

Uwagi o geomorfologii doliny Czarnej Hańczy

Okolice jeziora Hańcza, a przede wszystkim obszar leżący na wschód i południowy wschód od tego jeziora aż do południka jeziora Wigry mają bardzo urozmaiconą rzeźbę glacialną i przez to są godne bliższego poznania. Wyżyna tego obszaru należy do jednostki morfologicznej zwanej garbem suwalskim, który jest utworem akumulacji lodowcowej. Powierzchnia wyżyny jest pagórkowata i falista. Pagórki są bardzo rozmaitej wysokości i różnych kształtów. Wysokość terenu waha się od 170 do 290 m n.p.m. Na północ od Suwałk teren wznosi się do wysokości 230÷250 m n.p.m., a na południe obniża się i przechodzi w lekko falistą równinę usypaną z piasku i żwiru. Jest to obszar sandru o wysokości powierzchni 175÷185 m.

Region ten przy zetknięciu sandru z wyżyną przecina w kierunku NW—SE dolina Czarnej Hańczy, mająca tu szerokość około 1 km. W górnej części, koło wsi Bochanowo, dolina ta leży na wysokości 220 m n.p.m., a koło Suwałk obniża się do 167 m. Spadek na odległości 17 km wynosi 53 m (3 m na 1 km). Tą szeroką doliną meandruje dzisiejsza rzeczka Czarna Hańcza, której szerokość w środkowej części wynosi 4÷7 m. W dolinie dają się wyróżnić trzy tarasy erozyjne, które stwierdził i szeroko opisał S. Pietkiewicz (1928).

Przytaczam tu dane o tarasach według S. Pietkiewicza. Pierwszy, czyli dolny, zajmuje wąską przestrzeń i stanowi dzisiejszy taras zalewowy. Taras drugi wznosi się nad pierwszym 6÷8 m. Ciągnie się on wyraźnie po obu stronach rzeki od młyna Turtul aż po Suwałki. Trzeci taras występuje tylko płacami w dolinie tej rzeki. W górnym biegu jest on słabiej rozwinięty. Najszerszy jest po północno-wschodniej części miasta Suwałki. Na całej przestrzeni od Suwałk aż do Turtula przy ujściu Szyszupki możemy obserwować jedynie jego fragmenty. Poza doliną rozpościera się od południowej strony akumulacyjna powierzchnia sandru. Wszystkie trzy tarasy bardzo dobrze zaznaczają się na niedużym obszarze zakola Czarnej Hańczy przy wsi Zarzecze Jeleniewskie.

Garb suwalski jest terenem długiego postoju lądolodu stadium pomorskiego. Główny ciąg najdalej na południe wysuniętych moren czołowych biegnie przez następujące miejscowości: Krasnopol, Lipniak, Jeleniewo, Szurpiły, Bochanowo, Hańcza. Z miejsca głównego postoju lądolód kilka-

krótko oscylował na południe. S. Wołosowicz (1926) stwierdził tu wielką oscylację i nazwał ją „transgresją wiegierską”. Łądocłód wkroczył wtedy daleko na sandr augustowski, aż poza południowy brzeg jeziora Wigry. S. Pietkiewicz (1928) stwierdzając następnie na sandrze górny 1÷1,5-metrowy poziom niuwarstwionego żwiru z piaskiem i niewielkimi głazami, a głębiej żwiru i piaski uwarstwione, potwierdził pogląd S. Wołosowicza o pierwszej najdalej wysuniętej oscylacji, konstatując przy tym jeszcze dwie oscylacje o mniejszych zasięgach. Pietkiewicz stwierdza i ustala nawet pewne miejsca zasięgu drugiej oscylacji w suchej ekstraglacjalnej Dolinie Jeleniewskiej. Postój tej drugiej oscylacji zaznacza się na równoleżniku wsi Szwajcaria, a zasięg trzeciej oscylacji — w tejże dolinie pomiędzy Jeleniewem a Prudziskami koło wsi Rojsk. Do czołowych moren drugiej oscylacji zaliczam utwory ciągnące się na linii Krzywe, Mackowa-Ruda, Pogorzelec. Jest to teren położony na południowy wschód od Suwałk.

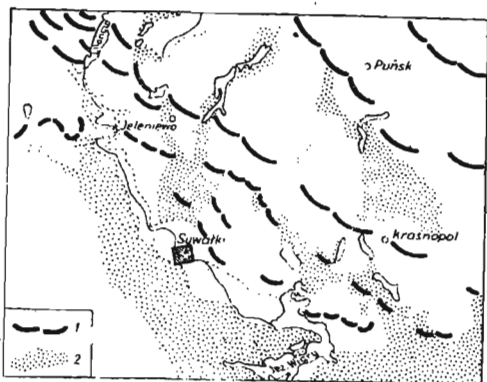


Fig. 1. Główne elementy morfologii glacialnej w okolicy Suwałk

Main elements of the glacial morphology of the region of Suwałki

1 — moreny czołowe, 2 — sandry

1 — terminal moraines, 2 — outwash plains

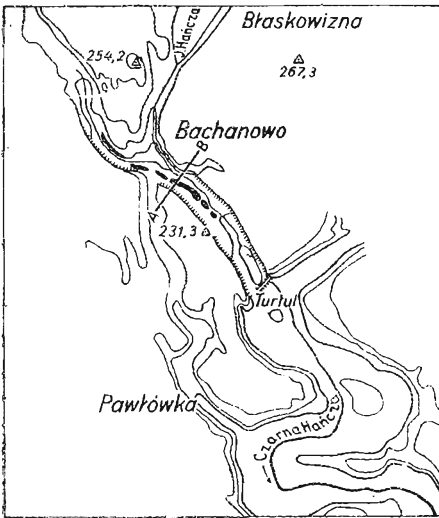
W odległości 12 km na północ od głównego postoju łądocłodu przebiega w kierunku NW—SE następny ciąg moren czołowych (przez miejscowości: Dworczyisko, Żegary, Bubele, Wiłkopedzie, Rejsztokiemie, Szlinokiemie, Szoltany, Szypliszki). Na południe od tej fazy postoju łądocłodu rozpościerają się obszary sandrów, nieco mniej rozległe od sandru suwalsko-augustowskiego. Na obszarze sandrowym tego postoju zaznacza się duża ilość jezior rynnowych, jako pozostałości rynien po pierwszej fazie zasięgu łądocłowca. Ponieważ nie zostały one zasypane piaskiem podczas drugiej fazy cofającego się łądocłowca, należy sądzić, że rynny te były wówczas wypełnione lodem, po stopieniu którego pozostały wydłużone niecki dzisiejszych jezior.

Trzeci i ostatni ciąg moren czołowych na terenie suwalskim znajduje się na północno-wschodnim skraju granicy Polski i biegnie poczynając od północnego końca jezior Gaładuś przez wsie: Sankury, Poluńce, Berezyniki i dalej w kierunku północno-zachodnim na terenie Litwy. Na obszarze Suwalszczyzny, już poza granicami Polski, na północy aż do Niemna występują jeszcze ciągi moren czołowych dwu odrębnych postojów. Morfologia glacialna tego terenu opisana jest obszerniej w pracy C. Pachuckiego (1952).

Ckres maksymalnego zasięgu łądocłodu i początek cofania się jego z linii długotrwałego postoju nazwiemy pierwszą fazą rozwoju spływających wód. Wody spływały wówczas po powierzchni sandru suwalsko-augustowskiego do pradoliny Biebrzy, skąd odpływały na południowy zachód do Narwi, a Narwią aż do pradoliny warszawsko-toruńskiej. Do-

lina Czarnej Hańczy wówczas jeszcze nie istniała. Dopiero później, kiedy lądolód cofnął się na północ, zmniejszona ilość wody nie rozlewała się szeroko po sandrze suwalskim, lecz ograniczała się do prądu szerokości około 1 km i erodowała w sandrze dolinę Czarnej Hańczy. Wody tej fazy wycięły sobie w sandrze dolinę do głębokości 10÷13 m. Jest to poziom dzisiejszego trzeciego tarasu Czarnej Hańczy na wysokości 10÷15 m nad poziomem wody tej rzeki. Wody pierwszego stadium rozwoju Czarnej Hańczy prawdopodobnie wpływały już do górnego odcinka Niemna, który wówczas odpływał przypuszczalnie do pradoliny Biebrzy-Narwi. Wysokość trzeciego tarasu górnego Niemna wynosi według W. Rewieńskiej (1933) 13÷17 m.

Na poziomie trzeciego tarasu w górnej części Czarnej Hańczy wody spływające z jeziora Hańcza przecinały wówczas prostopadle biegnącą dolinkę z zachodu, tworząc skrzyżowanie dolinek w postaci litery „X” (fig. 2). W tym miejscu część wód spływała dolinką na południe, a później



skrecała na wschód i wlewała się do właściwej Czarnej Hańczy przy wsi Malisowizna. Inna część wód płynęła na wschód do ujścia Szeszupy, wpadającej wówczas do Czarnej Hańczy przy młynie Turtul. Dzisiaj dolinka ta, odprowadzająca ongiś wody wprost na południe i mająca wylot do Czarnej Hańczy koło Malisowizny, jest zupełnie sucha. Szerokość jej płaskiego dna wynosi 150 m. Wcięcie dolinki, licząc od powierzchni

Fig. 2. Mapa występowania „ozu” w dolinie górnej Czarnej Hańczy
Map fragment showing the “esker” in the valley of the upper Czarna Hańcza river

sandrowej, wynosi 13 m, a od poziomu wody w dzisiejszej Czarnej Hańczy 15 m. Dno usypane jest dużymi głazami, które trzeba uważać za rezydua rozmytej moreny. Dno suchej dolinki odpowiada wysokości trzeciego tarasu. Szczątki trzeciego tarasu można spotkać na całej długości Czarnej Hańczy, od wspomnianej suchej dolinki aż do Suwałk. W górnym odcinku doliny spotykamy je w postaci skrawków albo w formie wysepek różnego kształtu.

W następnej fazie rozwoju doliny, prawdopodobnie wskutek pewnego podniesienia się terenu albo obniżenia bazy erozyjnej, wody Czarnej Hańczy wycięły się głębiej o mniej więcej 10 m. Poziom dna ówczesnej rzeki odpowiada poziomowi dzisiejszego tarasu drugiego, na wysokości 6÷8 m. Wody w tym okresie nie płynęły już wyżej wymienioną dolinką w górnym odcinku Czarnej Hańczy, lecz w jednym kierunku na wschód. Wody spływające z zachodu doliną dzisiejszego strumyka Kozikówki i wody płynące z północy od jeziora Hańcza skierowały się na wschód przez dzisiejszą

dolinę i płynęły dwoma strumieniami, tworząc erozyjny garb, wydłużony na kształt ozu (tabl. I, fig. 4). S. Pietkiewicz (1928) opisał tę erozyjną formę jako typowy oz. Wysokość powierzchni ozokształtnego garbu równa się wysokości dna suchej dolinki, a więc jest to relikwyt trzeciego tarasu. Relikwyt taki można spotkać w kilku miejscach doliny Czarnej Hańczy. Za tym, że nic jest to oz, przemawia szereg faktów. Po pierwsze, kiedy łądogód stacjonował w pobliżu Hańczy, dolina ta do głębokości drugiego tarasu (22 m poniżej powierzchni sandrowej) jeszcze nie istniała. Na tej głębokości znajduje się najwcześniejsza podstawa „ozu”. Wówczas kiedy wody wcięły się w dolinę do głębokości 22 m, do poziomu dzisiejszego drugiego tarasu, łądogód był daleko na północy w okolicy środkowej Litwy, na linii moren czołowych łuku kowieńskiego. Po drugie, gdyby to był właściwy oz, materiał, z którego jest zbudowany, powinien być inny niż otaczające go zbocza doliny Czarnej Hańczy. Po przekopaniu szurfów na zboczu „ozu” i na zboczu doliny, naprzeciwko tego erozyjnego relikwytu okazało się, że budowa ich jest identyczna. Dla przykładu podaję tu opis przekroju geologicznego na zboczu „ozu”.

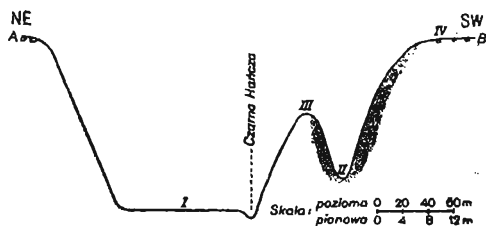


Fig. 3. „Oz” turtulski w dolinie Czarnej Hańczy

The Turtul “esker” in the Czarna Hańcza valley

Od góry:

- 0,00÷1,50 m piasek żółtawo-brunatny średnioziarnisty;
- 1,50÷2,50 żwirek drobny, ziemisty, z gładzikami;
- 2,50÷6,50 piasek drobnoziarnisty z nielicznymi gładzikami, jasno-żółty;
- 6,50÷9,50 piasek podobny jak wyżej z nieco większą domieszką ziarn grubszych.

Zbocze doliny naprzeciwko „ozu”:

Poziom na wysokości grzbietu „ozu”:

- 0,00÷2,00 m piasek jasnożółty z gładzikami;
- 2,00÷3,50 żwirek ziemisty z gładzikami;
- 3,50÷4,50 piasek drobno- i średnioziarnisty;
- 4,50÷9,50 piasek jasny średnioziarnisty.

Na zboczu doliny, jak również na zboczu „ozu”, piaski mają ten sam skład, tę samą grubość ziarna i analogiczny sposób uwarstwienia (fig. 3).

Szerokość doliny na zachód od młyna Turtul wynosi przeciętnie około 200 m, a szerokość ozokształtnego garbu u podstawy około 50 m. Podobne ozokształtne formy napotyka się w dolinie Czarnej Hańczy 10 km na wschód od Turtula w okolicy wsi Okragłe. Tu również znajduje się podłużny garb, jako relikwyt erozyjny trzeciego tarasu. Jego zbocze północno-zachodnie wynosi 10 m wysokości, a południowo-wschodnie 15 m (tabl. I, fig. 5).

Po utworzeniu się ozokształtnych garbów dalszy rozwój doliny Czarnej Hańczy postępował już w związku z działaniem wód atmosferycznych i gruntowych. Łądolód był w tym okresie na terenie Łotwy i Estonii. Wody Niemna z jego dopływami przedarły się przez moreny okolicy Wilkiszki i popłynęły do bałtyckiego jeziora lodowego. Bazą erozyjną tej fazy była powierzchnia wody jeziora lodowego, nieco wyższa od obecnej powierzchni Morza Bałtyckiego. Przebieg tworzenia się tarasów Niemna i jego dopływów szczegółowo opisali J. Kondracki (1947) i A. Basałykas (1955).

W następnej fazie rozwoju dolin rzecznych, kiedy Bałtyk (w fazie Yoldia) osiągnął najniższy poziom (—60 m) w porównaniu z dzisiejszym, wgłębna erozja rzeczna postępowała naprzód, przekroczyła nawet o kilka do kilkunastu metrów obecną głębokość. Fakty te możemy i obecnie stwierdzić w dolinie Czarnej Hańczy.

Tabela 1

Skład granulometryczny piasków ze zbocza „ozu” i zbocza doliny

Głębokość wkopu w m	Zbocze „ozu”									
	Średnica ziarn w mm									
	>10	10÷5	5÷3	3÷2	2÷1	1÷0,5	0,5÷0,25	0,25÷0,1	0,1÷0,05	0,05>
0,00÷1,50	—	2,4	1,0	1,2	1,3	5,0	27,2	55,9	5,1	0,9
1,50÷2,50	22,1	9,2	5,1	5,8	9,0	28,9	10,0	7,2	1,0	0,9
2,50÷3,50	0,7	1,8	1,7	1,6	2,1	9,0	29,8	48,3	4,7	0,3
3,50÷6,50	—	0,6	0,8	1,0	1,5	10,0	32,0	50,8	2,8	0,5
6,50÷9,50	5,0	3,9	1,3	1,7	2,0	8,5	29,2	43,2	4,2	1,0
Głębokość wkopu w m	Zbocze doliny									
	Średnica ziarn w mm									
	> 10	10÷5	5÷3	3÷2	2÷1	1÷0,5	0,5÷0,25	0,25÷0,1	0,1÷0,05	0,05>
0,00÷1,50	—	1,6	1,2	1,6	1,9	10,1	33,8	43,3	6,0	0,5
1,50÷2,50	22,2	17,0	8,7	8,7	10,1	19,7	8,1	3,7	0,7	0,5
2,50÷3,50	1,5	2,2	0,6	0,7	1,3	5,0	27,0	57,7	3,6	0,4
3,50÷6,50	6,7	2,0	0,9	1,0	1,9	9,7	38,3	36,4	2,7	0,4
6,50÷9,50	6,7	2,7	2,6	3,2	3,8	14,3	32,1	32,9	1,2	0,5

W postglacjale w okresie litorynowym rozwoju Bałtyku na łądzie zachodziły ruchy epeirogeniczne obniżające, poziom wód Bałtyku był zaś wyższy od obecnego o 10 m. W następstwie wody zaczęły splywać znacznie wolniej. Na miejsce erozji przyszła akumulacja w dolinach rzecznych. Przypada to na klimat atlantycki, a więc ciepły i wilgotny. W dolinie znalazły się ląchy stojącej wody, w których tworzyły się torfy. Badania tych torfowisk dolinnych na podstawie analizy pyłkowej uwiaryściłyby okres rozwoju torfowisk dolinnych i moglibyśmy dokładniej datować rozwój dolin tego stadium.

Cała historia doliny Czarnej Hańczy nie odbiega daleko od historii innych rzek i rzeczek na Suwalszczyźnie, które są dopływami Niemna, jak również i samego Niemna. Stwierdzenie występowania w dolinie Czarnej

Hańczy wydłużonych garbów ozokształtnych, nagromadzenia dużych głazów narzutowych na tarasach w pewnych miejscach doliny oraz niewielkich nierówności na tarasie drugim nie wymaga wprowadzenia oscylacji lodowca do wytłumaczenia tych zjawisk; jak sądził S. Pietkiewicz, ponieważ w tym stadium rozwoju doliny lodowce były zbyt daleko na północy, aby mogły z powrotem oscylować na tak dalekich przestrzeniach.

Wszystkie te zjawiska dają się wytłumaczyć w znacznie prostszy sposób zwykłą erozją wód i innymi czynnikami akumulacyjnymi i denudacyjnymi zachodzącymi i dzisiaj na powierzchni Ziemi.

Uniwersytet MCS w Lublinie
Nadesłano dnia 24 lutego 1961 r.

PIŚMIENICTWO

- BАСАЛЫКАС А. (1955) — Геоморфологическая характеристика речных долин бассейна р. Немана в пределах Литовской ССР. Научные сообщения Акад. Наук Лит. ССР, 1. Вильнюс.
- KONDRACKI J. (1947) — Z morfogenezy doliny dolnego Niemna. Prz. geogr., 21, p. 11—36, nr 1—2. Warszawa.
- PACHUCKI C. (1952) — O przebiegu moren czołowych ostatniego zlodowacenia północno-wschodniej Polski i terenów sąsiednich. Biul. Państw. Inst. Geol., 65, p. 355—393. Warszawa.
- PIETKIEWICZ S. (1928) — Pojezierze Suwalszczyzny Zachodniej (Zarys morfologii lodowcowej). Prz. geogr., 8, p. 183—222. Warszawa.
- REWLEŃSKA W. (1933) — Kilka uwag o dolinie przelomowej Niemna pod Grodnem. Prz. geogr., 13, p. 170—174. Warszawa.
- WOLLOSOWICZ S. (1926) — Morena denna tzw. „transgresji wigierskiej“ i jej znaczenie w budowie dyluwium Pojezierza Suwalskiego. Spraw. Państw. Inst. Geol., 3, p. 434—465. Warszawa.

Чеслав ПАХУЦЬКИ

О ГЕОМОРФОЛОГИИ ДОЛИНЫ ЧАРНОЙ ГАНЬЧИ

Резюме

В районе Сувалк в Польше констатированы три ряда конечных морен отдельных фаз отступающего ледника. На этой территории поморская стадия переступает и перекрывает предыдущие стадии последнего оледенения. Перед моренами главной фазы с южной стороны расстилается великий сувальско-августовской зандр.

Этот регион при стыке зандра с возвышенностью пересекает в направлении СЗ-ЮВ долина Чарной Ганьчи шириной около 1 км. В долине можно выделить три террасы. Первая — пойменная аккумулятивная, вторая, выше 6—8 м над первой — эрозионная и третья, 12—15 м над первой — эрозионная. Зандровый горизонт залегает на высоте 30 м от уровня реки. С. Петкевич (1928) первый детально описал террасы Чарной Ганьчи.

Во время остановки ледника главной фазы на этой территории образовывалась поверхность зандра, а долина Чарной Ганьчи тогда еще не существовала. После отступления ледника на месте остановки второй фазы, около 12—15 км к северу от верхнего течения Чарной Ганьчи, воды врезались в зандровую поверхность и возникла долина до глубины 13 м на высоте теперешней третьей террасы, т. е. около 15 м от уровня реки. После отступления ледника еще дальше к северу, вода врезалась глубже и дно тогдашней реки соответствует теперь второй современной террасе на высоте 6—8 м.

В этой фазе в долине Чарной Ганьчи образовались озоподобные эрозионные реликты. Одно из таких озоподобных образований в верхнем течении долины этой реки С. Петкевич (1928) считает истинным озом. Петрографический анализ склонов „оза” и долины выявил идентичность строения. Это является одним из доказательств того, что продольные горбы в долине не озы, а озоподобные эрозионные реликты меандрирующей реки. Когда долина находилась на глубине современной второй террасы, ледник находился слишком далеко к северу, чтобы мог осцилировать вплоть до долины и образовать там оз.

Czesław PACHUCKI

COMMENT ON THE GEOMORPHOLOGY OF THE CZARNA HAŃCZA VALLEY (NORTH-EASTERN POLAND)

Summary

In the Suwałki region, on Polish territory, there may be observed three belts of terminal moraines left by successive phases of the retreating inland ice. In this area, the Pomeranian stage transgresses and covers the earlier stages of the last glaciation. Southwards, in front of the moraines of the principal phase, there extends the large Suwałki—Augustów outwash plain.

At the contact of this outwash plain with the upland, this region is dissected in a NW — SE direction by the valley of the Czarna Hańcza, about 1 km. wide. In this valley three terraces may be observed: the first terrace, of the flood — accumulation type, — the second, erosive terrace, 6—8 m. above the first, — and the third, erosive terrace, some 12—15 m. above the first. The outwash level is elevated 30 m. above the river level. S. Pietkiewicz (1928) was the first to describe the Czarna Hańcza terraces.

During the halting stage of the inland ice of the main phase, the surface of outwash plain was formed in this region, while the Czarna Hańcza valley did not yet exist there. After the inland ice had retreated to its line of halting stage of the

second phase, some 12—15 km. northwards from the upper course of the Czarna Hańcza river, the water incised the outwash plain and a valley developed, up to 13 m. deep, at the level of today's third terrace, i.e. some 15 m. from the river level. When the inland ice retreated northwards further yet, the water cut its channel deeper so that the bottom of the river of that period corresponds to the present-day second terrace, 6—8 m. high.

During this phase, esker-like erosive relics were formed in the Czarna Hańcza valley. S. Pietkiewicz (1928) considered one of these esker-like forms, found in the upper part of the river valley, to be an proper esker. However, a petrographic analysis of material taken from the slope of this "esker" and of the valley slope proved their structure to be identical. This may serve as evidence that longitudinal hummocks in a valley are not eskers, but esker-like erosive relics of a meandering river. At the period when the depth of the valley equalled the present-day second terrace, the inland ice was too far distant northwards to have its oscillations reach the valley and form an esker there.

TABLICA I

Fig. 4. Przekrój poprzeczny przez „oz” i dolinę Czarnej Hańczy
Transverse section of “esker” and Czarna Hańcza valley

Fig. 5. Ozokształtny garb w dolinie Czarnej Hańczy w okolicy wsi Okrągłe
Esker-like hummock in the Czarna Hańcza valley, near Okrągłe village



Fig. 4



Fig. 5