

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 110

SŁAWOMIR ŻUREK

GENEZA ZABAGNIENIA PRADOLINY BIEBRZY

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

UNIWERSYTET GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
ZAKŁAD GEOGRAFII ROLNICTWA
Krakowiec, Przedmieście 30
00-927 Warszawa

PRACE GEOGRAFICZNE IG i PZ PAN

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,—
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 załącznik kol., 12 fot., zł 30,—
81. Stola W., *Próba typologii rolnictwa Poniidzia*. 1970, s. 146, 23 ilustr., 7 wkładek, 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., 10 fot., zł 21,—
85. Jewtuchowicz S., *Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim*. 1970, s. 78, 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*. 1971, s. 182, 2 ilustr., zł 44,—
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,—

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 110

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ
№ 110

СЛАВОМИР ЖУРЕК

ГЕНЕЗИС ЗАБОЛАЧИВАНИЯ
ПРАДОЛИНЫ БЕБЖИ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES
№ 110

SŁAWOMIR ŻUREK

GENESIS OF BOG FORMATION
IN THE BIEBRZA URSTROMTAL

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 110

SŁAWOMIR ŻUREK

GENEZA ZABAGNIENIA PRADOLINY BIEBRZY

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK
1975

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

Redaktor Wydawnictwa Jan Kuźma

Redaktor techniczny Helena Repa

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1975.
Nakład: 840 egz. Objętość: ark. wyd. 9,50, ark. druk. 6,75 + 13 wkl.,
ark. form. A₁ 9. Papier druk. sat. kl. III, 80 g. 70 × 100. Oddano do
składania 3 I 1975. Podpisano do druku 24 V 1975. Druk ukończono
w czerwcu 1975 r. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. nr 2007/75 —
A-11 — Cena zł 30.—

CORRIGENDA ET ADDENDA

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
10	5 od d.	z monografii	w monografii
19	10 od d.	doliną Kolniczynki	doliną Kolniczanki
25	7 od d.	(ryc. 4)	(ryc. 4, w. 35)
30	2 od d.		A — hipsometry; B — morphology; C — subfossil associations of the main phase;
34	3 od g.	torfowo-madowy	torfowo-mułowy
42	16 od d.	z czasem	czasem
45	3 od d.		przejściowe (w rubryce „Typ złóż”)
58	13 od g.	190	192
	21 od d.	w. 190, 193	w. 193
78	3 od d.	1 — jeziora współczesne; 2 — jeziora kopalne;	1 — jeziora kopalne; 2 — jeziora współczesne;
	1 od d.	1 — contemporaneous lakes; 2 — fossil lakes; 3 — rivers;	1 — fossil; 2 — contemporaneous; 3 — rivers;
81	21 od d.	w. 6,18	w. 6, 12
94	6 od g.	s. 305	s. 395
97	20 od d.	—1972	—1968
105	4 od g.	peat-silt	peat-mud
	5,7 od g.	silt	mud
	8 od g.	peat-mud	peat-silt
	9 od g.	the mud	the pit
ryc. 22			W wierceniu W, w warstwie 0—0,8 m ma być puste pole, a nie znak iltu zapiaszczonego.
ryc. 24	6 od d.	14—16 — S. Marek	7—10, 14—16 — S. Marek
Fig. 29c	3 od d.	of reed	of reed

S. Żurek, Geneza zabagnienia ...

SPIS TREŚCI

Wstęp	7
Uwagi ogólne	7
Cel pracy	8
Metody pracy	8
Przegląd literatury	10
I. Rzeźba i budowa geologiczna Pradoliny Biebrzy i jej otoczenia	12
Wysoczyzny morenowe	12
Wysoczyzna morenowa starszego zlodowacenia	12
Wysoczyzna morenowa młodszego zlodowacenia	18
Sandry	20
Formy rzeźby w obrębie pradoliny	25
Ostańce wysoczyznowe	25
Taras pradolinny	26
Wydmy	29
Taras zalewowy	32
Torfowiska	41
Sandr augustowski	42
Basen Biebrzy Górnej	48
Basen Biebrzy Środkowej	50
Basen Biebrzy Dolnej	53
Taras zalewowy Narwi (między basenami Biebrzy Dolnej i Wizny)	56
Basen Wizny	57
II. Rozwój rzeźby	62
Ostatni glacjał	64
Późny glacjał	69
Holocen	71
III. Problem zabagnienia pradoliny	83
Czynnik geomorfologiczny	84
Czynnik hydroklimatyczny	86
Czynnik biologiczny	88
Czynnik antropogeniczny	89
Literatura	91
Генезис заболачивания Продолины Бебжи (резюме)	100
Genesis of Bog Formation in the Biebrza Urstromtal (summary)	104

WSTĘP

UWAGI OGÓLNE

Torfowiska współczesne zajmują 0,75% powierzchni lądów. Proces torfotwórczy można ujmować jako pierwsze stadium procesu uwęglenia, prowadzące przez diagenезę (węgiel brunatny) i metamorfizm (węgiel kamienny) do antracytu.

Torfowiska rozwijały się w okresie całego czwartorzędu. Znane są również w Polsce torfy z górnej części środkowego pliocenu (S. Z. Różycki 1972a), ale ponieważ zalegają pod wielometrowym nadkładem mineralnym, trudno wnioskować o ich ówczesnej powierzchni. W każdym interglacjale występowały jeziora i torfowiska, których osady były w dużej mierze niszczone przez procesy erozji i denudacji w czasie kolejnych chłodnych i ciepłych fal klimatycznych (por. S. Z. Różycki 1968). Wielkość organicznej akumulacji interglacjalnej nie odbiegała zbyt od akumulacji holoceniowej. Z interglacjału wielkiego zachował się na przykład w Syrnikach 23-metrowy pokład gytii przykryty jednometrową warstwą torfu (M. Sobolewska 1956). Głębokie rynny wypełnione gytią w interglacjale eemskim znane są z obszaru Warszawy (14,80 m — Z. Borówko-Dłużakowa 1960). W holocenie torf sięga do 11,3 metra (torfowiska Kolchidy), gytia w jeziorze Somino do 40 metrów (*Paleogeografia...*, 1965). Dla Pradoliny Biebrzy odpowiednie liczby wynoszą: 7,0 i 22,4 m. O rozmiarach zatorfień holoceniowych świadczy przede wszystkim ich powierzchnia. W Polsce torfowiska według ostatnich szacunków¹ zajmują około 1300 tys. ha, co stanowi 4,2% powierzchni kraju i stawia nas na siódmym miejscu w świecie (A. M. Matwiejew, M. J. Neustadt, A. S. Oleńin 1968).

W świetle tych liczb badania przyrodnicze torfowisk nabierają szczególnej rangi, zwłaszcza że coraz większe ich powierzchnie zamieniane są na użytki zielone, a surowiec torfowy przerabiany jest na szereg produk-

¹ Dane Departamentu Wodnych Melioracji Ministerstwa Rolnictwa.

tów potrzebnych gospodarce narodowej (por. S. Tołpa 1972). Współczesny stan wiedzy wskazuje, że dla prawidłowego i racjonalnego wykorzystania torfowisk oraz dla odtworzenia genezy złóż kopalnych i współczesnych niezbędna jest znajomość praw rządzących sedymentacją torfu. Zagadnienie to rozwinął w swych pracach bardzo szeroko S. Kulczyński (1939/1940; 1952). Z punktu widzenia rolniczego zagospodarowania torfowisk, które dominuje w Polsce, najważniejszym zagadnieniem jest poznanie przyczyny zabagnienia (H. Okruszko 1964).

CEL PRACY

Zasadniczym typem torfowisk w Polsce są torfowiska niskie (93,5% powierzchni) toteż do badań wybrano kompleks torfowy (niski) Pradoliny Biebrzy, będący jednocześnie największym kompleksem torfowiskowym Europy Środkowej i Zachodniej (102 718 ha).

Ustalenie genezy zabagnienia pradoliny wymaga prześledzenia szeregu czynników: geomorfologicznego, hydroklimatycznego, biologicznego i antropogenicznego, które doprowadzają do powstania i rozwoju torfowisk. Celem pracy jest omówienie tych czynników ze wskazaniem na ich rolę zarówno w czasie jak i przestrzeni. Szczególną uwagę poświęcono czynnikowi geomorfologicznemu, który spowodował powstanie wielkiej formy dolinnej będącej następnie areną działalności innych czynników, głównie biologicznego i hydroklimatycznego. Szersze omówienie rzeźby i budowy geologicznej niezbędne jest również dla wyjaśnienia schematu krążenia wód gruntowych, które wpływają bezpośrednio na proces zabagnienia pradoliny.

Pradolina Biebrzy reprezentuje akumulacyjną formę dolinną o małym spadku i zmniejszonych przepływach, spotykaną dość często i na innych obszarach Nizy Środkowoeuropejskiego. Uzyskane w pracy wyniki mają więc ogólniejszy charakter i dokumentują historię dolin przedpola ostatniego zlodowacenia.

METODY PRACY

Geneza zabagnień to zagadnienie bardzo obszerne, a jego wszechstronne ujęcie wymaga współpracy dużego zespołu różnych specjalistów. Biorąc pod uwagę własne możliwości, naświetlono problem od strony paleogeograficznej stosując metody geomorfologiczne i torfoznawcze.

Na terenie całej pradoliny i na obszarach przyległych w latach 1966—1968 autor wykonał przeglądowe badania geomorfologiczne, opisując 250 odsłonień i wykonując 330 wkopów o głębokości od 0,5 do 2,0 m (ryc. 1). W pracach tych mniej uwagi poświęcono rzeźbie, a więcej litologii i bu-

dowie geologicznej form, spodziewając się, że rzuci to więcej światła na problem zasilania torfowisk. Do charakterystyki budowy geologicznej zebrano wszystkie wiercenia do podłoża czwartorzędu (15) oraz około 50 wierceń nie osiagających jego spągu (dane Instytutu Geologicznego). Są one rozmieszczone bardzo nierównomiernie i grupują się w rejonie większych osiedli, jak np. Łomża, Grajewo, Rajgród i Augustów. W roku 1967 i 1970 wykonano w pradolinie szereg wierceń świdrem geologicznym przy użyciu rur osłonowych (ryc. 4 wiercenia a—ż). Wiercenie b, d, ł autor wykonał sam, wiercenie e, f, i, j, k, l wspólnie z dr. T. Churskim, resztę wykonał dr T. Churski. Rzeźba podłoża mineralnego torfowisk basenu Biebrzy Górnej i Środkowej przedstawiona jest w oparciu o kilka tysięcy punktów (sondowań i wierceń) wykonanych przez Pracownię Torfoznawczą Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach w latach 1957—1971, zarówno na zaniwelowanych przekrojach, jak i w punktach rozproszonych. Stratygrafia torfowisk opiera się o wiercenia (około 600), w których określenia torfów poparte są analizami mikroskopowymi. Ponieważ wykonywane były w różnych latach, przeanalizowano je wszystkie (S. Żurek 1969b) pod kątem ujednoczenia nomenklatury torfów według genetyczno-fitosocjologicznego podziału (S. Tołpa, M. Jasnowski, A. Pałczyński 1967; J. Oświt — w druku). W trakcie badań autor sam wykonał 1590 sond i 215 wierceń. Analizy mikroskopowe torfów wykonane zostały w Pracowni Torfoznawczej IMUZ głównie przez mgr F. Grabicką oraz dr. J. Oświta, dr. R. Pacowskiego i mgr K. Lorenc, analizy chemiczne przez laboratoria IMUZ. Fazy rozwojowe torfowisk datowano na podstawie analiz pyłkowych wykonywanych w różnych okresach. Wiek torfowisk olchowych tego obszaru określił prof. dr S. Marek (1965), wiek zatorfień basenu Biebrzy Dolnej dr J. Oświt (1973), natomiast dwa profile pyłkowe wykonał specjalnie do tego opracowania dr K. Tobolski (1969b), za co chciałbym serdecznie mu podziękować.

Praca została wykonana w Instytucie Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach. Za zainteresowanie tematem i umożliwienie jego wykonania w Pracowni Torfoznawczej składam bardzo serdeczne podziękowanie Profesorowi dr. H. Okruszko, jak również Kolegom z Pracowni za liczne dyskusje i pomoc.

Serdecznie dziękuję Profesorowi dr. J. Kondrackiemu, który opiekował się pracą, zwłaszcza w jej ostatnim etapie, oraz umożliwił mi uczestnictwo w częstych i inspirujących dyskusjach w Zakładzie Geografii Fizycznej Instytutu Geograficznego U. W. Wdzięczny jestem bardzo Profesorowi dr. L. Starkłowi, dzięki któremu datowano w Hannoverze metodą C^{14} spągowy osad z Jeziora Maliszewskiego, dr. S. Markowskiemu, który wykonał kilka analiz prób gytii z tego jeziora, dr. hab. A. Marszowi

za przedyskutowanie niektórych problemów oraz dr. A. Dzieczkowskiemu, który określał malakofaunę osadów.

Serdeczne podziękowanie składam obydwu recenzentom Prof. dr. H. Okruszko i Doc. dr. M. Prószyńskiemu, których wnikliwie uwagi były impulsem do wzbogacenia treści pracy.

PRZEGLĄD LITERATURY

Prac na temat geologii i geomorfologii Pradoliny Biebrzy praktycznie nie ma. Opis szeregu form okalających południową część pradoliny zawdzięczamy jedynie B. Zaborskiemu (1927). Brak do dzisiaj szczegółowych badań geomorfologicznych spowodował, że zarysowany przez niego obraz rzeźby jeszcze nie stracił całkiem swej aktualności. Również w pracach syntetycznych (R. Galon 1968; J. Kondracki, S. Pietkiewicz 1967; H. Banaszuk 1971; J. Kondracki 1972) charakterystyka pradoliny jest bardzo ogólna. Podobnie potraktowana jest pradolina w ostatnio wydanej syntezie geomorfologii Polski, ponieważ leży ona na granicy 3 regionów — Niziny Mazowieckiej (S. Z. Różycki 1972b), Niziny Podlaskiej (E. J. Mojski 1972) i Pojezierza Suwalskiego (A. Ber 1972) — i nie jest opisana przez żadnego z autorów. Szczegółowsze badania geologiczno-geomorfologiczne prowadzono jedynie w litewskim odcinku pradoliny (P. Vajtiėunas 1967) oraz w odcinku kurpiowskim (M. Bogacki 1967) zarysowując obraz rzeźby tamtych obszarów.

Bardzo cenną pracą, która zajmuje się odtworzeniem paleogeografii późnego plejstocenu, tj. eemu i Würmu Białorusi, jest monografia L. N. Wozniaczuca (1973) oparta na licznych datowaniach C^{14} i nawiązująca do bogatej literatury światowej. E. Falkowski (1971) w pracy na temat rozwoju dolin niektórych rzek nizinnych Polski w nawiązaniu do zmian klimatycznych i działalności człowieka w dorzeczu omawia obszernie historię doliny Narwi na odcinku Suraż—Pniewo i wiąże ją wyłącznie z zaadaptowaniem przez rzekę systemu jezior istniejących rzekomo od schyłku zlodowacenia środkowopolskiego do dzisiaj. Ponieważ żadne ze współczesnych jezior i torfowisk nie sięga w swej historii poza późny glacjał, hipoteza jeziorna wydaje się problematyczna, zwłaszcza że poziomy tarasowe pradoliny wskazują wyraźnie na rzeźbę erozyjną.

Niektóre obszary pradoliny mają już wstępną charakterystykę rzeźby opracowaną przez autora (S. Żurek 1968a; 1970), poza tym część materiałów autora została wykorzystana z monografii J. Oświta (1973).

O ile odtworzenie historii rzeźby znajduje się na etapie wstępnym, torfowiska pradoliny doczekały się już szeregu opracowań cząstkowych. Pierwsze badania w ramach ekspertyzy przedmelioracyjnej przeprowadził w końcu lat czterdziestych S. Tołpa ze swym zespołem (S. Tołpa

1951). W latach późniejszych członkowie wrocławskiej grupy badawczej scharakteryzowali wszechstronnie niektóre gatunki torfów, jak torf mszysty (M. Jasnowski 1959; S. Wąs 1965) czy torf olchowy (S. Marek 1965). W wymienionych opracowaniach duża ilość materiałów pochodzi z obszaru pradoliny. Na podstawie badań torfowisk biebrzańskich rozwiązywano szereg zagadnień torfoznawczych, jak: biologia torfowisk niskich (S. Tołpa 1956), murszenie gleb torfowych (H. Okruszko 1956, 1960), związek popielności z roślinnością torfotwórczą (M. Litewka 1958) oraz doskonalono metodykę badań stratygraficznych (S. Tołpa 1958). Ostatnio torfowiska basenu Biebrzy Środkowej i Górnej scharakteryzował A. Pałczyński (1972), zajmując się szatą roślinną i stropową (0—50 cm) warstwą torfu.

Zagospodarowanie Kuwasów poprzedzone było szeregiem monograficznych opracowań torfoznawczych wykonanych przez zespół badawczy SGGW (A. Maksimow, H. Okruszko, S. Liwski 1953; 1955; 1956). Od 1957 roku rozpoczęła prace na obszarze pradoliny Pracownia Torfoznawcza IMUZ. W wyniku tych badań, prowadzonych do dzisiaj, rozpoznano cały obszar pradoliny z przyległymi sandrami, wykonano 16 dokumentacji torfowych i publikowano wyniki w kilku pracach. Podstawą rozpoznania były sondowania i wiercenia na zaniwelowanych przez Biuro Projektów Wodnych Melioracji przekrojach poprzecznych w dolinie Biebrzy (T. Churski 1962; J. Oświt 1965). Następnie badania uzupełniające w basenie Biebrzy Dolnej doprowadziły do opracowania cytowanej już monografii torfowisk zawierającej wszechstronną charakterystykę zbiorowisk roślinnych, zarówno współczesnych jak i subfosalnych (J. Oświt 1973). Poprzedzały ją prace na temat wpływu stosunków wodnych na zbiorowiska roślinne (J. Oświt 1968) i gleby mułowe basenu (H. Okruszko, J. Oświt 1969). Na innych obszarach pradoliny scharakteryzowano torfowiska basenu Wizny (S. Żurek 1968a), doliny Ełku (T. Churski *et al.* 1968) oraz terenu Zakładu „Biebrza” na Kuwasach (R. Pacowski, S. Żurek 1970; S. Żurek 1970). W 1967 roku w ramach syntezy dokumentacji torfowych powiatu Grajewo omówiono torfowiska największego basenu pradoliny Biebrzy Środkowej (S. Żurek 1968b; 1969a). Przeprowadzono jednocześnie próbę ujednoczenia nomenklatury torfów, analizując wiercenia pod kątem genetyczno-fitosocjologicznego podziału torfów (R. Pacowski, S. Żurek 1968). W latach 1969—1971 ekipa badawcza Pracowni Torfoznawczej w składzie R. Pacowski, J. Oświt i autor opracowania wykonała szereg badań uzupełniających w basenach: Górnym, Środkowym i Wizny. Materiały te zostaną przedstawione w przygotowywanej obecnie syntezie charakteryzującej torfowiska doliny Biebrzy.

Pozostałe prace, najczęściej przyczynkowe, omówione zostaną przy charakterystyce poszczególnych basenów torfowych pradoliny.

I. RZEŻBA I BUDOWA GEOLOGICZNA PRADOLINY BIEBRZY I JEJ OTOCZENIA

WYSOCZYZNY MORENOWE

WYSOCZYZNA MORENOWA STARSZEGO ZŁODOWACENIA

Wielkie obniżenie pradolinne otoczone jest od wschodu, południa i zachodu wysoczyznami starszego zlodowacenia. Od wschodu przylega do pradoliny Wysoczyzna Białostocka ze Wzgórzami Sokolskimi (J. Kondracki 1968), od południa Wysoczyzna Wysokomazowiecka, nazywana niekiedy Wysoczyzną Zambrowską (por. S. Z. Różycki 1972b), od zachodu Wysoczyzna Kolneńska.

Badania wysoczyzn ograniczono do strefy bezpośrednio przylegającej do pradoliny, przeważnie o szerokości 1—5 km. Już na tak niewielkim obszarze można zaobserwować dwa poziomy wysoczyznowe oddzielone niekiedy dość wyraźnym stopniem. Niższy poziom towarzyszy pradolinie od zachodu, południa i wschodu na szerokości od 0,5 do 4 km. W części południowej i środkowej pradoliny wznosi się przeciętnie od 120 do 125 m n.p.m., miejscami od 125 do 130 m (rejon Rutek, Wyspa Sztabińska i Jastrzębska), by na północnym wschodzie, w rejonie Dąbrowy i Lipska, wystąpić na 130—140 m n.p.m. Stopień oddzielający go od tarasu zalewowego ma od 5 do 12 m wysokości.

Na obszarach, gdzie poziom wysoczyznowy przechodzi w sandry lub taras pradolinny stopień oddzielający jest czasem niewidoczny i najczęściej zamaskowany wydmiami. Przykładem jest wschodnie obrzeżenie torfowiska Wizna, gdzie zwydmiony niższy poziom wysoczyznowy niepostrzeżenie wzrasta od 115 do 125 m, a w rejonie Zambrzyce-Konopki podnosi się wyraźnie do 138 m n.p.m.

Tak więc stosunkowo płaski niższy poziom wysoczyznowy przechodzi po kilku kilometrach w poziom wyższy sięgający 135—160 m n.p.m. W rejonie Rutek, Goniądza, Dąbrowy i Lipska wyższy poziom wysoczyznowy podnosi się następnie do 160—180, a nawet do 200 m n.p.m. Na niektórych odcinkach poziom ten przylega bezpośrednio do pradoliny

(Trzcianne—Mroczi, Głęboczyzna—Sztabin, kolonia Trzyrzeczki—Kamienna Stara, Kurianka—Chorożowce). Stopień wysoczyzny wznosi się tutaj od 12 do 20 m. Duże wyspy morenowe w północnej części pradoliny, np. Sztabińska, Jastrzębska i Nowolipska, to obszary stosunkowo płaskie niższego poziomu (127—135 m) podnoszące się miejscami do 145—157 m n.p.m. Bardziej niespokojną rzeźbą cechuje się Wyspa Lipska. Płaska częściowo zwydmiona część północna (135—140 m) podnosi się bardzo wyraźnym stopniem (Zamkowa Góra—Starożyńce) do 160—170 m n.p.m. W południowej i wschodniej części wyspy poziom wyższy wznosi się bezpośrednio nad pradoliną lub oddzielają go fragmenty poziomu niższego, na którym leży np. Lipsk.

Poziomy wysoczyznowe porożcinane są całym szeregiem form dolinnych. Oprócz dużych dolin rzecznych sięgających kilkadziesiąt kilometrów w głąb wysoczyzny (Gać, Nereśl, Wissa, Brzozówka, Sidra), co kilka lub kilkanaście kilometrów łączą się z pradoliną mniejsze dolinki rzeczne np. Górna Biebrza, Kamienna, Olszanka, Biebla, Czarna Struga, Gołda, Kosódka, Ożary, Łojewek oraz cały szereg dolinek bezimiennych potoków. Te ostatnie w górnych biegach są najczęściej suchymi dolinkami denudacyjnymi o zboczach poślóbianych przez niecki denudacyjne, w dolnych biegach natomiast płyną cieki. Rzadziej spotkać można dolinki denudacyjne, będące suchymi aż do krawędzi pradoliny. W tych przypadkach w dolnych biegach występują potoki okresowe. W odcinkach, w których wyższy poziom wysoczyznowy przylega do pradoliny spotkać można całe serie zboczowych niecek denudacyjnych (wyspa Lipska, rejon Grajewa, przełom pod Łomżą). W rejonie Kramkówki kilka niecek denudacyjnych rozcina niższy poziom wysoczyznowy. Wymienione formy dolinne spowodowały niejednokrotnie rozczłonkowanie wysoczyzny na szereg płaskich pagórków, najczęściej całkowicie od siebie oddzielonych. Mniej uwidacznia się to w części północno-wschodniej, gdzie rzeźba okolic Dąbrowy i Lipska jest wyraźniej żywsza, a rozczłonkowanie mniejsze. Jedynie tam spotkano kilka małych zagłębień bezodpływowych (fot. 1) przypominających świeższe formy glacialne.

Budowa geologiczna powierzchni wysoczyzny nie jest zbyt skomplikowana. W zasadzie można wyróżnić dwa odmienne jej typy. W zbadanych odkrywkach i odsłonięciach przeważał zdecydowanie typ piaszczysto-żwirowo-głazikowy. Strop do 60—100 cm budują w nim piaski bezstrukturalne, często pylaste, z bezładnie rozrzuconymi głazikami (fot. 2). Niżej do 1,5—2,0 m występują niewarstwowane żwiry z głazikami, często w postaci tłoku głazowego. Podścielają je warstwowane piaski i żwiry, najczęściej ułożone horyzontalnie, ale zdarzały się wypadki nachylenia warstw do 60° (ryc. 1, odkr. 2). W piaskach bezstrukturalnych obserwowano powszechnie formy kieszeniowe sięgające do głębokości 2 m, ob-



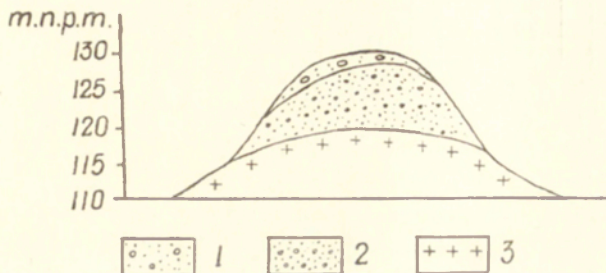
Ryc. 1. Szkic sytuacyjny

1 — rzeki i kanały; 2 — jeziora; 3 — odsłonięcia; 4 — wykopy; 5 — punkt cytowany (fotografia, tekst); 6 — odcinek rzeki z przekrojami (ryc. 7); 7 — wycinki terenu (1—4); 8 — przekroje torfowe

1 — rivers and channels; 2 — lakes; 3 — exposures; 4 — test pits; 5 — cited points (a photograph, a part of text); 6 — section of a river with cross sections (Fig. 7); 7 — sections of the terrain (1—4); 8 — peat cross sections

wiedzione najczęściej strefą koncentracji tlenków żelaza. Przypominają one dość wyraźnie utwory pokrywowe tundry plamistej opisywane przez H. Maruszczaka (1960) z terenu Polski północnej. W tłoku głazowym w szeregu odsłonień (Zambrzyce — ryc. 1, odkr. 3, Rutki — odkr. 4, Kulesze — odkr. 5, Małowista — odkr. 6, Dąbrowa — odkr. 7) napotkano na wielkie bloki zlepionca o średnicy sięgającej 2 m (fot. 3). W Krzeczach

(odkr. 9), Głęboczyźnie (odkr. 10) i Lebedzinie (odkr. 11) obserwowano początkowe stadia tworzenia się takich zlepieńców. Proces ich powstawania naświetlają A. Nowicki i K. Radlicz (1961) oraz inni autorzy. Zjawiska peryglacjalne czy problemy diagenety osadów, choć ciekawe, nie mogą być tu szerzej rozwinięte.



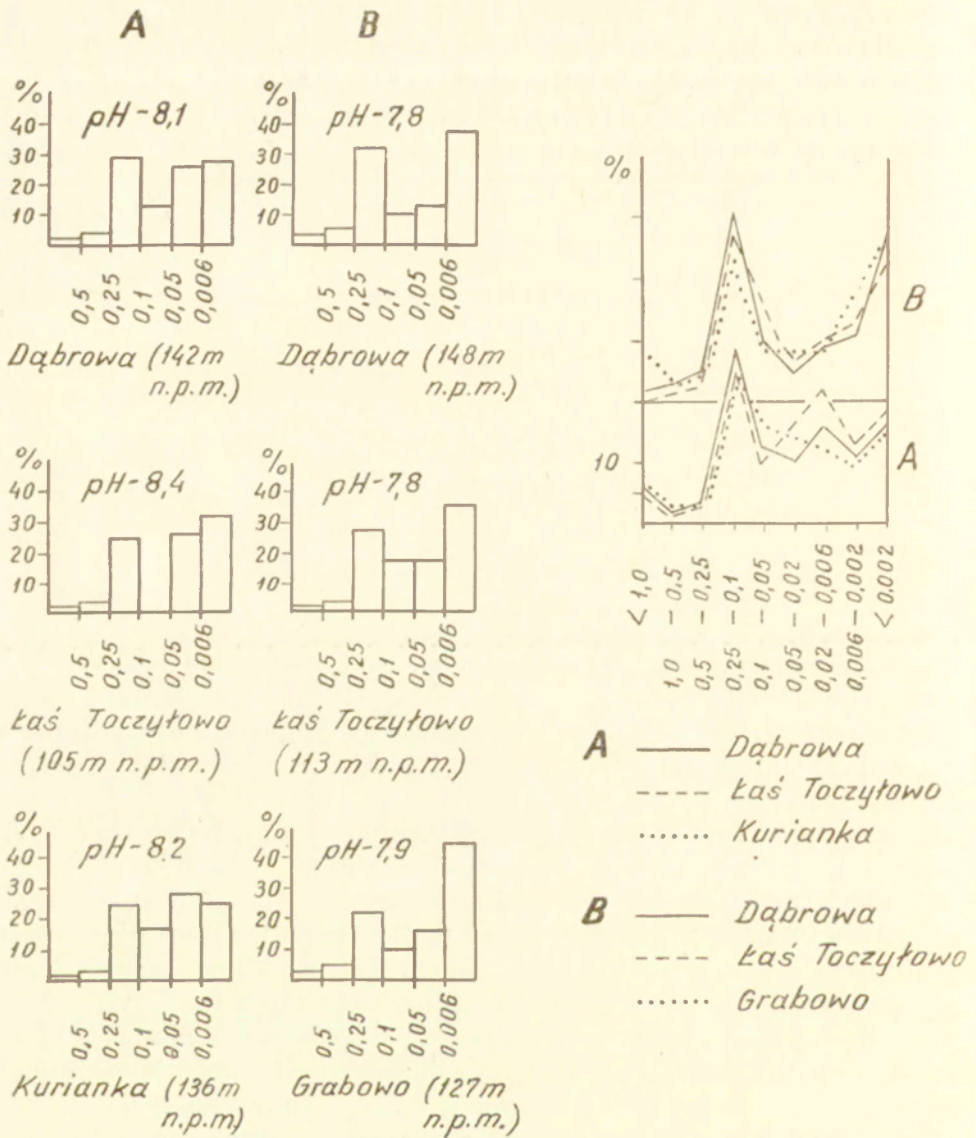
Ryc. 2. Budowa wzgórz wysoczyznowych

1 — żwiry z głazikami; 2 — piaski i żwiry; 3 — gliny

Structure of hills within the upland areas

1 — gravels with pebbles; 2 — sands and gravels; 3 — loams

W innych, choć rzadziej spotykanych odkrywkach lub odsłonięciach występuje glina morenowa. Najczęściej buduje ona pokład od samego stropu, choć w szeregu przypadków pokrywają ją piaski bezstrukturalne z głazikami lub piaski gliniaste. Oprócz pewnej mozaikowości charakterystyczną cechą występowania glin jest przywiązanie do niższego poziomu wysoczyznowego lub wręcz do zboczy pradoliny. Na 50 zbadanych odkrywek z gliną tylko w 4 przypadkach zalegała ona na wysokości bezwzględnej przekraczającej 130 m n.p.m. Usytuowanie gliny w stosunku do innych utworów wzgórz wysoczyznowych obrazuje rycina 2. Schemat ten oparto o analizę odkrywek w rejonie Okrasin—Klimaszewnica, ale wydaje się on dość powszechny i na innych obszarach wysoczyznowych. Jedynie w jednym dużym odsłonięciu koło Dąbrowy Białostockiej napotkano na dwa różniące się poziomy glin morenowych, oddzielone kilkumetrową warstwą piasków i żwirów (fot. 4). Gliny różniły się barwą (górna ciemnobrunatna, dolna szarobrunatna) i składem mechanicznym (górna bardziej ilasta z licznymi głazami, dolna bardziej piaszczysta), podobna tylko była ich miąższość (około 1 m). Wydaje się, że zastosowanie analiz chemicznych i określenie własności sorbcyjnych obu glin (por. A. Stankowska 1970) w tak sprzyjającej sytuacji stratygraficznej mogłoby dopomóc do określenia ich względnego wieku, a tym samym do ich rozpozniowywania w profilach wiertniczych. Do tej pory nie znaleziono bowiem w żadnym z wierceń na wysoczyźnie tego rodzaju osadów organicznych, które rozdzieliłyby jednoznacznie glacialne osady morenowe.



Ryc. 3. Diagramy składu mechanicznego glin morenowych

A — gliny dolne; B — gliny górne

Diagrams of mechanical composition of boulder clays

A — lower boulder clays; B — upper boulder clays

Jest to o tyle ważne, że wysuwa się przypuszczenie, iż górny poziom gliny morenowej może być młodszy od glin zlodowacenia środkowopolskiego (por. E. J. Mojski, A. J. Nowicki 1964; A. J. Nowicki 1965). Dwa poziomy glin, co prawda oddzielone tylko 80 centymetrową warstwą pia-

sku, występują również w stromym zboczu doliny Narwi w miejscowości Łaś Toczyłowo (odkr. 18). Analiza składu mechanicznego i pH 6 próbek glin morenowych z obu poziomów (górnego i dolnego) mimo ogólnego podobieństwa wykazała pewne różnice (ryc. 3). Uwidaczniają się one przede wszystkim we frakcji mułkowo-ilastej. W glinach poziomu dolnego frakcje 0,05—0,006 i poniżej 0,006 są bardzo podobne, natomiast w glinach poziomu górnego frakcja ilasta 0,006 przeważa nad innymi. Na rycinie 3 wykreślono dodatkowo odmienny diagram dla porównania z diagramami uziarnienia glin Polski wschodniej (R. Racinowski 1969). Interesujące jest, że gliny zwałowe z opisywanego obszaru (Lipsk, Sokółka, Mońki, Knyszyn) analizowane przez tego autora mieszczą się w I typie uziarnienia, gdy nasze gliny górne raczej w typie II, a gliny dolne nie odpowiadają żadnemu z wyróżnionych typów. Podobnie zróżnicowane jest i pH (w H_2O), chociaż wydaje się, że wskaźnik ten może wahać się w dużych granicach, w zależności od warunków lokalnych.

Trudniej, z przyczyn podanych wyżej, rozpozniować jest gliny w profilach wiertniczych. Ilustruje to wyraźnie rycina 4 przedstawiająca większość wierceń zebranych z obszaru pradoliny i terenów przyległych. Niektóre z nich (w. VI) cechują się od stropu do spągu czwartorzędu prawie ciągłą pokrywą gliniastą, inne natomiast (w. VII, XIII) posiadają wyłącznie utwory zwirowo-piaszczysto-ilaste. Jeszcze w innych utwory morenowe występują tylko w stropie (w. XV) lub w postaci różnej miąższości pokładów glin morenowych, których ilość może dochodzić do ośmiu (w. XIV). Podobne zróżnicowanie cechuje osady w profilach nie przebijających czwartorzędu. We Wrocieniu (w. 13), Goniądzu (w. 15, 16), Wojewodzinie (w. 27) czy Wiźnie (w. 37) występują grube pokłady glin morenowych rozdzielone osadami klastycznymi niewielkiej miąższości. W rejonie ujścia Wissy (w. 31, 32), Tykocina (w. 33), Zajek (w. 35, 36), przełomu Łomży (w. 39, 40) pod 10—20-metrową warstwą stropowych glin zalegają duże serie zwirowo-piaszczysto-ilaste.

Charakterystyczną budową cechują się okolice Łomży (ryc. 4 przekrój AB). Pradolina wycięta jest w glinach morenowych 60-metrowej miąższości. Nad nimi zalegają utwory zwirowo-głazikowe przykryte bezpośrednio pod powierzchnią terenu cienkim płatem gliny. Pod nimi występują żwiry i piaski (8—25 m) przykrywające dolny 70-metrowy pokład gliny morenowej. Jeszcze niżej pod serią żwirów, piasków i mułków występuje 2-metrowy pokład gliny. Można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że mamy do czynienia z 3 kompleksami morenowymi, z których górny wydaje się być dwudzielny.

Opisana wyżej budowa geologiczna wysoczyzny wskazuje na duże zróżnicowanie litologiczne. Utrudnia to ustalenie stratygrafii tego obsza-

ru, wskazując jednocześnie na liczne, często artezyjskie poziomy wodonośne, które mają swój udział w zasilaniu systemu wodnego pradoliny.

Wśród płaskich lub lekko falistych wzgórz wysoczyzny napotkano w kilku punktach na formy wyraźnie odmienne. Na północny zachód od miejscowości Rutki z płaskiej powierzchni wysoczyzny wyrastają 3 wzgórze (fot. 5), z których jedno sięga 172 m n.p.m. Liczne żwirownie pozwalają stwierdzić, że wzgórza zbudowane są z utworów żwirowo-kamienistych przewarstwianych piaskami. Spokojne ułożenie warstw zaburza gdzieniedzie soczewki i kieszenie glin podchodzących ku górze w postaci diapirów. Miejscami występują kilkumetrowe warstwy utworów lessopodobnych z pokrywą żwirowo-kamienistą w stropie. Wzgórza opisywane wielokrotnie jako klasyczna morena czołowa (por. B. Zaborski 1927; E. J. Mojski 1972) wydają się być produktem akumulacji szczelinowej typu kemowego.

Na południowym skraju osiedla Goniądz, na płaskiej powierzchni wysoczyzny (140 m n.p.m.) występuje cały szereg elipsoidalnych pagórków (fot. 6) wysokości 15—20 m o osiach dłuższych skierowanych z północy na południe. Budują je warstwy gładziko-żwirowo-piaszczyste zalegające współkształtnie do powierzchni gruntu. W jednym z pagórków wśród 10-metrowej serii napotkano pakiety żwirowo-piaszczyste postawione pod kątem 70°. Podobne formy występują w rejonie Hrymiaczek, między Suchowolą i Sztabinem. Wysokości, kształt i budowa geologiczna są prawie identyczne jak w pagórkach goniądzkich. W zboczu jednego ze wzgórz na grubej warstwie mulków zalega pokrywa żwirowo-kamienista, wyraźnie grubiejąca ku szczytowi pagóra. Opisane formy są bez wątpienia kemami bardzo zbliżonymi do form tego typu opisywanymi z Wysoczyzny Bielskiej (E. J. Mojski, A. J. Nowicki 1961).

WYSOCZYRNA MORENOWA MŁODSZEGO ZŁODOWACENIA

Wysoczyzna ograniczająca pradolinę od północy wyraźnie różni się od obszarów opisanych wyżej. Jeśli poprzedni krajobraz wykazywał cechy starości, wyrażające się zdenudowaniem form i ich rozczłonkowaniem przez sieć dolinną, a co za tym idzie brakiem większej ilości zagłębień bezodpływowych, ten z kolei wyróżnia się młodą rzeźbą glacialną. Jest to bardzo charakterystyczny obszar tzw. wysoczyzny morenowej pagórkowatej. Cechuje ją niezliczone „morze pagórków” pooddzielanych zatorfionymi lub zabagnionymi zagłębieniami bezodpływowymi. Niektóre z zagłębień są jeszcze dziś wypełnione wodą. Wysokość bezwzględna pagórków sięga przeważnie od 125 do 135 m, bardzo rzadko do 140 m n.p.m., co daje wyraźny kontrast w zestawieniu z wysokościami na wysoczyźnie starszego zlodowacenia. Ważnym kryterium pozwalającym rozgraniczyć

obie wysoczyzny i wnioskować o ich względnym wieku jest występowanie dużych, przeważnie rynnowych jezior. Dodatkową cechą jest brak dobrze zorganizowanej sieci rzecznej. Doliny rzeczne łączą przeważnie poszczególne jeziora wykorzystując z reguły wcześniej istniejące rynny glacialne. Część zagłębień straciła obecnie swą bezodpływowość na skutek wykonania szeregu sztucznych przekopów i odprowadzenia wód do niżej leżących dolin rzecznych.

Dla lepszego uwypuklenia zasadniczych cech rzeźby wykonano obliczenia ilości pagórków i zagłębień bezodpływowych na 1 km² powierzchni (tab. 1).

Tabela 1

Ilość pagórków i zagłębień bezodpływowych na 1 km²

Okolica	Pagórki	Zagłębienia bezodpływowe
Mońki	0,7 (0–2)	0,25 (0–1)
Nowy Dwór	3,4 (1–8)	0,50 (0–3)
Prostki-Rajgród	12,4 (8–20)	8,6 (4–12)
Jez. Dręstwo, jez. Tajno	19,3 (11–25)	9,8 (7–15)

Rejon Moniek charakteryzuje silnie, natomiast Nowego Dworu słabo zdenudowaną wysoczyznę starszego zlodowacenia. Dwa pozostałe punkty reprezentują wysoczyznę morenową pagórkowatą młodszego zlodowacenia.

Obie wysoczyzny graniczą ze sobą bezpośrednio jedynie na zachód od doliny Elku na linii Grajewo—Biała Piska. W kierunku wschodnim pagórki morenowe dochodzą do pradoliny lub przylegających sandrów wzdłuż linii Miecze—Rajgród—Tajno—Augustów, zarysowując jak gdyby łob lodowcowy, nazwany zresztą przez S. Z. Różyckiego (1972a) augustowskim. Rynna jezior rajgrodzkich rozczłonkuje go na dwa jezory: większy wschodni i mniejszy zachodni. Na wschód od doliny Netty występują jeszcze dwa małe płyty morenowe rozdzielone doliną Kolniczynki i duża wyspa wysoczyznowa zwana Kolnicką. Rzeźba jej cechuje się również występowaniem licznych pagórków i zagłębień bezodpływowych. Formy wypukłe mają z reguły kształt owalny lub są to dłuższe wały o kierunku wschód-zachód (fot. 7), a ich wysokości bezwzględne wahają się od 125 do 132 m n.p.m.

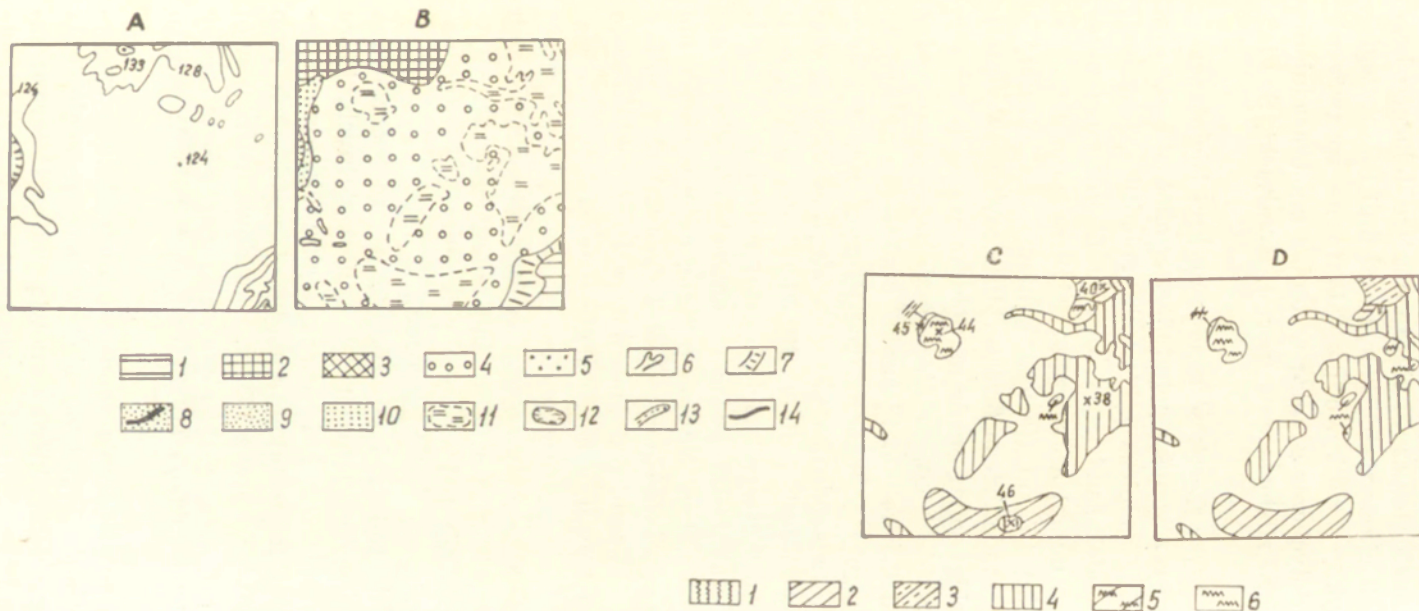
Budowa wewnętrzna wysoczyzny poznana jest słabo. Pagórki morenowe zbudowane są z warstw żwirowo-głazikowych (rejon Boguszy), piasków gliniastych ze żwirem i głazikami (rejon jeziora Dręstwo) lub brunatnej gliny zwałowej (rejon Mieczy, Białobrzegów i Kolnicy). Na

Wyspie Kolnickiej, obok typowej gliny, występuje w stropie brunatny piasek gliniasty silnie reagujący z HCl. Mała ilość odsłoneń nie pozwoliła na stwierdzenie, czy jądro pagórków składa się z fluwioglacjału, jak to obserwuje się powszechnie na innych obszarach ostatniego zlodowacenia (por. T. Bartkowski 1972). Miąższości glin nie są duże, gdyż sięgają od 2 do 5 m w rejonie Mieczy, Tajna (w. V) i Rajgrodu (w. 17) dochodząc do 12—15 m w rejonie Augustowa (ryc. 4, przekrój CD). W tym ostatnim przypadku nie ma pewności czy nie nastąpiło nałożenie dwóch różnowiekowych serii, zwłaszcza że pod glinami brunatnymi leżą bezpośrednio gliny szare. Charakterystyczną cechą obszaru Rajgród—Tajno jest występowanie przepuszczalnych piasków, żwirów i głazików od stropu do podłoża czwartorzędu (w. IV, VIII) przykrytych tylko czasem cienką czapą gliny morenowej.

Strefa brzeżna wysoczyzny przylegająca do sandrów lub pradoliny nie jest jednolita i różni się wyraźnie od podobnej strefy starszego zlodowacenia. Jeśli poprzednio kontakt wysoczyzny z pradoliną cechowała prawie prosta lub łukowata linia, to tutaj jest ona wybitnie kręta tworząca cały szereg zatok i półwyspów wchodzących w pradolinę. Można to obserwować na odcinku między Tajnem i Augustowem, przy czym począwszy od miejscowości Netta w zatorfionej dolinie występuje cały szereg gliniastych pagórków odciętych prawdopodobnie przez wody fluwioglacjalne od zwartej strefy wysoczyzny. Między jeziorami Dręstwo i Tajno wysoczyznę oddziela od sandru długie, częściowo wytopiskowe zagłębienie przedłużone dalej na zachodzie współczesną doliną Jegrzni. Podobne wytopiskowe zagłębienie przylega do wschodniego brzegu Wyspy Kolnickiej. Analogiczną rolę brzeżnych wytopisk spełniają jeziora Kolno i Tajno (ryc. 1). Na wschód od Jeziora Toczyłowskiego między wsiami Wólka Mała i Dąbrówka na długości około 9 km występuje opisany już wyraźny wał brzeżny oddzielający wysoczyznę od niższego poziomu sandrowego (S. Żurek 1970). Genezę podobnych form związanych z akumulacją materiału wodno-lodowcowego w marginalnej depresji lodowej wyjaśnia T. Bartkowski (1972).

SANDRY

Morenowy lob augustowski otoczony jest od wschodu, południa i zachodu polami sandrowymi, które erozja pradolinna rozerwała na kilka stref różnej wielkości. Największym polem jest opisany przez S. Wołosowicza (1926) sandr augustowski. Badania jego, podobnie jak i innych (S. Pietkiewicz 1928; C. Pachucki 1962; A. Ber 1972) dotyczyły głównie okolic Suwałk i jeziora Wigry. Nie analizowano do tej pory południowej części sandru przechodzącej bez wyraźnego stopnia w pra-



Ryc. 5. Okolice Kolnicy (1)

A. hipsometria; B. morfologia: 1 — wysoczyzna morenowa zlodowacenia środkowopolskiego, 2 — wysoczyzna morenowa zlodowacenia bałtyckiego, 3 — ostaniec wysoczyzny, 4 — poziom sandrowy niższy, 5 — taras pradolinny, 6 — dolinki denudacyjne, 7 — stoki wysoczyzny zlodowacenia środkowopolskiego; 8 — wały wydmore, 9 — wydmy, 10 — taras zalewowy, mineralny, 11 — torfowiska, 12 — jeziora, 13 — łachy wałowe, 14 — krawędź 10–20 m; C. zbiorowiska subfosalne fazy zasadniczej: 1 — szuwarowe, 2 — turzycowiskowe, 3 — mszysto-darniowe, 4 — olesowe, 5 — przejściowe, 6 — wysokie; D. zbiorowiska subfosalne fazy końcowej: objaśnienia jak 5C

Vicinity of Kolnica (1)

A. hypsometry, B. morphology: 1 — moraine upland of the Middle-Polish Glaciation, 2 — moraine upland of the Baltic Glaciation, 3 — a relic of upland area, 4 — lower horizon of outwash plain, 5 — urstromtal terrace, 6 — denudation valleys, 7 — upland slopes of the Middle-Polish Glaciation, 8 — dune ridges, 9 — dunes, 10 — mineral flood terrace, 11 — peat bogs, 12 — lakes, 13 — ridge sandbank, 14 — edge 10–12 m; C. subfossil associations of the main phase: 1 — reedswamp associations, 2 — sedge associations, 3 — mass-turf associations, 4 — wood associations, 5 — transition associations, 6 — raised associations; D. subfossil associations of the final phase: explanations as in 5C

dolinę. Badania własne autora ograniczyły się do obszaru leżącego bezpośrednio na południe od linii pierwszych jezior, tj. od linii Białobrzegi—Kolnica—Gruszki—Rudawka. Dodatkowo pozwala to na sprawdzenie czy linia jezior stanowiąca dotychczas granicę wytopisk ma uzasadnienie jako granica zasięgu ostatniego zlodowacenia (por. J. Kondracki, S. Pietkiewicz 1967).

Na tak wyznaczonym obszarze szerokość sandru na linii Białobrzegi—Wołkusz sięga 40 km, przy rozciągłości południkowej około 10—12 km. Powierzchnia sandrowa opada zasadniczo w kierunku południowo-wschodnim. W części zachodniej spadek sandru na odcinku 12 km między jeziorem Staw Sajenek (132 m n.p.m.) a Jastrzębną (119 m n.p.m.) wynosi 1,06‰, natomiast na odcinku 15 km (jeziro Paniewo—Skieblewo) — 0,75‰. W części wschodniej spadek sięga 0,95‰ (Mikaszówka—Wołkusz). Na przedpolu Wyspy Kolnickiej sandr opada na południowy-zachód opływając Wyspę Sztabińską. Spadek jest tu nieco mniejszy, gdyż między Kolnicą a Jaziewem wynosi 0,56‰. Do kierunku pń.-zach.—płd. wsch. dostosowane są również kierunki dolin rzecznych Czarnej Hańczy, Rospudy i Ełku. Rynnowe jeziora sandrowe układają się inaczej. Przeważają kierunki równoleżnikowe (Necko, Białe, Studzieniczne, Blizno, Sajno, Mikaszewo) i południkowe (Serwy, Tobołowo, Rajgrodzkie). Na sandrze rozciągającym się na południe od jezior rynnowych nie obserwuje się żadnych widocznych rynien, lecz jedynie płytkie, czasem nawet nie zatorfione dolinki (Maleszew, Jastrzębianka, Lebedzianka). Na północ od tej linii dolinki fizjonomicznie podobne mieszczą w sobie często wielometrowe pokłady torfu i gytii, znacząc ślady dawnych rynien glacialnych. To ciekawe zagadnienie będzie tematem odrębnej pracy. Oprócz dolinek spotkać można na sandrze cały szereg różnej wielkości połączonych zagłębień, które uległy przeważnie zatorfieniu lub zabagnieniu. Ich płytkość oraz występowanie licznych pól wydmywych wyraźnie różni południową część sandru od jeziornej części północnej.

Między zwydmioną częścią sandru i pozostałymi nie zaobserwowano żadnych różnic, zarówno hipsometrycznych jak i litologicznych, które uzasadniałyby zaliczenie tej pierwszej do obszaru akumulacyjnych tarasów rzecznych. Stanowisko takie zajęli autorzy przeglądowych map geologicznych (1951; 1971). Autor mapy z 1951 r. zrewidował później swój pogląd (J. Kondracki, S. Pietkiewicz 1967) i również na mapie form rzeźby w *Atlasie województwa białostockiego* (1968) utrzymał jedność sandru augustowskiego.

Jak wspomniano wyżej, powierzchnia sandrowa niewiele sterczy ponad istniejące w niej obniżenia i „wlewa się” w potężne zagłębienia Wołkuszanki, Jastrzębnej czy Netty, które stanowią już część tarasu zalewowego pradoliny. Wyraźniejsze krawędzie występują tylko w rejonie

wytopiskowych jezior i Wyspy Kolnickiej, gdzie sandr góruje nad zatopionymi wytopiskami czy nawet wysoczyzną morenową (rejon Białobrzegów). Jeziora leżą w rynnach zagłębionych przeważnie od 10 do 12 m poniżej powierzchni sandrowej. Wcięcie podobnego rzędu cechuje dolinę Czarnej Hańczy. Erozja wgłębna tej rzeki odbiła się na jej dopływach. Potok Maleszew płynący początkowo z zach.—płn.—zach. na wsch.—płd.—wsch. i zagłębiony nieznacznie (do 1 m) na wysokości wsi Gruszki, zmienia kierunek na północny i wcina się do 3—4 m. W miejscu jego ujścia do Czarnej Hańczy w dolinie tej rzeki można zaobserwować 3 wyraźne poziomy: 1) taras zalewowy z torfowiskami, 2) taras nadzalewowy z polami ornymi — 1,5—2,0 m wyżej, 3) sandr — 10—12 m nad poziom tarasu zalewowego.

Utwory budujące analizowaną część sandru cechują się drobną frakcją. W szeregu odkrywek wykonanych w rejonie Wołkusz—Lubinowo oraz między Jaziewem i Kolnicą stwierdzono do 2 m piaski drobne podścielone piaskami średnimi lub mułkami.

Mięszkość serii sandrowej jest trudna do ustalenia, gdyż w rejonie Mikaszówki (w. I) i Augustowa (w. II) piaski i żwiry sięgają do 50 m, a w rejonie Hruskiego (w. III) piaski drobne podścielone są grubą warstwą ilów. Jeśli iły są pozostałością zastoiska tworzącego się przed czołem lodowca, to seria sandrowa w południowej części sandru miałaby 10—12 m miąższości. Utwory rzeczne, zastoiskowe i fluwioglacjalne podścielone są jednym lub dwoma pokładami gliny.

Ciekawostką litologiczną jest występowanie kredy piszącej. Została ona znaleziona w tarasie Wołkuszanki (Rudawka) oraz w szeregu punktów na wysoczyźnie starszego zlodowacenia (Skieblewo, Kopczany, Nowy Dwór, Małyszówka, Kalna). Początkowo stanowiska kredy wiązano z jej wypiętrzeniem w postaci garbu (J. Lewiński, J. Samsonowicz 1918). Szczegółowe badania (Z. Gajewski, K. Wyrwicka 1962) pozwoliły na stwierdzenie, że mamy do czynienia z niewielkimi krami kredowymi podścielonymi przez gliny morenowe.

Drugą wyraźnie mniejszą strefą sandrową jest powierzchnia oddzielająca taras zalewowy pradoliny od wysoczyzny pagórkowatej między jeziorami Tajno i Rajgrodzkim. Wypływająca z jeziora Dręstwo Jegrznia dzieli ją na dwie odmienne części: wąski, bo zaledwie 2-kilometrowej szerokości pas wschodni i wysuwający się daleko w pradolinę po rejon Ciszewa i Kuligów pas zachodni związany z rynną Jeziora Rajgrodzkiego. Powierzchnia sandrowa opada w części wschodniej od 120 do 116 m, urywając się nieznacznie krawędzią, w części zachodniej natomiast od 122 do 114,5 m wchodząc w torfowiska bez żadnego widocznego stopnia. Najwyższy punkt sandru (ok. 126 m n.p.m.) znajduje się u wylotu odnogi Jeziora Rajgrodzkiego tworząc wylot klasycznego stożka opadającego na

wszystkie strony. Wzdłuż wspomnianej odnogi jeziora ciągną się wydłużone wały będące prawdopodobnie wałami kemowymi.

Sandr budują warstwowe piaski ze żwirami, w stropie bezstrukturalne, odsłaniające się np. w zboczu doliny Jegrzni (fot. 8). W rejonie Beldy fluwioglacjał ma około 11 m miąższości i zalega na brunatnej glinie zwałowej.

Trzecią wyraźną strefę tworzy sandr Elku. Począwszy od jeziora Łażno towarzyszy on na poszczególnych odcinkach rynnę biegnącej z płn.-zach. na pld.-wsch. i posiada cechy typowego sandru dolinnego, wąskiego (1—3 km) w części górnej i rozszerzającego się do 4—8 km między Elkiem i Grajewem. Począwszy od Grajewa zwarty płat sandru ciągnie się na południe jedynie wzdłuż wysoczyzny morenowej starszego zlodowacenia przechodząc nieznaczną krawędzią w poziom tarasu zalewowego pradoliny (Klimaszewnica—Osowiec). Charakterystyczną cechą sandru elckiego są dwa wyraźne poziomy opisane przy charakteryzowaniu rzeźby Kuwasów (S. Żurek 1970). Poziom sandrowy wyższy, występujący od 8 do 11 m nad poziom rzeki, podziurawiony jest suchymi zagłębieniami bezodpływowymi. Na północny wschód od Elku opada od 147 do 135 m n.p.m. górując często nad przyległą wysoczyzną. Między Elkiem i Grajewem powierzchnia jego oscyluje między 132 (Żelazki) i 127 m n.p.m. (Toczyłowo). Duży stosunkowo fragment tego poziomu występuje na południe od Grajewa.

Poziom sandrowy niższy (2—4 m nad poziom rzeki) urozmaicony jest z kolei obniżeniami i wzniesieniami. Interesującą cechą jest bardzo niewielki spadek między Elkiem i Toczyłowem zwiększający się poniżej Grajewa. Charakterystyczne spadki sandru elckiego zestawiono w tabeli 2.

Tabela 2

Spadki na sandrze elckim (w ‰)

Odcinki sandru	Rzeka Elk	Poziom sandrowy niższy	Poziom sandrowy wyższy
Jezioro Haleckie-Elk	0,33 (9,6 km)	—	1,2 (10 km)
Elk-Grajewo	0,17 (13,7 km)	0,17 (15 km)	0,80 (6,6 km)
Grajewo-Klimaszewnica	0,16 (40 km)	0,37(24,5 km)	—

Badania sandru elckiego ograniczyły się do jego części południowej, poniżej Prostek. W rejonie tej miejscowości w dużej żwirowni obserwować można budowę wyższego poziomu sandrowego. Odsłonięta dziewięciometrowa piaszczysto-żwirowa seria fluwioglacjalna przewarstwiała



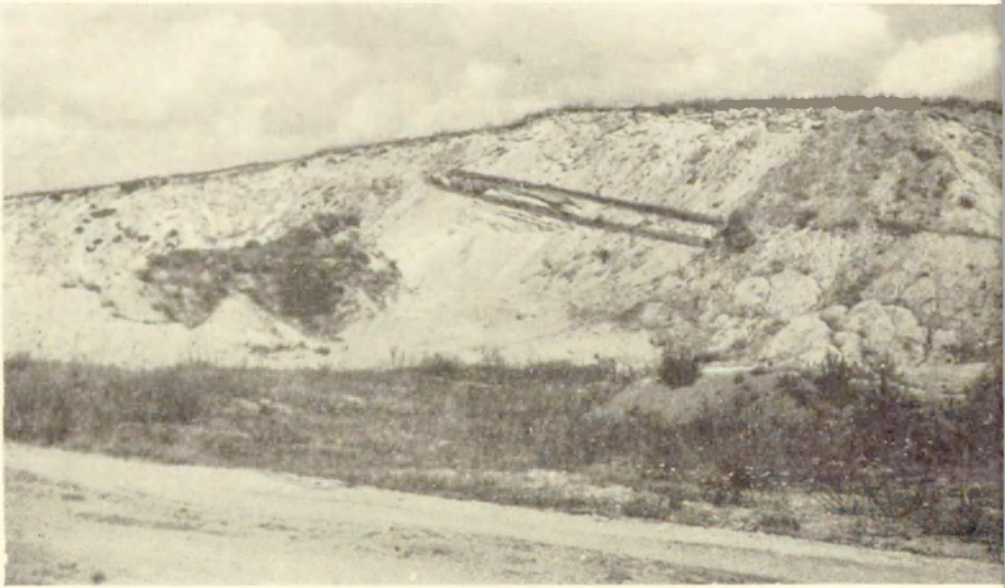
Fot. 1 Kamienna Stara. Zagłębienie bezodpływowe w krajobrazie staroglacjalnym
Kamienna Stara. Drainless depression in the old-glacial landscape



Fot. 2 Dolistowo. Przykład żwirowo-głazikowej budowy wysoczyzny (ryc. 1, odkr. 1)
Dolistowo. An example of the gravel-pebble structure of upland (Fig. 1, exposure 1)



Fot. 3 Małowista. Duże bloki zlepieńca na zboczu pradoliny (ryc. 1 odkr. 6)
 Małowista. Large blocks of conglomerate on the urstromtal slope (Fig. 1, exposure 6)



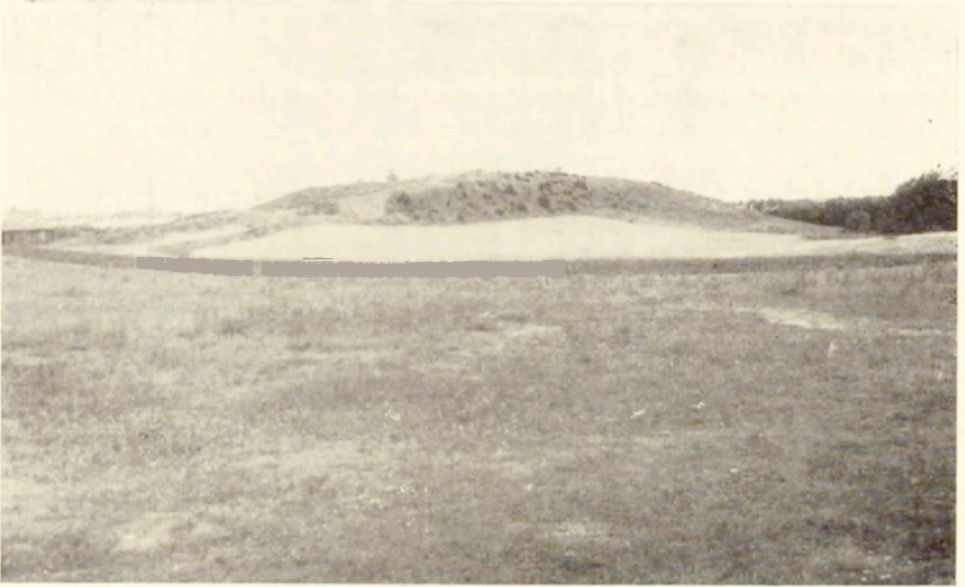
Fot. 4 Dąbrowa Białostocka. Żwił
 a – glina górna, b – gli
 Dąbrowa Białostocka. Gravel pit
 a – upper boulder clay, b – lower



Fot. 5 Rutki. Wzgórza żwirowo-piaszczyste (odkr. 4)
Rutki. Gravel-sand hills (exposure 4)



Wzrost z dwoma poziomami glin
Wzrost (ryc. 1, odkr. 7)
Two horizons of boulder clays
Boulder clay (Fig. 1, exposure 7)



Fot. 6 Goniądz. Pagórek kemowy
Goniądz. Kame hill



Fot. 7 Góra. Krajobraz wysoczyzny morenowej pagórkowatej młodszego zlodowacenia (Wyspa Kolnicka)

Góra. Landscape of moraine, hummocky upland of the Younger Glaciation (Wyspa Kolnicka)

na jest 3 poziomami zwirowo-głazikowymi. Utwory warstwowe przykryte są w stropie bezstrukturalną pokrywą kamienistą pochodzenia peryglacialnego (fot. 9). Liczne wiercenia wykazują, że seria sandrowa ma tutaj około 13 m miąższości i zalega na warstwie brązowej gliny piaszczystej. Poziom sandrowy niższy budują w tym rejonie (Bogusze) piaski drobne zalegające na średnich i grubych. Posuwając się dalej na południe, dominowały piaski średnie, a następnie drobne obejmujące cały profil do 2 m (Klimaszewnica).

Piaski obszar sandru urozmaicają na południe od Grajewa 3 wyspy morenowe o powierzchniach szczytowych sięgających 130—133 m n.p.m. Jedną z nich urywa się nad Elkiem stromą kilkunastometrową krawędzią. Jej morenowe pochodzenie zdradzają liczne głazy do 2 m średnicy oraz porwaki gliny w utworach zwirowych (fot. 10).

Między Klimaszewnicą i Okrasinem przylega do pradoliny poziom oznaczony jako poziom erozyjny. Różni się on od niższego poziomu sandrowego zarówno rzeźbą, wysokością jak i budową geologiczną. Lekko wzniesioną nad sandr powierzchnię cechują nabrzmienia i podnoszące się łagodnie pagóry wysoczyznowe. W podłożu występują gliny morenowe lub piaski przykryte zawsze bezstrukturalną pokrywą piaszczysto-głazikową, czego nie obserwowano w odkrywkach sandru niższego. Wymienione cechy wskazują, że mamy do czynienia z wyższym poziomem sandrowym o charakterze erozyjnym lub bardzo silnie zdenudowanym poziomem wysoczyznowym.

FORMY RZEŻBY W OBRĘBIE PRADOLINY

OSTANCE WYSOCZYZNOWE

Charakterystyczną cechą Pradoliny Biebrzy, podobnie jak i innych form tego typu, jest płaska monotonnie opadająca powierzchnia. Znaczniejsze wyniosłości tworzą jedynie ostańce wysoczyznowe oraz niektóre formy wydmowe. Ostańce tarasu zalewowego Narwi (Grądy Woniecko, Góra Strękowa, Strękowa Góra, Maliszewo i Zajki) opisywane były już przez B. Zaborskiego (1927). O glacialnym pochodzeniu wysp świadczą gliny morenowe pokrywające je od góry lub wystające z ich dolnych partii. W Zajkach np. glina sięga do 16 m głębokości (ryc. 4). Elipsoidalna forma z pewnym spłaszczeniem wzdłuż jednego boku świadczy wymownie, że mamy do czynienia z typowymi pagórkami meandrowymi, które pozostały jako świadki erozji bocznej. Podobne stanowisko zajmuje Zaborski (*op. cit.*) łącząc je z odpowiednim poziomem wysoczyzny. Odmienny pogląd reprezentuje E. Falkowski (1971), według którego są to kemy usypane w czasie rozpadu wielkich brył martwego lodu.

Stanowisku takiemu przeczy nie tylko kształt form, ale i przytoczona wyżej budowa geologiczna pagóra w Zajkach. Na ciekawy przykład mechanizmu erozji wskazuje wyspa Grądy Woniecko. Ponieważ jest rozcięta na dwie równe części, od tego właśnie rozcięcia musiał się rozpocząć proces planacji.

Podobne pod względem kształtu i budowy są wyspy morenowe Górnej Biebrzy: Podostrówek, Kropiwna, Zykowszczyzna, Jałowo, Rogożynek i Rogożyn. Strome zbocza wysp (fot. 11) przechodzą w płaskie powierzchnie zgadzające się swą wysokością z niższym poziomem wysoczyznowym.

Zupełnie innym kształtem cechuje się pagór leżący w południowej części sandru augustowskiego między Rubcowem i Lubinowem. Jest to równoleżnikowy wał o długości 6 km i szerokości 500 m wznoszący się od 132 do 140 m n.p.m. Od północy i wschodu otoczony jest sandrem, od południa opada do doliny Wołkuszanki. Budują go warstwowane utwory żwirowo-głazikowe lub bezładny tłok głazikowy. Cechą charakterystyczną jest brak niecek i dolinek denudacyjnych, które występują powszechnie na leżącej obok Wyspie Lipskiej, co wskazuje raczej na inne czynniki rzeźbotwórcze. Kształt, budowa wewnętrzna i brak retuszu peryglacialnego wskazują na formę szczelinową typu kemowego usypaną w strefie marginalnej lodowca. Bardzo podobne formy, jeśli nie identyczne, sądząc z opisu, występują na północnym skraju Wysoczyzny Grodzieńskiej (Rejon Sopoćkiń) i wiązane są z marginalną strefą ostatniego zlodowacenia (W. I. Pasiukiewicz *et. al.* 1966; 1972).

TARAS PRADOLINNY

Wyniosłości niewielkiego rzędu, bo wznoszące się tylko 2—4 m nad poziomem torfowisk, są udziałem wysp tarasu pradolinnego. Odgrywają one dominującą rolę w krajobrazie basenu Biebrzy Środkowej. Poziom wysp opada tam dość regularnie od 121 m w rejonie Toczyłowa do 112 m n.p.m. w okolicach Osowca, a więc wyraźnie wiąże się hipsometrycznie z niższym poziomem sandrowym. Spadek jest również prawie identyczny (por. tab. 2 i 3), gdyż na 24 km wynosi 0,44‰.

Powierzchnie wysp są płaskie i bardzo łagodnie zapadają pod osady tarasu zalewowego. Wyraźniejsze krawędzie występują tylko w sąsiedztwie bardziej wciętej doliny Ełku oraz w miejscach, gdzie taras nadbudowywany jest przez wydmy (Przechody i Wólka Piaseczna).

Budowa wewnętrzna wysp tarasu pradolinnego nie jest jednolita. Bezpośrednio w strefie przymorenowej, między Toczyłowem a Czarną Wsią (118—120 m n.p.m.), wyspy zbudowane są ze żwirów i głazików z piaskiem bezstrukturalnym w stropie. Osady często cementowane są

węglanem wapnia. W rejonie Danowa Nowego i Czarnej Wsi od stropu występuje glina morenowa. Nie można wykluczyć, że niektóre wyspy strefy przymorenowej są po prostu ściętymi przez erozję wyspami wysoczyznowymi. Jednocześnie w tej samej strefie jak i dalej na południe (Sołki, Sojczyn Borowy i Grądowny) serie tarasowe składają się wyłącznie z piasków drobnych, średnich i grubych, w stropie których występują również piaski bezstrukturalne z gładzikami, często pylaste.

Kilka wysp tarasowych (112—115 m n.p.m.) grupuje się we wschodniej części Basenu Środkowego, w widłach Biebrzy i Netty. Kopytkowo, Jasionowo i Dębowo zbudowane są z piaszczystej gliny morenowej, Jagłowo i Polkowo z piasków i żwirów.

Wyraźniejsze drobnienie materiału w osadach tarasu pradolinnego obserwuje się dopiero w okolicach Osowca i w basenie Biebrzy Dolnej. Największy i jednocześnie najbardziej zwydmiony płat tarasowy ciągnie się nieprzerwanie od Osowca do kolonii Nowa Wieś, oddzielając zachodnią i środkową część tego basenu od wschodniej zatorfionej rynny przylegającej do zboczy wysoczyzny. Drugi większy płat zamyka basen od południa w rejonie Laskowca, Brzezin i Giełczyna. Spadek tarasu w obrębie tego basenu wynosi 0,29‰ (tab. 3).

W odkrywkach kopanych do 2 m w rejonie Osowca, Laskowca czy innych obszarów występował wyłącznie piasek drobny. Wykształcenie serii fluwioglacjalnych tarasu pradolinnego charakteryzuje opisane już wiercenie (w. 20) z Zakładu „Biebrza” (S. Żurek 1970) oraz przytoczone niżej wiercenie z Uścianka (w. 29):

- 0—4 m — piasek drobny
- 4—12 m — piasek średni
- 12—13 m — piasek, gładziki, żwir
- 13—17 m — piasek średni
- 17—20 m — piasek, gładziki, żwir
- 20—20,5 m — glina, zwałowa, szara.

Tabela 3

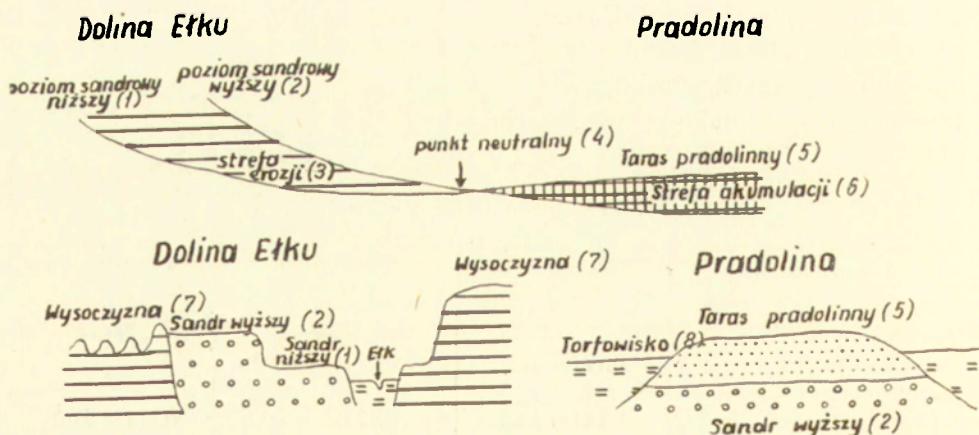
Spadki w pradolinie Biebrzy (w ‰)

Odcinki doliny	Rzeka Biebrza	Torfowisko	Taras pradolinny
Basen Górny (Nurka-Dwugły)	0,17 (62 km)	0,23 (40 km)	—
Basen Środkowy (Dwugły-Osowiec)	0,14 (47 km)	0,17 (35 km)	0,17 (35 km)
Basen Środkowy (Toczyłowo-Osowiec)	—	0,39 (24 km)	0,44 (24 km)
Basen Dolny (Osowiec-Narew)	0,12 (51 km)	0,19 (33 km)	0,29 (31,5 km)

Na podstawie obydwu wierceń, jak i wierceń w dolinie Narwi koło Łomży (ryc. 4 przekr. AB) można wywnioskować, że poziom piaszczysto-żwirowo-głazkowy, prawdopodobnie ten sam genetycznie występuje w strefie przymorenowej basenu Biebrzy Środkowej na 3 m, w basenie Biebrzy Dolnej na 12 m, a koło Łomży na 15—17 m. Daje to nam jednocześnie wyobrażenie o wielkości akumulacji fluwioglacjalnej w dolnej części pradoliny.

Na południe od doliny Narwi zwarty zasięg tarasu pradolinowego występuje jedynie na wschodnim obrzeżeniu torfowiska Wizna na linii Strękowa Góra—Jawory Klepacze. W części północnej wysokości wahają się od 104 m w rejonie Góry Strękowej do 108 m n.p.m. koło Wieczorek. W części południowej (Chlebotki—Jawory Klepacze) taras pradolinny przechodzi bez żadnego załomu zarówno w torfowiska, jak i w wysoczyznę. Przyczyniła się do tego intensywna akumulacja torfu jak i pola wydumowe pokrywające taras i wysoczyznę. Ponieważ wysokość bezwzględna waha się tutaj od 108 do 112 m n.p.m., zachodziło podejrzenie, czy nie mamy do czynienia z dwoma nakładającymi się poziomami tarasowymi (por. S. Żurek 1968). Mimo nowych danych maskujące działanie eolicznych pokryw piaszczystych nie pozwoliło na razie na definitywne rozstrzygnięcie tego zagadnienia.

Przytoczona wyżej budowa geologiczna pozwala sprecyzować bliżej typ genetyczny tarasu pradolinowego. W strefie przymorenowej między Grajewem i Rajgrodem taras pradolinny ma charakter erozyjny, częściowo erozyjno-akumulacyjny. Podobną budowę ma w dolinie Ełku poziom sandrowy niższy, korelujący z tarasem. W pozostałej dolnej części prado-



Ryc. 6. Geneza tarasu pradolinowego

Genesis of the urstromtal terrace

liny taras pradolinny ma charakter akumulacyjny. Rozpatrując teorię powstawania tarasów rzecznych L. Trevisana (por. D. Piasecki 1961), dochodzimy do wniosku, że geneza tarasu pradolinnego wiąże się z rozcięciem wyższego poziomu sandrowego w dolinie Elku i osadzaniem wynieszonego materiału w dolnej części pradoliny. Schematycznie przedstawiono to na rycinie 6. Punkt neutralny, tj. miejsce gdzie erozja była zrównoważona przez akumulację, był ruchomy, ale wahał się w północnej części basenu Biebrzy Środkowej.

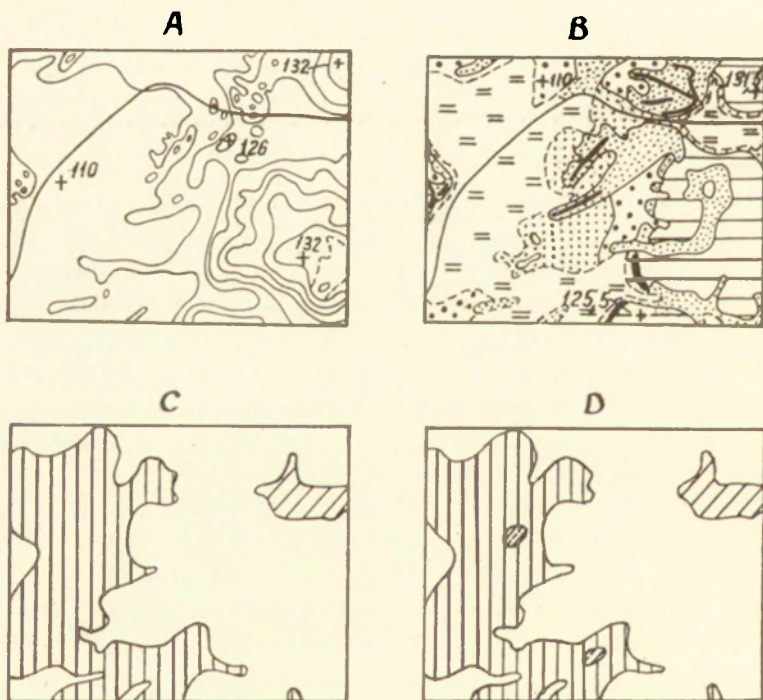
WYDMY

Pradolina Biebrzańska jest jedynym obszarem zwartego występowania wydm w Polsce północno-wschodniej (R. Galon 1958, por. mapa). W literaturze nie ma praktycznie o nich żadnej wiadomości (por. S. Lenczewicz 1922, E. J. Mojski 1972), toteż w czasie badań terenowych rejestrowano wszelkie przejawy działalności eolicznej, nie zajmując się jednak szczegółowym badaniem form. Wydmy występują w dnie pradoliny, na jej tarasach, jak i na przyległej wysoczyźnie. W tym ostatnim przypadku można je znaleźć wyłącznie po wschodniej stronie pradoliny. Obszary wydmowe nie tworzą ciągłego pasa, lecz grupują się w sześciu dużych kompleksach.

1. Obszar rejonu torfowiska Wizna rozciąga się na południe od Narwi. Wydmy występują zasadniczo na terenie przylegającym do pradoliny od wschodu. W dużych polach wydmowych między Grabowem Starym, Chlebiotkami i Targoniami brak jest na ogół form parabolicznych. Zastępują je zgrupowania kopczyków oraz liczne pola piasków eolicznych. W rejonie Ciborów Goleckich piaski wydmowe wkroczyły pasem szerokości 100—200 m na wyższy poziom wysoczyznowy. Tutaj, jak i na północ od Grabowa Nowego, zaobserwowano szarą glebę kopalną oddzielającą dwa poziomy piasków wydmowych. Bardzo podobna, ale płycej leżąca gleba kopalna z węgielkami w stropie występuje w zagłębieniu deflacyjnym w rejonie Strękowej Góry. Wydmy tego rejonu posuwając się z zachodu na wschód przekroczyły ostaniec wysoczyznowy (fot. 12). W jednej z odkrywek zachodniego skłonu ostańca piaski wydmowe wypełniają kliny zmarzlinowe. Wydmy nadrzeczne tarasu zalewowego w rejonie ujścia Śliny czy kolonii Grądy Woniecko nie są utrwalone i rozwiewa je wiatr. Pozostały po nich tylko „świadki” utrzymywane kępami jałowca. Na niedużym polu wydmowym koło Smolarzy (ryc. 1, odkr. 16) odkryto pod piaskiem dwie warstewki torfu drzewno-turzycowego. Występujące w nim spalone drewno oraz ogólne podobieństwo torfu do stropowych warstw obok leżącego torfowiska świadczyć może o niezbyt dawnym okresie uruchomienia piasków.

2. Obszar południowo-wschodniej części basenu Biebrzy Dolnej tworzy potężne, zwarte pole wydymowe o średnicy około 8 km. Liczne wydmy paraboliczne zrastają się tworząc wały długości kilku kilometrów. Najwyższe ich punkty sterczą do dwudziestu kilku metrów ponad poziom tarasu pradolinowego osiągając 135,9 m n.p.m. Zachodnia część pola między Słomianką a Szafrankami podcięta jest wyraźnie przez zatorfione starorzecza Narwi. Wydmy dochodzą do starorzecza w postaci regularnych półwyspów oddzielonych nieckami deflacyjnymi. Między rzeką Biebrzą a omawianym polem można spotkać jedynie bardzo nieliczne rozwiewane wydmy wałowe rozciągnięte z reguły wzdłuż dawnych starorzeczy.

3. Obszar między Osowcem i kolonią Nowa Wieś wyciągnięty jest południkowo zajmując wschodnią część basenu Biebrzy Dolnej. Zwarte pole wydymowe o pięknych formach parabolicznych i wałowych występuje na tarasie pradolinowym między Osowcem i Dobarzem. Wydmy



Ryc. 7. Obszar wydymowy rejonu Kosódki i Gołdy (2)

A — hipsometria; B — morfologia; C — zbiorowiska subfosylne fazy zasadniczej; D — zbiorowiska subfosylne fazy końcowej. Objasnienia jak na ryc. 5

Dune area in the regions of Kosódka and Gołda (2)

A — hipsometria; B — morfologia; C — zbiorowiska subfosylne fazy zasadniczej; D — subfossil associations of the final phase. Explanations as in Fig. 5

sięgają tu kilku, rzadko kilkudziesięciu metrów wysokości. Między tarasem pradolinowym a wysoczyzną ciągnie się zabagniona rynna z szeregiem torfowisk (ryc. 7B). Ich granice zmodyfikowane są w przeważającej mierze przez liczne występujące tu wały wydmore (fot. 13). W rejonie Łazy—Kramkówka wydmy przedostały się na wysoczyznę pokrywając ją pasem szerokości od 0,5 do 1,5 km. Zasypany został jednocześnie ujściowy odcinek rzeki Gołdy. Dolinka tego potoku, mającego przed ujściem do pradoliny 500 m szerokości, zwęża się między dwoma wałami wydm do 50 m. Bariera wydmore przyczyniła się do powstania dużego torfowiska ciągnącego się w górę dolinki. Na pozostałym obszarze basenu Biebrzy Dolnej wydmy „zatopione” są w torfach lub w mulach części przykorytowej Biebrzy. Cały szereg drobnych raczej form wydmore występuje również w południowej części sandru między Klimaszewnicą a Sośnią.

4. Pola wydmore basenu Biebrzy Środkowej koncentrują się prawie wyłącznie na południe od rzek Ełku i Jegrzni. Regułę potwierdzają izolowane i słabo rozwinięte wydemki sandru rajgrodzkiego. Jeden z pasów wydmorewych towarzyszy na przestrzeni 9 km wschodniej granicy wyspy tarasowej Przechodów. Linia torfowiska uległa dzięki temu wyraźnemu poszarpaniu i ma charakter zatok nie obserwowanych przy zachodnich i północnych brzegach wyspy. Następny pas wydmorewych przebiega z pld.-zach. na pñ.-wsch. od wsi Budne Żarnowo do Wólki Piasecznej kierując się stąd na północ do Kanału Piaseczyńskiego. Dalsza część wału wydmorewego „zatopiona” w torfach zmienia kilkakrotnie swój kierunek, by prawie w poziomie torfowiska dojść do linii kanału Łęg. Poczynając od Kanału Woznawiejskiego ciągną się w kierunku wschodnim potężne wały wydmore zwane Grzędami. Częściowo zatopione w torfach, częściowo na powierzchni tarasu pradolinowego górują nad płaską powierzchnią torfowisk od kilku do kilkunastu metrów. Obok klasycznych wałów występują licznie zrośnięte formy paraboliczne.

5. Obszar Wyspy Sztabińskiej zwydmiony jest najbardziej w części północno-zachodniej. Między Mogilnicami a Kryłatką na długości 12 km i szerokości 1—2 km ciągnie się zwarte pole wydmore obfitujące w parbole, wały jak i formy izolowane. Na znacznej przestrzeni zamaskowana została jednocześnie granica wysoczyzny i sandru, co było powodem, że na mapach geologicznych obszar ten oznaczony jest błędnie jako zwydmiony sandr. Przeczą temu odkrywki w Podcisówku i na północ od Kamienia, gdzie w bezpośrednim sąsiedztwie wydmy zalegają typowe dla wysoczyzny utwory zwirowo-głazowe. W południowej części wyspy rozrzucony jest cały szereg niewielkich pól wydmorewych. Większe kompleksy grupują się na obrzeżeniu rzeki Stawiski, przecinającej wyspę z północy na południe.

6. Obszar południowo-wschodniej części sandru augustowskiego to typowa kraina bagiennie-wydmowa. Pas wydmy rozpoczynający się na zachodzie od miejscowości Hruskie ciągnie się w kierunku wschodnim na długości 18 km. Wydmy paraboliczne, wały wydmy oraz formy izolowane leżą na sandrze, przecinają torfowiska nad rzeką Wołkuszanką, jak i wchodzą na wyspy wysoczyznowe: lipską i nowolipską (ryc. 8). Na północ od Skieblewa równoleżnikowy wał wydmy przecina pradolinę, oddzielając torfowiska basenu Biebrzy Górnej od torfowisk nad Wołkuszanką. Wydmy doliny Wołkuszanki to wały zorientowane południkowo o wysokościach nie przekraczających z reguły 10 m. Jest ich tak dużo, że linia torfowiska wykazuje kręty i zatokowy charakter dostosowany do kształtu wydmy. Na południe od Gruszek, w stoku wydmy przylegającej do torfowiska, wykonano wiercenie świdrem geologicznym nie stwierdzając do rzędnej podłoża torfowisk jakichkolwiek wkładek organicznych. W tym jak i w innych przypadkach wydmy zdają się poprzedzać sedymentację organiczną.

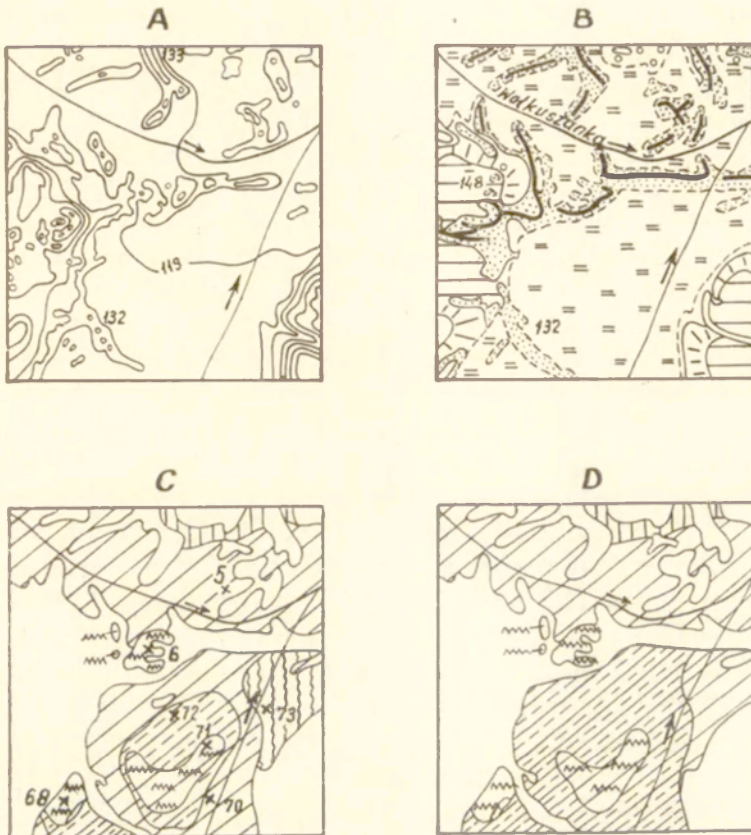
TARAS ZALEWOWY

Największe powierzchnie w pradolinie zajęte są przez osady tarasu zalewowego: ily, gytie, torfy, muły i mady. Pierwotne „twarde” dno tarasu leży o kilka (do 8) metrów niżej powierzchni współczesnej, a akumulacja wyżej wymienionych utworów zniwelowała znacznie różnice między tarasem pradolinny i zalewowym. Gytie będące przede wszystkim produktem akumulacji jeziornej oraz torfy rozwijające się w zasadzie pod wpływem wód gruntowych będą szczegółowo scharakteryzowane w rozdziałach następnych. Tutaj bliżej omówione zostaną muły i mady, które są efektem działalności rzeki.

Gytie i ily są osadami kopalnymi, gdyż nie występują w pradolinie na powierzchni. Zagrzebane najczęściej pod torfami, mułami lub madami reprezentują element reliktowy (w pojęciu Połynowa — por. J. Kondracki 1969a), na podstawie którego będzie można odtworzyć etapy rozwoju pradoliny.

Elementy konserwatywne, które odpowiadają współczesnej strukturze tarasu zalewowego reprezentowane są przez torfy, muły i mady. Ich wzajemny stosunek pozwala wydzielić w pradolinie charakterystyczne odcinki; torfowy, torfowo-mułowy i torfowo-madowy. Charakter koryta i układ osadów w strefie przykorytowej poszczególnych odcinków obrazuje rycina 9.

Odcinek torfowy obejmuje górną część pradoliny Biebrzy od granicy Państwa do rejonu Czarniewo-Dwugły, którą będziemy nazywać Basenem Biebrzy Górnej (40 km). Koryto rzeki (ryc. 9a, b, c) wycięte



Ryc. 8. Obszar wydmowo-bagienny międzyrzecza Biebrzy i Wołkuszanki (3). Objaśnienia jak na ryc. 5

Dune-bog area within the Biebrza and Wołkuszanka river interfluve (3). Explanations as in Fig. 5

jest całkowicie w torfie, a cała powierzchnia doliny jest stosunkowo równa, lekko opadająca od brzegów ku rzece, która płynie najczęściej środkiem doliny. Brzegi koryta nie są wyodrębnione, a szuwary lub trzęsawiska turzycowe wchodzą bezpośrednio do wody (fot. 14). W górnej części odcinka zalewy nie występują a nadmiar wód np. wiosennych wchłaniany jest przez złożę torfowe powodując tylko rozpulchnienie jego powierzchni. Rzeka meandruje w mniejszym lub większym stopniu (ryc. 9a, b), a w dalszej części odcinka następuje przerywanie szyi meandrów i tworzą się charakterystyczne wyspy (ryc. 9c). Spadek rzeki w odcinku torfowym jest bardzo zmienny, gdyż od 0,62‰ przy ujściu Nurki, przez 0,081‰ (od ujścia Niedźwiedzicy) spada do 0,039‰ w rozszerzeniu lipskim. by wzrosnąć z kolei do 0,450‰ poniżej Sztabina (por. ryc. 28).

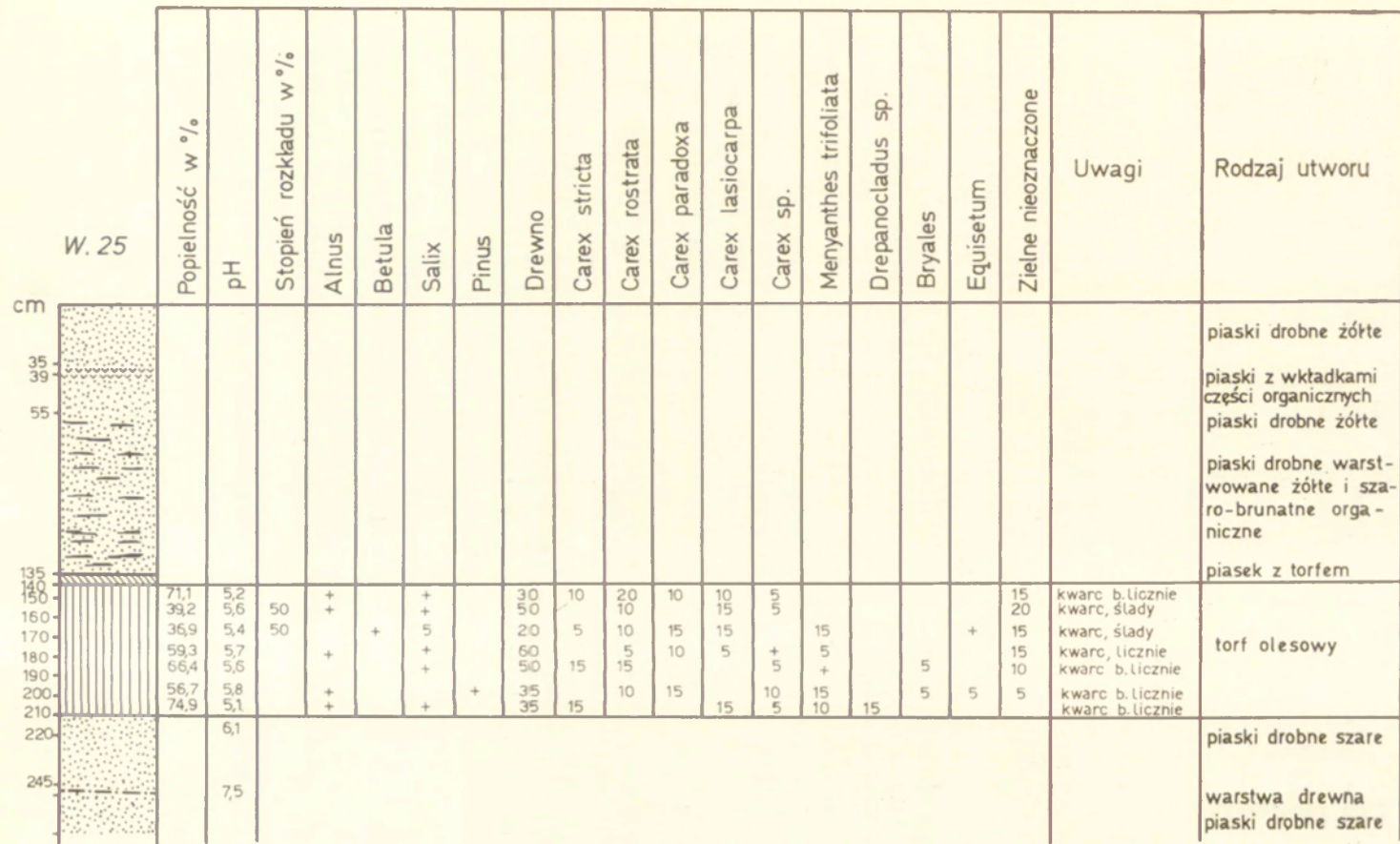
Zmienności tej nie pokazuje niestety średni spadek (por. tab. 3), który jest mało przydatny przy analizie charakteru doliny.

Odcinek torfowo-madowy jest w pradolinie najdłuższy (65 km) obejmując dwa jej baseny: Środkowy i Dolny. Granicą południową jest w przybliżeniu linia Gielczyn—Wierciszewo, od której rozprzestrzeniają się mady strefy przykorytowej Narwi. Jeśli poprzednio roczne wahania poziomu wód były nieduże, rzędu kilkudziesięciu centymetrów, tutaj wzrastają do 1,5 m. Płytkie i krótkie zalewy obserwowane w dolnej części odcinka torfowego (Sztabin) ulegają wyraźnemu pogłębieniu i wydłużeniu. Następujące później opadanie poziomu wód gruntowych powoduje odkładanie się w strefie przykorytowej innego utworu geologicznego — mułów.

Strefa mułowa ograniczająca się początkowo do kilkudziesięciu metrów (ryc. 9d) rozprzestrzenia się w dolnej części odcinka prawie do 2 km (ryc. 9g). Podobna strefa, choć węższa, formuje się wzdłuż koryta dopływów Biebrzy: Netty, Kopytkówki i Elku. Biebrza płynie początkowo jeszcze środkiem doliny, by od ujścia Brzozówki skierować się pod jej lewy brzeg. Zmiana kierunku pradolinie na południowy powoduje, że rzeka poczynając od Goniądza przecina ukośnym łukiem dolinę skierowując się w rejonie Chylin pod brzeg prawy. Płaska o kilkunastokilometrowej szerokości powierzchnia torfowisk wyraźnie zmienia się w strefie mułowej. Najbardziej widoczną cechą strefy jest zróżnicowanie mikro-rzeźby na głębiej wcięte starorzecza i pofalowaną, zależnie od miąższości akumulowanych mułów, powierzchnię pozostałą. Brzegi koryta rzeki są lekko wyniesione nad przyległą powierzchnię, tworząc mineralne „wargi rzeczne”. Charakterystycznej ewolucji ulegają starorzecza. Początkowo zasypywane są górne części starorzecza łączące się z rzeką (ryc. 9d), następnie tworzą się większe systemy starorzeczy (ryc. 9e), w których stopniowo zostają zasypane i dolne części (ryc. 9f). W efekcie formuje się rzeźba z odciętych całkowicie i równoległymi do siebie systemami starorzeczy (ryc. 9g). Granica występowania starorzeczy jest najczęściej granicą strefy mułowej i strefy torfowej.

Spadki rzeczne w odcinku torfowo-mułowym są również zróżnicowane: zdecydowanie większe na odcinkach, gdzie rzeka przecina dolinę (0,241‰—0,20‰), maleją w miejscach, gdzie przylega do wysoczyzny (0,047‰—0,115‰). Minimalny spadek między Dawidowizną a Osowcem oraz występowanie szeregu wysp tarasu pradolinnego sprawiło nadmierne rozszerzenie strefy mułowej, która nabiera tu z lekka cech charakterystycznych odcinka madowego, tzn. występują większe deniwelacje, a torfy grupują się gniazdowo w starorzeczach (ryc. 9f).

W górnej części odcinka torfowo-mułowego, między Dolistowem a Dawidowizną do strefy sensu stricto mułowej przylega strefa, gdzie muły zalegają na torfach, świadcząc o ewolucji pradolinie, w tym wy-

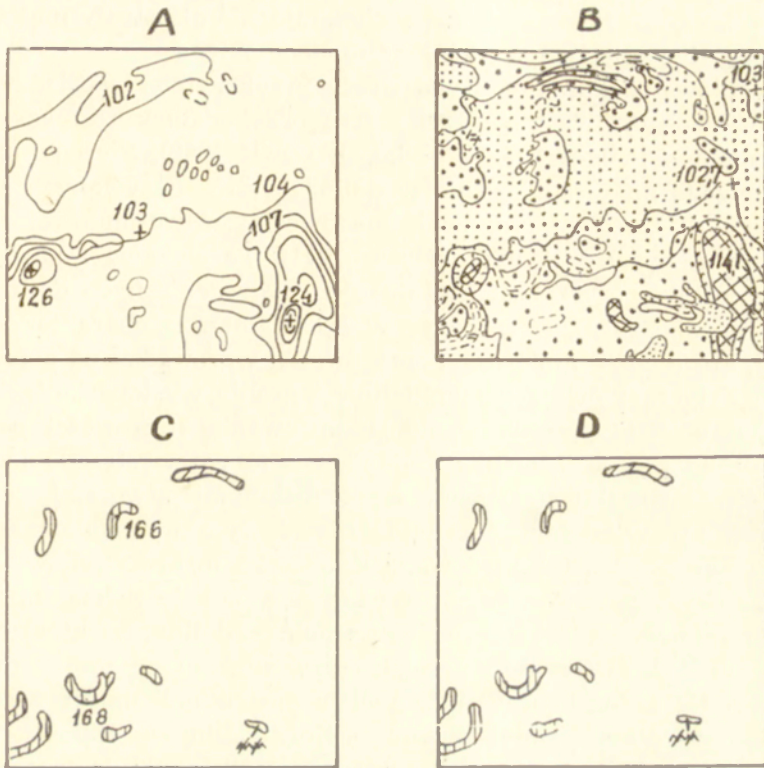


Ryc. 10. Osady kopalnego zatorfionego starorzecza przykryte mąką w rejonie Boginii
 Deposits of fossil peatified abandoned channel, covered with a mud in the region of Boginia

padku o erozji rzecznej i obniżeniu poziomu wody gruntowej. Dzięki temu utworzyły się warunki umożliwiające tworzenie się mułów i nasycenie mułem niżej leżących torfów. W dolnej części odcinka, w basenie Biebrzy Dolnej zaobserwować można obecnie proces osadzania namułów, które występują w mułach w postaci wkładek. Zwrócił na to uwagę H. Okruszko (1969), a fakt ten stawia muły i mady w roli elementów progresywnych, które podkreślają dynamikę krajobrazu tarasu zalewowego i wskazują na tendencje jego dalszego rozwoju.

Najkrótszy, obejmujący tylko około 20 km odcinek torfowomadowy kończy się wyraźnym zwężeniem pradoliny na linii Boginie—Pniewo. Strefa madowa mająca od 1 do 3 km szerokości związana jest z mineralnym tarasem zalewowym Narwi, strefa torfowa natomiast z basenem Wizny. Znaczna ilość wód prowadzona przez rzekę, zwłaszcza po połączeniu z Biebrzą, zwiększa jej siłę transportową i umożliwia akumulację osadów w postaci mad. W pobliżu koryta narastają mady lekkie, dalej średnie, a nawet ciężkie. Wcięcie koryta podkreślają wysokie wargi rzeczne (fot. 15). Strefa madowa jest silnie urzeźbiona (ryc. 9*h, i*) i składa się z naprzemianległych wałów (łach wałowych) i obniżeń, przy deniwelacjach dochodzących do 2 m. Obniżenia tworzą starorzecza połączone z rzeką, odcięte od niej i zalane wodą, starorzecza zatorfione oraz suche obniżenia z dnem mineralnym. Obniżenia zatorfione i łachy wałowe nie zawsze związane są z systemem czynnych starorzeczy, gdyż często te ostatnie wyraźnie je obcinają. Również koryto Narwi przecina kopalne zatorfione starorzecza, co obserwowano zarówno w rejonie Góry Strękowej, Wizny jak i Boginii (ryc. 10). W każdym przypadku torf olesowy czy gytia przykryte były madą piaszczysto-mułową półtorametrowej miąższości (fot. 16). Duże wahania poziomu wód gruntowych i o wiele wyższa mikrorzeźba powodują, że procesy bagienne i roślinność tego typu (zespół *Caricetum gracilis*, zespół *Oenantherorippetum*) występują tylko w obniżeniach starorzeczy. Na przeważającej części występuje roślinność trawiasta rzędu *Molinietalia*.

W strefie madowej między Słomianką, Szafrankami i Zajkami występują klasyczne łachy wałowe będące pozostałością po starym meandrze rzeczonym. Są bardzo podobne do podłużnych łach opisywanych przez J. Borzyszkowskiego (1971). Interesujący jest fakt zatorfienia międzyłachowych koryt meandrowych, czego nie obserwuje się w dolinie Warty. W zachodniej części meandru zachował się fragment czynnego starorzecza zwanego jeziorem Niklerz, w którym woda utrzymuje się stale na wysokim poziomie (por. T. Krzemiński 1965). Ma to prawdopodobnie związek z retencyjnym działaniem głębokiego torfowiska przylegającego do niego od wschodu. Liczne łachy wałowe, zamienione na pola orne, na których uprawia się konopie, owies, ziemniaki, występują również



Ryc. 11. Taras zalewowy Narwi w rejonie Strękowej Góry (4).
Objaśnienia jak na ryc. 5

Flood terrace of the river Narew in the region of Strękowa
Góra (4). Explanation as in Fig. 5

między Kleszczami, Brzezinami i Gielczynem (ryc. 11). Budują je nie-warstwowane drobne piaski, przedzielone czasem wkładkami zielonkawych piasków mułkowatych. Podobne piaski mułkowane przykryte iłami i mułem stanowią podłoże rozdzielających łachy koryt meandrowych. Rzadziej spotkać można na tym obszarze koryta zatorfione, natomiast więcej jest starorzeczy czynnych. Wspomniane wyżej piaski mułkowane stanowią litologiczną cechę charakterystyczną wyłącznie dla osadów tarasu zalewowego, co pozwoliło obok kryterium hipsometrycznego na jego identyfikację w stosunku do tarasu pradolinowego.

Poniżej wężenia pradoliny w rejonie Pniewa ciągnie się w stronę Łomży odcinek madowy, charakteryzujący się w zasadzie brakiem torfowisk i pokrywą madową grubości kilku metrów. Stropową część mad tworzą piaski drobne z przewarstwieniami torfów, dolną — mułki. Odcinek madowy nie był badany szczegółowiej. Autor miał tylko możliwość przejrzeć strefę przykorytową Narwi w czasie badań na odcinku Wizna—

—Łomża w lipcu 1966 r. Podobne obserwacje, ale dla strefy mułowej poczyniono w lipcu 1964 r. na odcinku Osowiec—Wizna.

Szczegółowszą charakterystykę strefy przykorytowej posiada już odcinek torfowo-madowy (S. Żurek 1968) oraz odcinek torfowo-mułowy basenu Biebrzy Dolnej (H. Okruszko, J. Oświt 1969). Pierwszym, który zwrócił uwagę na występowanie w dolinach stref nazywanych stadiami rozwojowymi: torfowej, mułowej, madowej, torfowo-mułowej i mułowo-madowej, był H. Okruszko (1969; 1971). Ta ciekawa i płodna koncepcja powstała przy rozpatrywaniu gleb hydrogenicznych doliny Biebrzy, w której strefy wyrażone są w sposób bardzo charakterystyczny. Korekty, które autor niniejszego opracowania wprowadził na poprzednich stronach dotyczą głównie nomenklatury i granic występowania poszczególnych stref. Dla przestrzennego zróżnicowania strefowości podłużnej wprowadzono pojęcie „odcinka doliny”, w którym występuje jedna lub więcej stref charakteryzujących się określonymi utworami geologicznymi. Tak np. w odcinku torfowym i madowym występuje zasadniczo jedna strefa: torfowa lub madowa, a w odcinku torfowo-mułowym i torfowo-madowym po dwie strefy. Wydaje się, że nie należy np. nazwy „stadium mułowe” rozciągać na cały odcinek doliny, w którym strefa torfowa jest od dwóch do dziesięciu razy większa od strefy mułowej, jak proponuje autor koncepcji. Określenie „stadium” można zarezerwować dla podkreślenia zmian, jakim podlega dolina w trakcie rozwoju, np. stadium torfowo-mułowe charakteryzuje się akumulacją mułów na utworach torfowych. Schemat takiego układu podał H. Okruszko (1969, ryc. 10), a może on występować w odcinku torfowym (dolina Netty), jak i torfowo-mułowym.

Czynnikiem zasadniczym różnicującym dolinę na poszczególne odcinki są według H. Okruszki (op. cit., s. 42) wahania poziomu wód w rzece i na terenach przyległych, spowodowane stosunkiem zlewni do danego odcinka doliny. A. Pałczyński (1972) na plan pierwszy wysuwa zasobność wód związaną przede wszystkim z wielkością zlewni. Autor ten określa strefa torfowa, torfowo-mułowa, mułowa, madowa rozciąga również na całe odcinki doliny, mimo że dotyczą one strefy przykorytowej. Dyskusyjne są również granice poszczególnych stref. Strefa torfowo-mułowa nie zaczyna się od Starokamiennej, lecz od tego miejsca następuje zastosowanie torfów mszysto-darniowych przez torfy turzycowiskowe i szuwarowe.

Nie negując znaczenia wielkości zlewni podkreślonej przez obydwu wymienianych autorów można dorzucić jeszcze jedną obserwację. Strefa mułowa, w której utwory mułowe leżą bezpośrednio na aluwiach rozpoczyna się poniżej Czarniewa, w rejonie gwałtownego rozszerzenia się doliny w basen Biebrzy Środkowej. Jednocześnie spadek wynoszący 0,450‰ maleje do 0,241‰, a następnie do 0,088‰. Podobne zjawisko

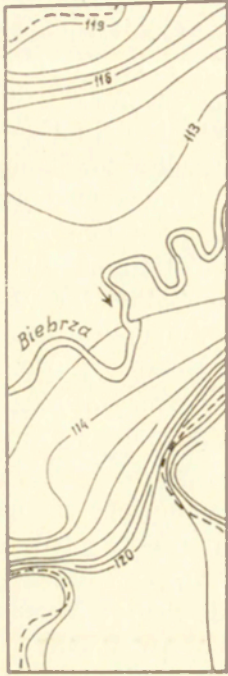
obserwujemy w dolinie Elku. Strefa mułowa formuje się natychmiast po wejściu rzeki w szeroki basen Biebrzy Środkowej w rejonie Modzełówki. Nagłe zmniejszenie spadku powoduje z reguły zmniejszenie siły transportowej rzeki i akumulację niesionych osadów. Dla przykładu można wskazać wybitne zwiększenie akumulacji przy wylocie dolin z gór na płaskie przedpole. W naszym przypadku zmiana spadku związana z rozszerzeniem się doliny była ważnym czynnikiem przy tworzeniu współczesnej strefy mułowej, w której ciągła akumulacja niesionej zawiesiny powodowała osadzanie namułów pokrytych na ostatnim etapie rozwojowym doliny przez muły. Ważną rolę grają też inicjalne warunki geomorfologiczne, gdyż np. w rejonie Osowca, w zwiężeniu doliny próg sandrowy wpłynął na lepsze zdrenowanie przyległego obszaru. Dzięki temu strefa mułowa między Osowcem i Dawidowizną jest znacznie szersza, lepiej wykształcona i bardziej przypomina madowy krajobraz z doliny Narwi.

Budowa geologiczna odcinka torfowego i torfowo-mułowego znana jest tylko z wierceń IMUZ. W basenie Biebrzy Górnej podłoże podtorfowe ma zarówno charakter erozyjny (ryc. 4, w. *a, b, c, n*), jak i akumulacyjny (w. *e, i, k, m*). Basen Biebrzy Środkowej charakteryzują z reguły pokrywy akumulacyjne piasków drobnych, mułków i ilów (w. *o, p, r, s, x, y, z*). Żwirry z glaznikami występują płytko w strefie torfowisk kuwaskich (w. *u, v, w*), choć bezpośrednio pod torfem nawiercano piaski średnie i drobne, mułki lub ily (por. S. Żurek 1970).

Odcinek torfowo-madowy ma szczegółowszą siatkę wierceń wykonanych w basenie Wizny (W. Kollis 1957). Ponieważ nie określono genezy osadów, a tylko ich cechy litologiczne, mają one mniejszą wartość dla analizy paleogeograficznej. Interpretując te materiały (S. Żurek 1968), wydzielono na glinach ostatniego na tym terenie zlodowacenia dwa cykle sedymentacyjne typu rzeczego. Drugi cykl rozpoczynający się osadami żwirowo-piaszczystymi kończą osady zastoiskowe — piaski pylaste, mulki i ily przykryte torfami w basenie Wizny lub drobne piaski w strefie madowej. Akumulacja polodowcowa przekracza 20 m, gdyż do tej głębokości sięgają niektóre wiercenia. Cokoły gliniaste ujawniają się z reguły w pobliżu współczesnych wysp wysoczyznowych, stanowiąc ich zanurzony fundament na podobieństwo kier lodowych.

Taras zalewowy dziś to płaska powierzchnia opadająca zgodnie z kierunkiem biegu pradoliny. Kopalne „twarde” dno tarasu informuje nas o historii rozwoju pradoliny pozwalając wyciągnąć kilka wniosków. Na podstawie analiz podobnego rodzaju wykazano np. różną genezę poszczególnych odcinków pradoliny Wisły—Noteci (por. T. Bartkowski 1970a).

Taras zalewowy basenu Biebrzy Górnej składa się z dwóch kopalnych poziomów (ryc. 12). Poziom dolny opada od 119 m (ujście Nurki) do



Ryc. 12. Rzeźba dna mineralnego torfowiska w rejonie Szuszałewa (Biebrza Górna) (5)
Relief of mineral bottom of a peat bog in the region of Szuszałew (Upper Biebrza) (5)

111 m n.p.m. w rejonie Czarniewa, poziom górny występuje to przy jednym, to przy drugim brzegu doliny, przeciętnie 2—4 m wyżej od poprzedniego. Granice między dwoma poziomami nie są bardzo czytelne, a wiąże się to z niezbyt dużym zagęszczeniem punktów na przekrojach (100—250 m) nie pozwalającym na uchwycenie krawędzi erozyjnych. Ten jednolity erozyjny obraz zakłócony jest częściowo przez wsypane się do pradoliny stożki napływowe: Lebedzianki, Trzyrzeczek, Małowisty, Horodnianki, które powodują lokalne wygięcia izolacji. W rozszerzonej części basenu między Kamienią Starą i Nowolipskim dno pradoliny leży niżej o 1—2 m od poziomu dolnego w dalszej zwężonej części. Trudno w tej chwili rozstrzygnąć czy nastąpiło tu obniżenie dna np. na drodze erozji termicznej (termokrasu), czy na drodze osiadania osadów spowodowanego kompaktacją.

W basenie Biebrzy Środkowej można również wyróżnić 2 poziomy. Poziom dolny opada od 111 m (Czarniewo) do 106 m (Dawłodowizna), górny od 113 do 108—109 m n.p.m. Podobnie jest w dolinie Jegrzni i Netty, w których różnica między dwoma poziomami wynosi 2 m. W basenie dominuje zdecydowanie poziom dolny, górny przywiązany jest fragmentarycznie do brzegu wysoczyzny, sandru czy wysp pradolinnych. Szeroko rozprzestrzeniony poziom dolny urozmaicony jest głębszym wcięciem koryta Biebrzy i Elku oraz bardzo połogimi, dużymi zagłębieniami późniejszych jezior (Czerwone Bagno, rejon Dębowa, Kapic i kolonia Przechody). Nieco inny charakter rzeźby podłoża posiada część północno-zachodnia basenu, zwana Kuwasami i Modzelówką. Na tle poziomu górnego opadającego od 115 m (Miecze) do 109 m n.p.m. (ujście Jegrzni) występuje cały szereg zagłębień bezodpływowych. Niektóre mają charakter głębszych rynien, inne tworzą okrągławe formy różnej wielkości (por. S. Żurek 1970). Generalnie krajobraz ten nie przypomina erozyjnych powierzchni z innych części pradoliny, lecz raczej rzeźbę wytopiskową opisywaną np. w dolinie Elku koło Grajewa (T. Churski *et. al.* 1968).



Fot. 8 Woźna Wieś. Utwory sandrowe doliny Jegrzni (ryc. 1, odkr. 13)

Woźna Wieś. Outwash plain formations within the Jegrznia river valley (Fig. 1, exposure 13)



Fot. 9 Prostki. Bezstrukturalna pokrywa na utworach fluwioglacjalnych (ryc. 1, odkr. 14)

Prostki. Structureless cover on the fluvioglacial formations (Fig. 1, exposure 14)



Fot. 10 Koty—Rybno. Utwory zwałowe wyspy morenowej otoczonej sandrem (ryc. 1, odkr. 15)

Koty—Rybno. Boulder clay formations of a moraine island surrounded by outwash plain (Fig. 1, exposure 15)



Fot. 11 Kropiwna. Północne zbocza wyspy wysoczyznowej. Na pierwszym planie torfowisko turzycowo-mszyste

Kropiwna. Northern slopes of the upland island. In the front a sedge-moss peat bog



Fot. 12 Strękowa Góra. Piaski wydmore przykrywające ostaniec wysoczyzny
Strękowa Góra. Dune sands covering the upland relic



Fot. 13 Chojnowo. Wal wydmore tamujący odpływ wód z wysoczyzny ku pradolinie. Na pierwszym planie torfowisko
Chojnowo. Dune ridge that dams up waters flowing from the upland area to the urstromtal. In the front a peat bog



Fot. 14 Lipsk. Strefa przykorytowa Biebrzy w odcinku torfowym. Torfowisko tuzycowo-mszyste dochodzi prawie do samego koryta rzeki

Lipsk. Near-bed zone of the Biebrza river within the peat section. The sedge-moss peat bog reaches almost the river bed

Analiza przekrojów stratygraficznych basenu Biebrzy Dolnej świadczy o erozyjnej rzeźbie podłoża mineralnego, dlatego też zbędnym wydawało się kreślenie bardzo pracochłonnej mapy. Ciekawszą rzeźbą podłoża charakteryzuje się basen Wizny (S. Żurek 1968, por. mapa). W centralnej partii występuje dość głęboka niecka z szeregiem głęboczaków i progów, która biegnie z płd.-zach. na płn.-wsch. Na wysokości wyspy Grądy Woniecko niecka uległa rozdzieleniu. Jedną część zachowuje dotychczasowy kierunek celując w Jezioro Maliszewskie, druga zakręca wokół wyspy „utykając” na granicy mineralnego tarasu zalewowego. Po stronie zachodniej, północnej i wschodniej niecki występuje poziom przeciętnie o 2—3 m wyższy, nawiązujący do rzeźby współczesnego tarasu. Od strony południowej poziom dolny przechodzi w zasadzie wyraźną krawędzią w wysoczyznę. Interesującym zagadnieniem jest fakt, że obydwa poziomy wykazują na obszarze basenu bardzo niewielkie spadki podłużne. Przemawia to za tym, że formowanie rzeźby dna odbywało się na obszarze bardzo płaskiej kotliny typu dużych basenów zastoiszkowych, której ujście mogło być permanentnie zasypywane przez stożek napływowy Gaci.

W północno-wschodniej zatoce basenu Wizny leży Jezioro Maliszewskie, którego rzeźba dna odbiega zupełnie od wszystkich form dotychczas opisywanych. Jest to lej o średnicy 1 km, zagłębiony kilkanaście m poniżej dna otaczających go torfowisk. Wykluczenie erozji skłania do przyjęcia krasowej lub termokrasowej genezy misy jeziornej (S. Żurek, K. Więckowski 1972).

TORFOWISKA

W krajobrazie pradoliny dominują ogromne obszary torfowe, które jak wspomniano na wstępie tworzą największy kompleks w Europie Środkowej i Zachodniej. Dla lepszego uwypuklenia charakteru zatorfień podzielono pradolinę na 6 odcinków, których granice uwarunkowane są szeregiem czynników fizyczno-geograficznych, przede wszystkim genezą rzeźby. Pewne trudności ujawniły się przy nakreśleniu granic pradoliny, ale ponieważ niższy poziom sandrowy przechodzi bez załomu w taras pradolinny, północną granicę oparto o kontakt sandru z rzeźbą młodszego zlodowacenia (odcinek Grajewo—Augustów), na sandrze augustowskim natomiast o południową granicę występowania jezior. Granicami wschodnimi, południowymi i zachodnimi jest linia wysoczyzny starszego zlodowacenia, toteż w zasadzie nie będą omówione torfowiska dolin wysoczyznowych łączące się z torfowiskami pradoliny (np. doliny Sidry, Brzozówki, Wissy).

Charakterystyka torfowisk przeprowadzona zostanie poczynając od

sandrowego odcinka pradoliny na północnym wschodzie, a kończąc na przełomie łomżyńskim na południowym zachodzie. Jej podstawą jest kartograficzne ujęcie wszystkich faz rozwojowych torfowisk. Fazy wstępne przedstawia mapa zanikłych jezior (ryc. 26) i mapa zatorfien wstępnych (ryc. 25), fazę zasadniczą i końcową przykładowe mapy stratygraficzne (ryc. 5, 7, 8, 11). Duże zróżnicowanie budowy torfowisk podkreślają dodatkowo profile i przekroje stratygraficzne (ryc. 13—20) pozwalające śledzić proces zatorfienia zarówno w czasie jak i przestrzeni. Na profilach i przekrojach złoża charakteryzowane są gatunkami torfów, na mapach i w tabelach — rodzajami. Dla syntetycznego ujęcia stratygrafii typy złóż — wysoki, przejściowy i niski — podzielone są na grupy (od A do H — ryc. 13—20, tab. 7) w zależności od rodzaju torfu występującego w stropie i rodzaje złóż (tab. 7) w zależności od torfu podścielającego. Nadanie większej rangi warstwom stropowym wynika z faktu, że decydują one o rolniczej przydatności złoża i wskazują na tendencje rozwojowe torfowiska. Podział ten jest rozwinięciem pierwszych prac autora (S. Żurek 1969), przy czym przyjęto, że miąższość warstwy stropowej od powierzchni torfowiska nie może być mniejsza niż 30 cm.

SANDR AUGUSTOWSKI

Analizowany obszar obejmuje sandrowe torfowiska leżące między linią jezior a odcinkiem pradolinny Biebrzy Górnej. Zasadnicze badania torfoznawcze przeprowadzone zostały przez autora i T. Churskiego w latach 1965—1966. Na ich podstawie wykonano 6 dokumentacji torfowisk (Dolina Wołkuszanki, Dolina Jastrzębianki, Lebiezdzin, Jaminy, Kolnica, jezioro Kolno). Uzupełniających badań terenowych w latach następnych nie wykonywano, natomiast autor przeprowadził kameralną weryfikację materiałów stratygraficznych, uzyskując z czasem inny obraz niż ujęcie poprzednie (ryc. 13).

Literatura tego obszaru jest uboga. Jedno z torfowisk wysokich w rejonie Kolnicy doczekało się szerszej analizy jako przykład kontynentalnego torfowiska wysokiego (S. Tołpa, E. Gorham 1961). Szereg wzmianek dotyczy roślinności torfowiska Jastrzębna (M. Jasnowski 1957; A. Sokołowski 1969; A. Pałczyński 1972) i niektórych innych torfowisk (A. Sokołowski 1965; D. Gocławska 1966; A. Czerwiński 1967). Prace florystyczne objęły też rezerwat „Starożyn”, w skład którego wchodzi torfowisko niskie (D. Sobótka 1967), jak też rezerwat „Jezioro Kolno” (A. Sokołowski 1968) i „Perkuć” (A. Sokołowski 1972), które leżą bezpośrednio na granicy opracowania.

Cały materiał analityczny dotyczący charakterystyki torfowisk umieszczono na mapach i w tabelach, co zwalnia autora od drobiazgowej analizy i pozwoli na uwypuklenie cech najważniejszych. Na ogólną powierzchnię 9 620 ha, 81% przypada na 4 największe torfowiska (tab. 4).

Tabela 4

Rozdział torfowisk według klas wielkości

Przedziały w ha	Sandr augustowski		Biebrza Górna		Biebrza Środkowa		Biebrza Dolna		Taras zalewowy Narwi		Wizna		Razem	
	ilość	%	ilość	%	ilość	%	ilość	%	ilość	%	ilość	%	ilość	%
do 5,0	46	46	—	—	26	36	8	44	8	35	—	—	88	40
5,5–10,0	16	16	—	—	11	15	1	6	5	22	1	20	34	16
10,5–20,0	17	17	—	—	13	18	—	—	7	31	—	—	37	17
20,5–50,0	8	8	—	—	13	18	1	6	1	4	2	40	25	11
50,5–100,0	7	7	—	—	2	3	—	—	1	4	1	20	11	5
100,0–500,0	2	2	—	—	3	4	3	16	1	4	—	—	9	4
pow. 500,0	4	4	1	100	4	6	5	28	—	—	1	20	15	7
Razem	100	100	1	100	72	100	18	100	23	100	5	100	219*	100

* Ilość torfowisk wynosi 218, gdyż torfowisko basenu Biebrzy Górnej łączy się z największym torfowiskiem basenu Biebrzy Środkowej.

Miąższość torfu w %

Miąższość w metrach	Sandr augustowski	Biebrza Górna	Biebrza Środkowa ¹⁾	Biebrza Dolna ²⁾	Taras zalewowy Narwi	Wizna
do 1,0	51,3*	8,4**	29,2**	42,0**	40,9*	17,0**
1,05–2,0	28,7	13,4	34,6	51,9	52,3	20,0
od 2,0	20,0	78,2	36,2	6,1	6,8	63,0
Razem	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

* Wg ilości punktów (sond i wierceń).

** Liczone metodą powierzchniową (izolinie).

¹ Bez Kuwasów, doliny Netty i torfowisk sandrowych.

² Bez torfowisk wschodniej rynny.

Tabela 6

Powierzchnia gytii pod torfem

Odcinek pradoliny	%*
Sandr augustowski	8,0
Biebrza Górna	18,0
Biebrza Środkowa	5,6
Biebrza Dolna	4,7
Taras zalewowy Narwi	9,9
Wizna	15,1
Razem	8,1

* % w stosunku do powierzchni torfowisk.

Jeśli chodzi o ilość, górują zdecydowanie torfowiska do 10 ha (62%) wypełniając drobne, okrągławe zagłębienia sandrowe. Są one jednocześnie bardzo płytkie, nie przekraczają na ogół 1 m. Jest to druga ważna cecha torfowisk tej części sandru (tab. 5). Złóża głębokie (> 2,0 m) występują prawie wyłącznie w torfowiskach związanych z pradoliną (Dolina Wołkuszanki, Jastrzębna) lub ze strefą morenowo-jeziorną (Kolnica), w której zanotowano największe miąższości torfu, a także gytii czy też torfu z gytią. Świadczy to, że północna część torfowiska Kolnica należy już do innej strefy paleogeograficznej — sandru jeziorno-wytopiskowego. Charakterystyczną jej cechą jest występowanie rynien glacialnych i głębokich złóż gytii pod torfem.

Tabela 7

Stratygrafia złóż

Typ złóż	Grupy złóż	Rodzaj złóż	Sandr augu- stowski %	Biebrza Górna %	Biebrza Środkowa %	Biebrza Dolna %	Taras zalewowy Narwi %	Wizna %	Razem %
niskie	A – szu- warowe	I namulone	0,1	0,2	0,7	0,1	—	—	0,4
		II szuwarowe	2,3	—	36,2	8,3	—	0,1	19,3
		III szuwarowe na turzycowiskowych	1,1	—	0,8	—	—	—	0,5
	B – tu- rzycowi- skowe	IV turzycowiskowe na szuwarowych	—	18,6	25,9	13,8	—	25,2	19,9
		V turzycowiskowe	19,2	6,8	10,7	3,4	11,6	4,3	9,0
		VI turzycowiskowe na olesowych	1,1	0,8	0,6	12,4	8,3	1,3	3,2
	C – mszy- sto-darniowe	VII mszysto-darniowe na szuwarowych i tu- rzycowiskowych	8,4	15,7	3,1	2,1	—	13,3	5,8
		VIII mszysto-darniowe	5,4	53,0	1,3	2,6	—	20,5	9,8
		IX mszysto-darniowe na olesowych	3,8	0,5	4,1	14,9	—	—	5,4
	D – oleso- we	X olesowe na szuwarowych	0,1	—	0,4	—	—	1,7	0,4
		XI olesowe na turzycowiskowych	—	—	1,3	—	—	0,1	0,7
		XII olesowe na mszysto-darniowych	—	—	0,2	—	—	—	0,1
		XIII olesowe	52,5	3,4	13,6	41,5	75,1	33,5	24,1
wysokie	E–F przejsio- we	XIV rodzaje niewydzielone	1,2	0,8	1,0	—	0,3	—	0,7
	G – H – wysokie	XV rodzaje niewydzielone	4,8	0,2	0,1	0,9	4,7	—	0,7
Razem			100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

W rozpatrywanej części sandru gytia pod torfem zajmuje tylko 8% powierzchni torfowisk (tab. 6), tworząc w 80% płytkie lub nawet bardzo płytkie złoża. Przeważnie są to gytie wapienne, rzadziej detrytusowe czy ilaste. Cechą następną jest zatorfienie przede wszystkim gruntów mineralnych, w małej części natomiast płytkich zbiorników wodnych.

W budowie złóż sandru augustowskiego dominują zdecydowanie torfy olesowe (leśne), zajmujące ponad połowę powierzchni torfowisk (tab. 7). Cechuje je mała miąższość, jednorodna budowa oraz występowanie przeważnie na podłożu mineralnym. Złoża olesowe wypełniają prawie wszystkie małe i średnie torfowiska, a także niektóre duże oraz płytsze, nieraz rozległe brzeżne partie torfowisk największych.

Drugą większą grupę tworzą torfy turzycowiskowe i szuwarowe (24%). Związane są z jedynym większym ciekim, Wołkuszanką, oraz z zarastającymi zbiornikami wodnymi czy intensywnie zabagnianymi strefami sandrowo-morenowymi.

Interesujący jest układ kopalnych zbiorowisk szuwarowych w rejonie Wołkuszanki. W części wschodniej od samego początku dominowały szuwały trzcinowe, bardzo silnie zamulane w okresie początkowym (ryc. 13 w. 4). W części środkowej szuwały trzcinowe (zamulone) ustąpiły błotnym szuwarom turzyc wysokich (w. 5), które opanowały od początku część zachodnią. W partii tej ciek jest jeszcze bardzo niewielki i trudno sobie wyobrazić, by mógł wpływać na rozwój zbiorowisk szuwarowych. Można tu zaobserwować w złożu cały szereg wkładek gytii, przeważnie w poziomie 70—120 cm (por. ryc. 28), ale i 120—150 cm, 200—250 cm (por. w. 7). Widać z tego, że mamy do czynienia z akumulacją typu źródłiskowego, a gytia jest efektem wzmożonego dopływu wód wgłębnych, które tworzyły liczne jeziora. Jeziora układają się mniej więcej wzdłuż północnej krawędzi kopalnego tarasu w najgłębszej części torfowiska.

Od miejscowości Wołkusz w dół rzeki występują mady metrowej miąższości przykrywające w południowo-zachodniej części torfowiska torf olesowy (złoże namulone). Pochodzenie mad ma prawdopodobnie charakter antropogeniczny i wiąże się być może z budową w 1560 r. młyna wodnego w Wołkuszu (J. Wiśniewski 1967, s. 125).

Jednorodne torfy mszysto-darniowe występują tylko we wschodniej części torfowiska Jastrzębna. W stropie są to torfy mszyste ze *Sphagnum teres* lub turzycowo-mszyste z elementami oligotroficznymi (*Sphagnum*, *Pinus*), niżej torfy turzycowe o niskiej popielności (6—8%), a w spągu gytie, torfy turzycowo-mszyste lub nawet mszarne przejściowe (w. 29, 30, 32). Dziś występują tutaj leśne torfowiska przejściowe (zbiorowiska *Betuletum pubescentis verrucosae* — var. mezotroficzny. *Vaccinio-uliginosi Pinetum salicetosum*) lub fragmenty torfowiska wysokiego (A. Pałczyński 1972). Wśród 100 omawianych torfowisk aż 41 to współcześnie

torfowiska wysokie, 2 przejściowe, a 14 to kompleksy, gdzie występują 2 albo 3 typy razem (wysoki, przejściowy, niski). W sumie można się doliczyć 14 torfowisk przejściowych i 56 torfowisk wysokich. Ponieważ mamy czasem do czynienia z ekspansją świeżej daty, złóż przejściowych jest 8 a wysokich 47. Te duże liczby są zupełnie niewspółmierne do powierzchni torfowisk tego typu (tab. 7). Zdecydowana większość nie przekracza 5 ha, a nawet oscyluje koło 1 ha. Większe powierzchnie torfowisk wysokich występują jedynie na pobrzeżach torfowisk Wołkuszan-ki. W jej wschodniej części otoczonej wydhami, dominuje według A. Sokołowskiego (1969), zespół *Sphagnetum medio-rubelli*, natomiast w południowej części zespół *Vaccinio-uliginosi Pinetum* (bór bagienny). Ma to swoje odbicie w stratygrafii obydwu złóż, gdyż w pierwszym przypadku zalegają torfy mszarne, w drugim sosnowe (por. w. 6 i 10). Klasyyczny ciąg sukcesyjny reprezentuje wysokie torfowisko rejonu Rubcowa, w którym turzycowo-mszyste i mszyste torfy przykryte są mszarno-turzurowymi przejściowymi i cienką warstewką torfu mszarno-kępowego wysokiego. Na powierzchni występuje mszar sosnowy *Sphagnetum medii pinetosum*. Najczęściej w płytkich złóżach torf wysoki zalega od spągu, w głębszych natomiast leży na torfach przejściowych, mszysto-darniowych lub gytii.

Aby zorientować się częściowo w aktualnych tendencjach rozwojowych torfowisk sandrowych opracowano tabelę współczesnej szaty roślinnej torfowisk (tab. 8). Porównując ją z tabelą stratygraficzną obser-

Tabela 8

Szata roślinna torfowisk (sandr augustowski)

Grupy zbiorowisk roślinnych	%
Szuwary wodne i błotne — grupa A i B	1,5
Trzęsawiska i mokradła — grupa C	19,0
Olesy — grupa D	46,2
Łąki i pastwiska, <i>Molinietalia</i>	20,7
Łąki uprawne i pola	1,3
Razem	88,7
Torfowiska przejściowe: mszary	0,1
leśne	6,0
Razem	6,1
Torfowiska wysokie: mszar sosnowy	2,5
bór bagienny	2,7
Razem	5,2
Razem:	100,0

wujemy prawie całkowity zanik szuwarów wodnych i błotnych, na miejscu których rozciągają się dziś łąki turzycowo-mszyste oraz zmiennowilgotne łąki i pastwiska *Molinietalia*. Niewiele wzrosła powierzchnia zbiorowisk mszysto-darniowych, lekko zmalał udział olesów (wyręby), natomiast wzrósł udział torfowisk przejściowych z 1 do 6%. Zmiany te, abstrahując od działalności gospodarczej, która nigdy nie była tu znaczna i przejawia się w drobnych wyrębach, świadczą o wyraźnej zmianie reżimu wód gruntowych w kierunku ich stagnacji i stopniowej oligotrofizacji siedlisk. Pierwszym tego sygnałem było zastępowanie przez zbiorowisko mszysto-darniowe dotychczasowych siedlisk szuwarowych.

BASEN BIEBRZY GÓRNEJ

Torfowiska tego odcinka tworzą jeden zwarty kompleks, towarzyszący górnemu biegowi Biebrzy i Nurki od granicy Państwa do rozszerzenia doliny w rejonie Czarniewa. Na długości 45 km pradolina jest stosunkowo wąska (1—3 km), rozszerza się tylko w części środkowej, gdzie w rejonie Lipska łączą się dwa potężne ramiona, jedno biegnące w stronę Niemna i Grodna, drugie w stronę Czarnej Hańczy.

Pierwsze sygnały o charakterze zatorfień basenu pochodzą od S. Tołpy (1958), który opracował stratygrafię jednego, najgłębszego w basenie wiercenia. W 1962 r. na przekrojach dolinowych prowadzonych co 1 km rozpoznano wstępnie stratygrafię i szatę roślinną. W kameralnym opracowaniu wyników brał udział autor (opracowanie przekrojów stratygraficznych i map) oraz T. Churski (tekst dokumentacji). W latach 1964—66 obydwaj autorzy dokonali szeregu wierceń i sondowań na obszarach „białych plam”, jak i dla weryfikacji materiałów poprzednich. Materiały te stanowią podstawę obecnego opracowania. Kolejnej weryfikacji, ale ograniczonej do trzech wybranych przekrojów dolinowych, dokonano w 1969 r. Stratygrafię torfowiska Skieblewo, które posiada zresztą szczegółową dokumentację, zweryfikował autor w roku 1967 wykonując 4 wiercenia (ryc. 14, w. 70—73).

Torfowiska basenu Biebrzy Górnej o powierzchni około 12 tys. ha różnią się zdecydowanie od omówionych wyżej torfowisk sandrowych. Gdy tam 50% przypadało na złoża płytkie, tu 78% to złoża głębokie (tab. 6). Większa jest stosunkowo powierzchnia gytii pod torfem, gdyż kopalne jeziora stanowiły 18% współczesnej powierzchni torfowisk. Tworzyły one 14 zbiorników, z których największy rozciągał się od Nowokamiennej do Lipska prawie na długości 8 km.

Zarówno miąższość, jak i stratygrafia pozwalają wyróżnić w basenie dwie odmienne części: wschodnią i zachodnią. Część wschodnia, do zwężenia pradoliny między Ostrowem a Starokamienną, cechuje się naj-

większymi miąższosciami i jednolitym pokładem torfu mszysto-darniowego (ryc. 15). Są to niskopopielne, słabo rozłożone („watowate”), o dużej chłonności torfy wytworzone ze zbiorowisk turzyc niskich. Z profiliów można odczytać, że raz dominuje w nich *Carex lasiocarpa*, innym razem *Carex paradoxa*, *C. stricta* czy nawet trzcina. Zależec to będzie od zasilania i gospodarki wodnej złoża zmieniającej się w trakcie narastania torfowiska. Mchy występują raczej w warstwach spagowych, tworząc tu nawet poziom torfu mszystego, lub w stropie, w torfie turzycowo-mszystym. W dolinie Nurki i Niedźwiedzicy (w. 55—57), przy ujściu Sidry do Biebrzy (w. 62, 64) i na obrzeżeniu torfowiska Skieblewo (w. 70, 73), torfy mszysto-darniowe rozdzielone są pokładem torfów szuwarowych i turzycowiskowych, świadcząc nie tylko o większej żyzności wód (rzecznych i denudacyjnych), ale i poważniejszych zmianach klimatycznych. Podobny wskaźnikowy charakter mają wkładki gytii w torfach w rejonie Lipska, Nowolipska i ujścia Niedźwiedzicy (w. 58, 66, 77). Pojawianie się ich na różnych głębokościach, od 30 do 360 cm, świadczy o stałej tendencji tego obszaru do ujawniania się naporowych wód wgłębnych (por. ryc. 28).

Zwężona do 1—2 km część zachodnia basenu charakteryzuje się wyłącznie torfami turzycowiskowymi i szuwarowymi (w. 78—87). Szuwary trzcinowe i turzycowo-trzcinowe, od ujścia Kamiennej trzymające się strefy przyrzecznej, opanowują stopniowo całą dolinę, co uwidacznia się zwłaszcza w ujściowym odcinku Lebedzianki. Między Małowistą a Sztabinem dominowały szuwary błotne turzyc wysokich (torf turzycowiskowy), a poniżej szuwary wodne z przewagą trzciny. W stropie na całej przestrzeni odcinka występują torfy turzycowiskowe, z wyjątkiem strefy kontaktowej z częścią wschodnią, w której torfy szuwarowe przykryte są turzycowo-mszystymi. Większy stopień rozkładu torfów szuwarowych, rozwijających się w warunkach pewnych wahań poziomu wód, powoduje mniejszy przyrost grubości, dzięki czemu miąższosci złóż całego odcinka są wyraźnie niższe. Gdy w części wschodniej wahały się między 4—5 m, tutaj oscylują w granicach 2—3 m.

Oprócz konsekwencji stratygraficznych, wynikających z podziału na dwa odcinki, charakterystyczną cechą złóż basenu jest brak praktycznie torfów olesowych oraz torfów przejściowych i wysokich. Jedyne torfowisko wysokie (*Vaccinio-uliginosi Pinetum* — typicum wg A. Pałczyńskiego 1972) z głębokim pokładem torfów mszarnych (w. 68) rozwinęło się na uboczu, w strefie międzywydmowej. Trochę większy pod względem powierzchni jest płat przejściowych torfów mszarnych na torfowisku Skieblewo (w. 71), który sygnalizuje proces oligotrofizacji niskich torfowisk basenu. Dziś na powierzchni złoża przejściowego rośnie typowy bór bagienny torfowiska wysokiego otoczony na dużej przestrzeni borem ba-

giennym torfowiska przejściowego (*Vaccinio-uliginosi Pinetum — salicetosum*). Również zakrzewienia w rejonie Lipska, Nowolipska i Szusza-lewa obfitują w niektórych partiach w gatunki oligotroficzne jak *Oxycoccus quadripetalus*, *Ledum palustre*, *Empetrum nigrum*, *Andromeda polifolia*, *Drosera rotundifolia*, *Sphagnum medium*, *rubellum* itp.

BASEN BIEBRZY ŚRODKOWEJ

Najbardziej rozszerzona, kotlinowa część pradoliny ma charakter nieregularnego prostokąta o wymiarach 20×40 km, z wysuwającym się na północ rękawem Netty. Od strony wschodniej granicą basenu jest naturalne zwężenie pradoliny w rejonie Czarniewa—Dwugły, oddzielające wąski odcinek basenu Biebrzy Górnej od rozszerzenia na międzyrzeczu Biebrzy i Brzozówki. Torfowiska obu basenów łączą się tworząc jeden wielki kompleks torfowy. W skład tego kompleksu wchodzi też torfowiska w dolinie rzeki Netty na odcinku Białobrzegi—Dębowo, które w całości włączono do basenu Biebrzy Środkowej. Od strony północnej granicą jest linia wysoczyzny morenowej najmłodszego zlodowacenia, to też oprócz zasadniczego kompleksu torfowego pradoliny znajduje się w tej części kilkanaście drobnych najczęściej torfowisk sandrowych. Od strony południowej przylega do basenu wysoczyzna morenowa starszego zlodowacenia, natomiast od zachodniej kompleks torfowy oddzielony jest od niej pasem sandru i tarasu pradolinowego, na których leży szereg mniejszych torfowisk.

Rozległość i częściowa niedostępność wielu partii jest przyczyną nierównomiernego zbadania całego basenu. Z sieci wierceń wynika, że znaczne obszary scharakteryzowane są w sposób ekspertyzowy i przyszłe szczegółowe badania weryfikacyjne mogą wprowadzić pewne zmiany w obrazie stratygrafii. Najlepiej zbadany jest obszar Kuwasów i Modzelówki, gdzie prowadzono prace w latach 1952—1954 (SGGW) oraz 1968—1971 (IMUZ). Równie szczegółowo rozpoznano torfowiska doliny rzeki Elk na odcinku Toczyłowo—Szymany (T. Churski *et. al.* 1968). W latach 1961—1965 w ramach współpracy z Biurem Projektów Wodnych Melioracji wykonano w IMUZ dokumentację przyrodniczą basenu, przy czym podobnie jak w basenie Biebrzy Górnej autor opracował przekroje stratygraficzne i mapy, a T. Churski tekst opracowania. Szereg prac uzupełniających wykonanych przez autora w latach następnych, zwłaszcza w roku 1970, pozwoliło na usunięcie rażących dysproporcji w rozpoznaniu stratygrafii basenu. Torfowiska pobraży, zwłaszcza przylegających sandrów, scharakteryzowano w kilku dokumentacjach (dolina rzeki Netty, Rybczyzna, Wierzbowo, Białaszewo).

Oprócz publikowanych prac torfoznawczych omówionych we wstępie,

szereg opracowań dotyczy rezerwatów utworzonych na torfowiskach basenu w latach 20 i 30-tych naszego wieku. Rezerwat faunistyczny „Czerwone Bagno”, utworzony dla ochrony łośia, pod względem florystycznym scharakteryzowany został przez M. Jasnowskiego (1952), rezerwat florystyczny „Grzędy” przez K. Lublinerówną (1935), B. Molskiego (1957) i J. Wolaka (1967), wreszcie rezerwat „Czapliniec” przez S. Wąsa (1959).

Wielka kotlina, w której łączą się wody kilku dużych rzek — Biebrzy, Brzozówki, Netty, Elku i Jegrzni — wyróżnia się potężnym kompleksem torfowym, którego powierzchnia sięga około 49,5 tys. ha. Rozległość obszaru sprawia, że przeważają tu złoża płytkie i średniogłębokie obejmujące w sumie 63,8% (tab. 5). Rozkład miąższości wygląda w ten sposób, że złoża najgłębsze występują w partii centralnej (Czerwone Bagno, Międzyrzecze Elku i Jegrzni), złoża płytkie na pobrzeżach i w oddzielnych torfowiskach sandrowych.

Zatorfienie basenu następowało w ścisłym związku z ówczesną rzeźbą podłoża, oddaleniem od rzek i gruntów mineralnych (ryc. 16 i 17). Wszystkie większe zagłębienia w podłożu zajęte były przez jeziora lub torfy mszysto-darniowe, które posuwając się od brzegów ku środkowi jezior przyczyniły się do ich zatorfienia. W spągu występowały najczęściej różne odmiany torfu mszystego, rozpoznane już przez M. Jasnowskiego (1959) np. torf *Drepanocladus Sendtneri* (Kapice, Czapliniec, Dębiec), *Calliergon giganteum* (Kłycek), *Scorpidium scorpioides* (Kapice, Dębiec, Czerwone Bagno, Wielka Pulwa, Łotok, Kłycek) czy *Camptothecium nitens* (Czapliniec, Wielka Pulwa, Łotok). Torfy mszyste można spotkać zarówno na podłożu mineralnym, na gytii, jak i pod gytią (w. 90, 108, 126, 128, 142, 143). Na torfach mszystych następowała najczęściej akumulacja torfów turzycowo-mszystych lub turzycowych.

Omówiona wyżej akumulacja ograniczona była mimo wszystko do lokalnych zagłębień nie łączących się z sobą. Powszechny rozwój torfowisk w basenie zmienił całkowicie jego oblicze, zarysowując jednocześnie klasyczną strefowość poprzeczną. W miejscach najniższych, czyli wzdłuż wszystkich rzek, w pasie do kilku kilometrów rozwijały się szuwary wodne i odkładał torf trzcinowy. Na obszarach międzyrzecznych oddalonych od rzek występowały płatami szuwary błotne i akumulował się torf turzycowiskowy. Jedynie w centralnej partii Czerwonego Bagna i na obszarze wytopiskowych jezior (rejonu Bėldy) trwała nadal akumulacja torfów mszysto-darniowych. Na skutek podnoszenia się poziomu wody gruntowej uległ zatorfieniu wyższy poziom tarasu zalewowego występujący wyłącznie przy pobrzeżach basenu i w rejonie wysp mineralnych. Rozwinęły się na nim lasy olchowe i olchowo-brzozowe, zasilane najczęściej wodami gruntowymi i źródliskowymi. Podobną akumulacją objęte zostały torfowiska sandru i tarasu pradolinne. Największy ob-

szar torfów olesowych występuje na Kuwasach, w rejonie kanału Łęg i Rudzkiego. Przeważnie budują one złoże od spągu do stropu, a ich miąższość waha się ekstremalnie od 30 do 150 cm. Kilka profili tego typu (Czapliniec, Ciszewo, Tajno, Tajenko) doczekało się szczegółowej analizy stratygraficznej opartej na różnych metodach (S. Marek 1965).

Obszar przyrzeczny omówiony został przy analizie tarasu zalewowego i jak pamiętamy składa się ze strefy mułowej i torfowej szuwarowej. W miarę upływu czasu zasięg szuwarów wodnych (fot. 17) ulegał kurczeniu i na ich miejsce wkraczały szuvary błotne. Dzięki temu torfy turzycowiskowe uzyskały przewagę nad torfami szuwarowymi (tab. 7), a jednocześnie zwiększył się zasięg torfów mszysto-darniowych, kosztem olesowych (Kuwasy) lub turzycowiskowych (Czerwone Bagno). Jednocześnie w strefie przyrzecznej zarysował się obszar, gdzie na torfach szuwarowych zaczęła się akumulacja mułów. Zmiany te można wiązać zarówno z czynnikami naturalnymi (erozja rzeczna), jak i gospodarką ludzką (wyręby, koszenie).

Na obszarze Czerwonego Bagna wytworzył się lokalny wododział, na którym początkowo akumulowały się brzożowe torfy przejściowe, przykryte następnie 20—30 cm warstwą wysokich torfów sosnowo-mszarnych (w. 108). Proces oligotrofizacji przebiega tu jednak powoli, o czym świadczą reliktove gatunki eutroficzne we współczesnej szacie roślinnej (fot. 18). Obecność tych gatunków była przyczyną, że przez długie lata określano Czerwone Bagno jako torfowisko przejściowe, gdy ostatnio widzi się tu specyficzne torfowisko wysokie typu Kermi (por. M. Jasnowski *et. al.* 1968) lub odrębny zespół *Carici chordorrhizae* — *Pinetum* — ass. nova nawiązujący wyraźnie do torfowiska wysokiego (A. Pałczyński 1972). Małe torfowiska wysokie z płytkimi torfami sosnowo-mszarnymi występują przeważnie w międzywydmowej części Grzęd. Porośnięte są zarówno przez typowy bór bagienny *Vaccinio-uliginosi Pinetum* (Grzędy), jak i mszar sosnowy z karłowatą sosną (rejon wydm Nowy Świat, rejon kolonii Przechody).

Wykonanie przed ponad 100 laty kilku dużych kanałów (Augustowski, Rudzki, Łęg, Woznawiejski) i zmeliorowanie już w XX w. torfowisk kuwaskich spowodowało duże zmiany w warunkach wodnych, a tym samym złożach torfu i zbiorowiskach roślinnych. Prawie w całym basenie nastąpiło zahamowanie procesu bagiennego, wzrost procesów rozkładowych i zmurszenie górnych warstw torfu. Pojawiło się jednocześnie cały szereg zastępczych zespołów roślinnych, jak łąki trzęślicowe, łąki z miętlicą i kostrzewą (R. Pacowski 1970), a niektóre partie torfowisk uległy zakrzewieniu (fot. 19) i zalesieniu, jak np. południowa część Brzezin Ciszewskich (fot. 20) czy obszary koło Kopic (por. A. Czerwiński 1972).

Południkowa część pradoliny między Goniądzem i Strękową Górą stanowi prostokąt rozszerzający się w dolnej części (Bagno Ławki) do 15 km. Obszar torfowisk sięgający około 21 tys. ha tworzą w zasadzie 2 złoża oraz kilka torfowisk usytuowanych w rynn timer biegnącej wzdłuż wschodniego brzegu pradoliny.

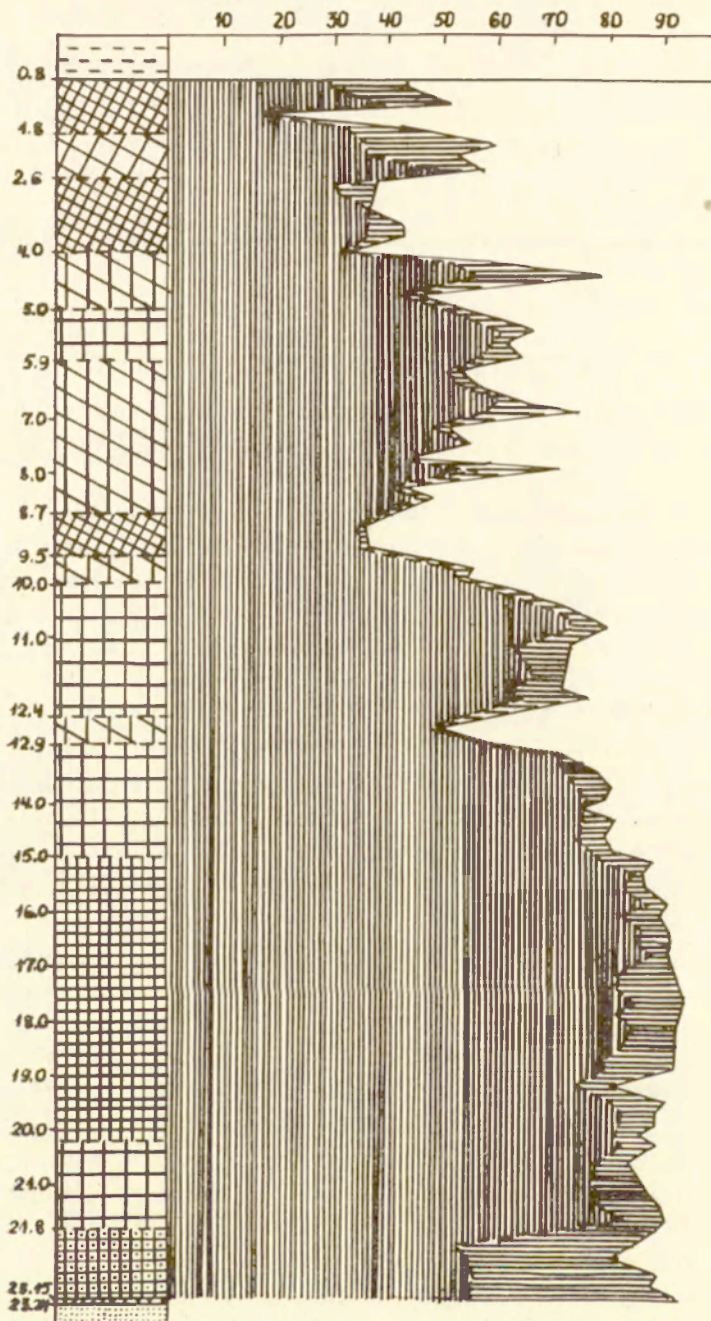
Pod względem torfoznawczym jest to najlepiej zbadany odcinek, gdyż cytowane już wieloletnie wszechstronne badania J. Oświta doprowadziły do opracowania monografii torfowisk tego obszaru (1973). Jest to jednocześnie najbardziej pierwotny obszar z unikalną ornitofauną (A. Dyrz et. al. 1969; 1972) typowany na Biebrzański Park Narodowy (A. Pałczyński 1968).

Duża ilość punktów badawczych rozmieszczonych na 25 poprzecznych przekrojach dolinowych pozwoliła stwierdzić, że 94% obszaru zajmują złoża płytkie i średniogłębokie. Maksymalną miąższość torfu wynoszącą 395 cm stwierdzono między Mścichami i Klimaszewnicą (w. 152). Kopalne jeziora, które stanowią tu tylko 4,7% powierzchni torfowisk (tab. 6) grupują się we wschodniej części basenu w bardzo połączonych zagłębieniach podłoża mineralnego. Dzięki temu gytia nie przekracza przeciętnie 1 m.

Cechą charakterystyczną basenu jest więc płaski charakter podłoża. Rzeźba pozbawiona jest większej ilości zagłębień, które umożliwiają rozwój mszysto-darniowych torfów fazy wstępnej, tak wyraźnie obserwowany w innych odcinkach pradoliny. Z drugiej strony w odpowiednich warunkach klimatycznych cały niemal basen objęty został zatorfieniem związanym z szeroką interwencją wód rzecznych.

Inicjowanie zatorfienia na szeroką skalę odbywało się inaczej w partii centralnej i brzeżnej basenu (ryc. 18). Partię centralną można z kolei podzielić na dwa obszary: północny i południowy. Obszar północny rozciągający się między Osowcem i ujściem Wisły wyróżniają torfy trzcinowe ze zbiorowiska *Scirpo Phragmitetum*. Ogromne „morze szuwarów trzcinowych” rozwijało się bardzo długo, gdyż tylko w stropie złóż można zaobserwować 20—40 cm warstewki torfów turzycowiskowych, głównie ze zbiorowisk *Caricetum elatae* (w. 153). Obszar południowy obejmujący rozszerzenie basenu zwane bagnem Ławki opanowany został przez szuwarę trzcinową tylko w strefie przyrzecznej (w. 158).

W centralnej części rozwijały się na olbrzymich obszarach zakrzewienia łożowe z trzciną (*Salicetum pentandro-cinereae*) i odkładał się torf łożowy rodzaju olesowego (w. 159/160). Kopalne jeziora części wschodniej uległy zatorfieniu przez zbiorowiska szuwarowe i turzycowiskowe. Po dość długim okresie rozwoju zakrzewienia łożowe i szuwarę trzcinową



CaCO₃ % Części miner. bezHZg. %

1 2 3 4 5 6 7 8

zastąpione zostały w strefie przyrzecznej przez szuwary turzycy sztywnej (*Caricetum elatae*), a dalej od rzeki przez zbiorowiska turzycowo-mszyste (*Caricetum diandrae*).

Brzeżne partie basenu (wschodnie) opanowały bagienne lasy olchowe i olchowo-brzozowe związku *Alnion glutinosae*. Nie docierają tutaj zalewy rzeczne, a taras zalewowy leży wyżej o 1—2 m od obszarów przyrzecznych. W tych warunkach gospodarka wodna tej partii oparta jest o wody gruntowe, najczęściej wsiąkowe i okresowe spływy powierzchniowe z przyległej wysoczyzny. Proces akumulacji torfu olesowego zachodził od samego początku, nie wytworzył jednak złóż większej miąższości. Silna humifikacja oraz niewielkie wahania poziomu wód powodują, że miąższość tego rodzaju torfów rzadko przekracza 1 m. Oprócz brzeżnych partii centralnego torfowiska charakter ten posiadają prawie wszystkie złoża w rynn timer biegnącej od Osowca do kolonii Nowa Wieś. Na niektórych obszarach tej części występują w stropie warstewki torfów turzycowych, wiązać to można według J. Oświty wyłącznie z działalnością antropogeniczną (wyręby, koszenie). Bardzo szczegółową analizę stratygraficzną torfowisk olchowych tego obszaru przeprowadził S. Marek (1965) badając 5 profilów (Budy, Kopciowe, Wilamówek, Kulesze, Szfranki), z których dwa pierwsze mają również sprecyzowany wiek.

Oprócz trzech omówionych obszarów zatorfionych zasadniczo przez trzy zbiorowiska roślinne: szuwary trzcinowe, łozowiska trzcinowe i oleśy, występują na skraju basenu dwie mniej żyzne powierzchnie torfowisk. W rejonie Klimaszewnicy, w „zatoce” basenu przez cały okres rozwoju torfowiska odkładał się głęboki torf mszysto-darniowy, początkowo mszysty, a następnie turzycowy z dominacją *Carex lasiocarpa*. Dopiero współcześnie, na skutek odwodnienia, proces torfotwórczy został przerwany, a torfowisko opanowane przez zbiorowiska rzędu *Molinietalia*. Po przeciwnej stronie basenu w rynn timer oddzielonej tarasem pradolinny, rozwinęły się 3 torfowiska wysokie, zniszczone przeważnie przez rabunkową eksploatację. Torf wysoki sięga do 125 cm i zalega na gytii lub torfach mszysto-darniowych.

Badania współczesnej szaty roślinnej torfowisk pozwoliły J. Oświtowi (1968) na wydzielenie w basenie 5 stref będących odzwierciedleniem aktualnych stosunków hydrologicznych. Według tego autora (Oświt *op. cit.*,

Ryc. 21. Profil stratygraficzny Jeziora Maliszewskiego

1 — woda; 2 — gytia grubodetrytusowa; 3 — gytia detrytusowa, 4 — gytia detrytusowo-wapienna; 5 — gytia wapienna; 6 — kreda jeziorna; 7 — gytia piaszczysto-wapienna; 8 — utwór torfiasty

Stratigraphical profile of the Lake Maliszewskie

1 — water; 2 — coarse-detrital gyttja; 3 — detrital gyttja; 4 — calcareous-detrital gyttja; 5 — calcareous gyttja; 6 — lake chalk; 7 — arenaceous-calcareous gyttja; 8 — peat-like formation

s. 224, ryc. 1) wyraźnie dominuje strefa III i IV zbiorowisk turzycowo-mszystych. Porównując to ze stratygrafią dochodzimy do wniosku, że proces zawężenia zalewów rzecznych postępuje coraz dalej, czego widocznym znakiem jest wypieranie szuwarów wodnych przez szuwały błotne, a następnie tych ostatnich przez emersyjne zbiorowiska turzycowo-mszyste.

TARAS ZALEWOWY NARWI
(MIĘDZY BASENAMI BIEBRZY DOLNEJ I WIZNY)

Między ogromnymi zatorfionymi basenami Biebrzy Dolnej i Wizny występuje obszar gleb madowych tarasu zalewowego. Jest to odcinek pradoliny stosunkowo mocno urozmaicony, gdyż nad płaskimi tarasami — zalewowym i pradolinny — góruje kilka ostańców wysoczyznowych. Taras zalewowy ze swoimi starorzeczami i łachami wałowymi opisany został w pierwszej części pracy przy charakterystyce strefy madowej. Wyróżnienie tego odcinka spowodowane było tym, że torfowiska występują tu prawie wyłącznie w starorzeczach, dostosowując się do ich charakterystycznego kształtu i zachowując pewną odrębność w stosunku do innych torfowisk pradoliny.

Wstępne rozpoznanie torfowisk tego obszaru przeprowadził autor w czasie badań geomorfologicznych w roku 1966 i 1967 (w. 165, 169), a szczegółowe badania z wykonaniem wierceń (w. 164, 166—168) i sondowań we wrześniu 1970 r. (ryc. 19). Odcinek ten ze względu na ogromne bogactwo mikrorzeźby tarasowej nie jest jeszcze dokładnie poznany, a szczegółowe systematyczne badania mogą wzbogacić inwentarz torfowisk tego rejonu.

Miąższość złóż waha się podobnie jak w basenie Biebrzy Dolnej, tj. przeważają torfowiska płytkie i średniogłębokie. W badanych starorzeczach brak było torfów turzycowo-mszystych fazy wstępnej, a gytie podtorfowe, występujące zresztą bardzo rzadko, wyraźnie różniły się od gytii z innych odcinków pradoliny. Były one ciemnoszare, zapiaszczone, z licznymi muszelkami, często przewarstwiane piaskiem (w. 166), z wyraźną przewagą detrytusu. Cechy te spowodowały, że nazwano je gytiami rzecznyymi (starorzecznymi), a ostateczną diagnozę będzie można postawić po zbadaniu malakofauny osadów, czym zajmuje się obecnie Andrzej Dzieczkowski. Jeśli zgrupowanie mięczaków będzie podobne do zbiorowisk mięczaków we współczesnych starorzeczach, a różne od mięczaków jezior, będzie to dodatkowe kryterium pozwalające odróżnić gytie jeziorne od gytii rzecznych, a tym samym wnioskować o charakterze kopalnej sieci hydrograficznej. Jest to zagadnienie obszerne i będzie przedmiotem odrębnego opracowania.



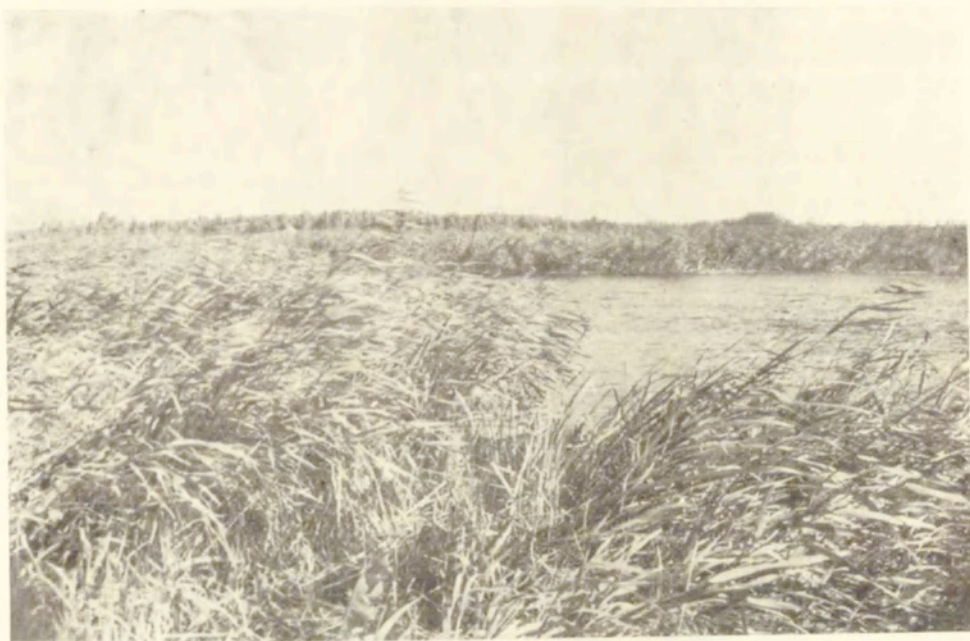
Fot. 15 Niwkowo. Wysokie „wargi rzeczne” Narwi
w odcinku torfowo-madowym

Niwkowo. High “river lips” of the river Narew
within the peat-mud section



Fot. 16 Boginie. Mady przykrywające torf kopal-
nego starorzecza

Boginie. Muds covering peat of fossil abandoned
channel



**Fot. 17 Ciszewo. Szuwary trzcino-
we w bezpośrednim sąsiedztwie rze-
ki Jegrzni**

**Ciszewo. Reed swamp bordering
upon the river Jegrznia**



**Fot. 18 Czerwone Bagno. Wysokie
torfowisko sosnowe w rejonie
wierc. 108**

**Czerwone Bagno. Raised pine peat
bog in the region of drilling no. 108**



Fot. 19 Międzyrzecze Jegrzni i Ełku. Torfowisko szuwarowe zakrzewione brzozą niską (*Betula humilis*)

Jegrznia and Ełk interfluve. Reed peat bog with *Betula humilis* at present



Fot. 20 Brzeziny Ciszewskie. Torfowisko szuwarowe zalesione aktualnie brzozą
Brzeziny Ciszewskie. Reed peat bog covered at present with birch forest



Fot. 21 Wieczorki. Centralna partia torfowiska międzywymowego
Wieczorki. Central part of an inter-dune peat bog



Fot. 22 Szafranki. Torfowisko przejściowe
Szafranki. Transition peat bog

Zatorfienie starorzeczy było najczęściej dziełem bagiennych lasów olchowych, zakrzewień wierzbowych i szuwarów błotnych turzycy sztywnej. Dominują torfy olchowe występujące z reguły w starorzeczach odsuniętych od współczesnego tarasu zalewowego, rzadziej torfy łożowe i turzycowiskowe. Szuwary turzycy sztywnej w pierwszym okresie rozwoju były zakrzewione, a następnie pozbawione krzewów (w. 167), co można wiązać z ich wycinaniem i gospodarką kośną. Cechą charakterystyczną wszystkich torfów jest wysoka popielność przekraczająca często 20%, świadcząca o okresowych zalewach wodami rzecznyymi. Drugą istotną cechą jest brak torfów trzcinowych, co wskazuje, że torfy tego rodzaju muszą mieć inne warunki do akumulacji niż wąskie długie starorzecza o wyrównanej rzeźbie dna.

Odmianą genezą cechuje się kilka okrągławych lub wydłużonych zagłębień wypełnionych torfami przejściowymi lub wysokimi. Otoczenie ich wydrami wskazuje, że są to misy deflacyjne, zresztą bardzo płytkie. Wypełniają je torfy mszarne wysokie (sosnowo-mszarne lub wełniankowo-mszarne) zalegające na piasku (w. 169) lub cienkich warstewkach torfu mszystego (w. 165). Współczesne zbiorowisko można określić jako inicjalne stadium mszaru sosnowego (fot. 21). Centralna partia z kępami *Eriophorum vaginatum* i różnej wielkości dolinkami (nagi torf, *Eriophorum angustifolium*, *Sph. cuspidatum*) otaczana jest posuwającymi się od brzegów ku centrum karłowatymi sosnami i brzożami. Proces oligotrofizacji niskich torfowisk występuje tu również, gdyż w pobliżu Szafranek na typowym torfie olchowym (w. 164) zaczęła się rozwijać roślinność torfowiska wysokiego z sosną, brzożą, bagnem zwyczajnym, borówką czernicą, torfowcami (*Sph. medium*, *recurvum*), rosiczką okrągłolistną itp. (fot. 22).

BASEN WIZNY

Najbardziej południowy basen pradolinny posiada swoją specyfikę zaznaczającą się we współczesnej hipsometrii, w rzeźbie podłoża mineralnego, miąższości torfu, jak i rozmieszczeniu jego różnych rodzajów na obszarze złoża. Występuje tu w zasadzie jedno torfowisko o powierzchni 9750 ha oddzielone 1—2,5-kilometrową strefą madową od koryta Narwi. Plany pozyskania torfu dla celów energetycznych spowodowały wykonanie w latach pięćdziesiątych szczegółowej dokumentacji złoża, w której zagadnienia stratygraficzne potraktowano jednak bardzo pobieżnie. Pierwsze szczegółowe badania obejmujące zarówno torfowisko jak i otaczające tarasy przeprowadził autor w 1965 r. (S. Żurek 1968a). Uściślenia stratygrafii i weryfikacji materiałów dokonano w latach 1969—1971

w ramach Pracowni Torfoznawczej IMUZ (R. Pacowski, J. Oświt, S. Żurek 1972).

Powierzchnia hipsometryczna torfowiska charakteryzuje się wyraźnym jednostronnym spadkiem ku rzece o kierunku płd.-wsch.—płn.-zach. i wartości od 1 do 1,1‰. Różnica wysokości między najwyższym położonym punktem torfowiska w rejonie Ożar a poziomem rzeki w rejonie Gaci wynosi 8 m. Nie świadczy to bynajmniej, że torfowisko założyło się na powierzchni podnoszącego się stoku. Mapa rzeźby podłoża (S. Żurek 1968a, s. 249) wskazuje na głęboką nieckę w partii centralnej, od której rozpoczął się proces zabagnienia i zatorfienia basenu. W większych zagłębieniach niecki występuje gytia (15,1‰ powiechrzni torfowiska), a wokół kopalnych jezior rozwijały się torfowiska mszysto-darniowe (ryc. 20 w. 171, 179, 180, 184, 187, 190). Zatorfienie jezior powstało w dwojaki sposób. Na spłyconą przez gytie powierzchnię wody wchodził szuwar trzcinowy (w. 178, 185, 189) lub nasuwał się kozuch turzycowo-mszysty w postaci pływającego „pła” (w. 184, 186, 193).

Po tej wstępnej fazie rozwoju torfowiska nastąpiło zatorfienie całego basenu, postępujące od miejsc najgłębszych ku płytszym. Wiązało się ono wyraźnie ze wzmożonymi dochodami wodnymi. Ślady podniesienia poziomu wód do zalewu włącznie, jak autor pisał już wcześniej (S. Żurek 1968a), zaznaczone są warstewkami gytii i ilów na torfach mszystych (w. 190, 193), oraz akumulacją torfów szuwarowych na torfach mszysto-darniowych (w. 171, 172, 174). W zależności od intensywności zasilania torfowiska przez wody gruntowe i jego modyfikacji przez wody rzeczne proces zatorfienia miał różny charakter w poszczególnych częściach złoża.

W centralnej, najgłębszej części torfowiska w dalszym ciągu akumulowały się torfy turzycowe rodzaju mszysto-darniowego. W warunkach bardziej wilgotnych dominowały zbiorowiska z turzycą sztywną i turzycą nitkowatą, w warunkach zmniejszonej wilgotności — zbiorowiska z turzycą tunikową i zakrzewieniami. Ta partia złoża otoczona jest ze wszystkich stron węższą lub szerszą strefą torfów turzycowiskowych i szuwarowych. W części płd.-zach. i płn.-zach. na torfach trzcinowych, świadczących o głębokim zalewie nastąpiła akumulacja torfów turzycowo-trzcinowych, trzcinowo-turzycowych i turzycowych właściwych, świadczących o stopniowej jego redukcji. W niektórych partiach tej strefy, zwłaszcza przylegających do złoża mszysto-darniowego, na torfach turzycowiskowych lub szuwarowych akumulował się torf mszysto-darniowy świadcząc, że w najmłodszym okresie rozwoju torfowiska nastąpiła tu prawie całkowita redukcja zalewów. W partiach brzeżnych, płytszych z reguły, rozwijały się bagienne lasy olchowo-brzozowe. Największą powierzchnię zajmują one w południowo-wschodniej części, w rejonie Ożar,

gdzie na łagodnie ku centrum opadającym stoku zasilane były intensywnie przez gruntowe wody wysiękowe i źródłkowe. Asekuracja wodna nie była równomierna, o czym świadczy silny rozkład i struktura torfu. W części południowo-zachodniej na stosunkowo płaskiej powierzchni dna mineralnego nastąpiła akumulacja torfów zaroślowych. Rozwój ten przebiegał głównie pod wpływem wód rzecznych (widły Narwi i Gaci), a częściowo pod wpływem gruntowych wód wysoczyzny.

Obecnie torfowisko zostało całkowicie zmeliorowane i zagospodarowane. Prowadzone od kilkunastu lat prace spowodowały zahamowanie wzrostu złoża oraz zmurszenie i zagęszczenie wierzchnich warstw gleby.

W północno-wschodniej części basenu, w „cieniu” ostańca wysoczyznowego Maliszewo, leży wspomniane już Jezioro Maliszewskie. Stanowi ono swego rodzaju fenomen w Polsce północno-wschodniej. Składa się na to położenie w pradolinie, daleko na południe od zasięgu jezior, ogromna miąższość osadów dennych oraz ich charakter świadczący, iż jezioro nigdy nie miało połączenia z Narwią.

W zimie 1970 r. zorganizowana przez M. Prószyńskiego ekipa badawcza z udziałem K. Więckowskiego, H. Banaszuka i autora pobrała monolit osadów dennych ze środka jeziora. Cały profil poddany był następnie przez autora badaniom polegającym na identyfikacji podstawowych składników gytii, jak: masa bezpostaciowa, detrytus, węglan wapnia, muszelniki i części mineralne, badaniu spoiwości i barwy osadów według metody zaproponowanej przez M. Jasnowskiego i S. Markowskiego (1964), ulepszonej następnie przez S. Markowskiego (1969). Strukturę chemiczną, tj. zawartość substancji organicznej i węglanów, określono w laboratorium IMUZ w Elblągu. To dopiero stworzyło podstawę do wydzielenia rodzajów osadów i zróżnicowania stratygraficznego całego profilu (ryc. 21). Poprawność przyjętych oznaczeń sprawdzona była przez S. Markowskiego, który wykonał kilka mikroskopowych analiz prób. W lecie tego roku przeprowadziłem badania torfowisk w rejonie jeziora z wykonaniem wierceń i sond, co umożliwiło wykreślenie przekroju od brzegów wysoczyzny do ostańca Maliszewo (ryc. 22).

Stratygrafia torfowisk otaczających jezioro nie odbiega zbytnio od opisanej już budowy basenu. Na drobnych piaskach podłoża akumulowały się zamulone i zapiaszczone torfy mszyste z *Calliergon giganteum* lub torfy turzycowo-mszyste. Wyżej odłożyła się jednolita warstwa torfów turzycowych z rodzaju mszysto-darniowych reprezentujących subfosylne zbiorowiska z *Carex lasiocarpa*. Brak gytii dowodzi, że ówczesne jezioro nie kontaktowało się z innymi kopalnymi zbiornikami basenu. Na pewnym etapie nastąpiło radykalne podniesienie poziomu wody, a wokół jeziora rozwinęły się szuwały. Na wschodnim brzegu akumulował się torf trzciniowy, na zachodnim i południowym turzycowo-trzciniowy. Zasięg

szuwarów ulegał stopniowo kurczeniu i w stropie złóż znów zaczęła dominować turzyca nitkowata. Poziom torfowiska podniósł się na tyle, że zatorfienie objęło wyższy poziom tarasu zalewowego w rejonie Wieczorki-Chlebotki, a narastające torfowisko olchowe utrzymało się praktycznie do ostatnich czasów.

Samo jezioro to niewielki płytki zbiornik (79 ha) znajdujący się w stadium późnej starości, prawie całkowicie wypełniony przez osady gytii. Szuwary trzcinowe wkraczają od brzegów ku centrum, a nawet tworzą „wyspy” w obszarze centralnym. Między powierzchnią wody a zatorfionym brzegiem jeziora ciągnie się wąski pas uginającego „pła”, porośniętego przez emersyjny zespół *Caricetum diandrae* (por. A. Pałczyński 1966). Usytuowane tam wiercenie było dużym zaskoczeniem. Stratygrafia profilu i charakter gytii były prawie identyczne z osadami odkrytymi w centrum jeziora, z tym tylko, że profil miał cztery razy mniejszą miąższość. Spągowy utwór ze *Scorpidium scorpioides* przykryty jest gytią piaszczysto-węglanową i kredą jeziorną (ryc. 23). Gytii drobnodetrytusowej w centrum odpowiada torf turzycowy z *Carex lasiocarpa*, przykryty następnie gytią wapienną. W stropie sytuacja jest analogiczna. Gytiom detrytusowym odpowiadają torfy mszyste tworzące „pła” przesuwające się powoli na wolne lustro wody.

Osady obydwu wierceń wskazują na poważne zmiany, głównie klimatyczne, które odbiły się na charakterze sedymentacji jeziornej. Denny osad torfiasty z drewnem i warstewka ze *Scorpidium scorpioides* w strefie brzeżnej świadczą, że zbiornik w stadium inicjalnym był płytki, a akumulowana substancja organiczna stanowiła pewien procent w stosunku do substancji mineralnej i wapiennej. Następnie miało miejsce pogłębienie zbiornika, co dokumentuje akumulacja kredy jeziornej. Po dłuższym okresie czasu następują kolejno dwa wypłylenia. Drugie z nich jest bardzo wyraźne, bowiem brzegi jeziora uległy zatorfieniu. Na osadach akumulowanych w warunkach niskiego poziomu wody (gytie detrytusowe i torfy) odkładają się z kolei gytie wapienne, świadczące o ponownym pogłębieniu zbiornika. Stopniowo rozpoczyna się znów wypłylenie związane z wypełnianiem misy jeziora, które współcześnie szybko się nasila.

Ponieważ niewielki ciek wypływający ze zbiornika i gubiący się w torfowisku nie mógł mieć dużego wpływu na bilans wodny, Jezioro Maliszewskie ma charakter zagłębienia bezodpływowego, zależnego od opadu i dopływu gruntowego. Osady jeziorne stanowią w tym układzie czuły barometr reagujący na klimatyczne zmiany holocenu. W komunikacie wygłoszonym na Międzynarodowym Sympozjum Holocenu INQUA (S. Żurek, K. Więckowski 1972) początek akumulacji osadów związane hipotetycznie z interfazą Allerödu. Podstawą było tutaj wyraźne podobieństwo warstw spągowych do osadów jezior mazurskich, których wiek został

określony precyzyjnie na podstawie analiz pyłkowych i C^{14} (K. Więckowski 1966; 1968). Po sympozjum z inicjatywy L. Starkla autor wykonał wiercenie w przybrzeżnej zatorfionej części jeziora (w. IXb) pobierając ze spągu próby do analizy C^{14} .

Torfiasty osad z głębokości 477—481 cm datowany został przez Geyha w Laboratorium Radiowęglowym w Hannoverze. Po uwzględnieniu wszystkich poprawek data ostateczna wynosi Hv 5527 Maliszewo I — wiek $11460 \pm 210BP$, co odpowiada środkowej części Allerödu.

W ten sposób Pradolina Biebrzy uzyskała pierwszą datę wieku bezwzględnego, a osad torfiasty okazał się równy lub nieco starszy od kuwaskich torfów podgytiowych datowanych na podstawie analiz pyłkowych na schyłkową część Allerödu. Średni przyrost osadów w przybrzeżnej części jeziora wynosił 0,4 mm rocznie, natomiast w centrum około 2 mm rocznie. Tak intensywna akumulacja wiąże się bezpośrednio z genezą misy jeziornej, wykształconej w wyniku procesów sufozji.

Czy miały one charakter krasowy czy termiczny nie zdołano jeszcze definitywnie ustalić. Na opracowanie czeka szczegółowe rozpozniowanie wiekowe osadów oraz analizy biologiczne (np. okrzemek), które mogłyby ściśle powiązać zmiany w sedymentacji ze zmianami klimatycznymi.

II. ROZWÓJ RZEŻBY

Badana forma pradolinna jest prawdopodobnie częściowo bardzo stara i sięga poza ostatni glacial. Istniejące dane geologiczne rzucają pewne światło na fragmenty jej historii. Na tle niezbyt zróżnicowanej rzeźby podłoża czwartorzędu (25 m p.p.m. — 20 m n.p.m.) wyróżnia się rejon Mężenina, Łomży i Rajgrodu. Wymienione punkty wskazują na fragment głęboko wciętych przedczwartorzędowych dolin (50—90 m p.p.m.) nawiązujących do sieci rzecznej przylegających obszarów wschodnich. Tam bowiem prześlędzono przedczwartorzędową dolinę Pra-Niemna biegnącą od Grodna do Przewała (W. Czepulite 1966), a na obszarze Litwy od Druskiennik (86 m p.p.m.) do Kowna (W. Czepulite 1965). Przetrwanie doliny Pra-Niemna dokumentują fragmenty doliny sprzed Rissu, znalezione między Ławną a Łosołą (+ 53 do 0 m) oraz dolina eemska z wielką ilością udokumentowanych paleobotanicznie osadów jeziornych i bagiennych. Spąg osadów interglacjalu eemskiego waha się według L. N. Wozniaczuka (1959) od 99 do 117 m n.p.m., a na leżącej obok wysoczyźnie od 125 do 170 m n.p.m. Wcięta dolina eemska otoczona była od zachodu wododziałowym plateau mającym w Sopoćkinie 145—160 m, a na wschodzie tylko 120—125 m n.p.m. Przypomina to współczesną rzeźbę wysoczyzny starszego zlodowacenia Pradoliny Biebrzy, nawiązując do jej niższego i wyższego poziomu.

W Pradolinie Biebrzy brak jest tak klasycznego, kluczowego obszaru jak dolina Niemna. Pewien pogląd można wyrobić sobie na podstawie wierceń w rejonie Łomży (ryc. 4, przekr. AB). Dwa potężne kompleksy morenowe można by paralelizować z dwoma zlodowaczeniami: krakowskim i środkowopolskim. Rozdzielające je utwory korytowe odpowiadają hipsometrycznie osadom interglacjalu wielkiego w dolinie Pra-Niemna. Uchwycony tylko w jednym wierceniu najstarszy poziom gliny można odpowiednio łączyć ze zlodowaczeniem podlaskim, jak czyni to zresztą A. Musiał (1972) interpretując profil czwartorzędu okolic Łomży. W glinach górnego kompleksu wycięta jest 25—30-metrowa dolina z ilami warwowymi w dnie. Jeśli zastoisko wiązało się z glaciostadiałem Mławy,

faza rozcięcia przypada co najmniej na interglacystadiał Regimina, jeśli ze zlodowaceniem bałtyckim — na interglacjal eemski. Wydaje się, że hipoteza pierwsza jest bardziej prawdopodobna, gdyż znane są na tym obszarze zastoiska tego wieku (M. Bogacki 1958; 1967; S. Z. Różycki 1969), a spąg osadów jeziornych z doliny Łomżyczki (prawdopodobnie eemskich) leży wyżej niż strop ilów warwowych. W każdym razie jeśli eemski wiek gytii Łomżyczki zostanie potwierdzony, będzie to koronny argument na nieprzerwane istnienie jakiejś doliny od tego interglacjalu do dzisiaj. Na obecnym etapie w rejonie Łomży można tylko mówić o przetrwaniu doliny Pra-Biebrzy czy Pra-Narwi, a grube i jednolite warstwy morenowe świadczą najdobitniej o głęboko wciętych dolinach interglacjalnych.

Po interglacjale eemskim, którego wiek badany różnymi metodami (głównie paleotemperaturową) odnosi się do 130—115/110 tys. lat temu (L. N. Wozniaczk 1973) nastąpił okres „Würmu *sensu lato*” składający się z trzech dużych fal ochłodzeń, z których jedynie ostatnia pozostawiła swe ślady na terenie Polski północnej w postaci osadów zlodowacenia bałtyckiego.

Charakterystyka wczesnej i środkowej części Würmu opiera się w Polsce o badania gleb kopalnych w lessach, osadów soliflukcyjnych w eemskich zagłębieniach jeziornych oraz osadów jaskiniowych (por. S. Z. Różycki 1972a). Brak jest natomiast datowania aluwialnych serii dolinnych tego wieku co utrudnia odtworzenie ówczesnej sieci rzecznej i oddzielenie osadów rzecznych od pradolinnych. Syntetyczne i szeroko zakrojone badania przeprowadzono natomiast w dolinach rzek Białorusi: Dniepru, Niemna, Dźwiny i ich dopływów (L. N. Wozniaczk 1973), rozpoziomując poszczególne serie akumulacyjne i wiążąc je z odpowiednimi tarasami. Znalezienie szeregu starorzecznych osadów organicznych pozwoliło na ich datowanie metodą C^{14} . W świetle tych materiałów wczesny Würm składa się z 1 megastadium i 2 interstadiów — tarasowskiego (odpowiada Brörupowi) i kruglickiego (odpowiada Odderade) datowanych na 100 i 80 tys. lat temu. Würm środkowy to kolejne megastadium (80—60 tys. lat temu), w którym lodowiec nie przekroczył prawdopodobnie granic Polski i intermegastadium (55—28 tys. lat temu) z licznie datowanymi torfowiskami. Würm późny składa się z jednego megastadium, w którym czasza lodowa pokryła północną część Polski, a zlodowacenie to nazywane było w Polsce „ostatnim”, „północnopolskim” lub „bałtyckim”. Ponieważ moreny bałtyckie nie są rozdzielone nigdzie osadami interstadiowymi, wydaje się, że tworzą jeden poziom, a deglacjacja lodowca z granic maksymalnego zasięgu przebiegała prawdopodobnie w sposób ciągły.

Przytaczany niżej wiek maksymalnego zasięgu zmusza do traktowania moren pomorskich jako jednego z etapów deglacjacji, a nie łączenia ich ze stadiem. Ostatnio np. na Pojezierzu Pomorskim nie znaleziono moren

czołowych w strefie stadiału pomorskiego, a tylko formy deglacjacji arealnej (A. Marsz 1973).

Dużym zaskoczeniem jest wiek maksymalnego zasięgu nazywanego u nas fazą leszczyńską. W Ameryce Północnej i zachodniej Europie oceniany na 24—20 tys. lat uległ ostatnio jeszcze odmłodzeniu. W Driczałukach koło Witebska (L. N. Wozniaczk 1972) detrytus roślinny zalegający od 3 do 1,3 m poniżej moreny bałtyckiej okazał się wieku: $23\ 630 \pm \pm 370$; $18\ 370 \pm 180$; $17\ 900 \pm 160$ i $17\ 700 \pm 170$. Świadczy to, że lodowiec ostatniego megastadium przybrał największe rozmiary około 17—18 tys. lat temu. Jednocześnie formowały się wówczas górne warstwy tarasu mostowskiego Niemna i tarasu Dźwiny („uświaczskiego”), pogrzebane częściowo pod łałami warwowymi i moreną bałtycką (np. Driczałuki, Szapurowo, Hoża) lub przykryte piaskami w strefie ekstraglacjalnej. Dolne warstwy tarasu narastają po okresie erozji, która miała miejsce u schyłku środkowwürmskiego megastadium i są datowane w szeregu punktach (Krasnaja Gorka, Swoboda, Szapurowo, Borisowa Góra) od $46\ 030 \pm 1710$ lat do $28\ 170 \pm 750$ lat.

Ten krótki rys pozwala nam uzmysłowić fakt, że w Pradolinie Biebrzy nie potrafimy jeszcze rozpozniomować osadów aluwialnych akumulowanych po zlodowaceniu środkowopolskim. W niektórych wypadkach wydaje się, że na glinach tego zlodowacenia leżą wprost osady fluwioglacjalne zlodowacenia bałtyckiego (Bełda, Uścianek, Mścichy). Mogłoby to świadczyć, że osady interglacjału eemskiego oraz wczesnego i środkowego Würmu osadzały się poniżej współczesnej powierzchni i zostały erozyjnie wyprzątnięte. Poziomy erozyjne basenu Biebrzy Środkowej i Górnej mogą stanowić szczątkowe fragmenty tarasu würmskiego z piaszczystą pokrywą w stropie z okresu maksymalnej fazy zlodowacenia bałtyckiego.

OSTATNI GLACJAL

Współczesny kształt i osady pradoliny wiążą się z ostatnim zlodowaczeniem i jego sandrami, a kluczem do rozszyfrowania tego związku są poziomy tarasowe. Zasięg ostatniego zlodowacenia budził w tej części Polski od dawna wiele wątpliwości. Przyjęcie granicy zasięgu jezior rynnowych (S. Majdanowski 1950) nie rozwiązało definitywnie tego zagadnienia, gdyż na obszarze pradoliny późniejsza akumulacja sandrowa i torfowa mogła pogrzebać kopalną rzeźbę jeziorną. Zresztą brak jezior nie świadczy przekonywająco o tym, że obszar nie był objęty ostatnim zlodowaczeniem, co wykazała dyskusja o „Zatoce Wrzesińskiej” (por. K. Rotnicki 1963).

Istotne różnice w rzeźbie starszego i młodszego zlodowacenia opisane w tej pracy nie były w zasadzie przez nikogo kwestionowane. Jeśli rzeźba

młoda wiązana była powszechnie z ostatnim zlodowaceniem bałtyckim, to obszar starszego zlodowacenia budził pewne kontrowersje. Wiązany jest on najczęściej z najmłodszym stadium zlodowacenia środkowopolskiego zwanym stadium Mławy (S. Z. Różycki 1969; 1972b), stadium północnomazowieckim (A. Ber, C. Maksiak, A. Nowicki 1964; E. J. Mojski 1969) lub stadium białostockim (J. Kondracki, S. Pietkiewicz 1967), ale widziano tu również obszar odrębnego zlodowacenia, poprzedzającego bałtyckie (B. Halicki, 1950; 1951). Odkrycie stanowisk interglacjału eemskiego bez przykrycia morenowego, na północ od granicy domniemanego zlodowacenia (Z. Borówko-Dłużakowa, B. Halicki 1957; K. Bitner 1956; 1957) zdezaktualizowało tę koncepcję. Osady eemskie przykryte moreną i pozbawione tego przykrycia stanowią podstawę do wyznaczenia granicy ostatniego zlodowacenia przez badaczy białoruskich i litewskich (L. N. Wozniaczk 1956; 1959; W. I. Pasiukiewicz *et al.* 1966, P. Vajtiekunas 1968). W świetle tego kryterium, jak i badań geomorfologicznych lodowiec bałtycki opierał się o północny skraj Wysoczyzny Grodzieńskiej i Wysoczyzny Lidzkiej, wchodząc głębokimi językami w dolinę Niemna pod Grodnem (do Balli Solnej) oraz w obszar międzywysoczyznowy w rejonie miasta Jeziory (por. M. Prószyński, S. Rühle 1933; L. N. Wozniaczk *et al.* 1972). Zdjęcia geologiczne wykonywane ostatnio na Białorusi na obszarach bezpośrednio przylegających do Polski umożliwiły uściślenie tej granicy i związaną z szerszą strefą form typu kemowego, przylegających od północy do Wysoczyzny Grodzieńskiej (W. I. Pasiukiewicz *et al.* 1972).

Rzeźba, wysokości bezwzględne i budowa geologiczna opisywanych form są prawie identyczne z cechami pagóra wysoczyznowego górującego nad torfowiskami Wołkuszanki. Jest więc bardzo prawdopodobne, że pagór ten wchodził w skład szerokiej strefy marginalnej maksymalnej fazy ostatniego zlodowacenia, której przebieg w świetle materiałów autora wygląda następująco. Od rejonu Grajewa łądolód wsunął się w pradolinę po linię Elku i Jegrzni, co dokumentują zagłębienia wytopiskowe Kuwasów (por. S. Żurek 1970), następnie przez rejon Czerwonego Bagna dochodził do Wyspy Sztabińskiej. Dalszy przebieg strefy marginalnej wyznaczają prawdopodobnie północne zbocza Wyspy Sztabińskiej, Jastrzębskiej, Nowolipskiej i Lipskiej, które stanowiły naturalną przeszkodę na drodze lodowca. Trudno przypuścić, by maksymalny zasięg zlodowacenia na sandrze augustowskim przechodził, jak przyjmowano do tej pory powszechnie, bezpośrednio na południe od linii jezior. Głębokie, długie i liczne rynny nie mogłyby powstać w strefie najdalszego zasięgu, zwłaszcza że wszyscy badacze ostatniego zlodowacenia zwracają uwagę na nikłą miąższość i bardzo małą aktywność lodowca fazy maksymalnej. Podobnie między Grajewem i Rajgrodem wysoczyzna morenowa pagór-

kowata, tworząca tu wewnętrzną strefę marginalną, musiała posiadać swoją marginalną strefę zewnętrzną, tj. strefę lodu stagnującego.

Na to czy lodowiec wszedł dalej w basen Biebrzy Środkowej, poza linię Elku, czy też w basen Biebrzy Górnej nie mamy żadnych bezpośrednich dowodów. Należy przypuszczać, że wody topniejącego lądolodu odpływały na południowy zachód doliną istniejącą już przed maksymalną fazą zlodowacenia. W kierunku wschodnim miała ona połączenie Nurką i Popilją z Niemnem, w kierunku południowo-zachodnim z Narwią. Obserwując szerokość pradoliny w odcinku Górnej Biebrzy, w przelomie pod Łomżą czy doliny Narwi powyżej Tykocina rodzi się przypuszczenie, że była to normalna szerokość (2—3 km) całej doliny przedbałtyckiej, a wielkie kotlinowe rozszerzenia Biebrzy Środkowej, Dolnej i Wizny powstały później.

Geneza wielkich niżowych pradolin budziła od dawna wielkie zainteresowanie i żywą dyskusję. Starsze poglądy na ten temat podsumował F. Kasior (1952/53), nowsze natomiast A. Jahn (1970). Nie wdając się w szczegółową analizę poszczególnych hipotez można zaobserwować wyraźną ewolucję od czynników tektonicznych i „martwego lodu” do czynnika erozji wód płynących. W polskiej literaturze szerzej rozwija to zagadnienie A. Jahn (*op. cit.*), który zasadniczą rolę w tworzeniu pradolin przypisuje bocznej erozji termicznej w warunkach peryglacjalnych. Nowe naświetlenie tego złożonego zagadnienia poparte również obserwacjami ze współczesnej strefy peryglacjalnej pochodzi od N. N. Romanowskiego (1972). Wychodząc z faktu istnienia wielkich kotlin pradolinnych połączonych zwięzłymi oraz z braku osadów mułkowo-ilastych wśród serii pradolinnych, autor ten dochodzi do wniosku, że wszystko to świadczy o obecności „nalodzi” w czasie tworzenia pradolin. Ponieważ w takim ujęciu zagadnienie to nie było szerzej dyskutowane w polskiej literaturze, należy je krótko omówić.

Rozwój zjawisk nalodzi w dolinach jest możliwy przy spełnieniu kilku warunków: 1) obecność w czasie zimy podziemnych lub powierzchniowych wód aluwialnych, 2) istnienie wód podziemnych musi być uwarunkowane dobrze rozwiniętymi seriami przepuszczalnych osadów, 3) surowy klimat kontynentalny i głębokie przemarzanie sezonowe osadów. Przemarznęte osady tworzą zapory na drodze wód podziemnych, zmuszają je do szukania dróg odpływu, co często prowadzi do wychodzenia ich na powierzchnię, zamarzania i tworzenia nalodzi. Wiosną potoki wód powierzchniowych omijają nalodź, rozbijając się na szereg koryt, które erodują w podłożu i wnoszą materiał drobny. Jednocześnie potoki wodne przechodzą na peryferie dolin, gdzie miąższość lodu jest mniejsza, i erodują brzegi doliny lub wyższe tarasy rozszerzając dno doliny. Zasadniczą przyczynę powodującą boczną erozję termiczną widzi więc N. N. Romanowski w istnieniu nalodzi w pradolinach.

Ten krótki opis nie oddaje oczywiście całej złożoności powstawania nalodzi, ich migracji w dolinie i zróżnicowania zjawiska na sandrach, w pradolinach i małych rzekach w strefie ekstraglacialnej. W każdym razie wszystkie wymienione wyżej warunki były spełnione na obszarze Pradoliny Biebrzy w okresie maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia i w czasie stopniowej deglacjacji. Można przypuszczać, że wody podziemne mające źródła zasilania zarówno na południu, na obszarze starszego zlodowacenia, jak i na północy pod lodowcem znajdowały ujście na obszarze pradoliny, która miała dobrze wykształcone serie aluwialne. Z drugiej strony spotykały się tutaj obfite wody powierzchniowe, dopływające ze strefy ekstraglacialnej dolinami Sidry, Brzozówki, a zwłaszcza Narwi z wodami roztopowymi płynącymi z lodowca. Nie nasuwają się więc poważniejsze zastrzeżenia, by rozszerzeń w dolinie nie wiązać z erozją boczną powodowaną istnieniem nalodzi.

Przeciwko istnieniu wiecznej zmarzliny, a tym samym nalodzi w pradolinach Zachodniej Europy wypowiedział się ostatnio I. S. Szczukin (1973) polemizując z hipotezą N. N. Romanowskiego. Z drugiej strony tak wytrawny znawca zagadnienia jak J. Dylík (1973) nie zgłosił poważniejszych zastrzeżeń, pisząc tylko, że wymieniona hipoteza zaprawiona jest „szczyptą fantazji” i wymaga potwierdzenia w badaniach szczegółowych.

Basen Wizny powstał najprawdopodobniej jako wynik erozji obydwu rzek „Pra-Narwi i Pra-Biebrzy”. Ówczesna Narew płynęła wzdłuż wschodnich i południowych brzegów basenu spotykając się u wlotu do przełomu łomżyńskiego z Biebrzą, spływającą wzdłuż zachodniej krawędzi basenu. Intensywna erozja boczna obu rzek doprowadziła do powstania obszernej kotliny, w której sterczy kilka ostańców wysoczyznowych, wyznaczających być może strefę styku działalności erozyjnej obu rzek. Kotlina Biebrzy Środkowej, największa w pradolinie, byłaby efektem erozji całego szeregu potoków spływających z południa (Brzozówka), wschodu (Biebrza) i północy (Netta, Jegrznia, Ełk). Część północna kotliny związana z ostatnio wymienionymi potokami mogła powstawać dopiero w trakcie stopniowej deglacjacji, po wycofaniu się lodowca ze strefy maksymalnego zasięgu. Wszystkie wymienione wyżej potoki wodne zbiegały się gdzieś w południowej części basenu, by wspólnie rozwijać działalność erozyjną na obszarze basenu Biebrzy Dolnej.

W ten sposób powstały mniej więcej zasadnicze ramy morfologiczne pradoliny związane ściśle z warunkami marginalnej strefy przylodowcowej. Warunki takie istniały w okresie wycofywania się lodowca stadium maksymalnego. Śladem deglacjacji tego stadium lub okresu zatrzymania lodowca na linii moren pomorskich jest wyższy poziom sandrowy doliny Ełku, który powstał w warunkach, gdy na wysoczyźnie po obu stronach leżały bryły lodu, między którymi zorganizował się odpływ wód roztopowych (por. S. Żurek 1970).

Według badaczy litewskich (P. Vajtiekunas 1967), w czasie stadium maksymalnego dopływ wód ze wschodu był minimalny. Na Białorusi i Litwie przestrzeń między wysoko wzniesionymi morenami starszego zlodowacenia a frontem następującego lodowca była bardzo niewielka lub nie było jej wcale. Potwierdzają to badania na Białorusi (L. N. Wozniaczuk *et. al.* 1972), według których przepływ wód do Pradoliny Biebrzy (doliną Nurki) z jezior przylodowcowych Górnego Niemna był minimalny. Szeroki dopływ wód ze wschodu wiąże się z końcową fazą deglacjacji stadiału maksymalnego, ze „spuszczeniem” licznych jezior przylodowcowych, których wody popłynęły na południowy-zachód do pradoliny Biebrzy już nową drogą, dzisiejszą doliną Czarnej Hańczy i Wołkuszanki.

Następnym etapem w rozwoju pradoliny było formowanie tarasu pradolinowego. Szczegółowsze badania w basenie Biebrzy Środkowej wykazały, że wyspy tarasu pradolinowego w strefie przymorenowej mają charakter erozyjny i erozyjno-akumulacyjny, zaś nieco dalej na południe charakter akumulacyjny. Z drugiej strony wyspy tarasu pradolinowego wiążą się wyraźnie z poziomem sandrowym niższym doliny Ełku oraz z sandrem augustowskim, tworząc jeden łagodnie opadający poziom. Fakty te skłaniają do przypuszczenia, że wyższy poziom sandrowy w dolinie Ełku i północny skraj basenu Biebrzy Środkowej podlegał erozji, a piaski wynoszone ze strefy rozcięcia osadzone zostały w pradolinie w postaci stożka, przykrywając osady wyższego poziomu. Przy małym zróżnicowaniu hipsometrycznym niektóre wyspy lub wyższe części wysp tarasu pradolinowego mogą się okazać ostańcami wyższego poziomu, ale bez szczegółowych badań strukturalnych i sedymentologicznych rozróżnienie ich nie jest możliwe.

Wiek tarasu pradolinowego można określić tylko w sposób pośredni. Występowanie poziomu sandrowego niższego na północ od Ełku (mapy topograficzne) w rynn timer mającej kierunek półn.-zach.—półd.-wsch. oraz powszechnie przyjmowany związek „stadiału” pomorskiego z sandrem augustowskim wskazywałoby na okres wycofywania się lodowca z moren pomorskich. Na obszarze Litwy dolny poziom fluwioglacjalny pradoliny odpowiadający poziomowi sandru augustowskiego również wiązany jest z tajaniem lodowca stadium pomorskiego (P. Vajtiekunas 1967).

Okres zasypywania pradoliny masami piasków niesionych przez wody roztopowe z północy, wody roztopowe z długiego odcinka wschodniego oraz wody peryglacjalne z południa (Narew) był prawdopodobnie dość długi. Świadczą o tym kilkudziesięciometrowe warstwy piasków drobnych i średnich tarasu pradolinowego dolnej części pradoliny. Cały okres deglacjacji od moren pomorskich do fazy newskiej, czy u nas do fazy gardzieńskiej (por. R. Galon 1972 s. 57) trwał około 3 tys. lat i zamykał się w granicach 16 000—13 000 lat temu (N. S. Czebotariewa 1972). Trudno stwier-

dzić, czy taras pradolinny formował się w ciągu tego całego okresu, w każdym razie w pierwszej fazie rozwoju, gdy lodowiec był jeszcze blisko, miała miejsce stosunkowo większa akumulacja, a zmniejszała się ona w miarę jego oddalania. Dodatkowo wiązało się to ze zmianą ilości wody dopływającej ze zlewni litewskiej. Kiedy lodowiec zaczął się wycofywać z Grzędy Bałtyckiej, wody roztopowe podpierane z południa przez moreny a z północy przez lodowiec gromadziły się w oswobodzonych depresjach tworząc jeziora przylodowcowe. Poziomy jezior obniżały się w miarę odstępowania lodowca, który wycofywał się stopniowo z postojami na liniach moren fazy południowo-, środkowo- i północnoliteńskiej.

Ważnym wydarzeniem było skaptowanie wód Niemna z dopływami, prowadzącego do tej pory swe wielkie wody do Pradoliny Biebrzy i skierowanie ich na północ, do jezior przylodowcowych. Kaptaż miał miejsce w rejonie dwóch miejscowości: koło Rykant nastąpiło odwrócenie biegu rzeki Wilii, a koło Niamunajtis — wód Niemna (P. Vajtiėkunas, A. Basalykas 1969). W rezultacie jeden wielki potok wód fluwioglacjalnych i rzecznych rozerwany został na kilka części, dając początek współczesnym rzekom: Żemianie, Wace, Mereczance i innym. Miało to olbrzymie znaczenie dla rozwoju Pradoliny Biebrzy, gdyż wydatne ograniczenie ilości wód ze wschodniej zlewni wiązać się musiało równocześnie z ograniczeniem ilości wód zlewni północnej, bezpośrednio zasilającej pradolinę.

POŻNY GLACJAL

Po etapie formowania pradoliny i ukształtowania tarasu pradolinnego nastąpiło rozcięcie do dna współczesnego tarasu zalewowego. Odbyło się to w dwóch fazach: rozcięcia do górnego poziomu tarasu zalewowego i pogłębienia erozji do poziomu dolnego. Impulsem erozji były zjawiska klimatyczne. Stopniowy wzrost temperatury fazy kataglacjalnej, wzrost opadów, początek zjawisk wytopiskowych prowadzą do wybitnego zwiększenia ilości wód nie przeciążonych rumowiskiem. Proces rozcinania postępował od górnych części pradoliny ku dolnym w ten sposób, że materiał z erodowanej północnej części pradoliny osadzany był w części południowej na przedłużeniu odcinków rozcinanych. Świadczyć o tym mogą wiercenia w północnej części basenu Biebrzy Środkowej, w której bezpośrednio pod torfem występują żwiry z gładzikami, gdy w dolnej części tego basenu taras zalewowy budują utwory drobnej frakcji. Stopniowo proces erozji obejmował coraz dalsze niższe części pradoliny. Rzeki płynące starymi szlakami sandrowymi rozdzielały się w basenie Biebrzy Środkowej na wiele koryt, których erozja boczna spowodowała powstanie szeregu izolowanych wysp tarasu pradolinnego o osiach podłużnych zorientowanych przeważnie z półn.-zach. na półd.-wsch. Proces erozji bocz-

nej ułatwiało przemarznięcie osadów, które w zetknięciu z dużymi masami chłodnych i „ciepłych” wód łatwiej ulegały rozmyciu i wynoszeniu. Sprzyjały temu również zjawiska nalodzi, gdyż klimat był jeszcze prawdopodobnie dość kontynentalny. Z ówczesnymi warunkami wiązać się może zjawisko stromości południowych i częściowo zachodnich brzegów pradoliny. Przy tych bowiem brzegach najszybciej wiosną i latem tajał lód i wtedy spływała większość wód rzecznych, co wyzwalalo silniejszą erozję boczną.

Wielkość rozcięcia była w pradolinie różna, ale wahała się mniej więcej od 5 do 7 m, wzrastając np. w basenie Biebrzy Górnej do 9 m, a obniżając się w dolnej części pradoliny. Wiek tarasu zalewowego również możemy określić w sposób pośredni. Ponieważ akumulacja organogeniczna w postaci torfów podgytiowych na dnie tarasu zalewowego datuje się od Allerodu, w okresie tym musiał on już istnieć. Znaczniejsze ocieplenie klimatyczne, które mogło być impulsem erozji wiązało się z interfazą Bölling. Nie jest wykluczone, że początkowe fazy erozji miały związek z jeszcze starszymi, krótkimi ociepleniami znanymi na obszarze Przybałtyku pod nazwą rauniskiego i burzawskiego (P. Vajtiekunas 1969).

Rozcinanie tarasu pradolinnego powodowało jednocześnie osuszenie jego piasków i działalność wydymotwórczą, która mogła rozwijać się na sandrach, tarasie pradolinnym i wysoczyźnie. Intensywne procesy wydymotwórcze miały miejsce już po utworzeniu tarasu zalewowego. Świadczą o tym następujące fakty: a) wydmy tych samych typów genetycznych (paraboliczne i wałowe) występują zarówno na sandrze, tarasie pradolinnym, jak i tarasie zalewowym, na którym są zatopione w torfach, b) proces zatorfienia rozpoczął się praktycznie po ustaniu działalności wydymotwórczej lub też początki zatorfienia są synchroniczne z końcowymi fazami tej działalności, co można obserwować w basenie Biebrzy Dolnej (por. J. Oświt 1973). Datowanie warstewki silnie zapiaszczonego torfu mszystego na późny glacjał, prawdopodobnie Alleröd, świadczy o fazie wydymotwórczej młodszego dryasu. Dość duża popielność gytii leżącej na torfie może świadczyć o działalności wiatru jeszcze w pierwszej połowie okresu preborealnego. Na wcześniejszy okres wydymotwórczy wskazują piaski wydymowe wypełniające kliny zmarzlinowe ostańca Strękowej Góry. Mimo braku specjalnych badań dotyczących wieku wydym, istniejące materiały pozwalają przypuszczać, że fazy wydymotwórcze na obszarze Pradoliny Biebrzy nie odbiegały w czasie od ściśle datowanych faz w Wielkopolsce (por. K. Tobolski 1969a; K. Rotnicki 1970). Można się więc liczyć z fazami związanymi z najstarszym, starszym i młodszym dryasem oraz antropogeniczną fazą holoceniową. Kierunki wiatrów mieściły się niewątpliwie w sektorze zachodnim. Świadczą o tym wystarczająco dwa fakty: a) wydmy odsunięte są wszędzie od brzegu zachodniego

pradoliny, b) w całym szeregu punktów wydmy wchodzą na krawędź wschodnią pradoliny, często ją przekraczając.

Od genezy i wieku wydm ważniejsze są skutki morfologiczne, jakie pociągnęła za sobą działalność wydmotwórcza. Jednolita rzeźba fluwialna zmieniona została nie do poznania. Zespoły wydm wędrujących przemieszczały się z zachodu na wschód powodując zmiany w istniejącej sieci hydrograficznej, blokując odpływ i zmuszając istniejące ciekę do szukania sobie nowych dróg spływu. Na terenie zalewowym, z którego głównie czerpany był materiał do budowy wydm, wytworzył się cały szereg płytkich niecek deflacyjnych, w których w pierwszym rzędzie tworzyły się lokalne zastoiska wodne.

Drugim czynnikiem powodującym pewne zmiany w istniejącej sieci hydrograficznej były liczne wysypujące się do pradoliny stożki napływowe. Powodowały one zasypywanie brzeżnych partii pradoliny i spychanie sieci rzecznej ku jej środkowi, zwłaszcza w wąskich odcinkach Biebrzy Górnej. We wschodniej rynnie basenu Biebrzy Dolnej akumulacja stożków napływowych ząbebiała się z akumulacją eoliczną, dzięki czemu powstał szereg izolowanych zagłębień.

Rozcięcie tarasu pradolinowego do dna tarasu zalewowego oraz nałożona później akumulacja eoliczna zapoczątkowały podział pradoliny na odrębne wielkie baseny, które stały się następnie w holocenie areną intensywnego procesu zabagnienia, obejmującego prawie cały obszar pradoliny. Rozcięcie stożka Narwi przez taras zalewowy na odcinku Tykocin—Wizna oddzieliło dwa wielkie baseny Biebrzy Dolnej i Wizny. Skoncentrowanie sieci rzecznej w rejonie Goniądz—Osowiec i wytworzenie wąskiego odcinka tarasu zalewowego spowodowało oddzielenie basenu Biebrzy Dolnej od Środkowej. Potężne wały wydmowe odcięły basen Biebrzy Górnej od północnego ramienia pradoliny, dzięki czemu zabagnienie obu części przebiegało odmiennymi torami.

W późnym glacie dokonały się więc zasadnicze zmiany w rzeźbie pradoliny uwieńczone powstaniem dużych basenów, z których każdy w zależności od całego kompleksu czynników realizował swój własny kierunek zatorfień.

HOLOCEN 2

Pierwsze ślady akumulacji organicznej w pradolinie pochodzą z Allerödu. Są to datowane przez K. Tobolskiego torfy mszyste przykryte gytą (ryc. 24, w. 5) i osady torfiaste Jeziora Maliszewskiego (ryc. 23). Przed ich akumulacją taras zalewowy przedstawiał prawdopodobnie powierzch-

* Chociaż zdecydowana większość badaczy wiąże początek holocenu z przełomem młodszego dryasu i okresu preborealnego, z punktu widzenia stratygraficznego istnienie obszarów w pradolinie, gdzie sedymentacja gytii i torfów trwa nieprzerwanie od Allerödu do dziś, skłania autora do poparcia stanowiska (M. I. Neu-

nię stosunkowo płaską, pełną rozlewisk i płytkich obniżen zalanych wodą. W lokalnych zastoiskach osadzały się niebieskie ily i zielonkawe mułki, których nie spotyka się na tarasie pradolinny. Geneza zastoisk wiąże się z sufozją termiczną (por. T. Bartkowski 1970b), która współcześnie rozwija się w warunkach peryglacialnych w dnach obniżen i na tarasach zalewowych (S. P. Kaczurina 1961, por. też K. Rotnicki, K. Tobolski 1965). W obniżeniach leżących nad bryłami lodu (martwego lub gruntowego) sieć szczelin doprowadzała wodę do niższych warstw. Lód topił się od góry zwiększając głębokość warstwy czynnej, co prowadziło do gromadzenia coraz większej ilości wody, której ciepło z kolei przyspieszało proces wytapiania lodu. Proces ten nazywany przez S. P. Kaczurina „samorozwojem krasu termicznego” był obok stopniowego wzrostu temperatury głównym czynnikiem degradacji zmarzliny i lodów martwych.

Płytkie zastoiska i wilgotne obniżenia były właściwym siedliskiem do zapoczątkowania procesów torfotwórczych. Na niektórych obszarach pradoliny zagłębienia opanowane zostały przez bezdrzewne lub zakrzewione mszary, w których dominował zdecydowanie mech *Scorpidium scorpioides* (Kuwasy P81, Stójka, Budy, Jezioro Maliszewskie). czasem z domieszką *Drepanocladus* sp., *Calliergon giganteum*. Zupełnie wyjątkowa jest w tej sytuacji stratygraficznej akumulacja mszaru *Sphagnum fuscum* (R. Pacowski, S. Żurek 1970 — ryc. 13) i wiązać się może z lokalnym wododziałem. Powszechne występowanie torfów na podłożu mineralnym świadczy, że mszary rozwijały się w początkowych stadiach tworzenia jezior lub że poziom wody był w nich tak niski, że mogły narastać do dna zagłębienia. Zdaniem I. D. Bogdanowskiej-Gieniew (1969) ówczesne jeziora z mszarami *Scorpidium scorpioides* miały najwyżej do 1 m głębokości.

Ta pierwsza faza w rozwoju torfowisk nazwana fazą przedwstępną (S. Żurek 1970) miała miejsce nie tylko na Kuwasach, ale i nad kanałem Łęg Rudzki, w dolinie Elku, Nurki, Jastrzębianki, Wołkuszanki, w rejonie Grzęd, Czerwonego Bagna, Maliszewa i wschodniej części basenu Biebrzy Dolnej (por. ryc. 25).

Akumulacja na torfach gytii, początkowo derytusowych, następnie wapiennych świadczy o zalaniu rozwijających torfowisk i stopniowym pogłębieniu jezior. Na obszarze Kuwasów, gdzie torfy podgytowe występują najliczniej, rzeźba dna ma wytopiskowy charakter, a duże średnice zagłębien świadczą, że mamy raczej do czynienia z lodem martwym i lo-

stadt 1965; 1969), że granicę holocenu należy przesunąć do spągu Allerodu. Ciągła sedimentacja organiczna od tego okresu obserwowana jest i na innych obszarach ostatniego zlodowacenia (por. A. Seibutis 1970) odzwierciedlając wyraźne globalne zmiany bilansu ciepła.

dem inglacjalnym. Na innych obszarach pradoliny, gdzie torfy podgytiowe zalegają w małych lokalnych zagłębieniach następowała prawdopodobnie degradacja zmarzliny względnie lodu z nalodzi. Warstwy piasku spotykane w spągowych partiach gytii lub nad kuwaskimi torfami podgytiowymi są zarówno wynikiem spełzywania materiału mineralnego do nowo powstających obniżen, jak i działalności eolicznej młodszego dryasu.

W świetle materiałów, którymi dysponujemy (ryc. 24) zamiana torfowisk na jeziorka miała miejsce na przełomie Allerodu i młodszego dryasu. Nasuwa się więc przypuszczenie, że długi ciepły okres, jakim był Alleröd, dopiero w samym końcu doprowadził w pradolinie do zwiększenia ilości wód, które zatopiły ówczesne torfowiska. Wzrost temperatury i ciepło magazynowane w gruncie przyniosło efekty w postaci podnoszenia poziomu wód gruntowych w młodszym dryasie i na początku okresu preborealnego. Zmiany bilansu ciepła (zwłaszcza w gruncie) zapoczątkowanej w Allerödzie nie mógł już zachwiać krótki chłodny okres młodszego dryasu. Wzrost temperatury pociągnął za sobą nie tylko degradację zmarzliny, ale i wzrost opadów. Do tego okresu cały spływ wód miał charakter powierzchniowy, nie było dopływu wód gruntowych. Zanik zmarzliny spowodował uruchomienie skomplikowanego systemu hydrogeologicznego umożliwiającego dopływ wód wgłębnych. Woda z opadów nie była już szybko odprowadzana poza obręb pradoliny, lecz gromadziła się na miejscu, przyczyniając się do ogólnego wzrostu poziomu wód. Oprócz wody opadowej i wody z wytopienia lodów na miejscu dużą rolę w podnoszeniu jej poziomu odgrywał dopływ spoza pradoliny, zwłaszcza z północnych obszarów młodszego zlodowacenia, na których procesy glacialnej sufozji termicznej zachodziły na dużą skalę.

Dopływające wody powiększały szybko objętość i głębokość nowopowstałych zbiorników jeziornych. Gromadzona „ciepła” woda jeziorna powodowała ostateczną degradację zmarzliny, osiadanie gruntu i pogłębienie jezior. W ten sposób mogła ukształtować się rzeźba dna prawie wszystkich większych zbiorników pradoliny leżących poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia.

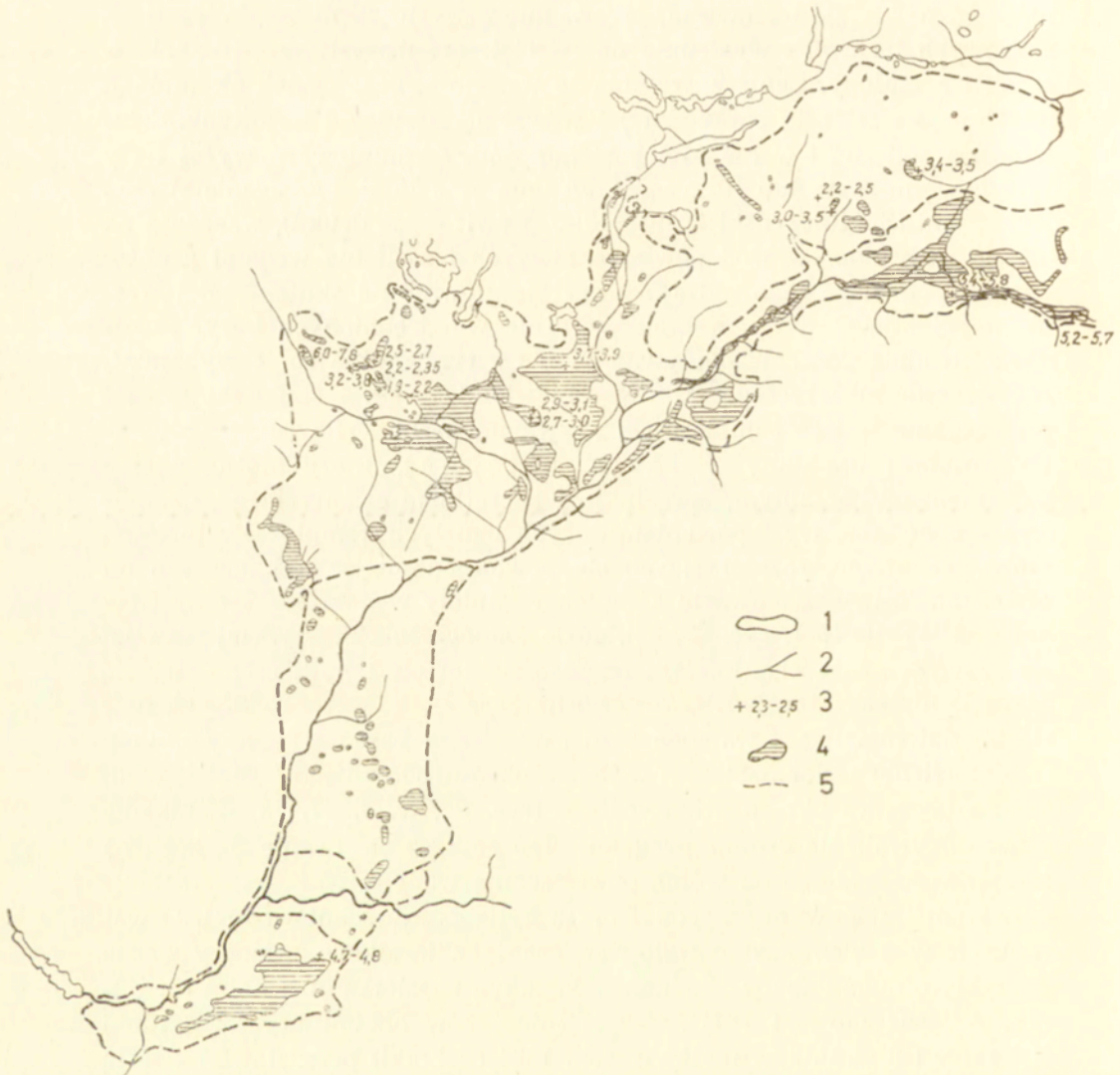
Po ustabilizowaniu podłoża mineralnego rozpoczęła się w pradolinie akumulacja organiczna oparta głównie o procesy biologiczne. W jeziorach zaczynają się odkładać gytie autochtonicznego pochodzenia, a na ich brzegach i w lokalnych zagłębieniach torfy. Jest to okres nazywany fazą wstępną, gdy proces zatorfienia ograniczony był na ogół do lokalnych ognisk nie łączących się ze sobą. W dużych i głębszych jeziorach Biebrzy Górnej, Środkowej i Wizny następowała kolejno akumulacja gytii wapienno-ilastych, wapiennych i detrytusowo-wapiennych. W małych zbiornikach, leżących przeważnie w brzeźnych partiach basenów, odkładają się gytie detrytusowe o minimalnej zawartości CaCO_3 (ryc. 24,

w. 6, 12). Część płytkich jeziorok mogła powstać w wilgotniejszym okresie atlantyckim na skutek ogólnego podnoszenia się poziomu wód gruntowych, ale bez analiz wieku trudno jest rozdzielić jeziora starsze od młodszych. Równocześnie na brzegach jezior i w izolowanych zagłębieniach rozwijały się torfowiska, przeważnie mszysto-darniowe. W partiach spagowych torfowisk występuje najczęściej torf mszysty, często zapiaszczony i zamulony. Zanieczyszczenia te wskazują, że początek akumulacji miał miejsce w fazie poprzedniej i wiązał się z sufozją termiczną, działalnością eoliczną i wahaniami poziomu wód. Akumulowane wyżej torfy turzycowo-mszyste lub turzycowe, zgodnie ze swymi wymaganiami ekologicznymi (S. Kulczyński 1939/1940; J. Oświt — w druku), wskazują na bardzo mały dopływ wód powierzchniowych i zasilanie wodami gruntowymi. Torfowiska tego rodzaju narastają głównie na skutek podpiętrzenia dopływającej wody, a brak wyraźnie wyodrębnionych koryt rzecznych utrudnia znacznie odpływ. Zgodnie z tym można sobie wyobrazić, że ówczesną sieć rzeczną tworzyły niewielkie rzeki i strumyki łączące poszczególne jeziora i gubiące się w zwartej darni torfowisk.

Krajobraz pradoliny w fazie wstępnej, który można wiązać z okresem preborealnym, borealnym i początkiem atlantyckiego, charakteryzuje się więc występowaniem dużych i małych kompleksów torfowiskowo-jeziornych, rozrastających się powoli od miejsc najgłębszych ku płytszym. Największe zwarte kompleksy istniały w basenie Biebrzy Górnej i na Wiźnie (por. ryc. 25, 26), gdzie jednocześnie najszybciej rozwijał się przyrost grubości. Mniejszą miąższością torfów i gytii cechowały się liczne kompleksy torfowiskowo-jeziorne basenu Biebrzy Środkowej, najslabiej natomiast faza wstępna zaznaczyła się w basenie Biebrzy Dolnej.

Zatorfienie jezior nastąpiło w końcu okresu borealnego (ryc. 24, w. 6) lub na początku okresu atlantyckiego (ryc. 24, w. 4, 11, 12). Zanikanie jezior odbywało się dwoma drogami: albo poprzez nasuwanie się kożucha turzycowo-mszystego na wolną powierzchnię wody, albo przez zarastanie szuwarem trzcinowym spłyconej przez gytie powierzchnii wodnej. O warunkach w jakich następowało zamieranie zbiorników świadczy liczna gatunkowo malakofauna zbadana w kopalnym jeziorze kuwaskim (S. Żurek, A. Dzieczkowski 1971). Zespół mięczaków obejmujący 22 gatunki ślimaków i 6 gatunków małży (razem 1884 osobniki) przedstawiał zwartą grupę ekologiczną zasiedlającą płytki zbiornik wodny, o stojącej wodzie, mulistym dnie i zarastający bujną roślinnością wodną i błotną. Interesującym wynikiem badań jest stwierdzenie, że w okresie zamierania jeziora nie mogło być żadnych dużych wahań poziomu wody prowadzących do okresowego wysuszenia zbiornika, w którym musiałyby pojawić się gatunki lądowe czy ziemnowodne, nie wykazane jednak w ogóle w analizie.

Wszystkie przytoczone dane wskazują na to, że faza wstępna charakteryzowała się niskimi poziomami wód gruntowych odpowiadających mniej więcej bezwzględnemu poziomowi jezior w chwili zatorfienia. Wy-



Ryc. 25. Wstępne fazy zatorfień

1 — jeziora; 2 — rzeki; 3 — torfy pod gytją i ich miąższość (faza przedwstępna); 4 — kompleksy torfowiskowo-jeziorne (faza wstępna); 5 — granice basenów

Initial phases of peat formations

1 — lakes; 2 — rivers; 3 — peats beneath gyttjas and their thickness (pre-preliminary phase); 4 — peat-bog - lacustrine complexes (preliminary phase); 5 — boundary of basins

niki te są zgodne z badaniami palynologicznymi prowadzonymi na sąsiednich obszarach (por. M. Ralska-Jasiewiczowa 1966; J. Stasiak 1969). Jedynym reliktem ówczesnego pojezierza jest Jezioro Maliszewskie, które dzięki swej głębokości przetrwało do dziś, akumulując potężną serię gytii.

Po stosunkowo suchszym i bardziej kontynentalnym okresie borealnym nastąpił okres atlantycki, charakteryzujący się częstszymi zmianami klimatycznymi i ogólnym podnoszeniem poziomu wód gruntowych, co doprowadziło do powszechnego wzmocnienia procesów torfotwórczych. Nastąpiła zasadnicza faza rozwoju torfowisk pradoliny uwarunkowana głównie klimatem, zwłaszcza wielkością opadów. Duże wahania poziomu wód okresu atlantyckiego spowodowały przykrycie torfów w Górnej Biebrzy warstwą gytii (ryc. 27). Podobne zjawisko zaobserwowano w basenie Wizny i dolinie Pisy (M. Bogacki, K. Bitner 1961). Nastąpiło wyraźne wzmocnienie aktywności rzek, zwłaszcza Biebrzy i Narwi. Obydwie rzeki formują swoje tarasy zalewowe, sypią wały przykorytowe i rozlewają się w rozszerzeniach pradoliny. Wyjątkową aktywność przejawia Narew między Tykocinem a Wizną, której liczne starorzecza uległy zatorfieniu już w okresie atlantyckim (S. Marek 1965). Początkowo odkładają się w nich gytie detrytusowe i detrytusowo-wapienne, a następnie torfy olchowe. Akumulowane osady dowodzą, że po pierwszym etapie wycinania koryt i sypania łąch wałowych rzeka przerzuciła się w rejon współczesnego tarasu zalewowego, kontynuując tam działalność akumulacyjną. Jednym z relikatów ówczesnego, czynnego systemu starorzeczy jest jezioro Niklerz. W basenie Biebrzy Środkowej nastąpiło wyraźne wyodrębnienie koryt i strefy przykorytowej Biebrzy, Elku i Netty, w których trwa akumulacja osadów mułkowo-piaszczystych.

Na zapleczu wałów przykorytowych krajobraz zmienia się całkowicie. Na torfowiskach mszysto-darniowych położonych w pobliżu rzeki osadzają się cienkie warstewki namulów, a następnie torfy szuwarowe. Za szuwarami wodnymi rozwijają się powszechnie szuvary błotne i odkłada torf turzycowiskowy. Akumulacja torfów szuwarowych i turzycowiskowych rozpoczęła się od miejsc najniższych, przyrzecznych i stopniowo objęła prawie cały basen Biebrzy Środkowej i Dolnej. Wiąże się ona, co podkreśla J. Oświt, z pewnymi nieckowatymi zagłębieniami, w których następuje spiętrzenie poziomu wody, między innymi na skutek istnienia mineralnej strefy przykorytowej. Obwałowanie koryta madami i mułami przyczynia się bowiem do tamowania wód gruntowych spływających z brzeżnych partii basenu.

Podnoszenie poziomu wód na skutek narastania torfu powodowało rozpoczęcie procesu zatorfienia w brzeżnych partiach basenów, z reguły na wyższym nieco poziomie hipsometrycznym. Pozycja geomorfologiczna proteguje tutaj zakrzewienia oraz lasy olchowe i olchowo-brzozowe, któ-

rych rozwój datuje się przeważnie od okresu subborealnego (ryc. 24, w. 7—10, 13—15). Zatorfieniu uległy wtedy prawdopodobnie wszystkie małe zagłębienia sandru augustowskiego i brzeżne partie już istniejących większych złoź. Pewnej zmianie uległy torfowiska mszysto-darniowe ba-

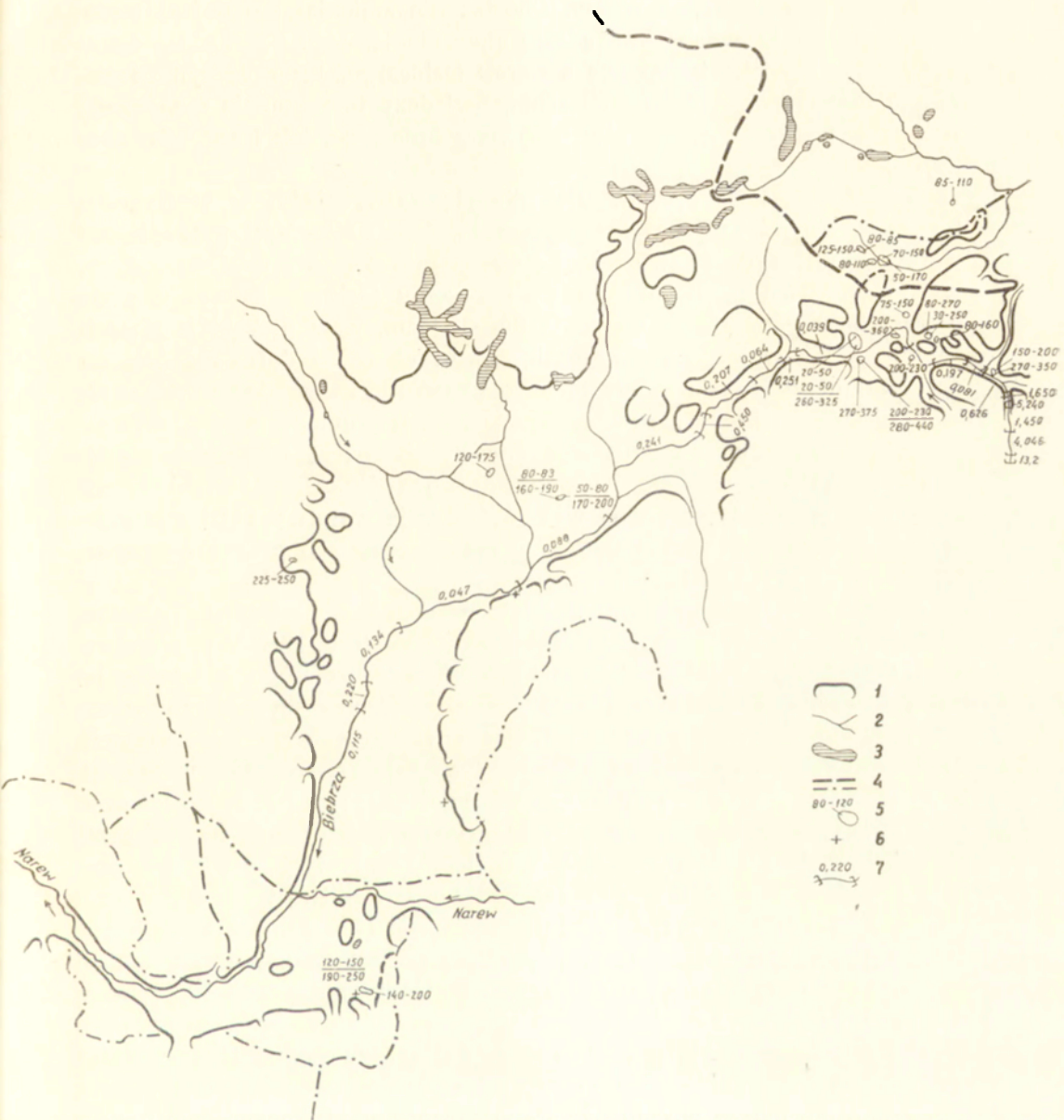


Ryc. 26. Kopalne jeziora Pradoliny Biebrzy

1 — jeziora współczesne; 2 — jeziora kopalne; 3 — rzeki; 4 — krawędź wysoczyzny

Fossil lakes within the Biebrza urstromtal

1 — contemporaneous lakes; 2 — fossil lakes; 3 — rivers; 4 — edge of upland



Ryc. 28. Gytie międzytorfowe

1 — krawędź wysoczyzny; 2 — rzeki; 3 — jeziora; 4 — działy wodne; 5 — gytie między torfami z poziomem występowania w profilu torfowym; 6 — torfowisko źródłiskowe; 7 — spadek rzeki Biebrzy

Inter-peat gyttjas

1 — edge of upland; 2 — rivers; 3 — lakes; 4 — watersheds; 5 — gyttjas between peats with a horizon in the peat profile; 6 — headwater peat bog; 7 — Biebrza river gradient

senów Biebrzy Górnej i Wizny. Chociaż nie zmieniał się rodzaj torfu, zmieniły się zbiorowiska prowadzące akumulację. Jeśli poprzednio dominowały zbiorowiska turzycowe z *Carex lasiocarpa*, teraz zaczyna dominować *Carex stricta*, a nawet trzcina. Świadczy to wyraźnie o zalewach pochodzących zarówno z dopływu powierzchniowego, jak i spływów zboczowych.

Zwiększona ilość opadów ujawniła się najwyraźniej w stratygrafii torfowisk Biebrzy Górnej i Wołkuszanki. Między torfami pojawiły się warstwy gytii (ryc. 28) świadczące o wzmożeniu dopływu wód głębszych, wychodzeniu ich na powierzchnię i tworzeniu jezior. Ponieważ gytie najczęściej występują w warstwie 80—200 cm, a w głębszych złożach spotyka się nawet 2 warstwy gytii, z których dolna datowana jest na okres atlantycki, gytie międzytorfowe uznać można za dobry wskaźnik klimatyczny świadczący o wyraźnym zwilgotnieniu. W pobliżu Wizny występuje torfowisko źródłiskowe Jawory—Klepacze (S. Kukła 1965). Mimo że autor pracy nie widział żadnego związku między klimatem a wzmożonym dopływem wód głębszych, dwie warstwy gytii występujące w tych samych poziomach, co w innych częściach pradoliny, popierają wyżej wysuniętą tezę.

Akumulacja torfu przerwana została na skutek obniżenia się poziomu wód gruntowych. W pradolinie zaobserwowano silnie rozłożoną warstwę torfu (70—90%) o miąższości 20—30 cm. W torfach olesowych występuje ona przeważnie w poziomie 80—120 cm, w torfach mszysto-darniowych 150—200 cm. Pierwszy zbadał ją J. Oświt wiążąc warstwę z warunkami klimatycznymi okresu subborealnego. Występuje ona również w innych basenach, co wskazuje na ogólniejszy (klimatyczny?) a nie tylko lokalny charakter obniżenia się poziomu wód gruntowych. Nawet na obszarze głębokich, słabo rozłożonych torfów turzycowo-mszystych, zasilanych obfitymi wodami gruntowymi (Wizna), pod 1,5 m warstwą torfu słabo rozłożonego znajduje się warstwa silniej rozłożona (40—50%) z kawałkami drewna i turzycami wskazującymi na niższy poziom wód. Wyraźna zmiana sedymentu, świadcząca o wybitnym obniżeniu poziomu wód, występuje w osadach Jeziora Maliszewskiego (por. S. Żurek, K. Więckowski 1972). Brak datowań nie pozwala jeszcze definitywnie określić, czy wiąże się ona z okresem subborealnym, czy też z okresem wcześniejszym.

Poziom ten można wiązać z „warstwą graniczną” (Grenzhorizont) znalezioną w wielu torfowiskach wysokich Europy. Nie należy jej mylić, co podkreśla M. I. Neustadt (1969) z warstwami pseudogranicznymi, których może być w złożu kilka i które są wytworem lokalnych zmian (por. S. Kulczyński 1939/1940). Górna powierzchnia warstwy charakteryzuje według M. I. Neustadta wyraźną zmianę warunków klimatycznych w obrębie całego globu na granicy między środkowym i późnym holoce-

nem (kontakt subborealno-subatlantycki). W takim ujęciu w torfowiskach holocenijskich istnieje tylko jedna warstwa graniczna, która wiązałaby się z drugą połową okresu subborealnego. Wszyscy badacze poruszający problem tej warstwy począwszy od M. I. Neustadta (1969), H. Godwina (1966), T. Nilssona (1964) uważają, że jest to zagadnienie wymagające dalszych wszechstronnych badań, mogące rzucić dodatkowe światło na klimat okresu subborealnego, jak i granicę między okresem subborealnym i subatlantyckim.

Powyżej warstwy silnie rozłożonej nie nastąpiły zmiany w rodzaju akumulowanych torfów, świadcząc o kontynuacji linii zatorfień fazy zasadniczej. Wzrost zabagnienia, który można wiązać z początkiem okresu subatlantyckiego dokumentuje słaby stopień rozkładu i liczniejsze wypływy wód podziemnych.

Wyraźniejsze zmiany w krajobrazie pradoliny nastąpiły w okresie nazwanym fazą końcową. Od głębokości 40—50 cm, maksymalnie 70 cm, na niektórych obszarach, na torfach olesowych zaczęły się powtórnie odkładać torfy zbiorowisk bezleśnych: turzycowiskowe lub mszysto-darniowe. Występowanie ich czasem w postaci mozaikowych płatów w obrębie dalej narastających torfów leśnych, świadczy wymownie, że mamy do czynienia z czynnikiem antropogenicznym. Zjawisko to można wiązać z koszeniem i użytkowaniem terenu już w czasach historycznych, na co wskazują profile kuwaskie i Biebrzy Dolnej (ryc. 24, w. 6, 18). Zagospodarowanie północnego obszaru pradoliny rozpoczęło się dopiero w początkach XV w., po ustaleniu tzw. „wchodów”, tj. stałych uprawnień do łąk i barci puszczańskich (J. Wiśniewski 1967). Południowa część między Biebrzą i Narwią została zasiedlona w XIII i XIV w. (A. Kamiński 1963). Poprzednio były to obszary „pustki osadniczej” rozdzielające Polskę, Ruś i Jaćwież.

Okres subatlantycki cechowało też wzmoczenie działalności wód zaznaczone fazą erozji. Spowodowała ona wcięcie rzeki i przerzucanie się nurtu na znaczne nieraz odległości, rozwój najmłodszej generacji starorzeczy powiązanych dzisiaj z rzeką i pogrzebanie gytii oraz torfów w starszych starorzeczach (por. ryc. 10). Najprawdopodobniej sprzyjały temu nie tylko zmiany klimatyczne, ale i działalność gospodarcza człowieka, która poprzez wyręby uruchomiła intensywniejsze spływy powierzchniowe, zasilające rzeki pradoliny.

Niewielka erozja ograniczyła zasięg zalewów w takim stopniu, że na torfach turzycowiskowych i szuwarowych zaczęły się akumulować torfy mszysto-darniowe, a zbiorowiska współczesne tego typu obejmują coraz większe powierzchnie pradoliny. Na obszarach głębokich torfów mszysto-darniowych rozpoczęła się gdzieś akumulacja torfów przejściowych i wysokich. Proces obniżania poziomu wód zapoczątkowany został

wyraźnie dopiero w czasach współczesnych przez wykopanie szeregu kanałów i zmeliorowanie dużych obszarów Kuwasów i Wizny.

Wyróżnione fazy odzwierciedlają historię ewolucji jezior i torfowisk w holocenie, będącą głównie wynikiem zmian klimatu i związanych z tym zmian poziomu wód. Wahania poziomu wód spowodowane zmianami klimatycznymi zostały w sposób syntetyczny ujęte w pracy J. Kondrackiego (1969b). Podziały holocenu nie uwzględniają w zasadzie stratygrafii osadów opierając się na danych palynologicznych i analizach wieku bezwzględnego, choć powszechnie przyjęty podział Blytta i Sernandera zbudowany był wyłącznie na podstawie szczątków makroskopowych (por. A. Środoń 1959). Wiąże się to z tym, że w badaniach torfoznawczych brak zazwyczaj datowań, a przy badaniach pyłkowych brak analiz stratygraficznych, co utrudnia rozwój paleogeografii holocenu.

W Polsce pierwszą szczegółową rekonstrukcję historii torfowiska w holocenie przeprowadził M. Jasnowski (1960). Na wysokim torfowisku Krępa u ujścia Odry do Zatoki Szczecińskiej wyróżnił 4 główne fazy rozwoju, z których najstarsza datowana została później na początek okresu atlantyckiego (M. Jasnowski 1962). Z kolei szczegółowe badania stratygraficzne torfowisk olchowych, poparte licznymi analizami pyłkowymi, pozwoliły S. Markowi (1965) na sprecyzowanie wieku różnych zbiorowisk torfotwórczych. Ze starszą częścią holocenu wiąże on zbiorowiska turzycowo-mszyste i gytie, a z okresem atlantyckim zbiorowiska szuwarowe, olesowe i wysokie. W pradolinie Biebrzy okresy wstępny (nazwany fazą inicjalną) i zasadniczy tworzenia się torfowisk omówił autor na przykładzie torfowiska Wizna (S. Żurek 1968) i basenu Biebrzy Środkowej (S. Żurek, T. Churski 1967), nie wiążąc ich ściśle — z powodu braku datowań — z chronologią holocenu. Z kolei szczegółowe badania torfoznawcze prowadzone przez J. Oświta (1973) w basenie Biebrzy Dolnej wykazały istnienie etapu zatorfień wstępnych datowanego palynologicznie na schyłek późnego glacjału oraz na okres preborealny i borealny, a także etapu zatorfienia całej doliny datowanego na okres atlantycki. Podobną analizę przeprowadził następnie autor dla torfowiska RZB „Biebrza” na Kuwasach (S. Żurek 1970), poszerzając schemat o fazę przedwstępną związaną z kształtowaniem stałego podłoża mineralnego i fazę końcową uwarunkowaną głównie działalnością człowieka.

III. PROBLEM ZABAGNIENIA PRADOLINY

Geneza zabagnienia dużych pradolin i dolin rzecznych nie była do tej pory przedmiotem szerszych analiz. W polskiej literaturze dyskusję na ten temat prowadzono w zasadzie w okresie międzywojennym na tle szeroko zakrojonych badań na Polesiu. Prace geologiczne, geomorfologiczne, torfoznawcze i gleboznawcze umożliwiły wysunięcie szeregu hipotez, które najpełniej podsumował S. Kulczyński (1939/1940) i które do dzisiaj nie straciły swej aktualności.

Przyczyny zabagnienia potężnej zatorfionej Kotliny Poleskiej widziano w nieprzepuszczalnym ilasto-gliniastym podłożu (S. Pawłowski 1927; J. Gołąb 1960), w małym spadku rzek (S. Małkowski 1930; B. Krygowski 1936; J. Gołąb 1960), w zatamowaniu odpływów przez wydmy (S. Małkowski 1930; B. Krygowski 1936; 1959) i przez roślinność (B. Krygowski 1936; 1959), w istnieniu obfitych wód krasowych zasilających torfowiska (S. Lencewicz 1931; 1936; J. Gołąb 1960), wreszcie w zmianach hydrograficznych wywołanych kaptażem (S. Lencewicz 1936).

Jak wspomniano wyżej, najbardziej wszechstronnie przeanalizował to zagadnienie S. Kulczyński (1939/1940; 1952), kierujący na Polesiu pracami torfoznawczymi. Warunkiem koniecznym dla rozwoju zatorfień jest według niego istnienie odpowiedniego poziomu wody przy małym przepływie. Dla osiągnięcia tego celu ilość wód musi ulec redukcji (liczne kaptaje na wododziałach i zredukowanie wielkich wód pradolinnych do małych cieków błędzących po obszernych dolinach) lub zwiększyć się przekrój przepływu (rozszerzenie dolin, jezior, delt redukuje szybkość wód). Przyrost torfowiska następuje jedynie przy postępującym podnoszeniu poziomu wody gruntowej. W torfowisku mszysto-darniowym zwarta darni stawia opór przepływowi wody, redukuje szybkość i podnosi jej poziom, co z kolei wpływa na przyrost darni. W torfowisku szuwarowym poziom wód torfowiska podnosi się na skutek podnoszenia dna rzeki, co nazywa S. Kulczyński wzrostem udzielonym. Poziom wody w torfowisku wysokim podnosi się natomiast na skutek zatrzymywania wód opadowych w darni, której grubość dzięki temu intensywnie wzrasta.

Po wojnie zagadnienie genezy torfowisk niskich, zwłaszcza w dużych dolinach poruszył jedynie J. Oświt (1973; w druku), który uważa, że decydującą rolę w rozwoju wszystkich torfowisk niskich odgrywa piętrzenie napływających wód podziemnych. Zróznicowanie torfowisk na szuwarowe, mszysto-darniowe i olesowe związane jest natomiast z modyfikującym działaniem wód zasilania okresowego (rzecznych i deluwialnych).

Wszystkie wymienione wyżej prace, jak i obszerny materiał uzyskany z badań w Pradolinie Biebrzy pozwoliły autorowi na uzmysłowienie faktu, że zabagnienie pradoliny jest efektem kilku silnie ze sobą sprzężonych czynników. Na obecnym etapie badań wyróżniono 4 czynniki, które doprowadziły do obecnego stanu zabagnienia pradoliny.

CZYNNIK GEOMORFOLOGICZNY

Czynnik geomorfologiczny przejawia swe działanie jak gdyby w dwóch etapach: 1) wytworzenia zagłębienia lub formy dolinnej, w której rozpoczyna się później proces zatorfienia, 2) przekształcania wytworzonej formy przez różne procesy rzeźbotwórcze. W pradolinie Biebrzy kolejność działających procesów rzeźbotwórczych można wyobrazić sobie następująco:

wynikiem erozji wód pradolinnych jest wielka forma dolinna, do której spływają wody fluwioglacjalne i ekstraglacjalne,

kaptaż wód Niemna redukuje znacznie ilości wód płynących pradoliną,

rozcięcie do dna tarasu zalewowego powoduje inicjalne zapoczątkowanie podziału na odrębne baseny,

procesy wydmywawcze przekształcają jednolitą rzeźbę fluwialną, blokując odpływy i wikłając ówczesną sieć hydrograficzną,

odpływ blokowany jest również przez wysypujące się do pradoliny stożki napływowe,

wytapianie martwych lodów i lodów z nalodzi zmienia rzeźbę dna pradoliny i powoduje powstawanie szeregu lokalnych zagłębień,

lokalne zagłębienia wypełnione wodą sprzyjają degradacji zmarzliny i pogłębieniu jezior,

erozja rzeczna (okres atlantycki, subatlantycki) przemodelowuje rzeźbę tarasu zalewowego, wpływa na powstawanie szeregu starorzeczy i łach wałowych oraz mikrorzeźby współczesnej strefy mułowej i madowej.

Jednym z procesów, który może wywierać istotny wpływ na zabagnienie jest neotektonika. Pionowe ruchy skorupy ziemskiej brane są pod uwagę w sąsiedniej dolinie Niemna i na obszarze republik nadbałtyckich. Zbliżając się do granic ostatniego zlodowacenia, w dół rzeki Górnego Niemna, niski i wysoki stopień tarasu zalewowego oraz dnie-

prowski taras peryglacialny wzrasta od 1—2, 3—4 i 18—20 m do 5—7, 8—10 i 30—35 m. Fakty te interpretowane są na Białorusi (por. L. N. Wozniaczk 1973) jako widoczny znak ruchów neotektonicznych, a mianowicie glacjiostatycznego podnoszenia się skorupy oswobodzającej się od pokrywy lodowej mniej więcej 17—16 tys. lat temu.

Na obszarze Estonii, w okolicy Tallinna podczas badań osadów brzegowych jezior przylodowcowych obliczono szybkość podnoszenia się skorupy ziemskiej w późnym glacialu na 26—18 mm/rok, natomiast w holocenie na 4,2—1,00 mm/rok (H. Kessel, A. Mijdel 1973). W holocenie podnoszenie skorupy w Estonii trwało w zasadzie do okresu atlantyckiego.

Na obszarze Pradoliny Biebrzy nie obserwuje się podobnej sytuacji tarasowej jak w dolinie Niemna, toteż trudno wnioskować o występowaniu ruchów neotektonicznych, choć są one bardzo prawdopodobne, zwłaszcza na obszarze ostatniego zlodowacenia. Pionowe ruchy skorupy ziemskiej badane są przeważnie dwiema metodami: metodą podwójnych niwelacji precyzyjnych i metodą geologiczno-geomorfologiczną. Metodą pierwszą wykonano szereg badań, a synteza ich zawarta jest w pracy W. C. Kowalskiego i J. Liszkowskiego (1972). Polska północno-wschodnia należy do strefy jednakowych ruchów wyciągniętych w kierunkach półn.-wsch.—półd.-zach. Południowa część Pradoliny Biebrzy ma słabe ruchy wypiętrzające rzędu 1 mm/rok, malejące do + 0,5 mm i 0 w części północnej. Drugą metodą posłużyli się K. Schoeneich (1962) i B. Rosa (1964), którzy na podstawie stosunku serii powodziowej do korytowej w dolinach rzecznych północnej Polski wykazali ruchy obniżające (dolna Wisła, Odra) i wypiętrzające. Inną metodykę zaprezentował W. C. Kowalski na Sympozjum Komisji Holocenu INQUA (1972). W szeregu rzek, jak: Wisła, Bug, Pilica, Warta, prześledził on w profilu podłużnym pochylenia kopalnych wcięć erozyjnych i zrównań den dolinnych. Tam gdzie występowały niezgodności z aktualnym wpływem wody powiązał je z podnoszącymi się zrębami tektonicznymi i skrzydłami antyklin. Innymi metodami posługują się wspomniani już badacze z republik nadbałtyckich. Metody geologiczno-geomorfologiczne nie są jednak jeszcze całkowicie dopracowane, łatwo się jest pomylić i jak pisze B. Rosa wykażać ruchy tam, gdzie ich nie ma.

Bezpośrednią zależność zabagnienia od neotektoniki wykazują badacze radzieccy, głównie na przykładzie Niziny Zachodniosyberyjskiej. L. G. Afonska, A. I. Siergiejew (1970) akcentują wpływ ruchów obniżających na wzrost zabagnienia, natomiast E. P. Pokrass i N. J. Kac już w roku 1953 przeprowadzili analizę wpływu ruchów podnoszących na degradację torfowisk Niziny Barabińskiej, wykazując, że obserwuje się również procesy zabagnienia pewnych obszarów, co wskazuje na pulsacyjny charakter ruchów neotektonicznych. W rejonie jeziora Pejpus

i Jeziora Pskowskiego od okresu atlantyckiego poczynając zaobserwowano słabe tendencje obniżające, co badacze estońscy (por. H. Kessel, A. Mijdel 1973) wiążą z zabagnieniem otaczających nizin. Ponieważ początek zasadniczej fazy zatorfienia Pradoliny Biebrzy przypada na ten okres, może to mieć związek nie tylko z czynnikami klimatycznymi, ale i słabymi ruchami obniżającymi.

CZYNNIK HYDROKLIMATYCZNY

Czynnik hydroklimatyczny reprezentują procesy rozwijające się pod wpływem zmian klimatu, a związane głównie z działalnością systemu wodnego (powierzchniowego i podziemnego).

Wzrost temperatury w początkach holocenu powoduje degradację zmarzliny. Wytwarzają się poziomy wodonośne i następuje normalne krążenie wód podziemnych. W trakcie ocieplania zwiększa się ilość opadów i wolno płynących wód. Narastające osady w jeziorach fazy wstępnej utrudniają odpływ i powodują retencjonowanie wody. Minimalny spadek pradoliny wpływa na powolne odprowadzanie wód i ich gromadzenie.

Wzrost temperatury powoduje jednocześnie migrację roślinności w obszar pradoliny. W surowym klimacie peryglacjalnym fazy przedwstępnej krótki okres wegetacyjny sprawia, że niewielka ilość masy organicznej akumuluje się w postaci torfu. Przykładem są małe jego miąższości na obszarze współczesnych tundr. W miarę dalszego wzrostu temperatury i uruchomienia wód gruntowych narastająca roślinność zmniejsza wydacie odpływ i wpływa na podnoszenie poziomu wody. To z kolei powoduje odkładanie się masy roślinnej w postaci torfu, co zachodzi wyłącznie w warunkach pełnego pokrycia wodą, eliminującego biologiczny rozkład masy roślinnej w warstwie torfogennej. Narastanie torfu przyczynia się do dalszego podnoszenia poziomu wody, co z kolei wpływa na akumulację torfu itd.

W rezultacie możemy tu mówić o działaniu dodatniego sprzężenia zwrotnego, które powoduje stałe przyspieszenie procesu zabagnienia i obejmowanie przez niego nowych obszarów.

Układy tego typu są mało stabilne i ściśle związane z klimatem, głównie z wielkością opadu (dopływ wód) i temperaturą (rozwój roślinności). Przykładem może być optimum klimatyczne, w którym nastąpiło wyraźne zwiększenie temperatury i opadów, co było impulsem generalnego zatorfienia pradoliny i objęcia tym procesem wyższych poziomów tarasu zalewowego.

Ponieważ decydującą rolę w rozwoju torfowisk odgrywa proces spiętrzenia wód, głównie podziemnych, uczyniono próbę nakreślenia schematu krążenia tych wód i zasilania przez nie torfowisk na przykładzie Kuwasów. Na podstawie pomiarów poziomu wód

gruntowych w studniach tego rejonu wykonanych w sierpniu 1968 r. (*Studium hydrologiczne pow. Grajewo 1969*) wykreślono hydroizohipsy które wskazują na kierunki spływu wód. Poziomy wód gruntowych na torfowiskach przyjęto według wskazań J. Szuniewicza, który w tym samym okresie przeprowadzał liczne pomiary w studzienkach.

W strefie wysoczyzny starszego zlodowacenia występują przepuszczalne piaski i żwiry, które tworzą warstwy wodonośne pierwszego poziomu wód podziemnych. Wody tego poziomu spływają zgodnie z nachyleniem terenu na południe, jak i na wschód do wyższego poziomu sandrowego. Z wyższego poziomu w rejonie Grajewa płyną do niższego poziomu sandrowego lub bezpośrednio do torfowisk doliny Elku.

W strefie wysoczyzny morenowej zlodowacenia bałtyckiego (rejon Mieczys) zwierciadło wód występuje głęboko, kilka lub nawet kilkanaście metrów poniżej terenu, zalegając w utworach przepuszczalnych (wody bezcisnieniowe) lub pod warstwą glin ostatniego zlodowacenia (wody artezyjskie). Występowanie glin znacznie zwiększa tu znaczenie spływów powierzchniowych. Zbocza wysoczyzn kontaktujące się z powierzchniami sandrowymi wpływają na gwałtowne załamanie powierzchni zwierciadła wody podziemnej i zwiększenie szybkości ich ruchu, np. w rejonie Mieczys na odległości 1 km poziom zwierciadła opada około 5 m. Wody z wysoczyzny spływają bezpośrednio do pradoliny lub do sandrów niższego poziomu, które należą do najbardziej korzystnych obszarów infiltracyjnych.

Odływ podziemny i powierzchniowy kieruje się z sandrów do pradoliny zasilając I horyzont wodonośny. W ten sposób pradolina drenuje różne poziomy wód spływających z wysoczyzn, które spływając zgodnie z pochyleniem obszaru wnikają i zasilają wody w torfowiskach kuwaskich, tworząc z nimi jedną strefę wodonośną. Łączność wód sandrowych i torfowiskowych potwierdza również M. Drewnowa i S. Żyliński (1969). Wody podziemne filtrujące się przez masyw torfowy odpływają zgodnie z pochyleniem pradoliny na południe w stronę rzeki Biebrzy.

Oprócz załamania zwierciadła na zboczach wysoczyzn można je zaobserwować na przejściu sandru w pradolinę, np. we wsi Ciszewo na odległości 3 km poziom zwierciadła wykazuje różnicę 5 m. Poziomy wód gruntowych wysp pradolinnych są wyższe, równe, a niekiedy niższe niż poziomy wód gruntowych torfowisk. W tym ostatnim przypadku może to świadczyć o okresowym zasilaniu wód tarasu przez wody torfowiska. O spływie wód gruntowych w torfowiskach i tarasie pradolinnym na południe świadczą hydroizohipsy układające się mniej więcej równolegle do siebie od północnej do południowej granicy Kuwasów.

Przytoczony wyżej schemat jest bardzo ogólny, a uszczegółowić go mogą precyzyjne i jednoczesne pomiary powierzchni zwierciadła wód

gruntowych torfowisk i przyległych obszarów mineralnych. Wyjaśnia on w każdym razie drogi dopływu wód z wysoczyzn do pradoliny, co stanowiło zagadkę przy wstępnej próbie wyliczenia bilansu wodnego torfowiska „Modzelówka” (K. Dębski 1967).

Wyraźniejsze uruchomienie skomplikowanego systemu hydrogeologicznego nastąpiło, jak wspomniano, w okresie atlantyckim. Wzrost opadów spowodował pojawienie się w torfowiskach warstw gytii, mówiących o wychodzeniu na powierzchnię wód podziemnych. Zwiększa się wybitnie dopływ powierzchniowy, który łącznie z dopływem podziemnym, przy bardzo sprzyjającej sytuacji morfologicznej, powoduje zabagnienie pradoliny. Z kolei włącza się opisany już układ dodatnich sprzężeń zwrotnych, dzięki któremu proces zabagnienia rozszerza się na cały taras zalewowy pradoliny.

CZYNNIK BIOLOGICZNY

Czynnik biologiczny wiążący się bezpośrednio z procesami wzrostu torfowiska, bardzo ściśle sprzężony jest z czynnikiem hydroklimatycznym i geomorfologicznym. Procesy prowadzące do zróżnicowania torfowisk niskich na szereg rodzajów omawiane były szczegółowo przez S. Kulczyńskiego (1939/1940) i J. Oświta (w druku).

Torfowiska szuwarowe powstają przy wybitnym nasileniu dopływu powierzchniowego, co zapewnia im wysoki trofizm i bujny rozwój masy roślinnej. W obszarach przyrzecznych wiążących się z korytem przy dużych wahaniami pionowych poziomu wody i przy długotrwałym zalewie odkładają się muły telmatyczne i shumifikowane zamulone torfy, a w starorzeczach i rozlewiskach przy dużym ruchu i natlenianiu wody — muły limnetyczne. W torfowiskach szuwarowych oddalonych od nurtu wody powierzchniowe spływają po powierzchni, a spiętrzanie wód podziemnych powoduje akumulację torfów szuwarowych o normalnej włóknistej strukturze. Udział wód powierzchniowych w procesie spiętrzenia wody jest niewielki, co wiąże się z małymi zdolnościami retencyjnymi zarówno roślinności, jak i torfów. Przy krótkim i zredukowanym zalewie rozwijają się szuvary białe i akumulują torf turzycowiskowy. Ponieważ warunki opisane wyżej nie istniały w holocenie przez bardzo długie okresy, a jednocześnie intensywność zalewów zróżnicowana jest zarówno w przeciągu roku, jak i cyklach wieloletnich, torfowiska szuwarowe nie cechują się dużą miąższością. Układy warunków tego typu nie cechują się również dużą stabilnością, gdyż wyeliminowanie zalewu likwiduje zbiorowiska szuwarowe na rzecz zbiorowisk mszysto-darniowych czy olesowych.

Torfowiska mszysto-darniowe rozwijają się w zasadzie przy braku zalewów i wyraźnie wyodrębnionych koryt rzecznych. Zwarła darń torfowiska utrudnia przepływ wody, spiętrza ją, co z kolei powoduje narastanie torfu. Trudności w przepływie wody wynikają również z charakteru rzeźby podłoża. Torfowiska tego typu zakładają się często w kotlinach o wyraźnie zarysowanych krawędziach, które utrudniają odpływ, zmuszając jednocześnie do rozprzestrzeniania się torfu w kierunku pionowym. Powoduje to szybki jego przyrost, dzięki czemu złoża mszysto-darniowe osiągają bardzo znaczne miąższości dochodzące do 7 m. Okresowe zasilanie wodami powierzchniowymi powoduje pęcznienie złoża i podpływanie do góry, co sprzyja rozwojowi typowo emersyjnej roślinności pozbawionej turzyc wysokich. Uchylenie dopływu wód powierzchniowych wiąże torfowisko z wodami podsiąkowymi, przyczyniając się do pewnej jego oligotrofizacji. Układ warunków torfowiska mszysto-darniowego cechuje się dużą stabilnością, która spowodowana jest względnie wyrównanym dopływem wód podziemnych i dużą retencyjnością złoża.

Torfowiska olesowe występują w wyższych partiach terenu, często na łagodnie opadających stokach i cechują się wyraźnie mniejszym stopniem zabagnienia. Mówi o tym silny rozkład torfu spowodowany dużymi wahaniami poziomu wód, a wiązać to można z małą intensywnością zasilania i spiętrzania napływających wód. Duże zróżnicowanie torfowisk tego typu, występujących w dość różnych sytuacjach geomorfologicznych, zależy od okresowego zasilania wodami, w tym wypadku głównie deluwialnymi. Przy niewielkich przyrostach torfu, układ warunków torfowiska olesowego wykazuje dużą stabilność, zakłóconą tylko w zasadzie przez czynnik antropogeniczny.

CZYNNIK ANTROPOGENICZNY

Czynnik antropogeniczny dominuje w najmłodszym okresie rozwoju torfowiska (subatlantycki) i w czasach współczesnych.

Wycięcie lasów na zboczach wysoczyzn spowodowało wzmożoną denudację i erozję denną koryt. Zasiedlenie obszarów przyległych do pradoliny wyznacza jednocześnie kierunek jej wykorzystania. Rolnicze użytkowanie gruntów ornych wymaga pasz, które uzyskiwano przez koszenie i wypasanie torfowisk. Dla powiększenia areалу łąk likwiduje się w pradolinie zakrzewienia i dokonuje wyrębów. Ciągłe koszenie stymuluje utrzymywanie się zbiorowisk otwartych, mszysto-darniowych i turzycowiskowych. Zaniechanie koszenia w czasie ostatniej wojny spowodowało zakrzewienie na powrót dużych połaci torfowisk.

Wykopanie szeregu kanałów w basenie Biebrzy Środkowej obniżyło

poziom wód gruntowych, co wpłynęło na zmurszenie torfu i wkroczenie nietorfotwórczych zbiorowisk zastępczych. Szczegółowe melioracje przeprowadzone na dwóch dużych obiektach, Kuwasach i Wiźnie, całkowicie zmieniły krajobraz tej części pradoliny. Dominują tam jednostajne powierzchnie łąk uprawnych poprzecinane gęstą szachownicą rowów melioracyjnych. Likwidacja procesu bagiennego zapoczątkowała proces murszenia i mineralizacji gleb.

Powyzszą próbę odtworzenia genezy zabagnień ujęto w postaci schematu przyczynowo-skutkowego ukazującego miejsce i rolę poszczególnych czynników w procesie zabagnienia pradoliny (ryc. 29).

Można z niego odczytać, jak z biegiem czasu zmieniała się rola poszczególnych czynników i stopień ich sprzężenia. W poszczególnych okresach niektóre z nich wyraźnie dominowały nad innymi, jak np. czynnik geomorfologiczny w późnym glacie, hydroklimatyczny i biologiczny w starszym i młodszym holocenie, czy antropogeniczny w młodszej części okresu subatlantyckiego. Pierwszą tego typu analizę działania sprzężeń zwrotnych w środowisku geograficznym przeprowadził A. Marsz (1965). Wydaje się, że próby tego rodzaju mają dużą przyszłość, gdyż starają się uchwycić chociaż część z ogromnej liczby zależności zachodzących w czasie i przestrzeni między różnymi czynnikami i procesami działającymi w środowisku geograficznym, co w konsekwencji może prowadzić do stworzenia ujęć modelowych.

LITERATURA

- Afonska L. G., Siergiejew A. I., 1970, *Sowriemiennyje tiektoniczeskije dżiżenija i ich otrazeńije w charakterie i stiepieni zabołoczennosti Zapadno-Sibirskoj nizmiennosti (na primiere Wasiuganskogo Priobia)*, Wies. Mosk. Uniw. Geol., nr 4, s. 113—116.
- Banaszuk H., 1971, *Stosunki geomorfologiczne w województwie białostockim*, [w:] XVIII Ogólnopolski Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., 16—18 września 1968 r. Augustów, Warszawa, s. 11—39.
- Barłkowski T., 1970a, *Wielkopolska i Środkowe Nadodrże*, Warszawa, ss. 384.
- 1970b, *Termokras a sufozja i kras termiczny (na przykładzie krasu termicznego glacialnego w Polsce niżowej)*, Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, nr 3, s. 339—342.
- 1972, *Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niżu Polskim*, Stud. z Geogr. Fiz., Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 13, z. 1, s. 27—66.
- Ber A., 1972, *Pojezierze Suwalskie*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, Warszawa, s. 179—185.
- Ber A., Maksiak S., Nowicki A. J., 1964, *Z zagadnień geologii czwartorzędu dorzecza Górnej Narwi*, Przegl. Geol., nr 12, s. 473—476.
- Bitner K., 1956, *Nowe stanowiska trzech plejstoceńskich flor kopalnych*, Z Badań Czwart. w Polsce, t. 7, s. 247—262.
- 1957, *Trzy stanowiska flory interglacialnej w okolicach Sidry*, Z Badań Czwart. w Polsce, t. 8, s. 109—154.
- Bogacki M., 1958, *Struktury glacictektoniczne i peryglacialne okolic Łomży*, Dok. Geogr., z. 4, s. 43—54.
- 1967, *Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych*, Prace i Stud. Inst. Geogr. UW, Kat. Geogr. Fiz., z. 1, s. 23—123.
- Bogacki M., Bitner K., 1961, *The Pisa terraces age of the recent valley cutting*, [w:] *North-East Poland UNQUA*, s. 43—44.
- Bogdanowska-Gieniew I. D., 1969, *Zakonomiernosti formirowanija sfagnowych bolot wierchowogo tipa*, Leningrad, ss. 186.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1960, *Dwa nowe profile interglacialne z Warszawy w świetle badań paleobotanicznych*, Z Badań Czwart. w Polsce, t. 9, s. 105—130.
- Borówko-Dłużakowa Z., Halicki B., 1957, *Interglacjały Suwalszczyzny i terenów sąsiednich*, Acta Geol. Pol., vol. 7, nr 4, s. 361—403.
- Borzyszkowski J., 1971, *Rozwój i zanik swobodnego meandru Warty koło Tworzykowa*, Bad. Fizj. nad Pol. Zach., t. 24, s. 11—46.
- Bremówna M., Sobolewska M., 1934, *Podyluwialna historia lasów Puszczy*

- Augustowskiej na podstawie analizy pyłkowej torfowisk, Las Polski, R. 14, nr 1—3, s. 32—50.*
- Churski T., 1962, *Warunki przyrodniczo-rolnicze w środkowym basenie doliny Biebrzy*, Wiad. Melior. i Łąk., R. 4, nr 6, s. 188—189.
- Churski T., Lorenc K., Okruszko H., Oświt J., 1968, *Torfowiska biebrzańskie w dolinie rzeki Elk na odcinku Toczyłowo—Szymany*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 83, s. 179—215.
- Czebotariewa N. S., 1972, *Stratygrafia i geochronologia waldajskich otłożeń siewiero-zapada ruskiej rawniny*, [w:] *Stratigrafija sedimentologia i geologia czwartycznego pierioda*. Izd. Nauka, Moskwa, s. 89—101.
- Czepulite W., 1965, *Doczwartyczna powierzchnost' i zakonomiernosti raspriedielenija stratigraficznych gorizontow moriennych suglinkow Jugo-Wostocznoj Litwy*, [w:] *Stratigrafija czwartycznych otłożeń i paleogeografija antropogiena Jugo-Wostocznoj Litwy*, Mintis. Wilnius, s. 7—38.
- 1966, *O pieriekrytii riss-würmskich otłożeń w okriestnostiach g. Grodno morienoj posledniego oledienienija*, [w:] *Palinologija w geologiczeskich issledowanijach Pribaltiki*, Riga, Zinatne, s. 45—69.
- Czerwiński A., 1967, *Niektóre rzadkie rośliny naczyniowe województwa białostockiego*, Cz. I., *Fragm. Flor. et. Geobot.*, ann. 13, pars 3, s. 329—335.
- 1972, *Lasy brzożowe ze związku Alnion glutinosae w północno-wschodniej Polsce*, *Roczn. Biał.*, t. 11, s. 101—159.
- Dębski K., 1967, *Bilans wodny torfowisk meliorowanych na przykładzie torfowiska „Modzelówka”*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 72, s. 139—180.
- Drewnowa M., Żyliński S., 1969, *Budowa i zawodnienie utworów wodno-lodowcowych na terenie jednego z gospodarstw IMUZ w aspekcie potrzeb wodnych rolnictwa*, *Wiad. IMUZ*, t. 8, z. 4, s. 53—62.
- Dylik J., 1973, *Znaczenie badań wiecznej zmarzliny dla pełniejszego poznania peryglacialnej morfogenezy w Polsce plejstoceńskiej*. *Czas. Geogr.*, t. XLIV, z. 2, s. 207—215.
- Dyrca A., Tomiałojć L., 1969, *Ornitologiczne motywy ochrony bagien biebrzańskich*, *Chroń. Przyr. Ojcz.*, z. 4, s. 38—42.
- Dyrca A., Okulewicz J., Tomiałojć L., Witkowski J., 1972, *Ornito-fauna łęgowa Bagien Biebrzańskich i terenów przyległych*, *Acta Ornith.*, t. 13, nr 10, s. 343—422.
- Falkowski E., 1971, *Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski*, *Biul. Geol.*, t. 12, s. 5—109.
- Gajewski Z., Wyrwicka K., 1962, *Kry kredowe z okolic Dąbrowy*, *Przegl. Geol.*, nr 10, s. 529—532.
- Galon R., 1958, *Z problematyki wydm śródlądowych w Polsce*, [w:] *Wydmy śródlądowe Polski*, cz. 1, Warszawa, s. 13—31.
- 1968, *Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lodolodu*, [w:] *Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce*, *Pr. Geogr. IG PAN* nr 74, s. 101—120.
- 1972, *Główne etapy tworzenia się rzeźby Nizy Polskiego*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, s. 35—109.
- Goławska D., 1966, *Materiały do flory mszaków Puszczy Augustowskiej*, Cz. I., *Mszaki nadleśnictwa Bałinka i Suwałki*, *Fragm. Flor. et. Geobot.*, ann. 12, pars. 4, s. 451—466.
- Godwin H., 1966, *Przemówienie wstępne na sympozjum poświęconym klimatowi świata 8000—0 lat p.n.e.*, *Przegl. Zagr. Lit. Geogr.*, z. 2/3, s. 27—51.
- Gołąb J., 1960, *Zarys geologii okolic Horodna na Międzyrzeczu Styru i Horynia*,

Z Badań Czwart. w Polsce, t. 9, s. 147—161.

- Halicki B., 1950, *Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Nizinie Europejskiej*, Acta Geol. Pol., vol. 1, nr 2, s. 106—127.
- 1951, *Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna*, Acta Geol. Pol., vol. 2, nr 1—2, s. 5—101.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa, ss. 201.
- Jasnowski M., 1952, *Flora mszaków rezerwatu „Czerwone Bagno”*, Ochr. Przyr., R. 20, s. 118—133.
- 1957, *Calliergon trifarium* Kindb. w układzie stratygraficznym i florze torfowisk holocenicznych Polski, Acta Soc. Bot. Pol., vol. 26, nr 4, s. 701—718.
- 1959, *Czwartorzędowe torfy mszyste, klasyfikacja i geneza*, Acta Soc. Bot. Pol., vol. 28, nr 2, s. 319—364.
- 1960, *Torfowisko wysokie w dolinie Odry u jej ujścia do Zalewu Szczecińskiego*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 25, s. 99—124.
- 1962, *Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego*, Szcz. Tow. Nauk., Wyd. Nauk. Przyr.-Rol., t. 10, ss. 340.
- Jasnowski M., Markowski S., 1964, *Klasyfikacja podtorfowych osadów organogenicznych oraz metody ich badań i określanie w terenie*, [w:] III polsko-niemieckie kolokwium torfowe, Warszawa, z. 3 s. 77—85.
- Jasnowski M., Jasnowska J., Markowski S., 1968, *Ginące torfowiska wysokie i przejściowe w pasie nadbałtyckim Polski*, Ochr. Przyr., R. 33, s. 69—124.
- Kaczurin S. P., 1961, *Tiermokarts na terytorii SSSR*, Moskwa.
- Kamiński A., 1963, *Pogranicze polsko-rusko-jaćwieskie między Biebrzą i Narwią*, Roczn. Biał., t. 4, s. 7—41.
- Kasior F., 1952/53, *Rozwój poglądów na genezę pradolin*, Czas. Geogr., t. XXIII/XXIV, s. 24—49.
- Kessel H., Mijdel A., 1973, *O pozdnie i poslednikowych dwizeniach ziemnoj kory na terytorii Estonii*, Izw. A. N. ESSR, Chim., Geol., nr 3, s. 257—264.
- Kollis W., 1957, *Hydrogeologiczna i geotechniczna charakterystyka niecki wizneńskiej w dorzeczu Narwi*, Gosp. Wod., z. 12, s. 567—574.
- Kondracki J., 1968, *Fizyczno-geograficzna regionalizacja Polski i krajów sąsiednich w systemie dziesiętnym*, [w:] *Problemy regionalizacji fizyczno-geograficznej*, Pr. Geogr. IG PAN nr 69, s. 13—41.
- 1969a, *Podstawy regionalizacji fizyczno-geograficznej*, Warszawa, ss. 154.
- 1969b, *Changements du niveau des lacs comme résultat des oscillations du climat pendant l'holocene (sur l'exemple du ne de la Pologne)*, Geogr. Pol., nr 17, s. 119—131.
- 1972, *Polska północno-wschodnia*, Warszawa, ss. 271.
- Kondracki J., Pietkiewicz S., 1967, *Czwartorzęd północno-wschodniej Polski*, [w:] *Czwartorzęd Polski*, Warszawa, s. 206—258.
- Kowalski W. C., 1972, *Differentiation of the Polish river segments on the background of the recent and neotectonic vertical movements of earth crust surface*, [w:] *Excursion guide book*, Symposium of the INQUA, Sec. part. Polish Lowland, Poland 12—20 IX 1972, s. 31—35.
- Kowalski W. C., Liszkowski J., 1972, *Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej*, Biul. Geol. UW, t. 14, s. 5—19.
- Krygowski B., 1936, *Basen Jeziora Zasumińskiego jako przykład basenu wydnowo-bagiennego*, Wiad. Służb. Geogr., nr 4, s. 466—478.

- 1959, *Rozwój geomorfologiczny południowego Polesia w czwartorzędzie*, Zesz. Nauk. UAM w Poznaniu, Geografia, nr 2, s. 3—64.
- Krzemiński T., 1965, *Objaśnienia do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000 arkusz „Strękowa Góra”*, Dok. Geogr., z. 3, s. 1—35.
- Kukla S., 1965, *Rozwój torfowisk źródłiskowych na terenach północno-wschodniej Polski*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 57, s. 305—483.
- Kulczyński S., 1939/1940, *Torfowiska Polesia*, t. 1 i 2, Kraków, ss. 797.
- 1952, *Geneza karbońskich złóż węglowych*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., Wrocław, ss. 67.
- Lencewicz S., 1922, *Wydmy śródlądowe Polski*, Przegl. Geogr., t. 2, s. 12—59.
- 1931, *Międzyrzecze Bugu i Prypeci; wody płynące i jeziora*, Przegl. Geogr., t. 11, s. 1—72.
- 1936, *Résultats des recherches sur le Quaternaire entre le Bug et la haute Prypeć*, C. R. du Congr. Intern. de Géographie, Varsovie, Travaux de la section II, s. 31—41.
- Lewiński J., Samsonowicz J., 1918, *Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Nizy Północno-Europejskiego*, Warszawa, Prace Tow. Nauk. Warsz., nr 31, ss. 172.
- Litewka M., 1958, *Korelacja między składem botanicznym torfu a jego popielnością*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 17, s. 99—104.
- Lublinerówna K., 1934, *Analizy pyłkowe torfowisk pasa bezświerkowego*, Inst. Bad. Las. Państw., ser. A, nr 5, s. 1—40.
- 1935, *Rezerwat leśny „Grzędy” pod Rajgradem*, Ochr. Przyr., R. 15, s. 67—76.
- Majdanowski S., 1950, *Zagadnienie rynien jeziernych na Nizy Europejskim*, Bad. Fizj. nad Pol. Zach., nr 2, z. 1, s. 35—122.
- Maksimow A., Okruszko H., Liwski S., 1953, *Torfowisko Kuwasy*, Roczn. Nauk Rol., ser. A, t. 68, z. 1, s. 1—32.
- 1955, *Torfowisko biebrzańskie: Kuwasy, Modzelówka, Jegrznia*, Roczn. Nauk Rol., Ser. A, t. 71, z. 3, s. 351—406.
- 1956, *Torfowisko biebrzańskie „Brzeziny Ciszewskie”*, Roczn. Nauk Rol., ser. A, t. 72, z. 4, s. 549—588.
- Małkowski S., 1930, *Uwagi w sprawie zabagnienia Polesia*, Post. Nauk PIG nr 28, s. 14—16.
- Mapa form terenu woj. białostockiego 1968*, [w:] *Atlas województwa białostockiego*, Warszawa, oprac. S. Pietkiewicz.
- Mapa geologiczna Polski 1:200 000*, 1971, Ark. Sokółka Warszawa, oprac. A. Ber.
- Marek S., 1965, *Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., z. 57, s. 5—304.
- Markowski S., 1969, *Złoża gytii na Pomorzu Szczecińskim (budowa, rozwój, klasyfikacja i perspektywy wykorzystania gospodarczego)*, WSR Szczecin (mps.).
- Marsz A., 1965, *O działaniu sprzężeń zwrotnych w środowisku geograficznym i wynikającej stąd samoregulacji środowiska geograficznego*, Spraw. PTPN, nr 2, s. 283—286.
- 1973, *Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiału pomorskiego na Pojezierzu Drawskim (na przykładzie obrzeżenia rynny marginalnej Drawsko—Pile)*, Bad. Fizj. nad Pol. Zach., t. 26, s. 97—143.
- Maruszczak H., 1960, *Utwory pokrywowe plejstoceńskiej tundry plamistej na obszarze Polski północnej i środkowej*, Ann. UMCS, Sec. B, vol. 14, s. 315—350.
- Matwiejew A. M., Neustadt M. J., Olenin A. S., 1968, *Patterns of Geographical Distribution and Integrated Development of Peat Resources*, [w:] Pro-

- ceeding of the Third Intern. Peat Congress, Quebec, Canada, 18—23 VIII 1968, s. 382—386.
- Mojski E. J., 1969, *Kemy jako wskaźniki deglacji obszaru północno-wschodniej Polski podczas zlodowacenia środkowo-polskiego*, Folia Quat., nr 30, s. 45—57.
- 1972, *Nizina Podlaska*, [w:] *Geomorfologia Polski*, t. 2, Warszawa, s. 318—362.
- Mojski E. J., Nowicki A. J., 1961, *Kemy okolic Bielska Podlaskiego*, Kwart. Geol., t. 5, s. 4, 950—951.
- Mojski E. J., Nowicki A. J., 1964, *Iz geologii czwartorzędowego okresu północno-wschodniej Polski*, [w:] *Report of the VIth Inter. Congr. on Quaternary*, Warsaw 1961, vol. 2, s. 167—180.
- Molski B., 1957, *Rezerwat przyrody w leśnictwie Grzędy*, Roczn. Dendr., t. 12, s. 161—177.
- Musiał A., 1972, *Próba interpretacji profilu czwartorzędowego okolic Łomży*, Prace i Stud. Inst. Geogr. UW, Geogr. Fiz., z. 4, s. 115—123.
- Neustadt M. I., 1965, *Niekotórzyte itogi izuczenija otłożenij gotocena*, [w:] *Pa-leoieografija i chronologia wierchniego plejstocena i gotocena po dannym radiouglerodnogo mietoda*, Moskwa, s. 112—132.
- 1969, *Wwiedienie, Sb „Gotocen”*, Izd. Nauka, Moskwa, s. 5—12.
- Nilsson T., 1964, *Standard Pollendiagramme und C-14 Datierungen aus dem Ageröds Mosse im mittleren Schonen*, Lands. Univ. Arsskrift., 59, 7, s. 1—52.
- Nowicki A. J., 1965, *Czwartorzęd okolic Sokółki*, Z Badań Czwart. w Polsce, t. 11, s. 253—292.
- Nowicki A. J., Radlicz K., 1961, *O występowaniu i genezie zlepieńca czwartorzędowego*, Kwart. Geol., t. 5, z. 4, s. 915—930.
- Okruszk H., 1956, *Zjawisko degradacji torfu na tle rozwoju torfowiska*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 2, s. 69—111.
- 1960, *Gleby murszowe torfowisk dolinowych i ich chemiczne oraz fizyczne właściwości*, Roczn. Nauk Rol. Ser. F, t. 74 z. 1, s. 5—89.
- 1964, *Czynniki hydrologiczne jako podstawa podziału torfowisk*, Wiad. IMUZ, t. 4, z. 2, s. 147—164.
- 1969, *Powstawanie mułów i gleb mułowych*, Roczn. Gleb., t. 20, z. 1, s. 25—49.
- 1971, *Gleby hydrogeniczne w bagiennej dolinie niżowej na przykładzie rzeki Biebrzy*, [w:] *XIII Ogólnopolski Zjazd Nauk. Pol. Tow. Gleb., 16—18 września 1968 r. Augustów*, Warszawa, s. 135—177.
- Okruszk H., Oświt J., 1969, *Gleby mułowe na tle warunków doliny dolnej Biebrzy*, Roczn. Gleb., t. 20, z. 1, s. 51—66.
- Ołtuszewski W., 1937, *Historia lasów Pojezierza Suwalsko-Augustowskiego w świetle analizy pyłkowej*, Poznań PTPN, s. 1—65.
- Oświt J., 1965, *Zbiorowisko roślinne dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych w dolinie*, Wiad. Melior. i Łąk., R. 7, nr 1, s. 5—7.
- 1968, *Strefowy układ zbiorowisk roślinnych jako odzwierciedlenie stosunków wodnych w dolinie dolnej Biebrzy*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 83, s. 217—232.
- 1973, *Warunki rozwoju torfowisk w dolinie dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych*, Roczn. Nauk Rol., Ser. D, t. 143, ss. 80.
- *Naturalne siedliska torfotwórcze jako podstawa wyróżniania jednostek przyrodniczych (w druku)*.
- Pachucki C., 1962, *Uwagi o geomorfologii doliny Czarnej Hańczy*, Kwart. Geol., t. 6, z. 1, s. 176—184.

- Pacowski R., 1970, *Badania florystyczno-ekologiczne zbiorowisk roślinnych na zmeliorowanym obiekcie torfowym Kuwasy*, Bibl. Wiad. IMUZ, nr 33, s. 267—304.
- Pacowski R., Oświt J., Żurek S., 1972, *Geobotaniczno-glebowa charakterystyka złoża torfowego Wizna (źródnicowanie siedliskowe)*, IMUZ Falenty (mps).
- Pacowski R., Żurek S., 1968, *Zagadnienie typologii torfów przy opracowaniu syntezy na podstawie dokumentacji torfowisk powiatu Grajewo*, Biul. Inf. Torf., nr 6/17, s. 1—11.
- 1970, *Stratygrafia i rozwój torfowiska RZB „Biebrza”*, Bibl. Wiad. IMUZ, nr 33, s. 245—265.
- Paleogeografija i chronologija wierchniego pleistocena i golocena po danych radiouglerodnego mietoda*, 1965, Izd. Nauka, Moskwa, ss. 146.
- Pałczyński A., 1966, *Dynamika rozwoju zespołów roślinnych torfowiska „Bagno Wizna” na tle czynników siedliskowych a metody zagospodarowania ląkarskiego*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 66, s. 95—113.
- 1968, *Projekt utworzenia obszarów ochronnych na torfowiskach biebrzańskich*, Chron. Przyr. Ojcz., z. 5, s. 5—15.
- 1972, *Biologia, paleofitosocjologia i kierunki zagospodarowania Bagien Jaćwieckich (Pradolina Biebrzy)*, Zesz. Nauk WSR we Wrocławiu, Rolnictwo, t. 29, nr 98, s. 7—35.
- Pasiukiewicz W. I., Lewicka R. I., Semeniuk A. D., 1966, *K woprosu o granice waldajskiego oledienienija na zapadzie Belorussii*, Dokł. AN BSSR, t. 10, nr 9, s. 682—686.
- Pasiukiewicz W. I., Nelipowicz L. N., Lewicka R. I., Semeniuk A. D., 1972, *Krajewyje obrazowanija (ozerskoj) stadii Waldajskiego oledienienija zapada Belorussii, [w:] Krajewyje obrazowanija matierikowych oledienienij*, Moskwa, s. 265—268.
- Pawłowski S., 1927, *Taraszy Horynia*, Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk., t. 1, nr 2, s. 51—52.
- Piasecki D., 1961, *Zagadnienie teras rzecznych w świetle poglądów L. Trevisana*, Zesz. Geogr. WSP w Gdańsku, R. 3, s. 39—47.
- Pietkiewicz S., 1928, *Pojezierze Suwalszczyzny zachodniej. Zarys morfologii lodowcowej*, Przegl. Geogr., t. 8, s. 168—214.
- Pokrass E. P., Kac N. J., 1953, *Bolotoobrazowanije w swiazi s usłowijami razwitiija relefa i nowiejszimi tektonicznymi dwiżeniami w Barabinskoj nizmiennosti*, Izw. A. N. SSSR, Ser. Geogr., nr 5, s. 42—53.
- Prószyński M., Rühle S., 1933, *Jezióra rynnowe pod Grodnem w pradolinie Kotry i Rotniczanki*, Przegl. Geogr., t. 13, s. 127—157.
- Przeglądowa mapa geologiczna Polski, Ark. Białystok, 1:300 000, 1950, Oprac. S. Pietkiewicz.*
- Racinowski R., 1969, *Badania granulometryczne i mineralogiczno-petrograficzne glin zwalowych Polski Wschodniej, Z Badań Czwart. w Polsce, t. 12, s. 289—317.*
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1966, *Osady denne Jeziora Mikołajskiego na Pojezierzu Mazurskim w świetle badań paleobotanicznych*, Acta Paleobot., vol. 7, nr 2, ss. 118.
- Romanowski N. N., 1972, *O wlijanii nalediej na formirowanije reliefa pradolin Polski w periglacialnych usłowijach pleistocennego oledienienija*, Izw. AN SSSR, Ser. Geogr., nr 4, s. 106—113.
- Rosa B., 1964, *O utworach aluwialnych i biogenicznych wyścielających dna do-*

- lin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją morza i znaczenie dla badań nad neotektoniką obszaru, Zesz. Nauk. UMK, Geogr., z. 10, s. 85—108.
- Rotnicki K., 1963, Zagadnienie zasięgu stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej, Bad. Fizj. nad Pol. Zach., t. 11, s. 133—189.
- 1970, Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce, w świetle badań wydmy w Węglewicach, Poznań, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 11, z. 2, ss. 146.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1965, Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczelinowym i stanowisko tundry w peryglacjalnym basenie sedimentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie, Bad. Fizj. nad Pol. Zach., t. 15, s. 93—146.
- Różycki S. Z., 1968, Zmiany zasięgów pojezierzy w Polsce w czasie interglacjalów, Przegl. Geogr., t. 40, z. 2, s. 325—331.
- 1969, Zarys geologii i geomorfologii Mazowsza w nawiązaniu do działalności człowieka, Czas. Geogr., t. 40, z. 2, s. 189—223.
- 1972a, Plejstocen Polski Środkowej, Warszawa, ss. 315.
- 1972b, Nizina Mazowiecka, [w:] Geomorfologia Polski, t. 2, s. 271—317.
- Schoeneich K., 1962, Żywe procesy tektoniczne w północno-zachodniej Polsce, Szcz. Tow. Nauk., Wyd. Nauk. Tech., t. 3, z. 1, ss. 95.
- Siejbutis A., 1970, O czeredowaniu bolota i ozeroobrazowateliwnych processow w gołocenie, [w:] Istoria ozer, Trudy Wsiesoj. Simpozjuma II, Wilnius, s. 444—450.
- Sobolewska M., 1956, Roślinność plejstocenińska z Syrnika nad Wieprzem, Z Ba-dań Czwart. w Polsce, t. 7, s. 143—186.
- Sobotka D., 1967, Mszaki rezerwatu „Starożyn” w Puszczy Augustowskiej, Fragm. Flor. et Geobot., ann. 15, pars. 3, s. 363—373.
- Sokolowski A., 1965, Notatki florystyczne z Puszczy Augustowskiej, Fragm. Flor. et Geobot., ann. 11, pars. 1, s. 23—26.
- Chroń. Przur. Ojcz., z. 1, s. 56—59.
- 1969, Zespoły leśne nadleśnictwa Balinka w Puszczy Augustowskiej, Monogr. Botan., t. 28, ss. 79.
- 1972, Roślinność rezerwatu „Jezioro Kolno” w województwie białostockim,
- 1972, Roślinność rezerwatu „Perkuć” w Puszczy Augustowskiej, Chroń. Przur. Ojcz., z. 5—6, s. 68—73.
- Sitankowska A., 1970, Minerality ilaste i własności sorpcyjne glin morenowych jako funkcja ich wieku, Poznań, Prace Kom. Geogr.-Geol. PTPN, t. 11, z. 1, ss. 93.
- Sitasiak J., 1969, Wpływ warunków wodnych na roślinność późnego glacialu i holocenu północno-wschodniej Polski, Przegl. Geogr., t. 41, z. 1, s. 93—102.
- Sizczukin I. S., 1973, Byli li naledi na riekach Zapadnoj Jewropy w pieriody czetwierticznych oledienienij, Wiest. Mosk. Uniw., Geogr., nr 4, s. 85—87.
- Sirodoń A., 1959, Zarys historycznego rozwoju szaty roślinnej Polski w późnym glacialu i postglacialu, [w:] Szata roślinna Polski, t. 1, Warszawa, s. 513—543.
- Tobolski K., 1969a, Fazy wydmowe w świetle badań palynologicznych — zagadnienie ich liczby i charakterystyka przebiegu, [w:] Procesy i formy wydmowe w Polsce, Pr. Geogr. IG PAN nr 75, s. 101—116.
- 1969b, Analiza pyłkowa osadów profilu 42 z terenu Górnej Biebrzy oraz eksper-tyza palynologiczna spągowej części profilu P81. Poznań UAM (mps).
- Tółpa S., 1951, Przedmelioracyjne studia przyrodnicze w zlewni rzeki Biebrzy i Narwi, Gosp. Wod., R. 11, nr 11, s. 416—427.
- 1956, Rozwój zbiorowisk roślinnych na torfowisku niskim w zależności od kie-

- runku przebiegu procesów biologicznych w podłożu torfowym, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 2, s. 7—43.
- 1958, *Nowa metoda badań stratygrafii torfowisk*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 17, s. 11—42.
- 1972, *Teoria i praktyka torfoznawcza w 25-leciu Polski Ludowej (1945—1970) i perspektywy rozwojowe na przyszłość*, Post. Nauk Rol., nr 3, s. 3—12.
- Tołpa S., Jasnowski M., Pałczyński A., 1967, *System der genetischen klassifizierung der torfe Mitteleuropa*. Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 76, s. 9—100.
- Tołpa S., Gorham E., 1961, *The ionic composition of waters from three Polish bogs*, J. Ecol., Oxford, t. 49, s. 127—133.
- Vajtlekunas P., 1967, *Wielikaja lateralnaja pradolina Jugo-wostocznoj Litwy i jejo morfologiczeskaja swiaż s degradacijej matierikowych lednikow*, Woprosy Gidrogeol. i Inż. Geol., Wilnius, s. 3—15.
- 1968, *Degradacija posledniego skandinavskiego lednikowogo pokrowa na tierri-torii Pribaltiki*, Liet. TSR., Geogr. ir. Geol., t. 5, s. 123—135.
- 1969, *O stratigraficzskom podrazdielenii nieopleistocena glacjalnoj oblasti*, [w:] *Matierikowoje oledienienije i lednikowij morfogieniez*, Wilnius, s. 227—271.
- Vajtlekunas P., Basałykas A., 1969, *Litowskaja SSSR, [w:] Poslednij lednikowij pokrow na siewiero-zapadie jewropiejskoj czasti SSSR*, Moskwa, s. 112—125.
- Wąs S., 1959, *Rezerwat „Czapliniec” w Białostocczyźnie*, Chroń. Przyr. Ojcz., z. 3, s. 42—45.
- 1965, *Geneza, sukcesje i mechanizm rozwoju warstw mszystych torfu*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 57, s. 305—393.
- Więckowski K., 1966, *Osady denne Jeziora Mikołajskiego*, Pr. Geogr. IG PAN nr 57, ss. 112.
- 1968, *Geneza, wiek i ewolucja jezior północno-wschodniej Polski*, Folia Quater., nr 29, s. 145—151.
- Wiśniewski J., 1967, *Dzieje osadnictwa w powiecie augustowskim od XV do końca XVIII w.*, [w:] *Studia i materiały do dziejów Pojezierza Augustowskiego*, Białystok, Prace BTN, nr 9, s. 13—294.
- Wolak J., 1967, *W sprawie rezerwatów „Czerwone Bagno” i „Grzędy”*, Chroń. Przyr. Ojcz., z. 4, s. 31—33.
- Wołosowicz S., 1926, *Morena denna tzw. transgresji wigierskiej i jej znaczenie w budowie Pojezierza Suwalskiego*, Spraw. PIG, t. 3, z. 3/4, s. 434—465.
- Wozniaczuk L. N., 1956, *O położeniu granicy posledniego oledienienija w Belorussii*, Ucz. Zap., BGU, Ser. Geol., wyp. 28, s. 170—195.
- 1959, *Umowy zaljaganija rys wjumskich otkładanii u grodienskoj oblasti i sumieźnych rajonach Litwy i Polszi*, Wiesti AN BSSR, Ser. Fiz.-Tech. Nauk, nr 4, s. 108—126.
- 1972, *Wozrast maksimalnoj stadii Wałdajskiego oledienienija na Siewiero-Zapadie SSSR i osnownyje fazy diegradacii lednika*, Woprosy Czetw. Gieol., t. 6, Riga, s. 29—43.
- 1973, *K stratigrafii i paleogioografii nieoplejstocena Belorussii i sumieźnych tierri-torij*, [w:] *Problemy palcogioografii antropogiena Belorussii*, Minsk, s. 45—75.
- Wozniaczuk L. N., Kuzniecowa W. A., Mander E. P., 1972, *Nowyje dannye o strojenii wierchniej wałdajskoj tierrasy Niemana*, Dokł. AN BSSR, t. 26, nr 5, s. 460—463.

- Zaborski B., 1927, *Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich*, Przegl. Geogr., t. 7, z. 1, s. 1—47.
- Żurek S., 1968a, *Warunki przyrodnicze rozwoju torfowiska Wizna*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., z. 83, s. 233—266.
- 1968b, *Omówienie wyników syntezy dokumentacji torfowych na przykładzie powiatu Grajewo*, Biul. Inf. Torf., z. 5/16, s. 23—29.
- 1969a, *Torfowiska powiatu grajewskiego na tle warunków geomorfologicznych*, Przegl. Geogr., t. 41, z. 3, s. 469—483.
- 1969b, *Zestawienie wierceń wykonanych przez IMUZ w dolinie Biebrzy*, IMUZ Falenty (mps).
- 1970, *Geneza torfowiska Rolniczego Zakładu Badawczego „Biebrza” na tle paleogeografii środowiska*, Bibl. Wiad. IMUZ, nr 33, s. 225—243.
- Żurek S., Churski T., 1967, *Synteza dokumentacji torfowych powiatu Grajewo*, IMUZ Falenty (mps).
- Żurek S., Dzieczkowski A., 1971, *Próba rekonstrukcji rozwoju jezior kopalnych na torfowisku „Biebrza”*, Przegl. Geogr., t. 43, z. 3, s. 403—425.
- Żurek S., Więckowski K., 1972, *The Maliszewskie Lake*, [w:] *Excursion guide book*, Symposium of the INQUA, Sec. part. Polish Lowland. Poland 12—20 IX 1972, s. 127—130.

ГЕНЕЗИС ЗАБОЛАЧИВАНИЯ ПРАДОЛИНЫ БЕБЖИ

Резюме

Современные торфяники занимающие 4,2% площади Польши являются важным элементом ландшафта страны. Наиболее крупный торфяной бассейн западной и центральной Европы расположен в прадолнне Бебжи. Он занимает площадь в 103 тысячи га. В прадолнне можно различить ряд участков, в границах которых торфообразование проходило различно. Автор поставил себе целью установить эти различия и увязать их с изменениями окружающей географической среды. Установлен ряд факторов, благоприятствовавших образованию и развитию торфяников. Особое внимание уделялось геоморфологическому фактору. Подробное изучение рельефа и геологического строения прадолнины позволило установить генезис этой крупной долины и выяснить схему циркуляции подземных вод, питающих торфяники. В прадолнне и на прилегающей территории проведены общие геоморфологические исследования, описаны 250 обнажений и 330 шурфов. В рамках торфоведческих исследований Лаборатории Торфоведения Института Мелиорации и Луговодства автором проведены 1590 зондирований и 250 бурений главным образом в районе Визны, на междуречье Бебжи и Нарви, в бассейне среднего течения Бебжи и аугустовского зандра. Основным этапом анализа собранных материалов было составление ряда крупномасштабных карт: гипсометрической, геоморфологической, карты рельефа лож болот, древних озер и стратиграфических карт с разрезами и профилями торфяников.

РЕЛЬЕФ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Прадолнина Бебжи является самым крупным понижением в северо-восточной Польше и входит в состав варшавско-виленской прадолнины, продолжение которой на западе составляют варшавско-берлинская прадолнина и прадолнина Вислы-Нотеци.

С востока, юга и запада прадолнину окаймляют моренные возвышенности древнего ледниковья, сильно измененные денудацией и расчлененные речными долинами. Расположенные на севере моренные возвышенности молодого ледниковья отличаются хорошо сохранившимся рельефом, наличием озер и отсутствием разработанной речной сети. Моренные возвышенности отделены от поймы Бебжи зандрами. Последние разделены в результате врезания рек на несколько отдельных равнин. На плоской и монотонной, наклоненной к югу, поверхности поймы возвышаются останцы моренных плато, дюны и островные останцы прадолнинной террасы.

Большая часть поверхности прадолнины покрыта отложениями поймы: глины, гиттии, торфы, илы и пойменный аллювий. Гиттии и глины находятся в погребенном состоянии и не выходят на дневную поверхность поймы. С точки зрения условий залегания торфа, илов

и пойменных отложений можно выделить три участка. Бассейн верхнего течения Бебжи (40 км длины) занимают торфяники. На участке торфов и илов (65 км длины) выделяются уже две зоны. Вдоль русла Бебжи и её притоков образуется зона аккумуляции илов; здесь микрорельеф поверхности поймы разнообразен благодаря сложной системе стариц. За зоной илов тянется зона торфяников, ширина которой доходит до 20 км. От линии Гелчин-Верлишево начинается участок торфов и пойменного аллювия (20 км длины). Зона пойменного аллювия занимает 1—3 км и является частью поймы Нарви, которая сложена здесь минеральными отложениями. Зона торфов связана с торфяным бассейном Визны.

Главным элементом ландшафта прадолины являются торфяники, а их ложа, стратиграфия, мощность и рельеф поверхности позволяют выделить 6 различных единиц: Аугустовский зандр, бассейн верховьев Бебжи, бассейн среднего течения Бебжи, бассейн нижнего течения Бебжи, пойма Нарви и бассейн Визны.

Наиболее глубокие и крупные торфяники с мощностью торфа свыше 3 м находятся в верховьях Бебжи и в бассейне Визны. Там преобладает легкий и слабо разложившийся осоково-гипновый торф (*Bryalo-Parvocaricioni*) питаемый подземными водами окружающих моренных возвышенностей. В самых крупных торфяных бассейнах среднего и нижнего течения Бебжи находятся торфяники неглубокие и средней глубины (до 2 м мощности), а образование торфа здесь связано частично с воздействием речных вод. Преобладает более тяжелый и разложившийся тростниковый (*Limno-Phragmitioni*) и осоковый (*Magnocaricioni*) торф, а в прибрежной зоне и в частях удаленных от рек — лесной, низинный торф (*Alniom*). Торфяники расположенные на зандрах и на пойме Нарви тесно связаны с существующими в их пределах понижениями. На поверхности зандров преобладают небольшие, преимущественно круглые, лесные низинные и сфагновые торфяники, на пойме же Нарви вытянутые продолговатые торфяники стариц.

Своего рода феноменом является Малишевское озеро. Большая мощность (22,5 м) и разнообразие отложений этого озера, их молодой возраст (от аллерёда), загадочное происхождение (суффозия?) озерной котловины могут сделать разрез его отложений опорным для изучения климатических колебаний в голоцене.

РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА

Прадолина Бебжи образовалась вероятно перед последним ледниковьем, хотя отложения эзма и раннего и среднего вюрма до настоящего времени или не обнаружены, или размыты. Современная форма и отложения прадолины связаны с последним ледниковьем и его зандрами, а изучение этой связи основывается на террасовых уровнях. В развитии рельеф различаются три этапа: последнее ледниковье, позднее ледниковье и голоцен.

Автор пытается определить максимальную границу ледника времени последнего ледниковья и проводит ее дальше к югу, чем это принималось до настоящего времени на основании распространения озер. Автор приходит к заключению, что образование таких котловинообразных расширений как бассейн среднего и нижнего течения Бебжи, а также бассейн Визны можно объяснить интенсивной боковой эрозией, причиной которой являются наледи.

Во время дегляциации территории после максимальной фазы последнего ледниковья образовался верхний зандровый уровень долины Элка. Уровень этот был затем размыт, а песчаный материал выносился за пределы вреза и осаждался в прадолине в виде конуса, покрывая отложения более древнего уровня. Таким образом формировалась терраса прадолины (1—4 м выше уровня торфяников), возраст которой можно увязать с таянием ледника поморской фазы.

В конце ледниковья уменьшение количества вод, поступающих с востока, рост температуры и количества осадков стали импульсом для эрозии, приведшей к размытию прадолинной террасы до уровня постели поймы. Процесс размыва шел от верховьев прадолины

вниз, а время его развития относится к интерфазе бёллинг или к более древним кратковременным потеплениям. После образования поймы интенсивно шло формирование дюн, преобразовавшее однородный флювиальный рельеф и приведшее к осложнению гидрографической сети. Одновременно началось разделение прадолины на крупные бассейны. В голоцене в каждом из них шел свой независимый процесс образования торфа.

Первые следы аккумуляции органического вещества относятся к аллерёду. Возраст торфянистых отложений Малишевского озера был определен в Ганновере радиоуглеродным методом в 11460 ± 210 лет до настоящего времени. Подсапропелевый торф Кувацкого бассейна можно датировать на основании палеоботанического анализа как относящийся к верхней части аллерёда. Эта первая фаза развития торфяников связанная с низким уровнем грунтовых вод, была названа до-начальной. Аккумуляция на торфах сначала грубодетритного сапропеля, а затем известковистого сапропеля свидетельствует о поднятии уровня грунтовых вод, затоплении торфов и постепенном углублении озёр. Быстрому поднятию уровня воды в прадолинных озёрах привело увеличение количества атмосферных осадков, таяние льдов (мертвого и грунтового) и приток вод с окружающей территории. На берегах озёр формировались осоковогипновые торфяники образуя в начальной фазе комплексы торфяных болот и болотистых озёр, наиболее крупные из которых находились в котловинах: верхнего и среднего течения Бебжи и Визны. Зарастание озёр торфом произошло в конце борсального и в начале атлантического времени.

Большие колебания уровня вод атлантического времени привели в некоторых районах к перекрытию торфа сапропелем и оживлению деятельности рек. Началась главная фаза образования торфяников в прадолине. Формирование тростникового и осокового торфа началось в понижениях вблизи рек и постепенно распространилось на всю пойму. В глубоких торфяниках в торфе появляются прослойки гитты являющиеся климатическим показателем, свидетельствующим о ясно выраженном увлажнении. На новое понижение грунтовых вод указывает слой хорошо разложившегося торфа, наблюдаемый повсеместно в прадолинных торфяниках. По мнению автора его можно увязать с „пограничным” горизонтом, различаемым во многих верховых торфяниках Европы.

Более определенные изменения произошли в прадолине только во второй половине субатлантического времени в конечной фазе торфообразования. Освоение территории человеком, начавшееся в XIII—XIV веках привело к частичной ликвидации кустарниковых зарослей в прадолине и вырубке леса на окружающих возвышенностях. Увеличенный приток поверхностных вод динамизировал деятельность рек, что выразилось в образовании новых русел и постепенном сужении полосы, заливаемой полыми водами. Современные гидро-технические и мелиоративные работы привели к замедлению торфообразования на многих территориях, его муршению и минерализации.

ГЕНЕЗИС ЗАБОЛАЧИВАНИЯ ПРАДОЛИНЫ

Современная изученность территории, а также богатый фактический материал, собранный автором во время исследований прадолины Бебжи, позволили определить факторы приведшие к ее заболачиванию:

1. Геоморфологический фактор. Его воздействие проявляется в двух этапах: а) образование понижения или долины, в которой позже начался процесс торфонакопления, б) преобразование долины под влиянием разных рельефообразующих процессов (термокарста, эрозии, формирования дюн).

2. Гидроклиматический фактор — его влияние проявляется в процессах, развивающихся в зависимости от колебаний климата и связанных главным образом с деятельностью речных и подземных вод. Т.к. главную роль в образовании торфяников играют поднятие

уровня воды, проведена попытка установить схему циркуляции подземных вод и питания торфяников на примере северной части котловины среднего течения Бебжи.

3. Биологический фактор связанный непосредственно с процессами нарастания торфа стоит в тесной зависимости от вышеуказанных факторов. В процессе торфообразования играли роль 3 ассоциации торфа: *Limno-Phragmitium* и *Magnocaricioni, Bryalo-Parvocaricioni* и *Alnion*. Каждая из них обладает характерным типом аккумуляции торфа, зависящим от интенсивности поступления вод, содержания в них питательных веществ и рельефа территории, подверженной заболачиванию.

4. Антропогенный фактор связан с вмешательством человека в виде вырубок леса, покосов, выпаса скота, понижения грунтовых вод, что влияет на изменение торфообразующих ассоциаций, как и на приостановление нарастания торфа.

Процесс заболачивания прадолины иллюстрирует схема (29). На ней видно, как с течением времени менялась роль разных факторов и их связь между собой. В разные периоды влияние одних факторов преобладало над другими, как например влияние геоморфологического фактора в позднем ледниковье, гидроклиматического и биологического в раннем и позднем голоцене, антропогенного в субатлантическое время.

Перевела Катажина Стратевска

GENESIS OF BOG FORMATION IN THE BIEBRZA URSTROMTAL

Summary

The present-day peat bogs are a substantial element of the landscape in Poland, comprising 4.2% of the entire area of the country. The largest peat bog complex of West and Central Europe is situated just in the Biebrza urstromtal area, covering an area of about 103 thousand ha. The urstromtal distinguishes itself in having several regions, in which the peat formation process developed in different ways. The main purpose of this work was to observe this differentiation and to relate it to the changes of the surrounding geographic environment. As a result of this a lot of factors that lead to the formation and development of peat bogs have been distinguished. Particular attention has been paid to geomorphological factor and to morphology and geological structure of the urstromtal in order to explain the genesis of a vast valley form, and to throw some light on the circulation scheme of ground waters that feed the peat bogs.

In the urstromtal area and in the adjacent zones geomorphological research has been made at 250 exposures and 330 test pits. During the peat investigations carried on by the Peat Research Laboratory of the Institute of Land Reclamation and Grassland Farming the author has made 1590 probes and 215 drillings, mainly within the areas of Wizna, Biebrza and Narew interfluve, Middle Biebrza basin, and Augustów outwash plain. The main phase of the analysis of the materials gathered has comprised the elaboration of a series of large-scale maps, mainly hypsometric map, geomorphological map, mineral basement relief map, map of fossil lakes, and stratigraphic maps with peat cross sections and profiles.

MORPHOLOGY AND GEOLOGICAL STRUCTURE

The Biebrza urstromtal is the largest depression in the north-eastern area of Poland. It is a part of the Warszawa—Wilno urstromtal that continues westwards as the Warszawa—Berlin and Wisła—Noteć urstromtals.

From east, south and west the urstromtal is surrounded by uplands of Older Glaciation, strongly denuded and cut by a valley system. Moraine uplands of Younger Glaciation that adjoin the urstromtal from the north distinguish themselves by a young relief, by the occurrence of lakes, and by the lack of any well defined river system. From the flood terrace of the urstromtal it is separated by outwash plains "torn" by erosional processes into several zones. The flat, monotonously dipping flood plain discloses only some upland relics, dunes and islands of the urstromtal terrace.

The largest areas of the urstromtal are covered with the deposits of flood terrace: clays, gyttjas, peats, silts and muds. Both gyttjas and clays belong here to

fossil deposits and do not occur on the surface of the terrace, whereas peats, silts and muds can be subdivided into three sections. In the peat section, 40 km in length, comprising the Upper Biebrza basin, peat covers the entire area of the urstromtal. In the peat-silt section (65 km) two zones can be singled out. In the zone adjacent to the Biebrza river bed and its tributaries are found silt sediments, characterized by a rich microrelief and various systems of abandoned channels. Behind the silt zone a peat zone stretches, amounting at places up to 20 km in width. At the line Giełczyn—Wierciszewo the peat-mud section begins, about 20 km in length. The mud zone, from 1 to 3 km in width, is related to the mineral flood terrace of the river Narew, whereas the peat zone — to the Wizna basin.

The urstromtal landscape distinguishes itself mainly by the occurrence of peat bogs, their basement relief, stratigraphy, thickness and surface allowing us to single out 6 different areas as follows: the Augustów outwash plain, the Upper Biebrza Basin, the Middle Biebrza Basin, the Lower Biebrza Basin, the Narew Flood Terrace and the Wizna Basin.

The deepest and uninterrupted peat deposit, approximately 3 m in thickness on the average, occurs within the Upper Biebrza area and in Wizna. Predominant are here light, slightly decomposed moss-turf peats supplied by ground waters from the adjacent uplands. Within the largest basins of the urstromtal, i.e. in the basins of the Middle Biebrza and Lower Biebrza there are found shallow and medium-deep (up to 2 m) peat deposits, the peat formation being related partly to river waters. Here, heavy and more decomposed reed-sedge peats occur, accompanied within the marginal zones, away from the rivers, by wood peats. The peat bogs in the areas of outwash plain and flood terrace of the Narew river strongly depend upon the depressional forms of the relief. In the outwash plain mainly small and round wood and raised mossbogs prevail, whereas on the Narew river terrace are found regular, elongated peat bogs of abandoned channel.

Lake Maliszewskie that occurs within the urstromtal makes a particular phenomenon. A considerable thickness of strongly differentiated deposits (22.5 m), their young age (beginning with Alleröd), enigmatic genesis of lake bowl (suffosion) can be a basis in the research on the climatic changes in Holocene.

DEVELOPMENT OF MORPHOLOGY

The urstromtal form under consideration most probably dates back more than to the last glacial epoch, though the Eemian and the Early and Middle Würm deposits have not so far been recognized, or they are absent due to erosional processes. The present-day shape and the deposits are related to the last glaciation and its outwash plains, the terrace horizons being here a key to solve this relation. The development of the morphology is discussed according to 3 phases: last glacial epoch, late glacial epoch, and Holocene.

An attempt has been made on the basis of the material gathered to determine the maximum boundary of the last glaciation. The boundary has been drawn more southwards from that accepted previously, based on the range of lakes, according to the research carried on recently in Byelorussia. The large kettle-like depressions in the Middle Biebrza Basin, the Lower Biebrza Basin and the Wizna Basin can be explained by the intense lateral erosion caused by the occurrence of ice bodies within the urstromtal. During the deglaciation of the maximum phase a higher outwash plain horizon of the Elk valley was formed. Later on the horizon was

being cut and the sands were brought away from the dissection zone to be then deposited in the urstromtal in the form of a cone, covering the sediments of the higher horizon. In this way the urstromtal terrace was being formed (1—4 m above the peat bog horizon); its age can indirectly be related to the withdrawal of the glacier from the Pomeranian moraines.

At the late glacial epoch a restriction in the inflow of waters from the eastern drainage area, and an increase in temperature and atmospheric precipitations were responsible for the erosional processes that led to a dissection of the urstromtal terrace down to the flood terrace. The dissection process developed from the upper part of the urstromtal to the bottom one, its age being related to the Bolling inter-phase, or even to the older, short periods of warming up. After the formation of the flood terrace intense dune-forming processes began, which changed the uniform fluvial relief and complicated the existing hydrographic net. At the same time the urstromtal began to divide into several large basins, each characterized by its own direction of peat formation during the Holocene.

The first traces of organic accumulation dates back to Allerod. The peat sediments of the Lake Maliszewskie have been dated by means of C^{14} method to amount to 11460 ± 210 BP, whereas the sub-gyttja peats from Kuwasy have been determined by means of palynological method as those corresponding to the younger part of Allerod. This first phase of the peat bog development, characterized by a low water horizon, has been called the pre-preliminary phase. The accumulation of gyttjas on peats — at first detritus gyttjas and then calcareous ones — proves an inundation process of the peat bogs and a gradual deepening of lakes. Increased atmospheric precipitations, melting of ices (both dead ices and bottom ices) and water inflows from outside of the urstromtal were responsible for a quick raise of water horizons. On the banks of the lakes sedge-moss peat bogs developed, making in the preliminary phase large peat-bog-lacustrine complexes, strongly developed within the Upper Biebrza, Middle Biebrza and Wizna Basins. The peatification of lakes took place at the close of the Boreal period and at the beginning of the Atlantic one.

Considerable fluctuations of water table during the Atlantic period caused that in some areas the peats were being covered by gyttjas, the rivers began to be more active, leading to the development of the main phase of the peat formation in the urstromtal. The accumulation of the reed and sedge peats began at the lowermost places at the river banks, to stretch then over the whole flood terrace. In peat bogs of greater thickness gyttja layers can be observed to occur within the peat series. This is a valuable climatic factor proving a distinct increase in humidity. A decrease in ground water table has been documented by a layer strongly decomposed peat found to occur generally in all peat bogs of the urstromtal. It appears that it can be related to "limiting horizon" observed in many raised bogs of Europe.

Some more distinct changes in the landscape of the urstromtal took place only during the younger phase of the Sub-Atlantic period, i.e. in the final phase. The economic development of this area, begun in 13. and 14. centuries, led to a partial devastation of shrubs in the urstromtal and of forests in the upland areas. Intense run-off increased the activity of rivers and this situation resulted in the production of new channels and in a gradual narrowing of inundated areas. Hydrotechnical works and reclamation activity are responsible for a set-back of peat-layer growth in different areas, the muck forming process and mineralization.

GENESIS OF BOG FORMATION OF URSTROMTAL

Scientific achievements and ample materials gathered during the investigations within the Biebrza urstromtal allowed several factors, which led to the present-day state of bog formation within the urstromtal, to be distinguished.

1. **Geomorphological factor.** This factor manifests its activity in two phases: a) production of a depression or a valley form in which the peat forming process begins in a later period; b) transformation of the produced form by various relief-shaping processes like melting process, dune-forming process, erosion.

2. **Hydroclimatic factor.** It represents processes that develop under the influence of climatic changes and are related mainly to the activity of water system (both surficial and underground). Since in the development of peat bogs the main role is played here by the process of water head, an attempt has been made to outline the scheme of ground water circulation and of peat bog feeding, exemplified by the northern part of the Middle Biebrza Basin.

3. **Biological factor.** It is directly connected with the growing processes of peat bogs, and strongly related to the previous factors. In the process of peatification of the urstromtal three kinds of peat-forming associations took place: reeds-wamp, moss-turf and wood associations. Each of them is characterized by a specific type of peat accumulation, depending on the intensity of inflowing waters, their trophicity and the form of the basement being subject to peat formation.

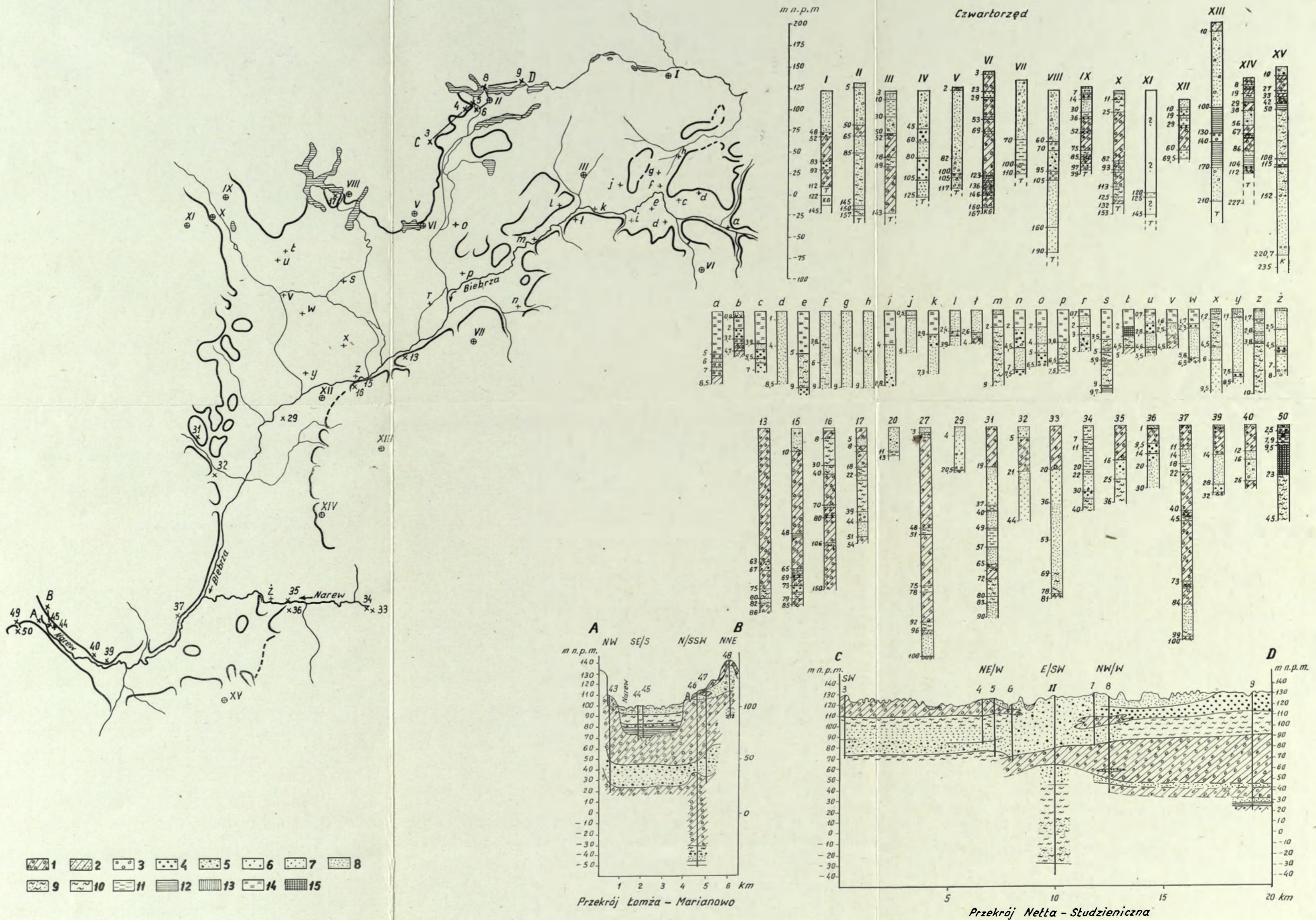
4. **Anthropogenic factor.** It is related to human interference in the form of felling, hay-making, pasturage and lowering of ground water table, what affects the change in peat-forming associations and impedes the growth of peat bog.

The process of bog formation of the urstromtal is presented on the causal-consecutive scheme (Fig. 29). It shows how the role of the individual factors and the degree of their conjugation changed in time. In the individual periods some factors distinctly prevailed over the remaining ones, e.g. the geomorphological factor in the late glacial epoch, the hydroclimatic and biological factors in the older and younger Holocene, or the anthropogenic factor in the Sub-Atlantic period.

Translated by Romuald Żyłka

name of ground
of the
part of the
is directly
related to the
three kinds of
association

91. Ciołkosz A., Miszański J., *Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej*. 1972, s. 86, 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*. 1972, s. 117, 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., *Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia)*. 1972, s. 139, 31 ilustr. 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., *Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski*. 1972, s. 74, 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*. 1972, s. 119, 25 ilustr., 15 fot., zł 24,—
97. Chaves L. F., Jerczyński M., Siemek Z., *Studia nad strukturą funkcjonalną miast*. 1973, s. 385, 96 ilustr., zł 80,—
98. Praca zbiorowa. *Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie)*. 1973, s. 179, 6 ilustr., zł 34,—
99. Kozłowska-Szczęśna T., *Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski*. 1973, s. 119, 34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., *Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego*. 1973, s. 164, 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., *Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce*. 1973, s. 168, 49 ilustr., zł 30,—
102. Matusik M., *Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla*. 1973, s. 152, 30 ilustr., 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*. 1973, s. 124, 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., *Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych*. 1974, s. 139, 41 ilustr., 17 fot., zł 32,—
105. Pulina M., *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. 1974, s. 159, 52 ilustr., 10 fot., zł 36,—
106. Baumgart-Kotarba M., *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*. 1974, s. 136, 39 ilustr., 16 fot., 3 zał. pod opaską, zł 40,—
107. Tyszkiewicz W., *Rolnicze użytkowanie ziemi a formy własności i rozmiary gospodarstw rolnych na Kujawach*. 1974, s. 127, 17 ilustr., zł 30,—
108. Leszczycki S., *Problemy ochrony środowiska człowieka*. 1974, s. 88 + 7 ilustr. + 4 wkl., zł 22,—
109. Gawryszewski A., *Związki przestrzenne między migracjami stałymi i dojazdami do pracy oraz czynniki przemieszczeń ludności*, 1974, s. 155, 18 ilustr., zł 35,—

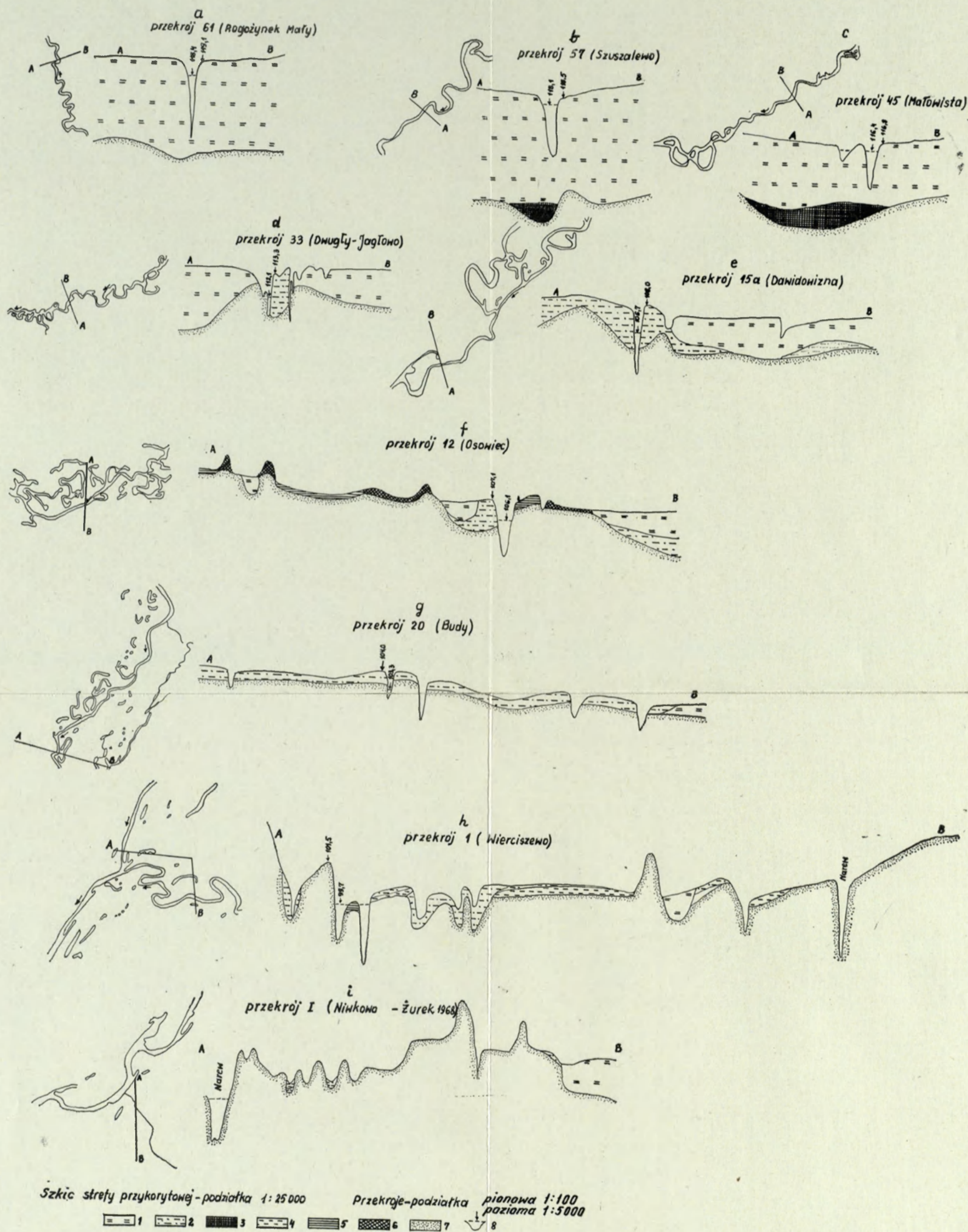


Ryc. 4. Profile i przekroje geologiczne Pradoliny Biebrzy

1 — glina morenowa; 2 — płaski gliniaste; 3 — otoczaki; 4 — żwir; 5 — płaski różne ze żwirem; 6 — płaski grube; 7 — płaski średnie; 8 — płaski drobne; 9 — płaski mułkowate; 10 — mułki; 11 — il; 12 — il warwowy; 13 — muł; 14 — torf; 15 — gytja

Geological profiles and cross sections of the Biebrza Urstromtal

1 — boulder clay; 2 — loamy sands; 3 — pebbles; 4 — gravel; 5 — various sands with gravel; 6 — coarse-grained sands; 7 — medium-grained sands; 8 — fine-grained sands; 9 — silty sands; 10 — silts; 11 — clay; 12 — varved clay; 13 — mud; 14 — peat; 15 — gyttja



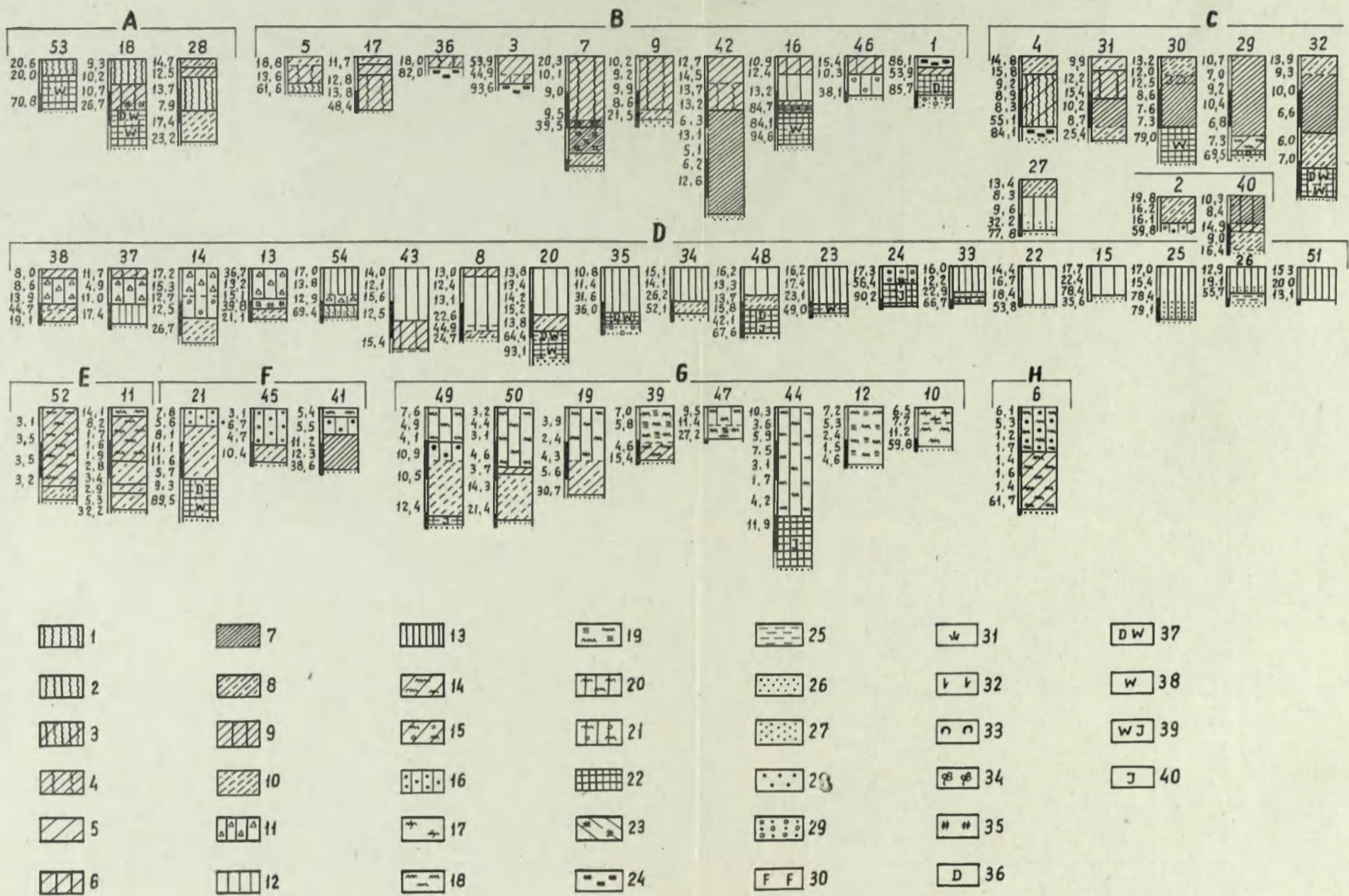
Ryc. 9. Charakter koryta i strefy przykorytowej w Pradolinie Biebrzy

1 - torf; 2 - mul; 3 - gytla; 4 - il; 5 - gleba glejowo-torfiasta; 6 - gleba murszowata; 7 - piasek; 8 - wysokość zwierciadła wody w rzece w m n.p.m. wg stanu z 20 X 1961 r.

Character of river bed and of near-bed zone in the Biebrza urstromtal

1 - peat; 2 - mud; 3 - gyttja; 4 - clay; 5 - gley-peat soil; 6 - muck soil; 7 - sand; 8 - horizon of water table in the river, in metres a.s.l., according to measurements from 20 Oct., 1961

S. Żurek: Geneza...

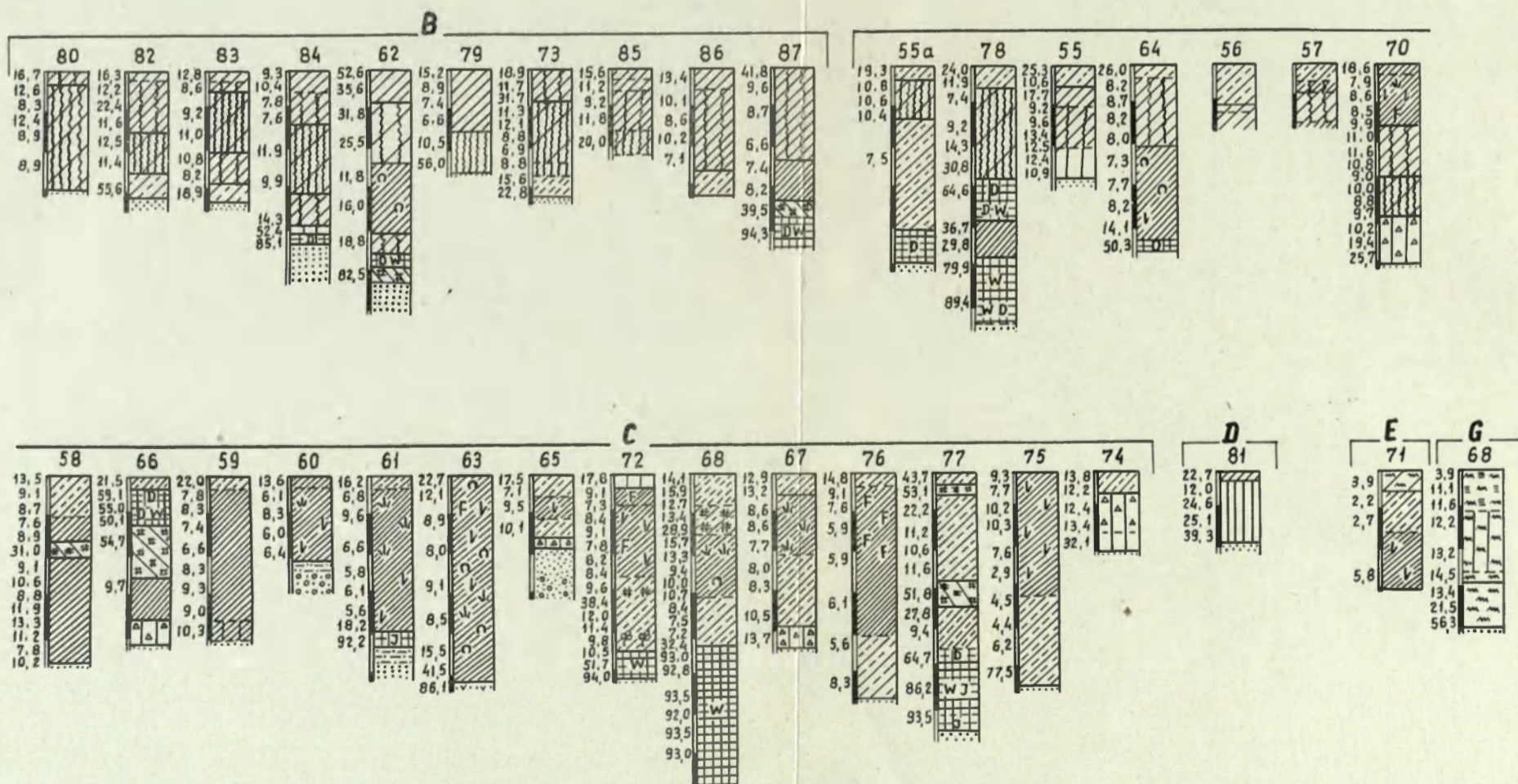


Ryc. 13. Profile stratygraficzne torfowisk sandru augustowskiego

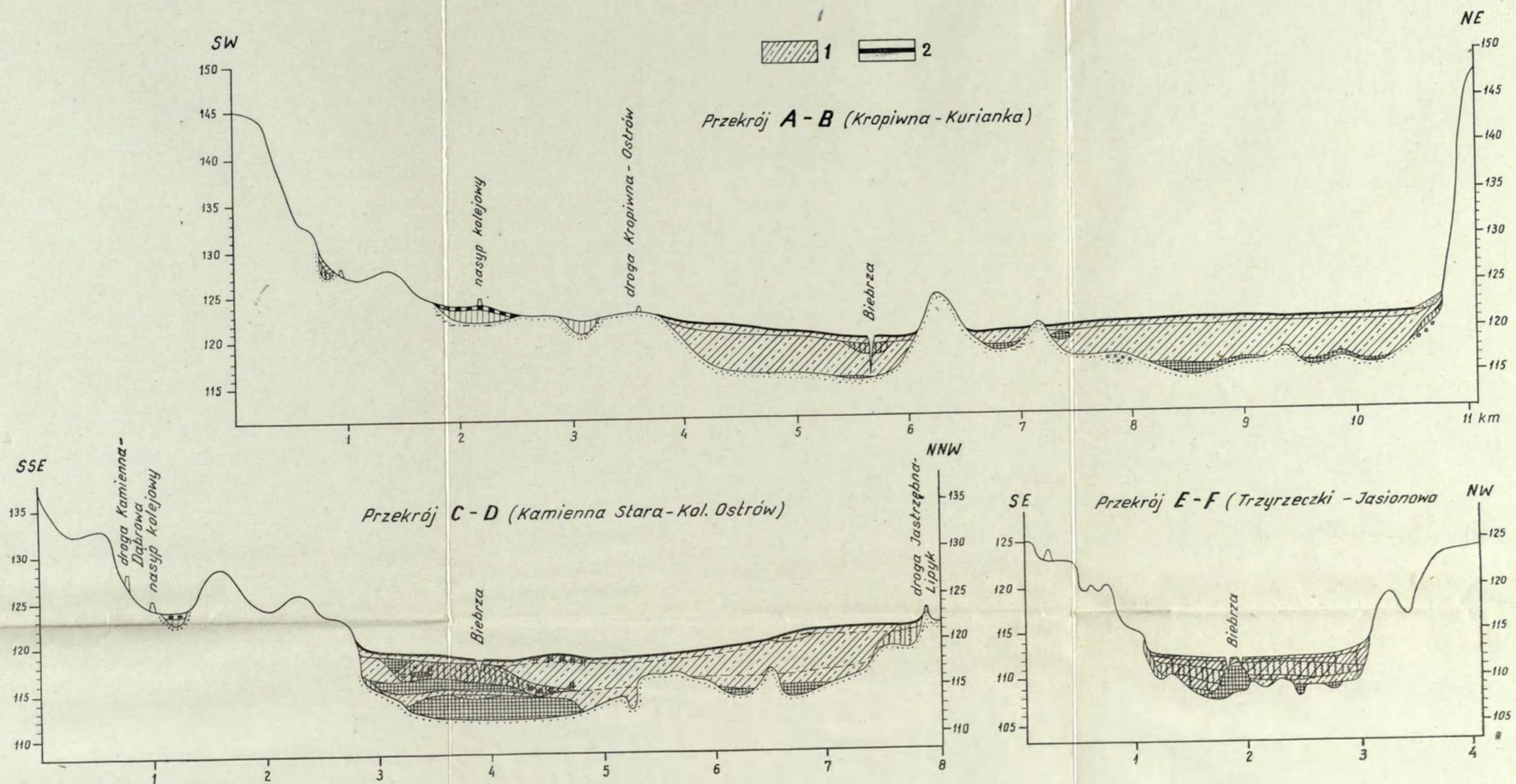
Torfy: 1 – trzcinowy, 2 – drzewno-trzcinowy, 3 – turzycowo-trzcinowy, 4 – trzcinowo-turzycowy, 5 – turzycowy właściwy, 6 – drzewno-turzycowiskowy, 7 – turzycowy, 8 – turzycowo-mszysty, 9 – drzewno-turzycowy, 10 – mszysty, 11 – łozowy, 12 – olchowo-brzozowy, 13 – olchowy, 14 – mszarno-turzycowy, 15 – mszarno-bagnicowy, 16 – brzozowy przejściowy, 17 – mszarny kępowy, 18 – mszarny dolinkowy, 19 – welniakowo-mszarny, 20 – sosnowo-mszarny, 21 – sosnowy; 22 – gytja; 23 – torf z gytją; 24 – mul; 25 – il; 26 – piasek drobny; 27 – piasek średni; 28 – piasek gruby; 29 – żwir i głaziki; 30 – szczątki trzciny; 31 – szczątki *Carex stricta*; 32 – szczątki *C. lasiocarpa*; 33 – szczątki *C. paradoxa*; 34 – szczątki bobrka; 35 – zagytienie torfu; 36 – gytja detrytusowa; 37 – gytja detrytusowo-wapienna; 38 – gytja wapienna; 39 – gytja wapienno-łłasta; 40 – gytja łłasta

Stratigraphical profiles of the peat bogs within the Augustów outwash plain

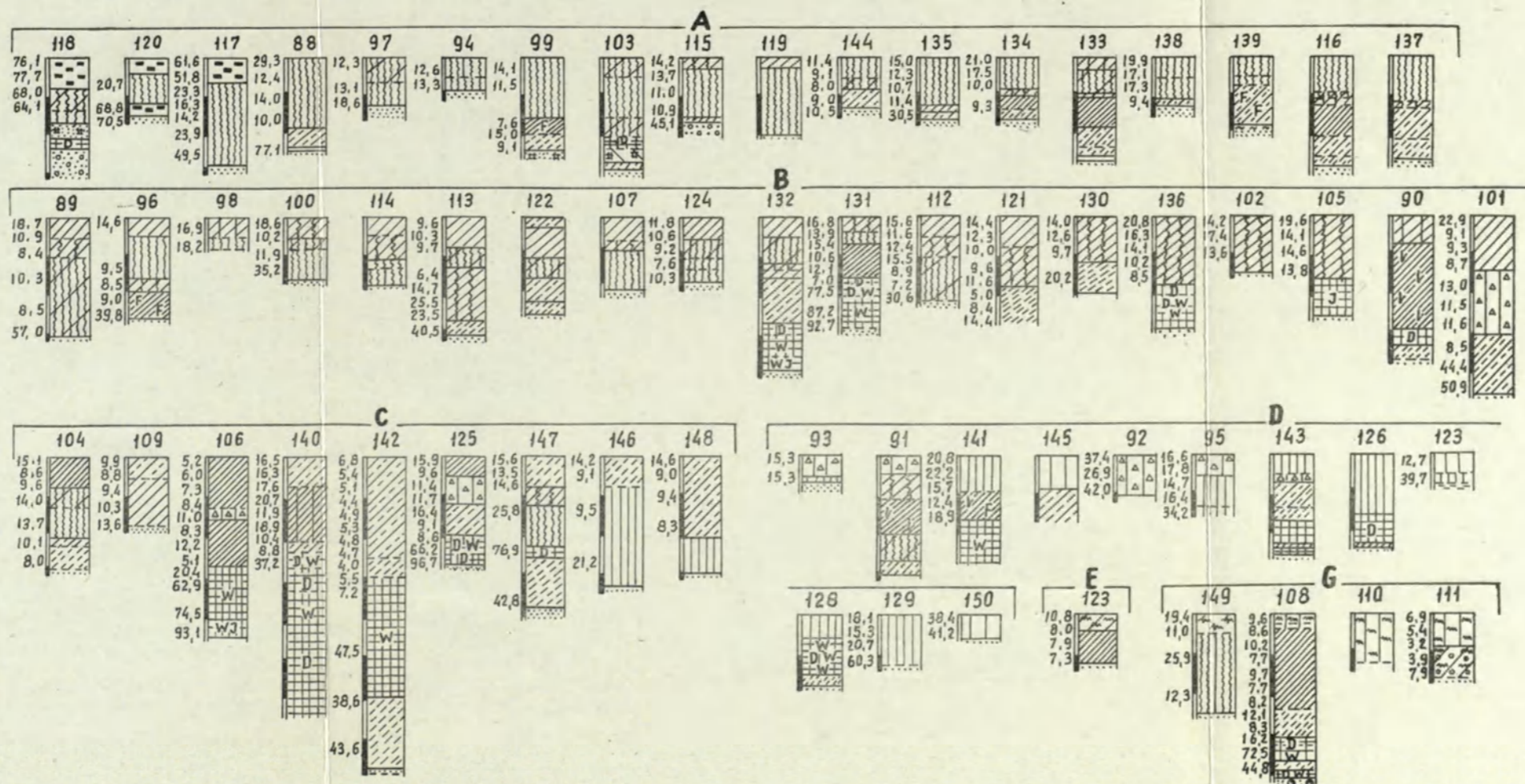
Peats: 1 – reed peat, 2 – wood-reed peat, 3 – sedge-reed peat, 4 – reed-sedge peat, 5 – proper sedge peat, 6 – wood-sedge peat, 7 – sedge peat, 8 – sedge-moss peat, 9 – wood-sedge peat, 10 – moss peat, 11 – willow peat, 12 – alder-birch peat, 13 – alder peat, 14 – transition moss-sedge peat, 15 – transition moss-scheuchzeria peat, 16 – transition birch peat, 17 – raised hummock moss peat, 18 – raised hollow moss peat, 19 – raised cotton-grass-moss peat, 20 – raised pine-moss peat, 21 – raised pine peat; 22 – gyttja; 23 – peat with gyttja; 24 – mud; 25 – clay; 26 – fine-grained sand; 27 – medium-grained sand; 28 – coarse-grained sand; 29 – gravels and pebbles; 30 – fragments of reed; 31 – fragments of *Carex stricta*; 32 – fragments of *C. lasiocarpa*; 33 – fragments of *C. paradoxa*; 34 – fragments of bog-bean; 35 – peat mixed with gyttja; 36 – detrital gyttja; 37 – detrital calcareous gyttja; 38 – calcareous gyttja; 39 – calcareous-clayey gyttja; 40 – clayey gyttja



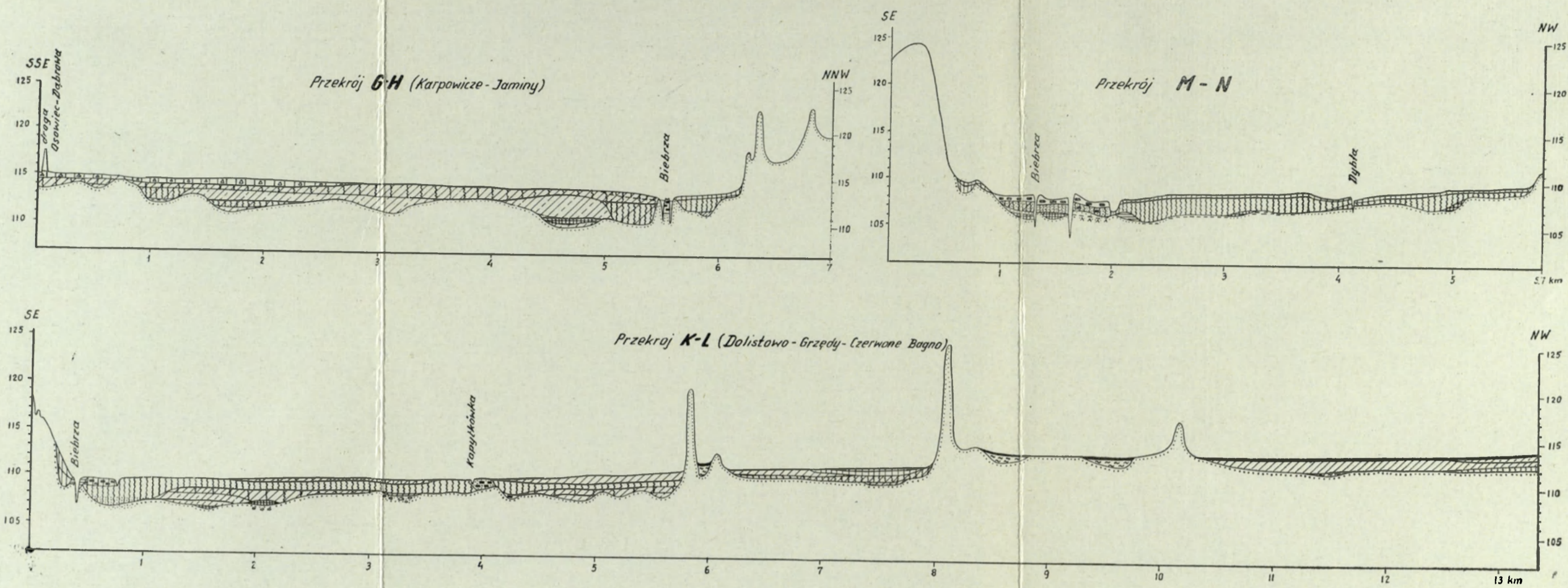
Ryc. 14. Profile stratygraficzne torfowisk basenu Biebrzy Górnej. Objaśnienia jak na ryc. 13
Stratigraphical profiles of peat bogs within the Upper Biebrza Basin. Explanations as in Fig. 13



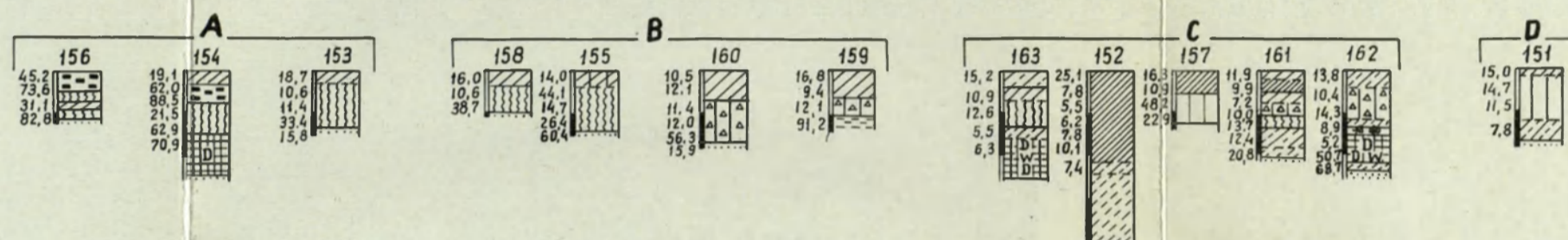
Ryc. 15. Przekroje stratygraficzne basenu Biebrzy Górnej
 1 — turzycowy; 2 — gleba bagienno-torfowa. Pozostałe jak na ryc. 13
 Stratigraphical cross-section within the Upper Biebrza Basin
 1 — sedge peat; 2 — bog-peat soil. Other explanations as in Fig. 13



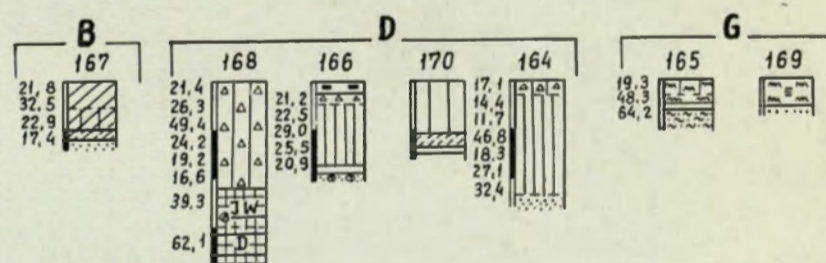
Ryc. 16. Profile stratygraficzne basenu Biebrzy Środkowej. Objaśnienia jak na ryc. 13
 Stratigraphical profiles within the Middle Biebrza Basin. Explanations as in Fig. 13



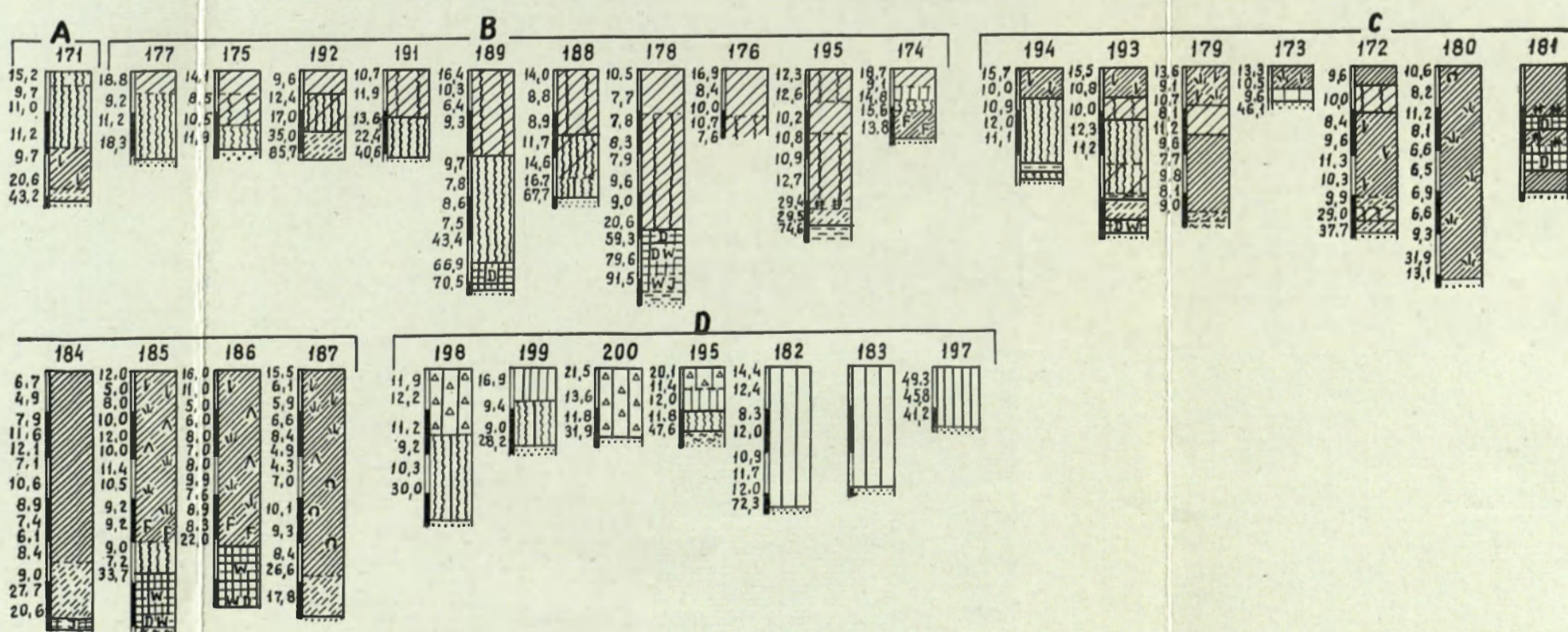
Ryc. 17. Przekroje stratygraficzne basenu Biebrzy Środkowej. Objasnienia jak na ryc. 13
Stratigraphical cross-section within the Middle Biebrza Basin. Explanations as in Fig. 13



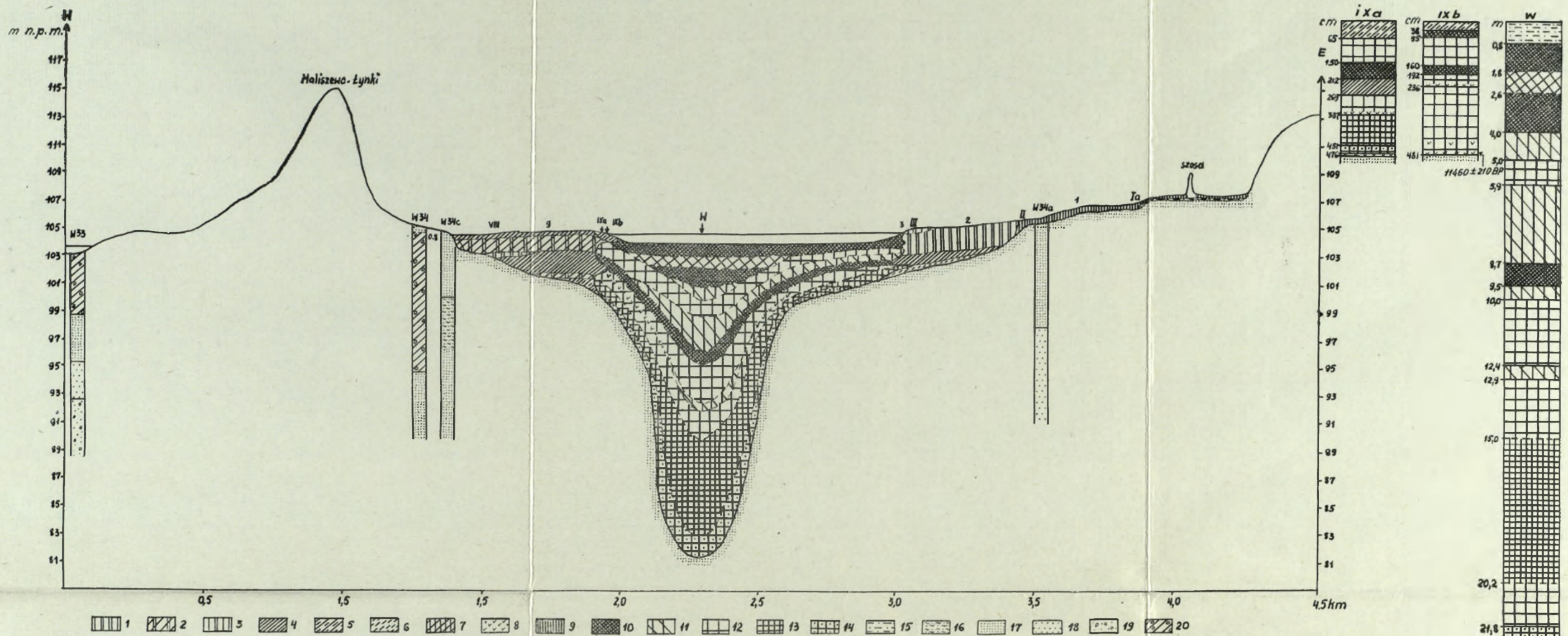
Ryc. 18. Profile stratygraficzne basenu Biebrzy Dolnej. Objasnienia jak na ryc. 13
Stratigraphical profiles within the Lower Biebrza Basin. Explanations as in Fig. 13



Ryc. 19. Profile stratygraficzne tarasu zalewowego Narwi. Objasnienia jak na ryc. 13
Stratigraphical profiles of the flood terrace of the river Narew. Explanations as in Fig. 13



Ryc. 20. Profile stratygraficzne basenu Wizny. Objasnienia jak na ryc. 13
Stratigraphical profiles of the Wizna Basin. Explanations as in Fig. 13

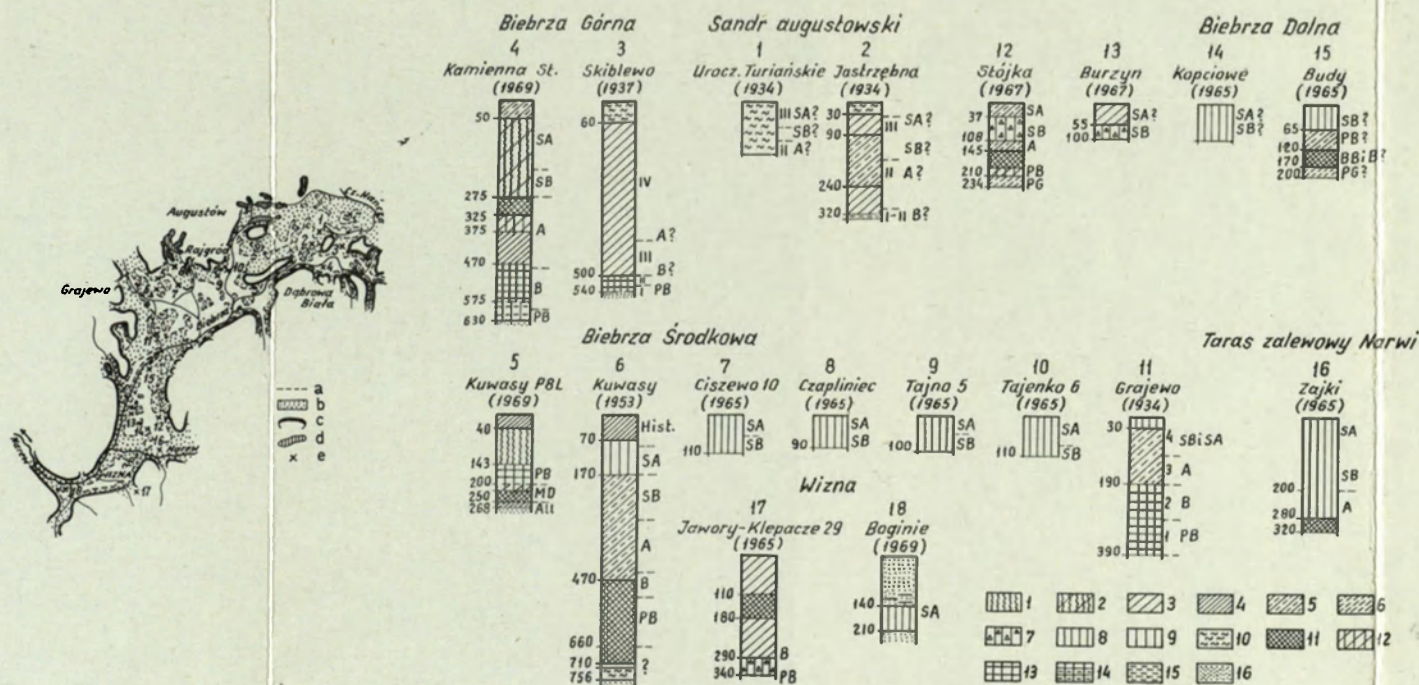


Ryc. 22. Przekrój stratygraficzny rejonu Jeziora Maliszewskiego (MN)

Torfy: 1 - trzcinowy, 2 - turzycowo-trzcinowy, 3 - drzewno-trzcinowy, 4 - turzycowy, 5 - turzycowo-mszysty, 6 - mszysty, 7 - drzewno-turzycowy, 8 - utwór torfiasty; 9 - olchowy; gytie: 10 - grubodetrytusowa, 11 - detrytusowo-wapienna, 12 - wapienna, 13 - kreda jeźlowa, 14 - piaszczysto-wapienna; utwory mineralne: 15 - il zaplasczony, 16 - piasek mulkowany, 17 - piasek drobny, 18 - piasek średni, 19 - piasek ze żwirami i glazkami, 20 - glina morenowa

Stratigraphical cross-section of the region of the Lake Maliszewskie (MN)

Peats: 1 - reed peat, 2 - sedge-reed peat, 3 - wood-reed peat, 4 - sedge peat, 5 - sedge-moss peat, 6 - moss peat, 7 - wood-sedge peat, 8 - peat-like formation, 9 - alder peat; gyttjas: 10 - coarse-detrital gyttja, 11 - detrital-calcareous gyttja, 12 - calcareous gyttja, 13 - lake chalk, 14 - arenaceous-calcareous gyttja; mineral formations: 15 - arenaceous clay, 16 - silty sand, 17 - fine-grained sand, 18 - medium-grained sand, 19 - sand with gravel and pebbles, 20 - boulder clay

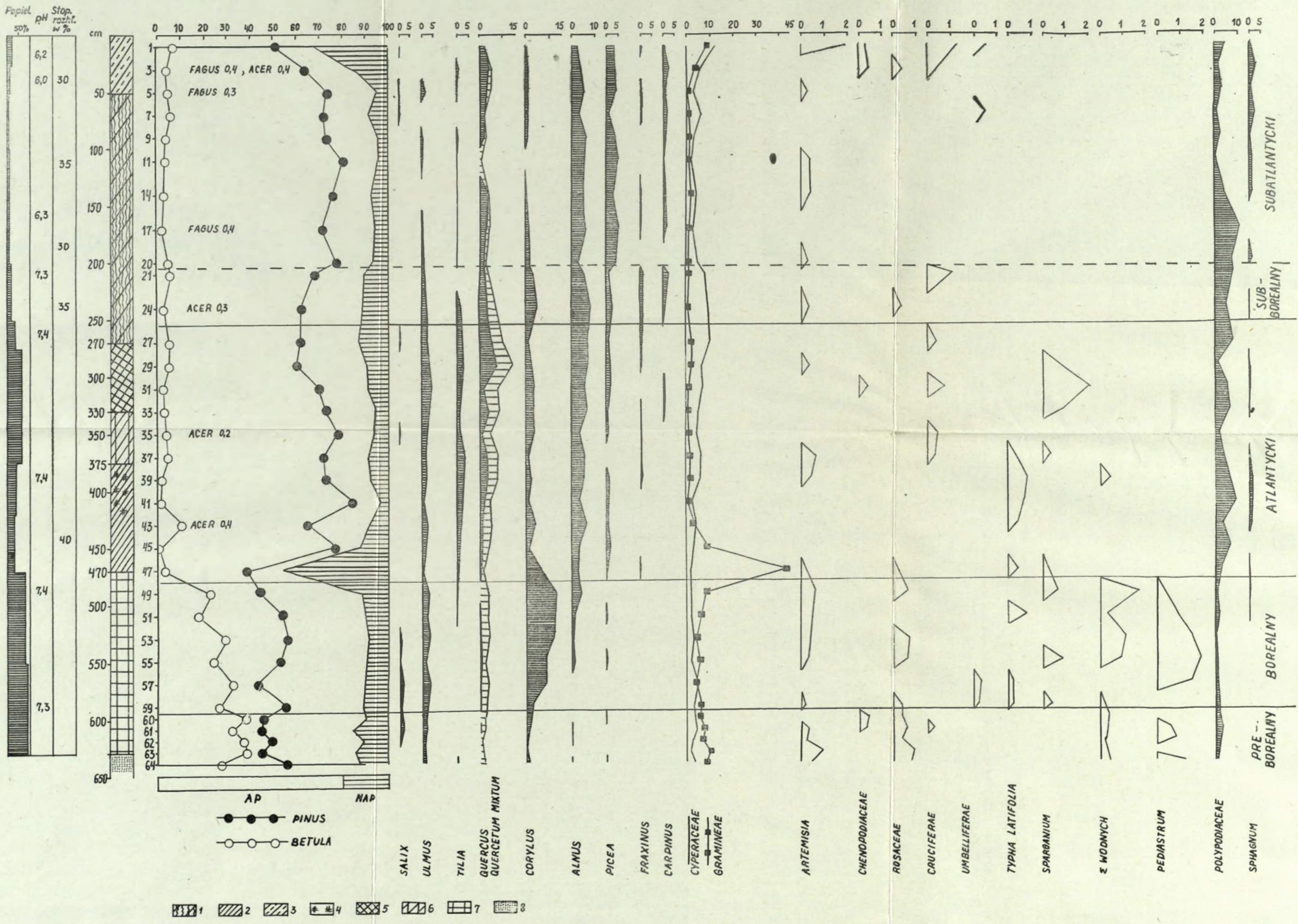


Ryc. 24. Wiek torfowisk Pradoliny Biebrzy

Torfy: 1 - trzcinowy, 2 - turzycowo-trzcinowy, 3 - turzycowy, 4 - turzycowy z rodzaju mszysto-darnlowego, 5 - turzycowo-mszysty, 6 - mszysty, 7 - łożowy, 8 - olchowy, 9 - olesowy, 10 - sfagnowy; gytie: 11 - detrytusowa, 12 - detrytusowo-wapienna, 13 - wapienna, 14 - wapienno-łłasta; 15 - il, 16 - piasek; All - Alleröd; MD - młodszy dryas; PG - późny glacial; PB - preborealny; B - borealny; A - atlantycki; SB - subborealny; SA - subatlantycki; a - granica torfowisk; b - dno doliny; c - krawędź wysoczyzny; d - jeziora; e - lokalizacja analiz pyłkowych. Autorzy profiliów pyłkowych: 1,2 - M. Bremówna, M. Sobolewska (1934), 3 - W. Oltuszeński (1937), 4, 5 - K. Tobolski (1969b), 6 - A. Maksimow et al. (1953) 7-10, 11 - K. Lublinerówna (1934), 12, 13. - J. Oświłt (1973), 14-16 - S. Marek (1965), 17 - S. Kukla (1965), 18 - J. Stasiak (1969)

Age of the peat bogs within the Biebrza urstromtal

Peats: 1 - reed peat, 2 - sedge-reed peat, 3 - sedge peat, 4 - sedge peat of the moss-turf kind, 5 - sedge-moss-peat, 6 - moss peat, 7 - sallow peat, 8 - alder peat, 9 - wood peat, 10 - sphagnum peat; gyttjas: 11 - detrital gyttja, 12 - detrital-calcareous gyttja, 13 - calcareous gyttja, 14 - calcareous-clayey gyttja; 15 - clay; 16 - sand; All-Alleröd; MD - Younger Dryas Time; PG - Late Glacial; PB - Preboreal; B - Boreal, A - Atlantic; SB - Sub-Boreal; SA - Sub-Atlantic; a - boundary of peat bogs; b - bottom of valley; c - edge of upland; d - lakes; e - localization of diagrams pollen



Ryc. 27. Diagram pyłkowy profilu XLII Górnej Biebrzy (Starokamienna) — anal. K. Tobolski

1 — torf turzycowo-trzcinowy; 2 — torf turzycowy; 3 — torf turzycowo-mszysty; 4 — zagytlenie torfu; 5 — gytia detrytusowa; 6 — gytia detrytusowo-wapienna; 7 — gytia wapienna; 8 — piasek drobny

Pollen diagram of profile XLII of the Upper Biebrza river (Starokamienna); anal. by K. Tobolski

1 — sedge-reed peat; 2 — sedge peat; 3 — sedge-moss peat; 4 — peat mixed with gyttja; 5 — detrital gyttja; 6 — detrital calcareous gyttja; 7 — calcareous gyttja; 8 — fine-grained sand

Ryc. 29a. Schemat procesu zabagnienia Pradoliny Biebrzy

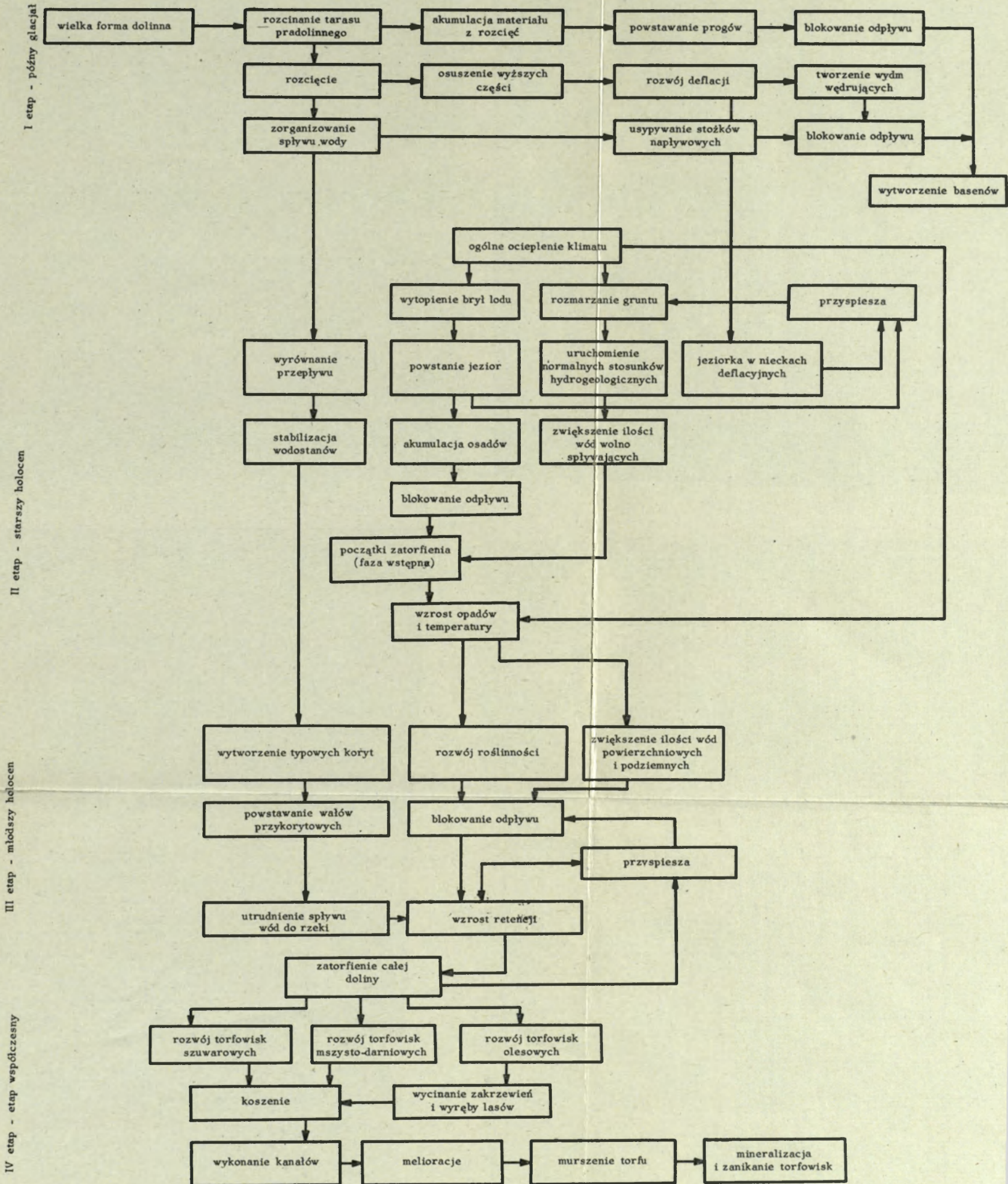
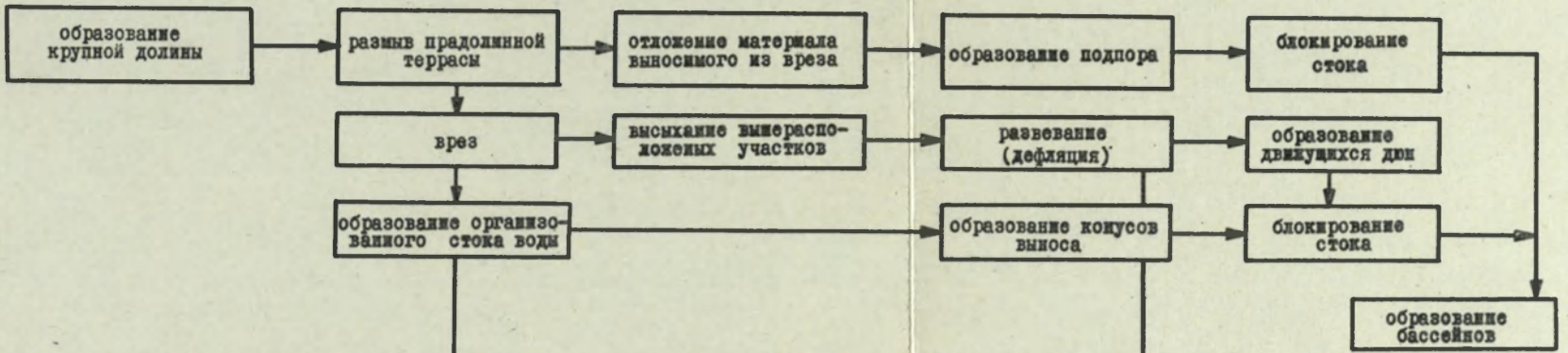
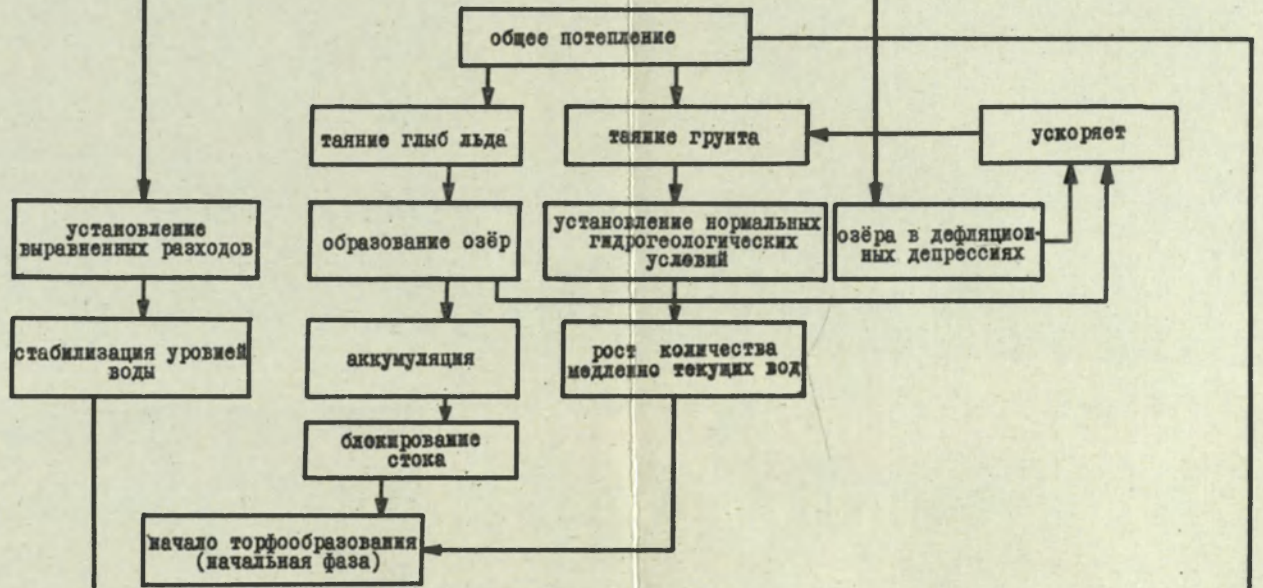


Рис. 296. Схема процессов содействующих заболачиванию прадолнины

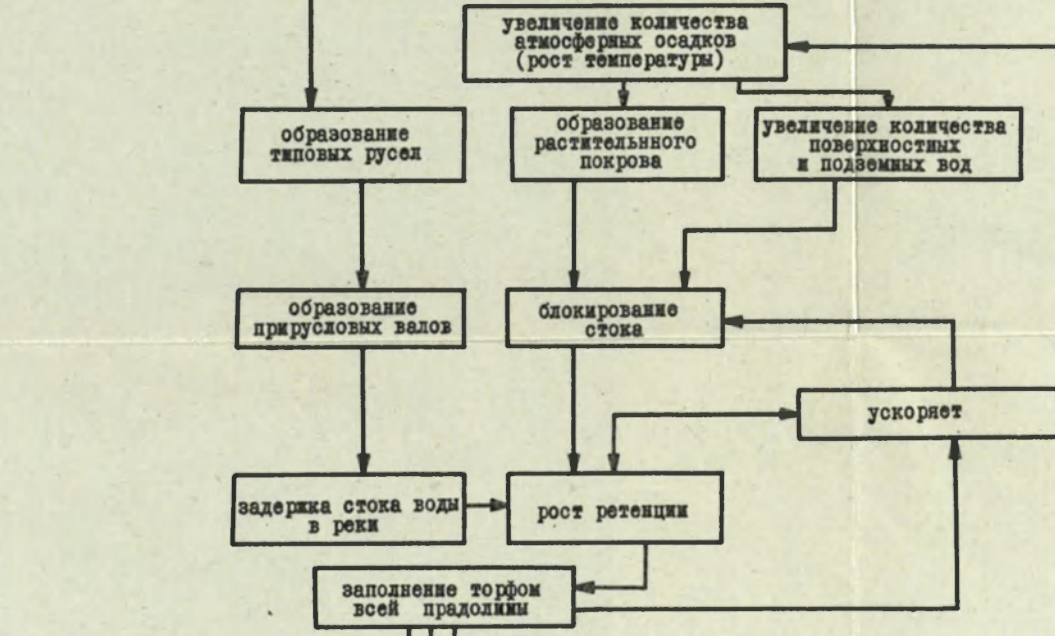
I этап - позднеледниковье



II этап - нижний голоцен



III этап - верхний голоцен

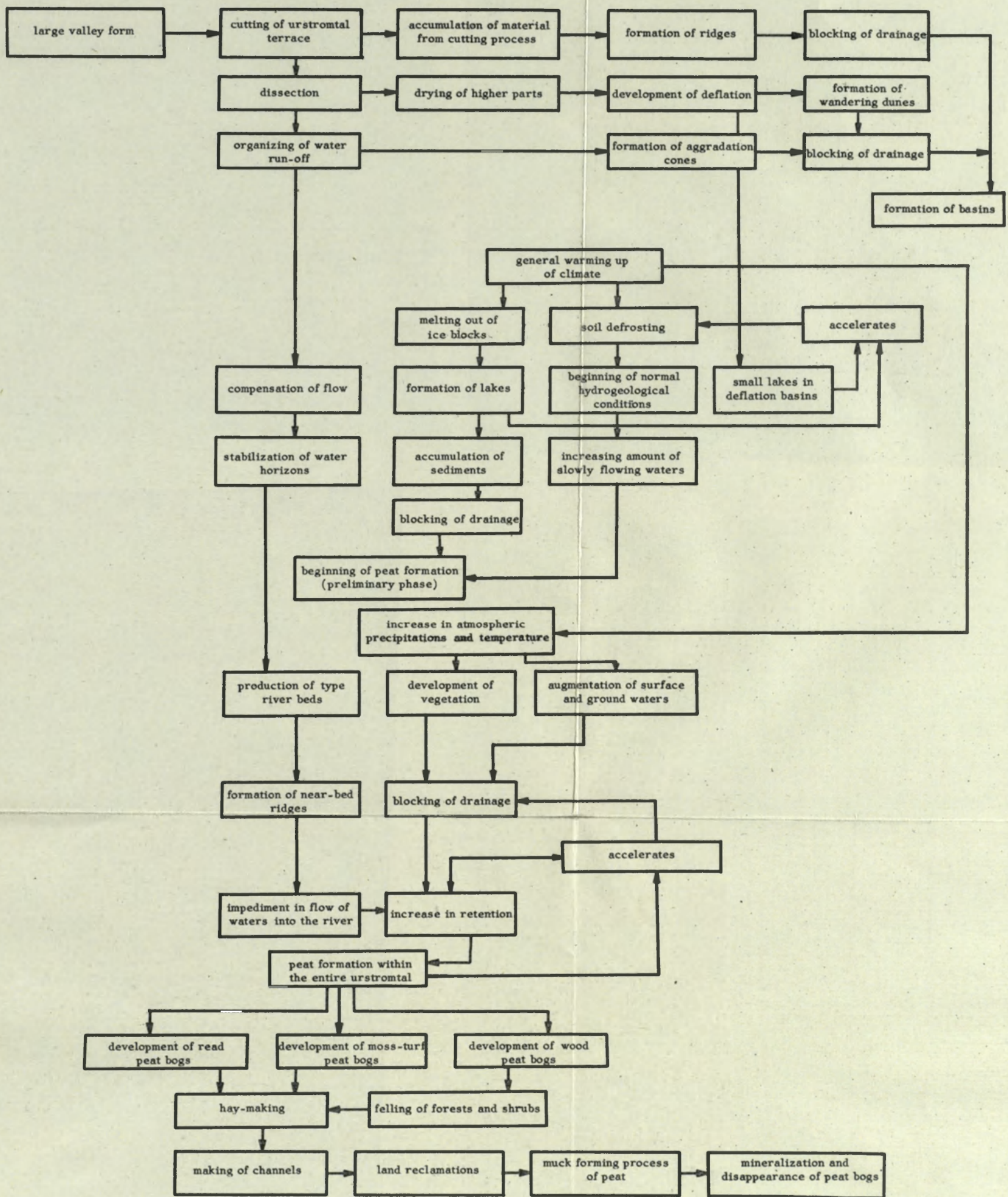


IV. этап - современность



Fig. 29c. Scheme of the processes co-operating in peat formation of urstromtal

I stage - Late Glacial
 II stage - Older Holocene
 III stage - Younger Holocene
 IV stage - present-day



Cena zł 30,—

S. ŻUREK, GENEZA ZABAGNIENIA PRA DOLINY BIEBRZY