

„Jurajska Oaza Śródlodowa” w świetle badań ostatniego półwiecza

Józef Lewandowski¹



„Glacial oasis” in the Cracow-Częstochowa Upland – results of studies during the last fifty years. *Prz. Geol.*, 59: 732–738.

Abstract: The question of glaciation of the Cracow-Częstochowa Upland (also known as Polish Jura) during the South Polish Glaciations (Elsterian) is one of the most controversial issues in the Polish Pleistocene palaeogeography. According to S. Z. Różycki (1960), in these times this region became a „concave nunatak” whereas an area from Olsztyn in the north to Krzeszowice in the south was the „Glacial Oasis of Polish Jura”. This hypothesis, derived from Różycki’s field studies in Antarctica (the Bunger Oasis), is still discussed in the Polish literature. The problem is still regarded as open despite of extensive geological mapping of that area. However, in author’s opinion, the presence of Pleistocene glacial oasis appears confirmed by both regional geological studies and the recent glaciological theories.

Keywords: Glacial Oasis of Polish Jura, concave nunatak, ice stream, roche moutonnee

Wnikliwe obserwacje plejstocenu Jury Częstochowskiej skłoniły S.Z. Różyckiego (1960) do ogłoszenia hipotezy, że przeważający fragment tego subregionu podczas „zlodowacenia krakowskiego” (południowopolskiego) stanowił „Jurajską Oazę Śródlodową”. Opierając się na mapie geologicznej St. Zarecznego (1894), pogląd ten (dla Płaskowyżu Ojcowskiego) wyrażał wcześniej W. Łoziński (1912). Stwierdził on mianowicie, że *powierzchnia wyżyny nigdy nie była pokryta lądolodem, który do niecki krakowsko-chrzanowskiej wtargnął obniżeniami od zachodu*. Różycki (1960) swoją koncepcję uzasadniał nieobecnością głązów eratycznych oraz brakiem śladów mutonizacji ostańców skalistych, w przeciwieństwie do skałek występujących na północ od Olsztyna i na Wyżynie Wieluńskiej. Według niego istnienie „nunataka wklęsłego” uwarunkowane było głównym kierunkiem transgresji lądolodu, realizowanym z NNW, a więc zgodnie z osią morfologiczną progu górnojurajskiego. Sytuacja ta spowodowała, że obszar ten został „opłynięty” przez sąsiednie strumienie lodowe (koniecpolski i śląski). Wzdłuż osi Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej J.E. Mojski (2005) znaczy „lododział pierwszego rzędu” dla lądolodu sanu II, dzielący dwa główne strumienie lodowe (loby), docierające do brzegu Karpat na wysokość około 400 m n.p.m. Wspomniany autor znaczy w obszarze wyżyny (podobnie jak w Górach Świętokrzyskich) „obszar z cienką pokrywą lądolodu”. Ostatnie badania na przedpolu Karpat sugerują, że maksymalny zasięg lądolodu skandynawskiego odnosi się do zlodowacenia sanu I (Lindner, 2001), aczkolwiek problem ten nie znalazł jednoznacznego rozstrzygnięcia. Z powyższego wynika, że retoryczne pytanie S.Z. Różyckiego (1960) – *Czy nunatak Jury istniał tylko epizodycznie, czy też przetrwał przez cały czas trwania starszego zlodowacenia w tej części Polski?* – nie doczekało się jednoznacznej odpowiedzi, mimo że autor cytowanego pytania nie miał w tej sprawie żadnej wątpliwości.

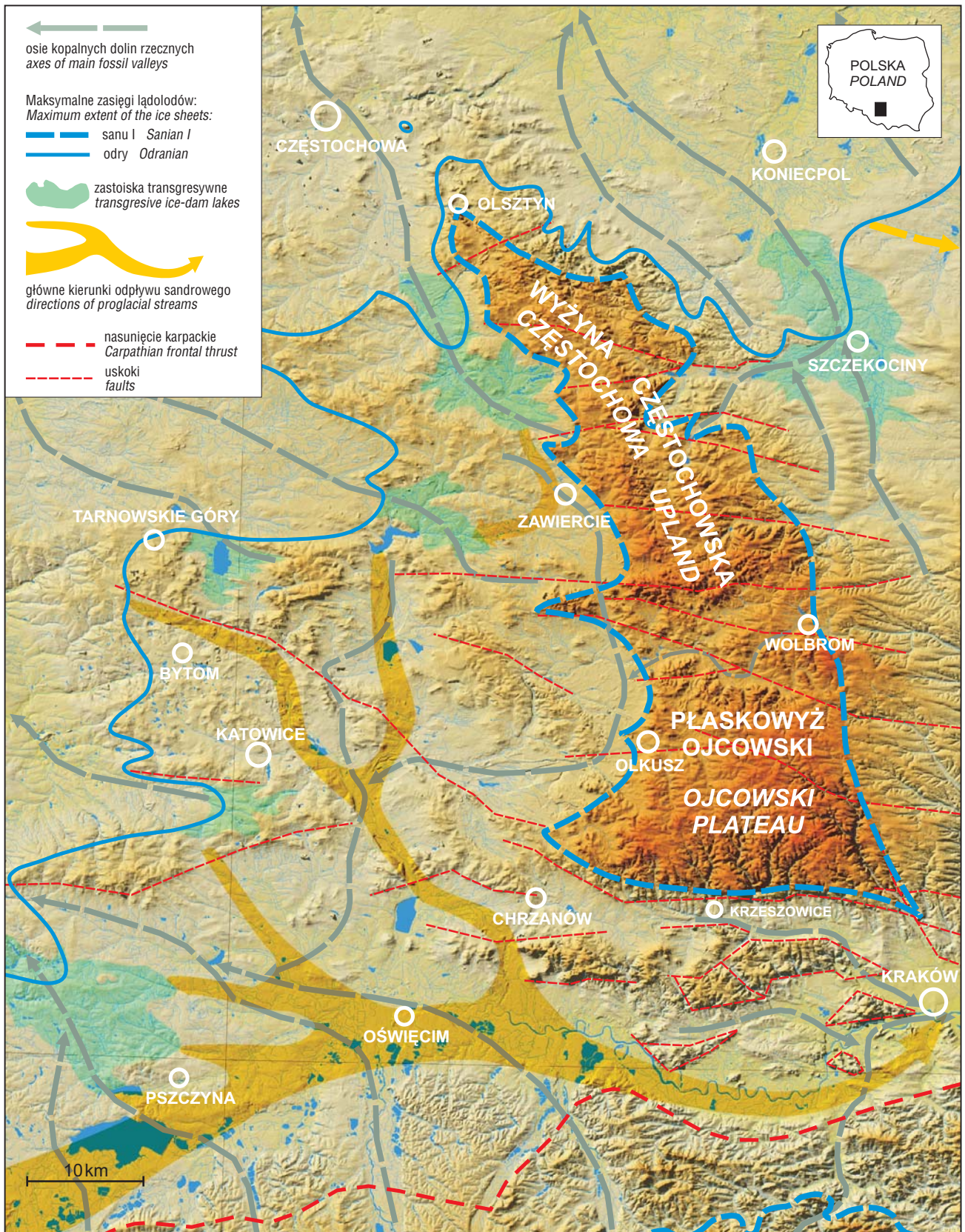
Próg górnojurajski, chociaż silnie zróżnicowany morfologicznie, wznosi się na wysokość 360–500 m n.p.m. i zdecydowanie góruje nad otaczającym go obszarem (ryc. 1). W najwyższej położonej strefie (> 400 m n.p.m.) brak jest

bezpośrednich dowodów na obecność lądolodu. Biorąc pod uwagę liczne przykłady istnienia nunataków w Polsce południowej (Ślęza, Łysogóry), hipoteza S.Z. Różyckiego jest wielce prawdopodobna i możliwa do udowodnienia modelem dynamiki ruchu lodu w warunkach zmiennych naprężeń ścinających i zróżnicowanej morfologii podłoża (zob. Jania, 1993). Strumieniowy charakter przemieszczania lądolodu dobrze zilustrował ostatnio B. Przybylski (2008), w oparciu o analizę DEM Wielkopolski. Na Wyżynie Śląskiej trudno doszukać się podobnych glaciolineamentów, ponieważ obszar ten ma rzeźbę znacznie starszą – neogeńsko-czwartorzędową (Lewandowski, 1996). Główne jej elementy mają założenia strukturalne, a cienka pokrywa czwartorzędowa ma przede wszystkim genezę peryglacialną.

Zlodowacenie sanu I

Zróżnicowany rozkład kierunków ruchu lądolodu w czasie zlodowacenia sanu I na obszarze wyżyn południowopolskich podyktowany był konfiguracją podłoża zbudowanego ze skał twardych. Wyodrębnianie się strumieni lodowych (*ice streams*) uwarunkowane było obecnością głębokich, subsekwentnych dolin rzecznych, obrzeżających od zachodu i wschodu wyniesiony próg górnojurajski (ryc. 1). Innymi słowy – obszar wyżyny, położonej około 150–200 m wyżej od otaczających go dolin, znalazł się w strefie ujemnego bilansu mas lodowych i w konsekwencji centralna część Jury Krakowsko-Częstochowskiej (między Olsztynem a Krzeszowicami) prawdopodobnie nie została pokryta lodem lub w jej obręb wnikały jedynie lokalne jęzory lodowcowe (Lewandowski, 2009). Kuesta górnojurajska, od Częstochowy po Olkusz, posiada od 60 do ponad 100 m wysokości. Jej pierwotna stromość na wielu odcinkach maskowana jest obecnie młodoplejstoczeńskimi stożkami napływowymi (Lewandowski & Zieliński, 1990). Tak wysoki próg morfologiczny musiał stanowić istotną barierę dla strumieni lodowych. Oazy śródlodowe (nunataki) mogą się tworzyć w sytuacji, gdy wysokość i szerokość przeszkody morfologicznej są porównywalne z

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; jozef.lewandowski@us.edu.pl

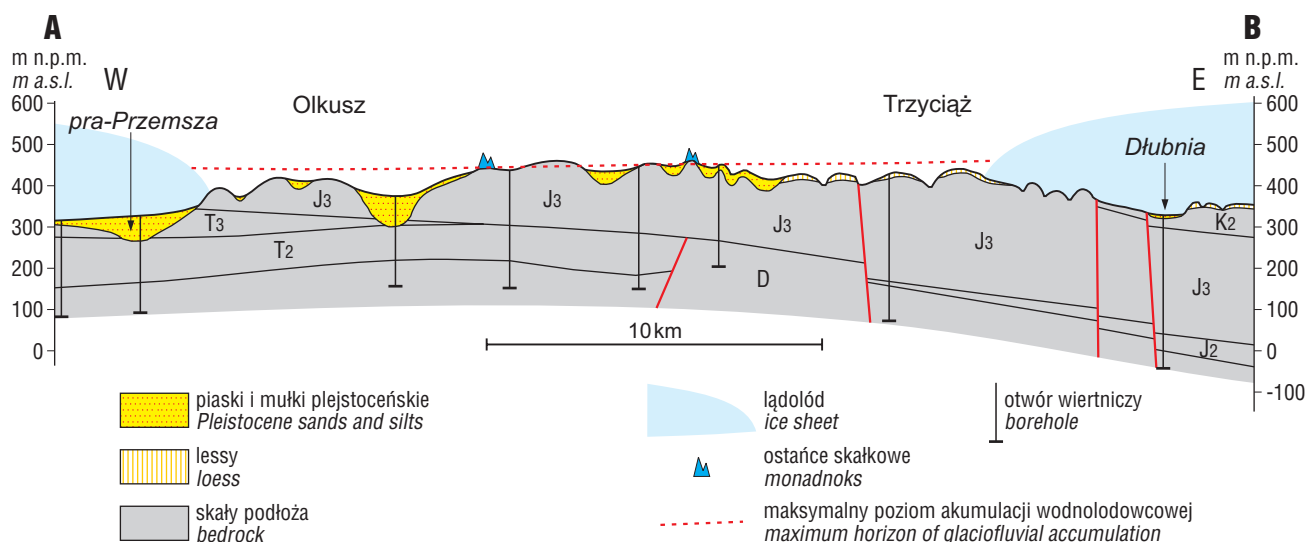


Ryc. 1. Główne elementy paleogeografii plejstoceniowej Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na tle mapy cyfrowej rzeźby terenu (DEM)

Fig. 1. Pleistocene palaeogeographic elements of the Cracow-Częstochowa Upland against the background of DEM map (digital elevation map)

miąższością lądolodu oraz występują w strefie ujemnego bilansu mas lodowych (Liszkowski, 1976). Istotnym problemem w powyższych rozważaniach jest szacunkowa

miąższość lądolodu w strefie wyżyn południowopolskich. Przyjmując jego maksymalny zasięg oraz wysokość, do której dotarł lądolód w Karpatach Zachodnich (ok. 400 m



Ryc. 2. Przekrój geologiczny A–B (zob. ryc. 3), ilustrujący strukturalne założenia „Jurajskiej Oazy Śródlodowej”. Litostratygrafia: K₂ – margle kredy górnej, J₃ – wapień jury górnej, T₃ – iłowce i mułowce triasu górnego, T₂ – wapień i dolomity triasu środkowego, D – wapień dewonu

Fig. 2. Geological cross-section A–B (see Fig. 3), tectonic background of „glacial oasis of Polish Jura”. Lithostratigraphy: K₂ – Upper Cretaceous marls, J₃ – Upper Jurassic limestones, T₃ – Upper Triassic claystones and siltstones, T₂ – Middle Triassic limestones and dolomites, D – Devonian limestones

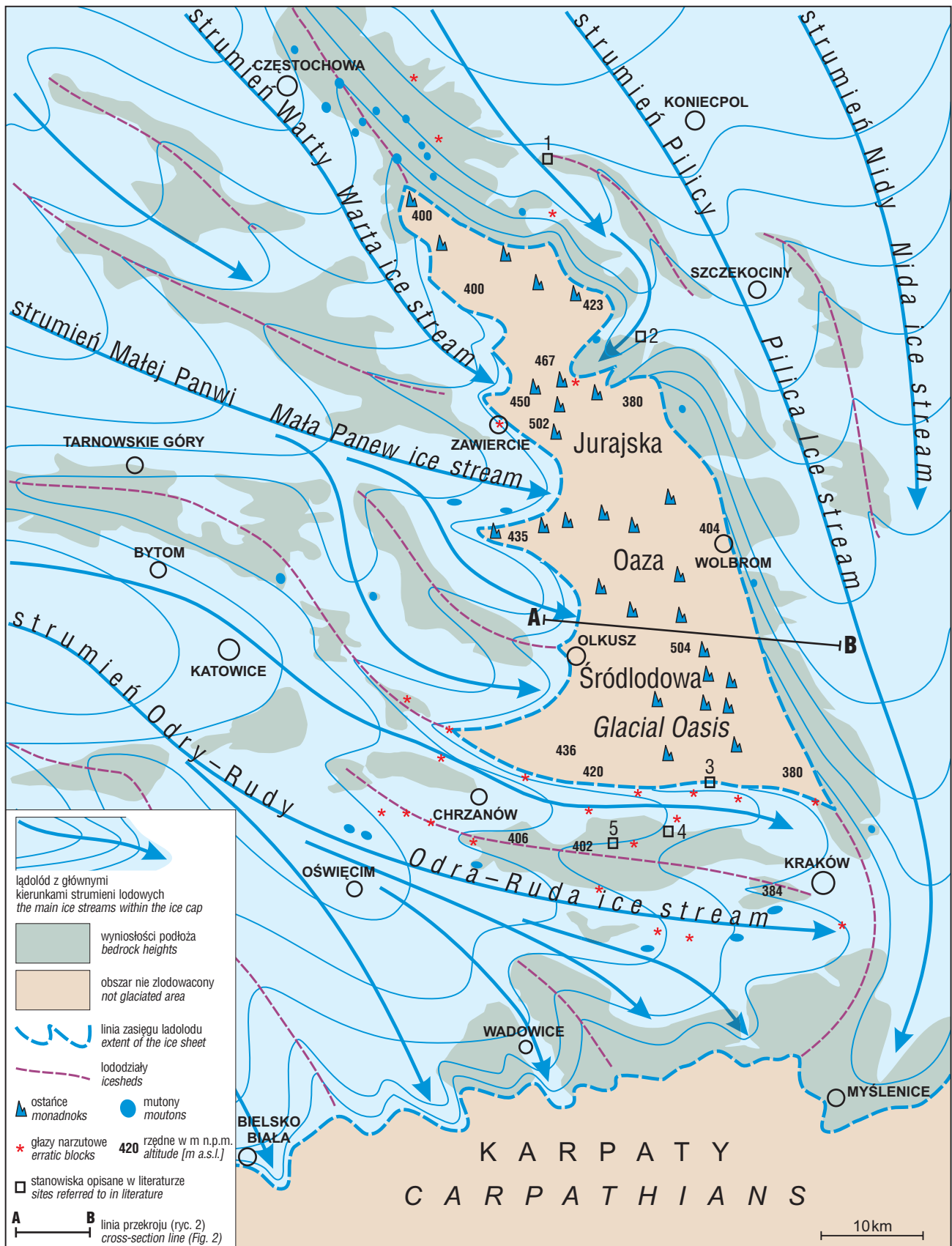
n.p.m.), z dużym prawdopodobieństwem można założyć, że miąższość poszczególnych strumieni lodowych (przy naprężeniu bazalnym od 50 do 100 kPa) wynosiła od 200 do 400 m (Lewandowski, 1988). Są to wartości jedynie dwukrotnie wyższe od deniwelacji regionalnych Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Tak więc powierzchnia otaczającego wyżynę łańdolu mogła wznosić się co najwyżej do wysokości około 600 m n.p.m. (w części południowej) oraz około 800 m n.p.m. (w części północnej). W takim przypadku centralny obszar wyżyny, wznoszący się > 400 m n.p.m., był nunatakami wklęsłym (ryc. 2). Miał on kształt rozszerzającego i wznoszącego się ku południowi klina, zorientowanego zgodnie z generalnym kierunkiem transgresji. Jego długość wynosiła około 70 km, a szerokość maksymalna – 30 km (ryc. 3).

Rozkład materiału lokalnego w osadach glacialnych Wyżyny Śląskiej dowodzi, że wielkopolski (zachodni) sektor łańdolu transgredował strumieniami Warty i Małej Panwi od północnego zachodu, docierając czołowo do kuesty górnourajskiej. Strumień śląski (odrzański) tego łańdolu, wykorzystując kopalną dolinę pra-Odry-Rudy, przemieszczał się ku wschodowi, wkraczając w obszar rowów tektonicznych rygla krakowskiego (ryc. 3). Kierunek ten zapisany jest w składzie petrograficznym żwirów glacialnych okolic Tenczynka, gdzie dominują wapień górnourajskie oraz diabazy (Rutkowski i in., 1998). Wschodnie tych ostatnich położone są na zachód od Tenczynka. Resztki osadów glacialnych, w tym głązy eratyczne, są powszechne w rejonie Chrzanowa, Krzeszowic, Czernichowa oraz na Garbie Tenczyńskim (Zaręczny, 1894, 1956), dziś już prawie całkowicie wyzbywane jako doskonały materiał budowlany. Na wschodni kierunek transportu glacialnego doskonale wskazuje obecność bloków araukarii w Bronowicach pod Krakowem (Zaręczny, 1956). Głązy eratyczne oraz glinę zwałową (prawdopodobnie spływową) w stokach Będkówki i Kobylanki zanotował W. Walczak (1956). Wspomniane osady grupują się

w ujściowych odcinkach dolin, w poziomie bramkowym, na wysokości nie przekraczającej 390 m n.p.m. Próg tektoniczny o wysokości ponad 100 m, ograniczający od północy rów krzeszowicki, był dla strumienia lodowego poruszającego się równoległe do jego przebiegu, barierą nie do pokonania, zakładając miąższość lodu < 250 m. Strumienie małopolskie (Pilicy i Nidy) płynęły natomiast od północy, wykorzystując subsekwentną dolinę pra-Pilicy na północy, a następnie tektoniczną dolinę Dłubnia na południu (ryc. 3). Śladem ich przemieszczania są wygładzone progi górno-kredowe, z obecnością deformacji glacictektonicznych koło Julianki (Różycki, 1982b) oraz pojedyncze, obłe wzgórza zbudowane z wapieni skalistych w rejonie Wolbromia i Batowic. Wspomniane wzgórza noszą wyraźne ślady mutonizacji – są to obłe kopuły (nazywane „chelmami”), wyraźnie spłaszczone w partii szczytowej.

Łańdół, realizując główny, południowy kierunek ruchu aktywnego (ekstruzywnego), mógł jedynie wnikać w obszar Jury Polskiej lokalnymi jęzorami grawitacyjnego rozpełzania (Lewandowski, 1988). W obręb „Jurajskiej Oazy Śródlodowej” dostawały się jedynie lokalne jęzory lodowcowe. Jeden z nich wnikał w dolinę Białki i Krztyni, pozostawiając osady glacialne (glinę zwałową w kontakcie z iłami warwowymi) w rejonie Pradeł (Semil, 1982) oraz zmutonizowaną skałkę pod Krocycami.

Jęzory lodowcowe, wkraczając w górne odcinki kopalnych dolin rzecznych, musiały barykadować odpływ wód ekstraglacjalnych i stwarzać doskonałe warunki do powstawania wielkich jeziorzysk zaporowych. Ślady tych zbiorników można znaleźć w profilach wierceń na obszarze: Kotliny Mitręgi koło Zawiercia, Kotliny Biskupiego Boru koło Olkusza (Lewandowski & Zieliński, 1990), kopalnej doliny Pilicy koło Szczekocin (Różycki, 1982a), kopalnej doliny Przemszy koło Chrzanowa (Kotlicka, 1969) i w wielu innych miejscach obrzeżających Wyżynę Krakowsko-Częstochowską. Osady zastoiskowe, zaburzone glacictektonicznie, znane są z okolic Tenczynka (Rut-



Ryc. 3. Paleogeografia Wyżyny Śląsko-Krakowskiej podczas zlodowacenia sanu I. Odslonięcia opisane w literaturze: 1 – Julianka (Różycki, 1982b), 2 – Pradła (Semil, 1982), 3 – Dolina Kobylańska (Walczak, 1956), 4 – Nielepice (Zaręczny, 1956), 5 – Rudna (Rutkowski i in., 1998)

Fig. 3. Palaeogeography of Cracow-Częstochowa Upland during the San I (Elsterian) Glaciation. Outcrops cited in literature: 1 – Julianka (Różycki, 1982b), 2 – Pradła (Semil, 1982), 3 – Kobylańska Valley (Walczak, 1956), 4 – Nielepice (Zaręczny, 1956), 5 – Rudna (Rutkowski et al., 1998)

kowski i in., 1998.) oraz z dolinek podkrakowskich (Zaręczny, 1956; Tyczyńska, 1968). Osady te zachowały się jednak szczątkowo, uległy bowiem zniszczeniu przez późniejszą erozję, a ich resztki zostały pogrzebane młodszymi (neoplejstoceniowymi) osadami fluwioperyglacjanymi.

Najbardziej wymowną przesłanką, przemawiającą za obecnością nunataka wklęsłego na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej, jest brak śladów mutonizacji skałek wierzchowinowych: w Górach Sokolich, w paśmie Kroczyckim, w paśmie Niegowonicko-Smoleńskim i na Płaskowyżu Ojcowskim, przy jednoczesnej obecności mutonów na Wyżynie Wieluńskiej oraz w rejonie Kusiąt koło Olsztyna (Różycki, 1960). Ślady mutonizacji posiada także wiele wzgórz skałkowych zlokalizowanych w przełomowym odcinku Wisły pod Krakowem. Nie można wszak zakładać, że rozwój ostańców wierzchowinowych odnosi się wyłącznie do neoplejstocenu.

Wiek i geneza skałek jurajskich były w literaturze różnie ujmowane – od paleogeńskich mogotów (Klimaszewski, 1958; Polichtówna, 1962; Pokorny, 1963), poprzez eoceńskie monadniki (Felisiak, 1992), po plejstocenijskie ostańce denudacyjne genezy peryglacialnej (Pawelec, 2008). Autor przychylił się do poglądu, że ostańce skaliste są różnowiekowe, w zależności od ich położenia – wierzchowinowego lub dolinnego, a czas ich rozwoju należy liczyć milionami lat (Alexandrowicz, 2004). Najstarsze formy skałkowe (wierzchowinowe) są znacznie młodsze od towarzyszących im piasków formierskich – prawdopodobnie środkowioceńskich (Lewandowski & Ciesielczuk, 1997) oraz młodsze od finalnego (wczesnopliocenijskiego) etapu rozwoju podziemnych form krasowych, które występują w obrębie skałek (Głazek & Szykiewicz, 1987; Głazek, 1989; Tyc, 2005). Rozwój ostańców skalistych rozpoczął się prawdopodobnie w pliocenie, kontynuowany był w eoplejstocenie, a ostateczna faza ich modelowania miała miejsce w plejstocenie glacialnym. Topografia skałek wierzchowinowych ma charakter twardzielców denudacyjno-krasowych i jest efektem długotrwałej denudacji selektywnej, sterowanej zmiennością facjalną budowli węglanowych (Dżułyński, 1952; Matyszkiewicz, 2004) oraz strukturami tektonicznymi płyty górnourajskiej (Dżułyński, 1953). Plejstocenijskim procesom denudacyjnym sprzyjała obecność wieloletniej zmarzliny, która unieruchamiała lub poważnie redukowała system odpływu podziemnego (krasowego). Jura Krakowsko-Częstochowska uzyskała w plejstocenie glacialnym mieszaną – krasowo-fluwialną (*fluviokarst*) charakter rzeźby (Lewandowski, 1993). Trudno jednak dopatrzeć się śladów mutonizacji ostańców skalistych, uwzględniając nawet ich późniejsze przeobrażenia w warunkach wietrzenia mrozowego (peryglacialnego). Tempo denudacji chemicznej (Rózkowski, 2006) oraz mechanicznej (Pawelec, 1997) było zbyt małe (0,02–0,05 mm/rok), żeby w ciągu ostatnich 400 tysięcy lat zatrzeć charakterystyczny kształt barańców. Innymi słowy ostańce wierzchowinowe nie były mutonizowane. Jednocześnie trudno zakładać, żeby denudacja wyprątnęła wszystkie (bez wyjątku) osady pozostawione przez łądolód.

Konsekwencją istnienia „Jurajskiej Oazy Śródlodowej” jest obecność na Jurze Częstochowskiej ogromnej ilości piasków – pokrywy fluwioglacjalnej, resztkowo

zachowanej we wszystkich obniżeniach, ale także na znacznych wysokościach, przekraczających niekiedy 400 m n.p.m. (Różycki, 1972; Lewandowski, 1994). Część tych piasków ma genezę eoliczną, jednak pierwotnym źródłem alimentacyjnym był topniejący na obrzeżach wyżyny łądolód. Większość dolinek jurajskich pełniła w tym czasie rolę dróg odpływu proglacialnego. Taką funkcję pełniła między innymi przełomowa dolina Białej Przemszy. W jej obrębie miąższość piasków dochodzi do 60 m.

Istnienie nunataka dowodzi także całkowity brak głazów narzutowych w obszarze pomiędzy Olsztynem (na północy) a Krzeszowicami (na południu). Można teoretycznie zakładać, że zostały one całkowicie wyzbierane przez człowieka. W takim jednak wypadku należało by ich oczekiwać w murach średniowiecznych zamków. Są tam obecne (oprócz skorodowanych bloków wapieni skalistych – zbieranych w okolicy), liczne kwarcyty górnokredowe (regolity), jednak skał granitoidowych nie ma w ogóle. Eratyki znacznych rozmiarów (> 0,5 m średnicy) były natomiast znajdowane na obrzeżach wyżyny – w rejonie Zawiercia i Kroczyca (Haisig & Wilanowski, 1983), a przede wszystkim w rowie krzeszowickim, zazwyczaj u podnóża progów tektonicznych (Zaręczny, 1956; Walczak, 1956; Rutkowski, 1989). Bardzo często za głązy eratyczne w obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej uznawane były bloki jasnoszarych piaskowców krzemionkowych. W rzeczywistości są to silnie zsylikowane piaski dolnej kredy (albu) i obecne na wyżynie jako regolit zniszczonej pokrywy kredowej, która zachowała się jedynie w rowach tektonicznych (Wolbromia i Krzeszowice) oraz w studniach krasowych okolic Julianki oraz Krakowa. Istnieje opinia, że w obszarze wyżyny dostawał się jedynie czysty lód, pozbawiony materiału eratycznego. Jeśli by tak było to eratyków nie byłoby także w Karpatach i to na wysokości do 400 m n.p.m. (Dudziak, 1970). Wysokie położenie eratyków w Karpatach może być także efektem neotektoniki. Amplitudę dodatnich, plejstocenijskich ruchów neotektonicznych w Karpatach Zachodnich W. Zuchiewicz (1990) szacuje na kilkadziesiąt, do ponad 150 metrów.

Osady glacialne, które pozostawił po sobie łądolód sanu I w Polsce południowej zachowały się w strzępach. Na całym obszarze Wyżyny Śląsko-Małopolskiej i na Podkarpaciu są to zazwyczaj resztki glin zwałowych, nieliczne głązy eratyczne (prawie całkowicie wyzbierane przez człowieka), a w dolinach – muły i ily zastoiskowe oraz resztkowe ostańce wysokich powierzchni fluwioglacjalnych (Lewandowski, 1987). W północnej części Wyżyny Częstochowskiej ślady pobytu łądolodu znaczą często żwirowiska krzemienne, traktowane jako „morena lokalna” (Nita, 2004). Nie zawsze pogląd ten jest prawdziwy, bowiem wspomniane krzemieniska na ogół zdradzają występowanie w podłożu formacji piasków formierskich, niezwykle bogatej w krzemienie (Lewandowski & Ciesielczuk, 1997).

Podczas deglacjacji równoleżnikowa dolina podkarpacka (późniejsza, przełomowa dolina Wisły – Brama Krakowska) pełniła rolę odpływu marginalnego, odprowadzającego wody na wschód (Klimek, 1972). W jej strefie zgromadziła się bardzo miąższa seria osadów fluwialnych i fluwioglacjalnych (lokalnie limnoglacialnych). Jej strop w okolicach Krakowa sięgał wysokości 250–260 m n.p.m. Wzgórza zbudowane z tych osadów, zachowane w strefie

południowego stoku doliny Wisły pod Krakowem, nie są formami kemowymi (Tyczyńska, 1968), ale ostańcami erozyjnymi najwyższego i najstarszego (plejstocénskiego) poziomu akumulacji dolinnej (Lewandowski & Wójcik, 2009).

Zlodowacenie odry i młodsze

Łądolód zlodowacenia odry, transgredując tym razem z północnego wschodu lobem koniecpolskim (Różycki & Lamparski, 1967), dotarł jedynie do okolic Olsztyna, Janowa i Lelowa oraz wniknął w dolinę pra-Pilicy po okolicie Szczekocin (Różycki, 1982a), pozostawiając w strefie marginalnej nieliczne moreny czołowe, nasady sandrów i resztki glin zwałowych. Łądolód wniknął jednocześnie od północnego-zachodu głębokimi lobem w dolinę Warty, aż po okolice Poraja (Lewandowski, 1987) (ryc. 1). W wymienionych dolinach epizod ten rejestrują limnoglacialne osady jeziorzysk zaporowych, na których gdzieś tam zachował się cienki poziom glin zwałowych, a na zewnątrz od linii maksymalnego zasięgu – resztkowe ostańce poziomu fluwioglacialnego (Różycki, 1982a; Lewandowski, 1987). Skomplikowany układ strumieni lodowych, wkraczających w obręb Wyżyny Wieluńskiej i północnej części Wyżyny Częstochowskiej, zrekonstruowany został w oparciu o rozrzut materiału lokalnego w morenach czołowych (Różycki & Lamparski 1967; Lewandowski, 1987). Północna część Wyżyny Częstochowskiej została w owym czasie zasypała utworami piaszczysto-żwirowymi do wysokości około 350–320 m n.p.m (Lewandowski, 1994).

Następne zlodowacenia – warty i wisły – pozostawiły na Wyżynie Częstochowskiej piętno intensywnych procesów peryglacialnych. Manifestują się one obecnością kolumnalno-deluwialnych pokryw piaszczysto-gruzowych (Kobojek, 1990; Lewandowski, 1994) i eolicznych (Szczypek, 1986). W centralnych obszarach wyżyny występują one do wysokości 380–400 m n.p.m, a ich miąższość w dolinach dochodzi do 30 metrów (Heliasz i in., 1994). W strefach stromych stoków, szczególnie u podnóża kuesty górnojurajskiej, występują liczne i rozległe osuwiska, których uruchomieniu sprzyjała obecność permafrostu (Michalska & Stupnicka, 1982). W południowo-wschodniej części obszaru dominują pokrywy lessowe wieku vistuliańskiego (Madeyska, 1982) i lokalnie (w obszarze „lelowskiej wyspy lessowej”) odwapnione lessy zlodowacenia warty z interglacialną głębą w stropie (Haisig & Wilanowski, 1983). Największe rozprzestrzenienie i największe miąższości pokrywy piaszczyste osiągają w obrzeżających dolinach. Są to ogromne stożki napływowe, nawiązujące do wysokich tarasów rzecznych górnej Warty, górnej Białej Przemszy i górnej Pilicy (Lewandowski & Zieliński, 1990; Lewandowski, 1994).

Podsumowanie

Zebrane fakty dotyczące plejstocenu Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej dowodzą, że przeważający jej obszar, wznoszący się powyżej 400 m n.p.m., nie był nigdy pokryty łądolodem i stanął podczas zlodowacenia sanu I „Jurajską Oazę Śródlodową” (Różycki, 1960). Koronnym argumentem potwierdzającym tę teorię jest brak gładów eratycznych oraz brak śladów mutonizacji skałek juraj-

skich. Teoria „nunataka wklęsłego” znajduje swoje uzasadnienie także w rekonstrukcji dynamiki ruchu łądolodu i kierunkach jego transgresji, uwzględniającej zróżnicowaną morfologię regionu oraz wykształcenie pokrywy plejstocénskiej na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej. Rozkład kierunków ruchu łądolodu podyktowany był tam obecnością głębokich, subsekwentnych dolin rzecznych. Wyodrębnienie się strumieni lodowych spowodowało, że wyniesiony próg górnojurajski został opłynięty od wschodu, zachodu i południa. Obszar wyżyny, położony około 150–200 m wyżej od otaczających go dolin, znalazł się w strefie ujemnego bilansu mas lodowych i w konsekwencji centralna część Jury Krakowsko-Częstochowskiej (między Olsztynem a Krzeszowicami) nie została pokryta lodem lub w jej obręb wniknęły jedynie lokalne jezory lodowcowe. Ta sytuacja paleogeograficzna, w odniesieniu do oaz antarktycznych, jest doskonałym przykładem zasady aktualizmu geologicznego.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W. & ALEXANDROWICZ Z. 2004 – Ewolucja rzeźby i środowiska Płaskowyżu Ojcowskiego. W: J. Partyka (red.) Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. T. 1, Przyroda, Ojców: 47–54.
- DUDZIAK J. 1970 – Studia nad kierunkami transgresji łądolodu plejstocénskiego. Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN, 66: 1–85.
- DŻUŁYŃSKI S. 1952 – Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21: 125–181.
- DŻUŁYŃSKI S. 1953 – Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Pol., 3, 3: 325–440.
- FELISIAK I. 1992 – Osady krasowe oligocenu i wczesnego miocenu oraz ich znaczenie dla poznania rozwoju tektoniki i rzeźby okolic Krakowa. Ann. Soc. Geol. Pol., 62: 173–207.
- GLĄZEK J. 1989 – Paleokarst of Poland. W: P. Bosak et al., Paleokarst. A Systematic and Regional Review. Eds. Elsevier-Academia: 77–105.
- GLĄZEK J. & SZYŃKIEWICZ A. 1987 – Stratygrafia młodotrzeciorzędowych i staroczwartorzędowych osadów krasowych oraz ich znaczenie paleogeograficzne. [W:] A. Jahn, S. Dyjor (red.) Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 113–130.
- HASIG J. & WILANOWSKI S. 1983 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Pradła, Wyd. Geol., Warszawa.
- HELIASZ Z. LEWANDOWSKI J. & LISZKOWSKI J. 1994 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Żarki, Wyd. Geol., Warszawa.
- JANIA J. 1993 – Glacjologia. PWN, Warszawa, 359 s.
- KLIMASZEWSKI M. 1958 – Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. Przegląd Geograficzny, 30: 421–438.
- KLIMEK 1972 – Kotlina Raciborsko-Oświęcimska. [W:] M. Klimaszewski (red.) Geomorfologia Polski, 1: 116–134, PWN, Warszawa.
- KOBOJEK S. 1990 – Elementy peryglacialne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części Wyżyny Częstochowskiej. Acta Geograph. Lodz., 60: 1–115.
- KOTLIĆKA G.N. 1969 – Uwagi o paleogeografii dolnego odcinka pradoliny Przemszy. Biul. Inst. Geol., 220: 325–345.
- LEWANDOWSKI J. 1987 – Zlodowacenie Odry na Wyżynie Śląskiej. Biul. Państw. Inst. Geol., 31: 247–312.
- LEWANDOWSKI J. 1988 – Charakter i dynamika ruchu łądolodu w świetle obserwacji współczesnych zjawisk glacialnych i badań nad łądolodami plejstocenu. Prace Nauk. Uniw. Śl., Geologia, 9: 7–24.
- LEWANDOWSKI J. 1993 – Rzeźba podczwartorzędowa regionu śląsko-krakowskiego i jej ewolucja morfogenetyczna. Folia Quatern., 64: 101–121.
- LEWANDOWSKI J. 1994 – Pokrywy fluwioperiglacialne Wyżyny Częstochowskiej. Prz. Geol., 12: 1009–1013.
- LEWANDOWSKI J. 1996 – Główne czynniki neogénskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego. Acta Geogr. Lodz., 71: 131–148.
- LEWANDOWSKI J. 2009 – Cenozoic development of the Częstochowa Upland – disputable problems. [W:] K. Stefaniak, A. Tyc, P. Socha

- (red.) Karst of the Częstochowa Upland and of the Eastern Sudetes. Studies of the Faculty of Earth Sciences University of Silesia, nr 56: 57–66.
- LEWANDOWSKI J. & ZIELIŃSKI T. 1990 – Wiek i geneza osadów kopalnej doliny Białej Przemszy (Wyżyna Śląska). Biul. Państw. Inst. Geol., 364: 97–126.
- LEWANDOWSKI J. & CIESIELCZUK J. 1997 – Przyczynek do poznania regolitów krasowych Wyżyny Śląskiej. Prace Nauk. Uniw. Śl., Geologia, 14: 139–152.
- LEWANDOWSKI J. & WÓJCIK A. 2009 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 25 000, ark. Niepołomice, wraz z objaśnieniami. PIG, Warszawa.
- LISZKOWSKI J. 1976 – W sprawie lodowcowego pochodzenia materiału trzeciorzędowego z centralnych rejonów Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., 8: 463–468.
- LINDNER L. 2001 – Problem wieku i zasięgu lądolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. Prz. Geol., 49 (9): 819–821.
- ŁOZIŃSKI W. 1912 – Beiträge zur Oberflächengeologie des Krakauer Gebietes. Jb. Geol. Anst., 62: 71–86.
- MADEYSKA T. 1982 – Charakterystyka lessów między Zawadką i Siedliskami koło Szczekocin. Biul. Geol. U.W., 26: 75–87.
- MATYSZKIEWICZ J. 2004 – Skały Rzędkowickie – przykład poligenicznej genezy ostańców na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej. [W:] W. Partyka, A. Tyc. (red.) Od Złotego Potoku do Ojcowa. wyd. Ojcow: 67–69.
- MICHALSKA Z. & STUPNICKA E. 1982 – Strefa osuwiskowa na Górze Włodowskiej (Jura Polska). Biul. Geol. U.W., 26: 173–189.
- MOJSKI J.E. 2005 – Ziemia polskie w czwartorzędzie. PIG, Warszawa, 404 s.
- NITA J. 2004 – Walory krajobrazowe form skalnych na Wyżynie Częstochowskiej. [W:] J. Partyka (red.) Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. T. 1, Przyroda, Ojcow: 55–60.
- PAWELEC H. 1997 – Przejawy procesów peryglacialnych w rzeźbie Płaskowyżu Ojcowskiego. Prz. Geol., 45: 313–316.
- PAWELEC H. 2008 – Geneza skałek wierzchowinowych Płaskowyżu Ojcowskiego na podstawie badań osadów stokowych. Geologos, 14: 163–176.
- POKORNY J. 1963 – The development of mogotes in the southern part of the Cracow Upland. Bulletin Pol. Acad. Pol. Sc., Ser. Geol. et Geogr., 11: 169–175.
- POLICHTÓWNA J. 1962 – Ostańce Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, ich geneza i znaczenie w krajobrazie. Ochrona przyrody, 28: 255–284.
- PRZYBYLSKI B. 2008 – Geomorphic traces of a Weichselian ice stream in the Wielkopolska Lowland, western Poland. Boreas, 37: 286–296.
- RÓŻKOWSKI J. 2006 – Wody podziemne utworów węglanowych południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i problemy ich ochrony. Prace Nauk. Uniw. Śl., 2430, Katowice, 263 s.
- RÓŻYCKI S.Z. 1960 – Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów. Prz. Geol., 8: 421–429.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa, 316 s.
- RÓŻYCKI S.Z. 1982a – Czwartorzęd okolic Lelowa. Biul. Geol. U.W., 26: 49–61.
- RÓŻYCKI S.Z. 1982b – Zaburzenia glacialitektoniczne w rejonie Julianki. Biul. Geol. U.W., 26: 162–171.
- RÓŻYCKI S.Z. & LAMPARSKI Z. 1967 – Kierunki ruchu lodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części Jury Polskiej. Acta Geol. Pol., 17 (3): 369–390.
- RUTKOWSKI J. 1989 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Kraków, wraz z objaśnieniami. PIG, Warszawa.
- RUTKOWSKI J., ZUCHIEWICZ W., BLUSZCZ A. & HELIOS-RYBICKA E. 1998 – Lithology of glacial sediments of Sanian-2 (Elsterian-2) stage in Tenczynek Basin, Kraków Region, southern Poland. Ann. Soc. Geol. Pol., 68: 247–265.
- SEMIL J. 1982 – Plejstocenańska akumulacja w dolinie Ksztyńni koło Pradeł (Jura Polska). Biul. Geol. U.W., 26: 63–73.
- SZCZYPEK T. 1986 – Procesy wydmytawcze w środkowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej na tle obszarów przyległych. Prace Nauk. U.Ś., 823, 183 s.
- TYC A. 2005 – Relikty krasu podziemnego we współczesnej morfologii ostańców Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Materiały Konferencji VII Zjazdu Geomorfologów Polskich. wyd. Kraków: 481–486.
- TYCZYŃSKA M. 1968 – Rzeźba i budowa geologiczna terytorium miasta Krakowa. Folia Geogr. Ser. Geogr. Phys., 5: 9–31.
- WALCZAK W. 1956 – Utwory czwartorzędowe i morfologia południowej części Jury Krakowskiej w dorzeczu Będkówki i Kobylanki. Biul. Inst. Geol., 100 (7): 420–453.
- ZARĘCZNY S. 1894 – Atlas Geologiczny Galicji w skali 1 : 75 000, arkusze: Chrzanów – Krzeszowice i Kraków.
- ZARĘCZNY S. 1956 – Mapa geologiczna okolic Krakowa i Chrzanowa. Wyd. Geol., Warszawa, 290 s.
- ZUCHIEWICZ W. 1990 – Morphological development of the Beskid Niski Mts. and Quaternary paleogeography of the Polish Flysch Carpathians. Kwart. Geol., 33: 541–560.

Praca wpłynęła do redakcji 18.11.2010 r.
Po recenzji akceptowano do druku 21.03.2011 r.