POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 94

KAZIMIERZ KLIMEK

WSPÓŁCZESNE PROCESY FLUWIALNE I RZEŹBA RÓWNINY SKEIDARÁRSANDUR (ISLANDIA)

WROCŁAW • WARSZAWA • KRAKÓW • GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (*Macrolepidoptera*). 1965, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca, 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., zł 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, zł 30,—
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., zł 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., zł 18,—
69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, zł 28,—
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + + 4 fot., zł 19,—
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, zł 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950—1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, zł 24,—
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 67,—

http://rcin.org.pl

z serdecznymi pozdrowieniami
od autora

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 94

http://rcin.org.pl

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
Но 94

КАЗИМЕЖ КЛИМЕК

СОВРЕМЕННЫЕ ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ РАВНИНЫ СКЕЙДАРАУРСАНДУР (ИСЛАНДИЯ)

*

GEOGRAPHICAL STUDIES
№ 94

KAZIMIERZ KLIMEK

PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES AND RELIEF OF THE SKEIDARÁRSANDUR PLAIN (ICELAND)

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 94

KAZIMIERZ KLIMEK

WSPÓŁCZESNE PROCESY FLUWIALNE I RZEŹBA RÓWNINY SKEIDARÁRSANDUR (ISLANDIA)

WROCŁAW • WARSZAWA • KRAKÓW • GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1972

http://rcin.org.pl

Komitet Redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Redaktor Róża Wojtowska

Redaktor techniczny Michał Łyssowski

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1972. Nakład: 700+130. Objętość: ark. wyd. 12,50, ark. druk. 8,75+9 wkl., ark. A1 17. Papier ilustr. kl. III, 80 g, 70×100. Oddano do składania 21 VI 1971. Podpisano do druku 2 I 1972. Druk ukończono w lutym 1972. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 699/71 – K-5
Cena zł 32. –

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

Wstęp 7
Zarysowanie problemu 7
Cel pracy 10
Metoda 10
I. Charakterystyka budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Vatnajökull 13
Budowa geologiczna otoczenia Skeidarárjokull 14
Rzeźba Skeidarárjökull i jego otoczenia 15
II. Morfologiczna działalność wód roztopowych — osady i formy 20
Ruch wody w rzekach 20
Reżim rzek proglacjalnych i jego rola w procesach fluwialnych 25
Rzeki przedpola Skeidararjokull i ich reżim 28
Transport materii mineralnej w rzekach przedpola Skeidarárjokull . . . 32
Transport zawiesiny 32
Transport denny 37
Formy i osady dużych rzek 42
Erozja denna, bruki erozyjne 43
Erozja boczna 50
Akumulacja — osady i formy 52
Formy i osady małych strumieni, biorących początek z czoła lodowca . . 69
Transport i akumulacja osadów 71
Erozja brzegów i migracja koryt 76
Formy i osady rzek wypływających z jezior przylodowcowych 78
Zestawienie wyników 86
III. Rzeźba Skeidararsandur jako rezultat działalności wód proglacjalnych . . 90
Stosunek moren czołowych do równiny sandrowej 90
Rzeźba i budowa równiny Skeidararsandur 95
Wzajemny stosunek i warunki akumulacji pokryw sandrowych we wschodniej części Skeidarársandur 100
Wzajemny stosunek i warunki akumulacji pokryw sandrowych w zachodniej części Skeidararsandur 103
Zestawienie wyników 106
IV. Wnioski 109
Literatura 112
Резюме 120
Summary 129
Indeks nazwisk 137

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

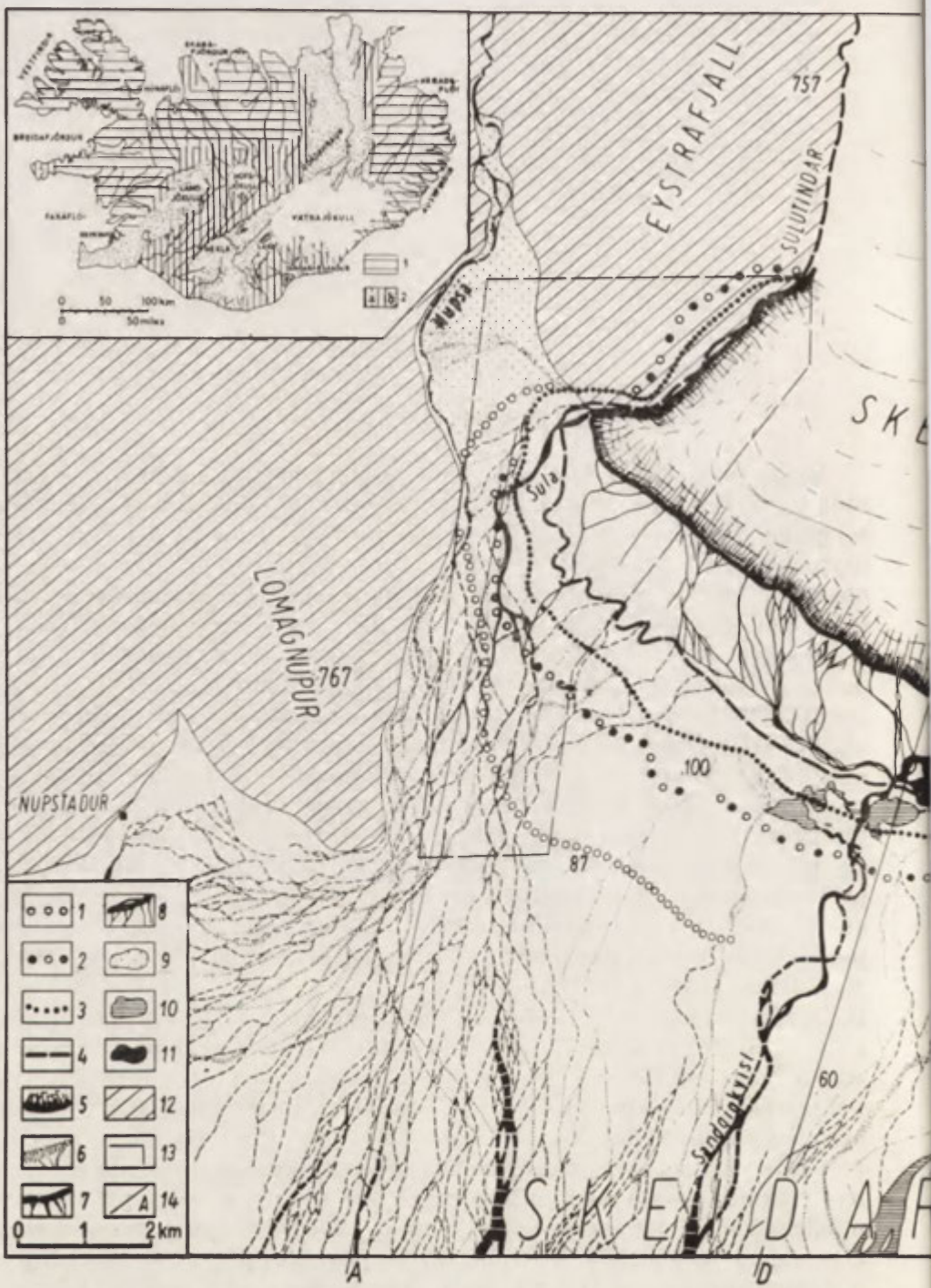
WSTĘP

ZARYSOWANIE PROBLEMU

Rzeki proglacjalne, zasilane wodami topniejących lodowców, wykonują olbrzymią pracę erozyjną, transportową i akumulacyjną. Rezultatem tej pracy jest częściowe lub całkowite rozmycie moren czołowych oraz usypanie na ich przedpolu rozległych stożków sandrowych. Toteż rzeźba obszarów niegdyś zlodowaconych jest w dużej mierze rezultatem działania wód roztopowych.

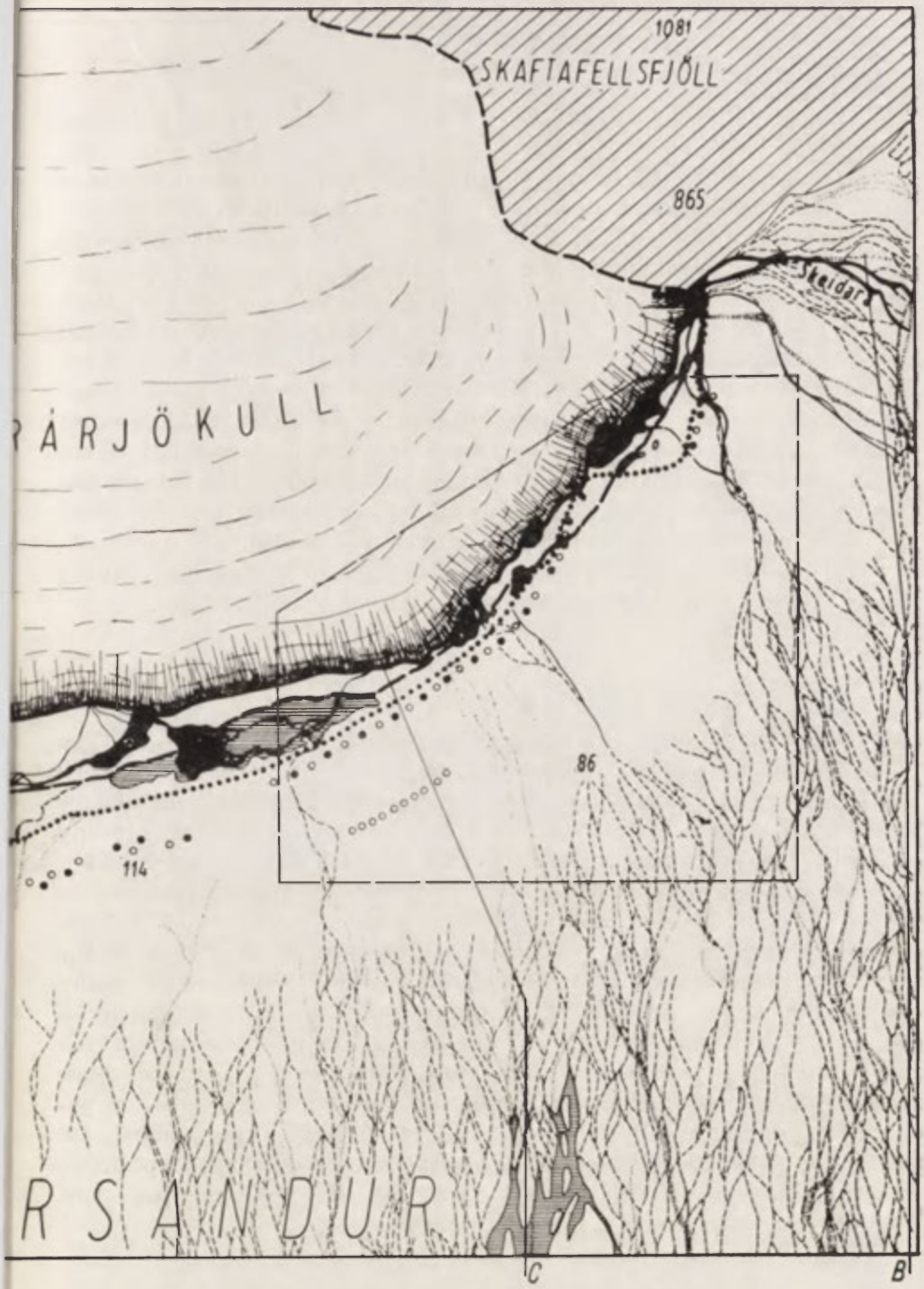
Rozwój badań terenowych, a w szczególności pokrycie znacznych obszarów szczegółowym zdjęciem geologicznym lub geomorfologicznym (m.in. w Polsce) zwróciły uwagę na złożoność rzeźby obszarów akumulacji glacifluwialnej. Skłoniło to wielu badaczy do przeprowadzenia szczegółowej klasyfikacji genetycznej form glacifluwialnych oraz studiów paleogeograficznych. Ilość prac poświęcona zagadnieniom rzeźby akumulacji glacifluwialnej jest już bardzo duża, a ich częściowe zestawienie znajduje się w podręcznikach geomorfologii ogólnej, w większych monografiach problemowych (J. K. Charlesworth 1957, R. F. Flint 1957, P. Woldstedt 1954, R. V. Klebersberg 1948) lub regionalnych, m.in. u autorów polskich (R. Galon 1961, 1967, T. Bartkowski 1967, A. Jahn 1961, M. Klimaszewski 1952, 1961, J. Kondracki i S. Pietkiewicz 1967, B. Krygowski 1961, 1967, S. Kozarski 1965, W. Niewiarowski 1959, S. Z. Różycki 1967, S. Żynda 1967). Wielu badaczy prowadzących studia paleogeograficzne w niegdyś zlodowaconych obszarach Eurazji i Ameryki Płn. napotyka jednak trudności przy interpretacji rzeźby i osadów glacifluwialnych oraz rekonstrukcji procesów morfogenetycznych. Jest to wynikiem stosowania schematów morfologicznej działalności rzek strefy umiarkowanej do interpretacji rzeźby utworzonej przez rzeki proglacjalne. Wiadomo bowiem, że niezależnie od etapu rozwoju rzeźby i panujących tendencji tektonicznych przebieg procesów fluwialnych w danym regionie zależy od klimatu określającego reżim rzek, od budowy podłoża i typu wietrzenia, określającego potencjalne możliwości dostawy zwietrzeliny, oraz od typu szaty roślinnej, która reguluje dostawę tej

http://rcin.org.pl



Ryc. 1. Zmiany w położeniu czoła Skeidararjokull i sieci rzecznej na jego przedpolu w l. 1750 —1960 (z duńskiej mapy topograficznej z 1904 r., mapy topograficznej USA, zdjęć lotniczych USAF oraz prac S. Thorarinssona)

1 — prawdopodobny zasięg czoła lodowca w 1750 r., 2 — zasięg czoła lodowca ok. 1890 r., 3 — zasięg czoła lodowca w 1904 r., 4 — zasięg czoła lodowca w 1945 i 1946 r., 5 — zasięg czoła lodowca w 1960 r., 6 — sieć rzeczna w 1904 r., 7 — sieć rzeczna w 1945/1946 r., 8 — sieć rzeczna w 1960 r., 9 — jeziora ok. 1750 r., 10 — jeziora w 1945/1946 r., 11 — jeziora w 1960 r., 12 — masywy górskie obrzeżające Skeidararjokuli i jego przedpole, 13 — tereny przedstawione na ryc. 7 i 30, 14 — linie profilów podłużnych przedstawione na ryc. 2. Aneks — skały podłoża Islandii (wg S. Thorarinssona, T. Einarssona i G. Kjartanssona): 1 — trzeciorzędowa formacja bazaltowa, 2a — starsza formacja plioplejstoceńska, 2b — młodsza formacja plejstoceńska (palagonitowa)



Changes in position of the Skeidararjokull margin and pattern of proglacial rivers in 1750 —1960 (based on Danish topographical map of 1904, USA topographical map, USA aerial photographs and works of S. Thorarinsson)

1 — presumed position ofice front — in 1750, 2 — position of ice margin about 1890, 3 — in 1904, 4 — in 1945 —1946, 5 — in 1960, 6 — river net in 1904, 7 — in 1945—1946, 8 — in 1960, 9 — lakes about 1750, 10 — lakes in 1945—1946, 11 — lakes in 1960, 12 — mountain massifs bordering the Skeidarárjokull and its foreland, 13 — areas presented in Figs. 7 and 30, 14 — lines of longitudinal profiles presented in Fig. 2. Appendix — map of bedrock formations of Iceland (after S. Thorarinsson, T. Einarsson and G. Kjartansson): 1 — Tertiary basalt formation, 2a — older Pliocene and Pleistocene series, 2b — younger Pleistocene series (palagonite formation)

http://rcin.org.pl

zwietrzeliny do koryt rzecznych (W. B. Longbein, S. A. Schumm 1958, 1965, 1969).

Podejmowane w ostatnim dwudziestoleciu studia porównawcze nad współczesną działalnością rzek proglacjalnych oraz rozwijane ostatnio studia sedymentologiczne wyjaśniły wiele zagadnień dotyczących sposobu formowania równin akumulacji glacifluwialnej i związanego z tym procesu sedymentacji (F. Hjulström 1952, M. Klimaszewski 1960, S. Jewtuchowicz 1962, A. Krigström 1962, S. Szczepankiewicz 1961, J. Szupryczyński 1963, 1968, D. J. Doeglas 1962, R. K. Fahnestock 1963, R. M. Slatt, C. M. Hoskin 1968). Wyniki tych badań, aczkolwiek nie mogą być wprost stosowane w studiach paleogeograficznych rzeźby polodowcowej strefy umiarkowanej, utworzonej w odmiennych warunkach klimatycznych plejstocenu, ułatwiają jednak zrozumienie działalności wód proglacjalnych oraz struktury osadów budujących te obszary. Toteż studia porównawcze, prowadzone na przedpolu współczesnych lodowców, są jak najbardziej celowe w badaniach rzeźby zlodowaconych w plejstocenie obszarów Eurazji i Ameryki Płn.

CEL PRACY

Klasycznym przykładem młodej, współcześnie formowanej rzeźby polodowcowej, pozostawionej przez „wycofujący" się lodowiec typu piedmontowego, jest przedpole Skeidarárjökull — jednego z większych lobów Vatnajökull (Islandia). Obok współcześnie formowanych szlaków sandrowych duże powierzchnie zajmują tutaj starsze, zamarłe równiny akumulacji glacifluwialnej, pocięte obniżeniami dolinnymi i zagłębieniami bezodpływowymi, leżące na najbliższym przedpolu moreny czołowej na różnej wysokości. Celem tej pracy jest analiza współczesnej działalności morfologicznej rzek proglacjalnych oraz, w oparciu o uzyskane wyniki, poznanie rozwoju i przyczyn tak dużego zróżnicowania rzeźby starszych pokryw sandrowych, formowanych w ostatnich dziesięcioleciach. W szczególności autorowi chodziło o: 1) poznanie pracy rzek proglacjalnych, a przede wszystkim rodzaju zachodzących tu procesów fluwialnych i warunków powstawania określonych facji osadów, 2) poznanie zespołu form powstających w korytach rzek proglacjalnych, jak również sposobu ich formowania, przeobrażania i niszczenia, 3) poznanie rozwoju rzeźby glacifluwialnej starszych, zamarłych obecnie poziomów sandrowych w oparciu o metodę aktualizmu.

METODA

Materiał obserwacyjny do tej pracy zebrałem uczestnicząc w Wyprawie Glacjologicznej Polskiego Towarzystwa Geograficznego do Vatna-

http://rcin.org.pl

jokull (Islandia) w miesiącach letnich (16 VI—24 VIII) 1968, kierowanej przez prof. R. Galona. Jednym z celów wyprawy było poznanie rzeźby i osadów przedpola współczesnych lodowców. Uczestnicząc w tej pracy zbiorowej, prowadziłem szczegółowe badania nad sposobem formowania współczesnych równin sandrowych w zachodniej i wschodniej części Skeidararsandur, jak również nad rzeźbą starszych części tej równiny, głównie w jej zachodniej części. Szczegółowymi badaniami objęto obszar o pow. ok. 100 km² (ryc. 1), leżący na bezpośrednim przedpolu głównej strefy czołowo-morenowej.

W celu poznania procesów, które zachodzą w strefie czynnych szlaków sandrowych, prowadziłem badania morfodynamiczne, zmierzające do poznania mechanizmu przebiegu procesów fluwialnych i ich jakościowego zróżnicowania w różnych typach koryt. Brak możliwości zainstalowania stałych przyrządów pomiarowych w ciągu dłuższego czasu wykluczył zastosowanie na szerszą skalę metod ilościowych, a skłonił do prowadzenia obserwacji jakościowych. Polegały one na bezpośredniej obserwacji działalności wody płynącej oraz na analizie osadów i form powstałych w wyniku tego działania. Rzeki proglacjalne, codziennie wzbierające i opadające, często zmieniające swój bieg, dostarczyły dużo materiału obserwacyjnego.

W celu poznania rzeźby i wzajemnego stosunku form wykonałem dla badanych terenów szczegółowe zdjęcie geomorfologiczne w skali 1:20 000. Przy jego wykonywaniu oparłem się głównie o gęstą sieć tras marszrutowych, jak również o interpretację zdjęć lotniczych z lat 1960—1965, co równocześnie umożliwiło porównanie zmian, jakie zaistniały w l. 1960—1965—1968, szczególnie w obrębie czynnych szlaków sandrowych.

Analizę rzeźby zamarłych partii równiny sandrowej prowadziłem w oparciu o wyniki uzyskane przy badaniu czynnych szlaków sandrowych. Umożliwiło to właściwą interpretację struktury budujących je osadów oraz rekonstrukcję stosunków paleohydrodynamicznych. W czasie prac terenowych pobrałem 20 prób zawiesiny i materiału dennego oraz wykonałem ok. 500 zdjęć fotograficznych, kilkadziesiąt szkiców sytuacyjnych i profili niwelacyjnych. Materiały te, opracowane w kraju, uzupełniły obserwacje terenowe.

*

W zbieraniu materiałów, ich opracowaniu, jak również w trakcie pisania pracy pomagało mi wiele osób. Ich życzliwość i zrozumienie umożliwiły szybszą jej realizację. Prof. dr M. Klimaszewski popierał moje starania o wyjazd na Islandię, a po powrocie zachęcił mnie do napisania tej rozprawy, za co składam Mu w tym miejscu serdeczne podziękowanie. Prof. dr. R. Galonowi dziękuję serdecznie za umożliwienie udziału w wyprawie, wskazanie terenu i problematyki badań oraz za cenne uwagi

http://rcin.org.pl

przekazywane mi w czasie wielogodzinnych dyskusji zarówno w terenie, jak i po powrocie do kraju. Oprócz prof. dr. R. Galona na przedpolu Skeidararjökull badania prowadzili: doc. dr hab. S. Jewtuchowicz, dr M. Bogacki, dr Z. Churski, ppłk. inż. T. Konysz oraz dr Z. Wójcik[1]. Ich koleżeńskość i wspólnie ponoszony trud bardzo pomagały mi w pracach terenowych, a niekiedy w ogóle umożliwiały ich prowadzenie. Prof. dr. S. Dżułyńskiemu dziękuję za udostępnienie mi rzadkich publikacji z zakresu sedymentologii oraz za długie godziny poświęcone na dyskutowanie niektórych problemów. Prof. dr. L. Starklowi oraz doc. dr. hab. J. Szupryczyńskiemu jestem wdzięczny za udostępnienie literatury dotyczącej procesów fluwialnych oraz budowy geologicznej i rzeźby Islandii. Analizę ciężaru objętościowego przywiezionych żwirów wykonał bezinteresownie dr J. Rutkowski (AGH Kraków), a analizę zawartości zawiesiny w pobranych próbkach wody przeprowadziła mgr D. Stawska (PIHM Kraków). Bardzo wdzięczny jestem mojej Żonie Marii za pomoc okazaną w trakcie przygotowywania tej pracy, a szczególnie za wykonanie wszystkich zamieszczonych w niej ilustracji. W czasie przygotowywania rękopis pracy zechcieli przejrzeć: dr L. Kaszowski, dr A. Kotarba, dr M. Niemirowski, prof. dr L. Starkel i doc. dr hab. J. Szupryczyński, wnosząc wiele cennych uwag.

---

[1] Pozostali członkowie wyprawy doc. dr hab. S. Kozarski i doc. dr hab. J. Szupryczyński (zastępca kierownika wyprawy) prowadzili badania na przedpolu Sidhujokull (por. J. Szupryczyński 1969).

http://rcin.org.pl

I. CHARAKTERYSTYKA BUDOWY GEOLOGICZNEJ I RZEŹBY POŁUDNIOWEGO OBRZEŻENIA VATNAJOKULL

Rzeźba Islandii powstała w trzeciorzędzie i czwartorzędzie w wyniku współdziałania czynników egzogenicznych i endogenicznych. Zachodnia, wschodnia i częściowo północna część wyspy stanowi tzw. Plateau Bazaltowe (ryc. 1). Budują go trzeciorzędowe bazalty składające się głównie z riolitowych i andezytowych law przegrodzonych wkładkami tufów o łącznej miąższości od 4000 m we wschodniej Islandii do 10 000 m w zachodniej (H. W. Ahlmann, S. Thorarinsson 1937, S. Thorarinsson i in. 1959, T. Einarsson 1967). Flora występująca w tych osadach wskazuje na ich wiek środkowotrzeciorzędowy. Centralną część wyspy (ponad 40 % powierzchni), stanowiącej wielkie zapadlisko tektoniczne, buduje czwartorzędowa formacja Móberg, o równie dużej miąższości.

W krajobrazie południowej Islandii, w sąsiedztwie Vatnajokull, dominują trzy elementy rzeźby: 1) falista lub pagórkowata wierzchowina fieldów (600—1100 m n.p.m.) ze sterczącymi ponad nią stromymi stożkami pochodzenia wulkanicznego, 2) urwiska skalne o wys. 500—600 m, którymi fieldy opadają ku południowi, 3) płaska równina nadmorska, pokryta osadami fluwialnymi, glacifluwialnymi lub glacjalnymi. U podnóża urwisk leży ona na wys. ok. 100 m n.p.m., skąd łagodnie opada ku południowi do poziomu morza, a dalej znajduje swoje przedłużenie w płytkim i wąskim szelfie (do —200 m) (F. Hjulström 1954). Na wybrzeżach Islandii od dawna znane są wysoko położone linie brzegowe (terasy abrazyjne), wskazujące na znaczne podniesienie wyspy w czwartorzędzie jako rezultat ruchów izostatycznych po stopieniu plejstoceńskiej czaszy lodowej, pokrywającej prawie całą wyspę. Stwierdzono je na wysokości 100—110 m, a nawet 150 m n.p.m. (H. Pjeturss 1910, I. Y. Ashwell 1966). Najlepiej wykształcona jest terasa 40—50 m występująca wokół całej wyspy, a datowana przez S. Thorarinssona (1951) na stadium Holkot, odpowiadające czasowo stadium Salpansselka-Rearne w Fennoskandii (8800—8000 B.C.). Poniżej zaznacza się jeszcze kilka mniej wyraźnych stopni. Ciągłe podnoszenie wyspy i związane z tym obniżanie bazy rzek proglacjalnych i proniwalnych ma niemały wpływ na kształtowanie ich

http://rcin.org.pl

profilów podłużnych oraz zachodzących w nich procesów erozji i akumulacji. Ostatnie badania J. Jonssona (1957) wskazują jednak na wyraźne ślady współczesnej transgresji morskiej u wybrzeży Islandii, o czym świadczą młode torfy spotykane pod powierzchnią oceanu. Jest to zresztą zjawisko znane u wybrzeży Grenlandii i Wysp Owczych. Współczesne obniżanie obejmuje prawdopodobnie całą wyspę i wynosi minimum 0,4—0,5 mm rocznie, tj. 4—6 m na tysiąclecie (J. Jonsson 1957).

Owalna czasza lodowca Vatna o długości 140 km i szerokości do 100 km pokrywa południowo-wschodnią część zapadliska centralnego, a tylko niewielka jej część spoczywa na wschodnim Plateau Bazaltowym. Od czaszy Vatnajokull, której kulminacje osiągają 1800—2000 m n.p.m., oddzielają się i spływają promieniście w niżej położone miejsca loby lodowcowe. Jednym z największych wśród nich jest lob Skeidarárjokull, spływający ku południowi na równinę nadbrzeżną (ryc. 1).

BUDOWA GEOLOGICZNA OTOCZENIA SKEIDARÁRJOKULL

Południowe przedpole Vatnajokull budują skały czwartorzędowej formacji Móberg. Tylko na wschód od lobu Skeidarárjokull wychodzą gdzieniegdzie na powierzchnię starsze bazalty trzeciorzędowe (T. Einarsson 1967). Już w 1905 (H. Pjeturss 1910) formacja Móberg rozpoznana została jako mieszanina osadów wulkanicznych, glacjalnych i eolicznych, złożonych pomiędzy trzeciorzędem a najmłodszym zlodowaceniem plejstoceńskim (por. S. Thorarinsson i in. 1959). W jej obrębie wydziela się: 1) starsze, szare bazalty (starsza część formacji Móberg), charakteryzujące się dosyć jasnym odcieniem, gruboziarnistą strukturą oraz przeławiceniami łupków, brekcji, konglomeratów tyllitowych i glacifluwialnych; 2) formację Móberg sensu stricto (palagonity, tufy, brekcje). Niektóre z tych osadów są regularnie warstwowane, inne nie wykazują żadnej stratyfikacji. W formacji palagonitowej występują również przewarstwienia bazaltów łupiących się w regularne słupy; 3) młodsze szare bazalty, podobne w strukturze do starszych, a uważane za najmłodszy osad interglacjalny. Dwie pierwsze grupy skał występują powszechnie w najbliższym otoczeniu Skeidarárjokull i stanowią prawdopodobnie jego podłoże. Skały te są bardzo podatne na erozję i wietrzenie mechaniczne, co jest główną przyczyną olbrzymiej zawartości frakcji drobnej (piaszczystej i pylastej) w morenie wewnętrznej.

Równinę nadmorską na przedpolu Skeidarárjokull pokrywają najmłodsze osady glacjalne, glacifluwialne i glacilimniczne, których miąższość dochodzi do 20 m (F. Hjulström 1952). Z czoła lodowca wytapia się morena o bardzo zróżnicowanej frakcji i składzie petrograficznym. Obok frakcji ilasto-piaszczystej występują tu olbrzymie bloki skalne o średnicy

http://rcin.org.pl

kilku metrów. Toteż w osadach morenowych zaznacza się duża zmienność frakcji. Natomiast w osadach glacifluwialnych w przekroju od czoła lodowca w kierunku wybrzeża morskiego widoczna jest wyraźna segregacja frakcjonalna. Duże bloki z rozmytych moren czołowych pozostają na miejscu, dalej na przedpolu lodowca przeważają kolejno głazy, żwiry, drobne żwiry, piaski, a na wybrzeżu morskim drobny piasek, mułek i ił. Niektóre strefy przedpola lodowca, stanowiące uprzednio dna jezior, pokryte są warstwą osadów piaszczysto-mułkowych. Starsze pokrywy zawierają prawie wyłącznie szare bazalty gąbczaste. Występujące tu uprzednio mało odporne palagonity i tufy uległy szybkiemu rozpadowi na skutek wietrzenia mechanicznego. Młodsze pokrywy zawierają coraz to więcej skał mało odpornych, a najmłodsze, współcześnie czynne szlaki sandrowe zawierają do 50 % skał palagonitowych i tufowych we frakcji głazowej. Ciężar objętościowy tych skał jest bardzo zróżnicowany, co ma duży wpływ na możliwość transportu różnych frakcji. Szare bazalty mają gęstość zbliżoną do 3 g/cm^3, podczas gdy palagonity poniżej 1,5 g/cm^3.

RZEŹBA SKEIDARÁRJÖKULL I JEGO OTOCZENIA

Według geomorfologicznej klasyfikacji lodowców (H. W. Ahlmann 1933, 1940) Vatnajokull stanowi typowy przykład czaszy lodowcowej, jednakże znacznie mniejszej niż lodowce kontynentalne. Według klasyfikacji geofizycznej tegoż autora (H. W. Ahlmann 1933) można go zaliczyć do lodowców umiarkowanych, położonych w strefie klimatu umiarkowanie chłodnego. Stosunkowo szybka alimentacja w polu firnowym, spowodowana dużymi opadami (ponad 3000 mm), równoważona jest przez szybką ablację jego czoła[1].

Skeidarárjokull oddziela się od czaszy Vatnajokull na wys. 1000—1200 m n.p.m. i przeciskając się pomiędzy masywami górskimi Skaftafellsfjell na wschodzie i Eystrafjell na zachodzie spływa ku równinie nadmorskiej, gdzie kończy się na wys. 80—100 m n.p.m. (ryc. 1). W ciągu ostatnich 200 lat lob ten podlega ogólnie recesji, przerywanej okresami dłuższego postoju czy nawet krótkotrwałych transgresji (S. Thorarinsson 1943, J. Eythorsson 1949a). S. Thorarinsson (1939, 1943) przyjmuje, że maksymalny zasięg czoła Skeidarárjokull w czasach historycznych (i prawdopodobnie w ciągu holocenu) przypadał na połowę XVIII w., o czym świadczyć mają zachowane ostańce moren czołowych występujące przed główną strefą morenową. W tym czasie czoło Skeidarárjokull wysunięte było w stosunku do swej pozycji z 1960 r. ok. 2 km w części wschodniej

[1] Por. G. Wójcik, 1970. Ablational processes on the Skeidararjökull (Iceland). Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Geogr.-Geol. 18, s. 251—258.

http://rcin.org.pl

i 4—5 km w zachodniej (ryc. 1). Nie wiadomo jednak, jaki jest stosunek wspomnianego zasięgu lodowca z połowy XVIII w. do zasięgu tzw. zlodowacenia postglacjalnego, przypadającego tuż po optimum klimatycznym, pomiędzy 800 r. p.n.e. a 500 r. n.e., którego ślady stwierdzono prawdopodobnie na północnym obrzeżeniu Vatnajokull (E. M. Todtmann 1960), jak również na obszarze Spitzbergenu, Ziemi Franciszka Józefa i w Norwegii (por. Szupryczyński 1968). Od 1904 r. największe „cofnięcie" Skeidararjokull (2—2,5 km) wystąpiło w części zachodniej, znacznie mniejsze (do 0,5 km) we wschodniej. Zróżnicowane tempo recesji poszczególnych części czoła lodowca jest z jednej strony wynikiem zmian w szybkości i sposobie ruchu poszczególnych jego partii, wahaniami w alimentacji, a z drugiej — różnic w tempie ablacji strefy czołowej, spowodowanych wieloletnimi wahaniami temperatur (J. Eythorsson 1949b).

Z chwilą odkrycia ruchu lodowców (XVIII w.) stwierdzono, że ich partie środkowe przesuwają się znacznie szybciej niż partie brzeżne, hamowane tarciem o zbocza górskie (por. A. B. Dobrowolski 1923, G. Seligman 1949). Jednakże w profilu poprzecznym szybkość ruchu górnych partii lodowca nie zawsze jest największa w środku jęzora. Na jej rozkład wywiera bowiem znaczny wpływ ukształtowanie podłoża. W wyniku systematycznych pomiarów stwierdzono, że w obrębie tego samego lobu pewne partie przesuwają się szybciej, inne wolniej. Zmienia się również sposób ruchu mas lodowych (por. S. Thorarinsson 1939, B. M. Gunn 1964, W. Kick 1966, H. Ramberg 1964 i in.). Tam gdzie szybkość ruchu nie nadąża za postępującą ablacją u czoła lodowca, obserwuje się zjawisko jego „cofania".

Szybsze „cofanie" pewnych partii czoła lodowca może być również spowodowane zróżnicowaniem warunków klimatycznych. Zacienienie lub zasłonięcie od ciepłych wiatrów przez góry pewnych partii lodowca hamuje jego ablację, natomiast „ciepła" ekspozycja lub sąsiedztwo jezior magazynujących znaczną ilość ciepła — przyspieszają tę ablację.

Współcześnie Skeidararjokull ma 20—23 km długości, szerokość jego wynosi od 10—12 km w części górnej, do 7 km w środkowej i 18 km w dolnej. W obrębie równiny nadmorskiej czoło lodowca ma 26 km długości. Spadek powierzchni lodu ku południowi jest niewyrównany i na ogół duży. W górnej części wynosi on 2—5 %, w środkowej 20—25 %, a na czole lodowca o wysokości 130—180 m ponad 30 %. Lodowiec przecinają liczne głębokie szczeliny poprzeczne i podłużne do kierunku ruchu, a przy ścianach skalnych w wyniku dużego tarcia o podłoże przeważają szczeliny skośne.

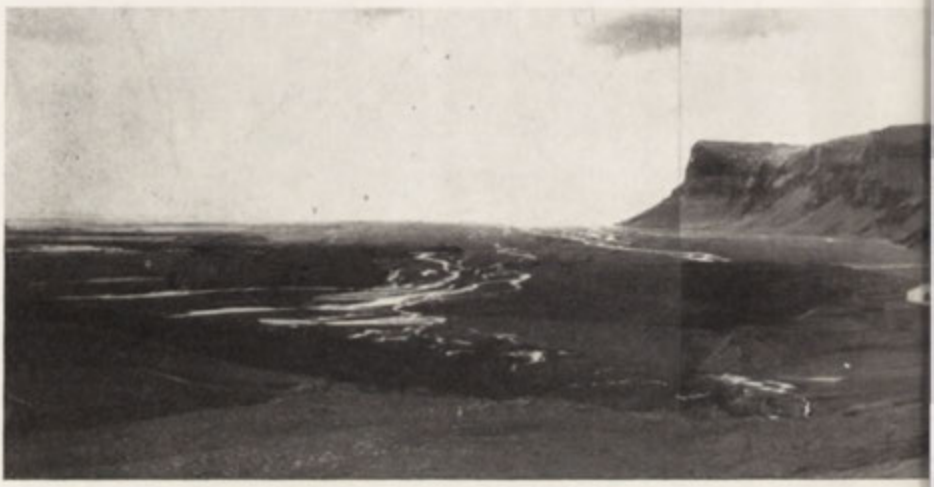
Masyw Skaftafellsfjell, ograniczający Skeidararjokull od wschodu, stanowi zachodni człon zlodowaconego stratowulkanu Öraefaljokull

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Fot. 1. Zamarła część równiny sandrowej w centralnej części przedpola Skeidararjokull

Fot. 1 – 3, 40, 42 wykonał T. Konysz, 1968



Fot. 2. Szlak sandrowy Suli ograniczony od zachodu stromymi ścianami masywu Lomagnupur (768 m n.p.m.)

Fot. 3. Gęsta sieć strumieni zasilanych ablacją czoła lodowca lub pagórów lodowo-morenowych. W czasie maksimum wezbrania występują one z koryt i zalewają całą powierzchnię rozbudowywanego przez nie stożka sandrowego

http://rcin.org.pl

Inactive part of sandur plain in the central part of the Skeidarárjokull foreland

Phot. 1–3, 40, 42 by T. Konysz, 1968

Sula sandur limited from the west by the wall of the Lomagnupur massif (768 m ab.s.l.)

Dense net of streams fed by ablation of the glacier snout. During maximum discharges they overflow the channels and flood the whole surface of the sandur cone

http://rcin.org.pl

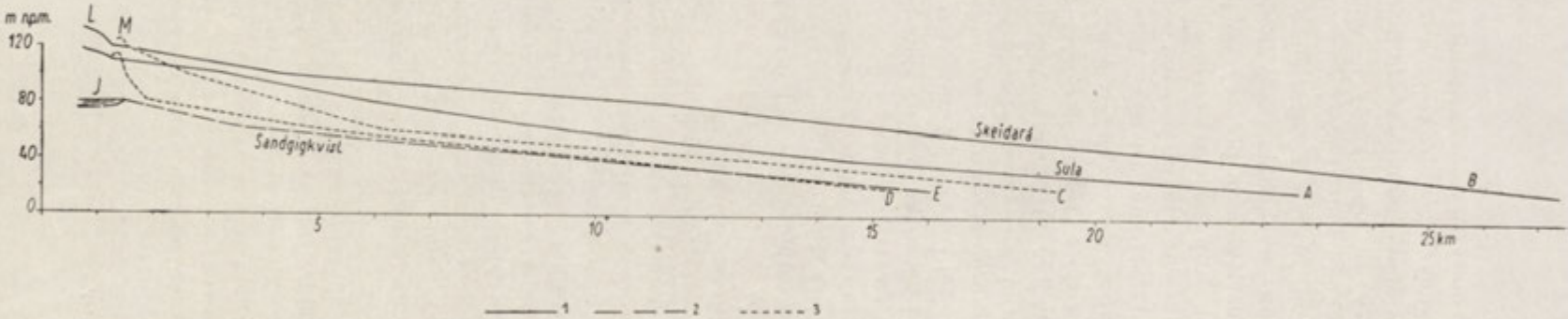
http://rcin.org.pl

(2041 m n.p.m.). Ta część masywu rozcięta została głębokimi V-kształtnymi dolinami na szereg izolowanych gór stożkowych o wysokości 800—1000 m n.p.m., czemu sprzyjała mała odporność formacji Móberg. Najwyższe wzniesienie Alatindur (1208 m n.p.m.) leży w centrum masywu. Podcięte przez lód południowo-zachodnie stoki masywu stanowią pionowe urwisko skalne o wys. 400—500 m. Masyw Eystrafjell, ograniczający Skeidarárjökull od zachodu, stanowi wschodnią część fieldowych masywów południowej Islandii. Jego rozciągłość z północy na południe wynosi 15 km przy 3—6 km szerokości. Kopulaste wierzchowiny fieldów leżą na wys. 550—850 m n.p.m. Lob Skeidarárjökull podcina wschodnie ściany masywu, w wyniku czego powstały strome urwiska skalne o wys. 200—250 m. Na stokach obu masywów obrzeżających lob występują wały moren bocznych, piaszczysto-żwirowe terasy kemowe lub pojedyncze bloki skalne, wznoszące się 90—100 m ponad współczesną powierzchnię lodu. Wskazują one na niedawną większą miąższość jęzora lodowcowego.

Przedpole lodowca w obrębie równiny nadmorskiej stanowi krajobraz młodej rzeźby polodowcowej. Wyraźnie zaznacza się tutaj główny ciąg morenowy z końca XIX i początku XX w., oddalony 1—3 km od współczesnego czoła lodowca. Tworzą go wały i pagóry zorientowane równolegle do współczesnej krawędzi lodu, wznoszące się 30—50 m ponad otoczenie (ryc. 2). Pomiędzy głównym ciągiem morenowym a krawędzią lodowca występuje bogaty zespół form glacjalnych przechodzący miejscami w formy glacifluwialne. W zachodniej części przeważają poprzeczne do głównego ciągu morenowego wąskie lub szerokie wały przechodzące miejscami w stoliwa. W części wschodniej strefa czołowo-morenowa jest bardzo wąska lub w wielu miejscach zupełnie rozmyta. Najstarsze z zachowanych wałów morenowych leżą w odległości zaledwie kilkudziesięciu do kilkuset metrów od czoła lodowca i są prawdopodobnie młodsze niż analogiczne wały w centralnej części przedpola. Na zapleczu głównego ciągu morenowego w strefie centralnej powszechnie występują niskie pagórki zorientowane prostopadle do krawędzi lodowca, okryte przeważnie warstwą piasków lub mułków. Pozwala to przypuszczać, że powstawały one subakwatycznie. Przy samej krawędzi lodu występują wysokie na 20—40 m pagóry lodowo-morenowe okryte ciągle przemieszczaną moreną ablacyjną.

Na przedpolu ciągu morenowego rozpościera się wielka równina sandrowa — Skeidarársandur (fot. 1). Buduje ją kilkanaście różnowiekowych stożków — pokryw glacifluwialnych. Na najbliższym przedpolu głównej moreny czołowej leżą one w kilkunastu poziomach oddzielonych wysokimi (do 10 m) krawędziami erozyjnymi. W miarę oddalania od moren łączą się one w jeden poziom akumulacyjny. Duże rzeki proglacjalne przełamują się przez strefę moreny czołowej i wypływają na przed-

http://rcin.org.pl



Ryc. 2. Spadek podłużny równiny sandrowej na przedpolu Skeidarárjokull budowanej przez:

1 – duże rzeki wypływające stale na tym samym miejscu z wywierzysk przylodowcowych, 2 – rzeki wypływające z jezior przylodowcowych, 3 – rzeki i strumienie wypływające okresowo z czoła lodowca, L – czoło lodowca, J – jeziora, M – morena czołowa

Longitudinal gradient of sandur plain in the Skeidarárjokull foreland formed by:

1 – large rivers constantly fed by the same icesprings; 2 – rivers draining ice-dammed lakes, 3 – seasonal proglacial rivers and streams, L – glacier margin, J – lakes; M – end-moraine

http://rcin.org.pl

pole, gdzie tworzą wielokilometrowej długości szlaki sandrowe (fot. 2). Małe strumienie, biorące początek u czoła lodu, rozbudowują niewielkie stożki sandrowe na bezpośrednim jego przedpolu (fot. 3). Profil podłużny równiny sandrowej przedstawia płaską hiperbolę. U podnóża moren czołowych jej nachylenie dochodzi do 30 %, ale w miarę oddalania szybko maleje, przechodząc w odległości kilku kilometrów od moren w prawie płaską równinę.

Szczegółowymi badaniami objęto te części Skeidarársandur, które przylegają bezpośrednio do głównej moreny czołowej lub do krawędzi lodu (ryc. 1).

http://rcin.org.pl

II. MORFOLOGICZNA DZIAŁALNOŚĆ WÓD ROZTOPOWYCH — — OSADY I FORMY

Na przedpolu Skeidarárjökull widoczne są skutki olbrzymiej działalności erozyjnej, transportowej i akumulacyjnej rzek proglacjalnych. W przylegającej do czoła lodowca strefie moren czołowych widoczne są ślady częściowego lub całkowitego ich rozmycia, na dalszym przedpolu występują ostańce erozyjne starszych ciągów morenowych. Na przedpolu moren czołowych osadzona została cała generacja różnej wielkości stożków sandrowych.

RUCH WODY W RZEKACH

Ruch wody płynącej jest przedmiotem badań hydraulików. Zrozumienie mechaniki tego ruchu i rządzących nim praw ułatwia studiowanie procesów fluwialnych. Podwaliny hydrauliki rzecznej położyli inżynierowie włoscy przy regulacji wód na równinie Padu (G. Galileusz, Gugielmini). Zdobycze hydromechaniki od dawna stosowano w badaniach sedymentologicznych, a w badaniach procesów fluwialnych zastosował je na szerszą skalę F. Hjulström (1935). Od tego czasu napisano wiele prac z zakresu sedymentologii i morfologii fluwialnej, w których stosowano coraz to nowsze zdobycze hydrodynamiki. Ich bogata bibliografia znajduje się w pracach L. B. Leopolda, G. A. Wolmana i J. P. Millera (1964), Å. Sundborga (1956), S. Leliawsky'ego (1966), P. E. Pottera i F. J. Pettijohna (1963), C. Nevina (1946), A. E. Scheideggera (1970), M. A. Wielikanowa (1964), I. W. Popowa (1969) i in. Tutaj ograniczam się do przedstawienia tych zagadnień hydromechaniki, które będą rozpatrywane w dalszych rozważaniach.

Woda płynąca porusza się ruchem laminarnym lub turbulentnym. W ruchu laminarnym cząsteczki poruszają się po torach równoległych do siebie i do kierunku ruchu, w ruchu turbulentnym tory cząsteczek przecinają się, mogą być skierowane skośnie, poprzecznie lub przeciwnie do kierunku ruchu; tworzą się wówczas zawirowania. Miarą wystąpienia

http://rcin.org.pl

turbulencji jest tzw. liczba Reynoldsa wyrażająca się wzorem $Re = \frac{vd}{\nu}$, gdzie: v — średnia prędkość wody, d — promień hydrauliczny (danego przekroju koryta, tzn. pole przekroju podzielone przez obwód zwilżony), ν — kinematyczny współczynnik lepkości (tzn. lepkość cieczy podzielona przez jej gęstość).

Przejście od ruchu laminarnego do turbulentnego występuje w korytach otwartych przy $Re = 500-2000$ (F. Hjuström 1935, Å. Sundborg 1956). Ruch turbulentny, przy tym samym przepływie, wystąpi wcześniej w korytach wąskich i głębokich niż w płytkich i szerokich. W danym przekroju przy ustalonej szybkości zależy to od temperatury określającej kinematyczny współczynnik lepkości. W wodach ciepłych turbulencja wystąpi kilkakrotnie szybciej niż w wodach zimnych (F. Hjulström 1935). W rzekach i strumieniach praktycznie panuje tylko ruch turbulentny. Nawet w prostych odcinkach takich koryt następuje wówczas spontaniczny rozwój prądów drugorzędnych (H. A. Einstein, H. Li 1958). Objawia się to istnieniem zawirowań zarówno bardzo małych (mikroturbulencja), jak i bardzo dużych (makroturbulencja). G. Matthes (1947) wyróżnił w rzekach sześć grup zawirowań, dzieląc je na wiele podgrup w zależności od położenia osi zawirowania (pionowa, pozioma), czasu trwania wiru (stały, cykliczny, epizodyczny), kierunku ruchu wody (wstępujący, zstępujący). Przypuszcza się, że wszystkie powstające wiry mają pierwotnie kształt cylindryczny, ale w wyniku działania złożonych sił ulegają one transformacji (A.A. Kalinske 1953 vide Å. Sundborg 1956).

W modelowaniu dna koryta rzecznego dużą rolę odgrywają zawirowania powstające w cieniu żwirów, głazów lub wychodni skał podłoża wznoszących się ponad najbliższe otoczenie.

Na skutek lepkości wody do opływanej przez nią bryły przylega tzw. warstwa przyścienna, w której ruch wody przechodzi stopniowo od szybkości zerowej (bezpośrednio przy ściankach bryły) do szybkości panującej w pewnej odległości od opływanej bryły. Grubość tej warstwy przyściennej jest najmniejsza po stronie doprądowej i stopniowo wzrasta w kierunku strony zaprądowej. W części doprądowej ruch w warstwie przyściennej ma charakter laminarny, a w części zaprądowej — odgraniczonej od poprzedniej pewną strefą przejściową — turbulentny.

Przy opływaniu brył o kształtach nieopływowych występuje zjawisko oderwania warstwy przyściennej, co jest przyczyną powstawania wirów tworzących po stronie zaprądowej strefę zaburzeń. Według J. Bukowskiego (1959) przepływ o małych liczbach Reynoldsa, a więc przewadze sił lepkości nad siłami bezwładności, sprzyja stabilizacji ruchu laminarnego w warstwie przyściennej, co powoduje wcześniejsze oderwanie

http://rcin.org.pl

i szeroką strefę zaburzeń. W przepływie o dużych liczbach Reynoldsa wielka przewaga sił bezwładności nad siłami lepkości przyspiesza powstanie ruchu turbulentnego w warstwie przyściennej, co sprzyja późniejszemu oderwaniu i daje mniejszą strefę zaburzeń. Ta strefa zaburzeń za opływanymi bryłami jest najczęściej miejscem akumulacji materiału drobniejszego, transportowanego po dnie.

Obok sporadycznych lub stałych zawirowań w korycie rzeki obserwuje się wykształcony na większą skalę spiralny ruch cząsteczek wody powstały w wyniku nałożenia ruchu kołowego na ruch postępowy (z biegiem rzeki). Pierwsi zwrócili uwagę na to zjawisko J. Thomson w 1877 (vide Å. Sundborg 1956) oraz Moller w 1881, Stearne 1883 i Gibson 1909 (vide S. Leliawsky 1966), przyjmując występowanie w prostych odcinkach rzek co najmniej jednej pary spiralnych (śrubowych) kręgów przemieszczania wody obracających się w kierunku przeciwnym. M. Klimaszewski (1961), bazując na pracach T. Rechbocka (1927), Łosijewskiego, M. Potapowa i B. Czyszkina (1947), przyjmuje, że przy rzekach wzbierających kierunek ich na powierzchni wody jest rozbieżny, a przy opadających zbieżny. Ponieważ wokół rdzenia takiego spiralnie przemieszczanego walca cząstki wody dążyć będą do przebywania drogi po torach kolistych (stąd spirala), jego średnica w danym przekroju rzeki równa będzie głębokości. Zatem w prostych odcinkach rzek, o niewielkiej głębokości w stosunku do szerokości, wykształci się mniej więcej tyle kręgów spiralnego przemieszczania wody (o zmiennym kierunku cyrkulacji w stosunku do sąsiednich), ile razy szerokość rzeki jest większa od jej głębokości.

Stały spiralny ruch wody występuje w zakolach rzecznych, gdzie przy krzywolinijnym przebiegu osi dynamicznej koryta występuje zawsze przyspieszenie odśrodkowe prostopadłe do kierunku ruchu.

$$\left[p - \frac{V^2}{r}\right],$$

gdzie: V — prędkość
r — promień krzywizny toru wody

M. P. Rudzki (1909) tłumaczy powstanie tej spiralnej cyrkulacji w następujący sposób: cząstki wody znajdujące się w osi dynamicznej koryta podlegają największemu przyspieszeniu (proporcjonalnemu do kwadratu prędkości), w wyniku czego ulega ona przesunięciu pod brzeg wklęsły. Ponieważ oś dynamiczna koryta leży bliżej powierzchni lub tuż pod powierzchnią wody, ruch odśrodkowy górnej warstwy wody skierowany będzie pod brzeg wklęsły, a przy dnie powstanie prąd kompensacyjny skierowany do brzegu przeciwnego. Zatem w zakolach rzeki przy brzegu

http://rcin.org.pl

wklęsłym wystąpi zawsze zstępujący prąd wody wywołany jej spiralnym przemieszczaniem. Należy sądzić, że w przekroju poprzecznym przez takie zakole przeważnie o zarysie trójkątnym dojdzie do wykształcenia kręgu głównego o średnicy równej głębokości oraz równoległych do niego kręgów o mniejszych średnicach (w miarę spłycania rzeki). Jeżeli w strefie zakola koryto będzie miało podobną głębokość, dojdzie wówczas do wykształcenia kilku równorzędnych kręgów krążenia wody, jak to przyjmują L. Kaszowski i A. Kotarba (1967).

Energia rzeki jest sumą masy wody (energia potencjalna) i jej prędkości (energia kinetyczna). Można to wyrazić za pomocą równania Bernoulliego (E. Czetwertyński, B. Utrysko 1968), które wyraża energię płynącej cieczy w danym przekroju:

$$E = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{V^2}{2g} = \text{const.},$$

gdzie: z — wzniesienie zwierciadła wody
p — ciśnienie
γ — ciężar objętościowy cieczy
V — prędkość cieczy
g — przyspieszenie ziemskie

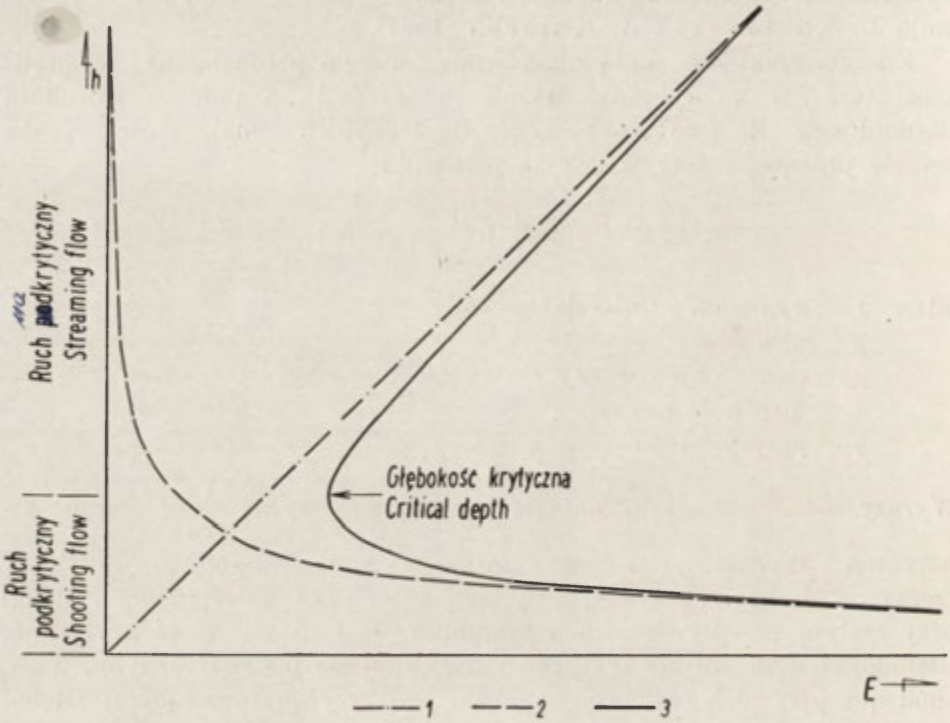
Wyrazy $z + \frac{p}{\gamma}$ oznaczają energię potencjalną, wyraz $\frac{V^2}{2g}$ — energię kinetyczną. Wychodząc z tego równania z zastosowaniem do cieczy rzeczywistej można znaleźć taką głębokość, przy której energia strugi przy stałym przepływie osiąga minimum. Jest to głębokość krytyczna. Głębokości mniejsze od krytycznej nazywają się podkrytycznymi, a zachodzący przy nich ruch wody ruchem podkrytycznym (rwącym). Głębokości większe od krytycznej są głębokościami nadkrytycznymi, a zachodzący przy nich ruch ruchem nadkrytycznym (spokojnym). Ilustruje to ryc. 3. Krzywa 1 reprezentuje potencjalną część energii, krzywa 2 kinetyczną część energii, krzywa 3 łączny wykres zmian energii w zależności od głębokości. Przy ruchu podkrytycznym, wobec dużej energii kinetycznej wody płynącej, podłoże jest bardzo silnie erodowane. Szybkość krytyczna jest szybkością rozchodzenia się fali grawitacyjnej na swobodnej powierzchni cieczy przy danej głębokości, co określa liczba Frouda:

$$F = \frac{v}{\sqrt{gh}},$$

gdzie: v — średnia prędkość
h — głębokość wody
g — przyspieszenie siły ciężkości

http://rcin.org.pl

Przy $F \geqq 1$, tzn. przy ruchu krytycznym i podkrytycznym, fale grawitacyjne nie rozchodzą się w górę rzeki, a tym samym wpływ podniesienia zwierciadła w dolnym biegu rzeki nie przenosi się w górę. Jest to zdaniem M. P. Rudzkiego (1909) kryterium pozwalające oddzielać rzeki od potoków, a zdaniem M. A. Wielikanowa (1964) — rzeki nizinne od rzek górskich.



Rys. 3. Wykres zmian energii rzeki (E) zależnie od głębokości (h) przy stałym przepływie (wg E. Czetwertyńskiego i B. Utrysko, nieco uproszczony)

1 — potencjalna część energii, 2 — kinetyczna część energii, 3 — łączny wykres zmian energii

Diagram showing alterations in river energy (E) in relation to its depth (h) at a constant discharge (after E. Czetwertyński and B. Utrysko, slightly simplified)

1 — potential part of energy, 2 — kinetic part of energy, 3 — summary diagram showing alterations of energy

W korytach rzek o nie wyrównanym spadku i zmiennej głębokości mogą występować na przemian odcinki o ruchu nadkrytycznym i podkrytycznym. Przy przejściu z ruchu nadkrytycznego do podkrytycznego wywołanego najczęściej zwiększeniem spadku lub nagłym zwężeniem szerokości koryta tuż powyżej strefy załamania spadku powierzchnia wody uspokaja się. Kamień wrzucony do niej nie wywołuje kręgów fali-

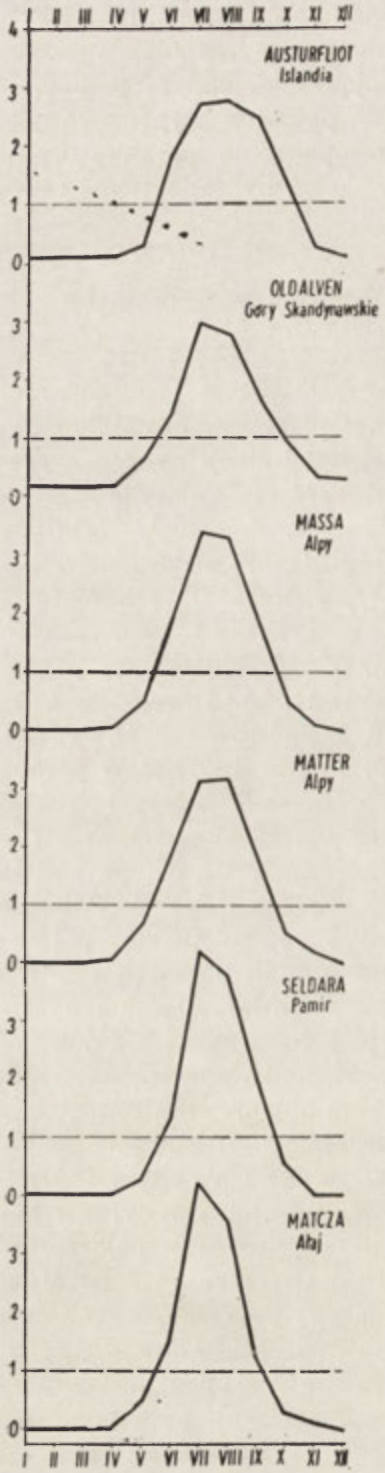
http://rcin.org.pl

stych przesuwających się pod prąd. Przy przejściu z ruchu podkrytycznego do nadkrytycznego, co najczęściej łączy się ze złagodzeniem spadku, występuje tzw. skok hydrauliczny, objawiający się nagłym podniesieniem zwierciadła wody i jej wzburzeniem. W pewnych wypadkach powstaje tzw. odskok Bidone'a, tj. poziomy, prostopadły do kierunku prądu walec wodny obracający się pod prąd. Na skoku hydraulicznym rzeka traci bardzo dużo energii.

REŻIM RZEK PROGLACJALNYCH I JEGO ROLA W PROCESACH FLUWIALNYCH

Reżim rzek proglacjalnych, szczególnie w strefie polarnej i subpolarnej jest mało poznany. Wynika to ze słabego zagospodarowania najbliższego sąsiedztwa lodowców, a tym samym z małej ilości stacji hydrometrycznych rozmieszczonych w ich sąsiedztwie. Większość z istniejących zamyka dorzecza mające już zbyt mały procent lodowców, aby mogły zachować czysty ustrój lodowcowy. Zdaniem M. Pardego (1957) reżim lodowcowy zanika, gdy lodowce pokrywają mniej niż 20 % dorzecza. Dla scharakteryzowania tego reżimu wybrano kilka dorzeczy z różnych stref klimatycznych (Pamir, Ałaj, Alpy, Skandynawia, Islandia), w których lodowce pokrywają 40—70 % powierzchni dorzecza (ryc. 4) (L. Arnborg 1955, V. Axelsson 1967, G. W. Baczurin 1960, L. K. Dawidow i A. G. Pronin 1967, N. G. Konkina i A. G. Pronin 1960, Pardé 1957). Dla porównywalności przepływów zastosowano średnie miesięczne współczynniki przepływu. W strefie polarnej lub w zimnym piętrze klimatycznym gór ujemne temperatury panują przez 6—8 miesięcy w roku, co sprawia, że w okresie tym opady występują wyłącznie w postaci śniegu. Zależnie od stopnia kontynentalizmu oraz typu lodowców na półkuli północnej ablacja rozpoczyna się dopiero w maju lub na początku czerwca (V. Schytt 1966, T. Stenborg 1965). Maksimum jej natężenia występuje w lipcu lub sierpniu, a wyraźny spadek zaznacza się już we wrześniu. W październiku lub listopadzie ablacja zanika prawie całkowicie. Przepływy w rzekach zależą ściśle od przebiegu ablacji. Bardzo głębokie niżówki występują pomiędzy listopadem a kwietniem. W klimacie kontynentalnym (Pamir) (P. A. Czerkasow 1962, L. K. Dawydow i A. G. Pronin 1967) w okresie tym rzeki zupełnie nie prowadzą wody, a w klimacie oceanicznym (Islandia, Skandynawia) miesięczne współczynniki przepływu spadają poniżej 0,1 (L. Arnborg 1955, G. Østrem i V. Karlem 1961/1962, T. Stenborg 1965). Większe przepływy pojawiają się w końcu maja lub na początku czerwca, ale gwałtowny wzrost stanów wody zaznacza się dopiero w drugiej połowie czerwca, aby w lipcu lub sierpniu osiągnąć maksimum. Wyraźny spadek przepływu występuje ponownie

http://rcin.org.pl



Ryc. 4. Reżim rzek proglacjalnych w różnych szerokościach geograficznych wyrażony miesięcznymi współczynnikami przepływu

Régime of proglacial rivers in different geographical latitudes, expressed by monthly discharge coefficients

http://rcin.org.pl

we wrześniu. W październiku średni przepływ miesięczny spada już poniżej średniego przepływu rocznego, a w listopadzie rozpoczynają się trwałe i bardzo głębokie niżówki.

W rzekach zasilanych ablacją lodowców odpływ wód w miesiącach letnich jest niewspółmiernie duży w stosunku do czasu jego trwania. W ciągu czterech miesięcy letnich, tj. w 33 % roku, z dorzeczy tych odpływa 85—90 % rocznego odpływu, a tylko w okresie lipca i sierpnia, tj. w 17 % roku, odpływa od 40 % (w klimacie oceanicznym) do 76 % (w klimacie kontynentalnym) stanu odpływu rocznego. Obok rytmu rocznego w rzekach proglacjalnych zaznacza się bardzo wyraźny dobowy rytm wahań przepływu. Najwyższe przepływy występują w godzinach popołudniowych, najniższe natomiast we wczesnych godzinach porannych. Amplituda wahań dobowych jest różna, zależnie od stopnia kontynentalizmu, długości dnia (okresu insolacji), wielkości lodowca, ukształtowania pionowego oraz wielkości i ekspozycji dorzecza. W klimacie oceanicznym, w wyższych szerokościach geograficznych, gdzie w okresie letnim panuje długi dzień, wahania te są mniejsze niż w klimacie kontynentalnym i w niższych szerokościach geograficznych, gdzie dzień jest znacznie krótszy (L. Arnborg 1955, V. Axelsson 1967, G. W. Baczurin 1960, L. K. Dawydow i A. G. Pronin 1967, J. R. Davis i R. L. Nichols 1968, R. K. Fahnestock 1963, N. G. Konkina i A. G. Pronin 1960, G. Østrem, C. W. Bridge, W. F. Rannie 1967). Oprócz wahań dobowych występują nieraz bardzo duże wahania okresowe (kilkudniowe) spowodowane zmianami pogody. Dni słoneczne wzmagają ablację i związane z tym przepływy; podobnie działają intensywne opady deszczu. Dni pochmurne natomiast hamują ablację i obniżają przepływy (J. R. Davis i R. L. Nichols 1968, R. F. Fahnestock 1963, R. Walker 1953).

Reżim rzek proglacjalnych, charakteryzujący się koncentracją rocznego odpływu w stosunkowo krótkim czasie, ma olbrzymie znaczenie dla tempa, ilości i wielkości transportowanego materiału. Erozja i transport osadów przez rzekę jest funkcją jej energii, a ta zależy od masy wody i jej prędkości. Każdy wzrost przepływu wydatnie zwiększa energię rzeki (tzn. jej głębokość, spadek zwierciadła, prędkość). Ponieważ masa niesionego materiału wzrasta co najmniej jak kwadrat prędkości wody (G. K. Gilbert 1914, F. Hjulström 1935, C. Nevin 1946), szybki wzrost prędkości wody związany ze wzrostem przepływu zwiększa nośność rzeki w znacznie większym stopniu, niż może być ona osiągnięta przez rzekę o takim samym odpływie, ale rozłożonym równomiernie w ciągu roku. Toteż zależnie od reżimu, jak również od wielkości wezbrań katastrofalnych bardzo znacznie zmienia się ilość zawiesiny i materiału dennego niesionego przez rzekę w różnym czasie. Jak wykazały badania M. G. Wolmana i J. P. Millera (1960), rzeki półsuchej strefy zachodniej

http://rcin.org.pl

części Stanów Zjednoczonych przenoszą więcej niż 50 % ogólnego ładunku zawiesiny przy przepływach występujących zaledwie w ciągu jednego dnia w roku, a 90 % ogólnego ładunku zawiesiny jest przenoszone przy przepływach występujących zaledwie w ciągu kilku dni w roku. Podobnie duża masa ładunku dennego jest przenoszona w ciągu krótkotrwałych corocznych lub kilkuletnich powodzi (E. Blissenbach 1954, W. C. Krumbein 1940, 1942). I. Douglas (1964) opierając się na pracy G. S. Horarda (1947) podaje m.in., że w l. 1930—1941 rzeka Colorado w Wielkim Kanionie wynosiła 53,47 % ogólnego ładunku zawiesiny w 11,99 % czasu trwania stanów wody. W tych latach absolutne dzienne maksimum wynosiło 27 600 000 t zawiesiny, a absolutne minimum 863 t.

W strefie klimatu umiarkowanego w czasie kilkudniowych wezbrań powodziowych występujących co kilkanaście lub kilka lat erodowana, przenoszona i osadzana jest większa ilość osadów dennnych niż w ciągu kilku lat przy niskich stanach wody (L. Kaszowski i A. Kotarba 1970, M. Klimaszewski 1935, T. Ziętara 1968, 1969). Gwałtowne wezbranie w dorzeczu Guil w 1957 (Wysokie Alpy) spowodowało przemieszczenie większej ilości osadów, niż to nastąpiło w całym holocenie (J. Tricart 1961b).

Reżim lodowcowy zwiększa również kompetencję rzeki (tzn. zdolność transportowania określonej frakcji piasku, żwirów lub głazów). Średnica transportowanego materiału wzrasta co najmniej jak 2,6 potęgi prędkości (F. Hjulström 1935, C. Nevin 1946). Toteż koncentracja przepływu w krótkim czasie i związany z nią okresowy wzrost szybkości czyni rzekę zdolną do transportowania znacznie grubszej frakcji niż ta, która może być transportowana przy bardziej równomiernym rozłożeniu odpływu w ciągu roku. W rzekach proglacjalnych, w wyniku silnej ablacji letniej, przez 4 miesiące w roku istnieją potencjalne możliwości transportu frakcji uruchamianej przy stanach wody równych średnim przepływom rocznym, a w tym przez 2 miesiące istnieje możliwość transportu frakcji poruszonej jedynie przy maksymalnych przepływach w danej rzece (ryc. 4).

RZEKI PRZEDPOLA SKEIDARÁRJÖKULL I ICH REŻIM

U czoła Skeidarárjokull biorą początek rzeki i strumienie, które łącząc się wypływają na przedpole głównej strefy morenowej jako trzy potężne systemy rzeczne. Zachodnią część lodowca odwadnia Sula. Główna masa jej wód wypływa z dużego wywierzyska u czoła lodowca pod stromym urwiskiem Eystrafjall (fot. 4). Poniżej wywierzyska wody Suli rozlewają się szeroko, aby następnie połączyć się w jedną rzekę przełamującą się przez resztki głównego ciągu morenowego. Po opuszczeniu

http://rcin.org.pl

ostatnich wzniesień morenowych (ok. 3 km poniżej wywierzyska) Sula ponownie rozgałęzia się na wiele ramion. Tutaj dochodzi do niej kilka strumieni płynących od krawędzi lodowca. Pod stromymi ścianami masywu Lomagnupur ramiona Suli łączą się z ramionami rzeki Nupsa, zasilanej głównie opadami i topniejącymi śniegami. W odległości 4—6 km od wywierzyska połączone ramiona tych rzek tworzą szlak sandrowy szerokości kilku kilometrów i wielokilometrowej długości (ryc. 1). Wschodnią część lobu odwadnia Skeidará. Podobnie jak i Sula bierze ona początek z dwu potężnych wywierzysk u czoła lodowca, tuż u podnóża masywu Skaftaffrellsfjöll. Ramię zachodnie, przełamując się przez starsze pokrywy sandrowe, rozgałęzia się dopiero 1—1,5 km poniżej wywierzyska. Ramię wschodnie rozgałęzia się tuż poniżej wywierzyska, łącząc się po drodze z wodami proglacjalnymi rzeki Mórsa, biorącej początek u czoła lodowca Morsajokull. W odległości 3,5—4 km od czoła lodowca połączone ramiona Skeidary i Mórsy tworzą szlak sandrowy szerokości 4—5 km i wielokilometrowej długości. Środkową, a zarazem największą część lobu odwadnia rzeka Sandgigkvisl. Powstaje ona z połączenia dwu rzek marginalnych, płynących wzdłuż krawędzi lodowca na zapleczu głównego ciągu morenowego. Rzekę płynącą od zachodu zasilają bardzo liczne strumienie, biorące początek z czoła lodowca. Rzeka płynąca od wschodu przepływa przez szereg jezior przylodowcowych, które zasilane są podobnymi strumieniami lub przylegając do jego czoła bezpośrednio jego ablacją.

Reżim rzek proglacjalnych na przedpolu Skeidarárjokull ma dosyć wyraźne zróżnicowania indywidualne. Zależnie od sposobu zasilania można tu wydzielić trzy podstawowe typy rzek:

a) Strumienie, zasilane ablacją wąskiej strefy czoła lodowca, powolną ablacją pagórów lodowo-morenowych lub niewielkimi efemerycznymi wywierzyskami u czoła lodowca. Na bliskim przedpolu lodowca większe z tych strumieni, łącząc się lub rozgałęziając, tworzą typowy układ braided rivers[1], mniejsze natomiast tracą wodę w wyniku wsiąkania w nie przemarznięte podłoże i po przebyciu pewnego odcinka zupełnie wysychają (fot. 3). W pogodne, słoneczne dni, gdy ablacja okrytego moreną czoła lodowca przebiega bardzo intensywnie, strumienie te szybko wzbierają. Już w godzinach przedpołudniowych (10—12°°) stany wody są bardzo wysokie, a kulminacja przepływu występuje wczesnym popo-

[1] W polskiej literaturze geomorfologicznej nie ma ustalonej nazwy dla tego typu rzek. Dotychczas stosowano nazwę „rzeka anastomazująca" (M. Klimaszewski 1967) lub „rzeka zdziczała" (S. Kozarski 1965). Obie nazwy nie oddają sposobu płynięcia wody. Ostatnio w przygotowywanej publikacji S. Dżułyński, R. Gradziński i T. Ziętara wprowadzają krótką staropolską nazwę „roztoka", dobrze odzwierciedlającą sposób płynięcia wody.

http://rcin.org.pl

łudniem (13—15°°). Wieczorem przepływ wyraźnie maleje, a w chłodne noce wiele z tych strumieni zupełnie wysycha. Natężenie ablacji okrytego moreną czoła lodowca ulega wyraźnemu zahamowaniu w dnie pochmurne. Nawet kilkugodzinne zachmurzenie w ciągu słonecznego dnia ma wyraźny wpływ na obniżenie stanów wody w owych strumieniach. Toteż wahania przepływu w tych strumieniach, przy ogólnie dużej amplitudzie dobowej, charakteryzują się dużą nieregularnością tak w ciągu doby, jak i w ciągu okresu kilkudniowego.

b) Duże rzeki, jak Skeidara czy Sula, zasilane potężnymi wywierzyskami (fot. 4), po przełamaniu się przez główną strefę moren czołowych rozgałęziają się na wiele ramion, tworzących również typowy układ braided rivers. Wody wypływające z wywierzysk pochodzą głównie z ablacji wysoko położonych partii Skeidararjokull, nieraz bardzo odległych od jego czoła. Przepływają one przez system jezior istniejących pomiędzy krawędziami lodowca a stokami obrzeżających go masywów górskich, a stąd tunelami subglacjalnymi dostają się w strefę czoła lodowca. Jeziora te, z których największe Grenalón odległe jest ok. 25 km od czoła lodowca, działają wyrównująco na stany wód. Z powodu dużej pojemności i znacznej odległości od krawędzi lodowca łagodzą one i opóźniają o kilka godzin falę wezbraniową. Różnice przepływu pomiędzy wczesnym rankiem (minimum) a popołudniem i wieczorem (maksimum) są nieznaczne i nie przekraczają prawdopodobnie 50 %. Dopiero kilkudniowy okres ustalonej pogody wyraźnie zaznacza się w zmianach stanu wody.

c) Rzeki i strumienie wypływające z jezior położonych na przedpolu lodowca i płynące przeważnie w wąskich i krętych korytach wykazują jeszcze inny rytm wahań. Jeziora te, przylegające przeważnie do krawędzi lodowca, zasilane są wodami pochodzącymi z jej ablacji. Ponieważ ma ona zmienne natężenie, jeziora otrzymują zmienną ilość wody tak w przekroju dobowym, jak i kilkudniowym. Zaznacza się to w zmienności przepływów wypływających z nich rzek. Małe strumienie, które wypływają z niewielkich jezior, przylegających do wschodniej części krawędzi Skeidararjokull, mają bardzo wyraźne wahania dobowe, ale ich amplituda jest znacznie mniejsza niż strumieni, biorących początek z krawędzi lodowca. Po kilkudniowym okresie zachmurzenia hamującym ablację mniejsze wypływy z jezior zupełnie przestają prowadzić wodę. Większe rzeki, wypływające z dużych jezior w środkowej części przedpola, mają bardziej wyrównane stany wody. Jednakże i w nich wyraźnie zaznaczają się wahania dobowe, jak również wahania kilkudniowe, związane ze zmienną typu pogody. Rzeka Sandgigkvisl[2], odwadniająca cen-

[2] Por. Z. Churski, 1970. Results of observations of water-level fluctuations in the Sandgigkvisl river (Iceland) in summer 1968. Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Geol.-Geogr. 18, s. 259—268.

http://rcin.org.pl

tralną część lobu, zasilana jest w złożony sposób. Jak zaznaczono powyżej, powstaje ona z połączenia dwu rzek: jednej wypływającej z jezior przed czołem lodowca, a drugiej biorącej początek z połączenia licznych drobnych strug, zasilanych ablacją jego czoła. Toteż reżim wahań jest tu złożony. Względnie wysokie stany wody w godzinach popołudniowych i wieczornych wynikają z silnego dopływu wód strumieni zasilanych ablacją czoła lodowca. Natomiast nocny przepływ wód, zmagazynowanych w jeziorach przylodowcowych, likwiduje głębokie niżówki.

Oprócz tych rzek proglacjalnych, zasilanych bezpośrednio topnieniem lodowca, na równinie Skeidarársandur istnieje gęsta sieć niewielkich strumyków, zasilanych wodami gruntowymi. Początek dają im niewielkie wycieki, wysięki, a rzadziej punktowe wypływy w formie źródeł, znajdujące się 4—6 km od czoła lodowca na wys. 40—60 m n.p.m. Strumyki te mają bardzo wyrównane przepływy dobowe i prowadzą bardzo czyste wody. Uchodzą one do czynnych ramion rzek proglacjalnych lub też do opuszczonych, tworząc wówczas małe jeziorka. Mimo gęstej sieci strumyki te w małym stopniu zasilają rzeki proglacjalne. Jak oblicza F. Hjulström (1955), analogiczne strumienie zasilane wodami gruntowymi w obrębie równiny Hoffellsandur (na przedpolu jednego z SE lobów Vatnajokull) dostarczały jedynie 0,4 % ogólnego przepływu wód w ciągu 3 miesięcy (VII—IX 1951).

Ten reżim rzek proglacjalnych przedpola Skeidarárjokull bywa zaburzony przez katastrofalnych rozmiarów powodzie (isl. jökullhlaup) występujące tu średnio co 10 lat. Wywołane są one nagłym spływaniem wysoko położonych jezior przylodowcowych i śródlodowcowych, a częściowo i erupcjami podlodowcowymi (S. Thorarinsson 1953, 1954, 1958, S. Thorarinsson i S. Rist 1955, S. Thorarinsson i in. 1959). Szczególnie częste są tu powodzie spowodowane szybkim spływaniem przylodowcowego jeziora Grenalón, jak również śródlodowcowego jeziora Grimsvötn, wypełniającego wielką kalderę w południowo-zachodniej części Vatnajökull. Zdaniem S. Thorarinssona wypełnienie jeziora przebiega powoli w wyniku ablacji przylegających do niego mas lodu, a w wypadku jeziora Grimsvötn również w wyniku subglacjalnej działalności solfatar. Po wypełnieniu jeziora do określonej wysokości w wyniku wzrostu ciśnienia następuje przerwanie barier lodowych, odetkanie szczelin i gwałtowny spływ wód w kierunku czoła lodowca. Jezioro Grenalón, o pow. ok. 18 km² i 150 m głębokości, magazynuje ok. 1,5 km² wody. Jego gwałtowne spływanie, występujące średnio co 4 lata, wywołuje potężne powodzie głównie na sandrze Suli, dając w czasie maksimum powodzi przepływ ok. 6000 m³/sek.

Całkowicie wypełniona kaldera Grimsvötn tworzy jezioro o pow. 35—40 km², magazynujące ok. 7 km³ wody. W czasie powodzi olbrzymia

http://rcin.org.pl

masa wody, spływająca w ciągu kilku dni, daje w okresie maksimum przepływy rzędu 40—50 000 m^3/sek. Szczególnie katastrofalny charakter przybierają te powodzie na sandrze Skeidary (isl. Skeidararhlaupi). W okresie maksimum powodzi występuje najczęściej erupcja pyłów i gazów z kaldery, które zdaniem Thorarinssona (1953) są zjawiskiem wtórnym do powodzi, spowodowanym szybkim odciążeniem dna kaldery w wyniku ubytku masy wód.

Na Skeidararsandur powodzie wywołane spływaniem Grimsvötn wystąpiły ostatnio w latach 1861, 1873, 1892, 1897 (bez erupcji), 1903, 1913, 1922, 1934, 1954. Ostatnio powodzie występują częściej, co 4—6 lat, ale wtedy spływa mniejsza ilość wody. Z czasów historycznych znane są katastrofalne powodzie z lat 1362 i 1727, spowodowane erupcją zlodowaconego obecnie wulkanu Öraefelljokull (S. Thorarinsson 1958).

Wody powodziowe całkowicie zatapiają niższe poziomy sandrowe, szczególnie w sąsiedztwie brzegów morskich. Ponad wodą wznosi się jedynie strefa moreny czołowej i przylegające do niej wyższe poziomy sandrowe. W ostatnich dziesiątkach lat w wyniku cofnięcia krawędzi lodowca w niżej położone miejsca zatapiane są jedynie najniżej położone czynne szlaki sandrowe.

TRANSPORT MATERII MINERALNEJ W RZEKACH PRZEDPOLA SKEIDARARJOKULL

Rzeki proglacjalne wynoszą z lodowca i osadzają na jego przedpolu olbrzymie ilości materiału mineralnego. Przyczyną tego wzmożonego transportu i akumulacji jest z jednej strony przedstawiony powyżej reżim tych rzek, a z drugiej duża podatność formacji palagonitowej na wietrzenie mechaniczne i erozję.

TRANSPORT ZAWIESINY

Rzeki i strumienie proglacjalne na przedpolu Skeidararjokull niosą bardzo dużo zawiesiny. Objawem tego jest duża mętność wód roztopowych, ustępująca jedynie mętności rzek obszarów lessowych lub okresowych rzek klimatu półsuchego (J. Corbel 1959, 1964, W. Jarocki 1957, C. F. Nordin 1963, M. Parde 1957).

Materiał drobny utrzymuje się w zawieszeniu na skutek turbulencji. Tę dużą rolę turbulencji w utrzymywaniu cząstek w zawieszeniu podkreślają M. P. O'Brien (1933, 1936), H. L. Cook (1935), A. A. Kalinske (1942 vide Å. Sundborg 1956), F. Hjulström (1935) i C. Nevin (1946), V. A. Vanoni (1946). Turbulencja o różnym natężeniu występuje praktycznie w każdej wodzie płynącej. Uniemożliwia ona swobodne opadanie

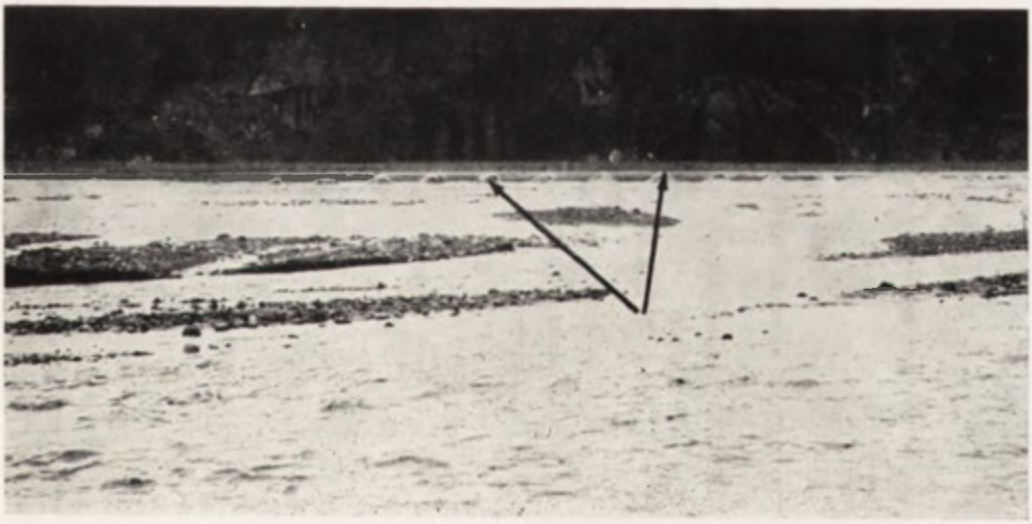
http://rcin.org.pl

Fot. 4. Duże wywierzysko przy wylocie tunelu subglacjalnego, dające początek rzece Sula

Fot. 4 – 39, 41, 43 – 48 wykonał K. Klimek, 1968

Big ice-spring at the outlet of subglacial tunnel, in which the river Sula has its source

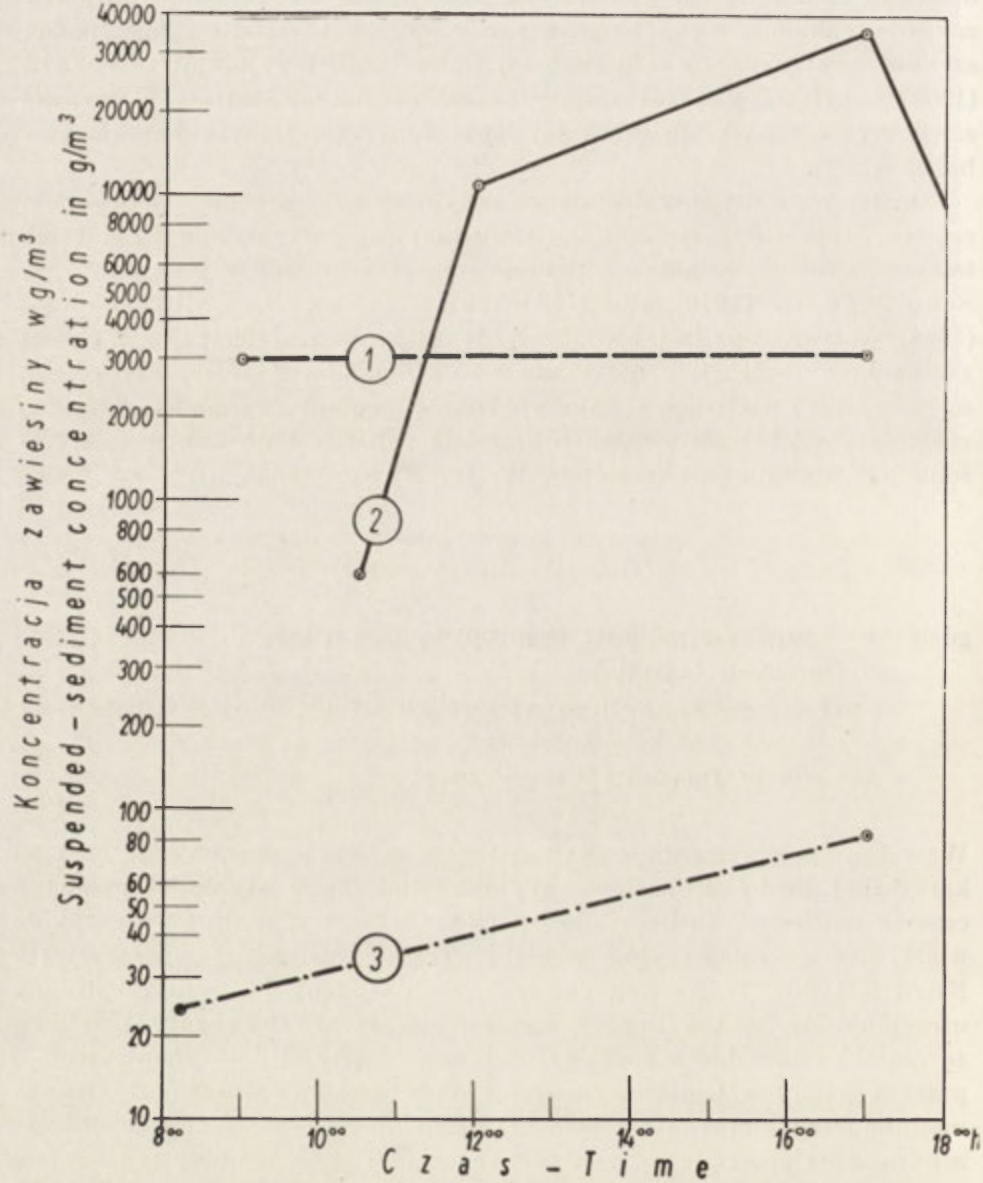
Phot. 4 – 39, 41, 43 – 48 by K. Klimek, 1968



Fot. 5. Wezbrane wody Suli poniżej wywierzyska. Na powierzchni wody widoczne pojawiające się okresowo fale stojące

The swollen Sula waters below the ice-spring. Periodical standing waves are visible on the surface of water

http://rcin.org.pl



Ryc. 5. Zmiany mętności rzek proglacjalnych przedpola Skeidarárjokull zależnie od sposobu zasilania

1 – rzeki zasilane z dużych wywierzysk, 2 – rzeki zasilane ablacją czoła lodowca, 3 – rzeki wypływające z jezior przylodowcowych

Changes in the suspended load carried by proglacial waters in the Skeidarárjokull foreland

1 – rivers fed by large ice-springs, 2 – rivers fed by the ablation of ice front, 3 – rivers draining ice-marginal lakes

http://rcin.org.pl

piasek, a przyczepione do większych ziarn ułatwiają ich transport przy małych szybkościach wody.

Pierwsze pomiary mętności rzek Islandii zostały wykonane przez Hallanda w 1898 r. (vide V. Okko 1956). Według tego autora rzeka Nupsá wypływająca w owym czasie z jeziora Grenalón niosła 570 g zawiesiny w 1 m^3, a rzeka Skeidará 1509 g/m^3. Polska Wyprawa Glacjologiczna do Islandii, z uwagi na rekonesansowy charakter badań, nie instalowała stałych punktów pomiaru zawiesiny. Toteż autor ograniczył się do patrolowego pobierania prób na trzech podstawowych typach hydrologicznych rzek. Uzyskane dane pozwalają jednak na dobrą orientację w mętności rzek przedpola Skeidarárjokull oraz w jej zmianach. Stwierdzono, że po okresie słonecznej pogody, wzmagającej ablację, lub po okresie kilkudniowych deszczów, zmywających morenę ablacyjną z czoła lodowca, mętność rzek proglacjalnych wzrastała, w dnie pochmurne natomiast hamujące ablację — malała. Podobną zależność stwierdził R. Walker (1953) na rzece Jokullslo, zasilanej topnieniem lodowca Myrdarsjökull (Islandia).

Małe strumienie zasilane ablacją wąskiej strefy czoła lodowca mają największą mętność, dochodzącą do 39 000 g/m^3, a jej zmienność w ciągu dnia jest łatwo dostrzegalna (ryc. 5). Ta duża zmienność wynika z nieregularnego zasilania owych strumieni w materiał drobny oraz z dużych wahań przepływu w ciągu doby. Drobne strugi, dające początek tym strumieniom, spływają z czoła lodowca w głęboko wciętych jarach albo płyną przy jego krawędzi w sąsiedztwie pagórów lodowo-morenowych. Morena ablacyjna pokrywająca strome zbocza lodowe po odpowiednim upłynnieniu zsuwa się w niżej położone miejsca, gdzie jest rozmywana przez te strugi. Części ilaste i pylaste transportowane są dalej w formie zawiesiny, materiał drobniejszy ślizga się po lodowym dnie, a jedynie większe głazy pozostają chwilowo na miejscu. W ciągu słonecznego dnia w miarę wzrostu ablacji bardzo często występuje zjawisko zsuwania pakietów morenowych do owych strug, co powoduje pulsacyjny wzrost ich mętności. Strugi te wypływając na przedpole lodu są już bardzo bogate w zawiesinę. Tutaj w miarę nasilania ablacji bardzo szybko przybierają, co pociąga wzrost szybkości wody i turbulencji. Płynąc w dalszym biegu po powierzchni osadzonych uprzednio drobnych osadów, rozmywają je już w pierwszej fazie wezbrania, co znacznie podnosi ich mętność. Na dalszym przedpolu lodowca, gdzie te strumienie rozgałęziają się na wiele drobnych strużek, następuje stopniowy spadek szybkości płynącej nimi wody. Prowadzi to do zmniejszenia turbulencji i stopniowego strącania zawiesiny. Jest to szczególnie dobrze widoczne wieczorem, gdy zahamowanie ablacji powoduje szybki spadek przepływów w tych rozgałęzieniach koryt. W późnych godzinach wieczornych wyciętymi uprze-

http://rcin.org.pl

dnio korytami sączą się małe strugi względnie czystej wody. Wzrost mętności wody wraz ze wzrostem przepływu jest zjawiskiem obserwowanym powszechnie w małych strumieniach proglacjalnych, zasilanych ablacją czoła lodowca (K. Fahnestock 1963, G. Østrem i in. 1967). Ten ostatni autor, prowadząc badania na proglacjalnej rzece Decade (W. Baffina) zasilanej topnieniem małego lodowca, stwierdził, że kulminacja koncentracji zawiesiny występowała na 2—3 godziny przed kulminacją przepływu. Na przedpolu Skeidararjökull z braku dokładnych pomiarów przepływu w tych strumieniach nie udało się stwierdzić czasowego stosunku kulminacji mętności do kulminacji przepływu.

Mętność dużych rzek, jak Sula, Skeidará czy Sandgigkvisl, wynosi 1500—3000 g/m³, tzn. jest podobna do mętności większych rzek proglacjalnych w Alpach (J. Corbel 1959). Mętność wód Suli w czasie maksimum przepływu wzrasta jedynie o 0,04 % w stosunku do mętności przy przepływie minimalnym (ryc. 5). Prawie stały stopień koncentracji zawiesiny w tych rzekach wynika ze sposobu ich zasilania. Jak zaznaczono powyżej, wody wypływające z wywierzysk, dających początek tym rzekom, pochodzą z ablacji wysoko położonych i względnie czystych mas lodu. Przepływając przez system jezior przylodowcowych ulegają one częściowemu oczyszczeniu w wyniku strącania zawiesiny. Toteż w początkowym biegu są one znacznie mniej mętne niż małe strumienie, zasilane ablacją czoła lodowca. Ponadto profil podłużny i poprzeczny koryt tych rzek przystosowany jest do dużych przepływów. Ich brzegi i dna buduje gruby żwir i głazy, wypłukane już z części drobnych. Pakiety materiału spadające sporadycznie z podmywanych brzegów do nurtu dostarczają co prawda dużo drobnego materiału, ale w stosunku do dużego przepływu podnosi on nieznacznie mętność wody. Toteż wody dużych rzek w porównaniu z małymi strumieniami mają znacznie mniejszą mętność. Zjawisko nieznacznego wzrostu mętności rzek proglacjalnych wraz ze wzrostem przepływu opisują L. K. Davydov i A. G. Pronin (1967) z Pamiru. Rzeka Seldara, wypływająca z tunelu lodowcowego u czoła lodowca Fedczenki, przy wzroście przepływu o 100 % niesie zaledwie 14 % więcej zawiesiny w 1 m³. W celu stwierdzenia zmian mętności z biegiem tych rzek pobrano w krótkich odstępach czasu próby wzdłuż biegu Skeidáry, uzyskując następujące dane:

km biegu	0	4,5	9
zawartość zawiesiny w g/m³	2070	1360	1340

Z danych tych wynika, że tuż poniżej wywierzyska, gdzie wody mają największą turbulencję, występuje największa mętność. W zawieszeniu znajduje się tutaj prawdopodobnie również drobna frakcja piaszczysta.

http://rcin.org.pl

Z biegiem rzeki zawartość zawiesiny zmniejsza się nieznacznie. Długiemu utrzymywaniu się podobnej mętności wód, mimo niewątpliwie malejącej turbulencji, sprzyja duża lepkość tych chłodnych wód. Drobna zawiesina ilasta i mułkowa w większych i głębszych korytach nawet przy bardzo słabej turbulencji potrzebuje na strącenie znacznie więcej czasu niż ten, w którym określona masa wody przebywa drogę od wywierzyska do morza. Toteż duże rzeki proglacjalne, mimo znacznie mniejszej mętności niż drobne strumienie, wynoszą w sumie znacznie większą ilość materiału do morza lub na dalekie przedpole lodowca. Tym m.in. należy tłumaczyć stosunkowo małą zawartość frakcji drobnej w korzeniowych partiach sandru, a pomimo dużej koncentracji frakcji pylasto-ilastej w osadach morenowych.

Rzeki wypływające z jezior występujących przed czołem lodowca niosą bardzo mało zawiesiny (ryc. 5), mimo że małe strugi spływające z czoła lodowca wnoszą do tych jezior bardzo duże ilości zawiesiny. Z powodu różnic gęstości wywołanych niższą temperaturą, jak również większą mętnością, wody tych strumieni spływają po skłonie misy jeziornej w najniższe położenie; nie mieszają się z cieplejszymi wodami powierzchniowymi. Niesiony przez nie materiał tworzy rodzaj prądów zawiesinowych (turbidity currents) (F. A. Forel 1885, por. również P. H. Kuenen i C. I. Migliorini 1950, S. Dżułyński i E. K. Walton 1965). Toteż górna warstwa wody w jeziorze, aczkolwiek zawierająca dużo zawiesiny (głównie z abrazji brzegów), ma najmniejszą mętność. Małe strumienie, przelewające się przez obrzeżenie misy jeziora, zasilane są tylko z tej górnej warstwy wody i dlatego niosą one niewielką ilość zawiesiny. Większe rzeki zasilane z głębszych przelewów mają większą mętność, gdyż w jeziorach wzrasta ona z głębokością. Ale i tutaj zaznacza się wyraźny dobowy rytm wahań. W nocy, gdy z jeziora spływa tylko górna cienka warstwa wody, zasilane z niej rzeki i strumienie niosą znacznie mniej zawiesiny niż w godzinach popołudniowych, gdy z jezior przelewa się znacznie więcej wody. Jeziora przylodowcowe, przez które przepływają rzeki, odgrywają zatem dużą rolę w „wyłapywaniu” zawiesiny, dostarczanej przez wody roztopowe.

TRANSPORT DENNY

Transport denny w rzekach proglacjalnych jest bardzo duży, o czym świadczy szybkie rozbudowywanie stożków sandrowych. Zarówno silnie zróżnicowana frakcja osadów wytapianych z lodowca i dostarczana do tych rzek, jak również duże i częste zmiany warunków hydrodynamicznych związane z dobowymi zmianami przepływu sprawiają, że materiał denny przemieszczany jest w zróżnicowany sposób.

http://rcin.org.pl

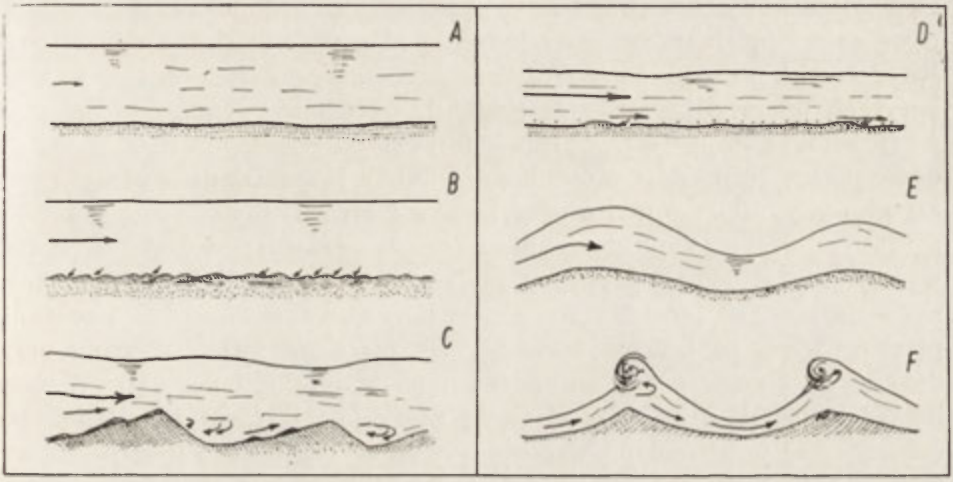
Mechanizm transportu dennego poznano znacznie później (G. K. Gilbert 1914) niż same struktury sedymentacyjne, których używano jako wskaźnika środowiska sedymentacyjnego (H. G. Sorby 1859, 1908 — vide G. V. Middleton 1965). Narastająca z biegiem lat literatura dotycząca tego zagadnienia jest ogromna, a jej zestawienia znajdują się w podręcznikach W. H. Twenhofela (1950), R. R. Shrocka (1948) oraz P. E. Pottera i F. J. Pettijohna (1963). Zapoczątkowane również przez G. K. Gilberta studia eksperymentalne przyspieszyły poznanie mechanizmu tego transportu i rządzących nim prawideł, szczególnie dla frakcji piaskowej. Literaturę dotyczącą badań eksperymentalnych zestawił ostatnio L. M. Brush (1965). W znacznie mniejszym stopniu poznany został mechanizm transportu frakcji żwirowej i głazowej, szczególnie gdy występuje on równocześnie z frakcją piaszczystą. Studia eksperymentalne prowadzone w tym kierunku należą również do rzadkości (C. E. Johansson 1963, 1965, R. K. Fahnestock i W. L. Hawshild 1962, H. Mortensen i J. Hovermann 1957 i in.). Toteż ograniczam się tutaj do krótkiego przedstawienia pewnych podstawowych zagadnień transportu dennego, do których będę się odwoływał w dalszej części pracy.

Na przedpolu Skeidararjokull występują rzeki i strumienie transportujące wyłącznie materiał piaszczysty oraz większe rzeki przenoszące obok materiału drobnego żwirowy i głazowy. Przy niskich stanach wody jest to zazwyczaj transport selektywny, przy wezbraniach grubsza frakcja przemieszczana jest w wielkiej masie. Transport piasków występuje przeważnie w małych strumieniach zasilanych ablacją czoła lodowca; transport żwirów i głazów w rzekach dużych zasilanych z wywierzysk lub większych jezior przylodowcowych.

Jeżeli w dnie koryta występuje piasek mniej więcej jednorodny, to przy niewielkiej szybkości przepływającej nad nim wody zaznacza się niewielki ruch ziarn piasku, polegający głównie na ich reorientacji lub sporadycznym przemieszczaniu tych, które zajmują mało stabilną pozycję. Powierzchnia tak wolno płynącej wody jest zupełnie gładka, a wprowadzony do niej materiał pochodzący np. z obrywu brzegowego zostanie osadzony mniej więcej równomiernie na dnie, poniżej miejsca zasilania. Najkrótszą drogę przebędzie najgrubsza frakcja, dłuższą — najdrobniejsza. Może to doprowadzić do powstania warstwowania frakcjonalnego (graded bedding) (ryc. 6A). Z chwilą przekroczenia pierwszego progu szybkości rozpoczyna się masowy ruch ziarn piasku w formie asymetrycznych ripplemarków o zróżnicowanym zarysie (J. R. L. Allen 1969), których stok doprądowy jest łagodny (6—8°), a zaprądowy stromy (do 30°). Ruch piasku polega tutaj na rozmywaniu proksymalnej strony tej mikroformy, toczeniu ziarn w kierunku jej kulminacji, skąd staczają się w dół po

http://rcin.org.pl

stoku zaprądowym, a przy większej dostawie spływają w formie niewielkich podwodnych osuwisk (J. R. L. Allen 1965a, 1969, J. Imbrie i H. Buchanan 1965) (ryc. 6B). W czasie takiego transportu następuje również sortowanie osadu. Część ziarn z rozmytego stoku proksymalnego może przebywać dłuższą drogę w formie zawiesiny. Na ciągle nadbudowywanym stoku zaprądowym ziarna drobniejsze składane są w górnej jego części, natomiast cięższe spływają w niższe położenie. Osad złożony w tej fazie transportu charakteryzuje się warstwowaniem skośnym, a grubość



Ryc. 6. Ukształtowanie powierzchni wody i dna oraz sposób transportu i sedymentacji osadów piaszczystych zależnie od szybkości prądu (częściowo wg B. D. Simonsa, E. V. Richardsona, C. F. Nordina, J. C. Harmsa, R. K. Fahnestocka i in.)

A — powierzchnia wody płaska, dno płaskie — reorientacja lub ruch pojedynczych ziaren, B — powierzchnia wody lekko zmarszczona, dno rytmicznie sfalowane — transport rytmiczny w formie niewielkich ripplemarków, C — powierzchnia wody z nieregularnymi nabrzmieniami (w miejscu obniżenia dna), w dnie duże wydmy z nałożonymi na nie drobnymi ripplemarkami — przemieszczanie osadów po stronie doprądowej, D — powierzchnia wody (płynącej z bardzo dużą szybkością) płaska, dno płaskie — masowy transport piasku w formie „dywanu" przydennego, E — na powierzchni wody występują regularne fale stojące (których kulminacja pokrywa się z elewacją podłoża), dno regularnie sfalowane — masowe przemieszczanie osadów, F — na powierzchni wody fale łamiące się pod prąd i wędrujące powoli w górę rzeki, w dnie asymetryczne „wydmy" o stromym stoku doprądowym — masowy transport osadów i osadzanie po doprądowej stronie wydm

Diagram showing the forms of river bed and water surface, and the mode of transportation and deposition of sandy materials in relation to current velocity (partly after B. D. Simons, E. V. Richardson, C. F. Nordin, J. C. Harms, R. K. Fahnestock and others)

tak osadzanych warstw odpowiada mniej więcej wysokości ripplemarków. W większych rzekach o znacznej głębokości dochodzi do powstawania wydm piaszczystych o długości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Przemieszczanie piasku przebiega tu podobnie jak w obrębie ripplemarków, z tym że skala zjawiska jest znacznie większa. Niekiedy na

http://rcin.org.pl

doprądowy stok takiej wydmy nasadzone są mniejsze ripplemarki wędrujące znacznie szybciej niż cała forma wydmy (ryc. 6C). Przy występowaniu w dnie koryta dużych wydm na powierzchni wody zaznaczają się wyraźne nabrzmienia (w miejscu największej głębokości) i obniżenia zwierciadła wody (w miejscu grzbietu wydmy). Po zaprądowej stronie wydmy (tak jak i ripplemarka) dochodzi do rozwarstwienia prądu, w „cieniu" stromego stoku pozostaje strefa wody stojącej, a przy dnie zaznacza się prąd wsteczny. W tym miejscu osadza się materiał drobny przenoszony w szybkim prądzie przez grzbiet wydmy. Przy pewnej głębokości wody ten przydenny prąd wsteczny doprowadzić może do powstania ripplemarków wędrujących pod prąd (A. V. Jopling 1961). Ripplemarki piaszczyste o zróżnicowanym zarysie stwierdzano w wielu korytach na przedpolu Skeidarárjökull, szczególnie tam gdzie przepływ wody zanikał stopniowo. W czasie forsowania większych rzek niosących dużo piasku (np. dopływów Sandgigkvisl) przecinałem wydmy piaszczyste o wys. 0,5—1 m i długości kilku metrów.

Przy dalszym wzroście szybkości wody, prawdopodobnie na skutek wystąpienia szybkości podkrytycznej, rozpoczyna się ścinanie grzbietów ripplemarków, co prowadzi do ich wydłużania, a w końcu do powstania płaskiego dna, po którym mieciony jest piasek w formie dywanu przydennego o bardzo dużej koncentracji ziarn piasku (ryc. 6D). W fazie miecenia głębokość szybko płynącej wody jest w każdym miejscu podobna, a jej powierzchnia względnie gładka. Ten rodzaj transportu występuje powszechnie w obrębie piaszczystych koryt strumieni proglacjalnych o stosunkowo niewielkiej głębokości lub wtedy gdy w czasie maksimum wezbrania woda zalewa całą powierzchnię stożka. W płytkich strumieniach koncentracja miecionego materiału w pobliżu powierzchni wody jest bardzo duża, co może podnosić ogólną koncentrację zawiesiny mierzoną w pobliżu powierzchni wody (por. ryc. 5). Osady złożone w tej fazie transportu charakteryzuje nieciągła pozioma laminacja.

Dalszy wzrost prędkości wody prowadzi do przekroczenia kolejnego progu szybkości i rozpoczęcia nowej formy transportu. Na powierzchni wody pojawia się wówczas okresowo zespół fal stojących lub wędrujących bardzo powoli pod prąd (fot. 5). Niektóre z nich po osiągnięciu odpowiedniej wysokości łamią się pod prąd, tworząc niewielką kipiel. Dno koryta rzecznego jest wówczas nierówne, występuje w nim szereg poprzecznych do kierunku prądu grzęd oddzielonych obniżeniami. Zaprądowa strona tych grzęd, gdzie występują prędkości podkrytyczne, jest bardzo silnie rozmywana. Część materiału pochodzącego z tego rozmycia osadzana jest na nieco bardziej stromej stronie doprądowej, leżącej poniżej sąsiedniej grzędy, a część z powodu bardzo silnej turbulencji przenoszona jest na daleki dystans w formie zawiesiny. Taki sposób trans-

http://rcin.org.pl

Fot. 8. Świeże, wypełnione wodą przegłębienia na sandrze Suli

Fresh overdeepenings filled with water on the Sula sandur

Fot. 9. Przegłębienie wypełnione piaskami i mułkami

Overdeepening filled with sand and silt

http://rcin.org.pl

Fot. 10. Okresowe nieczynne podcięcie erozyjne rzeki marginalnej we wschodniej części przedpola Skeidararjokull, górna część stoku zbudowana z osadów glacjalnych i glacifluwialnych ma charakter pionowej ściany. Dolna wykształcona jest jako hałda usypiskowa

Fot. 11. Stoki usypiskowe podcinanej uprzednio moreny czołowej. W wyniku odsunięcia nurtu od podcięcia rozwijające się hałdy usypiskowe wkraczają na osady fluwialne

http://rcin.org.pl

Periodically inactive cliff of a marginal river in the eastern part of Skeidarárjokull foreland, the upper part of the slope build of glacial and glaciofluvial sediments bears the character of a vertical wall, while the lower one is developed as a talus heap

Talus slopes of the previously undercut end-moraine. The developing talus heaps invade the fluvial deposits as a result of the migration of current

http://rcin.org.pl

Fot. 12. Głazy residualne po rozmytej morenie czołowej w sąsiedztwie wywierzyska Suli. Na dalszym planie czoło lodowca okryte moreną ablacyjną

Residual boulders from the washed-out end-moraine in the vicinity of the Sula ice--spring. The glacier snout covered by the ablation moraines is in the background

Fot. 13. Głazy residualne (do 2 m Ø) po morenie czołowej rozmytej w wyniku bocznego przemieszczania koryta Suli. Mniejsze głazy (do 0,5 m Ø) wykazują imbrykację

Residual boulders (up to 2 m Ø) washed-out from the end-moraine as the result of lateral migration of the Sula channel. Smaller boulders (up to 0,5 m Ø) show imbrication

http://rcin.org.pl

portu prowadzi do stopniowego przesuwania się tych grzęd pod prąd, co przejawia się we wspomnianym wędrowaniu fal pod prąd, których kulminacja pokrywa się z kulminacją grzędy. Osady złożone w tej fazie transportu charakteryzują się warstwowaniem przekątnym zapadającym pod prąd, ale ich występowanie należy do wielkiej rzadkości. W trakcie badań w obrębie czynnych szlaków sandrowych w wielu korytach obserwowałem zjawisko powolnego przesuwania się grzbietów fal pod prąd, co świadczy o antywydmowym sposobie transportu drobnego materiału dennego. Jeżeli pozwalała na to głębokość wody, prowadziłem również sondowanie dna. Wykazywało ono, że większość tych grzęd jest asymetryczna o łagodnym stoku zaprądowym i bardziej stromym doprądowym, ale stwierdzałem również grzędy symetryczne. Niestety wkroczenie do wody powodowało zaburzenie w układzie stosunków hydrodynamicznych, prowadzące po chwili do zaniku tego typu transportu (fal stojących) w sąsiedztwie miejsca obserwacji.

W większości rzek piaszczysty ładunek denny stanowi niewielki ułamek ładunku przenoszonego w formie zawiesiny. Te proporcje mogą jednak ulegać znacznym wahaniom zależnie od temperatury wody i stopnia jej zmącenia. Duża koncentracja ilastej zawiesiny lub obniżenie temperatury wody zwiększają transport materiału dennego (C. F. Nordin 1963, B. R. Colby 1964). Jak podają B. R. Colby i C. H. Scott (1965), obniżenie temperatury wody z 80 do 40°F dwukrotnie zwiększa przepływy materiału dennego. Zgadza się to z twierdzeniem J. Corbela (1959, 1964), że rzeki strefy zimnej przenoszą największy ładunek zawiesinowy i denny. Na tej podstawie można wnosić, że transport denny w rzekach proglacjalnych przedpola Skeidararjokull z powodu niskich temperatur i dużej mętności wód jest znacznie większy niż w rzekach o analogicznej wielkości i reżimie, ale płynących w innych strefach klimatycznych.

Mechanizm transportu frakcji żwirowo-głazowej jest słabiej poznany. Większość obserwacji dotyczy sposobu transportu pojedynczych żwirów, natomiast bardzo niewiele transportu masowego szczególnie silnie zróżnicowanych frakcji (piasków, żwirów, głazów).

Selektywny transport żwirów i głazów polega na toczeniu ich po dnie wokół osi dłuższej, skierowanej prostopadle do kierunku prądu, a przy dużej szybkości wody na saltacji (K. Richter 1936, A. Cailleux 1938, C. E. Johansson 1963, 1965, J. Tricart 1961a). W momencie zatrzymania przy powolnym spadku szybkości wody żwir taki ulega zazwyczaj reorientacji o 90°, ustawiając się osią dłuższą równolegle do kierunku prądu (R. Unrug 1957, J. Schlee 1957, C. E. Johansson 1963). Jest to bowiem pozycja stabilna, przy której unieruchomiony przedmiot stawia najmniejszy opór wodzie płynącej (G. A. Rusnak

http://rcin.org.pl

1957). W rzekach proglacjalnych przedpola Skeidararjokull niejednokrotnie stwierdzano selektywny ruch pojedynczych żwirów i głazów bądź to przy przecinaniu takich rzek (uderzanie w nogi), bądź też na podstawie dźwięków wydawanych przez głazy toczone po dnie. Wydaje się, że taka forma ruchu żwirów czy głazów odgrywa nieznaczną rolę w przemieszczaniu frakcji grubych. Większość żwirów spoczywających w dnie ma już położenie stabilne, a tylko nieliczne, wpadające do nurtu z podmywanych brzegów, przebywają określone odcinki drogi w ten sposób. Budowa łach i brzegów wskazuje, że w okresie silnego zwiększenia szybkości wody musi tu zachodzić masowe przemieszczanie równocześnie wszystkich frakcji. Materiał grubszy przebywa drogę w formie toczenia czy saltacji, drobniejszy natomiast jest mieciony lub transportowany jako zawiesina.

FORMY I OSADY DUŻYCH RZEK

Duże rzeki, zasilane z wywierzysk lub powstałe z połączenia mniejszych strumieni, stanowią zasadniczą sieć hydrograficzną przedpola Skeidararjokull, formując duże szlaki sandrowe. W ich rzeźbie dominuje gęsta sieć na przemian łączących się i rozgałęziających koryt rzecznych, tworzących typowy układ braided rivers. Rozmiary koryt są bardzo zróżnicowane tak w przekroju poprzecznym, jak i z biegiem sandru, największe z nich osiągają kilkadziesiąt metrów szerokości, przy 2—3 m głębokości. W osiach koryt po każdorazowym wezbraniu powstają nowe łachy centralne lub przeobrażane są już istniejące. W wyniku migracji lub zamierania pewnych koryt, jak również ich lokalnego wcinania dochodzi do powstania bardziej zróżnicowanych w budowie działów międzykorytowych (ryc. 7). Jako cechę charakterystyczną, a równocześnie przyczynę takiego układu sieci rzecznej wymienia się najczęściej duży i niewyrównany spadek, częste i duże wahania stanu wody, nadmierne obciążenia materiałem dennym i zawiesiną, wynikające z budowy podłoża i braku zwartej szaty roślinnej na brzegach (J. D. Collinson 1970, D. J. Doeglas 1962, R. K. Fahnestock 1963, E. Falkowski 1967, F. Hjulström 1952, A. Krigstrom 1962, L. B. Leopold i M. G. Wolman 1957, J. H. Mackin 1956, S. A. Schumm 1969, F. L. Striclin 1961). Spadek podłużny szlaków sandrowych w górnych odcinkach jest duży, np. spadek szlaku Suli w pierwszych 6 km biegu wynosi średnio 6,5 % (tj. dwukrotnie więcej niż spadek Dunajca pomiędzy N. Targiem a Krościenkiem).

Zarówno koryta, jak i rozdzielające je działy międzykorytowe znajdują się w ciągłym rozwoju, jedne powstają, inne są zdegradowane. Studio-

http://rcin.org.pl

wanie form świeżo opuszczonych przez wodę, a znajdujących się w różnym stopniu rozwoju, pozwala na wcale dokładne poznanie ich budowy oraz śledzenie sposobu formowania. Szczegółowe badania, prowadzone w górnych biegach dużych rzek, tj. w odcinkach przełomowych przez strefę czołowo-morenową i na jej przedpolu (ryc. 1). W tej strefie duże rzeki proglacjalne tworzą żwirowo-głazowe szlaki sandrowe.

Koryta rzek w obrębie szlaków sandrowych, rozpatrywane w krótkim odcinku swego biegu, charakteryzują się dużą symetrią profilu poprzecznego i dużą szerokością, przy stosunkowo niewielkiej głębokości. Profil podłużny dna takiego koryta charakteryzuje się występowaniem na przemian odcinków o niedużym, wyrównanym spadku, przegrodzonych odcinkami o znacznie większym spadku (do 30 $^0/_{00}$) i niewyrównanym dnie. W odcinkach o zmniejszonym spadku w dnie koryta przeważa akumulacja, która prowadzi przeważnie do powstawania łach centralnych, co sprzyja rozgałęzianiu nurtu i migracji koryta. Strefa zmniejszonego spadku przechodzi w strefę o dużym spadku, w wielu miejscach jest wykształcona w formie bystrz; poniżej występują misy przegłębień. W tych miejscach koryto jest wąskie, głębiej wcięte, a w pewnych ich odcinkach występują dobrze wykształcone bruki erozyjne.

EROZJA DENNA, BRUKI EROZYJNE

Formy i residua erozji dennej. W odcinkach koryt, w których przeważa erozja denna, występują żwiry lub głazy (20—50 cm Ø) o lepiej lub gorzej wyrażonej orientacji, tworzące bruk erozyjny (fot. 6, 7). Ich spłaszczone powierzchnie zapadają pod prąd. Tak „wybrukowane" odcinki koryt występują najczęściej w strefach zwiększonego spadku, poniżej złączenia dwu ramion oraz w strefie zmiany kierunku biegu koryta.

Erodowanie dna koryta rozpoczyna się z chwilą przewagi wynoszenia materiału dennego nad możliwością dostawy z wyżej położonego odcinka, najczęściej w okresie powolnego spadku lub ustalenia szybkości wody. Drobny materiał piaszczysto-żwirowy stawiający niewielki opór przy tej szybkości jest nadal transportowany, grubszy natomiast ulega zatrzymaniu. W strefie zaburzeń, występujących za tak unieruchomionym żwirem lub głazem, osadzany jest materiał drobniejszy (piasek), a koncentracja linii prądowych przed nim prowadzi do wyżłobienia sierpowatego zagłębienia. Zmiana położenia żwiru powoduje odsłonięcie przykrytego do tej pory materiału drobnego (piaszczystego), co sprzyja jego szybkiemu erodowaniu. Jeżeli w dużej masie drobnego materiału tkwią nieliczne żwiry lub głazy, takie zmiany ich położenia mogą się powtarzać kilkakrotnie, w miarę usuwania osadu piaszczystego. Wynoszenie materiału drobnego i obniżanie dna koryta prowadzi do odsłonięcia nowych, głębiej zasypanych żwirów. Na skutek tego następuje wzbogacenie dna

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Ryc. 7. Szkic geomorfologiczny północnej części szlaku sandrowego Suli (wykonany na bazie fotoszkicu z 1960 r.)

1 — pagóry lodowo-morenowe przy czole lodowca, 2 — wały (w masywie Eystrafjall) lub pagóry ostańcowe (na przedpolu lodowca) moren czołowych, 3 — morena czołowa falista tworząca „wysoczyznę morenową", 4 — morena czołowa pagórkowata w masywie Eystrafjall, 5 — grzbiety ważniejszych wałów morenowych, 6 — stoki kontaktu lodowego, 7 — duże zagłębienia wytopiskowe w obrębie moren czołowych, 8 — bramy wycięte w strefie moren przez wody roztopowe, 9 — różnowiekowe pokrywy glacifluwialne, 10 — krawędzie podcięć wód roztopowych, 11 — suche koryta rzek proglacjalnych z zachowanymi w dnie brukami, 12 — suche koryta rzek proglacjalnych wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi, 13 — cienie żwirowe osadzone za bryłami lodu w przepływającej wodzie, 14 — małe stożki piaszczysto-mułkowe osadzone przy czole lodowca, 15 — koryta prowadzące wodę w 1960 r., 16 — urwiska skalne obrzeżające Skeidarárjokull i jego przedpole

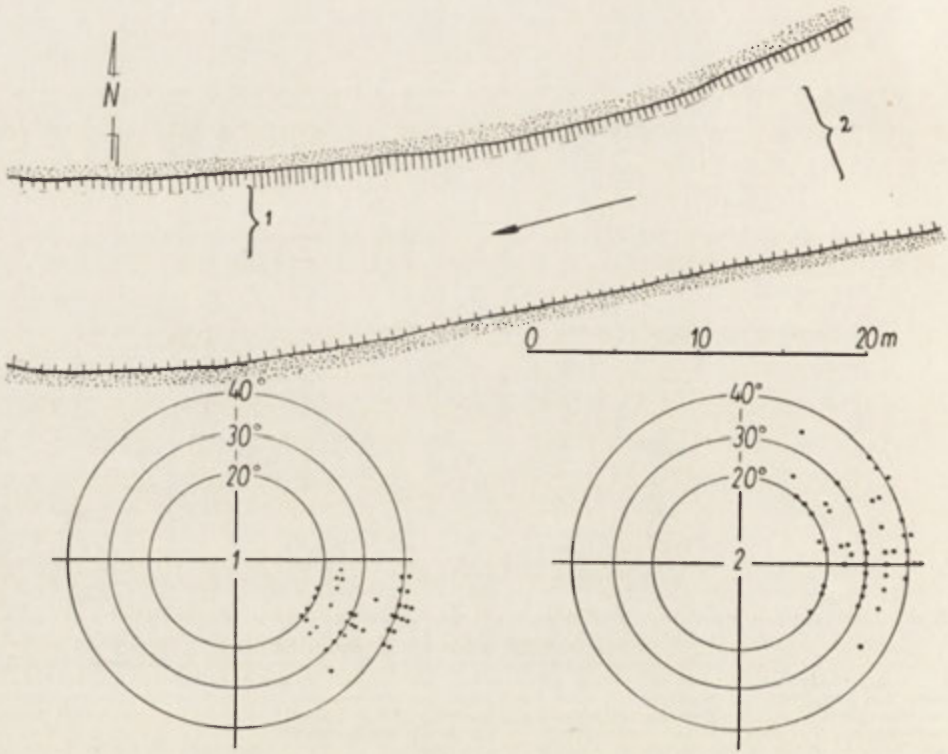
Geomorphological sketch to show the northern part of the Sula sandur valley-tract (based on a photo-sketch of 1960)

1 — ice-morainal hillocks at the glacier-margin, 2 — moraine ridges (in the Eystrafjall massif) or residual hills (in the foreland of the glacier) of end-moraines, 3 — undulating end-moraine forming a "morainal plateau", 4 — hummocky end-moraine in the Eystrafjall massif, 5 — ridges of more important moraines, 6 — ice-contact slopes, 7 — large thaw thinks within end-moraines, 8 — "gates" eroded in the moraine zone by melt-waters, 9 — glaciofluvial fans of different ages, 10 — melt water cliffs, 11 — dry channels of proglacial rivers with pavements, 12 — dry channels of proglacial rivers filled with sandy-silty sediments, 13 — gravel shadows deposited behind ice-blocks in flowing water, 14 — small sandy-silty fans deposited at the ice margin, 15 — channels carrying water in 1960, 16 — rocky walls bordering the Skeidarárjökull and its foreland

http://rcin.org.pl

koryta w materiał gruby. W pewnym etapie erozji dno to pokryte jest brukiem, który nie może być już rozmywany przy tej ustalonej szybkości wody. Pojedyncze żwiry mogą jednak podlegać końcowej reorientacji, zapoczątkowanej już w czasie, gdy były one odsłaniane spod osadów piaszczystych.

Badania nad orientacją żwirów rzecznych zapoczątkowane zostały już w 1860 r. przez Jamessona (vide P. E. Potter i F. J. Pettijohn 1963). Jednakże dopiero w latach trzydziestych naszego stulecia pojawiły się pierwsze prace szczegółowe opisujące i wyjaśniające ten proces.



Ryc. 8. Azymuty imbrykacji głazów 20—30 cm Ø w różnych częściach suchego koryta

Imbrication azimuths of 20—30 cm boulders in different parts of a dry channel

Większość badaczy przyjmuje, że na erodowanych przez wodę płynącą powierzchniach osadów luźnych żwiry zapadają pod prąd, co przy ich dużej masie daje tzw. dachówkowate ułożenie (imbrykację).

Jedynie nieliczni autorzy stwierdzali inne ułożenie żwirów (W. C. Krumbein 1940, K. Picard 1948 oraz cytowani przez C. E. Johanssona

http://rcin.org.pl

1965 Kopstein 1954 i Kaltherheberg 1957), co mogło wynikać z nieodróżniania położenia transportowanego od położenia końcowego. Orientacja osi dłuższych tych dachówkowato ułożonych żwirów była również przedmiotem studiów wielu autorów. Wynika z nich, że transport żwirów odbywa się generalnie przez toczenie lub ślizganie wokół osi dłuższej, skierowanej prostopadle do kierunku prądu (K. Richter 1936, A. Cailleux 1938, C. E. Johansson 1963, 1965). Po zatrzymaniu, przy silnym jeszcze prądzie, żwir może ulec reorientacji o 90°, przyjmując położenie osi dłuższej równoległe do kierunku prądu (R. Unrug 1957, J. Schlee 1957, R. K. Fahnestock i W. L. Hawshild 1962, C. E. Johansson 1963). Opór stawiany przez nieruchomy przedmiot tkwiący w przepływającej cieczy zależy bowiem od kształtu tego przedmiotu oraz od wielkości liczby Reynoldsa. Opór stawiany przez wydłużony żwir o zarysie elipsoidy tkwiącej osią dłuższą równolegle do kierunku prądu jest kilkakrotnie mniejszy niż opór stawiany przez żwir o zarysie kuli czy wieloboku (H. Rouse 1959, J. Bukowski 1959). Przy szybkim opadaniu wody jej prędkość może być już niewystarczająca do reorientacji i wówczas żwiry pozostają w położeniu transportowym (R. Unrug 1957, W. C. Krumbein 1942, S. Schiemenz 1960), co wyraża się bimodalnym kierunkiem kulminacji azymutów osi dłuższych. Niektórzy autorzy, m.in. S. Jewtuchowicz (1963), N. W. Kind i A. A. Kucharienko (1940), R. Unrug (1957), stwierdzali niezgodność azymutu pochylenia żwirów z azymutem osi koryta, zaznaczonego szczególnie wyraźnie przy brzegach. W celu wyjaśnienia tego zjawiska w świeżo opuszczonych korytach wykonano kilka pomiarów. Jako kierunek wyznaczania działania siły przyjęto azymut największego pochylenia pod prąd, a nie położenie osi dłuższych, które z wyżej przedstawionych powodów mogą być poprzeczne do kierunku prądu. Stwierdzono, że przy brzegach koryt odchylenie azymutu pochylenia żwiru od kierunku działania przepływającej wody może dochodzić do 45° (ryc. 8), szczególnie w korytach o przekroju nieckowatym. Na żwir lub głaz spoczywający na dnie w osi koryta działają podobne siły, wynikające z podobnej prędkości wody na tej samej głębokości. Toteż przyjmuje on najbardziej stabilne w takim przypadku położenie, zapadając spłaszczoną powierzchnią pod prąd, a jeżeli ma kształt wydłużony, ustawia się osią dłuższą równoległe do kierunku prądu. W pobliżu brzegu na tej samej głębokości występują duże różnice w szybkości wody, wynikające z tarcia o brzegi. Toteż na żwir tkwiący na lekko pochylonym dnie działają zmienne siły w różnych jego miejscach. Jeżeli nie jest on zaklinowany, to może ulec obrotowi o pewien kąt wokół osi pionowej, przebijającej go w miejscu podparcia. Ta jego część, która znajduje się bliżej koryta, ulegnie przesunięciu w dół rzeki, w wyniku czego ustawi się on skośnie do osi koryta. Szanse takiej reorientacji będą

http://rcin.org.pl

większe przy większych różnicach szybkości wody. Reorientacja może zachodzić również przy takim stanie wody, gdy część żwirów i głazów w trakcie opadania jest już wynurzona i dobrze „zakotwiczona”, a druga część znajduje się w zasięgu działania silnego nurtu. Wówczas zatopiona część może ulec przesunięciu w dół koryta, w wyniku czego przyjmie on skośne położenie do osi koryta. Taką reorientację obserwowałem głównie wśród żwirów skal lekkich (tufowych) o zarysie wydłużonym (wrzecionowatym).

Bruki erozyjne w pewnych odcinkach opuszczonych koryt są doskonale wykształcone, co wskazuje na długotrwały przepływ wody z jednakową szybkością. Wykształcenie bruku erozyjnego w dnie koryta chroni go skutecznie przed dalszym pogłębianiem. Bruk ten nie jest rozmywany nawet przy chwilowym wzroście stanu wody oraz przy wzroście obciążenia rzeki. Jak wykazały podwodne badania L. Arnborga (1957), żwir o średnicy 2,6 cm jest bardzo szybko przemieszczany po powierzchni wytworzonego bruku, nie powodując jego naruszenia. Ten transport odbywa się w formie strumieni żwirowo-piaszczystej masy osadów, ślizgającej się po powierzchni bruku. Dopiero duże wezbranie, znacznie większe niż to, które było przyczyną złożenia materiału budującego bruk, może doprowadzić do jego rozmycia. W czasie takich wezbrań szybko wzrasta obciążenie rzeki, a jej energia zużywana jest na transport wzrastającej masy ładunku dennnego. W podciętych brzegach łach badanego odcinka szlaku sandrowego wielokrotnie obserwowałem jeden lub więcej poziomów bruków erozyjnych. „Wybrukowane” odcinki koryt są bardzo stabilne, nie obserwuje się w ich obrębie tendencji do dalszego pogłębiania lub poszerzania, co zapobiega migracji.

Bystrza i przegłębienia (plosa)

Bystrza i leżące zazwyczaj poniżej nich przegłębienia stanowią formę przejścia z jednego odcinka o mniejszym i wyrównanym spadku do następnego. Bystrza charakteryzują się nagłą zmianą spadku zwierciadła wody. Tuż powyżej górnego załomu następuje wyraźne uspokojenie wzburzonej powierzchni wody, co świadczy o przekroczeniu głębokości krytycznej i przejściu do ruchu podkrytycznego. U podnóża bystrza występuje zjawisko skoku hydraulicznego wywołane ponownym przejściem do ruchu nadkrytycznego, objawiającego się nagłym podniesieniem zwierciadła wody, a często wystąpieniem odskoku Bidone'a. Wobec dużej energii kinetycznej wody w strefie bystrza pozostają tutaj tylko duże głazy, stawiające wodzie największy opór. Znajdują się one jednak w położeniu mało stabilnym. Wyruszenie jednego z nich wywołane np. uderzeniem innego głazu toczonego po dnie powoduje odsłonięcia przy-

http://rcin.org.pl

Fot. 14. Ramiona Suli poniżej wywierzyska. Pomiędzy nimi występują ostańce erozyjne głównej moreny czołowej, zniszczonej w wyniku bocznej migracji koryt

Sula branches below the ice-spring. Erosional residuals of the main end-moraine, destroyed by the lateral migration of channels, appear among them

http://rcin.org.pl

Fot. 15. Wezbrane wody rzeki marginalnej uchodzące do jeziora przylodowcowego zatapiają część łach

High waters of a marginal river flowing into the ice-marginal lake flood a part of the bars

Fot. 16. Krawędź łachy rozcinana linijnie. W trakcie opadania wody mniejsze przelewy zamierają

Bar edge lineally dissected. As the waters are lowering overflows decrease

http://rcin.org.pl

Fot. 17. Drobne rozcięcia linijne na krawędzi łachy (nurt z prawej do lewej). Na powierzchni łachy widoczny słabo wykształcony bruk erozyjny

Small linear cuts on the edge of bar (current from right to left). Weakly developed pavement is visible on the surface of the bar

Fot. 18. Duże rozcięcia linijne krawędzi łachy. W ich dnach pozostał gruby materiał residualny

Large linear cuts on the bar's edge. Coarse residual materials remained on their bottoms

http://rcin.org.pl

Fot. 19. Romboidalna łacha centralna na szlaku sandrowym Skeidary rozczlonkowywana przy opadaniu wody

Rhomboidal central bar in the sandur track of the Skeidará dissected by the sinking water

Fot. 20. Łachy centralne na szlaku sandrowym Skeidary rozczłonkowywane przy niskich stanach wody

Central bars in the sandur track of the Skeidará dissected at low water level

http://rcin.org.pl

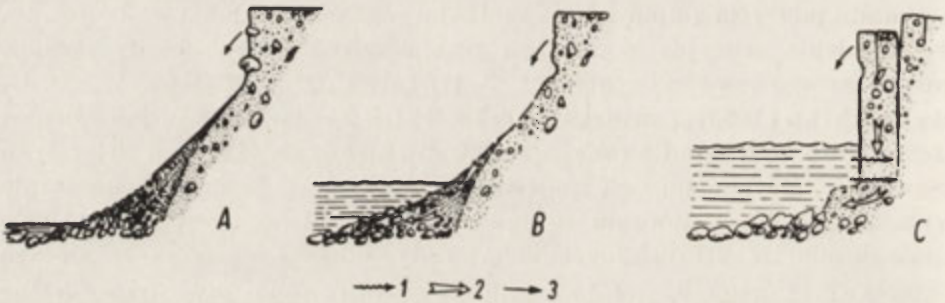
krytych dotychczas osadów o mniejszej frakcji. W bystrzu powstaje i rozwija się szybko wyrwa, aż do chwili gdy koncentracja w jej obrębie dużych głazów ponownie hamuje dalsze rozmywanie. Takie wyrwy w zasadzie nie zmieniają profilu bystrza, a powodują jedynie jego równoległe przesunięcie. Można stąd wnosić, że pogłębianie pewnych odcinków koryt zachodzi głównie na skutek cofania bystrz, poniżej których pozostaje głęboko wcięte koryto. Zachodzi tu zatem podobne zjawisko jak przy cofaniu wodospadu, poniżej którego powstaje głęboki jar. U podnóży dosyć powszechnie występują przegłębienia. Są to wydłużone zagłębienia o zarysie nieckowatym, których długość jest kilkakrotnie większa od szerokości, a głębokość stanowi przeważnie $^1/_{10}$ tej szerokości. W strefie sandru Suli u podnóża zamarłych bystrz obserwowałem przegłębienia o długości ponad 75 m, szerokości 25 m i głębokości 2—3 m (fot. 8). Przegłębienia pochodzenia erozyjnego występują również często poniżej złączenia dwu ramion rzeki, nawet gdy powyżej nich nie występuje bystrze. Wówczas zajmują one przeważnie tylko część szerokości koryta. Dokładne studiowanie morfologii dna tych form jest jednak utrudnione z powodu pokrycia go piaskami i mułkami w czasie opadania wody (fot. 9). Przegłębienia erozyjne w rzekach rozcinających własne osady opisane zostały szczegółowo m.in. przez J. C. Harmsa, D. B. McKenzie i D. G. McCubbina (1963) z suchego łożyska Red River (Luizjana), jak również szczegółowo były studiowane przez Å. Sundborga (1956) w Klaralven (Szwecja). Mechanizm ich powstawania nie jest jeszcze dostatecznie wyjaśniony. W erodowaniu przegłębień duży udział biorą niewątpliwie zawirowania, w których cyrkulacja wody zmienia się wraz ze zmianą przepływu. U stóp bystrz są to głównie zawirowania poziome związane z powstaniem odskoku Bidone'a. Zawirowania te mają oś poziomą i obejmują całą szerokość koryta, stąd znaczna szerokość wymodelowanych przez nie form. Znaczne wydłużenie tych przegłębień, większe niż analogicznych u stóp wodospadów rozcinających skały lite, tłumaczyć należy szybkim przesuwaniem się bystrz w górę rzeki. W miejscu połączenia dwu ramion, gdzie występuje zazwyczaj różnica szybkości wody, dochodzi do powstania wirów pionowych, wędrujących w dół rzeki. Wiry te obejmować będą wąską strefę w miejscu zetknięcia dwu mas wody i dlatego wycięte przez nie przegłębienia są stosunkowo wąskie. Taki rodzaj wydłużonych przegłębień obserwował V. Axelsson (1967) poniżej złączenia się dwu ramion delty. Bruki erozyjne stwierdzane w osadach, które budują brzegi koryt, a występują nieraz w kilku poziomach, wskazują, że w określonym odcinku rzeki dochodzi na przemian do przewagi procesu erozji lub akumulacji. Dobre wykształcenie i zachowanie tych bruków wskazują jednocześnie, że hamują one skutecznie dalsze pogłębianie koryt. Prawdopodobnie znacznie szybciej koryta pogłębiane są w wyniku

http://rcin.org.pl

cofania się bystrz. W sumie jednak te dwa rodzaje erozji są skutecznie równoważone przez wzmagającą się okresowo akumulację.

EROZJA BOCZNA

Erozja boczna przejawia się w przesuwaniu brzegów i migracji koryt. Brzegi rzek proglacjalnych zbudowane są z luźnych osadów glacjalnych lub glacifluwialnych o bardzo zróżnicowanej frakcji. W strefie przełomów przez moreny czołowe przeważają ilasto-piaszczyste osady zwałowe z tkwiącymi w nich licznymi i nieraz bardzo dużymi blokami. W strefie Skeidararsandur są to piaszczysto-żwirowe osady glacifluwialne, tym drobniejsze im dalej osadzone od czoła lodowca. Z punktu widzenia mechaniki gruntów są to osady luźno upakowane (struktura ziarnista luźna), o dużym wskaźniku porowatości. Te osady w stanie przesuszonym są dosyć zwięzłe, co stwarza możliwość utrzymywania stromych, pionowych ścian, nieraz o wysokości kilku metrów. W stanie przesycania wodą są one podatne na upłynnienie, szczególnie w tych miejscach, gdzie zawierają



Ryc. 9. Sposób cofania piaszczysto-żwirowo-głazowych brzegów rzek proglacjalnych zależny od stanów wody

1 – infiltracja wód z koryta w osady brzegu, 2 – osiadanie, 3 – odpadanie

The mode retreat of channel-sides of proglacial rivers out into sand-gravel-boulders of proglacial, depending on the water level

1 – infiltration of water from the channel into the sediments, 2 – slumping, 3 – falling off

znaczny procent frakcji ilasto-pylastej i drobnopiaszczystej. Brak jakiejkolwiek szaty roślinnej na brzegach nie sprzyja ich utrwaleniu i hamowaniu erozji, toteż tempo cofania jest bardzo duże. Profile podcinanych brzegów są bardzo podobne. W górnej części mają one kształt prawie pionowej ściany, a w dolnej stoku usypiskowego, utworzonego w wyniku akumulacji u podnóża materiału odpadającego ze ściany pionowej (fot. 10). Nachylenie stoku usypiskowego jest duże (30—45°), na co wpływa słabe zaokrąglenie materiału żwirowego, a w wielu miejscach występowanie grubych żwirów i głazów.

http://rcin.org.pl

Istnieją dwa sposoby cofania tych brzegów, zróżnicowane zależnie od stanu wody (ryc. 9). Przy niskiej wodzie lub przy odsunięciu się osi dynamicznej koryta od brzegu jego cofanie postępuje stosunkowo wolno, ale nieprzerwanie. W dni słoneczne o silnym wietrze z pionowych ścian wywiewany jest przesuszony pył i piasek, a w dni deszczowe wypłukuje go woda opadowa. Prowadzi to do zachwiania równowagi większych żwirów i głazów tkwiących w ścianie i ich odpadania. Spadające głazy pociągają za sobą część materiału drobnego. Odpadające ze ściany piasek i drobne żwiry gromadzą się u jej podnóża, większe żwiry i głazy, z powodu większej energii kinetycznej, przebywają dłuższą drogę. Żwiry i głazy o kształtach kulistych staczają się po stoku usypiskowym z dużą szybkością i zazwyczaj wpadają do płynącej korytem wody, nieraz daleko od brzegu. Żwiry spłaszczone natomiast ślizgają się po pochyłości hałdy i zatrzymują tuż u jej podnóża, nieraz poniżej poziomu wody. Jeżeli w budowie pewnych partii brzegu bierze udział dużo spłaszczonych żwirów, to w obrębie hałdy mogą one być ułożone dachówkowato. Przyrost hałdy usypiskowej prowadzi do cofania ściany pionowej i skracania jej wysokości. Teoretycznie może on doprowadzić do powstania stoku usypiskowego. Praktycznie nie obserwowano jednak tak daleko zaawansowanego rozwoju krawędzi czynnych koryt rzecznych (fot. 11).

Hałdy usypiskowe przyjmują inny kąt naturalnego spoczynku pod wodą, a inny w części nadwodnej. Część podwodna, zbudowana z grubszych żwirów wypłukanych z frakcji drobniejszej, ma znacznie mniejsze nachylenie niż część nadwodna, zbudowana z drobniejszej frakcji o profilu wklęsłym. Z chwilą niewielkiego podniesienia stanu wody i zatopienia niższej partii zawarty w niej materiał drobny ulega upłynnieniu i jest wymywany przez wodę, co sprzyja przemieszczaniu większych fragmentów i prowadzi do zmniejszenia nachylenia zatopionej części. Ten powolny ruch pociąga za sobą zachwianie stateczności górnej, nie zatopionej partii hałdy i jej osiadanie. W efekcie prowadzi to do odsłonięcia części dolnej pionowej ściany uprzednio zasypanej (ryc. 9).

Przy wysokich stanach wody infiltruje ona szybko w dolną część ściany, powodując częściowe upłynnienie budujących ją osadów i zachwianie stateczności brzegu. Następuje wówczas szybkie osiadanie skib górnej, suchej partii ściany. W niektórych miejscach proces osiadania w znacznym stopniu jest przyspieszony przez falowanie wody. Znaczenie tego procesu w intensywności osiadania brzegów zostało bardzo wyraźnie przedstawione w pracy Å. Sundborga i J. Normana (1963). Materiał zsunięty do wody podlega szybkiej segregacji i wynoszeniu. W jego usuwaniu dużą rolę odgrywa poprzeczna cyrkulacja wody. Frakcja ilasto-mułkowa, a w szybkim prądzie piaszczysta, jest szybko wypłukiwana i transportowana dalej w formie zawiesiny, powodując okresowe zmą-

http://rcin.org.pl

cenie wody poniżej miejsca oderwania. Piasek gruby i drobny żwir jest mieciony po dnie, a gruby żwir toczony. Jedynie duże głazy pozostają na miejscu, gdzie mogą podlegać reorientacji (fot. 12, 13). Wyniesienie materiału odsłania dolną część ściany, umożliwiając i przyspieszając upłynnianie i osiadanie dalszych partii brzegu. W ślad za cofającym się brzegiem powstaje głazowisko lub nawet dobrze rozwinięte bruki żwirowo-głazowe, odsłaniające się przy niskich stanach wody. Wskazują one, że mimo znacznego nagromadzenia materiału grubego w osadach budujących brzegi koryta ulegają przesuwaniu. Niektórzy autorzy, m.in. C. R. Twidale (1964) i cytowany przez niego C. H. Mathes (1941), przyjmują, że osiadanie upłynnionych brzegów zachodzi w czasie kulminacji wezbrania lub też w czasie opadania wody. Jak przedstawiono poprzednio, na przedpolu Skeidararjokull intensywne cofanie brzegów rozpoczyna się już w chwili nieznacznego podniesienia stanu wody i dalej trwa w czasie kulminacji i opadania fali powodziowej, co łączy się zapewne z brakiem roślinności na tym obszarze.

Te obserwacje potwierdzają wnioski L. B. Leopolda i J. P. Millera (1956), R. J. Russella (1958), C. R. Twidale'a (1964) oraz cytowanego przez niego H. N. Fiska (1944), że osiadanie upłynnionych brzegów jest bardzo ważnym procesem w ich cofaniu. Na przedpolu Skeidararjokull, gdzie częste i duże zmiany stanu wody ułatwiają jej infiltrację w brzegi, a brak roślinności (korzeni, darni) nie czyni ich zwięzłymi, jest to główny, a w wielu miejscach jedyny sposób niszczenia brzegów.

Brzegi koryta cofają się nierównomiernie. Szybciej tam gdzie zbudowane są z drobnego, podatniejszego na upłynnianie materiału, wolniej w strefie moren, zawierających duże i liczne głazy. Skierowanie nurtu pod brzeg ułatwia wynoszenie odpadłego materiału, a tym samym przyspiesza jego cofanie. Przyczyną kierowania nurtu pod brzegi jest najczęściej wzrost łach centralnych, rozdzielających go na dwa równorzędne ramiona. Cofanie brzegów dwu równoległych koryt prowadzi do zupełnego zniszczenia działu międzykorytowego i połączenia obu ramion (fot. 14).

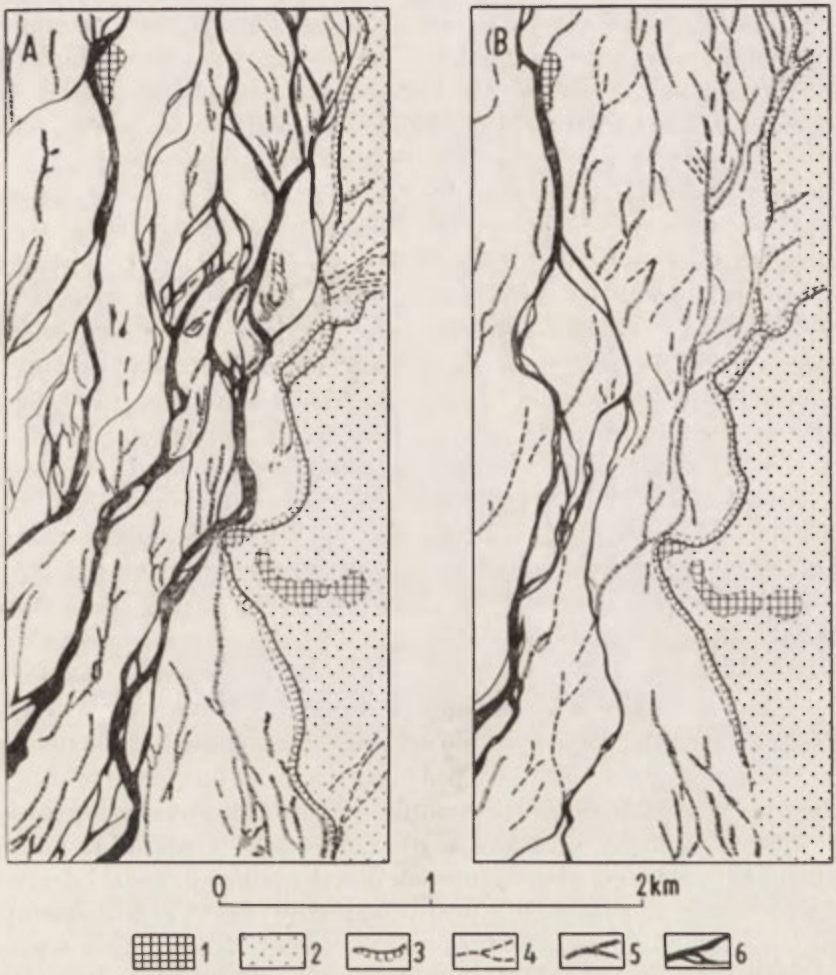
Migracja koryt na skutek przesuwania brzegów jest bardzo szybka. Porównanie zdjęć lotniczych z lat 1960 i 1965 wskazuje, że w obrębie szlaku sandrowego Suli w ciągu tych 5 lat nastąpiła zupełna zmiana w przebiegu koryt (ryc. 10).

AKUMULACJA – OSADY I FORMY

Jeżeli w pewnym odcinku koryta kompetencja rzeki jest niewystarczająca do dalszego transportu niesionego dotychczas materiału, to następuje jego osadzanie. Zależnie od lokalnie panujących warunków hydrodynamicznych, jak również od frakcji niesionego materiału i tempa sedy-

http://rcin.org.pl

mentacji powstają zróżnicowane strukturalnie osady, budujące różne formy akumulacyjne. W wyniku osadzania transportowanego materiału dennego w osi koryt, szczególnie w czasie silnych wezbrań, powstają łachy centralne.



Ryc. 10. Zmiany przebiegu ramion Suli w obrębie czynnego szlaku sandrowego w l. 1960 (A) — 1965 (B)

1 — ostańce erozyjne moreny czołowej z ok. 1750 r., 2 — zamarłe (wyższe) partie równiny sandrowej, 3 — krawędzie podcięć wód roztopowych, 4 — suche koryta z zachowanymi w dnie brukami, 5 — suche koryta wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi, 6 — koryta prowadzące wodę

Changes in position of the Sula branches on the active sandur in 1960 (A) — 1965 (B)

1 — erosional residuals of the end-moraine about 1750, 2 — inactive (higher) parts of the sandur plain, 3 — scarps eroded by melt-waters, 4 — dry channels with pavement preserved at the bottom, 5 — dry channels filled with sandy-silty sediments, 6 — channels carrying water

http://rcin.org.pl

Łachy centralne

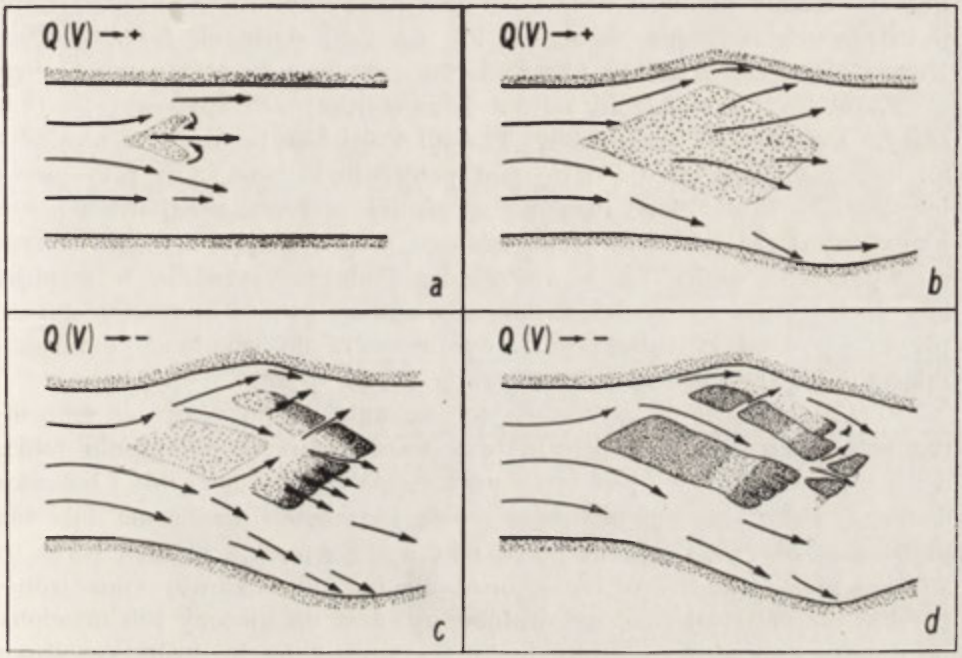
W obrębie czynnych szlaków sandrowych obok działów międzykorytowych nieraz kilkusetmetrowej długości w osiach koryt występują bardzo liczne łachy centralne (fot. 15). Znajdują się one w różnym stadium rozwoju, jedne wzrastają, inne są degradowane. Mimo postępujących badań terenowych i studiów modelowych do tej pory nie są dostatecznie poznane przyczyny powstawania łach w określonych odcinkach koryta oraz mechanizm ich wzrostu. Ponadto formy inicjalne są bardzo podobne do form przeobrażonych i stąd trudność w ich rozpoznawaniu.

Łachy centralne, tak powszechne w biegu braided rivers, od dawna budzą zainteresowanie badaczy, ale literatura dotycząca ich genezy jest skromna (L. B. Leopold i M. G. Wolman 1957, D. J. Doeglas 1962, A. Krigström 1962, F. Hjulström 1952). F. Hjulström (1952) prowadząc badania w obrębie Hoffelssandur przyjmował, że w prosto przebiegającym korycie rzecznym największy ładunek denny niesiony jest w jego osi i tam jest również osadzony. Akumulacja tego materiału jest przyczyną rozgałęzienia się nurtu, podcinania brzegów i pogłębiania koryt, w wyniku czego na powierzchnię wyłania się łacha. L. B. Leopold i M. G. Wolman (1957), na podstawie badań modelowych i studiów terenowych, jako przyczynę rozgałęzienia się nurtu przyjmują nadmierną akumulację w osi koryta, spowodowaną przeładowaniem rzeki ładunkiem dennym. A. Krigström (1962), w oparciu o studia na przedpolu Myrdarsjökull i Skeidarárjokull (Islandia), przyjmuje, że w płynącej prosto rzece w wyniku rozszerzenia koryta następuje spadek szybkości, co prowadzi do wzmożonej akumulacji niesionego materiału. Rozbudowa łachy, jak to trafnie zauważył, rozpoczyna się od powstania w osi koryta niewielkiej formy embrionalnej, która następnie przyrasta z biegiem rzeki.

Obserwacje wykonane przeze mnie w obrębie opuszczonych koryt, gdzie występują łachy zamarłe w różnym stadium rozwoju, pozwalają na odtworzenie jednego ze sposobów ich powstawania, wzrostu i degradacji. Przy wyrównanym przepływie profil podłużny koryta dostosowuje się do istniejących warunków hydrodynamicznych. W jego dnie występuje jedynie taki materiał, który jest w stanie stawić opór wodzie płynącej z ustaloną szybkością. Podlega on jedynie sporadycznej reorientacji. W wypadku wzrostu przepływu i szybkości wody w ruch wprawiana jest coraz większa masa luźnego materiału dennego. Rzeka jest wówczas w bardzo dużym stopniu obciążona materiałem dennym i nie jest w stanie wprawiać w ruch większej masy osadów. Jest to bardzo niestały stan rzeki. Nawet niewielki lokalny spadek szybkości, wywołany nierównościami podłoża lub lokalnym zawirowaniem nurtu, spowodować może bardzo szybkie osadzanie niesionego ładunku dennego. Niewielka ilość

http://rcin.org.pl

osadzonego ładunku dennego wywołuje zwiększenie strefy zawirowań i dalszą żywiołową sedymentację niesionego materiału. Sytuację tę można porównać do wąskiej ulicy, zatłoczonej szybko mknącymi samochodami. Unieruchomienie lub chociażby zwolnienie szybkości jednego z nich prowadzi do powstania w krótkim czasie ogromnego zatoru, nieproporcjonalnie dużego do przyczyny, która go wywołała. W bardzo silnie obciążonej rzece istnieje wiele okazji do lokalnych zmian szybkości i powstawania zawirowań wynikających chociażby z charakteru ładunku dennego.



Ryc. 11. Rozwój łach centralnych w korytach rzek proglacjalnych (częściowo wg A. Krigstroma 1962)

Development of central bars in proglacial rivers channels (partly after A. Krigstrom 1962)

Duże głazy lub żwiry toczone po dnie przebywają drogę znacznie wolniej niż drobny materiał mieciony. Obecność wolno przemieszczanych lub okresowo nieruchomych obiektów w prądzie o dużej szybkości powoduje powstawanie wirów za tymi obiektami. Działają one ssąco na mieciony drobniejszy materiał i są powodem bardzo szybkiego narastania. J. Tricart (1960) podaje, że w bardzo krótkim czasie katastrofalnej powodzi spowodowanej złamaniem zapory we Fréjus (Francja) w dnie koryta osadzone zostały potężne łachy o wysokości 3—4 m. Ponieważ obciążenie rzeki jest bardzo duże, raz unieruchomiony materiał nie ma zazwyczaj

http://rcin.org.pl

możności do ponownego wprawienia w ruch i staje się obiektem zwiększającym zawirowania, nawet gdy usunięta zostanie pierwotna przeszkoda. Powstają wówczas embrionalne formy łach centralnych, tak jak to przyjmuje A. Krigstrom (1962), które w sprzyjających warunkach mogą się rozwijać dalej (ryc. 11). W strefie rozwijającej się łachy materiał mieciony przy dnie jest przenoszony przez jej wyniosłość i osadzany po stronie zaprądowej, w strefie istniejącej tu spokojniejszej wody lub słabego prądu wstecznego, przyczyniając się do jej wydłużania i narastania. Przemieszczany materiał będzie również zatrzymywany w strefie wirów powstających przy jego brzegach lub na linii skośnych fal stojących. Rozrastająca się w dół i wszerz łacha przyjmie kształt romboidalny.

Nadmierny wzrost łachy powoduje zwężenie przekroju koryta, a tym samym zwiększa szybkość wody. Tkwiąc w osi koryta rozdziela ona nurt na dwa ramiona, kierujące się pod przeciwległe brzegi, co przyspiesza ich cofanie. Rozdzielone ramiona na skutek wzrostu prędkości (energii kinetycznej) są poszerzane i pogłębiane, przyczyniając się tym samym do wynurzenia łachy na powierzchnię. Podobna sytuacja występuje, gdy woda opada na skutek zmniejszenia przepływu. Najczęściej obie te przyczyny działają jednocześnie, co prowadzi do szybkiego obniżania miąższości warstwy wody przepływającej nad łachą.

Można stąd wnosić, że sprzyjające warunki do powstawania embrionalnych zaczątków łach panują przy bardzo dużym obciążeniu rzeki, a ich przyrost możliwy jest tylko przy ciągle wzrastającej ilości ładunku dennego. Taka sytuacja panuje w czasie kulminacji wezbrania lub tuż przed nią, gdy ciągły wzrost szybkości wody wprawia w ruch coraz to większą masę osadów. W czasie opadania fali powodziowej woda transportuje już materiał znacznie drobniejszy. Jest on toczony lub mieciony po długim doprądowym stoku łachy i osadzany na jej krótszym stoku zaprądowym. Powoduje to wolny przyrost łachy w dół rzeki. W prostych odcinkach koryt łachy centralne występują w dosyć regularnych odstępach. Prawdopodobnie jest to kontrolowane przez stosunek energii rzeki do jej obciążenia w danym przekroju koryta. Wydaje się, że istnienie łach centralnych, występujących w dosyć regularnych odstępach, jest jedyną możliwą formą ukształtowania dna prosto biegnącego koryta, wyciętego w luźnych osadach, tak jak ripplemarki piaszczyste są jedyną formą przesuwania materiału piaszczystego przy określonej szybkości wody. To inicjalne ukształtowanie dna koryta, powstające w fazie maksimum wezbrania, ulega szybkiemu przeobrażeniu już w okresie opadania fali powodziowej.

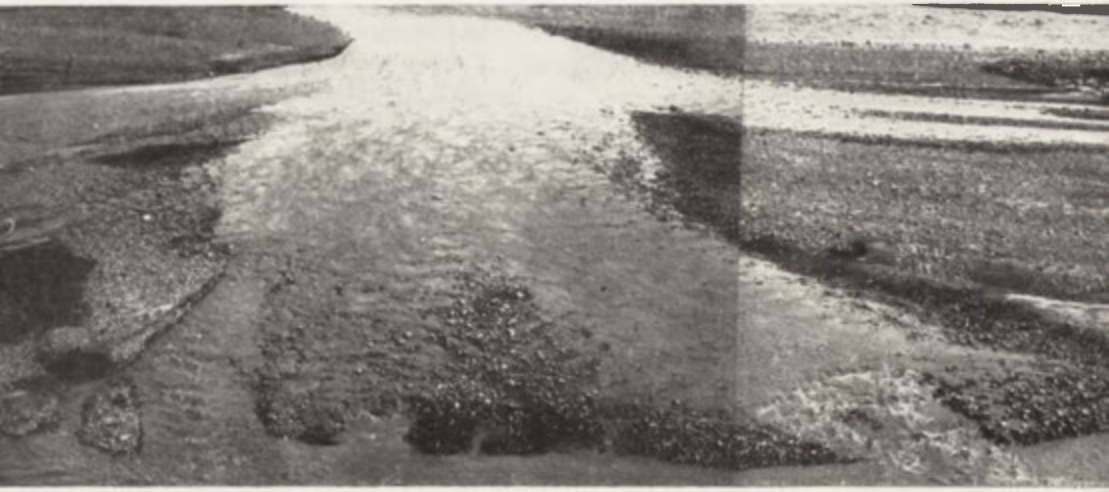
Łachy wyłonione ponad powierzchnią wody noszą ślady silnych przeobrażeń, które powstały głównie w czasie opadania wody. Są to rozcięcia linijne, jak również ślady erozji całej powierzchni łach. Obniżenie miąż-

http://rcin.org.pl

Fot. 21. Generacja małych włożonych w siebie delt u wylotu rozcięcia łachy, związanych z etapowym obniżaniem zwierciadła wody

Generation of small inserted deltas at the outlet of a cut in the bar due to the successive sinking of water level

http://rcin.org.pl



Fot. 22. Duża delta osadzona u wylotu jednego z ramion Skeidary, rozcinającego łachę

Fot. 23. Osady glacifluwialne osadzone w stosunkowo głębokiej wodzie, silnie obciążonej i płynącej z dużą szybkością

Glaciofluvial sediments deposited in relatively deep water, considerably loaded and flowing very rapidly

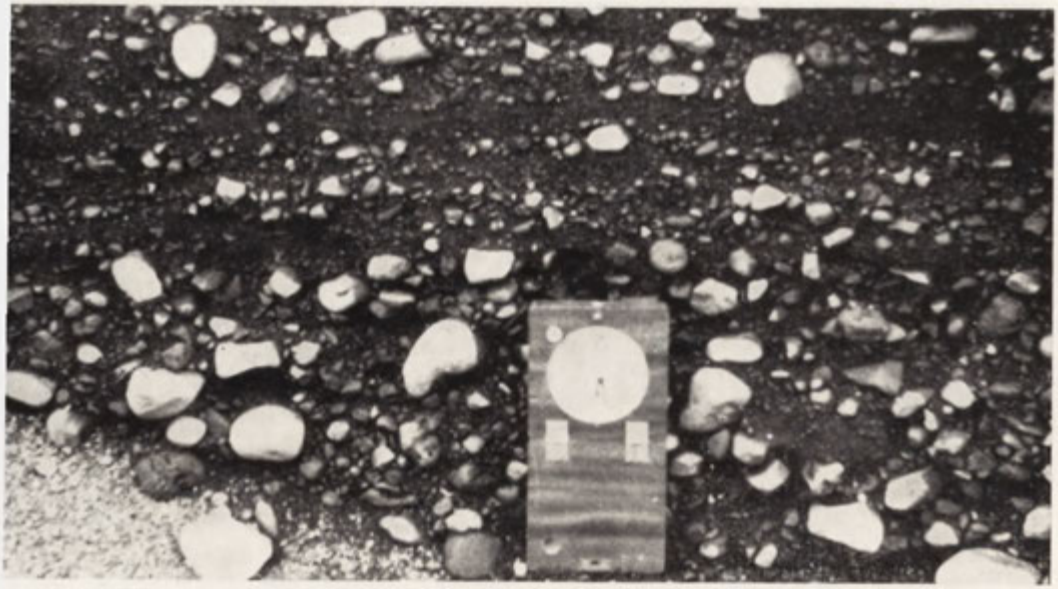
http://rcin.org.pl

Large delta deposited at the mouth of one of the branches of the Skeidarà which cuts through the bar

Fot. 24. Osady glacifluwialne osadzone w płytkiej wodzie, okresowo zmieniającej szybkość

Glaciofluvial sediments deposited in shallow water with a periodically changing velocity

http://rcin.org.pl



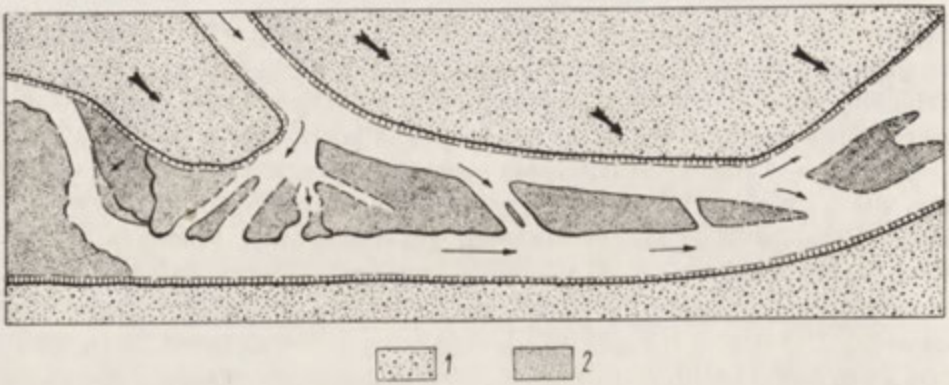
Fot 25. Osady glacifluwialne osadzone w plytkiej wodzie plynącej z dużą szybkością
Glaciofluvial sediments deposited in shallow water flowing very rapidly

http://rcin.org.pl

szości wody nad łachą poniżej głębokości krytycznej prowadzi do wystąpienia przepływów podkrytycznych, sprzyjających silnej erozji. Wynurzona łacha ma mniejsze nachylenie powierzchni niż spadek zwierciadła wody przy niskim stanie, toteż najwcześniej ponad powierzchnię wody pojawia się jej krawędź odgraniczająca stok doprądowy od zaprądowego. Opadająca woda, przelewając się przez tę krawędź, wykorzystuje uprzywilejowane miejsca o mniejszej odporności, gdzie wykazuje tendencję do łączenia się w strugi (fot. 16). W pewnym okresie wynurzania istnieje wyraźna różnica poziomu wody pomiędzy zaprądową a doprądową stroną tej krawędzi. Toteż strugi wody przelewające się przez krawędź łachy osiągają dużą szybkość, bardzo często jest to ruch podkrytyczny. Prowadzi to do jej szybkiego rozcinania, a w sprzyjających warunkach do powstawania bystrz szybko cofających się w górę łachy (ryc. 11). Jeżeli stan wody, na skutek spadku przepływu czy też wcinania się ramion po bokach łachy, opada powoli, to strugi nacinające krawędź nadążają z erozją wgłębną, powodując stopniowe pogłębianie rozcięć. Najczęściej jednak mniejsze z nich szybko zamierają, a większe, zdobywając coraz więcej wody, są pogłębiane i poszerzane (fot. 17, 18). Prowadzi to do rozczłonkowania łachy na kilka części o zarysie romboidalnym (ryc. 11, fot. 19). Jeżeli woda opada bardzo szybko, wówczas zamierają nawet większe z tych rozcięć, a tylko największe w wyjątkowych wypadkach są wystarczająco szybko pogłębiane, co prowadzi do rozcięcia łachy na dwie lub trzy części (fot. 20). Materiał wynoszony z rozcięć składany jest tuż po zaprądowej stronie łachy w głębszej i wolniej płynącej (lub nawet stojącej) wodzie. Toteż nie podlega on dalszemu transportowi w dół rzeki, lecz buduje płaskie delty o miąższości odpowiadającej głębokości wody (fot. 21). Gdy jakaś ze strug rozcinających łachę ma dużą energię, a tym samym intensywnie eroduje i wynosi dużo materiału, powstająca u wylotu delta osiąga duże rozmiary (ryc. 12, fot. 22). W pewnych przypadkach może ona zasypać obniżenie pomiędzy dystalną stroną rozmywanej łachy a proksymalnym stokiem kolejnej, leżącej bezpośrednio poniżej. W obrębie czynnych szlaków sandrowych, a szczególnie na sandrze Skeidary spotyka się wiele osuszonych łach z siecią rozcięć na ich krawędziach.

Na powierzchniach wyłaniających się z wody łach widoczne są bruki erozyjne, rozwinięte w różnym stopniu. Bruki te charakteryzuje duża przewaga jednej frakcji, co wynikać może z podobnej średnicy materiału grubszego, budującego łachę. Podobnie jak w dnach koryt żwiry ułożone zazwyczaj dachówkowato zapadają tutaj pod prąd, ale z powodu krótszego czasu przepływu wody ta imbrykacja jest słabiej wykształcona. Rozmywanie powierzchni łachy rozpoczyna się przy takim stanie wody, przy którym występująca szybkość jest już niewystarczająca do transportowania grubszej frakcji, a jednocześnie ustaje dostawa materiału

http://rcin.org.pl



Ryc. 12. Delta budowana przy wylocie koryta rozcinającego lachę

1 – głazy i żwiry budujące łachę, 2 – żwiry i piaski budujące deltę, grube strzałki – azymut imbrykacji żwirów na powierzchni łachy (kierunek przepływu wody), cienkie strzałki – współczesne kierunku nurtu

Delta constructed at outlet of a channel dissecting the bar

1 – boulders and gravel forming the bar, 2 – gravel and sand forming the delta, thick arrows – azimuth of gravel imbrication on the surface of the bar (direction of water flow), thin arrows – present-day directions of the current

z wyżej położonego odcinka koryta. Przepływająca woda ma jednak wystarczającą energię, aby wynosić materiał drobniejszy. Toteż jest on szybko usuwany poza obręb łachy, w wyniku czego jej powierzchnia wzbogaca się w materiał grubszy, tworzący po pewnym czasie bruk erozyjny. Zależnie od czasu trwania przepływu bruki te są lepiej lub gorzej rozwinięte. Te partie łach, które leżą najniżej, mają najlepiej wykształcone bruki z powodu dłuższego czasu rozmywania. Obserwowano również powierzchnie łach nie wykazujące większych śladów rozmycia, co może wystąpić przy bardzo szybkim opadaniu lub nagłym spadku prędkości wody. Azymuty imbrykacji żwirów w pewnych miejscach łachy znacznie odbiegają od ogólnego kierunku ruchu wody (ryc. 13). Jest to wynikiem lokalnych zmian nurtu płynącego po powierzchni wynurzającej się łachy, jak to obserwował m.in. J. V. Byrne (1963). Analizując te kierunki stwierdziłem, że nad łachami centralnymi występuje zjawisko promienistego rozchodzenia się nurtu ku brzegom. Wynika to z dużej symetrii przekroju poprzecznego koryta, pozwalającego na rozbicie nurtu na dwa równorzędne ramiona. Nad łachami położonymi asymetrycznie nurt kieruje się ukośnie do osi koryta, ale prostopadle do przecinającej go krawędzi łachy. Zarówno w pierwszym, jak i w drugim przypadku odchylenie azymutu imbrykacji od azymutu osi koryta dochodzić może do 45—50° (ryc. 12). Dlatego imbrykacja bruków kopalnych nie może być dokładnym wskaźnikiem przebiegu osi koryta, a tym bardziej wyznaczać osi szlaku sandrowego. W przypadku linijnego rozcinania krawędzi łach i koncentracji przepływu wody w owe rozcięcia azymuty imbrykacji są zbieżne z tymi rozcięciami.

http://rcin.org.pl

Odsłonięcia w podcinanych łachach pozwalają poznać strukturę budujących je osadów. W większości przypadków jest to chaotyczne nagromadzenie materiału o bardzo zróżnicowanej frakcji, z trudnym do zauważenia uporządkowaniem (fot. 23). Duże żwiry, a nawet głazy tkwią tu w masie drobnych żwirów i piasków. Taka struktura osadów wskazuje na bardzo szybką sedymentację w stosunkowo głębokiej wodzie o dużej szybkości i bardzo dużym obciążeniu. Jest to facja osadów powodziowych, znanych z rzek górskich o różnym reżimie (A. Zierhoffer 1935, W. C. Krumbein 1940, 1942, T. Ziętara 1968, 1969, H. E. Malde 1968), osadzanych w czasie katastrofalnych wezbrań. W rzece nadmiernie obciążonej ładunkiem dennym z chwilą zatrzymania duże żwiry i głazy nie mają już czasu przyjąć położenia stawiającego najmniejszy opór wodzie płynącej, gdyż są szybko pokryte nową niesioną masą osadów. Powtórnemu wprawieniu w ruch przeciwdziała duże obciążenie rzeki i ciągła dostawa nowego materiału. Duże zróżnicowanie frakcji osadów budujących łachy w górnym biegu dużych rzek proglacjalnych wynika również z charakteru źródła tego materiału. Wody roztopowe wynoszą go bezpośrednio od czoła lodowca lub też z rozmywanych moren. Po przebyciu stosunkowo niedługiej drogi jest on ponownie osadzany. Nie pozwala to na lepsze wysortowanie w strefie bliskiego przedpola lodowców. Jedynie frakcja mułkowa i drobnopiaszczysta, przebywająca tę drogę w zawieszeniu, może być wynoszona na dalekie przedpole lodowca i tam składana jako lepiej wysortowane osady. W kilku miejscach stwierdzono jednakże, że łachy zbudowane są również z poziomo warstwowanych piasków i drobnych żwirów, osadzonych w fazie miecenia (fot. 24, 25). Wskazuje to na kilkakrotne zmiany szybkości nurtu. Takie osady powstawały prawdopodobnie w płytszych wodach o głębokości zbliżonej do krytycznej. Odmienną strukturę mają te części łach, które powstały w wyniku późniejszego dobudowywania.

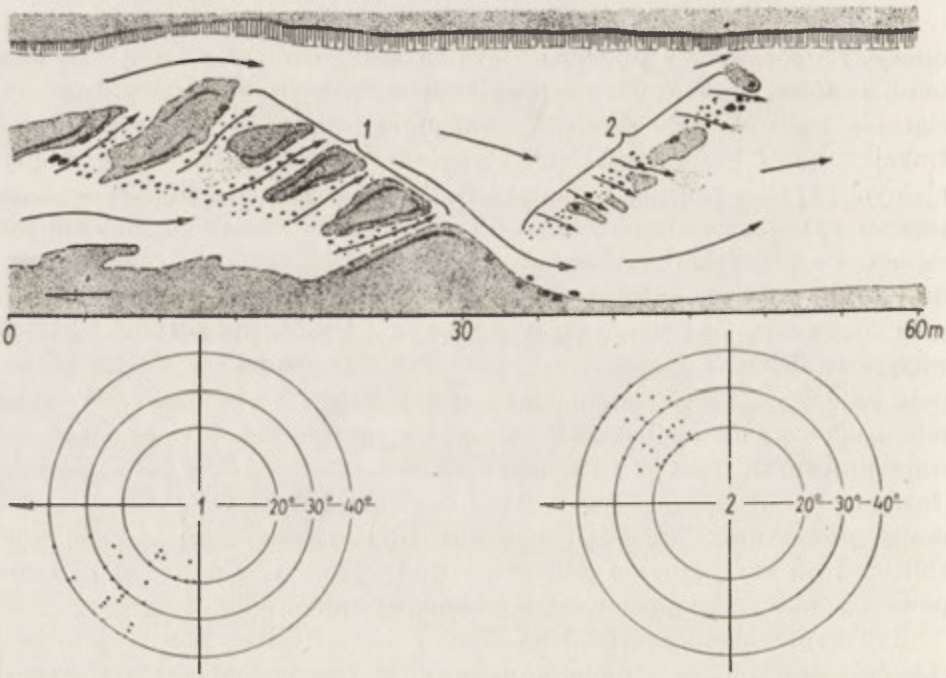
Jak wspomniano, materiał wynoszony z rozcinanych powierzchni łach składany jest po ich stronie zaprądowej w formie małych delt. Transport wynoszonego z rozcięć materiału odbywa się po powierzchni (topset) przyrastającej delty, a przy dojściu do głębszej wody jest on zsypywany po pochyłości czoła delty (forset), przyjmując kąt naturalnego spoczynku dla danej frakcji. Zmiany stanów wody modyfikują zarys powstających delt. Struktura osadów budujących delty, w przekroju równoległym do kierunku prądu, charakteryzuje się warstwowaniem przekątnym, typowym dla łach piaszczystych w dużych rzekach.

Działy międzykorytowe

Częste zmiany przepływów w rzekach proglacjalnych sprzyjają szybkiemu przyrostowi pewnych łach. Również boczna migracja koryta lub

http://rcin.org.pl

zamieranie niektórych z nich prowadzi do powiększenia wyłonionej uprzednio w osi koryta łachy albo zrastania się kilku sąsiednich. Powstają wówczas działy międzykorytowe nieraz kilkusetmetrowej długości. W odróżnieniu od łach centralnych powstających w osi koryta po jednorazowym wezbraniu działy te zbudowane są ze zróżnicowanych wiekowo i frakcjonalnie osadów. Na ich powierzchniach występują suche koryta wypełnione nieraz materiałem piaszczysto-mułkowym, leje wytopiskowe oraz „cienie piaszczyste" i „żwirowe". Brzeżne części tych działów mogą być nadbudowywane wałami przykorytowymi, a odcinane nimi fragmenty zamierających koryt przeobrażane są w misy dekantacyjne.



Ryc. 13. Azymuty imbrykacji żwirów i głazów na powierzchni wynurzanych łach skośnych do osi koryta

Azimuths of gravel and boulder imbrication on the surface of emerging bars oblique to the channel axis

„Cienie piaszczyste" i „żwirowe". Za większymi głazami tkwiącymi na powierzchniach łach lub zatapianych przy większych wezbraniach działów międzykorytowych występuje nagromadzenie piasku lub drobnego żwirku w formie bardzo wydłużonej elipsy (fot. 26). Takie nagromadzenie osadów za przeszkodami zwane w języku angielskim „sand shadow" opisane zostało po raz pierwszy przez J. Halla (1843). Znane jest ono

http://rcin.org.pl

od dawna w formie kopalnej ze starszych osadów m.in. fliszowych jako „hieroglify opływowe" (S. Dżułyński i A. Ślączka 1958, M. Książkiewicz 1961) ze współczesnych osadów eolicznych (R. A. Bagnold 1941). Bardzo podobne formy do tych, które obserwowałem na przedpolu Skeidararjokull, opisane zostały ostatnio przez I. Karcza (1966, 1967) z pustyni Negev, gdzie powstają po powodziach wywołanych okresowymi ulewnymi deszczami. Przyczyną tej akumulacji są wiry powstające za przeszkodami, tworzące strefę zaburzeń, w której składany jest ów piasek. Wielkość i kształt tej strefy zaburzeń zależy od szybkości wody opływającej przeszkodę oraz od jej głębokości. Jak zaznaczono uprzednio, duża strefa zaburzeń powstaje przy małych liczbach Reynoldsa, przy dużych *Re* jest ona znacznie mniejsza (J. Bukowski 1959). Osadzanie transportowanego po dnie materiału w strefie zaburzeń za żwirem lub głazem powoduje narastanie cienia, przyjmującego przeważnie wrzecionowaty kształt. Ten wzrost trwa aż do chwili, gdy osad wypełni całą strefę zaburzeń, a jego powierzchnia przyjmie kształt opływowy i przy ustalonym przepływie nie rozwija się dalej. Wielkość cienia zależeć będzie od rozmiarów przeszkody i szybkości płynącej wody. Z wykonanych obserwacji wynika, że sprzyjające warunki do powstawania cieni piaszczystych panują wówczas, gdy szybkość wody jest niewystarczająca do wprawienia w ruch większych żwirów lub głazów, natomiast dostatecznie duża do miecenia piasku. Wówczas za większymi żwirami lub głazami tkwiącymi na powierzchni słabo wykształconego bruku obserwuje się po opadnięciu wody długie cienie piaszczyste. Długość cienia zazwyczaj jest kilkakrotnie większa niż średnica przeszkody, ale od tej reguły są odchylenia wynikające ze zmiany lokalnych warunków hydrodynamicznych. Inni autorzy, np. I. Karcz (1966, 1967), główną rolę w osadzaniu piasku za głazami przypisują spiralnej cyrkulacji wody w sąsiedztwie dna.

Cienie piaszczyste za żwirami i głazami są formami bardzo nietrwałymi, gdyż przesuszony piasek, z którego są zazwyczaj zbudowane, ulega w tych warunkach klimatycznych szybko rozwiewaniu. Toteż obserwować je można tylko na najniższych łachach świeżo opuszczonych przez wodę.

Za dużymi głazami o średnicy ponad 2 m występują analogiczne „cienie żwirowe", zbudowane ze żwirów kilkucentymetrowej średnicy, a niekiedy i większych. Są one kilkakrotnie dłuższe niż średnia przeszkoda, za którą zostały osadzone. Mechanizm powstawania tych form jest taki sam, jak i cieni piaszczystych. Cienie żwirowe zbudowane są z chaotycznie ułożonych żwirów lub nawet mniejszych głazów, tkwiących w masie piaszczystej. Wskazuje to, że budujący je osad transportowany i osadzany był w okresie dużych wezbrań, prawdopodobnie w czasie jökullhlaupów, gdy przy szybkościach wody przekraczających znacznie

http://rcin.org.pl

3—4 m/sek. uruchomiona była wielka masa osadów luźnych. Powierzchnia cieni żwirowych wykazuje ślady erozji, o czym świadczy dobrze wykształcona imbrykacja powierzchniowej warstwy żwirów (fot. 27). Wskazuje to na tendencje wzrostowe takich cieni, prawdopodobnie zapoczątkowujących rozwój łachy, ale przerwanej w wyniku spadku szybkości wody i obciążenia rzeki. Podobne formy, lecz utworzone w odmiennych warunkach, opisane zostały przez R. Dal Cina (1968) z rzek północnej Italii. Autor ten obserwował nagromadzenie materiału żwirowego przed dużymi głazami, co jego zdaniem zachodzi przy selektywnym transporcie żwirów.

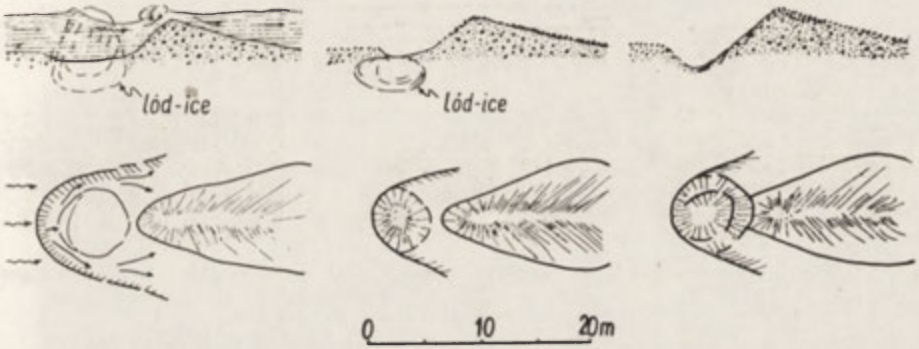
Cienie żwirowe i piaszczyste są dobrym wskaźnikiem lokalnego kierunku prądu, ponieważ ich osie są zawsze równoległe do kierunku prądu. Może to mieć duże znaczenie przy interpretacji paleogeograficznej kopalnych osadów fluwialnych.

Inaczej przebiega sedymentacja za przeszkodami wystającymi ponad powierzchnię wody. Żwiry czy duże głazy tkwiące w nurcie, a wystające ponad powierzchnię wody wywołują zawirowania pionowe, obejmujące całą głębokość nurtu. W przypadku przepływów podkrytycznych dochodzi do powstania dwu skośnych do nurtu fal stojących. Nagromadzenie materiału za taką przeszkodą przyjmuje formę klina zwróconego ostrzem pod prąd, a rozwijającego się od jego brzegów do środka, opisywanych m.in. przez S. Senguptę (1966) z rzek Indii. Nestety nie udało się rozkopać ani jednego z takich cieni w celu stwierdzenia struktury budujących go osadów.

Podobny sposób akumulacji występuje za bryłami lodu unieruchomionymi w nurcie przepływającej wody. Duże bryły lodu odłamują się od czoła lodowca w strefie wywierzysk lub tam gdzie do niego przylegają jeziora (fot. 28). W sprzyjających warunkach są one transportowane w dół rzeki. Znacznie większe bryły i w dużej ilości oddzielają się od czoła lodowca w okresie jokullhlaupów. Jak opisuje J. Askelsson (1936), w czasie Skeidararhlaupu 31 III 1934 r. wielkie bryły lodu spotykane były w odległości 24 km od czoła lodowca, a jeszcze w odległości 2 km od niego obserwowano góry lodowe o średnicy 54 m i wysokości 16 m. Podobnie fotografie zamieszczone w pracach S. Thorarinssona (1954) przedstawiają olbrzymich rozmiarów góry lodowe, unieruchomione na sandrze Skeidary. Przenoszone przez rzeki bryły lodu są w różnym stopniu obciążone moreną wewnętrzną. W miarę topnienia i zmniejszania się masy lodu wzrasta ich ciężar i po przebyciu pewnego odcinka drogi opadają one na dno, gdzie mogą być częściowo lub całkowicie zasypane osadami mineralnymi. Te z nich, które sterczą ponad dno, wywołują takie same zaburzenia prądu jak duże głazy. Toteż bywa nimi wkrótce usypany cień żwirowy. Ta akumulacja musi następować bardzo szybko,

http://rcin.org.pl

gdyż w przeciwnym razie lód tkwiący w masie przepływającej wody zostałby wnet roztopiony. Obserwowałem kilkakrotnie, że bryły lodu kilkumetrowej średnicy tkwiące w nurcie, w sąsiedztwie wywierzysk, nie były widoczne już w następnym dniu, co świadczy o szybko postępującym topnieniu lodu w przepływającej wodzie (fot. 28). Również obserwacje J. Tricarta (1960) wskazują na bardzo szybką akumulację cieni piaszczystych i żwirowych za przeszkodami, w czasie krótkotrwałej powodzi. Na opuszczonych przez wodę powierzchniach cienie żwirowe osadzone za bryłami lodu mają zarys elipsoidalnego nabrzmienia, u którego nasady występuje lejowate zagłębienie po wytopionym lodzie (ryc. 14, fot. 29).



Ryc. 14. Schemat rozwoju „cieni żwirowych" za bryłami lodu unieruchomionymi w nurcie rzeki proglacjalnej

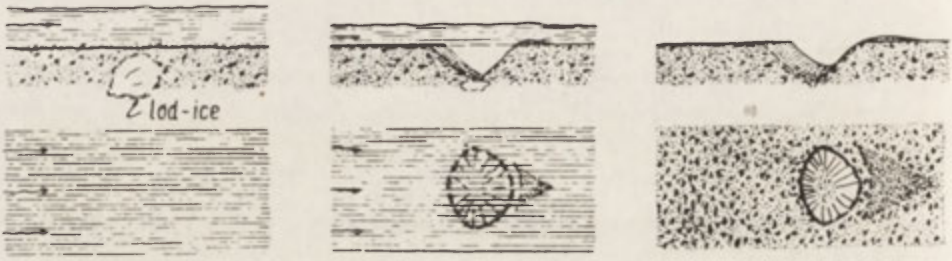
Development scheme of "gravel shadows" behind ice blocks in the current of a proglacial river

Średnica leja stanowi zazwyczaj $^1/_3$ długości cienia, co wskazuje, że strefa zaburzenia, z uwagi na bardzo wysoką turbulencję, była stosunkowo krótka. Cienie żwirowe osadzane za zakotwiczonymi w osadach bryłami lodu spotykane są na łachach współcześnie czynnych szlaków sandrowych Suli i Skeidary. W przeważającej większości są to formy małe o długości kilku metrów, co wskazuje na niewielkie bryły martwego lodu, takie które odłamują się od czoła lodowca w strefie wywierzysk przy normalnych, letnich wezbraniach.

Formy wytopiskowe. W obrębie czynnych szlaków sandrowych, szczególnie w miejscu, gdzie przecinają one strefę moreny czołowej, występują liczne zagłębienia wytopiskowe, związane z występowaniem brył lodu zasypanych osadami glacjalnymi lub glacifluwialnymi. Są to zazwyczaj koliste lub elipsoidalne leje o głębokości ponad 2 m i kilkumetrowej średnicy. Powstają one albo pod powierzchnią przepływającej wody, na co wskazuje ich kształt i budowa zboczy, albo już na opuszczonych przez wodę łachach. W pierwszym przypadku duża mętność wód roz-

http://rcin.org.pl

topowych nie pozwala jednakże na śledzenie sposobu ich powstawania. W trakcie forsowania ramion Suli czy Skeidary w ich górnych biegach wielokrotnie natrafiałem na zagłębienia o głębokości ponad 2 m. Mimo dosyć szybkiego nurtu formy te były trwałe, występowały pod powierzchnią wody przez wiele dni. Świeżo wynurzone z wody mają zarys elipsoidalny o osi dłuższej prostopadłej do kierunku prądu (ryc. 15). Stok doprądowy pokrywają żwiry skierowane osiami dłuższymi zgodnie z pochyleniem stoku w kierunku dna (do 40°) (fot. 30). W przekroju pionowym te osady żwirowe mają typową strukturę deltową (forset). Przeciwny stok leja buduje słabiej wysortowany materiał, taki jaki występuje



Ryc. 15. Schemat rozwoju lejów wytopiskowych pod powierzchnią przepływającej wody

Development scheme of thaw sinks under the surface of flowing water

w obrębie łachy. Po zaprądowej stronie leja występuje gdzieniegdzie niewielki trójkątny cień piaszczysty, zwrócony ostrym kątem w dół rzeki. Takie rozmieszczenie i wykształcenie osadów w obrębie leja pozwala wnosić o sposobie przeobrażania tej formy w środowisku wody płynącej. Musiała to być woda o stosunkowo dużej szybkości, w której dominującą formą transportu było miecenie piasku i selektywny transport żwirów, ale nie dochodziło jeszcze do masowego uruchomienia grubszej frakcji. Materiał drobny, mieciony w pobliżu dna, przenoszony był nad zagłębieniem leja, a niewielka jego część osadzana za lejem w wywołanym przez jego obecność zawirowaniu. Materiał grubszy toczony sporadycznie po dnie był zsypywany po jego stoku, powodując przekształcenie pierwotnego zarysu kolistego na elipsoidalny. Ciągłe zasypywanie leja musi prowadzić w końcu do całkowitego jego zasypania.

Na powierzchni łach niedawno przez wodę opuszczonych powstają leje wytopiskowe. Dolna ich część zalewana jest przez wodę gruntową. Brzegi takiego leja podlegają intensywnemu osiadaniu, co prowadzi do jego rozszerzenia i spłycenia. Przyjmują one wtedy kształt mis o średnicy kilkakrotnie większej od głębokości. Rozwój tych małych form wytopiskowych powoduje zaburzenie pierwotnej struktury osadów budujących łachy. Spotykane niekiedy w podcięciach brzegów zaburzenia struktury

http://rcin.org.pl

Fot. 26. Cienie piaszczyste osadzone za głazami na powierzchni łach. Kierunek prądu z lewej ku prawej

Sandy shadows behind boulders on the surface of bars. Current from left to right

Fot. 27. Orientacja żwirów i głazów na powierzchni dużego „cienia żwirowego"

Orientation of gravels and boulders on the surface of a big gravel shadow

Fot. 28. Bryły lodu obciążone materiałem morenowym unieruchomione w nurcie Skeidary

Ice blocks loaded with morainal materials in the current of the Skeidara

http://rcin.org.pl

Fot. 29. „Cień żwirowy" osadzony za bryłą lodu unieruchomioną w nurcie przepływającej wody. Po zaniku przepływu i wytopieniu lodu pozostało zagłębienie wypełnione piaskiem

Gravel shadow deposited behind an ice block in the stream current. After flood and the thawing of ice a depression filled with sand remained

Fot. 30. Lej wytopiskowy o zarysie elipsoidalnym, utworzony pod wodą płynącą z lewej ku prawej. Prawa część leja została zasypana przez selektywnie transportowany materiał gruby

Elliptic kettle formed under water flowing from left to right. The right part of the kettle became filled in with selectively transported coarse materials

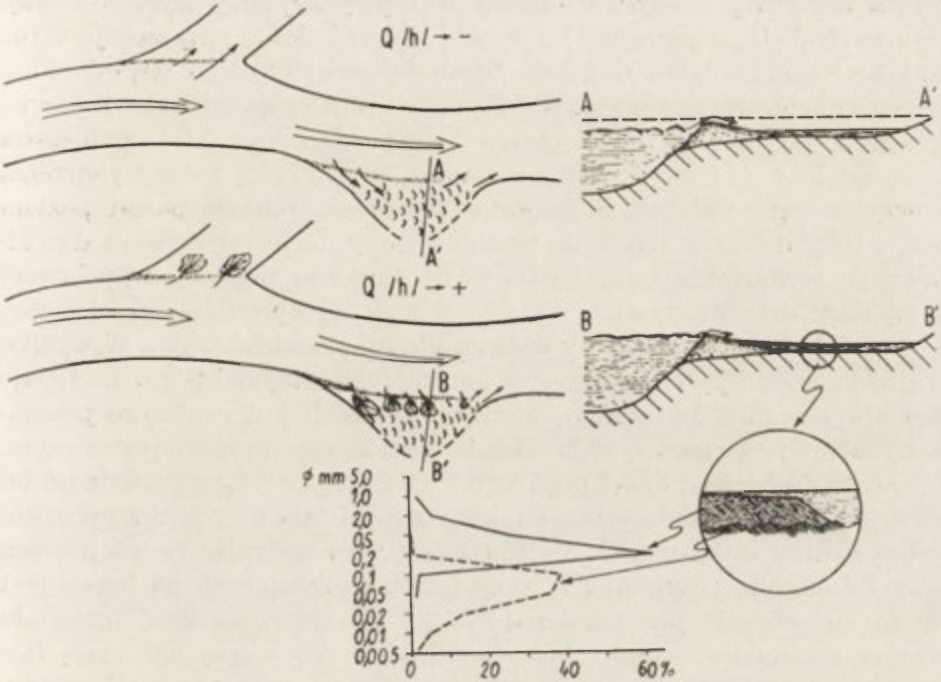
http://rcin.org.pl

Fot. 31. Wał przykorytowy wyłaniający się z wody

[illegible] from the water

osadów wody płynącej wytłumaczyć można wytapianiem niewielkich brył lodu.

Wały przykorytowe i misy dekantacyjne. Na obrzeżeniu niższych części działów międzykorytowych lub łach centralnych dochodzi w pewnych miejscach do rozwoju wałów przykorytowych. Niektóre z nich wzrastając odcinają niewielkie misy dekantacyjne, w których osadza się frakcja piaszczysta i mułkowa. Wały przykorytowe (levee), zbudowane głównie z osadów piaszczysto-mułkowych, towarzyszą brzegom łach najczęściej na granicy ustalonego koryta i okresowo zatapianej niższej części łachy. Powstają one w wyniku kolejnych niewielkich wezbrań. Są one



Ryc. 16. Rozwój wałów przykorytowych i mis dekantacyjnych w sąsiedztwie dużych koryt rzek proglacjalnych wyciętych w żwirowo-głazowych osadach glacifluwialnych

Development of levee and decantation basins in the vicinity of large channels of proglacial rivers cut into the glacifluvial gravel and boulders

asymetryczne w przekroju poprzecznym, o szerokości 2—3 m i wysokości do 50 cm. Zbocza od strony koryta mają większe nachylenie (12—18°), od strony przeciwnej mniejsze (do 6°) (fot. 31).

W okresie wezbrań woda występuje z koryta i zalewa przyległe, niższe partie łach lub działów międzykorytowych (ryc 16). W strefie koryta o dużej głębokości woda ma kilkakrotnie większą szybkość niż w strefie płycizny. Wielokrotnie obserwowałem, że w obrębie koryta powierzchnia

http://rcin.org.pl

wody jest wzburzona, intensywnie faluje, co świadczy o dużej makroturbulencji. Nad zalaną częścią łachy natomiast woda płynie spokojnie. Powierzchnia jej jest wygładzona, co wskazuje na niewielką turbulencję. Strefa rozdziału tych dwu mas wody pokrywająca się z przebiegiem zatopionego brzegu jest wyraźnie widoczna na powierzchni wody. Wyznacza ją szereg wirów pionowych, wędrujących w dół rzeki. Frakcja ilasta i mułkowa, transportowana stale w zawiesinie, oraz frakcja piaszczysta wznoszona w górę przy wyjątkowo silnej turbulencji, z chwilą dostania się w strefę zawirowań odgraniczających te dwie masy wody, traci szybkość i podlega strącaniu. W wyniku tego w sąsiedztwie zatopionej krawędzi koryta narasta piaszczysto-mułkowy wał przykorytowy (ryc. 15). Najgrubsza frakcja (piaszczysta) i w największej ilości strącana jest tuż przy krawędzi zatopionego koryta, drobniejsza natomiast dalej od wzburzonego nurtu. Jest to przyczyną asymetrii powstającego wału. Z chwilą opadania wody korona wału wynurza się na powierzchnię. Linia grzbietowa wału nie leży w jednym poziomie, toteż w pierwszej fazie wynurzenia tworzy szereg wydłużonych pagórków, wznoszących się ponad poziom wody. Przy dalszym obniżaniu poziomu wody dochodzi wreszcie do całkowitego wynurzenia wału i odcięcia stosunkowo płytkiej, wypełnionej wodą misy dekantacyjnej w miejscu zatopionej uprzednio części łachy. Wynurzony wał przykorytowy podlega silnym przeobrażeniom. W wyniku akcji fal, nacierających od strony koryta pod ostrym kątem, następuje jego abradowanie. Materiał pochodzący z abrazji jest częściowo przenoszony falami przez koronę wału i składany na łagodnym stoku przeciwnym, a znaczną jego część unosi prąd w dół rzeki. Abradująca działalność fal od strony koryta jest bardzo wydatna i współdziała na równi z procesem podmywania i osiadania. C. A. M. King (1959) opierając się na pracach Skay i Johnsona przyjmuje, że przy falach nacierających na brzegi pod kątem 30° abrazja przebiega najszybciej i największa ilość materiału przemieszczana jest wzdłuż brzegów. Taki mniej więcej kąt mają fale wzburzonej rzeki nacierające na brzeg. Przy ustalonym stanie wody, takim że sięga ona pewnej wysokości wału, rozwijają się miniaturowe klify. Górna część materiału budującego wał ulega odwodnieniu i ma tendencję do utrzymywania pionowych ścian. Dolna natomiast, przepojona wodą, ulega upłynnieniu, co prowadzi do osiadania górnych, przesuszonych pakietów i cofania tego klifu. Tam gdzie wał przykorytowy nie leży w zasięgu szybkiego nurtu, falowanie wody jest głównym czynnikiem, który umożliwia wynoszenie obsuniętych pakietów materiału. W czasie kolejnego wezbrania, co jest zjawiskiem bardzo częstym na rzekach proglacjalnych, dochodzi zazwyczaj do przerwania wałów i wypełnienia wodą wysychającej misy.

Osady wałów brzegowych mają bardzo niewyraźne warstwowanie,

http://rcin.org.pl

wynikające z bezładnego strącania cząstek zawiesiny. Jedynie stok łagodny, nadbudowany materiałem przenoszonym falami przez koronę wału, jest zbudowany z piaszczysto-mułkowych osadów dosyć wyraźnie laminowanych równolegle do nachylenia stoku.

Misy dekantacyjne odcięte wałami przykorytowymi kształtowane są również w złożony sposób. W początkowym okresie wezbrania po dnie przyszłej misy mieciony jest piasek, a nawet drobny żwirek. W miarę wzrostu wału i spadku szybkości wody w odcinanej misie występuje wyłącznie transport rytmiczny drobnego piasku, a tym gdzie prąd wody jest bardzo wolny i spada poniżej 5—10 cm/sek., nawet taki transport zanika. W trakcie transportu rytmicznego powstają najczęściej ripplemarki faliste o krętym przebiegu linii grzbietowej. Tam gdzie po dnie transportowana jest niewielka ilość materiału, pojedyncze ripplemarki przyjmują zarys barchanów. W tych partiach misy, w których prąd jest bardzo wolny, następuje strącanie zawiesiny. Warstwa iłu i mułku, pochodząca ze strącania zawiesiny, może w znacznym stopniu wyrównać dno misy. Zupełnie osuszone, ilaste dno misy może być pocięte siecią szczelin z wysychania.

W okresie kolejnego wezbrania następuje przerwanie wału w jednym lub kilku miejscach. Do misy wlewają się liczne strugi wody, które z powodu dużej różnicy poziomów płyną wartko, rozcinając wał. Wsypują one do misy gruby materiał piaszczysty, pochodzący przede wszystkim z rozcinania wałów. Tutaj jest on osadzony w formie miniaturowych delt wkraczających na osadzone uprzednio mułki lub iły, jak to obserwował m.in. J. Tricart (1956) w delcie Senegalu (fot. 32). Gruboziarniste osady tych delt wkraczają na drobnopiaszczyste i mułkowe ripplemarki, nie powodując ich niszczenia, podobnie jak to opisują J. M. Trefethen i R. L. Dov (1960) z plaż nadmorskich. Szybki rozwój tych delt doprowadzić może do zasypania znacznej części mis dekantacyjnych. Wypełniające je osady będą zróżnicowane zarówno pod względem frakcji, jak i struktury.

W rzekach proglacjalnych, wielokrotnie wzbierających w ciągu sezonu ablacji lodu, rozwój wałów przykorytowych i związanych z nimi mis dekantacyjnych w sprzyjających warunkach następuje bardzo szybko. Te formy i związane z nimi osady piaszczyste mogą powstawać nawet w strefie, gdzie przeważa transport bardzo grubego materiału. Takiego pochodzenia są zapewne niektóre serie drobnoziarnistych osadów piaszczystych spotykane wśród żwirowych osadów budujących działy międzykorytowe. Nie świadczą one bynajmniej o większych zmianach w energii rzeki zależnych np. od zmian klimatycznych, lecz są rezultatem lokalnego zróżnicowania warunków hydrodynamicznych w danym odcinku szlaku sandrowego.

http://rcin.org.pl

Szlak sandrowy Suli w górnym odcinku jest wcięty od kilku do kilkunastu metrów w falistą powierzchnię głównej moreny czołowej (ryc. 7, fot. 33). Ten przełom wycięty został w ciągu ostatnich 200 lat, w czasie których czoło lodowca, sięgające pierwotnie do ścian masywu Lomagnupur, wycofało się średnio o 4—5 km do dzisiejszej pozycji (S. Thorarisson 1939). Porównanie duńskiej mapy topograficznej z 1904 r., amerykańskiej mapy topograficznej z 1945 r. oraz zdjęć lotniczych z l. 1960 i 1965 pozwala stwierdzić, że najniższy, współcześnie czynny poziom szlaku sandrowego Suli, w górnym odcinku, wycięty został w ciągu ostatnich 60—70 lat. W tym odcinku ramiona Suli wykazywały i wykazują tendencję do pogłębiania i nieznacznej bocznej migracji, czego rezultatem jest ów głęboko wcięty i stosunkowo wąski szlak sandrowy. O takiej tendencji rzek na tym odcinku świadczą również dobrze zachowane, zamarłe obecnie starsze poziomy sandrowe (ryc. 7) ze śladami głęboko wciętych koryt, bruków erozyjnych czy głazowisk po rozmytych morenach czołowych.

Poniżej tego odcinka przełomowego nurt Suli rozdziela się na wiele ramion, stosunkowo płytko wciętych i szybko zmieniających swój bieg (ryc. 7). Można tu obserwować zarówno tendencję do dużej erozji bocznej (migracji koryt), niewielkiej i okresowo występującej erozji wgłębnej, jak i silnej w pewnych okresach akumulacji, o czym świadczą dużych rozmiarów łachy centralne. Te cechy szlaku sandrowego pozwalają sądzić, że w odcinku środkowym istnieje równowaga pomiędzy obciążeniem rzek a przepływem.

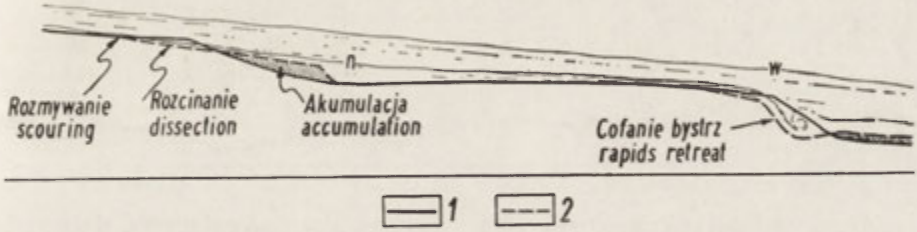
W dolnym, największym odcinku szlaku sandrowego, leżącym już poza terenem badań szczegółowych, energia drobnych, silnie rozgałęzionych ramion jest już niewystarczająca do dalszego transportu niesionego z góry materiału, wobec czego następuje jego osadzanie.

Rzeka Skeidara, odwadniająca skrajnie wschodnią część lodowca, już w pierwszych setkach metrów biegu rozgałęzia się na wiele ramion (ryc, 1. fot. 34). Ta część lodowca w czasie ostatnich dwustu lat „cofnęła" się nieznacznie i odwadniana była zawsze w podobny sposób. W górnym odcinku szlaku sandrowego procesy erozji bocznej i słabej erozji wgłębnej przeplatają się z procesami akumulacji, co wskazuje, że panuje tu stan równowagi pomiędzy przepływem a obciążeniem. W dolnym odcinku szlaku sandrowego Skeidary, podobnie jak szlaku Suli przeważa akumulacja.

W czasie dużych wezbrań (w mniejszych korytach) lub katastrofalnych powodzi wywołanych spływaniem jezior przylodowcowych (w głównych korytach) ustala się profil podłużny rzek proglacjalnych, charakteryzujący się występowaniem potężnych łach przedzielonych obniżeniami (ryc. 17). Przy średnich i niskich stanach wody rzeka, chcąc dostosować profil

http://rcin.org.pl

równowagi do aktualnie panujących warunków hydrologicznych, rozcina krawędzie łach lub spłaszcza ich powierzchnię oraz zasypuje istniejące pomiędzy nimi obniżenia. Ponieważ przy niewielkim przepływie jej energia jest bardzo mała, nie jest ona w stanie zniwelować tych nierówności przed następnym wezbraniem letnim lub katastrofalną powodzią. Dlatego w profilu podłużnym tych rzek pozostają liczne bystrza powstające na krwędziach łach, przesuwające się bardzo wolno w górę, oraz leżące u ich podnóża przegłębienia. Taki niewyrównany spadek i związany z tym układ sieci rzek proglacjalnych jest bardzo podobny do okresowo czynnych rzek strefy suchej i półsuchej (V. M. Davis 1938, J. B. Wertz 1964). Warunki takie panują zazwyczaj w środkowej lub górnej części dużych szlaków sandrowych (badanych szczegółowo), co wskazuje na dążność tych rzek do osiągnięcia profilu równowagi pomiędzy przepływem



Ryc. 17. Profil podłużny dna rzeki proglacjalnej (1) ustalony przy wysokim stanie wody (w) oraz kierunek jego zmiany (2) przy niskim stanie wody (n)

Longitudinal profile of the bottom of a proglacial river (1) at high water level (w) and direction of its change (2) at low water level (n)

a obciążeniem (H. Baulig 1925, J. H. Mackin 1948). W dolnych odcinkach szlaków sandrowych, leżących już poza obszarem moich badań, występuje intensywna akumulacja, której następstwem jest szybki przyrost równiny sandrowej.

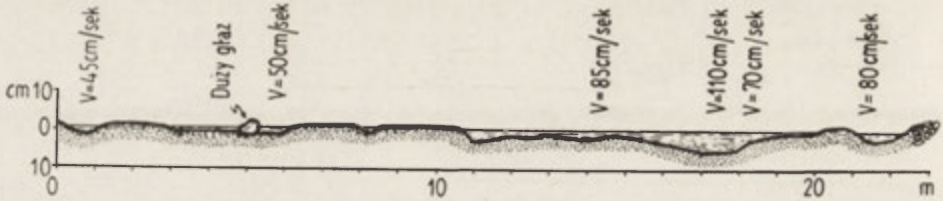
Stosunki hydrodynamiczne, panujące w górnej i środkowej części dużych szlaków sandrowych, mają zasadniczy wpływ na strukturę i frakcję składanych tu osadów. Spotyka się tu zarówno bardzo grube i źle wysortowane osady, związane z gwałtowną sedymentacją w czasie wezbrań (budujących zazwyczaj jądra łach), jak również i osady drobne, lepiej wysortowane, osadzane przy niższych stanach wody na obrzeżeniu tych łach. Jest to facja dużych rzek proglacjalnych, powstająca na bliskim przedpolu lodowca.

FORMY I OSADY MAŁYCH STRUMIENI, BIORĄCYCH POCZĄTEK Z CZOŁA LODOWCA

Strumienie zasilane ablacją czoła lodowca wynoszą na jego przedpole przede wszystkim materiał drobny (piaszczysto-mułkowy). Wynika

http://rcin.org.pl

to z dużego nagromadzenia frakcji pylastej, głównie pochodzenia wulkanicznego, w czołowej strefie Skeidarárjökull oraz z niewielkiej kompetencji tych strumieni, niezdolnych do transportu grubszych frakcji. Materiał wynoszony z lodowca składany jest tuż na jego przedpolu w formie płaskich, wachlarzowatych stożków o długości kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, a rzadziej większej (fot. 35). Niezależnie od lokalnych warunków topograficznych, w których te stożki są rozbudowywane, wykazują one duże wzajemne podobieństwo w wykształceniu profilu podłużnego oraz we frakcji budujących je osadów. Mechanizm sedymentacji i wynikająca z tego struktura osadów budujących te formy zależą od reżimu wód płynących po ich powierzchni. W miejscu wypływu z lodowca, u nasady stożka strumienie proglacjalne mają największy przepływ, a zatem i największą energię. W dalszym swym biegu rozgałęziają się



Ryc. 18. Profil poprzeczny (100-krotne przewyższenie) małego stożka piaszczysto-mułkowego osadzonego przy czole lodowca oraz zmiany w szybkości przypływającej po nim wody

Transversal profile (100 × overheight) of a small sandy-silty fan deposited at glacier front and changes in the velocity of flowing water

one na wiele ramion o niewielkim przepływie, zmniejszającym się z biegiem w wyniku szybkiego wsiąkania wody w przepuszczalne podłoże.

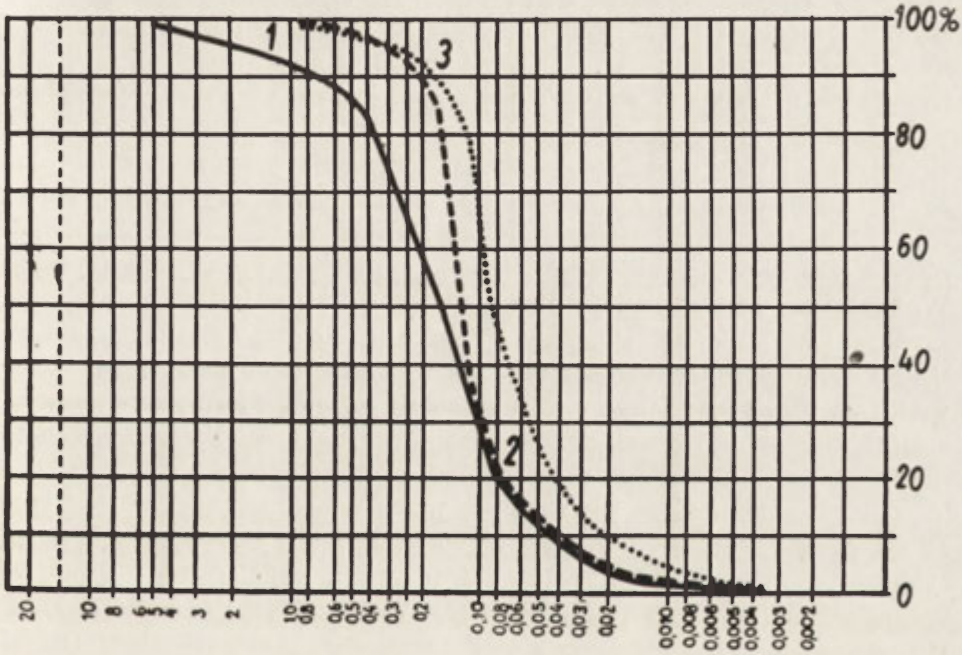
Sposób przepływu wody po powierzchni stożków ulega również dużym zmianom w ciągu doby. We wczesnych godzinach porannych, gdy ablacja jest jeszcze bardzo nieznaczna, na powierzchni stożka, szczególnie w jego części środkowej, widoczna jest gęsta sieć rozgałęzionych koryt, z których tylko nieliczne prowadzą wodę (fot. 36). Są to na przemian łączące się i rozgałęziające koryta o szerokości 0,2—2 m i głębokości do kilkudziesięciu centymetrów, rozbijające płaską powierzchnię stożka na wiele małych działów międzykorytowych. W miarę wzrostu ablacji wody płynące od czoła lodowca wypełniają koryta po brzegi, a w czasie maksimum wezbrania występują z nich i zalewają znaczne powierzchnie stożka, płynąc po nim cienką, kilkucentymetrową warstwą (fot. 37). Ponowny spadek ablacji, związany z nocnym ochłodzeniem, prowadzi do koncentracji wody w owe koryta, bardzo często już o zmienionym biegu. W ciągu nocy wiele z nich przestaje prowadzić wodę. Wezbrane wody płyną po powierzchni stożka z dużą szybkością. W obrębie koryt przekracza ona

http://rcin.org.pl

100 cm/sek., natomiast nad zalanymi działami międzykorytowymi 40—80 cm/sek. (ryc. 18).

TRANSPORT I AKUMULACJA OSADÓW

Zależnie od zmian w przepływie wód zmienia się frakcja i sposób transportu materiału dennego, co ma wpływ na strukturę osadów. Transport tego materiału występuje głównie w ciągu dnia, gdy strumienie silnie wzbierają. W nocy jest on minimalny lub zupełnie zamiera. Spadek energii strumieni, występujący w miarę oddalania od czoła lodowca, powoduje stopniowe zmniejszenie się frakcji transportowanego materiału w kierunku od nasady stożka do jego pobocznicy. Toteż korzeniowa część stożka zbudowana jest z grubego piasku lub drobnego żwiru, a partie brzeżne z drobnych piasków i mułków. Ponieważ słabnący prąd zdolny



Ryc. 19. Frakcja i stopień wysortowania piaszczysto-mułkowych osadów budujących małe stożki przy czole lodowca

1 — łacha piaszczysto-mułkowa z licznymi okruchami tufów, 2 — łacha piaszczysto-mułkowa bez okruchów tufowych, 3 — dno niewielkiego koryta w czasie opadania wody

Fraction and sortation of sandy-silty deposits building small fans near the ice-margine

1 — sandy-silty bar with numerous tuff fragments, 2 — sandy-silty bar without tuff fragments, 3 — bottom of a small channel during sinking water level

jest transportować, w miarę spadku przepływu, coraz to drobniejszy materiał, profil podłużny stożka, przy ogólnym nachyleniu 4—6°, jest lekko wklęsły.

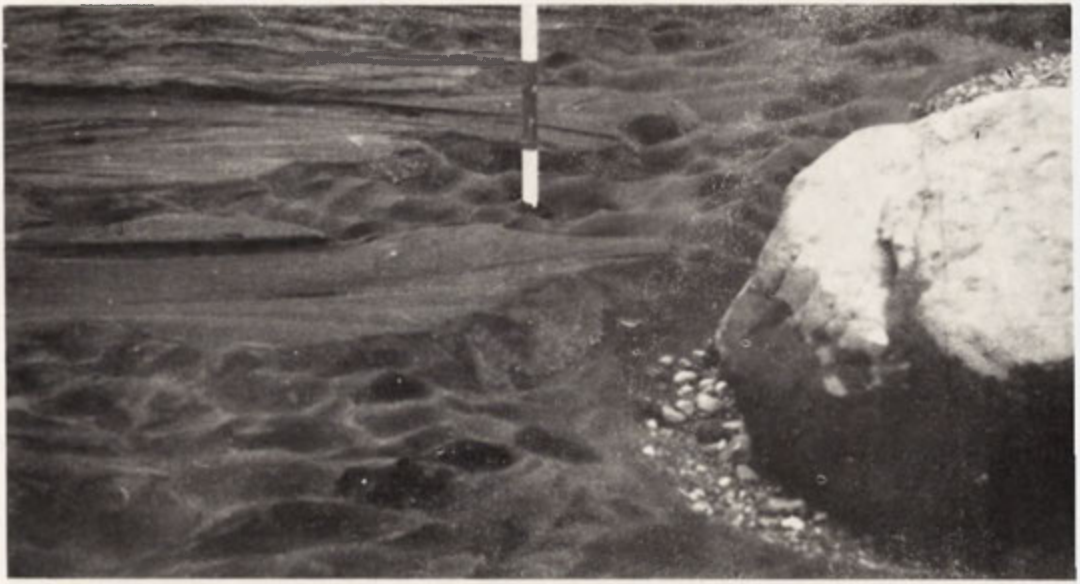
http://rcin.org.pl

Materiał wyniesiony z lodowca i raz osadzony na przedpolu bardzo rzadko jest uruchamiany podczas ponownego wezbrania. Tam gdzie szybkość wód jest największa, przeważnie w obrębie koryt rozcinających korzeniową lub środkową część stożka, okresowo występuje faza transportu antywydmowego, zaznaczona występowaniem na powierzchni wody fal przesuwających się powoli pod prąd. W osadach stożków sandrowych nie stwierdzono jednak struktur odpowiadających tej fazie transportu. Nie ma tu bowiem niezbędnych warunków do zachowania tych osadów. Każdy spadek szybkości wody prowadzi rychło do rozmycia antywydm.

Z fazą miecenia materiału związana jest główna masa osadów budujących owe stożki. Przy odpowiedniej szybkości wody, zalewającej całą powierzchnię stożka, materiał piaszczysty oraz większe okruchy lekkich tufów i palagonitów są szybko przemieszczane w formie „dywanu" przydennego. Lokalna zmiana szybkości lub wzrost obciążenia powoduje szybkie osadzanie miecionego materiału. Szczególnie duże zmiany szybkości wody występują nad dawnymi działami międzykorytowymi, zalanymi cienką warstwą wody. Tutaj nawet niewielka zmiana przepływu wywołuje dużą zmianę szybkości. Toteż na ich powierzchniach osadza się najwięcej miecionego materiału. W przekroju osadów stożka widać, że materiał złożony w tej fazie transportu charakteryzuje się bardzo niewyraźną laminacją poziomą lub jej zupełnym brakiem. Z powodu dużych różnic ciężaru objętościowego jest on słabo wysortowany (ryc. 19). Większe, ale lekkie ziarna tufowe są transportowane przy tej samej szybkości co mniejsze, ale prawie dwukrotnie cięższe ziarna bazaltowe.

Na powierzchniach wyłanianych z wody łach centralnych w bardzo wielu miejscach występuje sieć romboidalnych mikroform, skierowanych osiami dłuższymi równolegle do kierunku prądu. W literaturze anglosaskiej takie mikroformy określane są jako „rhomboid ripple-marks". Te mikroformy, opisane pierwszy raz przez W. H. Buchera w 1919 (por. E. G. Otvos 1964, 1965, J. H. Hoyt i V. J. Henry 1963), znane są dotychczas w stanie kopalnym lub też powstają współcześnie na plażach nadmorskich (A. O. Woodford 1935, W. O. Thompson 1937, D. F. Demarest 1947), gdzie osiągają nieraz bardzo duże rozmiary (R. M. McMullen i D. J. P. Swift 1967). Powstają one na lekko nachylonych plażach w wyniku działania prądu fal powrotnych (backwash), płynących bardzo cienką warstwą z szybkością do 2 m/sek. (A. O. Woodford 1935). Nazwą „rhomboid ripples" w dotychczasowych badaniach objętych zostało wiele genetycznie zróżnicowanych mikroform, toteż Otvos (1965), porządkując te obserwacje, wydzielił wśród nich trzy grupy genetyczne: 1) „rhomboid rill-marks", utworzone w wyniku występowania na dnie gęsto rozmieszczonych większych fragmentów skalnych, które wywołują powstanie sieci przecinających się fal na powierzchni wody, 2) „super-

http://rcin.org.pl



Fot. 32. Miniaturowe delty wsypywane do odciętych mis dekantacyjnych

Miniature deltas deposited in the cut-off decantation basins

http://rcin.org.pl

Fot. 33. Szlak sandrowy Suli w przełomie przez strefę głównej moreny czołowej. Na pierwszym planie widoczny starszy poziom sandrowy z licznymi lejami wytopiskowymi i śladami suchych koryt. Na dalszym planie morena czołowa podcinana przez Sulę

Fot. 34. Szlak sandrowy Skeidary widziany z czoła lodowca

http://rcin.org.pl

Sula sandur in the gap in main moraine. In the foreland on older sandur level with numerous kettles and traces of dry channels is visible. In the background an end-moraine undercut by the Sula

Skeidarársandur seen from the glacier snout

http://rcin.org.pl

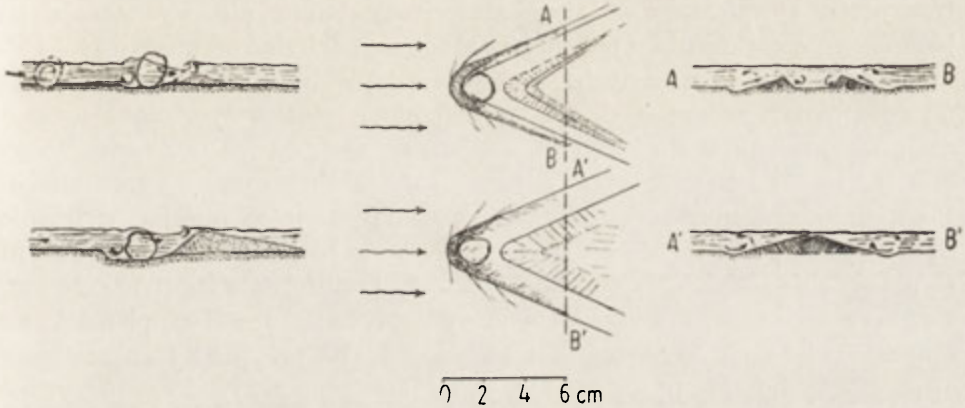
Fot. 35. Piaszczysto-mułkowe stożki sandrowe na bezpośrednim przedpolu lodowca wkraczające na osady morenowe

Sandy-silty sandur fans in the foreland of the glacier entering upon the morainal sediments

http://rcin.org.pl

rimposed current ripples of rhomboid pattern", wywołane nałożeniem się ripplemarków w wyniku krzyżowania się dwu kierunków prądów, 3) „rhomboid ripple-marks" prawdopodobnie w wyniku modyfikacji regularnych, równoległych ripplemarków prądowych.

Na powierzchniach omawianych łach powstanie tych form spowodowane jest obecnością stosunkowo dużych okruchów tufów lub palagonitów, transportowanych równocześnie z piaskiem dzięki niewielkiemu ciężarowi objętościowemu. Średnica tych okruchów jest bardzo często większa niż głębokość wody, toteż w trakcie ich toczenia po dnie ponad powierzchnię wody wystaje $^1/_2$—$^1/_3$ ich wysokości (ryc. 20). Jeżeli transportowany w taki sposób okruch zostanie zatrzymany, np. w wyniku wtoczenia na płytsze wody, to powoduje on zaburzenia linii prądowych przepływającej



Ryc. 20. Schemat rozwoju romboidalnych ripplemarków na powierzchniach łach piaszczysto-mułkowych stożków sandrowych

Scheme of development of rhomboidal ripple-marks on the surface of sandy-silty bars

w sąsiedztwie wody. Za unieruchomionym okruchem powstają dwie skośne fale stojące, rozchodzące się pod ostrym kątem w dół rzeki (40—50°) (fot. 38). Tuż za linią fal jak i za tkwiącymi okruchami zaznacza się obniżenie powierzchni wody. Po jego stronie zaprądowej, w wyniku koncentracji linii prądu, żłobione jest sierpowate zagłębienie. Duża szybkość wody sprawia, że po stronie zaprądowej występuje zjawisko oderwania linii prądowych i rozwoju zawirowań pionowych. W tym miejscu rozpoczyna się akumulacja miecionego materiału drobnego. W początkowej fazie są to dwa grzbieciki rozchodzące się od okrucha w dół pod kątem ostrym, w formie jaskółczego ogona. Grzbieciki te szybko przyrastają w kierunku środka, a po upływie jednej do kilku minut dochodzi do wytworzenia płaskiego, klinowatego nabrzmienia zwróconego ostrzem

http://rcin.org.pl

pod prąd. Ponieważ po powierzchni zatopionych łach jednocześnie transportowana jest duża ilość okruchów tufowych, powstaje cały zespół takich klinowatych form. Wywołane przez nie fale stojące przecinają się wzajemnie, tworząc na powierzchni wody charakterystyczną romboidalną sieć. Na linii tych fal żłobione są płytkie, rowkowate zagłębienia, rozcinające dno na sieć rombów. Nie występuje tu jednak zjawisko akumulacji miecionego materiału tak, jak za unieruchomionymi okruchami. Obie te mikroformy, z uwagi na ich genezę i kształt, należą do grupy „rhomboid rill-marks" w sensie Otvosa (1965).

W trakcie szybkiego opadania wody ten mikrorelief nie jest niszczony, a w sprzyjających warunkach może być utrwalony, np. przez pokrycie go warstwą iłu (fot. 39). W przekroju pionowym struktura tych romboidalnych form jest bardzo podobna do osadów złożonych w fazie transportu rytmicznego. Największe upady lamin nie wyznaczają tu jednak ogólnego kierunku prądu, lecz mogą się odchylać od niego o 30—45°.

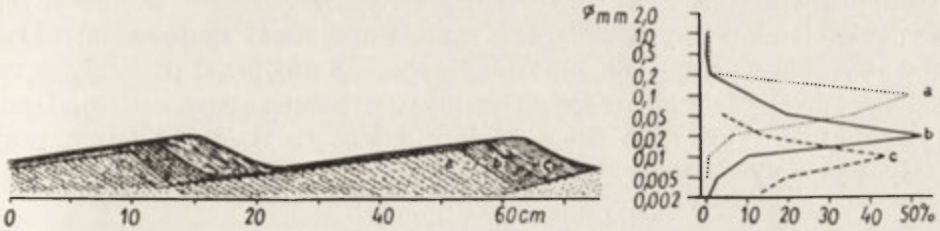
W godzinach wieczornych, w okresie osłabienia ablacji i spadku przepływów, wody zatapiające całą powierzchnię stożka opadają i ograniczają swój przepływ do koryt. Zmniejsza się również ich szybkość. Wówczas w większości tych rzek pojawia się faza transportu rytmicznego. Piaski miecione uprzednio przy dnie przesypywane są obecnie w formie ripplemarków. Ich grzbieciki o przebiegu prostym lub lekko wężowatym są przeważnie równoległe do siebie. Długość tych form wynosi 15—20 cm, wysokość 5—6 cm. Warstewka wody przepływającej nad ripplemarkami ma zaledwie kilka centymetrów głębokości. W przypadku całkowitego osuszenia tych koryt pozostają w nich mułkowo-piaszczyste, asymetryczne ripplemarki. W miarę spadku szybkości wody i zaniku turbulencji ustaje stopniowo toczenie piasku po dnie, a wzmaga się strącanie frakcji mułkowo-ilastej z zawiesiny. Strącony materiał opada na dno. Po doprądowej stronie ripplemarków, gdzie występuje większa szybkość wody, jest on przemieszczany, a po stronie zaprądowej, w strefie zawirowania wstecznego, osadzany. Strona zaprądowa przyjmuje wtedy profil wypukło-wklęsły. Końcowym etapem sedymentacji jest okrycie utworzonych uprzednio mikroform cienką warstwą iłu, strąconego już w wodzie stojącej. Strącanie osadów z zawiesiny w trakcie zamierania przepływu trwa najdłużej w korzeniowych partiach stożka. Tutaj jeszcze długo docierają spływające z czoła lodowca wody, podczas gdy brzeżne partie stożka są już dawno osuszone.

W osadach opisywanych stożków sandrowych rzadko się spotyka struktury powstałe w fazie transportu rytmicznego. Wskazuje to, że utworzone ripplemarki przy ponownym wezbraniu są najczęściej rozmywane. W tych miejscach, gdzie się one zachowały, przypominają tzw. climbing ripples, związane z dostarczaniem materiału zarówno z trans-

http://rcin.org.pl

portu dennego, jak i z zawiesiny (E. D. McKee 1965). W tym przypadku zróżnicowanie frakcji wynikało ze zmiany szybkości prądu (ryc. 21).

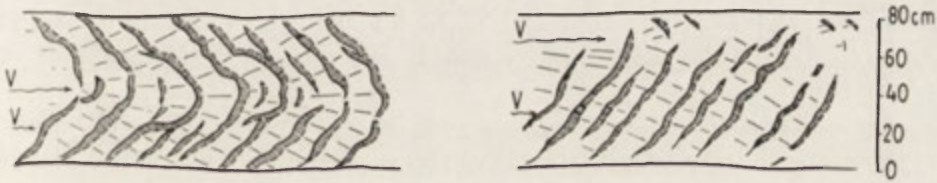
Nawet w dosyć szerokich korytach (powyżej 1 m) równoległe do siebie grzbiety ripplemarków nie są prostopadłe do kierunku prądu. Zjawisko to wynika z dużej różnicy szybkości wody płynącej w osi dynamicznej koryta i w pobliżu brzegów, gdzie jest hamowana przez tarcie. W osi dynamicznej koryta ripplemarki przesuwane są znacznie szybciej.



Ryc. 21. Struktura „climbing ripples" osadzanych przy zaniku przepływu w korytach rozcinających piaszczysto-mułkowe stożki sandrowe

Structure of "climbing ripples" these are being deposited when discharge decreases in the channels cut into the sandy-silty sandur fans

Jeżeli koryto ma przekrój symetryczny i największą szybkość ma woda płynąca jego środkiem, to ripplemarki układają się w formie „jodełki", skierowanej wypukłościami w kierunku płynięcia wody (ryc. 22). Ramiona jodełki dochodzą do brzegu pod kątem przeważnie 45°. W osi koryta,



Ryc. 22. Orientacja ripplemarków w wąskich korytach rozcinających piaszczyste stożki sandrowe przy czole lodowca

Orientation of ripple-marks in narrow channels cutting through sandy sandur cones at the ice-margine

w miejscach gdzie następuje koncentracja linii prądowych, ripplemarki przesypywane są tak szybko, że mogą wkraczać na siebie. Jeżeli koryto ma przekrój asymetryczny i jego oś dynamiczna przebiega w pobliżu jednego z brzegów, wówczas grzbiety ripplemarków, równoległe do siebie, są na całej szerokości koryta skośne do jego osi. W przekrojach pionowych tak złożonych osadów największe upady lamin nie będą wskaźnikiem kierunku prądu, lecz mogą się odchylać od niego do 45°. Jeżeli uwzględnić

http://rcin.org.pl

zmienny kierunek sieci koryt na powierzchni stożka, to wystąpią bardzo duże różnice pomiędzy generalnym kierunkiem spływu wód z czoła lodu na przedpole a kierunkiem, jaki można odczytać z przebiegu największego upadu lamin ripplemarków.

Ripplemarki występują również sporadycznie na powierzchniach działów międzykorytowych, najczęściej tam gdzie były one zalane dosyć grubą warstwą wody, a spadek jej szybkości następował bardzo wolno. Tutaj mają kształt krótkich, barchanowatych nabrzmień, skierowanych wypukłościami pod prąd. Bardzo rzadko natomiast spotyka się układ łuskowy, tzn. wygięcie ramion tych barchanów pod prąd, powstały w rezultacie przekształcenia pierwotnego układu barchanoidalnego (S. Dżułyński 1963). Prawdopodobnie formy takie powstają wyłącznie przy stałym przepływie wody.

EROZJA BRZEGÓW I MIGRACJA KORYT

Piaszczysto-mułkowe osady stożków sandrowych są równocześnie erodowane. Zjawisko to jest szczególnie dobrze widoczne przy takich stanach wody, gdy wzbierając wypełnia ona całą szerokość rozgałęzionych koryt lub opadając opuszcza zalane działy międzykorytowe i koncentruje się w te koryta. Intensywnie niszczone są wówczas brzegi i to jest przyczyną migracji koryt. Z chwilą gdy woda pokryje całą szerokość suchego uprzednio koryta, jego brzegi o wys. 10—20 cm przyjmują formę pionowych ścian. W miarę wzbierania wody nasila się proces ich osiadania. Wzbierająca szybko woda infiltruje w dolne partie tych brzegów, powodując upłynnianie części materiału. Upłynniona masa piaszczysto-mułkowa zaczyna płynąć w kierunku osi koryta, co powoduje zachwianie stateczności wyższych, jeszcze suchych partii i ich osiadanie.

Cofanie tych brzegów przebiega podobnie jak przy opisanych uprzednio korytach dużych rzek, zbudowanych z piasków i żwirów lub głazów. Tutaj jednak natężenie erozji bocznej jest większe. Osiadający materiał składany u podnóża ściany jest szybko wynoszony przez ciągle wzbierającą wodę, co ułatwia jej infiltrację w dalsze partie brzegu i przyspiesza jego cofanie. Proces wynoszenia przez wodę osiadającego materiału odgrywa tu drugorzędną rolę w stosunku do upłynniania i osiadania. Obserwowałem bowiem, że cofanie ścian piaszczysto-mułkowych, aczkolwiek w zwolnionym tempie, zachodzi również w tych miejscach, gdzie woda nie płynie, a jedynie jej poziom podnosi się nieznacznie. Dopiero przy wysokim stanie wody i wkroczeniu jej na łachy, profil tych brzegów staje się łagodny, a procesem dominującym jest tutaj transport materiału dennego. Zjawisko cofania brzegów występuje również przy opadaniu stanu wody, gdy opuszczając łachy koncentruje się ona w koryta. Wynu-

http://rcin.org.pl

rzająca się z wody łagodna krawędź zatopionego uprzednio koryta może ulec podcięciu i przesunięciu. W tym przypadku górna część brzegu zostaje odwodniona, dolna natomiast przesycona wodą pozostaje ciągle w stanie płynnym. Występuje wówczas taki sam stan brzegów, jak i w czasie wzbierania wody. Dochodzi wówczas ponownie do wytworzenia stromych brzegów. Jednakże słabnący prąd nie jest w stanie usunąć osiadającego na brzegach materiału i proces ten ulega stopniowemu zahamowaniu. Tylko tam gdzie nurt kieruje się pod jeden z brzegów, może być on podcinany przy opadającej wodzie i cofany względnie szybko.

Inny sposób erodowania brzegów koryt i powierzchni wyłanianych z wody łach występuje przy takich stanach wody, gdy opadając płynie ona po powierzchni tych łach bardzo cienką warstewką, mniejszą od głębokości krytycznej. W miejscach przekraczania krawędzi zatopionych koryt, tam gdzie istnieje różnica spadku, woda ta koncentruje się w liczne strużki, tworząc miniaturowe, kilkucentymetrowej wysokości bystrza. Wobec dużej energii kinetycznej tych strug (ruch podkrytyczny) i małej odporności piaszczysto-mułkowego podłoża, bystrza te bardzo szybko cofają się w górę (fot. 41). Poniżej nich rosną w górę płytkie rynny (rill-marks) o kilkucentymetrowej szerokości i głębokości. Te z nich, które najszybciej wędrują, przeciągają największą ilość wody i dlatego są szybko poszerzane. W krótkim czasie osiągają one rozmiary koryt przetrwałych z poprzedniego wezbrania. Te zaś, które z powodu mniejszej ilości wody cofają się wolniej, szybko zamierają, pozostawiając na krawędzi suchych łach charakterystyczny koronkowy mikrorelief. Pozwala to wnosić, że zmiany w układzie sieci koryt rozcinających powierzchnię stożków zachodzą zarówno na drodze bocznej migracji koryt, jak również szybkiego powstawania nowych koryt na skutek erozji wstecznej strug, które płyną po powierzchniach łach w okresie opadania wody. Oba procesy występują przy określonych stanach wody, tzn. w okresie jej wzbierania i wypełniania całej szerokości koryt oraz w okresie opadania i opuszczania powierzchni działów międzykorytowych.

Strugi rozcinające powierzchnie stożków z powodu bardzo silnego obciążenia i możliwości jego ciągłego uzupełniania po drodze nie mogą uzyskać dostatecznej energii do intensywnej erozji wgłębnej, mimo że podłoże jest mało odporne. Wynoszony przez nie materiał jest osadzany, w wyniku czego stożki szybko zwiększają swój zasięg oraz podnoszą wysokość. Zjawisko to jest jednak rezultatem końcowym występujących na przemian okresów niszczenia i nadbudowywania tego samego stożka lub pewnej jego części.

Spadek powierzchni (profil podłużny) tych stożków ciągle dąży do osiągnięcia profilu równowagi dynamicznej w sensie V. M. Davisa (1902), H. Bauliga (1925) czy J. H. Mackina (1948), tzn. równowagi pomiędzy

http://rcin.org.pl

obciążeniem a przepływem. Ponieważ zarówno przepływ, jak i obciążenie zmieniają się szybko, a materiał budujący stożki jest mało odporny, ich profil podłużny ulega ciągłym zmianom. Każde wezbranie spłaszcza powierzchnię stożka, głównie w wyniku rozcinania partii korzeniowej, a także środkowej. Spadek przepływu przy równoczesnym dużym obciążeniu prowadzi natomiast do nadbudowywania stożka w rozcinanych uprzednio miejscach, co ponownie zwiększa nachylenie jego powierzchni. Oprócz zmian przepływu duży wpływ na wykształcenie profilu podłużnego mają szybkie i znaczne zmiany w obciążeniu strumieni wypływających z lodowca. Te strumienie płynące po czole lodowca głęboko wyciętymi jarami okresowo zasilane są spływami moreny ablacyjnej (błota morenowego) okrywającej zbocza jarów. Jeżeli dostawa błota morenowego jest bardzo obfita, a przepływ strumienia już niewielki, dochodzi wówczas do utworzenia potoku błotnego wypełniającego znaczny odcinek jaru. Wypływając na przedpole potok ten nie może się przesuwać dalej z powodu szybkiego odwodnienia, co prowadzi do podwyższenia korzeniowej części stożka. Taki sposób akumulacji powoduje niejednokrotnie wsteczne przyrastanie stożków, tzn. składanie wyniesionego materiału na lodowcu, w dnie rozcinających go jarów. Wówczas zwiększa się szybko nachylenie korzeniowej partii stożka. Każde cofnięcie czoła lodowca lub też obniżenie wpływów rozcinających go strumieni (wcięcie) powodują osadzanie materiału w niżej położonych miejscach. Wyżej położona korzeniowa część stożka zamiera i jest szybko niszczona na skutek bocznego podcinania.

Jeżeli wypływające z lodowca strumienie o podobnej wielkości rozmieszczone są dosyć gęsto, to budowane przez nie stożki rozrastają się bocznie i łączą, tworząc u podnóża czoła lodowca typowe glacis akumulacyjne o dużym nachyleniu. Bardzo często zasypują one mniejsze wzniesienia moren czołowych lub zatapiają ich dolne partie. Osady piaszczysto-mułkowych stożków, budowanych przy krawędzi lodowca, stanowią charakterystyczną fację osadów glacifluwialnych przedpola Skeidararjokull. Spotykane na przedpolu starszych ciągów czołowo-morenowych wskazują na sposób odwadniania nie istniejącego już czoła lodowca.

FORMY I OSADY RZEK WYPŁYWAJĄCYCH Z JEZIOR PRZYLODOWCOWYCH

Z jezior przylegających do środkowej i wschodniej krawędzi Skeidararjokull wypływają rzeki, stanowiące jednak niewielką część wszystkich rzek proglacjalnych. Są to przeważnie przepływy z wyżej położonych jezior do niższych, zwykle większych. Z najniżej położonego jeziora wypływa znaczna część wód Sandgigkvisl. Z niewielkich jezior występu-

http://rcin.org.pl

jących we wschodniej części przedpola wypływają również stałe lub okresowe strumienie, kierujące się wprost ku równinie sandrowej. Po wypłynięciu z jezior rzeki te meandrują, aby następnie w miarę biegu przejść stopniowo w typowe braided rivers (fot. 40).

W strefie biegu meandrowego ich koryta są znacznie węższe niż koryta braided rivers o podobnym przepływie. Większe rzeki, jak Sandgigkvisl, mają 60—80 m szerokości przy 2—2,5 m głębokości, mniejsze mają od kilku do kilkunastu metrów szerokości przy 0,5—1 m głębokości. Przekrój poprzeczny koryt w osi meandru jest wyraźnie asymetryczny (trójkątny), co jest cechą charakterystyczną wszystkich rzek o biegu meandrowym (L. B. Leopold i in. 1964, Å. Sundborg 1956, I. W. Popow 1969). W przełomie przez strefę moreny czołowej lub jej najbliższe przedpole rzeki te płyną w głębokich na kilkanaście metrów dolinach (np. Sandgigkvisl), co sprawia, że spadek wąskiej, wytworzonej przez nie równiny nadrzecznej jest niewielki (3,1—4,5 ‰), znacznie mniejszy niż stożka sandrowego, budowanego przez braided rivers w analogicznej części przedpola (ryc. 2). Jeszcze mniejszy spadek ma zwierciadło wody przy niskich stanach.

W dnie koryt nie obserwuje się większych bystrz ani łach centralnych. Niemniej jednak mają one urozmaiconą rzeźbę. W miejscach największej krzywizny meandrów, po ich zewnętrznej stronie, występują wydłużone przegłębienia zajmujące $^1/_2$—$^1/_3$ szerokości koryta, natomiast długość przegłębień wynosi średnio 3—4 jego szerokości.

W dnach koryt prawie na całej ich długości występują dobrze wykształcone bruki lub głazowiska. W suchych korytach dużych rzek, po zewnętrznej (wypukłej) stronie meandrów, gdzie prąd miał największą szybkość, imbrykację wykazują nawet duże głazy o średnicy do 1 m. W odcinkach prostych o przekroju prostokątnym imbrykację wykazują jeszcze głazy o średnicy 0,5 m. Azymut imbrykacji jest zazwyczaj zgodny z kierunkiem przebiegu osi koryta w danym odcinku. Jedynie przy brzegach, zarówno podcinanych jak i nadbudowywanych, stwierdzono odchylenie do 45°, wynikające z reorientacji żwirów w czasie opadania wody, podobnie jak przy brzegach braided rivers.

Głębokie wcięcie rzek meandrujących w porównaniu z braided rivers wskazuje, że przynajmniej w pierwszym etapie ich rozwoju panowała intensywna erozja wgłębna. Wzbogacenie dna koryta w grubą frakcję (głazy) zwolniło znacznie tempo erozji, ale jej całkowicie nie zahamowało. Obserwacje wykonane przeze mnie, jak również analiza zdjęć lotniczych z l. 1960—1965 wskazują, że obecnie w rzekach tych przeważa tendencja do meandrowania, co powoduje erozję brzegów i boczną migrację koryt.

Brzegi rzek meandrujących podcinane są tylko po wypukłej stronie meandrów. Mechanizm tego podcinania przebiega podobnie jak w braided

http://rcin.org.pl

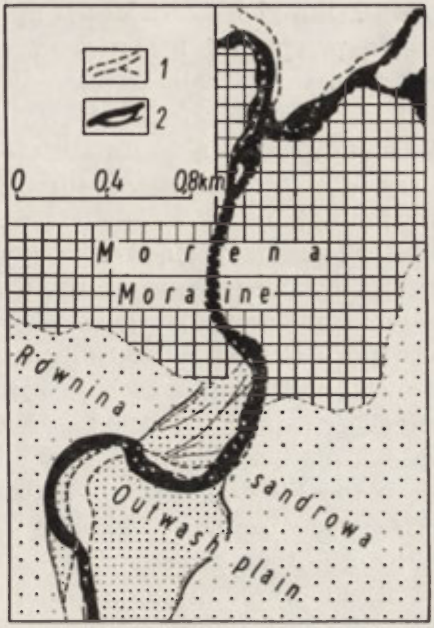
rivers, ale znacznie wolniej. Wpływa na to mniejsza amplituda dobowych i rocznych wahań przepływu oraz większa wysokość brzegów (z powodu głębszego wcięcia koryt). Jak stwierdzono poprzednio, w rzekach wypływających z jezior dobowe wahania przepływu są znacznie mniejsze niż w rzekach zasilanych ablacją czoła lodowca lub nawet wypływających z dużych wywierzysk. Toteż u podnóży podcięć narastają hałdy usypiskowe, które tylko przy bardzo silnych wezbraniach są zatapiane, a budujący je materiał jest częściowo lub całkowicie odprowadzany. Długie zaleganie hałd chroni okryte partie stromych brzegów przed osiadaniem, odpadaniem i wywiewaniem z nich materiału. Jednakże po wypukłej stronie meandru, na skutek dużej szybkości wody i obecności silnego prądu zstępującego, wywołanego jej spiralnym przemieszczaniem, następuje powolne, ale ciągłe odprowadzanie materiału. W tych też miejscach, nawet przy niskich stanach wody, powstają zerwy przyczyniające się do powolnego cofania brzegów. W odcinkach o biegu prostym, gdzie szybkość wody jest mniej więcej równomierna w całym przekroju poprzecznym, hałdy u podnóża brzegów są bardzo stabilne, co utrudnia ich przesuwanie.

Z powodu większego wcięcia rzek meandrujących ich brzegi są znacznie wyższe niż brzegi braided rivers w tej samej strefie przedpola. Toteż cofnięcie brzegu o określony odcinek wymaga usunięcie większej masy osadów niż podobnej wielkości cofnięcie brzegu płytko wciętej rzeki. Jest to druga przyczyna znacznie wolniejszego przesuwania brzegów rzek meandrujących niż braided rivers. Porównanie zdjęć lotniczych z l. 1960 i 1965 wskazuje, że brzegi Sandgigkvisl w jej biegu meandrowym na przedpolu głównej strefy moreny czołowej, w miejscach największej krzywizny, cofnięte zostały o 50—100 m, tj. średnio 10—20 m/rok. Minimalne zmiany zaistniały natomiast w strefie przełomu przez moreny czołowe, gdzie wysokość brzegów wynosi kilkanaście metrów (ryc. 23).

Z meandrowym biegiem tych rzek związana jest również rzeźba dna koryt. Jak zaznaczono uprzednio, u podnóża podcinanych ścian występują zazwyczaj przegłębienia o dnie wysłanym dużymi głazami, wykazującymi niekiedy imbrykację. Wydaje się, że te przegłębienia w pewnym stopniu są wynikiem spiralnego ruchu wody na zakolach. Energia wody, zużywana w korycie o przekroju prostokątnym w dużym stopniu na pokonanie tarcia pomiędzy poszczególnymi kręgami, w korycie rzeki meandrującej o przekroju trójkątnym, gdzie w najgłębszym jego miejscu rozwinięty jest jeden główny krąg spiralnego przemieszczania, zużywana jest przede wszystkim na pokonanie tarcia o dno i brzegi. Przyspiesza to usuwanie materiału z dna (i brzegów), co prowadzi do powstawania przegłębień. Nie można jednak wykluczyć dużej roli procesu akumulacji w powstawaniu tych nierówności dna (plos), tak jak się to przyjmuje w rzekach transportujących materiał piaszczysty (I. W. Popow 1969).

http://rcin.org.pl

Nasuwa się pytanie, co jest główną przyczyną meandrowania rzek wypływających z jezior przylodowcowych? Jak powszechnie wiadomo, większość rzek wykazuje tendencje do meandrowania. Bieg meandrowy mają nawet rzeki płynące po powierzchni czystego lodu, jak również prądy morskie (L. B. Leopold i in. 1964). Przyczyna i przebieg meandrowania oraz wzajemna zależność pomiędzy przepływem, ruchem rumowiska a wielkością i nawet krętością meandrów zostały po raz pierwszy szerzej



Ryc. 23. Zmiany w biegu Sandgigkvisl zasilanej głównie wypływami z jezior w l. 1960 (1)—1965 (2)

Changes of course of the Sandgigkvisl mostly fed by the outflows from lakes in 1960 (1)—1965 (2)

sformułowane i opisane przez V. M. Davisa (1889). Późniejsi badacze niejednokrotnie podawali te zależności w formie ujęć matematycznych (vide L. B. Leopold i in. 1964). Istnieje wiele teorii wyjaśniających to zjawisko. Jedne z nich przyjmują, że sam sposób płynięcia wody jest wystarczającą przyczyną meandrowania. Tak np. F. Hjulström (1942, 1949), wychodząc z założenia prawa fal poprzecznych, daje następujący wzór na długość fal meandru:

$$l = \frac{2b \cdot u}{\sqrt{g \cdot h}} \left[1 + \frac{1}{100} \cdot f \left(\frac{\mu \cdot b}{h^{\frac{5}{2}}} \right) \right],$$

gdzie: l — długość fali meandru (tj. odległość pomiędzy odpowiednimi kulminacjami mierzona wzdłuż doliny)
b — szerokość strefy meandru
u — średnia prędkość prądu w głównym nurcie rzeki
h — głębokość rzeki

http://rcin.org.pl

g — przyciąganie ziemskie (grawitacja)
μ — współczynnik tarcia turbulentnego
f — współczynnik wyrażenia w nawiasie, którego wartość zmienia się wpływając na zmianę długości fali wywołanej turbulencją

Stąd długość fali meandru jest wprost proporcjonalna do szerokości pasa meandrowego i średniej szybkości wody a odwrotnie proporcjonalna do pierwiastka głębokości. Jeżeli np. zmiany klimatyczne spowodują zwiększenie przepływu, to zwiększy się również głębokość, szybkość prądu i stopień turbulencji. Zwiększenie głębokości będzie dążyło do skrócenia fali meandru a zwiększenia szybkości i turbulencji, do jej wydłużenia. W sumie przeważą tu dwa ostatnie czynniki i wydłuży się fala meandru. Przy dostatecznie silnej turbulencji meandrowanie zostanie zupełnie wyeliminowane.

Druga grupa poglądów przyjmuje, że główną przyczyną meandrowania, a równocześnie jego nieodzownym wymogiem jest transport i sedymentacja osadów oraz erozja brzegów. Wielu autorów, m.in. L. B. Leopold i M. G. Wolman (1957), S. A. Schumm (1960, 1961, 1963, 1968), przyjmuje, że rzeki meandrujące cechuje duża głębokość przy stosunkowo niewielkiej szerokości, duży ładunek zawiesiny (w stosunku do dennego), mniejszy spadek niż braided rivers przy analogicznym przepływie. Jeżeli zwiększa się zawartość frakcji ilasto-mułkowej w brzegach, jak również niesiony przez wodę ładunek zawiesinowy, to zwiększa się krętość koryta (S. A. Schumm 1963, 1968).

Rzeki wypływające z jezior przylodowcowych są prawie zupełnie pozbawione ładunku dennego i w małym stopniu obciążone zawiesiną. Niemniej jednak stosunek zawiesiny do ładunku dennego jest tu większy niż w braided rivers. Wielka masa osadów dennych znoszona do tych jezior przez strumienie wypływające z lodowca osadzana jest przy brzegu w formie szybko przyrastających delt. Materiał zawieszony, rozprowadzany po dnie zbiornika przez prądy zawiesinowe, osadzany jest w wyniku strącania mniej więcej równomierną warstwą na dnie. Pozostawienie niesionego ładunku w obrębie jeziora jest dosyć skuteczne, o czym świadczy mała mętność wypływających z nich wód oraz gruba nieraz warstwa piaszczysto-mułkowych osadów limnicznych, pokrywających te partie strefy morenowej, które okresowo stanowiły dna jezior (L. Arnborg 1955b). Energia nie przeciążonych wód wypływających z jezior zużyta jest w znacznej mierze na erodowanie dna i wynoszenie pobranego w ten sposób materiału. Proces ten powoduje jednak wzrost obciążenia w miarę biegu tych rzek, co z kolei, po osiągnięciu pewnego punktu krytycznego, prowadzi do osadzania nadmiaru niesionych osadów w formie łach. W tych miejscach następuje też stopniowe przejście od rzeki meandrowej

http://rcin.org.pl

do braided rivers. Duże wcięcie koryt tuż poniżej wypływu z jezior sprzyja utrzymywaniu krętości biegu, a nawet wykazywać będzie tendencję do skracania długości fali meandru (F. Hjulström 1949). Stąd nasuwa się wniosek, że jedną z przyczyn meandrowania rzek wypływających z jezior przylodowcowych jest ich bardzo niewielkie obciążenie ładunkiem dennym przy równocześnie małym spadku.

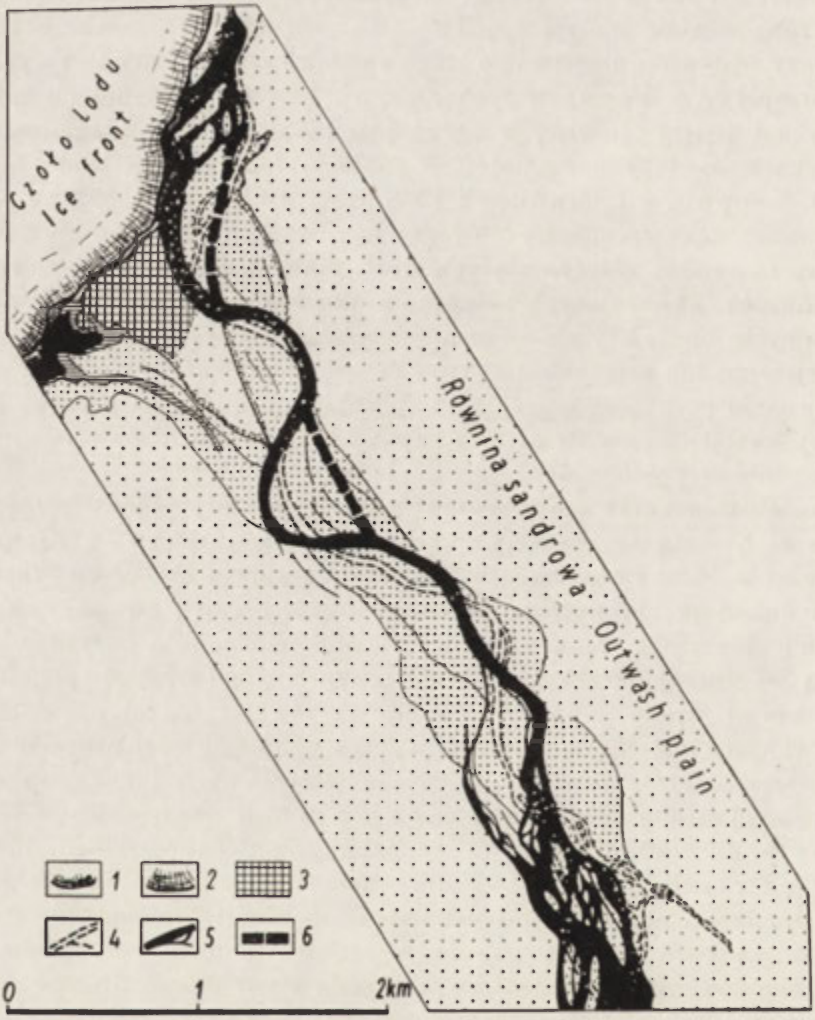
Duży wpływ na przetrwanie biegu meandrowego ma również wyrównanie przepływów dobowych tych rzek, tj. likwidacja głębokich niżówek nocnych i ścięcie szczytów wezbrań popołudniowych, tak powszechnych w rzekach zasilanych bezpośrednio ablacją lodu. Stwierdzono bowiem (L. B. Leopold i T. Maddock 1953, S. A Schumm 1969), że po wybudowaniu zapór na niektórych rzekach w Stanach Zjednoczonych (South Platte, Colorado) zatrzymujących dużo materiału dennego i zawiesiny, ale również likwidujących wezbrania powodziowe i niżówki, w niżej położonych biegach rzek wzrosła głębokość koryt przy równoczesnym zmniejszeniu ich szerokości. Wyrównanie przepływu wpływa bowiem na wyrównanie szybkości wody, a to sprzyja ciągłemu transportowi jednorodnej frakcji osadów dennych i zapobiega (z braku niżówek) osadzaniu go na dnie w postaci łach.

Pogłębianie koryt rzek meandrujących nie może jednak postępować ciągle z tą samą szybkością, pomimo nie zmieniającego się przepływu. Utworzenie warstwy grubego bruku na dnie koryta chroni go skutecznie przed dalszą erozją wgłębną. Jedynie erozja boczna, powodująca przesuwanie meandrów, może doprowadzić do przesunięcia koryta w strefę ubogą we frakcję grubszą, a tym samym umożliwić jego pogłębienie. Jednakże w strefie moreny czołowej, jak również na jej przedpolu nie obserwowano takich odcinków, co wynika z mniej więcej równomiernego rozmieszczenia frakcji grubej w osadach glacjalnych i glacifluwialnych w tej samej strefie przedpola lodowca. Rzeki meandrujące osiągają zatem pewien profil równowagi pomiędzy przepływem a szorstkością podłoża, który na równinie Skeidararsandur charakteryzuje się znacznie mniejszym spadkiem niż profil braided rivers o podobnym przepływie. Jest to równowaga bardziej stabilna niż w rzekach poprzednio omówionych. Może ona być zaburzona jedynie w okresie jökullhlaupów lub w wyniku zdrenowania czy zasypania deltą jeziora, co zwiększy transport osadów dennych i zawiesiny.

Typową rzeką meandrującą na przedpolu głównej strefy czołowo-morenowej jest Sandgigkvisl. Rzeka ta nie istniała jeszcze w 1904 r. Na mapie opartej o zdjęcia lotnicze z l. 1945/1946 widać, że w tym czasie przecinała ona już strefę moreny i jej przedpola, biorąc wody z niewielkich jeszcze jezior, powstających w obniżeniach pozostawionych przez cofający się lodowiec. Od tego czasu rzeka ta ciągle zwiększała swój prze-

http://rcin.org.pl

pływ, głównie w wyniku odwadniania coraz to szerszej strefy czoła Skeidararjökull. Porównanie stanów z 1960 i 1965 r. wykazuje, że w tym okresie nastąpiło zwiększenie amplitudy meandrów, zwężenie koryta i prawdopodobnie jego pogłębienie.



Ryc. 24. Zmiany biegu Skeidary Zach. w l. 1960—1968 w wyniku zmian sposobu zasilania

1 — czoło lodowca w 1960 r., 2 — czoło lodowca w 1965 r., 3 — ostaniec erozyjny głównej strefy czołowo-morenowej, 4 — bieg rzeki w 1960 r., 5 — bieg rzeki w 1965 r., 6 — bieg górnego odcinka Skeidary Zach. stwierdzony w 1968 r.

Changes of the course of the Western Skeidará in 1960—1968 as a result of changes in the mode of feeding

1 — glacier margin in 1960, 2 — in 1965, 3 — erosional residual of the main end-moraine zone, 4 — river course in 1960, 5 — river course in 1965, 6 — course of the upper part of the Western Skeidará in 1968

http://rcin.org.pl

Bieg meandrowy w obrębie Skeidarársandur ma również górny odcinek Suli i Skeidary Zachodniej, wypływających z wielkich wywierzysk. W osi współczesnego szlaku sandrowego Skeidary Zach. jeszcze w 1945 r. płynął od czoła lodowca niewielki strumień, rozgałęziający się na kilka ramion. Na zdjęciu lotniczym z 1960 r. Skeidará Zach. stanowi już dużą rzekę o szerokości 20—40 m, płynącą głęboko wciętą doliną meandrową, która bierze początek z wywierzysk w strefie głównego wypływu Skeidary. Do tej doliny uchodziło również głęboko wcięte (8—10 m) koryto o szerokości 150—200 m dawnego wypływu z wydłużonej misy jeziora przylodowcowego. W tym czasie z jeziora tego wypływał nikły już strumień wody (ryc. 24). Wynika stąd, że ten kręty bieg Skeidary Zach. został odziedziczony; wykorzystała ona dolinę rzeki wypływającej uprzednio z jeziora. Zanik wypływu z jeziora i powstanie nowego (zachodniego) odgałęzienia Skeidary nastąpiło prawdopodobnie po jökullhlaupie w 1954 r. Na zdjęciu lotniczym z 1965 r. widać już, że zachodnie ramię Skeidary stało się znacznie większe, szerokość jego wynosiła 80—100 m. W pierwszych trzech kilometrach biegu nastąpiły bardzo nieznaczne zmiany w przebiegu meandrującego koryta poza pogłębieniem krzywizny meandru w jednym przypadku. Wystąpiło to tam, gdzie wysokość brzegów została obniżona, w miejscu ujścia wspomnianego martwego koryta, wypływającego z jeziora. W dalszym biegu nastąpiło jednak wyraźne jego wyprostowanie z równoczesnym rozdzieleniem się rzeki na wiele ramion. Bezpośrednie obserwacje wykonane w 1968 r. pozwoliły mi stwierdzić, że w ciągu następnych trzech lat nastąpiło dalsze wyprostowanie biegu górnego odcinka rzeki w wyniku przecięcia meandrów oraz jej rozgałęzienie na coraz to liczniejsze ramiona. Jest to dobry przykład przeobrażenia odziedziczonego koryta meandrowego na prostolinijne w wyniku zmiany reżimu rzeki. Należy jednak podkreślić, że rzeki wypływające z dużych wywierzysk mają bardziej wyrównane przepływy niż strumienie zasilane ablacją czoła lodowca, ponadto ładunek zawiesiny w stosunku do ładunku dennego jest w ich górnych odcinkach znacznie większy niż w środkowych lub dolnych. Toteż w pierwszych kilometrach ich biegu wystąpi naturalna tendencja do meandrowania, zanim obciążenie denne nie zostanie w dostatecznym stopniu uzupełnione. Przykładem tego jest górny odcinek biegu Suli w przełomie przez resztki strefy czołowo-morenowej.

Meandrowanie rzek wypływających z jezior przylodowcowych jest znane również z przedpola innych lobów Vatnajökull. Z mapek paleogeograficznych załączonych do pracy L. Arnborga (1955b) doskonale widać, że w okresach gdy przed czołem Hoffellsjokull powstało jezioro, wypływająca z niego rzeka miała jedno koryto i wykazywała naturalną tendencję do meandrowania. Jeżeli natomiast ukształtowanie podłoża nie sprzyjało powstawaniu jezior, od czoła lodowca wypływały liczne

http://rcin.org.pl

typowe braided rivers. Występowanie martwych koryt o biegu meandrowym w obrębie strefy morenowej, jak i równiny sandrowej jest równocześnie świadectwem istnienia jezior na przedpolu lodowca.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Morfologiczna działalność wód roztopowych polega przede wszystkim na rozmywaniu moren i starszych pokryw fluwioglacjalnych, przemieszczaniu tego zróżnicowanego frakcjonalnie materiału i ponownym osadzaniu w formie stożków sandrowych. W czasie transportu zachodzi częściowa segregacja osadów, frakcja grubsza przebywa zazwyczaj krótką drogę lub pozostaje na miejscu, frakcja drobna natomiast przemieszczana jest na znaczne odległości. W wyniku pracy rzek proglacjalnych zachodzi ciągłe wyrównywanie i obniżanie urozmaiconej rzeźby, pozostawionej przez wycofujący się lodowiec. Im więcej wód i w dłuższym czasie przepływa przez określoną strefę tej równiny, tym ma ona mniejszy spadek, a wysortowanie osadów jest tu lepsze. Ponieważ wielkość rzek proglacjalnych, jak również ich obciążenie szybko zmienia się w czasie, formowana przez nie równina sandrowa może się składać z segmentów o zróżnicowanej genezie i spadku, zmienia się również frakcja i struktura budujących ją osadów.

Rzeki proglacjalne na przedpolu Skeidararjokull, podobnie jak rzeki strefy suchej i półsuchej, z biegiem przeważnie zmniejszają swój przepływ. Dzieje się to najczęściej na skutek wsiąkania wód w przepuszczalne podłoże, które w odróżnieniu od przedpola lodowców, leżących w wyższych szerokościach geograficznych (Spitzbergen, archipelagi Ameryki Północnej), tutaj nie jest przemarznięte. Ponadto rozgałęzianie nurtu spowodowane akumulacją w osi koryt sprawia, że każde z tych rozgałęzień prowadzi coraz to mniej wody, a więc ma mniejszą nośność i kompetencję, co z kolei przyspiesza osadzanie niesionego materiału. W wyniku tego bardzo szybko zmniejsza się frakcja transportowanych osadów.

Rzeki przedpola Skeidararjokull w większości przypadków również zmniejszają swój przepływ z biegiem. Jednakże w pewnych odcinkach może on się stale utrzymywać w takim samym zakresie lub wzrastać na skutek dopływu wód proglacjalnych z przedpola innych lodowców do Skeidary (Morsa, Skaftalellsa, Svinafellsa), czystych i mało obciążonych wód proniwalnych do Suli (Nupsa), lub też niewielkiej ilości wód gruntowych w dolnej części równiny sandrowej. W sąsiedztwie czoła lodowca, gdzie przepływają rzeki o różnej wielkości, istnieją potencjalne warunki transportu i osadzania zróżnicowanej frakcji osadów. Tutaj też spotyka się największe zróżnicowanie struktur sedymentacyjnych. W miarę oddalania od lodowca wysortowanie składanych przez te rzeki osadów jest

http://rcin.org.pl

coraz lepsze, a ich frakcja na ogół coraz drobniejsza. Jednakże mogą istnieć wyjątki od tej reguły.

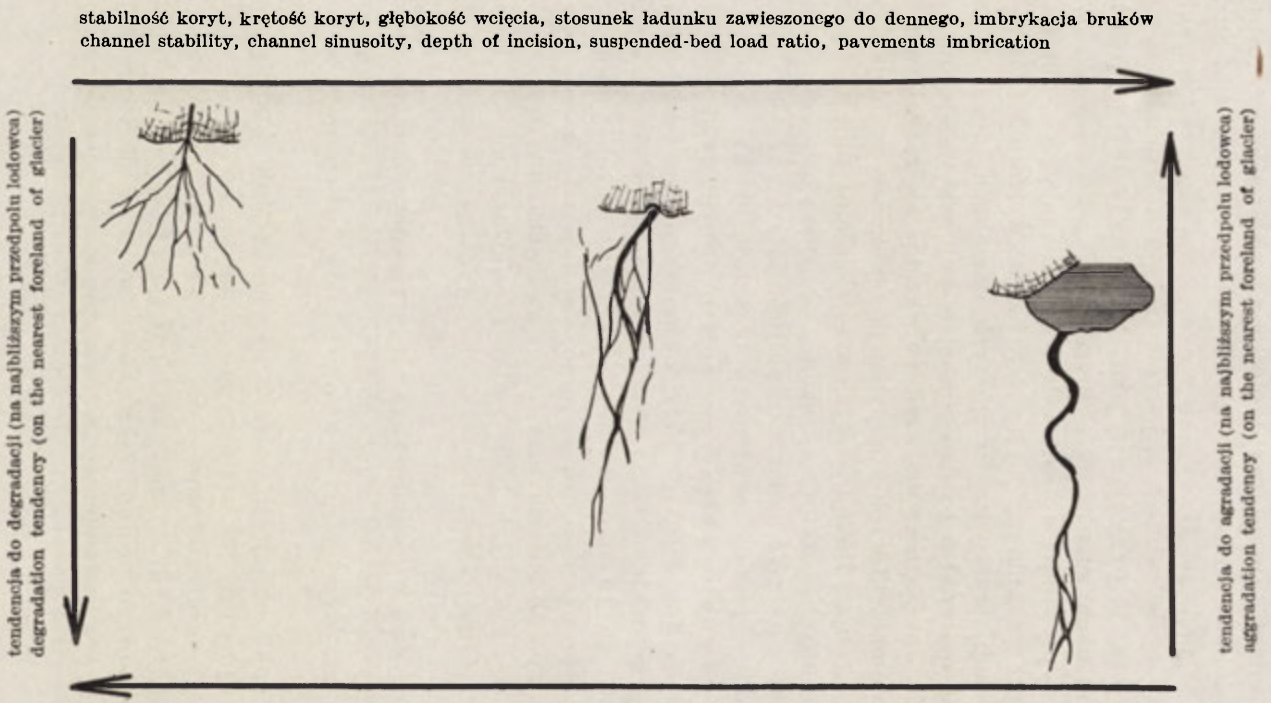
Małe strumienie zasilane ablacją czoła lodowca mają największe obciążenie (ryc. 25). W obrębie lodu są one w stanie transportować nawet bardzo dużo materiału, ale po wypłynięciu na przedpole gwałtownie zmniejsza się ich zdolność transportowania na skutek rozgałęzienia nurtu i wsiąkania wody w podłoże. W wyniku tego znaczna część osadów składana jest tuż przy czole lodowca, a jedynie frakcja najdrobniejsza niesiona jest dalej. Stożki te przyjmują profil wypukły lub wypukło-wklęsły o dużym nachyleniu.

Duże rzeki wypływające z bram lodowcowych mają nieco mniejsze obciążenie, a dobowe wahania przepływu są tu bardzo wyrównane. Z powodu dużej kompetencji, szczególnie w górnych odcinkach biegu, są one w stanie przenosić materiał o bardzo grubej frakcji, ale na stosunkowo niewielką odległość. Jak zaznaczono, rzeki te wkrótce się rozgałęziają na liczne mniejsze ramiona, których kompetencja szybko się zmniejsza, co sprzyja osadzaniu grubszej frakcji. W tych miejscach następuje zazwyczaj wzbogacenie budowanych stożków we frakcję drobniejszą (drobno-żwirową i piaszczystą), która może być nadal transportowana przez te rozgałęzione ramiona. Przy takim sposobie akumulacji narastają stożki o bardzo spłaszczonym, wypukło-wklęsłym profilu podłużnym.

Rzeki wypływające z jezior przylodowcowych są w minimalnym stopniu obciążone ładunkiem dennym i zawiesiną, a dobowe i roczne wahania przepływu są tu mniejsze niż rzek omówionych poprzednio. Mają one zatem stosunkowo dużą nośność ale niewielką kompetencję. Wyzwolona w ten sposób energia zużyta jest na intensywne rozmywanie dna i usuwanie frakcji drobnych, co jest przyczyną uzbrojenia dna koryta w materiał gruby (bruki). Jest to szczególnie wyraźne tuż poniżej wypływów z jezior. Niewielkie obciążenie denne oraz wyrównany przepływ jest również przyczyną ich meandrowego biegu. Spadek podłużny koryta tych rzek i towarzyszącego mu wąskiego sandru dolinnego jest znacznie mniejszy niż braided rivers i ma lekko wklęsły lub prosty profil podłużny (ryc. 2).

W miarę postępu deglacjacji zmienia się jednak ilość wody prowadzonej przez rzeki proglacjalne, wzrasta lub zmniejsza się ich obciążenie. Chwilowo osiągnięty profil równowagi nie odpowiada zyzwyczaj nowym, zmienionym warunkom hydrodynamicznym. W tych miejscach rzeka dąży do wykształcenia nowego profilu. Zjawisko to widoczne jest w górnym biegu Suli, która wykazuje tendencję do poszerzania istniejącego przełomu i silnie eroduje brzegi; w górnym biegu Skeidary Zachodniej, która odziedziczyła dolinę meandrową i dąży do jej wyprostowania; w biegu Sandgigkvisl, która zdobywając coraz większą ilość wody z jezior wykazuje tendencję do zwężania koryta i wydłużania amplitudy meandrów. Duży

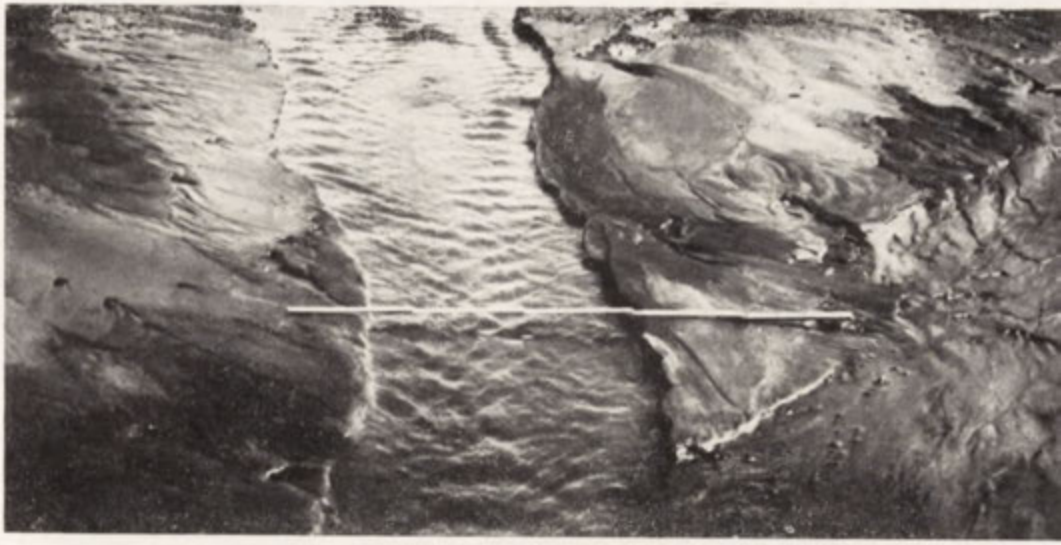
http://rcin.org.pl



Ryc. 25. Cechy rzek proglacjalnych o różnym sposobie zasilania oraz ich tendencje rozwojowe na najbliższym przedpolu lodowca

Features of proglacial rivers with a different mode of feeding and their development tendencies in the nearest foreland of the glacier

http://rcin.org.pl



Fot. 36. Piaszczysto-mułkowe stożki sandrowe; przy niskim stanie woda płynie w wąskich korytach podcinając ich brzegi

Sandy-silty sandur fans; water at low level flows in narrow channels undercutting their sides

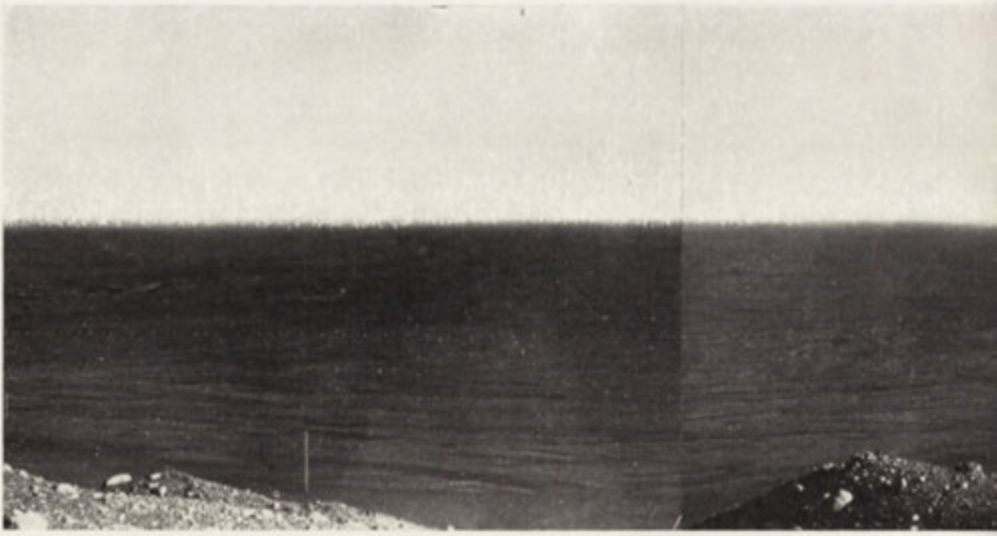
Fot. 37. Piaszczysto-mułkowe stożki sandrowe; w czasie południowego wezbrania woda występuje z koryt i zalewa działy międzykorytowe

Sandy-silty sandur fans; during the midday flood the outpouring water inundates the interchannel bars

http://rcin.org.pl

Fot. 38. W czasie wezbrania woda płynie cienką warstwą z dużą szybkością. Widoczny układ nawzajem przecinających się fal stojących

During flood water flows in a thin layer with high velocity. The system of intersecting standing waves is visible



Fot. 40. Wypływająca z jezior przylodowcowych rzeka Sandgigkvisl przecina doliną meandrową zamarłą część równiny sandrowej

http://rcin.org.pl

Fot. 39. Sieć romboidalnych ripple-marków na powierzchniach łach mułkowych

Net of rhomboidal ripple-marks on the surface of silty bars

The Sandgigkvisl river, flowing out of proglacial lakes cuts through a part of the inactive sandur plain in a meandring valley

http://rcin.org.pl

Fot. 41. W czasie opadania woda ustępująca z piaszczysto-mułkowych łach rozcina je w uprzywilejowanych miejscach i szybko formuje nowe koryta

When sinking the water that recedes from the sandy-silty bars, erodes them in privileged places and rapidly forms new channels

http://rcin.org.pl

wpływ na wykształcenie profilu podłużnego budowanych współcześnie stożków sandrowych mają jökullhlaupy. Te wielkie wezbrania zmieniają w znacznym stopniu morfologię równiny sandrowej, przyczyniając się do szybkiej zmiany biegu dużych rzek, znoszenia dużych głazów daleko na sandr oraz budowania dużych łach i powstawania głębokich przegłębień w korytach braided rivers. Wezbrania coroczne, silne i długotrwałe, dążą do przeobrażenia ukształtowania koryt utworzonych przez te nagłe powodzie, głównie w kierunku rozcięcia i obniżenia łach oraz zasypania występujących pomiędzy nimi obniżeń.

Z przedstawionych danych wynika, że w obrębie rzek o reżimie lodowcowym istnieje kilka podtypów. Ich zróżnicowana działalność prowadzi do osadzania na przedpolu lodowca zróżnicowanych facji osadów glacifluwialnych (ryc. 25).

http://rcin.org.pl

III. RZEŹBA SKEIDARÁRSANDUR JAKO REZULTAT DZIAŁALNOŚCI WÓD PROGLACJALNYCH

Na przedpolu moren czołowych rozpościera się rozległa równina glacifluwialna — Skeidarársandur. Buduje ją zespół stożków sandrowych, osadzonych w różnym czasie i wykształconych w zróżnicowany sposób. Ta pozornie monotonna i jednolita forma ma bardzo urozmaiconą rzeźbę i złożoną genezę.

STOSUNEK MOREN CZOŁOWYCH DO RÓWNINY SANDROWEJ

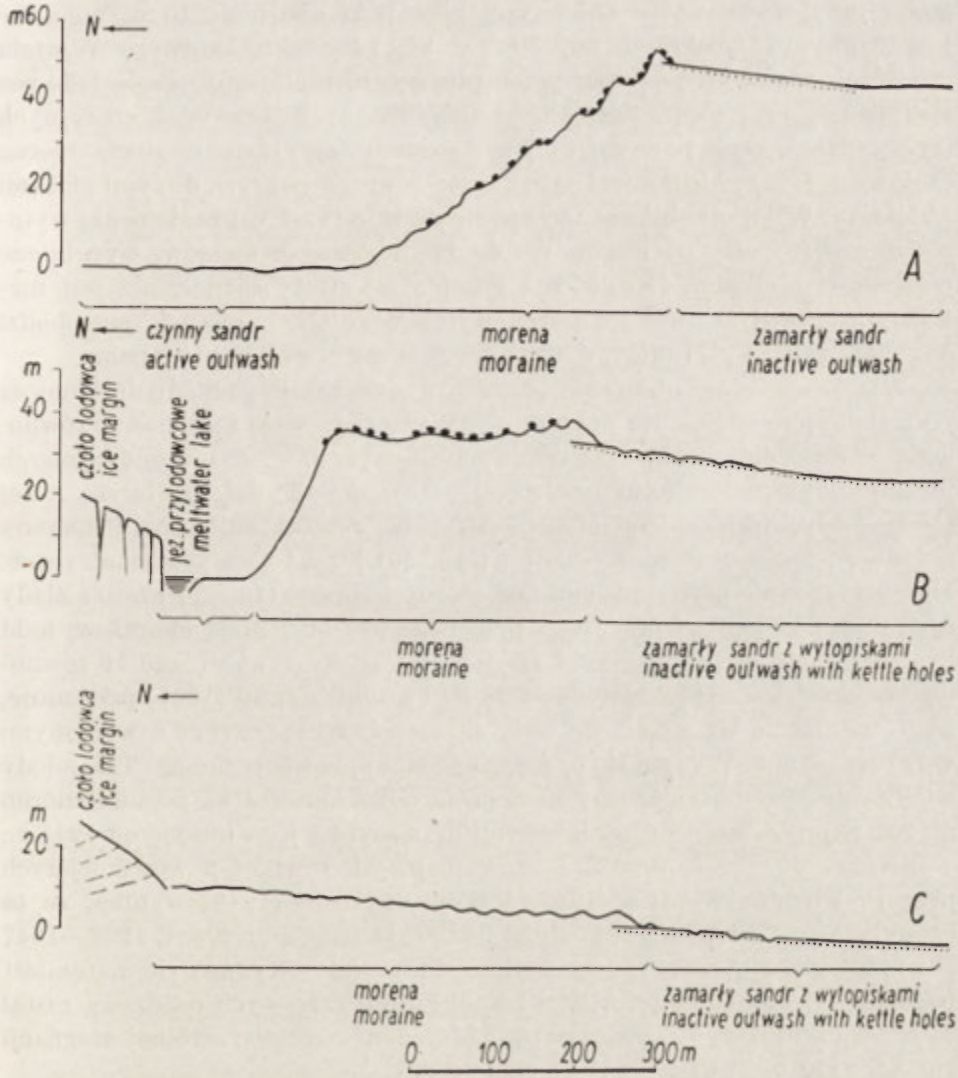
Równina sandrowa przylega do podnóża wałów i pagórów moreny czołowej. We wschodniej części przedpola lodowca, gdzie prowadzono szczegółowe badania, szerokość strefy czołowo-morenowej jest znacznie zredukowana.

Do najstarszych form czołowo-morenowych, odległych zazwyczaj kilkaset metrów od czoła lodowca, zaliczono tu niewysokie wały (do 3 m), pochodzące najprawdopodobniej z końca XIX w. (1890), a zachowane w kilku miejscach na przedpolu młodszych i zazwyczaj nieco wyższych form czołowo-morenowych. Do tych starszych wałów przylegają bezpośrednio młodsze, zazwyczaj nieco wyższe (3—5 m), o ostrych grzbietach i bardziej stromych zboczach (do 30°). W kilku miejscach stwierdzono, że młodsze moreny wkraczają na starsze, przecinając je pod ostrym kątem.

Wydzielono tutaj trzy zasadnicze sposoby wykształcenia strefy czołowo-morenowej. W zachodniej części badanego wycinka przedpola, tam gdzie do czoła lodowca przylega wspomniane głębokie obniżenie, wały czołowo-morenowe (poza tworzącymi się współcześnie pagórami lodowo-morenowymi) stanowią jego południowe zbocze. Szeregi równoległych wałów tworzą tutaj rodzaj schodów opadających w kierunku czoła lodowca (ryc. 26A), a grzbiet każdego młodszego leży niżej niż starszego. Najstarszy, odsunięty od górnego załomu obniżenia nieco w kierunku przedpola wznosi się 3—5 m ponad przylegającą od południa równinę sandrową i 45—50 m ponad występujące na jego zapleczu dno obniżenia. Przeważnie są to wały asymetryczne, od strony obniżenia (północnej)

http://rcin.org.pl

mają one stromy (30—40°) stok kontaktu lodowego o wys. 6—10 m, stok przeciwny, o znacznie mniejszej wysokości, ma mniejsze nachylenie, tak że przechodzi miejscami w rodzaj terasy o szerokości kilku do kilkunastu metrów. Grzbiety starszych wałów znajdujących się powyżej górnego załomu obniżenia mają zazwyczaj przebieg prostolinijny, natomiast



Ryc. 26. Stosunek moreny czołowej do równiny sandrowej w różnych częściach wschodniego przedpola Skeidararjökull

Relation of the end-moraine to the sandur plain in different parts of the eastern Skeidararjökull foreland

http://rcin.org.pl

młodszych — falisty, zatokowy. Oznacza to, że w okresie ich osadzania czoło lodowca, przylegające już do północnego stoku wyłaniającego się obniżenia, pocięte było radialnymi szczelinami, w których zachodziła akumulacja materiału morenowego.

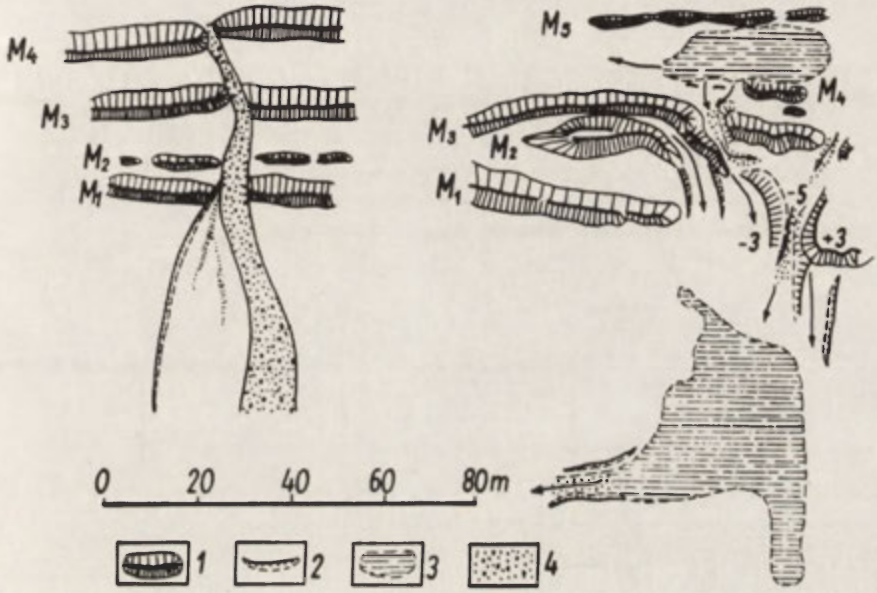
Dalej ku wschodowi obniżenie przylegające do krawędzi lodu zwęża się do 100—150 m. Jego najniższe miejsca wypełniają wody niewielkich jezior przylodowcowych. Od strony przedpola obniżenie to ograniczone jest stromym i wysokim na 20—30 m stokiem kontaktu lodowego. W wielu miejscach został on podcięty przez płynące równoległe do czoła lodowca strumienie, przyjmując kształt bardzo stromych krawędzi erozyjnych (ryc. 26B). Leżąca powyżej górnego załomu tej krawędzi strefa moren czołowych wykształcona jest jako falista równina pokryta dużymi głazami i blokami. W jej obrębie zaznaczają się płytkie (1—2 m) zagłębienia wytopiskowe o średnicy od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, wypełnione piaskami i mułkami. Zewnętrzna granica tej strefy zaznaczona jest niewysokim (2—3 m) wałem morenowym. W wielu miejscach przechodzi ona bez wyraźnej granicy w równinę sandrową na jej przedpolu.

W miejscu gdzie obniżenie przylodowcowe zanika, przedpole lodowca pochylone jest ogólnie ku południowi. Występuje tutaj kilkanaście równoległych do siebie wałów morenowych o wys. 0,5—1 m, oddzielonych płaskimi obniżeniami kilkumetrowej szerokości. Tylko najstarsze z tej strefy wały, wkraczające gdzieniegdzie na resztki zniszczonej moreny z 1890 r., mają 3—4 m wysokości (ryc. 26C). Są to wały asymetryczne. Długie i łagodnie pochylone stoki od strony lodowca (15—20°) noszą ślady rozmycia, bardziej strome stoki przeciwne (do 30°) mają charakter hałd usypiskowych. W najszerszym miejscu tej strefy stwierdzono 19 równoległych do siebie wałów morenowych. S. Thorarinsson (1967) przyjmuje, że te regularnie wykształcone wały są morenami rocznymi, utworzonymi w l. 1943—1963. Wydaje się to jednakże mało prawdopodobne. Tak młody wiek tych moren wymagałby nasunięcia czoła lodowca aż po linię moren z 1904 r. przed latami czterdziestymi oraz szybką jego recesję od 1943 r., wynoszącą 40—50 m/rok. Z analizy map, jak również z wcześniejszych prac S. Thorarinssona (1943) i Eythorssona (1949) wynika, że ta część lodowca w latach 1904—1920 podlegała stagnacji, a w l. 1932—1947 powolnej recesji, wynoszącej średnio 24 m/rok. Wydaje się natomiast bardziej prawdopodobne, że ten zespół moren czołowych osadzony został w znacznie dłuższym czasie, odpowiadającym okresowi ogólnej stagnacji sprzed 1920 r. (wyższe wały wewnętrzne).

Przejście moren czołowych w równinę sandrową następuje w zróżnicowany sposób. Najrzadziej spotyka się takie przypadki, gdy wał morenowy o stromym usypiskowym stoku dystalnym nasadzony jest na starszą od niego równinę erozyjno-akumulacyjną. Taki sposób osadzania wału

http://rcin.org.pl

morenowego mógł zachodzić wówczas, gdy wody roztopowe płynąc we wnętrzu lodowca (równolegle do jego krawędzi) wypływały na przedpole tylko w kilku zazwyczaj najniżej położonych miejscach, a przy jego czole w wyżej położonych „suchych" miejscach gromadził się wytopiony materiał moreny wewnętrznej i powierzchniowej. Sytuację taką obserwowałem również współcześnie w niektórych miejscach przy czole lodowca, co wynika z odpowiedniego ukształtowania jego podłoża i przebiegu systemu szczelin. W innych miejscach wał morenowy o łagodnie nachylonych stokach przechodzi w szereg stożków przejściowych, tworzących u jednego podnóża strefę podstokową kilkudziesięciometrowej szerokości.



Ryc. 27. Typy małych bram wypływu wód roztopowych na przedpole strefy morenowej w zachodniej części Skeidararsandur

1 — wały morenowe, 2 — krawędzie podcięć wód roztopowych, 3 — misy wytopiskowe wypełnione piaskami i mułkami, 4 — bruki głazowo-żwirowe na szlakach przepływu wód roztopowych

Types of small melt-water outflows (gates) in the western part of the Skeidarársandur

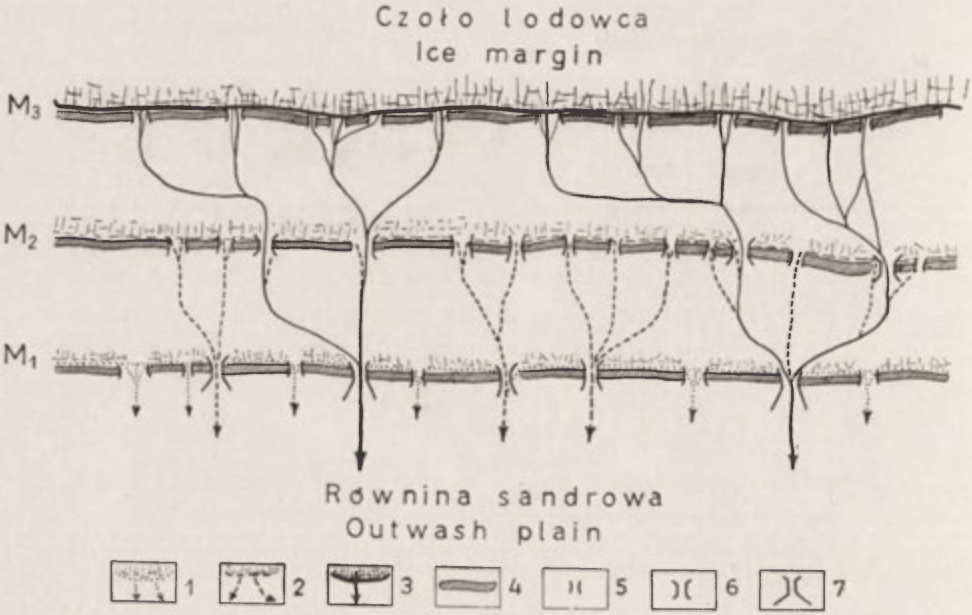
1 — morainal ridges, 2 — melt-water cliffs, 3 — thaw basins filled with sand and silt, 4 — boulder and gravel pavements in melt-water channels

Tuż u podnóża moren strefa ta zbudowana jest z materiału grubszego, źle wysortowanego, przechodząc w miarę odległości od moreny w materiał drobniejszy, jednorodny, o wyraźnej strukturze fluwialnej. Stożki przejściowe wraz z przylegającymi do nich wałami morenowymi są również nałożone na starsze osady glacifluwialne. Taki sposób akumulacji występował w miejscach, gdzie od czoła lodowca okrytego grubym płaszczem

http://rcin.org.pl

moreny ablacyjnej spływały nikłe strugi wód roztopowych. Przyspieszały one upłynnianie błota morenowego i jego osadzanie u podnóża krawędzi w postaci silnie spłaszczonego wału morenowego. Rozmywanie wału przez te niewielkie strugi prowadziło do powstania owych silnie pochylonych stożków przejściowych. W obu przypadkach równina sandrowa na przedpolu moren czołowych jest od nich starsza.

Odmiennym sposobem przejścia moreny czołowej w sandr jest występowanie w ciągu morenowym szeregu bram wyciętych przez wody roztopowe, z których biorą początek wydłużone stożki sandrowe, łączące się na przedpolu w jedną równinę. Bramy te o szerokości od kilku do kilku-



Ryc. 28. Schemat zmian wypływu wód roztopowych na przedpole moren czołowych w miarę recesji lodowca

1, 2, 3 — kolejne etapy położenia czoła lodowca i wypływy wód na przedpole najstarszej moreny czołowej, 4 — wały czołowo-morenowe, 5 — bramy funkcjonujące w czasie jednego okresu postoju czoła lodowca, 6 — bramy odziedziczone, funkcjonujące w czasie młodszych stadiów postoju czoła lodowca, 7 — bramy funkcjonujące ciągle

Scheme of river pattern changes in the foreland of end-moraines as the glacier recesses

1, 2, 3 — succesive stages of ice-margin position and outflows of waters in the foreland of the oldest end-moraine, 4 — end-moraine ridges, 5 — "gates" functioning during one period of stillstand of the ice-margin, 6 — inherited "gates", functioning during younger stages of stillstand of the ice-margin, 7 — permanently functioning "gates"

dziesięciu metrów mają niezwykle urozmaiconą rzeźbę, pozwalającą na śledzenie zmian w sposobie odwodnienia czoła lodowca (ryc. 27). W okresie postoju jego krawędzi na linii określonego wału morenowego strumienie roztopowe spływające na przedpole uniemożliwiały w pewnych miejscach akumulację moreny czołowej. Po cofnięciu lodowca i ponownym jego

http://rcin.org.pl

postoju na linii młodszej moreny czołowej powstawały w niej analogiczne formy obniżeń. Wody roztopowe wypływające na przedpole nie wykorzystywały już wszystkich z nich, wyciętych uprzednio w starszym wale morenowym, lecz tylko nieliczne, położone najniżej (ryc. 28). Koncentracja podobnej masy wody w mniejszą ilość strumieni wzmagała ich przepływy, a zatem energię. Toteż wypływając na przedpole ze strefy moren wykonywały one większą pracę niż strumienie przepływające tędy uprzednio. Odziedziczone przełomy ulegały wówczas poszerzaniu i pogłębianiu.

Dlatego te niewielkie stożki sandrowe, związane z młodszymi fazami postoju lodowca, są na przedpolu strefy morenowej włożone w starsze pokrywy glaciflu wialne. Rozcięcie starych den odziedziczonych przełomów doprowadziło w sprzyjających warunkach do powstania na ich zboczach listew terasowych.

W okresie postoju wycofującego się lodowca na kolejnych młodszych liniach moren czołowych ciągle zmniejszała się ilość czynnych przełomów u wylotu na przedpole przy równoczesnym wzroście masy przepływających przez nie wód (ryc. 28). Powodowało to pogłębianie i poszerzanie funkcjonujących przełomów. Toteż mimo stwierdzenia śladów bezpośredniego spływu wód na przedpole z dalszych młodszych wałów morenowych w przełomach zachowały się tylko 1—2 poziomy terasowe (fot. 44). Wody roztopowe wypływające z tych najdłużej czynnych bram wycinały na najbliższym przedpolu wąskie (10—30 m) doliny. Dopiero w znacznej odległości (1—2 km) od moren czołowych, u ich wylotów, powstawały rozpościerające się wachlarzowato stożki sandrowe. Ciągłe ubywanie czoła lodowca prowadziło do stopniowego zaniku bezpośredniego odwodnienia i rozwoju rzek marginalnych, łączących system jezior przylodowcowych. Rzeki te wypływały zaledwie w kilku miejscach na przedpole formując potężne szlaki sandrowe. Wycięte przez nie duże bramy mają nieraz ponad 100 m szerokości oraz płaskie dno ograniczone wysokimi do 15 m zboczami. Wynika stąd, że pogłębianie i poszerzanie określonych bram w ciągu morenowym, a tym samym wkładanie młodszych pokryw w rozcięte starsze na przedpolu było wynikiem koncentracji wód roztopowych w coraz to mniejszą ilość strumieni i rzek, ale prowadzących coraz większą ilość wody. Zmiany klimatyczne wzmagające ablację lub lokalne zmiany w ukształtowaniu podłoża lodowca odgrywały na tym obszarze drugorzędną rolę.

RZEŹBA I BUDOWA RÓWNINY SKEIDARARSANDUR

W odległości 1—2 km od najstarszych ciągów morenowych równina sandrowa stanowi już jeden poziom, utworzony w wyniku nakładania się różnowiekowych pokryw akumulacyjnych. Mimo pozornej monotonii jej

http://rcin.org.pl

rzeźba jest dosyć urozmaicona. Występują tutaj liczne ślady opuszczonych koryt rzecznych (fot. 42), różnych rozmiarów zagłębienia wytopiskowe, zróżnicowany jest również skład granulometryczny osadów budujących poszczególne partie tej równiny.

Opuszczone koryta braided rivers zaznaczają się jako płytkie zagłębienia. Są one większe i lepiej zachowane w korzeniowych częściach stożków sandrowych, a w miarę oddalania od moreny czołowej stają się coraz płytsze i mniej wyraźne, aż wreszcie zanikają (ryc. 31). W dnach tych suchych koryt, szczególnie w korzeniowych partiach stożków sandrowych, występują dobrze zachowane bruki erozyjne. Brzegi koryt w większości przypadków osiągnęły już kąt naturalnego spoczynku i nie rozwijają się dalej (fot. 43). Przekształcenie pionowych pierwotnie ścian w stoki usypiskowe doprowadziło do zmniejszenia szerokości koryt w wyniku zasypania ich brzeżnych części. Te ustabilizowane brzegi suchych koryt, osiągające na najbliższym przedpolu strefy morenowej ponad 10 m wysokości, wywołują silne zawirowania przepływających mas powietrza. W ich cieniu osadzany jest transportowany przez wiatr piasek, tworzący w wielu miejscach pokrywy o miąższości kilkudziesięciu centymetrów. Na wielu krawędziach pokrywy te maskują całkowicie glacifluwialne osady piaszczysto-żwirowe, co stwarza wrażenie, jakoby zbocza te były zbudowane z drobnych piasków[1]. Wśród tej sieci suchych koryt łatwo wyróżnić koryta rzek wypływających z jezior. Są one znacznie głębsze od poprzednich i mają kręty bieg. Duże działy międzykorytowe zostały nieznacznie przeobrażone przez procesy eoliczne lub mrozowe.

Wytopiska występujące w obrębie Skeidararsandur opisane zostały po raz pierwszy przez E. Ebelinga 1910 (vide M. E. Todtmann 1960). Ich klasyfikację przeprowadził H. Spethmann (1912). W czasie badań terenowych obserwowałem najczęściej wytopiska o zarysie lejów o średnicy do 15 m i podobnej głębokości. W innych miejscach były to duże obniżenia o nieregularnym kształcie i płaskim lub niewyrównanym dnie. Leje wytopiskowe koncentrują się w korzeniowych partiach określonych stożków sandrowych, ale w znacznej ilości spotyka się je również w odległości 3—4 km od najstarszych moren czołowych (ryc. 31). W wielu miejscach gęstość tych form jest tak duża, że zajmują znacznie większą powierzchnię niż fragmenty pierwotnej równiny akumulacyjnej. W miarę oddalania od moren czołowych gęstość lejów maleje, zmniejsza się również ich średnica. Leje wytopiskowe występują jedynie w obrębie wiekowo określonych pokryw stożków sandrowych. We wschodniej części Skeidararsandur spotyka się je tylko w obrębie najstarszych w tym miejscu poziomów

[1] Por. M. Bogacki, 1970. Eolian processes on the forefield of the Skeidararjokull (Iceland). Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Geol.-Geogr. 18, s. 279—287.

http://rcin.org.pl

Fot. 42. Sieć suchych koryt na równinie sandrowej

Net of dry channels on the sandur plain

Fot. 43. Szlak sandrowy Suli; suche koryto o złagodzonych brzegach i dnie wysłanym materiałem drobnym częściowo pochodzenia eolicznego

http://rcin.org.pl

Fot. 44. Dno dużej „bramy", którą wypływały wody roztopowe na przedpole moren czołowych. Na zboczach zachowane dwa poziomy terasowe

Bottom of a large gate formed by meltwaters that flowed out into the foreland of moraines. On the slope two terrace levels are preserved

Fot. 45. Świeży lej wytopiskowy powstały na dziale międzykorytowym w szlaku sandrowym Skeidary

Fresh kettle formed on the inter-channel bar within the Skeidarársandur

http://rcin.org.pl

Fot. 46. Duże zagłębienie wytopiskowe wypełnione mułkami
Large kettle filled by silt

Fot. 47. Ślady zasięgu wody na zboczach dużego zagłębienia wytopiskowego
Traces of high water level on the slopes of a great kettle

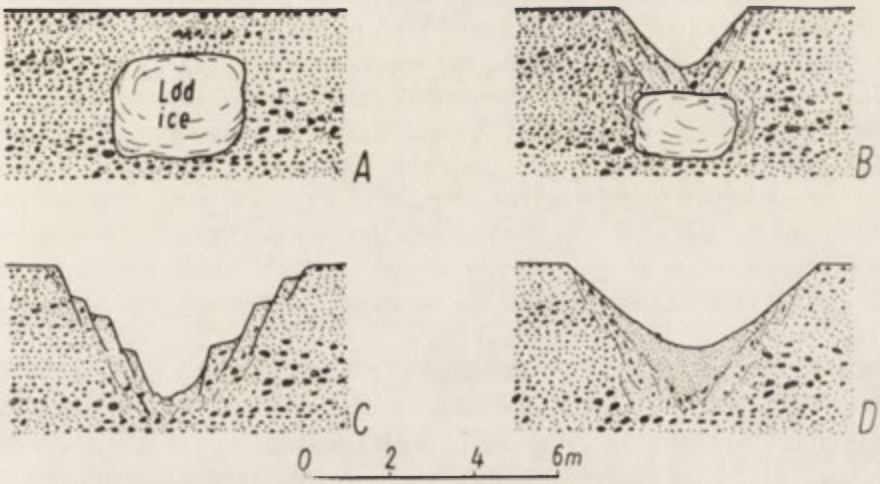
http://rcin.org.pl

Fot. 48. Najniższy, współcześnie formowany poziom sandrowy Skeidary. Na ostatnim planie widoczna 8—10 m wysokości krawędź wyższego poziomu

The lowest active Skeidara sandur level. Scarp of the 8—10 m sandur terrace in the background

http://rcin.org.pl

sandrowych, dalej ku wschodowi stwierdzono je również wśród młodszych. Formy te znajdują się w różnym stadium rozwoju, niezależnie od wieku pokrywy, w której obrębie występują. Obserwowano formy młode, współcześnie pogłębiane i poszerzane (fot. 45), jak również formy stare, zamarłe, stopniowo degradowane. Świeże leje wytopiskowe mają kształt odwróconego stożka, ich strome zbocza osiągają kąt naturalnego spoczynku materiału żwirowo-piaszczystego (40—45°). Głębokość leja odpowiada mniej więcej połowie jego średnicy. Powstawanie i pogłębianie nowego leja następuje etapami (ryc. 29). Na skutek wytapiania zasypanej bryły lodu co pewien czas dno leja zapada się, powstaje zagłębienie w formie



Ryc. 29. Rozwój lejów wytopiskowych na sandrze

Development of thaw sinks on the sandur

pionowej studni. Zachwianie w ten sposób równowagi zboczy powoduje powstanie koncentrycznych pęknięć, wzdłuż których przesuwają się w dół skiby mało spoistego materiału żwirowo-piaszczystego. Prowadzi to do zasypania części powstałej studni, ściany leja uzyskują stabilność i mogą być jedynie przemywane przez wody opadowe. Sytuacja taka trwa aż do chwili następnego pogłębienia leja, związanego z wytopieniem kolejnej partii zasypanej bryły lodu. Leje starsze, w których podłożu nie zachodzi już proces wytapiania lodu, są stopniowo degradowane. Wody opadowe wymywają z górnych partii zboczy drobniejszy materiał i składają go na dnie. Gromadzi się tutaj również drobny materiał piaszczysty, przemieszczany przez wiatr po równinie sandrowej. Sporadycznie opadają na dno leja także duże żwiry, tkwiące w jego zboczach. W wyniku działania tych procesów dolne partie zboczy leja ulegają złagodzeniu, a jego dno jest stopniowo podnoszone. Utrwalone zbocza opanowywane są przez

http://rcin.org.pl

porosty, a nawet przez mchy. Stare leje wytopiskowe są bardzo płytkie, ich głębokość stanowi mniej niż $^1/_4$ średnicy. Występowanie zarówno świeżych, jak i zamarłych lejów wytopiskowych w obrębie różnowiekowych pokryw sandrowych wskazuje, że tempo rozwoju tych form zależy głównie od wielkości i głębokości zalegania zasypanych brył lodu. Duże i głęboko zasypane bryły lodowe wytapiają się jeszcze do chwili obecnej nawet na najstarszych poziomach sandrowych, podczas gdy małe i płytko zalegające bloki lodu wytopiły się już na znacznie młodszych poziomach, czego rezultatem są już utrwalone leje wytopiskowe, spotykane w obrębie tych młodych pokryw.

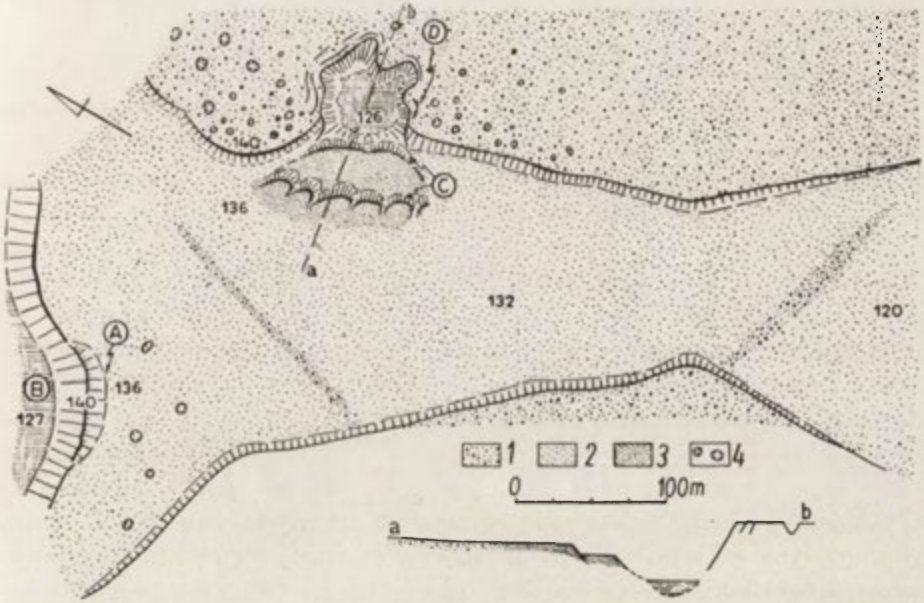
Występowanie dużej ilości form wytopiskowych w znacznej odległości od strefy moren czołowych wskazuje, że powstały one w wyniku wytapiania brył lodu znoszonych na sandr przez wody roztopowe w czasie katastrofalnych powodzi. W końcowej fazie akumulacji te bryły lodu musiały być całkowicie przesypywane osadami piaszczysto-żwirowymi. Tylko bowiem za nielicznymi z nich stwierdzono cienie żwirowe, wskazujące na występowanie lodu ponad dno lub ponad powierzchnię wody. Występowanie lejów wytopiskowych w obrębie pewnych pokryw sandrowych, a brak ich w obrębie innych pozwala wnosić, które z nich powstały przy współudziale katastrofalnych powodzi, a które przy normalnych wezbraniach letnich.

Duże wytopiska o kilkudziesięciometrowej średnicy i nieregularnym zarysie występują w tych miejscach, gdzie stożki sandrowe przecinają strefy moren czołowych. Wskazuje to, że powstały one w wyniku topnienia dużych brył martwego lodu, pozostawionych przez wycofujący się lodowiec w osadach morenowych. Wśród tej grupy form można wyróżnić wytopiska utworzone już po ustaniu przepływu wód modelujących dany poziom sandrowy (epigenetyczne) oraz wytopiska utworzone jeszcze w trakcie przepływu wód roztopowych (syngenetyczne). Wytopiska pierwszej grupy mają bardziej nieregularny zarys, wyraźnie zarysowaną górną krawędź, strome zbocza i niewyrównane dno leżące na różnej głębokości. W ich obrębie zaznaczają się gdzieniegdzie drugorzędne zagłębienia, nieraz o znacznej głębokości. Wytopiska te powstawały w ciągu długiego okresu, pewne ich partie są już zamarłe, opanowane przez mchy i porosty, inne natomiast podlegają ciągłemu poszerzaniu i pogłębianiu. Wytopiska drugiej grupy mają owalny zarys, górna ich krawędź jest przeważnie zaokrąglona, a dno płaskie, wysłane materiałem piaszczysto-mułkowym (fot. 46). Te z nich, do których uchodziły okresowe strumienie wód roztopowych, wypełnione są osadami deltowymi sypanymi od brzegów do środka obniżenia.

Bardzo często spotyka się zagłębienia wytopiskowe, zapoczątkowane w swoim rozwoju jeszcze w okresie przepływu wód roztopowych i roz-

http://rcin.org.pl

wijające się dalej w okresie zaniku tego przepływu. Jako przykład takiej złożonej formy niech posłuży duże wytopisko położone na wschodnim przedpolu Skeidararjokull (ryc. 30). Zagłębienie to o średnicy ponad 100 m i głębokości ponad 20 m leży na granicy dwu różnowiekowych poziomów sandrowych, z których niższy stanowi dno szerokiego na 100—200 m obniżenia wyciętego w wyższym (starszym) przez wody roztopowe odpływające na przedpole. Rozwój wytopiska zapoczątkowany został jeszcze w okresie przepływu wód, które wsypały do powstającego wytopiska materiał żwirowo-piaszczysty; osadziły one zespół niewielkich delt, które prawie całkowicie wypełniły to zagłębienie. Z tego okresu



Ryc. 30. Rozwój dużego zagłębienia wytopiskowego w obrębie równiny sandrowej

1 — wyższy poziom sandrowy, 2 — niższy poziom sandrowy (dno dużej bramy), 3 — osady delty osadzonej w wytopisku w czasie przepływu wód bramą, 4 — leje wytopiskowe w obrębie wyższej równiny sandrowej; A — resztki wału morenowego, B — misa jeziora przylodowcowego, C — czoła delt (forset) wsypywanych do wytopiska, D — pęknięcia powstałe współcześnie w wyniku osiadania dna wytopiska

Development of a large thaw basin on the sandur plain

1 — upper sandur level, 2 — lower sandur level (bottom of a large gate), 3 — delta sediments layed down in a thaw basin by water draining the gate, 4 — thaw sinks on the upper sandur plain; A — remains of a moraine ridge, B — ice-dammed lake, C — forset of deltas deposited in kettle holes, D — recent crevasses due to subsidence of the thaw basin bottom

zachowała się równina deltowa, leżąca w poziomie dna bramy. W rozciętym czole tej delty (forset) odsłaniają się przekątnie warstwowane piaski i żwiry o miąższości co najmniej 3 m. W dalszym etapie nastąpiło szybkie obniżenie dna zagłębienia spowodowane wytopieniem się głębiej

http://rcin.org.pl

zasypanych partii lodu oraz powstanie niewielkiego jeziorka, w którym zwierciadło wody leżało ok. 3 m poniżej dna bramy (fot. 47). Świadczy o tym rozcięcie krawędzi starszej (osuszonej) delty i włożenie w nią nowej, której płaska powierzchnia (topset) leży ok. 3 m niżej. Pracę tę wykonało jedno z ramion zanikającej rzeki proglacjalnej, która jeszcze przepływała przez tę bramę. Dalsze pogłębienie wschodniej części zagłębienia wytopiskowego nastąpiło już w okresie ustania przepływu w dnie bramy. W wyniku tego powstało zagłębienie w formie leja, którego zbocza nie były już modelowane przez wodę płynącą.

WZAJEMNY STOSUNEK I WARUNKI AKUMULACJI POKRYW SANDROWYCH WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI SKEIDARARSANDUR

We wschodniej części równiny Skeidararsandur wydzielono 5 różnowiekowych pokryw akumulacyjnych (ryc. 31), łącznie z formowanym współcześnie szlakiem sandrowym Skeidary. U podnóża głównej strefy czołowo-morenowej leżą one w kilku poziomach, aby w miarę oddalania od niej w kierunku przedpola połączyć się w jedną równinę sandrową. Tam gdzie moreny czołowe zostały zupełnie rozmyte, bardzo trudno ustalić względny wiek sąsiadujących ze sobą i leżących nieraz w tym samym poziomie pokryw. Wyznaczenie tej granicy umożliwia jedynie analiza przebiegu suchych koryt, a częściowo zróżnicowanie budujących je osadów. W obrębie każdej pokrywy sieć suchych koryt ma nieco odmienny układ, występują również niewielkie różnice w składzie granulometrycznym frakcji żwirowej, dostrzegalne nawet gołym okiem. Ich akumulacja zachodziła bowiem w nieco odmiennych warunkach hydrodynamicznych, co wpływało na układ sieci rzecznej i wielkość transportowanego materiału.

Najstarsza z zachowanych jest pokrywa I. Tworzy ją kilka rozległych fragmentów, z których największy ma ponad 2 km szerokości i kilka kilometrów długości (ryc. 31). Od strony północnej płaskie fragmenty tej pokrywy ograniczone są przez najstarsze z zachowanych w tej strefie wałów morenowych lub też przez wysokie na 8—10 m krawędzie wycięte przez wody formujące niższe poziomy sandrowe. W miarę oddalania od strefy moren czołowych wysokość tych krawędzi szybko się zmniejsza, aby na przestrzeni 1—1,5 km wyklinować się zupełnie. Dystalne stoki wałów morenowych, przylegające od północy do omawianych spłaszczeń, mają charakter hałd usypiskowych i robią wrażenie „nasypanych" na nie. Pozwala to przypuszczać, że są to wały młodsze od leżących u ich podnóża płatów pokrywy I. Prawdopodobnie zostały one osadzone w końcu XIX w. (1898 r.?), ale mogą być nieco młodsze i pochodzić

http://rcin.org.pl

z transgresji na początku XX w. W obrębie pokrywy I występują bardzo liczne leje wytopiskowe, których brak w obrębie sąsiednich, młodszych pokryw leżących nieraz w tej samej wysokości. Pozwala to przypuszczać, że w jej osadzaniu brały udział wody katastrofalnych powodzi, umożliwiając wynoszenie daleko na przedpole wielkich brył lodu, które następnie całkowicie lub częściowo zostały przysypane. Trudno ustalić czas ostatecznego wykształcenia tej pokrywy. Jak wynika z pracy S. Thorarinssona (1943), wschodnia część lobu Skeidararjokull znajdowała się w swoim najdalszym historycznym i prawdopodobnie polodowcowym zasięgu w drugiej połowie XVIII w. Wysunął się on ok. 1400 m przed pozycję z 1904 r. i sprzed 1965 r. Na mapie z 1904 r. zaznaczone są jeszcze dwa wzniesienia — pozostałości z tego ciągu morenowego. Śladów tego ciągu brak już w miejscu współczesnego występowania fragmentów pokrywy I. Stąd wolno przypuszczać, że katastrofalna powódź, która doprowadziła do zniszczenia strefy moren czołowych z najdalszego zasięgu lodowca oraz współdziałała w osadzeniu pokrywy I, miała miejsce w l. 1750—1904. Mógł to być któryś z jökullhlaupów z końca XIX w. lub nawet z 1903 r.

Pokrywa II jest dwudzielna (ryc. 31). Przylega ona na długim odcinku do podnóża młodszych wałów morenowych (IIa) lub też tworzy ją szereg wąskich dolinnych stożków sandrowych, wychodzących z bram istniejących w starszym ciągu morenowym (IIb). Po przełamaniu się przez starsze (wyżej położone) pokrywy glacifluwialne w odległości 1,5—2 km od moren rozszerzają się one wachlarzowato, wchodząc na osady pokrywy I. Pierwszy przypadek zachodzi tam, gdzie w głównej strefie moren czołowych zniszczone zostały starsze wały i równina sandrowa rozpoczyna się u podnóża młodszych. W drugim przypadku wody roztopowe, wypływające z czoła lodowca, przełamywały się przez zachowane przed nimi starsze wały morenowe. Koncentracja przepływu w tych wąskich przełomach prowadziła do ich pogłębiania i dlatego pokrywa II leży w dwu różnych poziomach. W skrajnie wschodniej części badanego obszaru pokrywa IIb ograniczona jest od strony lodowca krawędziami wyciętymi przez wody płynące na niższym poziomie. Te wody rozmyły na przestrzeni ponad 2 km istniejące tu uprzednio wały czołowo-morenowe. W tej strefie, w obrębie zachowanych fragmentów pokrywy II występują dosyć liczne i duże leje wytopiskowe, spotykane jeszcze w odległości 1—1,5 km od przypuszczalnego zasięgu wałów morenowych. Zatem w tej części przedpola moren czołowych pokrywa II została przynajmniej częściowo osadzona przy współudziale jökullhlaupu, którego wody spowodowały równocześnie powstanie wspomnianej dwukilometrowej wyrwy w głównym ciągu czołowo-morenowym. Na mapie z 1904 r., w miejscu współczesnego występowania fragmentów pokrywy II, zaznaczone są owe dwa wzniesienia morenowe (wyższe 101 m n.p.m.), stanowiące resztki ciągu more-

http://rcin.org.pl

nowego z ok. 1750 r. Jak podaje S. Thorarinsson (1939), wzniesienia te zostały zupełnie rozmyte w czasie jökullhlaupu w 1922 r. Na tej podstawie można wnosić, że zachowane fragmenty pokrywy II przynajmniej częściowo były budowane lub przeobrażane w tym czasie, a zatem pochodzą z lat 1920—1922.

Pokrywa III (ryc. 31) nie dowiązuje do żadnego z zachowanych ciągów morenowych. Buduje ją kilka wąskich stożków wychodzących z szerokich na kilkadziesiąt do kilkuset metrów obniżeń przecinających główną strefę czołowo-morenową i starsze pokrywy glacifluwialne na jej przedpolu. Od strony czoła lodowca dna tych obniżeń zawieszone są nad głębokimi misami jezior przylodowcowych, które w 1968 r. tylko częściowo wypełnione były wodą. Krawędzie obniżeń w wielu miejscach mają przebieg zatokowy, co wskazuje na meandrowy bieg przepływających nimi rzek. Zawieszenia wylotów bram nad misami jeziornymi wskazują, że w czasie osadzania tej pokrywy przy wschodniej krawędzi Skeidararjokull istniały już jeziora. Jedynie w skrajnie wschodniej części przedpola na międzyrzeczu Skeidary Wschodniej i Zachodniej występuje rozległy fragment pokrywy III prawie ze wszystkich stron podcinany przez rzeki (ryc. 31). W jego obrębie występuje duża ilość kilkumetrowej średnicy lejów wytopiskowych z cieniami żwirowo-głazowymi po stronie zaprądowej. Wskazuje to na znaczny udział wód jökullhlaupu w jej formowaniu. Na mapie amerykańskiej, opartej na zdjęciach lotniczych z l. 1945/46, w tej części przedpola Skeidararjokull zaznaczone są embrionalne początki istniejących współcześnie jezior przylodowcowych. Jedynie z wydłużonego, dużego jeziora, położonego bardziej ku zachodowi, wypływał niewielki strumień, wykorzystując obniżenie powstałej już przed 1945 r. szerokiej bramy. Na tej podstawie można wnosić, że występujące w oderwaniu od siebie fragmenty pokrywy III powstawały w dziesięcioleciu 1940—1950. Prawdopodobnie najniżej położony fragment w międzyrzeczu Skeidary Wschodniej i Zachodniej został przeobrażony w czasie jokullhlaupu w 1954 r.

Po osadzeniu pokrywy III rozpoczął się stopniowy zanik bezpośredniego odwodnienia w kierunku przedpola, kosztem rozwoju rzek równoległych do krawędzi lodowca. Z jezior występujących przy krawędzi lodowca część wód odpływała ku zachodowi do systemu rzeki Sandgigkvisl, a część ku wschodowi do Skeidary. Śladami tych przepływów są najmłodsze spośród zamarłych szlaków sandrowych. W rynnie zdrenowanego ku zachodowi dużego jeziora (istniejącego już w 1945/1946 r.) zachował się fragment pokrywy (IVa), leżącej 20 m poniżej bramy wyciętej przez wody wypływające z jeziora. Do Skeidary Zachodniej przelewały się wówczas wody z jezior leżących dalej ku wschodowi. Śladem tego przepływu są najniżej położone w tym miejscu bramy, z których wychodzą wąskie stożki sandrowe — pokrywy (IVb). Na wododziale pomiędzy

http://rcin.org.pl

tymi dwoma systemami istniało jeszcze do 1968 r. niewielkie jeziorko, z którego wypływał na przedpole mały strumień.

Współcześnie formowana pokrywa V to szlak sandrowy Skeidary (fot. 48).

WZAJEMNY STOSUNEK I WARUNKI AKUMULACJI POKRYW SANDROWYCH W ZACHODNIEJ CZĘŚCI SKEIDARARSANDUR

Pomiędzy zachodnią krawędzią opisanej powyżej strefy czołowo-morenowej a masywem Lomagnupur na zachodzie i Eystrafjall na NE leży erozyjno-akumulacyjna równina sandrowa. Budują ją głównie żwiry i głazy do 30 cm Ø, w wielu miejscach wykształcone jako bruki erozyjne. Wyraźnie zaznaczają się tutaj trzy różnowiekowe pokrywy glacifluwialne, łącznie z czynnym współcześnie szlakiem sandrowym Suli. W ich obrębie bardzo wyraźnie zaznaczają się suche koryta Suli, biegnące w kierunku południowym lub zachodnim. W pobliżu wywierzyska mają one 3—5 m głębokości i 40—60 m szerokości, aby w miarę odległości od wywierzyska przeobrazić się w płytkie (0,5 m) koryta, słabiej zaznaczone na powierzchni równiny. Promienisty układ suchych koryt wskazuje, że w czasie budowania tej równiny Sula wypływała stale w mniej więcej tym samym miejscu i była główną rzeką proglacjalną tego obszaru. W dnach lepiej zaznaczonych suchych koryt występują duże głazy i bloki; są to residua pomorenowe. Nawet duże głazy (do 50 m Ø) wykazują imbrykację, co świadczy o bardzo dużej szybkości przepływających wód.

Najstarszy, a zarazem najwyżej położony fragment I pokrywy wciśnięty jest w lejkowate rozszerzenie wylotu doliny Nupsa, pomiędzy masywem Lomagnupur i Eystrafjall (ryc. 7). Ślady suchych koryt zachowane na jego powierzchni wskazują na spływ wód Suli i jej ramion ku zachodowi i północnemu zachodowi. Dopiero pod podcinanymi ścianami masywu Lomagnupur połączone wody Suli i Nupsy kierowały się ku południowi. Wsypanie stożka sandrowego w strefę zajmowaną jeszcze ok. 1750 r. przez jezioro wskazuje na dolną granicę jego powstania. Z drugiej strony musiał być osadzony przed 1904 r., gdyż jest już zaznaczony na mapie z tego okresu (o znacznie większym zasięgu).

Występujące w obrębie tej pokrywy duże wytopiska z „cieniami" żwirowo-głazowymi (ryc. 7) wskazują na znaczny udział wód jednego z jökullhlaupów w końcowej fazie jej modelowania. Jest to zatem wiekowy i genetyczny odpowiednik pokrywy I, wyróżnionej w zachodniej części przedpola Skeidararjökull.

Przylegająca od południa pokrywa niższego poziomu (ryc. 7) glacifluwialnego formowana była w okresie równie długim. Jeszcze w 1904 r.

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

Ryc. 31. Szkic geomorfologiczny wschodniej części przedpola Skeidararjökull

1 — czoło lodowca w 1960 r., 2 — pagóry lodowo-morenowe, 3 — morena czołowa pagórkowata, 4 — morena czołowa falista, 5 — większe wały i pagóry morenowe 6 — stoki kontaktu lodowego, 7 — większe wytopiska w strefie moreny czołowej, 8 — małe bramy wypływu wód roztopowych na przedpole moren czołowych, 9 — różnowiekowe poziomy glacifluwialne, 10 — krawędzie podcięć wód roztopowych, 11 — suche koryta rzek proglacjalnych z zachowanymi w dnie brukami, 12 — suche koryta rzek proglacjalnych wypełnione osadami piaszczysto-mułkowymi, 13 — cienie żwirowe osadzone za bryłami lodu w przepływającej wodzie, 14 — leje wytopiskowe w obrębie równiny sandrowej, 15 — rzeki prowadzące wodę w 1960 r., 16 — jeziora przylodowcowe

Geomorphological sketch to show the eastern part of the Skeidararjokull foreland

1 — ice-margin in 1960, 2 — ice-morainal hillocks, 3 — hummocky end-moraine, 4 — undulating end-moraine, 5 — greater morainal ridges and hills, 6 — ice-contact slopes, 7 — greater thaw basins in the end-moraine zone, 8 — small outflows of melt-waters, 9 — glaciofluvial levels of different ages, 10 — melt-water cliffs, 11 — dry proglacial river channels with pavement preserved at bottom, 12 — dry proglacial river channels filled with sandy-silty materials, 13 — gravel shadows deposited behind ice-blocks in flowing water, 14 — pitted outwash plain, 15 — channels carrying water in 1960, 16 — ice-dammed lakes

http://rcin.org.pl

w miejscu jej współczesnego występowania pod masywem Lomagnupur istniały dwa pagóry morenowe z połowy XVIII w., których nie ma już na mapie z 1945/1946. Układ suchych koryt wskazuje, że ramiona Suli kierowały się wówczas ku zachodowi i południowemu zachodowi. Obecność w obrębie tej pokrywy wytopisk z „cieniami" żwirowo-głazowymi wskazuje na równie duży udział jökullhlaupów w jej formowaniu. Mogły to być powodzie z lat 1913, 1922 lub 1934. Zatem jest ona wiekowym odpowiednikiem pokryw II i III, wyróżnionych we wschodniej części przedpola Skeidarárjokull.

Najmłodsza, współcześnie osadzana pokrywa glacifluwialna to szlak sandrowy Suli.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Jak zaznaczono w rozdziale wstępnym, czoło Skeidarárjokull w ostatnim 70-leciu „wycofywało" się nierównomiernie. Największy ubytek (2—2,5 km) nastąpił w części środkowej i zachodniej, najmniejszy (0,5 km) we wschodniej. Wydaje się, że jest to wynikiem zróżnicowanej szybkości ruchu poszczególnych partii lodowca w obrębie tego lobu, na co wskazuje znacznie bardziej strome jego czoło w części wschodniej niż zachodniej. Te partie lodowca, które przesuwały się szybciej, dostarczyły na przedpole znacznie więcej materiału morenowego niż przemieszczające się wolniej, lokalnie nawet bogatsze w morenę wewnętrzną (np. brzeżne).

Rzeki proglacjalne rozmywały część wytopionego z lodowca materiału i osadzały go na przedpolu w formie stożków sandrowych o zróżnicowanym nachyleniu w partiach korzeniowych. Tam gdzie ruch lodowca był szybszy i dostarczył na przedpole większą ilość osadów morenowych, rzeki te musiały wykonać pracę większą niż tam, gdzie u czoła lodowca gromadziło się mniej osadów. Jeżeli wielkość tych rzek była podobna, to wystąpiły różnice w ich obciążeniu, co wpłynęło na zróżnicowanie profili podłużnych, budowanych przez nie stożków sandrowych. Mają one większe nachylenie tam, gdzie szybciej płynący lodowiec dostarczył na przedpole więcej osadów. Z drugiej strony ukształtowanie podłoża lodowca oraz kierunki przecinających go szczelin stwarzały sprzyjające warunki do wypływu w pewnych miejscach dużych rzek, a w innych tylko małych strumieni. Stożki sandrowe osadzone przez te duże rzeki mają znacznie mniejszy spadek niż stożki osadzone przez małe strumienie. Toteż duża ilość osadów morenowych dostarczonych przez lodowiec w pewne strefy jego przedpola stwarzała tylko potencjalne możliwości powstawania na przedpolu równiny sandrowej o znacznie większym nachyleniu niż tam, gdzie wolniej płynące masy lodu wynosiły na przedpole mniej osadów.

Jak zaznaczono, od połowy XVIII w. czoło Skeidarárjokull jest

http://rcin.org.pl

w ciągłej recesji, przerywanej jednakże krótkotrwałymi okresami postoju lub nasunięcia. W tym okresie równina sandrowa ciągle poszerzała swój zasięg, w znacznej mierze kosztem rozmywania wzniesień morenowych. Jak wynika z analizy dostępnych materiałów kartograficznych, w jej rozbudowie brały udział rzeki i strumienie, ciągle zmieniające swój bieg i miejsce wypływu z czoła lodowca. Z istniejących na początku XX w. większych rzek jedynie Skeidara i Sula przetrwały do chwili obecnej. Zupełnie przestały istnieć równie duże rzeki, jak Sigurdarfitaralay, Blautakvisl czy Sandgigjukvisl. Powstała natomiast nowa Sandgigkvisl. W tych miejscach gdzie u czoła lodowca wypływały mniejsze strumienie lub nawet przez krótki okres czasu większe rzeki, nachylenie równiny sandrowej jest większe (ok. 30 ‰) niż tam, gdzie przez długi okres czasu płynęły duże rzeki (ryc. 2). Nie jest zatem przypadkiem, że największe jest ono we wschodniej części przedpola, tam gdzie aktywniejsze masy lodu dostarczały więcej osadów. Szlak sandrowy Skeidary formowany po wschodniej stronie równiny sandrowej ma w górnym odcinku większy spadek niż szlak Suli formowany po jej stronie zachodniej. Przynajmniej częściowo jest to wynikiem większej dostawy materiału przez wschodnią część lobu do dorzecza Skeidary niż przez zachodnią do Suli. Tak więc zróżnicowane nachylenie równiny sandrowej na przedpolu moren czołowych przynajmniej częściowo wynika ze zmieniającego się wzdłuż krawędzi lodu stosunku dostawy materiału morenowego do możliwości jego odprowadzenia.

Kształt i spadek podłużny poszczególnych stożków formujących równinę sandrową, jak również frakcja i struktura budujących je osadów w dużej mierze zależały także od tempa zmian w położeniu czoła lodowca. Jeżeli „wycofywał" się on bardzo szybko i w związku z tym na jego przedpolu nie mogły powstawać większe wały morenowe, wówczas wody roztopowe spływały w formie niewielkich strumieni przecinających w wielu miejscach te wały. W sprzyjających warunkach formowały one szeroko rozpostarte stożki sandrowe o stosunkowo dużym nachyleniu. Jeżeli natomiast dłuższe postoje czoła lodowca sprzyjały osadzaniu wysokich wałów morenowych, to wody roztopowe koncentrowały się w większe rzeki przełamujące się przez te wały. Zwiększona w ten sposób energia rzek, niezależnie od sposobu wypływu z czoła lodowca, zużywana była na pogłębianie tych przełomów i formowanie wydłużonych stożków sandrowych o znacznie mniejszym spadku w partiach korzeniowych niż poprzednich. Toteż na najbliższym przedpolu moren czołowych wykształcone u ich podnóża starsze glacis akumulacyjne rozcięte jest głębokimi na 10—15 m obniżeniami „bram" rozszerzających się w kierunku przedpola. Powstałe w ten sposób krawędzie podcięć wyklinowują się szybko w kierunku przedpola, a osady wychodzących z tych bram młodszych

http://rcin.org.pl

stożków sandrowych nałożone są na starsze, wnikające pod nie. Taki sposób „krzyżowania" różnowiekowych osadów glacifluwialnych opisany został m.in. przez C. Trolla (1957) z północnego przedpola Alp. Opisywany był on również przez autorów polskich z przedpola moren zlodowaceń skandynawskich w Polsce (R. Galon 1961, M. Bogacki 1965). Tutaj wzajemny stosunek różnowiekowych poziomów akumulacji glacifluwialnej modyfikowany był wahaniami bazy akumulacyjnej (poziomu Bałtyku) albo położeniem czoła wycofującego się lodowca.

Występowanie stosunkowo drobnych, ale licznych form wytopiskowych na przedpolu lodowca, poza jego maksymalnym zasięgiem w holocenie, pozwala wiązać ich pochodzenie z bryłami lodu znoszonymi na przedpole lodowca w czasie katastrofalnych powodzi i zasypywanie ich żwirami oraz piaskami. Dlatego występują one w obrębie jednych pokryw sandrowych a brak ich w innych. Te gwałtowne powodzie współdziałające w osadzaniu określonych stożków sandrowych musiały w znacznym stopniu zmieniać ich profil podłużny. Jednakże obecność w obrębie tak przeobrażonych stożków licznych śladów suchych koryt wskazuje, że w trakcie opadania wód po jökullhlaupie, trwającym zazwyczaj kilka dni, rzeki te mogły w dużym stopniu przeobrazić powierzchnię uprzednio zalanych równin.

Stąd nasuwa się wniosek, że równina sandrowa na przedpolu Skeidararjokull, traktowana dotychczas jako jednolita pod względem genezy i związana wiekowo z głównym ciągiem moren czołowych (F. Hjulström 1952, 1954, E. M. Todtmann 1960), jest bardzo złożona. Szczegółowe poznanie jej rzeźby oraz budowy pozwala wnosić o sposobie odwodnienia czoła lodowca, a tym samym o przebiegu deglacjacji.

http://rcin.org.pl

IV. WNIOSKI

Nasuwa się pytanie, w jakim stopniu wyniki badań współczesnych procesów fluwialnych i rzeźby równiny Skeidarársandur mogą być porównywalne z wynikami badań innych obszarów sandrowych, zarówno współcześnie formowanych jak i plejstoceńskich?

Rzeki proglacjalne silnie wzbierające w okresie ablacji lodowca, z powodu bardzo dużego obciążenia, nie mogą się wcinać w podłoże i dlatego wykazują tendencję do erozji bocznej i migracji koryt. Jest to główną przyczyną bardzo szybkiego wyrównywania urozmaiconej rzeźby morenowej, powstającej na przedpolu wycofujących się lodowców. Toteż w sprzyjających warunkach topograficznych na przedpolu lodowców górskich wychodzących na płaską równinę przedgórską, jak również w przeszłości na przedpolu kontynentalnych lodowców plejstoceńskich, spoczywających na względnie wyrównanym podłożu, powstają akumulacyjno-erozyjne równiny sandrowe. Cechuje je lekko wklęsły profil podłużny i bardzo niewielkie nachylenie od 3° w części korzeniowej do 0,5° w końcowej. Pod względem rzeźby, jak również sposobu transportu i sedymentacji osadów te równiny sandrowe (szczególnie na przedpolu lodowców wychodzących z gór) są bardzo podobne do pedymentów i leżących w ich przedłużeniu perypedyn.entów rozwijających się u podnóża gór w strefie klimatu suchego, a szczególnie półsuchego. Również bowiem w tych strefach klimatycznych wzbierające okresowo rzeki są silnie obciążone zwietrzeliną nie utrwalaną na zboczach przez roślinność (R. F. Hadley 1967, V. M. Davis 1938, L. C. King 1953).

1. Rozpatrując jednak równiny sandrowe z punktu widzenia natężenia kształtujących je procesów, łatwo zauważyć różnice regionalne wywołane przede wszystkim przyczynami klimatycznymi.

a) Południowa Islandia leży w strefie klimatu umiarkowanie chłodnego, w jego skrajnie morskiej odmianie. W związku z tym czapa lodowca Vatnajökull otrzymuje w południowej części ponad 3000 mm opadu rocznie, co wpływa na szybki ruch spływających od niej ku południowi lobów lodowcowych. Te szybko płynące lodowce topniejąc dostarczają na ich przedpole duże ilości wody roztopowej, zwiększone okresowo

http://rcin.org.pl

katastrofalnymi powodziami. Jak oblicza F. Goudet (1968), spływ jednostkowy z tych obszarów zlodowaconych wynosi ok. 600 l/sek. z km². Nieco odmienna sytuacja panuje na przedpolu tzw. lodowców „zimnych", leżących w obszarach subarktycznych i arktycznych, gdzie z powodu małych opadów i ponownego zamarzania wód roztopowych (H. W. Ahlmann 1933, F. Müller 1962, V. Schytt 1966) spływ jednostkowy z obszarów zlodowaconych wynosi od kilku do kilkunastu l/sek. z km² (G. Østrem, C. W. Bridge, W. F. Rannie 1967, R. B. Sugar 1966). Toteż z uwagi na masę wód, kształtujących równiny sandrowe, sandry z przedpola południowych lobów Vatnajokull podobne są do sandrów z przedpola lodowców strefy umiarkowanej (Alpy, Kaukaz, Skandynawia).

b) Wąska strefa bezpośredniego klimatycznego oddziaływania lodowca (peryglacjalna) powoduje, że znaczna część równiny sandrowej leży poza zasięgiem jej oddziaływania, w strefie ekstraglacjalnej o mniejszym natężeniu wietrzenia fizycznego, obejmującej w tym wypadku tundrę i lasotundrę, a pozbawionej wiecznej marzłoci.

Dlatego równiny sandrowe, leżące poza zasięgiem strefy peryglacjalnej *sensu stricto*, można nazwać sandrami ekstraglacjalnymi, formowanymi zazwyczaj przez dużą ilość wód pochodzących z ablacji intensywnie zasilanych i topniejących lodowców. W odróżnieniu od nich można wydzielić sandry peryglacjalne, budowane zazwyczaj przez małą ilość wód na przedpolu lodowców „zimnych" w strefie gruzowej w sensie J. Büdela (1948), w warunkach wiecznej zmarzliny.

W warunkach strefy gruzowej, której szerokość dochodziła do 50 km (A. Jahn 1956), osadzone były stożki sandrowe na przedpolu lądolodu skandynawskiego w Polsce. Dlatego należy zachować bardzo dużą ostrożność w porównywaniu pomiędzy tymi dwoma obszarami (tu Islandią i Polską) takich cech równin sandrowych, jak spadek, zwietrzenie osadów, szybkość wytapiania zasypanych brył lodu.

2. Bezpośrednia obserwacja pracy rzek proglacjalnych, jak również form i osadów powstałych w zróżnicowanych warunkach hydrodynamicznych pozwala jednak wykorzystać uzyskane tu wyniki do paleohydrodynamicznej interpretacji kopalnych osadów glacifluwialnych, osadzonych na przedpolu plejstoceńskich czasz lodowcowych. Niezależnie bowiem od różnic klimatycznych, występujących pomiędzy tymi dwoma obszarami (tzn. sandrami strefy ekstraglacjalnej na przedpolu lodowców Islandii i sandrami strefy peryglacjalnej na przedpolu lądolodów plejstoceńskich), przy ogólnie podobnym reżimie rzek i ich dużym obciążeniu, w podobnych warunkach hydrodynamicznych powstawały identyczne osady i formy. Ponieważ badaniami objąłem strefę równiny sandrowej, leżącą na bezpośrednim przedpolu lodowca (i moren czołowych), poznane tu wykształcenie osadów i ich wzajemny stosunek mogą być reprezentacyjne dla

http://rcin.org.pl

analogicznych stref (bezpośredniego przedpola moren) w strefie zlodowaceń plejstoceńskich. Wyniki tych obserwacji powinny skłonić do daleko idącej ostrożności w interpretacji paleohydrodynamicznej i paleogeograficznej, wyciąganych na podstawie analizy nieraz nielicznych lub przypadkowo dobranych odsłonięć osadów glacifluwialnych. Okazuje się bowiem, że na przedpolu tego samego lodowca w bliskim sąsiedztwie przepływać mogą zarówno duże rzeki niosące i osadzające gruby materiał, jak również małe strumienie osadzające piaski i mułki. Toteż obserwowana często w jednym profilu duża zmienność frakcji i struktury osadu, a nawet pewnych cech petrograficznych, najczęściej nie jest odbiciem zmian klimatycznych, które wpływają na tempo ablacji, lecz wynika ze zmian sposobu odwodnienia jego czoła i migracji koryt rzek proglacjalnych na jego przedpolu. Podobnie grube bruki erozyjne, uważane niejednokrotnie za residua po rozmytych morenach dennych, mogą powstawać również na skutek rozmywania osadów glacifluwialnych, zawierających w swym składzie odpowiednio gruby materiał. Rezultaty badań wskazują również, że odtwarzanie kierunku spływu wód proglacjalnych na podstawie niewielkiej ilości pomiaru lamin lub orientacji żwirów jest reprezentatywne jedynie dla tego punktu. Jak stwierdzono, w osadach stożka sandrowego kierunkowe wskaźniki nurtu (ripplemarki, imbrykacja żwirów lub głazów) w obrębie jednego koryta mogą się wahać w sektorze 90°, a przy uwzględnianiu zmiany biegu tych koryt wahania dochodzić mogą do 180°. Toteż na podstawie takich pomiarów wykonanych w jednym miejscu wnosić można jedynie o sektorze działania siły (wody płynącej).

http://rcin.org.pl

LITERATURA

Ahlmann H. W., 1933. Glaciology. The Swedish-Norvegian Arctic Expedition 1931. Geogr. Ann. 15, s. 161.

— 1940. The relative influence of precipitation and temperature of glacier regime. Geogr. Ann. 22, s. 188—205.

Ahlmann H. W., Thorarinsson S., 1937. Previous investigations of Vatnajokull marginal oscilations of its outlet-glaciers, and general description of its morphology. Geogr. Ann. 19, s. 176—211.

Allen J. R. L., 1965a. Sedimentation in the lee of small underwater sand waves; an experimental study. Journ. of Geol. 73, s. 95—116.

— 1965b. A rievew of the origin and characteristic of recent alluvial sediments. Sedimentology 5, s. 91—191.

— 1969. On the geometry of current ripples in the relation to stability of fluid flow. Geogr. Ann. 51A, s. 61—96.

Arnborg L., 1955a. Hydrology of the glacial river Austurfjot. in the Hoffellsandur a Glacial Outwash Plain. Geogr. Ann. 37, s. 185—201.

— 1955b. Ice-marginal lakes at Hoffellsjokull. The Hoffellsandur a Glacial Outwash Plain. Geogr. Ann. 37, s. 202—228.

— 1957. Erosion forms and processes on the bottom of the River Angermanälven. Geogr. Ann. 39, s. 32—47.

Ashwell I. Y., 1966. The pleistocene history of some rivers in western Iceland. Geogr. Ann. 48A, s. 1—11.

Askelsson J., 1936. On the last eruptions in Vatnajokull. Soc. Sci. Islandica 18.

Axelsson V., 1967. The Laitaure delta. Geogr. Ann. 49A, s. 1—127.

Baczurin G. W., 1960. Rieka Kaindy. Miezd. Geof. God. Izd. Leningr. Uniw., s. 181—196.

Bagnold R. A., 1941. The physies of blown sand and desert dunes. London, s. 1—265.

Bartkowski T., 1967. O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. Geogr.-Geol. 5, z. 1, s. 1—260.

Baulig H., 1925. La notion de profil d'équilibres: histoire et critique. C. R. Congrès Intern. Géogr. Cairo 3, s. 51—63, oraz w wyd. „Éssais de Géomorphologie", Strasbourg 1950. W tlum. pol. 1958.

Blissenbach E., 1954. Geology of alluvial fans in semi-arid regions. Bull. Geol. Soc. Amer. 65, s. 175—190.

Bogacki M., 1965. Formation of outwash valleys as shown in the valley of the Pisa. Geogr. Polonica 6, s. 58—64.

Brush L. M., 1965. Experimental work on primary sedimentary structures. Primary Sediment. Structures. Tulsa, Okla, s. 17—33.

Bukowski J., 1959. Mechanika plynów. Warszawa, s. 1—144.

http://rcin.org.pl

Büdel J., 1948. Die Klimamorphologischen Zonen der Polarländer. Erdkunde 2, s. 22—53.
Byrne J. V., 1963. Variation in fluvial gravel imbrication. Journ. Sediment. Petrol. 33, s. 467—469.
Cailleux A., 1938. La disposition individuelle des galets dans les formations detritiques. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. V, 11, s. 171—196.
Charlesworth J. K., 1957. The Quaternary Era. London, s. 1—1700.
Colby B. R., 1964. Discharge of sands and mean velocity relationships in sand--sed streams. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 462-A, s. 1—64.
Colby B. R., Scott C. H., 1965. Effects of water temperature on the discharge of bed material. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 462-G, s. 1—25.
Collinson J. D., 1970. Bedforms of the Tana River, Norway. Geogr. Ann. 52A, s. 31—56.
Cook H. L., 1935. Outline of the energetic of stream transportation of solid. Amer. Geoph. Union Trans. 16, s. 456—463.
Corbel J., 1959. Vitesse de l'érosion. Zeitschr. f. Geomorphol. 3, s. 1—28.
— 1964. L'érosion terrestre, étude quantitative (Méthodes—Techniques—Résultats). Ann. de Géogr. 398 (73), s. 386—413 (w tłum. pol. Dok. Geogr.).
Czerkasow P. A., 1962. Tajanije lednikow i ich rol w pitanii rieki Baskin chriebta Dżungarskij Ałatau. Glacioł. Issled. w pieriod M. G. wyp. II, Ałma-Ata, s. 160—196.
Czetwertyński E., Utrysko B., 1968. Hydraulika i hydromechanika. Warszawa, s. 1—432.
Dal Cin R., 1968. „Pebble elusters" their origin and utilization in the study of paleocurent. Sedimentary Geol. 2, s. 233—241.
Davis J. R., Nichols R. L., 1968. The quantity of melt water in the Marble Point--Gneiss Point area, McMurde Sound, Antarctica. Journ. of Glaciol. 7, s. 331.
Davis V. M., 1889. The rivers and valleys of Pensylvania. Nat. Geogr. Magaz. 1, s. 183—253, również w: Geographical Essays 1909, s. 413—484.
— 1902. Base level, grade and peneplain. Journ. of Geol. 10, s. 77—111.
— 1938. Sheetfloods and streamfloods. Bull. Geol. Soc. Amer. 44, s. 1337—1416.
Dawydow L. K., Pronin A. G., 1967. Wodnyj rieżim riek wytiekajuszczich iz lednikow Fedczenko i Zerwszanskogo i ich wierchnich pritokow. Krupniejszije Ledniki Sriedniej Azji. Leningrad, s. 188—227.
Demarest D. F., 1947. Rhomboid ripple marks and their relation to beach slope. Journ. Sediment. Petrol. 17, s. 18—22.
Dobrowolski A. B., 1923, Historia naturalna lodu. Warszawa, s. 1—940.
Doeglas D. J., 1962. The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology 1, s. 167—190.
Douglas I., 1964. Intensity and periodicity in denudation processes with special reference to the removal of material in solution by rivers. Zeitschr. f. Geomorph. 8, s. 453—473.
Dżułyński S., 1963. Wskaźniki kierunkowe transportu w osadach fliszowych. Stud. Geol. Pol. 12, s. 1—136.
Dżułyński S., Ślączka A., 1958. Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. Roczn. Pol. Tow. Geol. 28, s. 205—259.
Dżułyński S., Walton E. K., 1965. Sedimentary features of Flysh and Greywackes. Elseries, London, N. York, s. 1—274.
Einarsson T., 1967. The extent of the tertiary basalt formation and the structure of Iceland. Iceland and Mid-Ocean Ridges „RIT" 38, s. 170—179.

http://rcin.org.pl

Einstein H. A., Li H., 1958. Secondary currents in strait channels. Amer. Geoph. Union Trans. 39, s. 1085—1088.
Eythorsson J., 1949a. Variations of glaciers in Iceland 1930—1947. Journ. of Glaciol. 1, s. 250—252.
— 1949b. Temperature variations in Iceland. Geogr. Ann. 31, s. 36—55.
Fahnestock R. K., 1963. Morphology and hydrology of a glacial stream — White River, Mount Rainer, Washincton, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 422-A, s. 1—70.
Fahnestock R. K., Hawsild W. L., 1962. Flume studies of the transport of pebbles and cobbles and sand bed. Bull. Geol. Soc. Amer. 73, s. 1431—1436.
Falkowski E., 1967. Ewolucja holoceńskiej Wisły na odcinku Zawichost—Solec i inżyniersko-geologiczna prognoza jej dalszego rozwoju. Inst. Geol. Biul. 198, s. 57—150.
Flint R. F., 1957. Glacial and Pleistocene geology. N. York—London, s. 1—553.
Forel F. A., 1885, Les ravins sous-lacustres des fleures glaciaires. Compte Rendu. Congr. Géol., s. 725—728.
Galon R., 1961. On the Morphology of the Noteć—Warta (or Toruń—Eberswalde) ice marginal streamway. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 29, s. 1—129.
— 1967. Czwartorzęd Polski Północnej. W pracy zbiorowej: Czwartorzęd Polski, s. 105—166.
Gilbert G. K., 1914. The transportation of debris by running water. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 86, s. 1—263.
Goudet F., 1968. Quelques considération sur les rivières islandaises. Mel. of M. Pardé, s. 223—227.
Gunn B. M., 1964. Flow rates and secondary structures of Fox and Franz Josef Glaciers, New Zeland. Journ. of Glaciol. 5, s. 173—190.
Hadley R. F., 1967. Pediments and pediment forming processes. Journ. Geol. Ed. 15, s. 83—89.
Hall J., 1843. Geology of New York p. IV, s. 1—683, Abhang.
Harms J. C., McKenzie D. B., McCubbin D. G., 1963. Stratification in modern sand on the Red River, Luiziana, Journ. of Geol. 71, s. 566—580.
Harms J. C., Fahnestock R. K., 1965. Stratification, bed forms and flow phenomena (with an example from Rio Grande). Primary Sediment. Structures. Tulsa, Okla, s. 84—110.
Hjulström F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. Bull. Geol. Inst. Uppsala 25, s. 221—452.
— 1942. Studien Über das Maander-Problem. Geogr. Ann. 24, s. 223—269.
— 1949. Climate changes and river patterns. Geogr. Ann. 31, s. 83—89.
— 1952. The geomorphology of the Alluvial Outwash Plains (Sandur) of Iceland and the mechanics of braided rivers. Proc. XVIIth Congress I. G. U. Washington, s. 337—342.
— 1954. Geomorphology of the area surrounding the Hoffellsandur. In: The Hoffellsandur a Glacial Outwash Plain. Geogr. Ann. 36, s. 169—189.
— 1955. The ground water. In: The Hoffellsandur a Glacial Outwash Plain. Geogr. Ann. 37, s. 234—245.
Hoyt J. H., Henry V. J., 1963. Rhomboid ripple mark, indicator of current direction and environment. Journ. Sediment. Petrol. 33, s. 604—608.
Hubbel D. W., Khail Al-Shaik-Ali, 1961. Quantitative effects of temperature on flow phenomena in alluvial channels. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 424D, s. 21—23.

http://rcin.org.pl

Imbrie J., Buchanan H., 1965. Sedimentary structures in modern carbonate sands of the Bahamas. Primary Sediment. Structures. Tulsa, Okla, s. 149—172.
Jahn A., 1956. Some periglacial problems in Poland. Biul. Perygl. 4, s. 164—183.
— 1961. Czwartorzęd Sudetów. Regionalna Geologia Polski 3, z. 2, s. 358—441.
Jarocki W., 1957. Ruch rumowiska w ciekach. Gdynia, s. 1—256.
Jewtuchowicz S., 1962. Studia z geomorfologii glacjalnej północnej części Sörkappu. Acta Geogr. Lodziensia 11, s. 1—79.
Johansson C. E., 1963. Orientation of pebbles in running water. A laboratory study. Geogr. Ann. 45, s. 85—112.
— 1965. Structural studies of sedimentary deposits. Geol. Förening. i Stockh. Förhandl. 87, s. 3—66.
Jónsson J., 1957. Notes on change of sea-level on Iceland. In: The Hoffellsandur a Glacial Outwash Plain. Geogr. Ann. 39, s. 143—212.
Jopling A. V., 1961. Origin of regresive ripples explained in terms of fluid. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-D, s. 15—17.
Karcz I., 1966. Secondary currents and the configuration of natural stream bed. Journ. Geoph. Research 71, s. 3109—3112.
— 1967. Harrow marks, current-alignet sedimentary structures. Journ. of Geol. 75, s. 113—121.
Kaszowski L., Kotarba A., 1967. Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 1, s. 53—72.
— 1970. Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej). Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 80, s. 5—87.
Kick W., 1966. Long-term glacier variations measured by photogrammetry. A resurvey of Tunsbergdalsbree ofter 24 years. Journ. of Glaciol. 6, s. 3—18.
Kind N. W., Kucharienko A. A., 1940. K woprosu ob orientirowkie gałek w rieczno m potokie. Zap. Wsies. Min. Obszcz. 77.
King L. C., 1953. Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. Amer. 64, s. 721—752.
King C. A. M., 1959. Beaches and coasts. London, s. 1—409.
Klebersberg R. V., 1948—1949. Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie. Wien. Bd. I, II, s. 1—1028.
Klimaszewski M., 1935. Morfologiczne skutki powodzi w Małopolsce Zachodniej w lipcu 1934 r. Czas. Geogr. 13, s. 283—291.
— 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Biul. PIG 65, s. 137.—268.
— 1960. Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitzbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 1, s. 1—166.
— 1961. Geomorfologia ogólna. Warszawa, s. 1—521.
Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967. Czwartorzęd północno-wschodniej Polski. W pracy zbiorowej: Czwartorzęd Polski, s. 206—258.
Konkina N. G., Pronin A. G., 1960. Wodnyj rieżim r. Seldary (Gidrołogiczeskije issledowanija Pamirskoj Ekspiedicii L. G. U. po programmie Mieżd. gieof. goda 1957—1958. Mieżd. Gieof. Gog. Uzd. Leningr. Uniw. s. 161—180.
Kozarski S., 1965. Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci—Warty. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. Geogr.-Geol. 5, z. 1, s. 1—97.
Krigström A., 1962. Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland. Geogr. Ann. 44, s. 328—346.

http://rcin.org.pl

Krumbein W. C., 1940. Flood gravels of San Gabriel Canyon. Bull. Geol. Soc. Amer. 51, s. 639—676.
— 1942. Flood deposition of Arrayo Seco, Los Angeles County, Calif. Bull. Geol. Soc. Amer. 53, s. 1355—1402.
Krygowski B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej, cz. I — Geomorfologia. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Wydz. Mat.-Przyr., s. 1—203.
— 1967. Ważniejsze problemy plejstocenu Polski Zachodniej. W pracy zbiorowej: Czwartorzęd Polski, s. 167—205.
Książkiewicz M., 1961. O niektórych sedymentacyjnych strukturach fliszu karpackiego. Roczn. Pol. Tow. Geol. 31, s. 24—36.
Kuenen P. H., Migliorini C. I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journ. of Geol. 58, s. 91—127.
Leliavsky S., 1966. An introduction to fluvial hydraulic. N. York, s. 1—257.
Leopold L. B., Maddock T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 252, s. 1—56.
Leopold L. B., Miller J. P., 1956. Ephemeral śtreams-hydraulic factors and their relation to the drainage net. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 282-A, s. 1—36.
Leopold L. B., Wolman M. G., 1957. River channel pattern: braided, meandring and straight. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 282-B, s. 39—73.
Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964. Fluvial processes in geomorphology. S. Franc.—London, s. 1—522.
Lǫngbein W. B., Schumm S. A., 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. Amer. Geoph. Union Trans. 39, s. 1076—1084.
Mackin J. H., 1948. Concept of the graded river. Bull. Geol. Soc. Amer. 59, s. 463—512.
— 1956. Cause of braiding by a graded river. Bull. Geol. Soc. Amer. 67, s. 1717—1718.
Malde H. E., 1968. The Catastrophic Late Pleistocene Bonnevile flood in the Snake River Plain. Idaho. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 596. s. 1—52.
Matthes G., 1947. Macroturbulence in natural stream flow. Amer. Geoph. Union Trans. 28, s. 255—262.
McKee E. D., 1965. Experiments on ripple lamination. Primary Sediment. Structures. Tulsa, Okla, s. 66—83.
McMullen R. M., Swift D. J. P., 1967. An occurence of large-scale rhomboid ripples. Minas Basin, Nova Scotia. Journ. Sediment. Petrol. 37, s. 705—706.
Menard H. W., 1959. Transportation of sediment by bubles. Journ. Sediment. Petrol. 20, s. 98—106.
Middleton G. V., 1965. Introduction. Primary Sediment. Structures and their Hydrodynamic Interpretation. Tulsa, Okla, s. 1—4.
Mortensen H., Hövermann J., 1957. Filmaufnahmen der Schotterbewegungen im Wildbach. Ergänzungsh. 262, zu Peterm. Geogr. Mitteil. Soc. s. 43—52.
Müller F., 1962. Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Heiberg Island. N. W. T. Canada, Journ. of Glaciol. 4, s. 302—310.
Nevin C., 1946. Competency of mowing water to transport of debris. Bull. Geol. Soc. Amer. 57, s. 651—674.
Niewiarowski W., 1959. Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej, Studia Soc. Scient. Toruniensis 4/1, s. 1—170.
Nordin C. F., 1963. A preliminary study of sediment transport parameters Rio Puerco Bernardo, New Mexico, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 462-C, s. 1—21.

http://rcin.org.pl

O'Brien M. P., 1933. Review of the theory of turbulents flow and its relation to sediment transport. Amer. Geoph. Union Trans. 14, s. 487—491.
— 1936. Notes of the transportation of silt. Amer. Geoph. Union Trans. 17, s. 431—436.
Okko V., 1956. Glacial drift in Iceland, its origin and morphology. Acta Geogr. 15, Helsinki, s. 1—133.
Otvos E. G., 1964. Observations on rhomboid beach marks. Journ. Sediment. Petrol. 34, s. 638—687.
— 1965. Types of rhomboid beach surface patterns. Amer. Journ. Sci. 263, s. 271—276.
Østrem G., Karlen V., 1961—1962. Nigardsbreens hydrologi 1962, Norsk Geogr. Tdsskr. 18, s. 156—202.
Østrem G., Bridge C. W., Rannie W. F., 1967. Glacio-hydrology, discharge and sediments transport in the Decade Glacier area. Baffin Island N. W. T. Geogr. Ann. 49A, s. 268—272.
Pardé M., 1957. Rzeki (tłum. z franc.), Warszawa, s. 1—234.
Picard K., 1948. Sedimentationsverhaltnisse des Hauptbuntstandsteins in der Bucht von Mechernich-Nideggen. Geol. Jahrbuch 64, s. 331—347.
Pjeturss H., 1910. Island. Handbuch der Regionalen Geologie. H. 2, VI, Heidelberg.
Popow I. W., 1969. Dieformacji riecznych rusieł i gidrotiechniczeskoje stroitielstwo. Gidrom. Izd. Leningrad, s. 1—362.
Potter P. E., Pettijohn F. J., 1963. Paleocurrentes and basin analysis. Berlin—Gottingen—Heidelberg, s. 1—296.
Ramberg H., 1964. Note of model studies of folding of moraines in pediment glaciers. Journ. of Glaciol. 5, s. 207—218.
Richter K., 1936. Gefügestudien in Engebrae, Fondalsbrae und Ihren Vorlandesedimenten. Zeitschr. Gletscherkunde 24, s. 22—30.
Rouse H., 1959. Elementary mechanics of fluids. N. York—London, s. 1—376.
Różycki S. Z., 1967. Plejstocen Polski Środkowej. Warszawa, s. 1—250.
Rubey W. W., 1933a. Settling velocities of gravel, sand and silt particles. Am. Journ. Sci 25, s. 325—338.
— 1933b. Equilibrium conditions in debris loden stream. Amer. Geoph. Union Trans. 14, s. 497—505.
Rudzki M. P., 1909. Fizyka ziemi. Kraków, s. 1—538.
Rusnak G. A., 1957. Orientation of sand grains under condition of „Unidirectional" fluid flow. Theory and experiment. Journ. of Geol. 65, s. 384—409.
Russel R. J., 1958. Geological geomorphology. Bul. Geol. Soc. Amer. 69, s. 1—21.
Scheidegger A. E., 1970. Theoretical geomorphology. Berlin—Heidelberg—N. York, s. 1—435.
Schiemenz S., 1960. Fazies und Palaogeographie der Subalpen Molasse zwischen Bodensee und Isar. Beih. Geol. Jahrb. 38, s. 1—144.
Schlee J., 1957. Fluvial gravel fabric. Journ. Sediment. Petrol. 27, s. 162—176.
Schumm S. A., 1960. The shaps of alluvial channels in relation to sediment type. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 352-B, s. 1—30.
— 1961. Effect of sediment characteristics on erosion in ephemeral-stream channels. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 352-C, s. 1—70.
— 1963. Sinuosyty of alluviall rivers on the Great Plains. Bull. Geol. Soc. Amer. 74, s. 1089—1100.
— 1965. Quaternary paleohydrology. The Quaternary of the Unites States (edit. H. E. Wright and D. G. Frey), s. 783—794.

http://rcin.org.pl

— 1968. River adjustment to altered hydrologie regime — Murrumbidge River and paleochannels, Australia. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 598, s. 1—65.
— 1969. Geomorphic implications of climatic changes. In: Water, Earth and Man, s. 525—534.
Schytt V., 1966. Notes of glaciological activities in Kebnekaise. Sweden, during 1965. Geogr. Amm. 48A, s. 43—50.
Seligman G., 1949. Research on glacier flow. Geogr. Ann. 31, s. 83—89.
Sengupta S., 1966. Studies on orientation and imbrication of pebbles with respect to cross-stratification. Journ. Sediment. Petrol. 36, s. 362—369.
Shrock R. R., 1948. Sequence in layered rocks. N. York, s. 1—507.
Slatt R. M., Hoskin C. M., 1968. Water and sediment in the Norris Glacier Outwash Area, Upper Taku Inlet, Soutwestern Alasca. Journ. Sediment. Petrol. 38, s. 434—456.
Spethman H., 1912. Forschungen am Vatnajokull auf Island und Studien über seine Bedeutung für die Vergletscherung Norddeutschland. Zeitschr. d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, s. 414—433.
Stenborg T., 1965. Problems concerning winter run-off from glaciers. Geogr. Ann. 47A, s. 141—184.
Striclin F. L., 1961. Degradation stream deposits of the Brazos River, Central Texas. Bull. Geol. Soc. Amer. 72, s. 19—36.
Sugar R. B., 1966. Climatological and glaciological studies on the Barens Ice Cap 1962—1963—1964. Geogr. Bull. 8, s. 3—77.
Sundborg Å., 1956. The river Klaralven. A study of fluvial processes. Geogr. Ann. 38, s. 127—316.
Sundborg Å., Norman J., 1963. Gota Alv hydrologi och morfologi. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ca 43, s. 1—88.
Szczepankiewicz S., 1961. Progress of youthfull sedimentation in the Region of Hornsund. Biul. Perygl. 10, s. 321—338.
Szupryczyński J., 1963. Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 39, s. 1—162.
— 1968. Wyprawa naukowa PTG na Islandię. Przegl. Geogr. 41, s. 303—308.
— 1969. Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 71, s. 1—128.
Thompson W. O., 1937. Original structures of beaches, bars and dunes. Bull. Geol. Soc. Amer. 48, s. 723—752.
Thorarinsson S., 1937. The main geological and geomorphological features of Iceland. In: Vatnajokull. Scientifie results of the Swedish-Iceland investigation 1936—38. Geogr. Ann. 19, s. 161—175.
— 1939a. Hoffellsjökull, its movement and drainage. Geogr. Ann. 21, s. 189—215.
— 1939b. The Ice dammed lakes of Iceland with particular reference to their values as indicators of glacier oscilation. Geogr. Ann. 21, s. 216—242.
— 1943. Oscilation of the Iceland Glaciers in the last 250 years. Geogr. Ann. 25, s. 1—54.
— 1951. Laxargljufur and Laxarhraum. Geogr. Ann. 35, s. 1—88.
— 1953. Some new aspects of the Grimsvotn problems. Journ. of Glaciol. 2, s. 267—274.
— 1954. Athuganir a Skeidararhlaupi of Grimsvotumn. Jökull 4, s. 34—37.
— 1958. The Öraefajokull eruption of 1362. Acta Natur. Islandica, 2—2, s. 1—99.
— 1967. Forvitnilegir jokullgardar vid jadar Skeidararjökulls. Jökull 17, s. 311—312.
Thorarinsson S., Rist S., 1955. Skaftarhlaup i september 1955. Jökull 5, s. 37—40.

http://rcin.org.pl

Thorarinsson S., Einarsson T., Kjartarsson G., 1959. On the geology and geomorphology of Iceland. Geogr. Ann. 41A, s. 137—169.
Todtmann E. M., 1960. Gletscherforschungen auf Island (Vatnajokull). Univ. Hamburg Abhand. 65-C, Bd. 19, s. 1—95.
Trefethen J. M., Dov R. L., 1960. Some features of modern beach sediment. Journ. Sediment. Petrol. 30, s. 589—602.
Tricart J., 1956. Aspects géomorphologique du delta du Senegal. Revue du Géomorph. Dynam. 7, s. 65—86.
— 1960. Les aspects morphodynamiques de la catastrophe de Fréjus et leur consequences pour la remise en état de la vallé. Revue de Géomorph. Dynam. 11, s. 64—71.
— 1961a. Observations sur le charriage des materiaux grossiers par les cours d'eau. Revue de Géomorph. Dynam. 12, s. 3—15.
— 1961b. Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'érosion des versant du bassin du Guil (Hautes-Alpes, France). Zeitschr. f. Geomorphol. 5, s. 277—301.
Troll C., 1957. Trefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvioglazialen und periglazialen Bereich. Peterm. Geogr. Mitt. Ergönzung 262, s. 213—226.
Twenhofel W. H., 1950. Principles of sedimentation. N. York, s. 1—673.
Twidale C. R., 1964. Erosion of an alluvial bank at Birdwood, South Australia. Zeitschr. f. Geomorphol. 8, s. 189—211.
Unrug R., 1957. Współczesny transport i sedymentacja żwirów w dolinie Dunajca. Acta Geol. Pol. 7, s. 217—257.
Walker R., 1953. Report on the silt concentration of glacial rivers. Acta Natur. Island 1, s. 38—41. Sólheimjökull-Report of the Durham University Iceland Expedition 1948.
Wertz J. B., 1964. Les phénomens d'érosion et de dépôt dans les vallées habituelement séches du sud-ouest des Etat-Unis. Zeitschr. f. Geomorphol. 8, s. 71—104.
Wielikanow M. A., 1964. Gidrołogija suszi. Leningrad, s. 1—402.
Woldstedt P., 1954. Das Eiszeitalter. Stuttgart, s. 1—374.
Wolman M. G., Miller J. P., 1960. Magnitude at frequency of forces in geomorphic processes. Journ. of Geol. 68, s. 54—74.
Woodford A. O., 1935. Rhomboid ripple mark. A. Journ. Sci. 29, s. 518—525.
Vanoni V. A., 1946. Transportation of suspended sediment by water. Amer. Comp. Civil. Eng. Trans. 226, s. 7—8.
Zierhoffer A., 1935. Kilka przyczynków działania wód powodziowych w dorzeczu Stryja i Oporu (obserwacje z 1927 r.). Czas. Geogr. 13, s. 292—297.
Ziętara T., 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN 60, s. 1—116.
— 1969. Fazy erozji, transportu i akumulacji wód powodziowych w Beskidach Zachodnich. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica 2, s. 77—83.
Żynda S., 1967. Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Prace Kom. Geogr.-Geol. 8, z. 1, s. 1—191.

http://rcin.org.pl

СОВРЕМЕННЫЕ ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И РЕЛЬЕФ РАВНИНЫ СКЕЙДАРАУРСАНДУР (ИСЛАНДИЯ)

Резюме

ОЧЕРК ПРОБЛЕМАТИКИ

Прогляциальные реки, питающиеся водами тающих ледников, производят огромную эрозионную, транспортную и аккумуляционную работу. Результатом их деятельности является частичное либо полное размывание конечных морен и перенесение слагавшего их материала на предполье ледника и образование обширных зандровых конусов.

Классическим примером молодого, формирующегося еще в настоящее время послеледникового рельефа, оставленного „отступившим" ледником пьедмонтного типа, является предполье Скейдарар-Екуль — одного из крупнейших ледников Ватна-Екуль (Исландия). Рядом со сформировавшимися в настоящую эпоху зандровыми путями значительную поверхность занимают здесь старшие, вымершие равнины гляцифлювиальной аккумуляции, рассеченные долинными понижениями и бессточными углублениями, расположенными на ближайшем предполье конечной морены, на разной высоте.

I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬФ ЮЖНОГО КРАЯ ВАТНА-ЕКУЛЬ

Рельеф Исландии образовался в третичный и четвертичный период в результате совместного действия экзогенных и эндогенных факторов.

В ландшафте южной Исландии, по соседству с Ватна-Екуль, доминирующими являются три типа рельефа: 1) холмистая поверхность фьельдов (600—1100 м н. у. м.) с торчащими над ней крутыми конусами вулканического происхождения, 2) скальные обрывы высотой 500—600 м, которыми фьельды опускаются к югу, 3) плоская, приморская равнина, покрытая флювиальными, гляцифлювиальными либо гляциальными отложениями. У подножья обрывов она находится на высоте около 100 м н. у. м., откуда мягко спускается к югу до уровня моря, переходя затем в мелкий и узкий шельф (до —200 м) (Ф. Гьюльстрем 1954).

Овальный ледниковый покров Ватна длиной в 140 и шириной до 100 км, расположен на юго-восточной части центральной впадины; лишь незначительная его часть находится на восточном базальтовом плато. От покрова ледника Ватна-Екуль, кульминации которого достигают 1800—2000 м н. у. м., отделяются и лучеобразно стекают в ниже расположенные места ледниковые потоки. Одним из крупнейших среди них является ледниковый поток Скейдарар-Екуль, стекающий к югу на прибрежную равнину (рис. 1).

Приморская равнина на предполье Скейдарар-Екуль покрыта самыми молодыми гляциальными, гляцифлювиальными и гляцилимническими отложениями мощностью до 20 м (Ф. Гьюльстрем 1952). Из фронта ледника вытапливается морена весьма разнообразная по механическому и петрографическому составу. В гляцифлювиальных же отложениях, в разрезе от фронта ледника по направлению к морскому побережью, отчетливо выступает фракционная сегрегация.

http://rcin.org.pl

Скейдарар-Екуль отделяется от ледникового покрова Ватна-Екуль на высоте 1000—1200 м н. у. м. и, пробиваясь между горными массивами Скафтафельсфьедль на востоке и Эйстрафьедль на западе, стекает к приморской равнине, где и кончается на высоте 80—100 м н. у. м. (рис. 1). В течение последних 200 лет этот ледниковый поток подвергается, в общем, рецессии прерываемой периодами простоя либо кратковременной трансгрессии (С. Торариннссон 1943, Е. Эйторссон 1949).

Предполье ледника в пределах приморской равнины представляет собой ландшафт молодого послеледникового рельефа. Здесь отчетливо отмечен главный ход морены конца XIX и начала XX века, находящийся на расстоянии 1—3 км от современного фронта ледника. Он состоит из валов и холмов, расположенных параллельно к современному краю ледника и возвышающихся на 20—50 м выше окружающей местности (рис. 2). Между главным ходом морены и краем ледника выступает богатый комплекс гляциальных форм, местами переходящих в гляцифлювиальные.

На предполье моренной свиты тянется большая зандровая равнина — Скейдарарсандур. Она построена из десяти с лишним разного возраста конусов — гляцифлювиальных покровов. На ближайшем предполье главной конечной морены они расположены на более десяти уровнях, разделенных высокими (до 10 м) эрозионными уступами. По мере удаления от морен они соединяются, образуя один аккумулятивный уровень. Крупные прогляциальные реки пробиваются через зону конечной морены и вытекают на предполье, где образуют длинные на много километров зандровые рукава. (Фот. 2). Небольшие ручьи, берущие начало у фронта ледника, расширяют небольшие зандровые конусы на самом его предполье.

II. МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ТАЛЫХ ВОД — ОТЛОЖЕНИЯ И ФОРМЫ

На предполье Скейдарар-Екуль заметны результаты огромной эрозионной, транспортной и аккумуляционной деятельности прогляциальных рек. В примыкающей к фронту ледника зоне конечных морен видны следы частичного либо полного их размыва, на дальнейшем предполье выступают эрозионные останцы старших моренных свит. На предполье конечных морен была отложена целая генерация разной величины зандровых конусов.

Режим прогляциальных рек и его роль во флювиальных процессах

Режим прогляциальных рек, особенно в арктической и субарктической зонах, мало изучен. Большинством существующих работ обсуждаются бассейны, имеющие слишком малый процент ледников для того, чтобы сохранить чистый ледниковый режим. По мнению М. Парда (1957) ледниковый режим исчезает, когда ледником покрыто менее 20% бассейна. Для того, чтобы охарактеризовать этот режим, было выбрано несколько бассейнов в различных климатических зонах (Памир, Алтай, Альпы, Скандинавия, Исландия), в которых ледники покрывают 40—70% поверхности бассейна (рис. 4). (Л. Арнборг 1955, В. Аксельссон 1967, Г. В. Бачурин 1960, Л. К. Давыдов и А. Г. Пронин 1967, Н. Г. Конкина и А. Г. Пронин 1960, М. Парде 1957). Для сопоставимости течений применялись средние месячные коэффициенты течения.

В реках, питающихся абляцией ледников, сток воды в летние месяцы непропорционально велик по сравнению с его продолжительностью. За четыре летних месяца, т. е. за 33% годичного времени, из этих бассейнов стекает 85—90% годичного стока, а лишь в июле и августе, т. е. за 17% годичного времени, стекает от 40% (морской климат) до 76% (континентальный климат) годичного стока воды. Наряду с годовым ритмом в прогляциальных реках отчетливо выступает суточное колебание течения.

Режим прогляциальных рек, характеризующийся концентрацией годичного стока в сравнительно короткое время, имеет огромное значение для темпов, количества и величины

http://rcin.org.pl

переносимого материала. Каждое увеличение скорости течения значительно увеличивает энергию реки. Ввиду того, что масса переносимого материала возрастает по крайней мере как квадрат скорости воды (Ц. К. Жильберт 1914, Ф. Гьюльстрем 1935, Ц. Невин 1946), быстрое возрастание скорости течения, связанное с увеличением массы талых вод увеличивает транспортную способность реки в значительно большей мере, чем это может быть достигнуто рекой с таким же стоком, но равномерно распределенным на весь год.

Реки предполья Скейдарар-Екуль и их режим

Режим прогляциальных рек на предполье Скейдарар-Екуль имеет отчетливые индивидуальные, дифференцированные черты. В зависимости от способа питания можно здесь выделить три основных типа рек:

а) ручьи, питающиеся абляцией узкой полосы фронта ледника, медленной абляцией ледниково-моренных холмов или же небольшими, эфемерными источниками на фронте ледника. На близком предполье ледника более крупные из этих ручьев, соединяясь друг с другом или же разветвляясь, образуют типичную систему braided rivers, мелкие — теряют воду в результате впитывания и на некотором расстоянии высыхают совсем (фот. 3). В безоблачные, солнечные дни, когда абляция покрытого мореной фронта ледника проходит очень интенсивно, эти ручьи быстро вздуваются. Еще в предполуденное время (10—12^{00}) уровни воды очень высоки, а кульминация течения выступает в пополудни (13—15^{00} часов). Вечером течение заметно падает, а в прохладные ночи многие из этих ручьев совсем высыхают. Интенсивность абляции покрытого мореной фронта ледника резко снижается в пасмурные дни. Даже мимолетная, продолжающаяся всего несколько часов облачность в течение солнечного дня отчетливо влияет на падение уровня воды в этих ручьях. Поэтому колебания течения в этих ручьях — при, в общем, большой суточной амплитуде, отличаются большой нерегулярностью как в течение суток, так и в периоды, охватывающие несколько дней;

б) крупные реки как, например, Скейдара или Сула, питающиеся громадными источниками субгляциальных вод (фот. 4), пробившись через главную зону конечных морен, разветвляются на множество рукавов, также образуя типичную систему пойменной многорукавности (braided rivers). Воды, вытекающие из карстовых источников, это главным образом результат абляции высоко расположенных участков Скейдарар-Екуль, зачастую весьма отдаленных от его фронта. Они проходят через систему озер, находящихся между краями ледника и склонами окружающих его горных массивов, откуда субгляциальными туннелями пробиваются к фронту ледника. Эти озера, самое крупное из которых — Греналон — находится в 25 километрах от фронта ледника, производят выравнивающее действие на уровень вод. Благодаря большой емкости и значительному расстоянию от края ледника они смягчают и на несколько часов задерживают паводковые волны.

в) Реки и ручьи, вытекающие из озер, расположенных на предполье ледника, преимущественно текущие в узких, извилистых руслах, имеют еще иной ритм колебаний. Эти озера, как правило, прилегающие к краю ледника, питаются абляционными водами. Так как интенсивность этой абляции неравномерна, количество воды получаемой этими озерами как за сутки, так и за несколько дней, неравномерно. Это отражается в неравномерности течений вытекающих из них рек. Небольшие ручьи, вытекающие из невеликих озер, примыкающих к восточной части края Скейдарар-Екуль, имеют отчетливые суточные колебания, но их амплитуда значительно меньше, чем у ручьев, берущих начало у края ледника. После нескольких пасмурных дней, когда абляция падает, более мелкие ручьи, вытекающие из озер, совершенно теряют воду. Более крупные реки, вытекающие из больших озер в средней части предполья, обладают более устойчивым режимом уровни воды, тем не менее и в них отчетливо заметны суточные, а также продолжающиеся несколько дней колебания, вызванные изменением типа погоды. Относительно высокие уровни воды в последобеденное и вечернее время

http://rcin.org.pl

вызваны сильным притоком воды из ручьев, питающихся абляцией фронта ледника. Вследствие же ночного протока вод, собранных в приледниковых озерах, ликвидируются глубокие межени.

Такой режим прогляциальных рек предполья Скейдарар-Екуль нарушается катастрофическими наводнениями (исл. ёкульглауп), выступающими в среднем через 10 лет. Эти наводнения вызываются внезапным стоком высоко расположенных приледниковых и средьледниковых озер, частично — подледниковыми эрупциами (С. Торариссон 1953, 1954, 1955, 1958, 1959). Особенно часто выступают здесь наводнения, вызванные быстрым стоком вод приледникового озера Греналон, а также средьледникового озера Гримсветн, заполняющего крупную кальдеру в юго-западной части Ватна-Екуль.

Перенос минерального материала в реках предполья Скейдарар-Екуль

Прогляциальные реки уносят с ледника и осаждают на его предполье огромное количество минерального материала. Причина этого усиленного переноса и аккумуляции заключается, с одной стороны, в представленном выше режиме этих рек, с другой — в большой податливости палагонитной формации на механическое выветривание и эрозию.

Прогляциальные рекчи и ручьи на предполье Скейдарар-Екуль несут с собой очень много суспензии, в результате чего талые воды здесь очень мутны, уступая в этом отношении лишь мутности рек лессовых территорий либо периодических рек полусухого климата.

Малые ручьи, питающиеся абляцией узкой полосы фронта ледника, обладают самой большой мутностью, достигающей 39000 г/м^3, причем ее изменчивость в течение дня легко заметна (рис. 5). Столь значительные колебания вызваны нерегулярным питанием этих ручьев мелким материалом, а также большими колебаниями течения за сутки.

Мутность курпных рек, таких как Сула, Скейдара либо Сандгигсвисль составляет 1500—3000 г/м^3, т. е. столько же, сколько мутность крупных прогляциальных рек в Альпах (Ж. Корбель 1959). Мутность вод Сулы во время максимума течения возрастает лишь на 0,04% по сравнению с мутностью при минимальном течении (рис. 5). Почти постоянная степень концентрации суспензии в этих реках вызывается характером их питания. Воды, вытекающие из источников, субгляциальных вод дающих начало этим рекам, берутся из абляции высоко расположенных и относительно чистых масс льда. Протекая через систему приледниковых озер, они подвергаются частичной очистке в результате осаждения суспензии. Поэтому в своем начальном течении они значительно менее мутны, чем небольшие ручьи, питающиеся абляцией фронта ледника.

Реки, вытекающие из озер, выступающих перед фронтом ледника, несут с собой очень мало суспензии (рис. 5), несмотря на то, что маленькие ручейки, сходящие с фронта ледника, несут в эти озера очень большое количество суспензии. Вследствие различий в густоте, вызванных более низкой температурой, а также большей мутностью, воды этих ручейков стекают по склону чаши озера в самое низкое место и не смешиваются с более теплыми поверхностными водами. Наносимый ими материал образует род суспензионных течений (turbidity currents) Ф. А. Форель 1885 (ср. также: Р. Г. Кюнен и Ц. И. Мильорини 1950, С. Джулынский и Е. К. Вальтон 1965). Поэтому верхний слой воды в озере, хотя и содержащий много суспензии (образующейся при абразии берегов) имеет самую незначительную мутность. Малые ручьи, переливающиеся через край чаши озера, питаются только водами верхнего слоя, вследствие чего несут только незначительное количество суспензии.

Донный перенос в прогляциальных реках очень велик, о чем свидетельствует быстрый рост зандровых конусов. Как сильно дифференцированная фракция отложений, выплавляемых из ледника и переносимых в эти реки, так и большие и частые изменения гидродинамических условий в связи с суточными колебаниями течения, приводят к тому, что донный материал премещается дифференцированным образом.

http://rcin.org.pl

На предполье Скейдарар-Екуль выступают реки и ручьи, переносящие исключительно песчаный материал, а также более крупные реки, переносящие наряду с мелким материалом — гравий и валуны.

Формы и отложения крупных рек

Крупные реки, питающиеся источниками субгляциальных вод или же возникшие в результате соединения более мелких ручьев, представляют собой основную гидрографическую сеть предполья Скейдарар-Екуль и образуют большие зандровые пути. За исключением коротких участков прорывов через зону конечных морен образовавшаяся в их пределах речная сеть имеет типичную форму пойменной многорукавности. Рельеф такого активного зандрового пути, несмотря на однообразие форм, весьма разнообразен (рис. 7). Преобладают здесь заполненные водой или же сухие русла рек, отделенные друг от друга речными рукавами. Размеры рукавов, равно как и русел, весьма дифференцированы. Русла достигают от нескольких до нескольких десятков метров в ширину и до 3 метров в глубину, разделяющие их рукава — от нескольких до нескольких сот метров в длину. В поперечном разрезе через активный зандровый путь можно выделить относительно выровненную поверхность рукавов, расчлененную глубокими на 2—3 метра руслами.

Русла рек в пределах зандровых путей, рассматриваемые на коротких участках, характеризуются большой симметрией поперечного профиля и большой шириной при сравнительно небольшой глубине. Продольный профиль дна такого русла характеризуется выступлением вперемежку участков с незначительным, выровненным склоном и участков со значительно большим склоном (до 30%) и невыровненным дном. На участках с меньшим склоном в дне русла преобладает аккумуляция, ведущая, как правило, к возникновению центральных рукавов, что способствует разветвлению течения и миграции русла. Зона меньшего склона переходит в зону с большим склоном, зачастую приобретающую форму быстрин, ниже которых выступают чаши переуглублений. В этих местах русло узкое, глубже врезанное, а на некоторых участках встречаются хорошо сформированные („остаточные") каменные эрозионные покровы.

Во время больших поднятий (в меньших руслах) либо катастрофических наводнений, вызванных стоком приледниковых озер (в главных руслах), определяется продольный профиль прогляциальных рек, характеризующийся выступлением громадных рукавов, разделенных понижениями (рис. 17). При средних и низких уровнях воды река, стремясь применить профиль равновесия к господствующим в данный момент гидрологическим условиям, рассекает края рукавов или сплющивает их поверхность и засыпает имеющиеся между ними понижения. Так как при небольшом течении ее энергия очень мала, она не в состоянии нивелировать эти неровности до следующего летнего поднятия воды или катастрофического наводнения. Поэтому в продольном профиле этих рек продолжают оставаться многочисленные быстрины, возникающие на краях рукавов, очень медленно передвигающиеся вверх, а также находящиеся у их подножья переуглубления. Такое невыровненное падение и связанная с этим система сети прогляциальных рек весьма похожи на периодически активные реки сухой и полусухой зон (В. М. Дэвис 1938, Й. Б. Верц 1964). Такие условия господствуют обычно в средней или верхней части крупных зандровых путей (подробно изученных), что свидетельствует о стремлении этих рек добиться профиля равновесия между течением и нагрузкой (Г. Баулиг 1925, Дж. Г. Мэкин 1948). На нижних участках зандровых путей, находящихся уже за пределами моих исследований, происходит интенсивная аккумуляция, вызывающая быстрый прирост зандровой равнины.

Гидродинамические отношения, господствующие в верхней и средней части крупных зандровых путей, имеют решительное влияние на структуру и фракцию слагеамых здесь отложений. Здесь встречаются, как очень крупные и плохо отсортированные отложения,

http://rcin.org.pl

связанные со стремительной седиментацией во время поднятий (из которых обычно построены ядра рукавов), так и мелкие, лучше отсортированные отложения, осаждающиеся при низких уровнях воды в крайних частях этих рукавов. Это — фация крупных прогляциальных рек, возникающая на близком предполье ледника.

Формы и отложения малых ручьев, берущих начало у фронта ледника

Ручьи, питающиеся абляцией фронта ледника, выносят на его предполье прежде всего мелкий материал (песчанисто-суглинистый). Это результат большого накопления пылевой фракции, главным образом вульканического происхождения, в фронтовой части Скейдарар-Екуль, а также из незначительной компетенции этих ручьев, неспособных переносить более крупные фракции. Переносимый с ледника материал откладывается тут же на его предполье в виде плоских веерообразных конусов длиной в десять с лишним до нескольких десятков метров, реже — длиннее (фот. 35). Независимо от местных топографических условий, в которых образуются эти конусы, они проявляют большое сходство в формировании продольного профиля и во фракции составляющих их отложений. Механизм седиментации и вытекающая из него структура отложений, образующих эти формы, зависят от режима вод, текущих по их поверхности. В месте истока с ледника, у основания конуса, прогляциальные ручьи имеют самое большое течение, следовательно — и самую большую энергию. В дальнейшем своем течении они разветвляются на множество рукавов небольшого течения, все уменьшающегося в результате быстрого впитывания воды проницаемыми породами основания.

Течение воды по поверхности конусов также подвергается значительным колебаниям в течение суток. В ранние утренние часы, когда абляция еще очень незначительна, на поверхности конуса, главным образом в его средней части, заметна густая сеть разветвленных русел, лишь немногие из которых несут воду (фот. 36). Это — попеременно соединяющиеся и разветвляющиеся русла, шириной 0,2—2 м и глубиной до нескольких десятков сантиметров, разбивающие плоскую поверхность конуса на множество небольших межпроточных участков. По мере роста абляции воды, текущие от фронта ледника, заполняют русла до берегов, во время же максимума поднятия выступают из них, заливают значительную поверхность конуса, и текут по нему тонким, в несколько сантиметров слоем (фот. 37). Следующее падение абляции, вызванное ночным похолоданием, ведет к концентрации воды в этих руслах, зачастую уже изменившим свое положение. За ночь многие из них вовсе перестают нести воду. Полые воды текут по поверхности конуса с большой скоростью, в руслах превышающей 100 см/сек, а на участках между руслами — 40—80 см/сек.

Протоки, рассекающие поверхности конусов, вследствие сильной нагрузки и возможности ее постоянного пополнения по дороге не в состоянии получить надлежащую энергию для интенсивной глубинной эрозии, несмотря на малую сопротивляемость основания. Наносимый ими материал осаждается, в результате чего конусы быстро расширяют свои пределы и растут вверх. Это явление — конечный результат выступающих вперемежку периодов разрушения и надстраивания одного и того же конуса или некоторой его части. Кроме колебаний течения большое влияние на формирование продольного профиля имеют быстрые и значительные колебания в нагрузке ручьев, вытекающих из ледника.

Формы и наносы рек, вытекающих из приледниковых озер

Из озер примыкающих к среднему и восточному краю Скейдарар-Екуль выходят реки, составляющие незначительную часть всех прогляциальных рек. После выхода из озер эти реки меандрируют, а затем постепенно образуют типичную пойменную многорукавность (braided rivers) (фот. 40).

В зоне меандрового течения русла этих рек значительно уже русел braided rivers с таким

http://rcin.org.pl

же течением. Более крупные реки как, например, Сангигвисль достигают 60—80 м в ширину при глубине 2—2,5 м, поменьше — от нескольких до десяти с лишним метров в ширину при глубине 0,5—1 м. Поперечное сечение русел в оси меандра явно асимметрично (треугольное).

Реки, вытекающие из приледниковых озер, почти полностью лишены донного груза и в малой степени нагружены суспензией. Энергия не перегруженных вод, вытекающих из озер, в значительной мере используется для эрозирования дна и выноса полученного таким образом материала. Большой врез русел сразу же после выхода из озер способствует сохранению извилистости течения, а также показывает на тенденцию к сокращению длины волны меандра (Ф. Гьюльстрем 1949). Отсюда можно сделать вывод, что одна из причин меандрирования рек, вытекающих из приледниковых озер, заключается в весьма незначительной нагрузке донным грузом при малом, в то же время, падении.

Большое влияние на сохранение меандрового течения имеют также выровненные суточные течения этих рек, т. е. ликвидация глубоких ночных меженей и срез верхушек послеобеденных поднятий, столь распространенных в реках, питающихся непосредственно абляцией льда.

Общие выводы

По соседству с фронтом ледника, где протекают реки разной величины, существуют потенциальные условия для транспорта и наноса дифференцированной фракции отложений. Здесь встречаются также наиболее дифференцированные седиментационные структуры. Малые ручьи, питающиеся абляцией фронта ледника, имеют самую большую нагрузку (рис. 5). В результате этого значительная часть наносов складывается сразу же у фронта ледника и лишь самая мелкая фракция переносится дальше. Эти конусы принимают выпуклый или выпукло-вогнутый профиль большого наклона. У крупных рек, вытекающих из ледниковых ворот, нагрузка немного меньше, а суточные колебания течения более выровнены. Вследствие большой динамической энергии особенно на верхних участках течения, они в состоянии переносить материал очень крупной фракции, но на сравнительно незначительные расстояния. В результате такого рода аккумуляции вырастают конусы с сильно сплюснутым выпукло-вогнутым продольным профилем.

Вытекающие из приледниковых озер реки лишь в минимальной степени нагружены донным грузом и суспензией, а суточные и годичные колебания течения здесь меньше, чем у рек, рассмотренных выше. Следовательно, емкость у них довольно большая, при небольшой способности к переносу. Незначительная донная нагрузка и выровненное течение — это также причина меандрового течения этих рек. Продольный наклон их русел и сопровождающего узкого долинного зандра значительно меньше, чем у braided rivers, и имеет легко вогнутый или прямой продольный профиль (рис. 2).

По мере развития дегляциации изменяется однако количество воды, которую несут с собой прогляциальные реки, растет или падает их нагрузка. Временно достигнутый профиль равновесия обычно не соответствует новым, измененным гидродинамическим условиям. В этих местах река стремится сформировать новый профиль.

Из представленный данных вытекает, что в пределах рек ледникового режима имеется много подтипов. В результате их дифференцированной деятельности на предполье ледника формируются разнообразные фации гляцифлювиальных отложений (рис. 26).

III. РЕЛЬЕФ СКЕЙДАРАРЗАНДУР КАК РЕЗУЛЬТАТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПРОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ВОД

На предполье конечных морен раскинулась обширная гляцифлювиальная равнина — Скейдарарзандур. Она построена из комплекса зандровых конусов, нанесенных в различное время и сформированных дифференцированным образом. Эта с виду монотонная и одно-

http://rcin.org.pl

образная форма имеет весьма разнообразный рельеф и сложное происхождение. Здесь выступают многочисленные следы покинутых речных русел (фот. 42), разной величины вытаявшие углубления; гранулометрический состав наносов, из которых построены отдельные участки этой равнины, также весьма дифференцирован.

Прогляциальные реки размывали вытаявший из ледника материал и нанесли его на предполье в виде зандровых конусов. В тех местах, где движение льда было более быстрым, в результате чего на предполье было нанесено больше моренных отложений, эти реки вынуждены были произвести больше работы, чем в тех местах, где у фронта ледника собиралось меньше отложений. Если величина этих рек была сходная, то выступали различия в их нагрузке, что в свою очередь повлияло на дифференциацию продольных профилей построенных ими зандровых конусов.

Большое влияние на дифференциацию наклона конусов, равно как и их горизонтальные и вертикальные пределы производил способ осушения фронта ледника. Если он отступал очень быстро, в связи с чем на его предполье оставались невысокие конечные моренные возвышенности, тогда талые воды текли в виде многочисленных небольших ручейков. Они строили широко распространенные конусы со сравнительно большим наклоном. Если же медленное отступление фронта ледника способствовало образованию значительно более крупных моренных валов, то прорывавшиеся через низ прогляциальные воды собирались чаще всего в более крупные потоки или реки. В результате роста их энергии возникали продолговатые (долинные) зандровые конусы со значительно меньшим наклоном в коренных участках.

Очень большое увеличение энергии рек наступало во время катастрофических наводнений, которые в значительной степени могли изменять продольный профиль уже существующих зандровых конусов.

IV. ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Прогляциальные реки, сильно вздувающиеся в период абляции ледника, вследствие очень большой нагрузки не могут врезываться в основание и поэтому проявляют тенденцию к боковой эрозии и миграции русел. Это основная причина очень быстрого выравнивания разнообразного моренного рельефа, оставленного на предполье отступающих ледников. Поэтому при наличии благоприятных топографических условий на предполье горных ледников, выступающих на плоскую предгорную равнину, образуются аккумуляционно эрозионные зандровые равнины. Как в отношении рельефа, так и транспорта и седиментации наносов эти зандровые равнины (особенно на предполье ледников, нисходящих с гор) весьма похожи на педименты и расположенные у их подножья баяды, развивающиеся у подножья гор в зоне полусухого климата.

Однако рассматривая зандровые равнины с точки зрения интенсивности формирующих их процессов, легко заметить региональные различия, вызванные прежде всего климатическими причинами.

а) Южная Исландия расположена в зоне умеренно холодного климата в его крайне морской разновидности. В связи с этим ледяная шапка Ватна-Екуль получает в своей южной части свыше 3000 мм осадков в год, что влияет на быстрое движение стекающих с нее к югу ледниковых лобовых потоков. Эти быстро текущие ледники при таянии снабжают предполье огромным количеством талых вод, периодически возрастающим вследствие катастрофических наводнений, вызванных стоком приледниковых озер. Несколько иное положение замечается на предполье так называемых „холодных" ледников, расположенных в арктической и субарктической зоне, где из-за малых осадков и повторного замерзания талых вод модель стока с оледенелых территорий составляет от нескольких до десяти с лишним л/сек/км^2. Поэтому, учитывая массу вод, формирующих зандровые равнины, зандры на предполье

http://rcin.org.pl

южных лобовых частей Ватна-Екуль похожи на зандры предполья ледников умеренной зоны (Альпы, Кавказ, Скандинавия).

б) Узкая зона прямого климатического воздействия лобовых частей Ватна-Екуль (в прямом смысле — перигляциальная) ведет к тому, что значительная часть зандровой равнины расположена вне пределов ее воздействия, в экстрагляциальной зоне, с меньшей интенсивностью физического выветривания, охватывающей в данном случае тундру и лесотундру. Поэтому зандровые равнины, расположенные в пределах перигляциальной, в прямом смысле, зоны, можно считать экстрагляциальными зандрами, обычно формируемыми большим количеством вод из абляции интенсивно питающихся и тающих ледников. В отличие от них можно выделить перигляциальные зандры, обычно построенные при участии малого количества вод, на предполье „холодных" ледников в обломочной зоне, обычно в условиях вечной мерзлоты.

Прямые наблюдения за работой прогляциальных рек, как и за формами и наносами, возникшими в дифференцированных гидродинамических условиях, дают возможность использовать представленные здесь результаты при палео-гидродинамической интерпретации ископаемых гляцифлювиальных отложений, нанесенных на предполья плейстоценовых ледниковых покровов. Это возможно, поскольку независимо от климатических различий, выступаюших между этими двумя территориями (т. е. зандрами экстрагляциальной зоны на предполье ледников Исландии и зандрами перигляциальной зоны на предполье плейстоценовых ледников), при подобном режиме рек и их большой нагрузке, в сходных гидродинамических условиях возникали весьма близкие между собой отложения и формы.

Перевел Даниэль Горович

http://rcin.org.pl

PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES AND RELIEF OF THE SKEIDARÁRSANDUR PLAIN (ICELAND)

Summary

OUTLINE OF THE PROBLEM

Proglacial rivers, fed by the water of thawing glaciers execute an enormous erosive transporting and accumulating work. The result of this work is a partial or complete washing out of moraines and the redeposition of its material in the form of extensive outwash (sandur) fans in the glaciers foreland.

A classical example of a young postglacial relief contemporarily formed by a retreating glacier of the piedmont type is the foreland of the Skeidarárjökull (Iceland). Besides contemporarily formed outwash fans, large surfaces are occupied by older outwash plains which lie in the nearest foreland of the main moraine at a different altitude.

Observations were carried out by the author, member of the Polish Vatnajokull Glaciological Expedition, in the Summer months of 1968 (from 16 June to 24 August).

I. GEOLOGICAL STRUCTURE AND RELIEF OF THE SOUTHERN BORDERS OF THE VATNAJÖKULL

The relief of Iceland was formed in the Tertiary and Quaternary periods as a result of the joint action of exogenous and endogenous factors. In the landscape of southern Iceland, in the neighbourhood of Vatnajokull, three relief elements dominate: 1) the undulating or hilly field surface (600—1100 m ab.s.l.) with projecting steep cones of volcanic origin, 2) rock walls 500—600 m high, with which the fjelds descend towards the south, 3) a flat coastal plain covered with fluvial, glaciofluvial or glacial sediments. This coastal plain lies at the foot of the rock walls, at an altitude of about 100 m ab.s.l., and, from there it descends gently towards the south to the sea level and has a further prolongation in a shallow and narrow shelf.

The oval Vatna ice cap, 140 km long and up to 100 km wide covers the south--eastern part of the island. From the Vatnajökull the culmination of which attains 1800—2000 m ab.s.l., glacier lobes separate and flow down radially into places situated below. One of the greatest among them is the Skeidarárjokull which flows down towards the south upon the coastal plain (fig. 1).

The Skeidarárjökull separates from the Vatnajokull cap at a height of 1000—1200 m ab.s.l. and, forcing its way through the mountain massifs of Skaftafellsfjell in the east and Eystrafjell in the west, the glacier flows down onto the coastal plain where it ends at altitudes of 80—100 m ab.s.l. (fig. 1). During the last 200 years this lobe has been generally subjected to recession, interrupted by periods of longer stillstand and even by transgressions of short duration (S. Thorarinsson 1943, J. Eythorsson 1949).

Within the limits of the coastal plain the foreland of the glacier presents a lands-

http://rcin.org.pl

cape of young post-glacial relief. The main terminal moraine from the end of the XIXth and the beginning of the XXth centuries is strongly marked here. It lies 1—3 km away from the present front of the glacier. In the foreland of the moraine, a vast outwash plain (the Skeidarársandur) extends. It is made of more than ten glacio-fluvial cones of different ages. In the nearest foreland of the main moraine they lie on more than ten levels, separated by high erosive edges (up to 10 m). When the distance from the moraine increases they unite forming one accumulative level. Large proglacial rivers breache the zone of the end-moraine and flow into the foreland where they form narrow fans many kilometres long. Small streams, starting at the ice-front, made small sandur fans in its immediate foreland.

II. MORPHOLOGICAL ACTIVITY OF MELT-WATERS, SEDIMENTS AND FORMS

In the zone of moraines which adhere to the front of the glacier traces of a partly or complete washing out can be recognized and, in the more distant foreland, erosive residuals of more ancient moraines appear.

The regime of proglacial rivers and its role in fluvial processes

The regime of proglacial rivers, especially in the polar and subpolar zones, is not well known. The majority of existing gauging stations embrace catchment basins which have too small amounts of glaciers, so that they are not able to maintain a pure glacier regime. In M. Pardé's opinion (M. Pardé 1957) the glacier regime declines when glaciers cover less than 20 per cent of the catchment basin. To characterize the regime of proglacial rivers several catchment basins were chosen from different climatic zones (the Pamirs, Altay, Alps, Scandinavia, Iceland) where glaciers cover 40—70 per cent of the surface of catchment basins (fig. 4).

In rivers fed by the ablation of glaciers, the run-off of waters during the summer months is incommensurable great in relation to its duration. During the four summer months, 85—90 per cent of the yearly total flows away, while only during July and August up to 40 per cent of water (maritime climate) and up to 76 per cent (continental climate) flows away. Besides the yearly rhythm of proglacial rivers, a very distinct diurnal rhythm of fluctuations in the run-off becomes appearent. The greatest run-offs appear in the afternoon hours, the lowest in early morning hours. The amplitude of diurnal fluctuations varies and depends on the type of climate, the length of the day (insolation period), the size of the glacier, the size and exposition of the glacier.

The regime of proglacial rivers, characterized by a concentration of the yearly run-off in a relatively short period, is of great importance for the rate, amount and dimensions of the transported material. Every increase in the discharge strengthens considerably the energy of the river. As the mass of the carried material increases to at least the square of the velocity of water (C. K. Gilbert 1914, F. Hjulstrom 1935, C. Nevin 1946) a rapid increase in the velocity of the current, connected with the discharge, increases the capacity in the river in a much greater degree than that which can be attained by a river having the same run-off, but disposed regularly throughout the year.

Rivers of the Skeidararjokull foreland and their regime

The regime of proglacial rivers in the Skeidarárjokull foreland has a rather distinct individual differentiation. Depending upon the manner in which they are supplied, three basic types of rivers can be distinguished there:

http://rcin.org.pl

a) Streams fed by the ablation of narrow frontal zone of a glacier, a slow ablation of ice-moraine hillocks or by small ephemeral ice-springs. In the low foreland of the glacier the larger of these streams flowing together or ramifying, form a typical system of braided rivers. The smaller ones loose water due to infiltration into the soil and after flowing over a certain distance, they dry up entirely. On sunny days when the ablation of the glacier covered by the moraine is very intensive, these streams swell rapidly. Even in the morning hours (10°°—12°°) the level of the water is very high and culmination of discharge takes place in the early afternoon (13°°—15°°). In the evening the discharge diminishes distinctly and during cool nights many of the streams dry up completely. The intensity of ablation of the glacier front covered by the moraine is distinctly inhibited on cloudy days. Even a clouding lasting for a few hours on a sunny day has a visible influence upon a decrease of the water level in these streams, so that the fluctuations of their discharges, while maintaining a generally big diurnal amplitude, are characterized by a great irregularity per day or in the course of several days.

b) Large rivers, such as the Skeidará or the Sula, fed by powerful ice-springs (phot. 4) after breaking through the main moraines ramify to form a typical system of braided rivers. Waters flowing out of the ice-springs origin mostly from ablation of these parts of the Skeidararjökull, which are situated at a considerable altitude and often far away from the glacier front. They flow through a system of lakes which exist between the ice mass and the rocky slopes of the mountains flanking the Skeidararjökull. From there flowing through subglacial tunnels they reach the front of the glacier. These lakes, the largest of which is the Grenalón, 25 km from the glacier front, control the flood wave.

c) The rivers and streams that flow out of the ice-marginal lakes which are situated in front of glaciers and continue their course through mostly narrow and winding channels demonstrate yet another rhythm of fluctuations. These lakes, generally adhering to the ice-front, are supplied by waters from their ablation. Since the intensity of ablation is variable, the lakes receive a varying amount of water. This is reflected in the variability of the discharge in the rivers flowing out from the lakes. Little streamlets that flow out from small lakes adhering to the eastern border of the Skeidararjökull, have very distinct diurnal fluctuations, but the amplitude of these fluctuations is much smaller than that of streams starting at the glacier front. After a period of several cloudy days inhibiting ablation, smaller outflows from the lakes cease to convey water. Greater rivers, flowing out of big lakes in the central part of the foreland, have a more gentle fluctuation in discharges. Diurnal fluctuations, however, and fluctuations during a period of several days, are also strongly marked in them. Relatively high water levels in the afternoon and evening hours result from a strong inflow of water from streams fed by the ablation of the glacier front. But the nightly discharge of waters accumulated in lakes, liquidates low-water stages.

The regime of proglacial rivers of the Skeidararjökull foreland is disturbed by catastrophic floods (icl. jökullhlaup) which take place every 10 years on the average. They are caused by sudden outbursts of water from ice-marginal lakes and partly also by subglacial volcanic eruptions.

Transportation of mineral matter by proglacial rivers in the Skeidararjökull foreland

Proglacial rivers deposit enormous amounts of mineral matter derived from the glacier. The cause of this increased transportation and accumulation is the regime

http://rcin.org.pl

of these rivers, as described above and, on the other hand, the susceptibility of palagonite formation to mechanical weathering and erosion.

Proglacial rivers and streams in the Skeidarárjökull foreland carry a great amount of suspended sediment. This is evidenced by a considerable turbidity of glacial melt--waters, which is exceeded only by the rivers in the loess-covered areas or ephemeral rivers in a semi-arid climate. Small streams, fed by ablation of the narrow zone of the glacier front have the greatest suspension load, attaining 39 000 g/m³ and its daily variability is easily noticable (fig. 5). This variability is the result of an irregular feeding of these streams with fine materials and of great daily fluctuations in the discharge.

The suspension load of great rivers, such as the Sula, Skeidará or Sandgigvisl, amounts to 1500—3000 g/m³. It is similar to the suspension load of greater proglacial rivers in the Alps (J. Corbel 1959). Suspension load of the Sula during a maximum discharge increases only by 0,04 per cent in relation to a minimum discharge. A nearly constant of concentration of the suspended load in these rivers results from the manner of their feeding. As mentioned above, the rivers flowing out of the big ice-springs originate from the ablation of relatively pure masses of ice situated at considerable altitudes. Flowing through the system of ice-marginal lakes they are subjected to partial purification as a result of falling of suspended sediment. They are, therefore, much less turbid than the smaller streams fed by the ablation of the glacier front.

Rivers flowing out of ice-marginal lakes situated close to the front of the glacier transported a very small amount of suspended sediment in spite of the fact that small streams empting into these lakes carry very great quantities of suspended load. Because of differences in density caused by lower temperature and also by greater turbidity, the water of these streams flows down the slope of the lake basin and does not mix with warmer surface waters. The material they carry forms a kind of turbidity currents. Thus the upper layer of water in the lake, although containing much suspended sediment (mostly from the abrasion of banks) has the least turbidity. Small streams overflowing through the border of the lake, are fed by the upper layer of water only and therefore transported a small amount of suspended sediment.

Bed load in proglacial rivers is very great, as testified by a rapid formation of outwash fans. Both the strongly differentiated fraction of sediments, as well as the great and frequent alterations of hydrodynamic conditions connected with the diurnal changes of discharges cause a differentiated manner in the transportation of bed load. In the Skeidarárjokull foreland there appeared rivers and streams that transported only sandy material, and also greater rivers which transported gravels and boulders.

Landforms and deposits due to large rivers action

Large rivers, fed by ice-springs or formed by the uniting of smaller streams, are the basic hydrographic net of the Skeidarárjökull foreland. With the exception of short water gap sectors passing through the end-moraine zone, the river net developed in them presents a typical braided system. The relief of such an active sandur is very diversified (fig. 7). Here, the dominating forms are river channels, either filled with water or dry, separated by inter-channel bars. The dimensions of both bars and channels are very varied. The channels are a few or several tens of metres wide and up to 3 m deep, the bars separating them have a lenght of a few or of several metres. In cross-section through an active sandur a relatively level surface of bars can be distinguished dissected by channels 2—3 m deep.

http://rcin.org.pl

Channels, studied in a short sector of their course, are characterized by a great symmetry of their transversal profile, a considerable width and a relatively small depth. The longitudinal profile of the bottom of such a channel is characterized by the presence of alternating sectors with a much greater gradient (up to 30 pro mille). In sectors with a diminished slope accumulation prevails at the bottom of the channel, mostly leading to the formation of central bars, favouring splitting of the current and a migration of the channel. The zone of diminished slope passes into a zone with a considerable slope often developing in the form of rapids, below which basins of overdeepening are formed. In these places the channel is narrow and incised more deeply; in some of their sectors well developed erosive pavements occur.

At time of greater floods (in smaller channels) or of catastrophic ones caused by the outburst of water from ice-marginal lakes (in the main channels) the longitudinal profiles of proglacial rivers become stabilized. They are characterized by the appearence of formidable bars divided by depressions (fig. 17). The rivers, at medium and low water levels trying to adapt the equilibrium profile to the prevailing actual hydrological conditions, cut into the bar edges or flatten their surface and fill up the depressions existing between them. As, owing to the weak discharge, their energy is very small, they are unable to level the irregularities before the next catastrophic flood. That is why, in the longitudinal profile of these rivers, numerous rapids remain, forming on the edges of the bars and progressing slowly upwards. Such an unequal slope and the system of proglacial rivers connected with it is very similar to the ephemeral rivers of the arid and semi-arid zones (V. M. Davis 1938, J. B. Wertz 1964). In the lower sectors of sandur trains already situated beyond the scope of my investigation, intensive accumulation takes place, causing a rapid increase in the outwash plain.

Hydrodynamic relations existing in the upper and central parts of the large sandur trains have an essential influence upon the structure and fraction of the sediments deposited here. Coarse and badly sorted sediments connected with a violent sedimentation are found here during rises of the water level, as well as fine sediments, better assorted, deposited at lower water level on the borders of these bars. This kind of deposits is typical of these areas of the near foreland of the glaciers where arge proglacial rivers are flowing.

Landforms and deposits of small proglacial streams

Streams fed by the ablation of the glacier front carry in the first place onto its foreland fine materials (sand and silt). This results from a great accumulation of fine fraction, mostly of volcanic origin, in the frontal zone of the Skeidararjokull and of the small competence of these streams, which are unable to transport coarser material. Material carried out from the glacier is deposited in its immediate vicinity in the foreland in the shape of flat, fan-like cones more than ten or several dozen metres long. They are only seldom larger.

The manner of the discharge on the surface of the cones is also subject to great diurnal changes. In the early morning hours, when ablation is insignificant, a dense net of braided channels, only a few of which are supplied with water, is visible on the surface of the cone. These channels unite and branch alternately; they are 0,2—2 m wide and several dozens of centimetres deep. They dissect the flat surface of the cone into many inter-channel bars. As ablation increases, the waters flowing from the glacier front fill the channels up to their banks, and during the maximum of the

http://rcin.org.pl

rise they overflow and submerge large parts of the cone surface, flowing upon them in a thin layer of several centimetres. A renewed decline of ablation, connected with nightly cooling, leads to a concentration of water in these channels which often have already a changed course. Many of them do not contain any water during the night. The rising water flows with a great velocity upon the surface of the cone. Within the channels flow is 100 cm/sec, while it is of 40—80 cm/sec in flooded inter-channel bars.

The rivulets which cut the surface of the cones carring a heavy load which can be supplement on its way, cannot acquire sufficient energy for exerting intensive depth erosion, although the substratum is less resistant. The material they carry is deposited causing the growth of the cones. This phenomenon is, however, a final result of the periods of destroying and building up of the same cone or of its part. The sloping of the surface (longitudinal profile) of these cones tends constantly to attain a profile of dynamic equilibrium in the sence of V. M. Davis (1902), H. Baulig (1925) or J. H. Mackin (1948), that is equilibrium between load and discharge. Also the rapid and considerable changes in the load of streams flowing out of the glacier front have a great influence on the formation of a longitudinal profile of these cones.

Landform and sediment due to rivers flowing out of ice-marginal lakes

The rivers that flow out of lakes bordering the central and eastern margin of the Skeidararjokull form only a small part of all proglacial rivers. Having left the lakes, these rivers meander and later in their course become typical braided rivers (phot. 40). In the zone of the meandering course their channels become much narrower than those of braided rivers with a similar discharge. Larger rivers, such as the Sandgigkvisl, are 60—80 m wide and 2—2,5 m deep. Smaller ones are several or over ten metres broad with a depth of 0.5—1 m. Because they have a big competence, especially in the upper sectors of the course, they are capable of transporting a very coarse fraction, but only for a relatively short distance. Cones with a very flattened convex-concave longitudinal profile are formed as the result of such manner of accumulation.

Rivers flowing out of the ice-marginal lakes are loaded to a minimum degree with bed load and suspended materials and the diurnal and yearly fluctuations are smaller here than in the rivers discussed previously. They have, therefore, a great capacity and a small competence. The energy thus liberated is used for an intensive washingout of the river bed and for the removal of fine fraction, leaving the bottom covered with coarse materials (pavements). This is especially distinct just below the outflow from the lakes. Insignificant bed load and stabilized discharges are also the cause of the meandering course of the rivers. The gradient of the meandering river-bed as well as that of the accompanying narrow valley sandur are much smaller than that of braided rivers and have a slightly concave or straight longitudinal profile (fig. 2).

As deglaciation proceeds, however, the amount of water carried by the proglacial rivers changes and their load either increases or diminishes. The equilibrium profile, momentarily attained, does not correspond usually to the new altered hydrodynamic conditions. In these places the river tends to form a new profile.

As a result from the data presented here, many sub-types exist within the rivers with a glacier regime. Their differentiated action leads to the sedimentation of differentiated glaciofluvial sediments upon the foreland of the glacier (fig. 26).

http://rcin.org.pl

III. THE RELIEF OF SKEIDARÁRSANDUR AS THE RESULT OF THE ACTION OF PROGLACIAL WATERS

In the foreland of end-moraines a great glaciofluvial plain extends — the Skeidarársandur. It is built up by a complex of sandur cones deposited at a different time and formed in a differentiated manner. This seemingly monotonous and uniform plain has a very diversified relief and a complex origin. Numerous traces of abandoned river channels appear here and kettle holes of different sizes. The granulometric composition of sediments building up particular parts of this plain is also differentiated.

Proglacial rivers washed out the morainic material and deposited it in the foreland in the form of sandur cones. In the places where the movement of ice was more rapid and furnished a greater amount of morainic deposits onto the foreland, these rivers had to accomplish a greater amount of work than in the places at the front of the glacier in which less sediments assembled. Thus the size of the rivers was similar, differences arose in their load, influencing a differentiation of longitudinal profiles of the sandur cones they formed. They have a steeper slope in the places in which the more rapidly flowing glacier furnished more sediments to the foreland.

The manner of draining of the glacier front exerted a considerable influence upon the differentiation of the slope of sandur cones. If its retreat was very rapid and if, in connection with this low end-moraine elevations remained in its foreland, then the melt-waters flowed in the form of numerous small streamlets. They formed extensive cones with a relatively steep slope. However, if a slow retreat of the glacier front favoured the formation of much greater morainic ridges, the proglacial rivers breaking through them concentrated themselves and joined most often into greater streams or rivers. As a result of an increase in their energy elongated (valley) sandur cones were formed with a considerably steeper slope at their apex. They were generally emplaced into the older glaciofluvial covers situated higher.

A very great increase in the energy of rivers took place during catastrophic floods. It has been stated that many glaciofluvial covers were formed with the cooperation of „jokullhlaups". These floods could change to a great degree the longitudinal profile of already existing sandur cones.

IV. CONCLUSIONS

Heavily loaden proglacial rivers, rising rapidly during the period of ablation of the glacier cannot cut into the substratum and demonstrate therefore a tendency to lateral erosion and to a migration of channels. This is the main cause of the very rapid levelling of the morainic relief left in the foreland of the retreating glaciers. Therefore, in favourable topographical conditions, in the foreland of mountain glaciers which pass out onto the foreland plain, outwash plains are formed. As to their relief and also as to the transportation and sedimentation of deposits, these outwash plains (especially in the foreland of glaciers emerging from mountains) resemble greatly the pediments and the bajadas developing at the foot of mountains in the zone of semi-arid climate. In both these climatic zones periodically rising rivers are strongly loaded with waste which is not fixed on the slopes by vegetation (R. F. Hadley 1967, V. M. Davis 1938).

However, on considering the outwash plains from the point of view of the intensity of processes forming them, it is easy to notice the regional differences provoked, in the first place, by climatic causes.

a) Southern Iceland lies in the zone of a temperate and cool climate, in its extreme maritime variant. In connection with this, the Vatnajokull ice-cap receives in its southern part more than 3000 mm of precipitation yearly, influencing the rapid

http://rcin.org.pl

movement of the glacier lobes flowing towards the south. These rapidly moving glaciers melt and furnish to the foreland enormous masses of melt waters, increased periodically by catastrophic floods due to the rapid overflowing of ice-marginal lakes. After the calculations of F. Goudet (1968), the specific run-off of these glaciated areas amounts to about 600 l/sec from 1 km². A slightly different situation exists in the foreland of the so-called „cold" glaciers, lying in arctic and subarctic areas, where, owing to small precipitation and a renewed freezing of melt waters, the specific run-off from these areas amounts from several to several tens of l/sec/km². Therefore, owing to the mass of waters forming the sandur plains, the sandurs in the foreland of the southern lobes of Vatnajokull resemble the sandurs in the foreland of glaciers in the temperate zone (The Alps, Caucasus).

b) The zone of an immediate climatic influence of the Vatnajokull lobes (periglacial, *sensu stricto*) is narrow. Therefore the climatic influence of these lobes is limited and does not affect directly the whole area of the outwash plain. Thus a considerable part of this sandur lies in the extraglacial zone characterized by lower intensity of mechanical weathering and covered with tundra and forest tundra vegetation. Therefore the outwash plains, lying within the range of the periglacial zone, *sensu stricto*, can be called „extraglacial" sandurs, usually formed by a considerable amount of waters originating from the ablation of intensively nourished and thawing glaciers. The origin of „periglacial" sandurs is different from them. They are usually built by a small amount of waste, in the foreland of „cold" glaciers, in the debris zone, generally under conditions of permafrost.

Direct observation of the work of proglacial rivers as well as that of the land forms and deposits which have arisen under differentiated hydrodynamic conditions permit to take advantage of the results obtained here for a paleogeographic interpretation of fossil glaciofluvial sediments deposited in the foreland of Pleistocene ice sheets. Independently of the climatic differences appearing between these two areas (that is between the sandurs of the extraglacial zone in the foreland of Iceland glaciers and sandurs of the periglacial zone in the foreland of Pleistocene ice sheets) with a comparable regime of rivers and their considerable load, very similar deposits and land forms arose under similar hydrodynamic conditions.

Translated by Anna Żółtowska

http://rcin.org.pl

INDEKS NAZWISK

Ahlmann H. W., 13, 15, 110, 112
Allen J.R.L. 38, 39, 112
Arnborg L. 25, 27, 48, 82, 85, 112
Ashwell I.Y. 13, 112
Áskelsson J. 62, 112
Axelsson V, 25, 27, 49, 112

Baczurin G.W. 25, 27, 112
Bagnold R.A. 61, 112
Bartkowski T. 7, 112
Baulig H. 69, 77, 112, 134
Behre C.H. 33
Blissenbach E. 28, 112
Bogacki M. 12, 96, 108, 112
Borland W.M. 33
Bridge C.W. 27, 110, 117
Brush L.M. 38, 112
Buchanan H. 39, 115
Bucher W.H. 72
Bukowski J. 21, 47, 61, 112
Büdel J. 110, 113
Byrne J.V. 58, 113

Cailleux A. 41, 47, 113
Charlesworth J.K. 7, 113
Churski Z. 12, 30
Colby D.R. 41, 113
Collinson J.D. 42, 113
Cook H.L. 32, 113
Corbel J. 32, 33, 36, 41, 113, 132
Czerkasow P.A. 25, 113
Czetwertyński E. 23, 24, 113
Czyszkin B. 22

Dal Cin R. 62, 113
Davis J.R. 27, 113
Davis V.M. 69, 77, 81, 109, 113, 133, 134, 135
Dawydow L.K. 25, 27, 36, 113
Demerest D.F. 72, 113
Dobrowolski A.B. 16, 113
Doeglas D. J. 10, 42, 54, 113
Douglas I. 28, 113
Dov R.L. 67, 119
Dżułyński S. 12, 29, 37, 61, 76, 113

Ebeling E. 92
Einarsson T. 8, 9, 13, 113, 119
Einstein H.A. 21, 114
Eythorsson J. 15, 16, 92, 114, 129

Fahnestock R.K. 10, 27, 36, 38, 39, 42, 47, 114
Falkowski E. 42, 114
Fisk H.N. 52
Flint R.F. 7, 114
Forel F.A. 37, 114

Galileusz G. 20
Galon R. 7, 11, 12, 108, 114
Gibson A.H. 22
Gilbert G.K. 27, 38, 114, 130
Goudet F. 110, 114, 136
Gradziński R. 29
Gugielmini 20
Gunn B.M. 16, 114

Hadley R.F. 109, 114, 135
Hall J. 60, 114
Halland 35
Harms J.C. 39, 49, 114
Hawsild W.L. 38, 47, 114
Henry V.J. 72, 114
Hjulström F. 10, 13, 14, 20, 21, 27, 28, 31-33, 42, 54, 81, 83, 108, 114, 130
Horard G.S. 28
Hoskin C.M. 10, 118
Hoyt J.H. 72, 114

http://rcin.org.pl

Hövermann J. 38, 116
Hubbel D.W. 33, 114

Imbrie J. 39, 115
Ismail H.M. 33

Jahn A. 7, 110, 115
Jamesson 46
Jarocki W. 32, 33, 115
Jewtuchowicz S. 10, 12, 47, 115
Johansson C.E. 38, 41, 46, 47, 115
Jonsson J. 14, 115
Jopling A.V. 40, 115

Kalinske A.A. 21, 32
Kaltherheberg J. 47
Karcz I. 61, 115
Karlem V. 25, 117
Kaszowski L. 12, 23, 28, 115
Khail Al-Shaik Ali 33, 114
Kick W. 16, 115
Kind N.W. 47, 115
King C.A.M. 66, 115
King L.C. 109, 115
Kjartarsson G. 8, 9, 119
Klebersberg R.V. 7, 115
Klimaszewski M. 7, 10, 11, 22, 28, 29, 115
Kondracki J. 7, 115
Konkina N.G. 25, 27, 115
Konysz T. 12
Kopstein F.P.H. 47
Kotarba A. 12, 23, 28, 115
Kozarski S. 7, 12, 29, 115
Krigström A. 10, 42, 54, 55, 56, 115
Krumbein W.C. 28, 46, 47, 59, 116
Krygowski B. 7, 116
Książkiewicz M. 61, 116
Kucharienko A.A. 47, 115
Kuenen P.H. 37, 116

Leliavsky S. 20, 22, 33, 116
Leopold L.B. 20, 42, 52, 54, 79, 81-83, 116
Li H. 21
Longbein W.B. 10, 116

Łosijewski 22

Mackin J.H. 42, 69, 77, 79, 116, 134
Maddock T. 83
Malde H.E. 59, 116
Mathes G.H. 52
Matthes G. 21, 52, 116
McCubbin D.G. 49, 114
McKee E.D. 75, 116
McKenzie D.B. 49, 114
McMullen R.M. 72, 116
Menard H.W. 33, 116
Middleton G.V. 38, 116
Migliorini C.E. 37, 116
Miller J.P. 20, 27, 52, 116, 119
Mortensen H. 38, 116
Möller 22
Müller F. 110, 116

Nevin C. 20, 27, 28, 32, 116, 130
Nichols R.L. 27, 113
Niemirowski M. 12
Niewiarowski W. 7, 116
Nordin C.F. 32, 33, 39, 41, 116
Norman J. 51, 118

O'Brien M.P. 32, 117
Okko V. 35, 117
Otvos E.G. 72, 74, 117
Østrem G. 25, 27, 36, 110, 117

Pardé M. 25, 32, 117, 130
Pettijohn F.J. 20, 38, 46, 117
Picard K. 46
Pietkiewicz S. 7, 115
Pjeturss H. 13, 14, 117
Popow I.W. 20, 79, 80, 117
Potapow M. 22
Potter P.E. 20, 38, 46, 117
Pronin A.G. 25, 27, 36, 113, 115

Ramberg H. 16, 117
Rannie W.F. 27, 110, 117
Rechbock T. 22
Richter K. 41, 47, 117
Richardson E.V. 39
Rist S. 31, 118
Rouse H. 47, 117
Różycki S.Z. 7, 117
Rubey W.W. 33, 117
Rudzki M.P. 22, 24, 117
Rusnak G.A. 41, 117
Russel J.R. 52, 117
Rutkowski J. 12

http://rcin.org.pl

Scheidegger A.E. 20 33, 117
Schiemenz S. 47, 117
Schlee J. 41, 47, 117
Schumm S.A. 10, 33, 42, 82, 83, 116, 117
Schytt V. 25, 110, 118
Scott C.H. 41, 113
Seligman G. 16, 118
Sengupta S. 62, 118
Shrock R.R. 38, 118
Simons B.D. 39
Slatt R.M. 10, 118
Sorby H.G. 38
Spethmann H. 96, 118
Starkel L. 12
Stawska D. 12
Stearne 22
Stenborg T. 25, 118
Striclin F.L. 42, 118
Sugar R.B. 110, 118
Sundborg Å. 20, 22, 32, 33, 49, 51, 79, 118
Swift D.J.P. 72, 116
Szczepankiewicz S. 10, 118
Szupryczyński J. 10, 12, 16, 118

Ślączka A. 61, 113

Thompson W.O. 72, 118
Thomson J. 22
Thorarinsson S. 8, 9, 13-16, 31, 32, 62, 68, 92, 101, 102, 112. 118, 119, 129
Todtmann E.M. 16, 96, 108, 119
Trefedhen J.M. 67, 119
Tricart J. 28, 41, 55, 63, 67, 119
Troll C. 108, 119
Twenhofel W.H. 33, 38, 119
Twidale C.R. 52, 119

Unrug R. 41, 47, 119
Utrysko B. 23, 24, 113

Walker R. 27, 35, 119
Walton E.K. 37, 113
Wertz J.B. 69, 119, 133
Wielikanow M.A. 20, 24, 33, 119
Woldstedt P. 7, 119
Wolman M.G. 20, 27, 42, 54, 82, 116, 119
Woodford A.O. 72, 119
Wójcik G. 12, 15

Vanoni V.A. 32, 119

Zierhoffer A. 59, 119
Ziętara T. 28, 29, 59, 119

Żynda S. 7, 119

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona. 1969, s. 386 + 69 ilustr. + 68 fot., zł 98,—
76. Iwanicka-Lyra E., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce. 1969, s. 117 + 12 ilustr., zł 28,—
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969, s. 146 + 6 ilustr., zł 32,—
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 124 + 34 ilustr., zł 28,—
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 130 + 13 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej) Nowak W. A., Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północnośrodkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124 + 71 ilustr. + 1 zał. + 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., Próba typologii rolnictwa Ponidzia. 1970, s. 146 + 30 ilustr. + 9 fot., zł 39,—
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa. 1971, s. 274+45 ilustr., zł 71,—
83. Wiśniewski E., Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. 1971, s. 95 + 33 ilustr., zł 24,—
84. Skoczek J., Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej. 1970, s. 96 + 49 ilustr., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. 1970, s. 80 + 26 ilustr. + 5 fot., zł 18,—
86. Olechnowicz-Bobrowska B., Częstość dni z opadem w Polsce. 1970, s. 75 + + 26 ilustr., zł 18,—
87. Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Dziewoński K., Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. Jerczyński M., Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru (w druku)
88. Rościszewski M., Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu. 1970, s. 127 + 8 ilustr., zł 30,—
89. Adrjanowska E., Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich. 1971, s. 105+16 ilustr., zł 22,—
90. Różycka W., Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast. 1971, s. 203+16 ilustr., zł 40,—
91. Ciołkosz A., Miszalski J., Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej. 1972, s. 88+23 ilustr., zł 15,—
92. Czyż T., Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski. 1971, s. 114+13 ilustr.+11 map pod opaską, zł 38,—
93. Kostrubiec B., Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne (w druku)

Varia

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce.

Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—

Zeszyt 2. (uzupełniający) Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—

Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—

Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—

http://rcin.org.pl

Cena zł 32.—

http://rcin.org.pl