północy. Kontynuacją systemu w tym kierunku mogła być dzisiejsza dolina Odry wycięta w utworach kre-

dy (ryc. 1A, B). W omawianym odcinku dolina jest wąska, aż do Opoła jej szerokość nie przekracza 2 km. Skalne dno doliny jest płytkie. Miąższość wypełniających ją aluwii wynosi 8–15 m (Poprawski, 1987). Stwierdzono tam jedynie osady rzeczne ostatniego zlodowacenia i młodsze serie holoceni. Na skalnym dnie doliny, jak pisze Poprawski (1987), występuje: *monotonna seria grubych żwirów i żwirów piaszczystych z otoczkami*, zawierająca znaczną ilość materiału skandynawskiego. Lokalnie obserwowano także *szczałki osadów kamiennych i otoczek o miąższości 0,5–2 m* (Poprawski, 1987).

Z powodu niewielkiej odległości od badanego przełomu samoistnie nasuwa się również pytanie o genezę zachodniej doliny przełomowej, przez którą płynie dzisiejsza Odra. Ze względu na duże morfologiczne podobieństwo do przełomu wschodniego można przypuszczać, że powstała ona w ten sam sposób. Na jej przedłużeniu nie ma, co prawda, depozycyjnych form jednoznacznie wskazujących na subglacjalne pochodzenie rozcięcia, jednak obszar ich ewentualnego występowania przykrywają dzisiaj młodsze osady rzeczne Odry, które prawdopodobnie całkowicie zatarły starszą rzeźbę dna doliny. Subglacjalną genezę doliny przełomowej może potwierdzać pogląd o młodym wieku doliny na odcinku od Krapkowic po Opole (Walczakówna & Baranowska, 1964; Poprawski, 1987).

Na obszarze Kotliny Raciborskiej i północno-wschodniej części Niziny Śląskiej znajduje się jeszcze kilka innych erozyjnych form, wcześniej interpretowanych jako kopalne doliny rzeczne, dla których jest przyjmowane subglacjalne założenie (Lewandowski, 1993; Badura i in., 1998). Według Badury i in. (1998) powstawały one jednak podczas wcześniejszych zlodowaceń.

#### Dyskusja — uwarunkowania rozwoju rynnowego systemu drenażu

Rynny subglacjalne licznie występujące w krawędziowych częściach łądolodu skandynawskiego (m.in. Galon, 1965, 1982; Kozarski, 1966/1967; Grube, 1983; Niewiarowski, 1988, 1993, 1995; Ehlers & Linke, 1989; Piotrowski, 1994; Molewski, 1999) z reguły są wycięte w osadach nieskonsolidowanych. Przykłady rynien subglacjalnych wyerodowanych w twardym podłożu są znane, zwłaszcza z obszaru Ameryki Północnej (zob. Shaw & Gilbert, 1990; Plair, 1997; Beaney & Shaw, 2000; Beaney, 2002; Rains i in., 2002; Sjogren i in., 2002). Pod względem cech morfologicznych nie odróżniają się one znacząco od rynien wypręparowanych w osadach nieskonsolidowanych. Mają szerokość przeważnie kilkuset metrów, głębokość od kilku do kilkudziesięciu metrów i długość zazwyczaj od kilku do kilkunastu kilometrów. Opisywana rynna charakteryzuje się podobnymi parametrami geometrycznymi, przynajmniej w strefie samego przełomu. Jest ona jedną z nielicznych tego typu form na obszarze całego południowego sektora łądolodu skandynawskiego, którego skalne podłoże w większości przykrywają znacznej miąższości osady czwartorzędowe.

Rytmika zapisu osadowego w obrębie pagórów ozoowych sugeruje związek opisywanych form z występującymi okresowo katastrofalnymi wpływami wód subglacjalnych. W strefie przełomu zachodziły one prawdopodobnie

w całej szerokości rynny. Pozwalałoby to zaliczyć rynne do form określanych terminem *tunnel channel* (Clayton i in., 1999), wiązanych z przepływami pełnokorytowymi (ang. *bankfull discharge*). Tego typu rynny rozpoznano licznie w krawędziowej strefie łądolodu laurentyńskiego (m.in.: Clayton i in., 1999; Johnson, 1999; Rains i in., 2002; Fisher i in., 2005).

Specyfiką badanego przypadku jest obecność w jednym systemie równowiekowych (jak się wydaje) zarówno erozyjnych, jak i depozycyjnych form subglacjalnych. Występowanie ozów w obrębie rynien jest częstym zjawiskiem (por. Niewiarowski, 1988; Booth & Hallet, 1993; Brennand & Shaw, 1994; Rains i in., 2002; Kozłowski i in., 2005). Przeważnie jednak ozy to formy wielokrotnie mniejszych rozmiarów niż rynny, w obrębie których się znajdują. Dlatego łączy się je zazwyczaj z innymi, zachodzącymi w różnym czasie etapami funkcjonowania systemu drenażowego łądolodów (Clayton i in., 1999; Sjogren i in., 2002; Fisher i in., 2005). Badane pagóry nie występują w rynnowym rozcięciu, ale na jego przedłużeniu. Co więcej, są to formy bardzo dużych rozmiarów. Jeśli weźmiemy pod uwagę ich szerokość u podstawy, to charakteryzuje je właściwie ten sam rząd wielkości. Cecha ta wskazuje na bliższy czasowy związek obu rodzajów form. Skład petrograficzny żwirów pozwala przypuszczać, że pagóry były związane z końcowym etapem funkcjonowania subglacjalnego systemu drenażu. Dominacja w żwirach materiału kredowego (pochodzących z północnej części rynny) nad skałami triasowymi wskazuje, że w czasie ich depozycji erozja w przełomowym odcinku przez próg środkowotriasowy była już niewielka. Innymi słowy, sam przełom powstał prawdopodobnie nieco wcześniej niż ozy, a materiał pochodzący z głównej fazy jego erozji został wyniesiony poza opisywany fragment systemu.

Rynny subglacjalne powszechnie kończą się w strefach moren czołowych, gdzie przechodzą dystalnie w rozległe stożki sandrowe (por. Mooers, 1989; Patterson, 1994; Clayton i in., 1999; Johnson, 1999; Cutler i in., 2002). W badanym przypadku dokładne określenie etapu zlodowacenia, z którym był związany opisywany fragment subglacjalnego systemu drenażu, jest znacznie bardziej złożone. Trudność wynika z braku danych na temat zasięgu systemu, tj. ewentualnej jego kontynuacji w kierunku południowo-wschodnim i relacji z formami glaciomarginalnymi. Ciąg pagórów kończy się w strefie podnóża garbu Chełmu (najwyższej części progu środkowotriasowego). Obszar ten odznacza się wybitnie erozyjną rzeźbą. Utwory lodowcowe zostały tam w większości usunięte, co na obecnym etapie badań bardzo utrudnia jakiegokolwiek rekonstrukcje. Na uwagę zasługuje jednak fakt, że pagóry są położone na wychodniach twardych skał triasowych i karbońskich (ryc. 1B), natomiast ewentualny dalszy odcinek systemu znajdowałby się na obszarze, gdzie w podłożu występują utwory miocenu. Nie wykluczone więc, że związany z ozami tunelowy system drenażu mógł przyjmować tam zupełnie inny charakter. Jednakże to zagadnienie, a zwłaszcza kwestia zasięgu oraz geologicznych uwarunkowań rozwoju systemu subglacjalnego drenażu, wymaga dalszych poszukiwań.

Odrębny problem stanowi przyczyna zakładanych powtarzających się, gwałtownych powodzi podlodowych. Ich źródła upatruje się najczęściej w zjawisku drenażu

zbiorników subglacialnych lub supraglacialnych (Wright, 1973; Shaw, 1996; Shoemaker, 1999; Cutler i in., 2002; Fisher & Taylor, 2002; Fisher i in., 2005; Das i in., 2008). Istnienie zbiorników wodnych pod lądolodem skandynawskim w czasie ostatniego zlodowacenia przyjmują m.in. Piotrowski (1994) oraz Piotrowski i Tulaczyk (1999). Zarówno plejstocenijskie, jak i współczesne podlodowe jeziora opisywali m.in.: Shoemaker (1991, 1999), Dowdeswell i Siegert (1999) oraz Munro-Stasiuk (1999). W rozpatrywanym przypadku nie można jednoznacznie określić głównego źródła dużych ilości wód subglacialnych. Ich podlodowe gromadzenie wydaje się jednak bardzo prawdopodobną przyczyną okresowych gwałtownych wypływów. Potencjalna strefa magazynowania wód (rejon doliny Odry w środkowej części Niziny Śląskiej) pokrywa się bowiem z obszarem, przez który przepływał lód zasilający łob górnej Odry. Można przypuszczać, że tempo ruchu lodu było tam znaczne, co sprzyjało intensywnemu topnieniu na kontakcie z podłożem (por. Brown i in., 1987; Boulton i in., 1995; Piotrowski, 1997). Dużą rolę w procesie subglacialnego gromadzenia wód musiały też odgrywać występujące w podłożu słabo przepuszczalne utwory neogenu nadbudowane osadami czwartorzędowymi, głównie glinami zwałowymi wcześniejszych zlodowaceń (Badura & Przybylski, 1996; Badura i in., 1998). Być może, jak przyjmuje wielu badaczy, także i tutaj znaczącą rolę odgrywała wieloletnia zmarzlina występująca w marginalnej części lądolodu, uniemożliwiająca swobodny wypływ wód do strefy proglacialnej (por. Wright, 1973; Attig i in., 1989; Piotrowski, 1994; Cutler i in., 2002).

### Wnioski

Przestrzenna relacja wschodniej doliny przełomowej rozcinającej próg środkowotriasowy i występującego na jej przedłużeniu ciągu pagórów wskazuje na genetyczny związek obu typów form oraz na ich subglacialne pochodzenie. Dolina przełomowa to prawdopodobnie fragment rynny subglacialnej (*tunnel channel*) kontynuującej się ku północy w obrębie dzisiejszej doliny Odry. Pagóry występujące na jej przedłużeniu są natomiast złożonymi formami ozowymi zbudowanymi głównie z materiału wyerodowanego w rynnice. Ze względu na duże podobieństwo zachodniej doliny przełomowej można przypuszczać, że ma ona również subglacialną genezę.

Opisywany system subglacialnego drenażu przypuszczalnie był związany z występującymi okresowo katastrofalnymi wypływami wód roztopowych magazynowanych pod lądolodem. Wydaje się, że istotną rolę w procesie subglacialnego gromadzenia wód odgrywały mało przepuszczalne ilaste osady neogenu, występujące w podłożu lądolodu pod warstwą osadów czwartorzędowych.

Kształt omawianego systemu subglacialnego drenażu był prawdopodobnie o wiele bardziej złożony od prezentowanego, co na obecnym etapie badań ogranicza możliwość jego pełnej rekonstrukcji. Kluczową kwestią, pozwalającą na dalsze rozważania na temat natury systemu, będzie przede wszystkim ustalenie pozycji czoła lądolodu w czasie jego funkcjonowania oraz próba korelacji ze stanem dynamiki lądolodu.

Autor pragnie podziękować prof. T. Zielińskiemu za dyskusję w czasie opracowywania stanowiska Gogolin oraz mgr. W. Bardzińskiemu za pomoc w analizach składu petrograficznego. Wyraża również wdzięczność dr. hab. A. Wójcikowi i dr. J. Lewandowskiemu za przegląd tekstu i cenne wskazówki.

### Literatura

- ASSMANN P. 1914 — Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Blatt Brosławitz. Berlin.
- ASSMANN P. 1933 — Kamesbildungen in Oberschlesien. Jb. Preuss. Geol. Landesanst 54: 139–150.
- ATTIG J.W., MICKELSON D.M. & CLAYTON L. 1989 — Late Wisconsin landform distribution and glacier-bed conditions in Wisconsin. Sed. Geol., 62: 399–405.
- BADURA J., CZERWONKA J.A., KRZYSZKOWSKI D. & PRZYBYLSKI B. 1998 — Geneza i wiek głębokich rynien erozyjnych na Równinie Grodkowskiej, Nizina Śląska, Polska południowo-zachodnia. Biul. Państw. Inst. Geol., 385: 49–72.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 1996 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000. Ark. Wrocław A. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BANERJEE I. & McDONALD B.C. 1975 — Nature of esker sedimentation. [In:] Jopling A.V. & McDonald B.C. (eds.) Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 23: 304–320.
- BEANEY C.L. 2002 — Tunnel channels in southern Alberta, Canada: evidence for catastrophic channelized drainage. Quat. Inter., 90: 67–74.
- BEANEY C.L. & SHAW J. 2000 — The subglacial geomorphology of southeast Alberta: evidence for subglacial meltwater erosion. Can. J. Earth Sci., 37: 51–61.
- BIERNAT S. 1958 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000. Ark. Opole Południe. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- BOOTH D.B. & HALLET B. 1993 — Channel networks carved by subglacial water: observations and reconstruction in the eastern Puget Lowland of Washington. Geol. Soc. Amer. Bull., 105: 671–683.
- BOULTON G.S., CABAN P.E. & VAN GIJSEL K. 1995 — Groundwater flow beneath ice sheets. Part I: Large scale patterns. Quat. Sci. Rev., 14: 545–562.
- BRENNAND T.A. 1994 — Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implication for esker genesis and meltwater regime. Sed. Geol., 91: 9–55.
- BRENNAND T.A. 2000 — Deglacial meltwater drainage and glaciodynamics: inferences from Laurentide eskers, Canada. Geomorphology, 32: 263–293.
- BRENNAND T.A. & SHAW J. 1994 — Tunnel channels and associated landforms, south-central Ontario: their implications for ice-sheet hydrology. Can. J. Earth Sci., 31: 505–522.
- BRENNAND T.A. & SHAW J. 1996 — The Harricana glaciofluvial complex, Abitibi region, Quebec: its genesis and implications for meltwater regime and ice-sheet dynamics. Sed. Geol., 102: 221–262.
- BROWN N.E., HALLET B. & BOOTH D.B. 1987 — Rapid soft bed sliding of the Puget glacial lobe. J. Geophys. Res., 92, B9: 8985–8997.
- CLAYTON L., ATTIG J.W. & MICKELSON D.M. 1999 — Tunnel Channel formed in Wisconsin during the last glaciation. [In:] Mickelson D.M. & Attig J.W. (eds.) Glacial processes past and present. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 337: 69–82.
- COSTA J.E. 1983 — Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. Geol. Soc. Amer. Bull., 94: 986–1004.
- CUTLER P.M., COLGAN P.M. & MICKELSON D.M. 2002 — Sedimentologic evidence for outburst floods from the Laurentide Ice Sheet margin in Wisconsin, USA: implications for tunnel-channel formations. Quat. Inter., 90: 23–40.
- DAS S.B., JOUGHIN I., BEHN M.D., HOWAT I.M., KING M.A., LIZARRALDE D. & BHATIA M.P. 2008 — Fracture propagation to the base of the Greenland ice sheet during supraglacial lake drainage. Science, 320: 778–781.
- DAWSON M.R. & BYANT I.D. 1987 — Three-dimensional facies geometry in Pleistocene outwash sediments, Worcestershire, U.K. [In:] Ethridge F.G. (ed.) Recent development in fluvial sedimentology. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 39: 191–196.



- DOWDESWELL J.A. & SIEGERT M.J. 1999 — The dimensions and topographic setting of Antarctic subglacial lakes and implications for large-scale water storage beneath continental ice sheets. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 111: 254–263.
- EHLERS J. & LINKE G. 1989 — The origin of deep buried channels of Elsterian age in Northwest Germany. *J. Quat. Sci.*, 4: 255–265.
- FARD A.M. & GRUSZKA B. 2007 — Subglacial conditions in a branching Saalian esker in north-central Poland. *Sed. Geol.*, 193: 33–46.
- FISHER T.G., JOL H.M. & BOUDREAU A.M. 2005 — Saginaw Lobe tunnel Chanel (Laurentide Ice Sheet) and their significance in south-central Michigan, USA. *Quat. Sci. Rev.*, 25: 2375–2391.
- FISHER T.G. & TAYLOR L.D. 2002 — Sedimentary and stratigraphic evidence for subglacial flooding, south-central Michigan, USA. *Quat. Int.*, 90: 87–115.
- GALON R. 1965 — Some new problems concerning subglacial channels. *Geogr. Pol.*, 6: 19–28.
- GALON R. 1982 — Zagadnienie genezy rynien polodowcowych na Niżu Polskim na przykładzie rynny strzyżyńskiej w Borach Tucholskich (w okolicy Zamrzenicy). *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, 17: 1–9.
- GILEWSKA S. & KLIMEK K. 1967 — Czwartorzęd Wyżyny Śląskiej. [W:] Galon R. & Dylak J. (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 498–527.
- GORRELL G. & SHAW J. 1991 — Deposition in an esker, bead and fan complex, Lanark, Ontario, Canada. *Sed. Geol.*, 72: 285–314.
- GRUBE F. 1983 — Tunnel valleys. [In:] Ehlers J. (ed.) *Glacial deposits in North-West Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam: 257–258.
- HENDERSON P.J. 1988 — Sedimentation in an esker system influenced by bedrock topography near Kingston, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 25: 987–999.
- JOHNSON M.D. 1999 — Spooner Hills, northwest Wisconsin: High-relief hills carver by subglacial meltwater of the Superior Lobe. *Glacial Processes Past and Present. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 337: 83–92.
- KOŚCIÓWKO H. 1988 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000. Ark. Nysa B bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KOTLICKI S. 1979 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000. Ark. Gliwice B bez utworów czwartorzędowych. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KOTLICKA G.N. & KOTLICKI S. 1979 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000. Ark. Gliwice A. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KOZARSKI S. 1966/1967 — The origin of subglacial channel in the North Polish and North German plain. *Bull. Soc. Amis Sci. Lettres, ser. B*, 20: 21–36.
- KOZŁOWSKI A.L., KEHEW A.E. & BIRD B.C. 2005 — Outburst flood origin of the Central Kalamazoo River Valley, Michigan, USA. *Quat. Sci. Rev.*, 24: 2354–2374.
- LEWANDOWSKI J. 1993 — Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. *Fol. Quat.*, 64: 101–121.
- MAIZELS J.K. 1991 — Origin and evolution of Holocene sandurs in areas of drainage, south Iceland. [In:] Maizels J.K. & Caseldine C. (eds.) *Environmental change in Iceland: past and present*. Kluwer, Dordrecht: 267–300.
- MAIZELS J.K. 1993 — Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristic. *Sed. Geol.*, 85: 299–325.
- MAIZELS J.K. 1997 — Jökulhlaup deposits in proglacial area. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 793–819.
- MOLEWSKI P. 1999 — Rynna Gopło — problem jej genezy i roli w odpływie wód roztopowych podczas zlodowacenia wistuliankiego. *Stud. Soc. Sci. Torun.*, 10, 6: 1–196.
- MOOERS H.D. 1989 — On the formation of the tunnel valley of the Superior Lobe, Central Minnesota. *Quat. Res.*, 32: 24–35.
- MUNRO-STASIUK M.J. 1999 — Evidence for water storage and drainage at the base of Laurentide Ice Sheet. *Ann. Glaciol.*, 28: 175–180.
- NIEWIAROWSKI W. 1988 — Levels in subglacial channels and their significance in determining the channel origin and evolution. *Geogr. Pol.*, 55: 113–127.
- NIEWIAROWSKI W. 1993 — Geneza i ewolucja rynny żnińskiej w okresie pełnego i późnego Vistulianu. *Acta Univ. Nicol. Copern. Geogr.*, 25: 3–30.
- NIEWIAROWSKI W. 1995 — Diagnostic features of subglacial channels of glacial and glaciofluvial origin, exemplified by channels of the Chelmo-Dobrzyń and the eastern Gniezno Lakelands. *Quest. Geogr., Spec. Iss.*, 4: 225–231.
- PATTERSON C.J. 1994 — Tunnel-valley fans of the St. Croix moraine, east-central Minnesota, U.S.A. *Minnesota Geological Survey, St. Paul, Minnesota, U.S.A.*: 69–87.
- PIOTROWSKI J.A. 1994 — Tunnel-valley formation in northwest Germany — geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhöved tunnel valley. *Sed. Geol.*, 89: 107–141.
- PIOTROWSKI J.A. 1997 — Subglacial hydrology in north-western Germany during the last glaciation: ground water flow, tunnel valley and hydrological cycles. *Quat. Sci. Rev.*, 16: 169–185.
- PIOTROWSKI J.A. & TULACZYK S. 1999 — Subglacial conditions under the last ice sheet in northwest Germany: ice bed separation and enhanced basal sliding. *Quat. Sci. Rev.*, 18: 737–751.
- PLAIR D.L. 1997 — Thin film, channelized drainage, or sheetfloods beneath a portion of the Laurentide Ice Sheet: an examination of glacial erosion forms, northern New York, USA. *Sed. Geol.*, 111: 199–215.
- POPRAWSKI L. 1987 — Dolina Odry pomiędzy Krapkowicami i ujściem Nysy Kłodzkiej. [W:] *Problem młodszego neogenu i eoplejstoenu w Polsce*. Ossolineum, Wrocław: 165–178.
- RAINS R.B., SHAW J., SJOGREN D.B., MUNRO-STASIUK M.J., SKOYE K.R., YOUNG R.R. & THOMPSON R.T. 2002 — Subglacial tunnel channels, Porcupine Hills, southwest Alberta, Canada. *Quat. Int.* 90: 57–65.
- RUSSELL A.J. & KNUDSEN O. 1999a — An Ice-contact rhythite (turbidite) succession deposited during the November 1996 catastrophic outburst flood (Jökulhlaups), Skeidarárjökull, Iceland. *Sed. Geol.*, 127: 1–10.
- RUSSELL A.J. & KNUDSEN O. 1999b — Controls of the sedimentology of the November 1996 jökulhlaup deposits. *Skeidarársandur, Iceland. Spec. Pub. Int. Assoc. Sed.*, 28: 315–329.
- SHAW J. 1996 — A meltwater model for Laurentide subglacial landscape. [In:] McCann S.B. & Ford D.C. (eds.) *Geomorphology sans frontiere*. Wiley, Chichester: 182–226.
- SHAW J. & GILBERT R. 1990 — Evidence for large-scale subglacial meltwater flood events in southern Ontario and northern New York State. *Geology*, 18: 1169–1172.
- SHOEMAKER E.M. 1991 — On the formation of large subglacial lakes. *Can. J. Earth Sci.*, 28: 1975–1981.
- SHOEMAKER E.M. 1999 — Subglacial water-sheet floods, drumlins and ice-sheets lobes. *J. Glaciol.*, 45: 201–213.
- SHULMEISTER J. 1989 — Flood deposits in the Tweed Esker (southern Ontario, Canada). *Sed. Geol.*, 65: 153–153.
- SJOGREN D.B., FISHER T.G., TAYLOR L.D., JOL H.M. & MUNRO-STASIUK M.J. 2002 — Incipient tunnel channels. *Quat. Int.*, 90: 41–56.
- SMITH D.A. 1986 — Coarse-grained and nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional processes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 1–10.
- SZAFLARSKI J. 1955 — Zarys rozwoju ukształtowania Wyżyny Śląskiej. [W:] Wrzosek A. (red.) *Górny Śląsk. Prace i materiały geograficzne*. Wyd. Literackie, Kraków: 65–121.
- TRZEPLA M. 1994 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000. Ark. Kędzierzyn-Koźle. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- WALCZAKÓWNA M. & BARANOWSKA W. 1964 — Epigenetyczny przełom Odry pod Krapkowicami. *Czas. Geogr.*, 35: 201–210.
- WALDER J.S. 1986 — Hydraulics of subglacial cavities. *J. Glaciol.*, 32: 439–445.
- WARREN W.P. & ASHLEY G.M. 1994 — Origin of the ice-contact stratified ridges (eskers) of Ireland. *J. Sed. Res.*, A64: 433–449.
- WILLIAMS G.P. 1983 — Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. *Geogr. Ann.*, 65A: 243–277.
- WRIGHT H.E.J. 1973 — Tunnel valleys, glacial surges, and subglacial hydrology of the Superior lobe, Minnesota. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 136: 251–276.
- WROŃSKI J. & KOŚCIÓWKO H. 1988 — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000. Ark. Nysa A. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- ZIELIŃSKI T. 1993 — Sandry Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. UŚI.*, 1398.
- ZIELIŃSKI T. & VAN LOON A.J. 2003 — Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32: 590–611.

Praca wpłynęła do redakcji 26.11.2008 r.  
Po recenzji akceptowano do druku 29.01.2009 r.