

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

SŁAWOMIR ŻUREK

ZŁOŻA TORFOWE POLSKI
NA TLE STREF TORFOWYCH
EUROPY



ROK 1987

ZESZYT 4

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

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata**

1983

- 1 **Geografia czasu**, s. 88, zł 80,—
- 2 **Teledetekcja w planowaniu regionalnym**, s. 259, zł 80,—
- 3 **Geografia przemysłu**, s. 105, zł 80,—
- 4 **Geografia polityczna**, s. 178, zł 80,—

1984

- 1 **Postępy geografii społecznej i ekonomicznej w krajach anglosaskich**, s. 148, zł 120,—
- 2 **Turystyka i rekreacja**, s. 160, zł 120,—
- 3/4 **Geografia a filozofia — wybrane zagadnienia metodologiczne**, s. 167, zł 120,—

1985

- 1/2 **XXV Międzynarodowy Kongres Geograficzny Paryż-Alpy 1984**, s. 179, zł 240,—
- 3/4 **O wyjaśnianiu w geografii**, s. 286, zł 240,—

1986

- 1/2 **Geografia kultury**, s. 114, zł 240,—
- 3/4 **Geografia behawioralna**, s. 99, zł 240,—

ZŁOŻA TORFOWE POLSKI
NA TLE STREF TORFOWYCH EUROPY

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

SŁAWOMIR ŻUREK

THE PEAT DEPOSITS OF POLAND
AGAINST THE PEAT ZONES OF EUROPE



YEAR 1987

FASC. 4

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

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

SŁAWOMIR ŻUREK

ZŁOŻA TORFOWE POLSKI
NA TLE STREF TORFOWYCH
EUROPY



ROK 1987

ZESZYT 4

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

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak
Zastępca Redaktora Naczelnego: Zuzanna Siemek
Członkowie: Maria Ciechocińska, Tadeusz Gerlach
Józef Skoczek, Władysława Stola
Sekretarz: Maria Mozolewska

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa: Hanna Jurek

Redaktor techniczny: Adam Nowak

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1987.
Nakład: 400 egz. Objętość: ark. wyd. 5,90; ark. druk. 5,25 + 1 wkl.,
ark. A₁-7, Papier druk. sat. kl. III, 80 g, 70 × 100. Oddano do
składania 1987.04.26. Podpisano do druku 1987.12.10. Druk ukończono
w grudniu 1987. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 224/87.
C-12. Cena zł 90.—

SPIS TREŚCI

Przedmowa — <i>Stanisław Marek</i>	7
Wstęp	9
Wprowadzenie	9
Materiały i metoda	10
Torfowiska na tle siedlisk hydrogenicznych	14
Rozmieszczenie i charakter złóż torfu w strefach torfowych Europy	16
Zatorfienie a strefowość	16
Akumulacja torfu w strefach torfowych	22
Torfowiska tundrowe arktyczne	22
Torfowiska palsa	23
Torfowiska aapa	25
Torfowiska wysokie niżowe	25
Torfowiska wierzchwinowe	27
Torfowiska niskie	28
Torfowiska górskie	30
Rozmieszczenie i charakter złóż torfu w Polsce	32
Rozmieszczenie i charakter torfowisk na tle rzeźby	32
Szybkość akumulacji torfu i gytii	40
Zasoby materii organicznej w torfowiskach	49
Stan inwentaryzacji torfowisk w Polsce	49
Zasoby materii organicznej w torfowiskach dorzecza Sliny	52
Zasoby materii organicznej w torfowiskach różnych typów rzeźby Polski	58
Decesja materii organicznej w torfowiskach Polski	62
Faza decesji związana z odwodnieniem melioracyjnym	62
Decesja jako zjawisko „naturalne”	67
Decesja materii organicznej związana z eksploatacją torfu	68
Podsumowanie	70
Literatura	73
The peat deposits of Poland against the peat zones of Europe (summary)	81
Торфяные месторождения Польши на фоне торфяных зон Европы (резюме)	83

PRZEDMOWA

Sławomir Żurek w opracowaniu *Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy* przedstawia charakterystykę torfowisk i torfów, powstających w różnych strefach klimatyczno-geomorfologicznych, opierając się na materiałach opublikowanych, jak też archiwalnych oraz na własnych badaniach. Omawia cechy torfowisk strefy arktycznej, borealnej, umiarkowanej kontynentalnej i umiarkowanej o klimacie morskim, przypominając podstawowe wiadomości oraz charakterystykę torfowisk: aapa, palsa, wierzchowinowych, wysokich niżowych, wysokich górskich, przejściowych i niskich. Dużo uwagi poświęca torfowiskom wysokim różnych typów. W opracowaniu znajdujemy również informacje dotyczące budowy i rozwoju różnych typów złóż torfowych. Na tle wyróżnionych stref torfowiskowych, których przejrzystą, zmodyfikowaną przez siebie mapę autor załącza, przedstawione zostały szczegółowo torfowiska różnych regionów Polski. Podano (w mm/rok) tempo akumulacji torfu i osadów podtorfowych w poszczególnych okresach holocenu w różnych strefach i typach torfowisk Europy. Krótko zostało omówione również zanikanie złóż torfowych w Polsce, z podkreśleniem szybkiego tempa tego procesu, pozostającego pod wpływem zabiegów gospodarczych. Szybkość akumulacji torfu autor wylicza na podstawie datowania warstw za pomocą radioizotopu ^{14}C z uwzględnieniem przedziałów czasowych holocenu, ustalonych metodą analizy pyłkowej. Opiera się przy tym tylko na profilach datowanych przez wyspecjalizowane europejskie laboratoria oraz na profilach, które są zarejestrowane i podawane w oficjalnych wykazach.

Obok części tekstowej praca zawiera wartościowe mapy oraz cenne dane ilościowe zestawione w tabelach, odnoszące się zarówno do zasobów torfu i obszarów torfowisk w różnych krajach oraz różnych regionach Polski, jak też i tempa akumulacji torfu, które łatwo możemy porównać. Przedstawione przez autora fakty znacznie poszerzają wiadomości podręcznikowe i inne dotychczas dostępne informacje na ten temat.

Opracowanie S. Żurka stanowi ważną pomoc podczas studiowania zasobów naturalnych naszego globu, jak też bogate źródło informacji

do specjalistycznych wykładów. Szczególnie cenne będzie ono dla osób zajmujących się badaniami ekosystemów bagiennych, bilansem biomasy czy bilansem wodnym Polski.

Myślę, że specjaliści wdzięcznie i z uznaniem odniosą się do tego, wymagającego od autora wielkiego nakładu pracy, dokumentu.

Stanisław Marek

WSTĘP

WPROWADZENIE

W polskiej literaturze geograficznej rzadko pojawiają się prace na temat siedlisk silnie uwilgotnionych, zwanych mokradłami. Prace badawcze na tych obszarach wymagają bowiem zarówno specjalistycznego sprzętu wiertniczego, jak i pewnej wiedzy na temat środowisk bagiennych (roślinność, procesy glebowe, utwory organiczne), której nie nabywa się w trakcie studiów geograficznych. Terenami hydrogenicznymi zajmują się natomiast szerzej botanicy, gleboznawcy oraz przedstawiciele nauk rolniczych, którzy rozwinęli dziedzinę wiedzy zwaną torfoznawstwem. Nauki geograficzne wykorzystują tylko fragmenty badań torfoznawczych i to głównie ich aspekty paleogeograficzne. Taki charakter mają prace dotyczące morfogenezy dolin Wyżyny Lubelskiej w holocenie (Nakoneczny 1967), czy szeroko zakrojone prace nad ewolucją doliny Wisły z dopływami oraz dolin dorzecza Odry w czasie ostatnich 15 000 lat (*Evolution...* 1982, Kozarski, Rotnicki 1978). W badanych dolinach akumulacja torfu ograniczona jest do wąskich starorzeczy i stref przytarasowych, torfowiska więc wykorzystywane były na ogół do datowania starszych tarasów i okresów erozji i akumulacji. Podobną datującą rolę spełniają torfowiska przy określaniu liczby i charakterystyki przebiegu późnoglacialnych i holocenijskich faz wydmotwórczych (Tobolski 1969, Rotnicki 1970, Nowaczyk 1986). Początek okresu zatorfień służył również do ustalenia wieku jezior, rynien polodowcowych, procesów krasowych, osuwiskowych i antropogenicznych.

Szczegółowe badania torfoznawcze, uwzględniające roślinność, gleby, stratyografię złoża i hydrologię torfowisk pozwalają naświetlić natomiast wiele zagadnień (por. Żurek 1975) i wzbogacić ilościową i jakościową charakterystykę środowiska geograficznego Polski, a mianowicie:

- ustalić dane do bilansu materii organicznej w siedliskach hydrogenicznych na podstawie szybkości akumulacji, zasobów i szybkości jej ubytku (decesji);
- ustalić dane do bilansu wodnego torfowisk, a więc warunki dopływu wody (typy zasilania), zdolności retencyjnych i odpływu wody na tle różnych typów rzeźby terenu;

— ustalić związki rozwoju torfowisk z warunkami klimatycznymi (opady, temperatury) i wodnymi (np. kaptáže) późnego glacjału i holocenu na podstawie rodzaju torfu, stopnia jego rozkładu (warstwy silnie rozłożone), popielności i przewarstwień osadami rzecznyymi lub jeziornymi;

— ustalić niektóre elementy klimatyczne, jak intensywność parowania terenu czy głębokość deficytu wodnego miesięcy letnich na podstawie krzywizny kopuły torfowisk wysokich i pojawiania się na torfowiskach wskaźnikowych gatunków roślin;

— ustalić charakter i rozwój osadnictwa w otoczeniu torfowisk na podstawie badań palinologicznych, stratygraficznych i archeologicznych.

Pierwsze z wymienionych zagadnień było tematem zadania badawczego opracowywanego w latach 1981—1984 w ramach problemu MR I—25 „Przemiany środowiska przyrodniczego Polski”. Wykonane w Pracowni Torfoznawstwa Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych (IMUZ) opracowanie syntetyczne (Żurek 1984a) objęło tylko ważniejsze problemy dotyczące procesów akumulacji i decesji w torfowiskach Polski i może być punktem wyjścia do dalszych pogłębionych studiów nad procesami produkowania i zasobami materii organicznej w siedliskach hydrogenicznych Polski. W trakcie realizacji tematu wykonano 2 opracowania cząstkowe. W jednym z nich (Żurek 1983a) obliczono zasoby materii organicznej w torfowiskach dorzecza Śliny (staroglacjalny typ wysoczyzn morenowych), w drugim scharakteryzowano szybkość akumulacji w torfowiskach strefy umiarkowanej Europy (Żurek 1983b).

Wszystkie wymienione wyżej opracowania (syntetyczne i cząstkowe) stanowią podstawę prezentowanej tu pracy, która została dodatkowo uzupełniona nowszymi materiałami oraz wzbogacona w wyniku uwag Profesora Stanisława Marka, któremu autor składa serdeczne podziękowanie. Niektóre elementy zagadnienia, jak szybkość akumulacji w profilach torfowisk Europy (Żurek 1984b) i Polski (Żurek 1986) zostały już opublikowane.

MATERIAŁY I METODA

Charakterystyka złóż torfowych Polski poprzedzona będzie omówieniem procesu zatorfienia w strefach klimatyczno-krajobrazowych Europy. Prawie w każdej ze stref dominują inne typy torfowisk, co było impulsem do pewnego uściślenia i skorygowania ogólnie przyjętych granic stref torfowych Europy (Kac 1971, Bellamy 1972, Overbeck 1975, Kivinen, Pakarinen 1981). Mapa zamieszczona w pracy (ryc. 1) oparta jest na różnorodnych, zwłaszcza nowszych pozycjach literatury, przede wszystkim tych, które zawierają materiały kartograficzne. Z prac ogólniejszych obejmujących cały kontynent europejski wykorzystano mapę N. J.

Kaca (1971). Dla europejskiej części Związku Radzieckiego najbardziej przydatna okazała się pierwsza w literaturze radzieckiej, dość szczegółowa mapa kompleksów torfowych (tundrowe, palsa, aapa, wysokie, niskie) T. K. Jurkowskiej (1980) oraz schemat stref torfowych ZSRR M. S. Bocz i W. W. Mazinga (1979). W Skandynawii zasięg fińskich torfowisk palsa przedstawia R. Ruuhijärvi (1969, 1979), norweskich natomiast R. Åhman (1977). Zasięg fińskich torfowisk aapa i torfowisk wysokich naniesiono na podstawie S. Euroli i R. Ruuhijärvego (1961). Dla Norwegii korzystano z mapy A. Moena (1979), dla Szwecji z pracy T. Mörnsjö (1971). Rozmieszczenie torfowisk Wielkiej Brytanii znaleźć można w pracach S. A. Taylora (1976), P. D. Moore'a, D. J. Bellamy'ego (1974), torfowisk Irlandii na mapie R. F. Hammonda (1981). Torfowiska RFN ujmuje kartograficznie G. Grosse-Brauckmann (1967). Torfowiska NRD charakteryzują E. Lange i M. Succow (1979).

Największe zmiany w stosunku do regionalizacji N. J. Kaca dotyczą obszaru Europy Środkowej. Opierając się na bardziej syntetycznych materiałach z obszaru Polski (Żurek 1982), Białorusi (Konojko 1972), Ukrainy (Bradis *et al.* 1973) i na mapie torfowisk Polesia (Kulczyński 1939/40) wykreślono zasięg strefy torfowisk wysokich i niskich oraz strefy torfowisk niskich. Jedynie zasięg torfowisk górskich wyznaczono na podstawie map hipsometrycznych (przeważnie > 500 m n.p.m.) i literatury ogólnogeograficznej. Korzystano również z wielu prac, w których nie ma co prawda danych kartograficznych, ale analizowane jest rozmieszczenie i rodzaj torfowisk określonego kraju lub regionu. Najwięcej materiałów tego rodzaju znaleźć można w wielotomowych nieraz sprawozdaniach z kongresów i sympozjów Międzynarodowego Stowarzyszenia Torfowego (MST) odbytych w Dublinie (1954), Leningradzie (1963), Quebecu (1968), Helsinkach (1972), Poznaniu (1976), Hyytiälä, Finlandia (1979), Duluth, USA (1980) i Dublinie (1984).

W materiałach MST znajdowano również najnowsze dane dotyczące powierzchni torfowisk w poszczególnych krajach świata (tab. 2).

Drugim charakteryzowanym elementem była szybkość akumulacji torfu i gytii. Zestawiając różne metody obliczania tempa sedymentacji (por. Żurek 1986) zdecydowano się wykorzystać dane z profili datowanych metodą ^{14}C . Poszukiwanie profili torfowych, w których osady datowane by były tą metodą rozpoczęto od analizy zawartości czasopism Radiocarbon, w którym publikowane są wyniki datowań prawie wszystkich światowych laboratoriów radiowęglowych, a przez bibliografie tam zamieszczane docierano do oryginalnych artykułów naukowych. Drugim źródłem informacji był Referativnyj Żurnal, seria Geografia. Po przejrzaniu około 150 publikacji i książek, z 85 pozycji wybrano 111 profili z seryjnymi datowaniami (od 2 do 59 dat w profilu). Profile zestawione zostały według geograficznych typów torfowisk w 6 grupach: niskie niżowe, wysokie niżowe, wierzchowinowe wysokie, górskie, aapa

i palsa¹. Nie są one niestety rozmieszczone równomiernie na kontynencie europejskim (ryc. 1), gdyż grupują się przeważnie na obszarze krajów, w których nawiązano owocną współpracę między palinologami i torfoznawcami a laboratoriami ¹⁴C (Belfast, Cambridge, Lund, Helsinki, Tartu, Gliwice). W profilach określono stratygrafię utworów, stopień rozkładu torfu (w procentach lub w skali v. Posta), podział na okresy klimatyczne według Blytta i Sernandera, daty ¹⁴C i wyliczono szybkość akumulacji osadu między nimi. Trudności napotkano podczas charakterystyki stratygrafii, gdyż lakoniczne opisy lub przyjęty system Troels-Smitha (1955) nastroczał czasem poważne wątpliwości co do genetycznej przynależności utworów. Określenia rodzaju torfu przyjęto na ogół zgodnie z ustaleniami autorów cytowanych prac, w nielicznych wypadkach wprowadzono pewne zmiany, zwłaszcza tam gdzie wykonane były oznaczenia szczątków wegetatywnych. Daty opierają się o czas półrozpadu ¹⁴C wynoszący 5568 lat (lata konwencjonalne) i liczone są od 1950 r. (rok zerowy)². Szybkość akumulacji obliczono dzieląc odległość w milimetrach między środkami warstw datowanych przez różnicę lat między dwoma datami. Nie brano pod uwagę wielkości błędu znajdującego się przy każdej dacie. Należy wspomnieć, że metoda ¹⁴C nie jest wolna od błędów, które mogą być poczynione na etapie pobierania prób (zanieczyszczenia węglem obcego pochodzenia), obróbki w laboratorium czy obliczania wyników (por. Pazdur 1982). Błędy mogą wynikać z uproszczonego charakteru założeń metodycznych (np. zmiany koncentracji izotopu w przeszłości) czy niejednorodności wieku samej próbki. Wszystko to wpływa na wynik końcowy, a przykładem są „młodsze” daty znajdujące się poniżej dat starszych, czy też daty bardzo do siebie zbliżone, co stawia pod znakiem zapytania wiarygodność datowania. Przy obliczaniu średniej szybkości akumulacji dla profilów brano pod uwagę najmłodszą i najstarszą datę, a tylko w przypadku braku dat w młodszej (górnej) części profilu obliczano dane dla warstwy od najstarszej daty do stropu profilu. Podobnie postępowano przy obliczaniu przyrostu torfu wysokiego. Średnia szybkość akumulacji złóż torfu, złóż torfu z gytią i złóż torfu wysokiego dla wszystkich 111 profilów zgrupowanych według typów torfowisk zestawiona została na zbiorczym wykresie (ryc. 2). Dla tych samych profilów wykreślono na tle radiowęglowej skali czasowej początek akumulacji gytii, torfu niskiego i torfu wysokiego (ryc. 2 II). Granice okresów klimatycznych we wszystkich wykresach oparto o schemat skandynawski (Mangerud *et al.* 1974). Dla poszczególnych typów torfowisk obliczono

¹ Literaturowe dane źródłowe do każdego profilu znajdują się w suplemencie opracowania wykonanego dla Komitetu „Człowiek i Środowisko” (Żurek 1983b) i ze względu na swą objętość nie mogą być tu zamieszczone.

² W wypadku przyjęcia innego czasu półrozpadu ¹⁴C (por. Godwin 1962), wynoszącego 5730 ± 40 lat, daty zostały przeliczone do skali konwencjonalnych lat radiowęglowych.

średnią ważoną szybkość akumulacji, zestawiając wszystkie dane w tabeli zbiorczej (tab. 3).

Bardziej szczegółowo zestawiono materiały dla obszaru Polski. Rozmieszczenie torfowisk powiązано z wiekiem i typami rzeźby. Charakter zatorfienia przedstawiono bowiem na przykładzie typowych dla Polski krajobrazów młodoglacjalnych, staroglacjalnych, wyżynnych i górskich. Do zestawień ilościowych w mezoregionach wykorzystano dane z dokumentacji torfowisk oraz kartoteki złóż, wykonywanej w ramach syntetyzowania danych dokumentacyjnych (por. Żurek 1983c). Szybkość akumulacji w profilach złóż polskich obliczano podobnie jak dla omówionych już wyżej torfowisk europejskich. Osobno zestawiono materiały zebrane w ramach badań własnych na torfowisku Wizna, wykonywanych w kontakcie z krajową grupą jeziorno-torfowiskową Międzynarodowego Programu Korelacji Geologicznej (IGCP). W przyjeziornym profilu reperowym dla Polski północno-wschodniej Maliszewo I, oprócz danych ^{14}C , wykonano analizę pyłkową oraz podstawowe analizy chemiczne (Ca i Mg) i fizyczne (gęstość objętościowa). Ponieważ materiały dotyczące szybkości akumulacji znajdują się w druku (Żurek 1986, Balwierz, Żurek 1986) nie rozszerzano tej problematyki.

Dość szeroko potraktowano zagadnienie zasobów materii organicznej w torfowiskach Polski. Scharakteryzowano stan inwentaryzacji torfowisk w Polsce, problem syntetyzowania materiałów inwentaryzacyjnych oraz obliczono zasoby w torfowiskach różnych typów rzeźby. Szczegółowo omówiono bilans zasobów materii organicznej w torfach dla dorzecza Śliny, charakterystycznego dla wysoczyzn strefy staroglacjalnej. Z kolei opierając się na przykładowych regionach geograficznych, w których bilanse torfu zostały wyliczone, opracowano szacunkowy bilans zasobów materii organicznej w torfowiskach różnych typów rzeźby i ich procentowy udział w zasobach całego kraju.

W ostatnim rozdziale omówiono problem decesji, czyli zanikania materii organicznej w torfowiskach. W pierwszej kolejności scharakteryzowano procesy zachodzące w torfowiskach po ich odwodnieniu, prowadzące do osiadania i mineralizacji torfu. Na podstawie literatury scharakteryzowano je od strony ilościowej. Poruszono również problem decesji związany z naturalną ewolucją torfowisk niskich na skutek erozji w korytach rzek, oraz problem eksploatacji torfu, powodujący najszybsze w czasie ubytki materii organicznej.

TORFOWISKA NA TLE SIEDLISK HYDROGENICZNYCH

Siedliska znajdujące się pod dominującym wpływem wody nazywamy hydrogenicznymi. Uwodnienie to decyduje o występowaniu hydrofilnej roślinności i o akumulacji organicznych utworów glebowych. Siedliska w fazie akumulacji charakteryzują się dodatnim bilansem substancji organicznej, ale typ zasilania (sposób dopływu i odpływu wody) oraz stan uwodnienia (ilość wody i czas jej występowania) powodują wykształcenie się odrębnych rodzajów siedlisk o zróżnicowanej zawartości materii organicznej w glebie (Okruszko 1983a). Przy silnym i stałym uwilgotnieniu oraz bagiennym procesie glebotwórczym tworzą się torfy o zachowanej strukturze tkankowej roślin. Przy zmiennym uwilgotnieniu i błotnym procesie glebotwórczym akumulują się utwory organiczne, silnie shumifikowane nazywane mułami, oraz utwory torfiaste organiczno-mineralne. W wypadku istnienia zalewów powierzchniowych i znacznieszego opadania poziomu wody gruntowej, prowadzącego do przesychnienia gleby, odkładają się utwory mineralne przesycone lub przewarstwiane humusem (namuły aluwialne i deluwialne). Oprócz mokradeł grupujących torfowiska, mułowiska, namuliska i podmokliska (utwory torfiaste) występują jeszcze dwa rodzaje siedlisk hydrogenicznych akumulujących materię organiczną. Grądowe siedliska terestryczne stoją na pograniczu hydrogenicznych; akumulacja materii organicznej w ilości kilku procent masy gleby (próchnica) zachodzi tu w wyniku rozwoju darni łąkowej lub ściółki leśnej. Drugi rodzaj siedlisk to jeziora z akumulującą się w nich gytą o większej lub mniejszej zawartości detrytusu roślinnego. Wielkość zawartości substancji organicznej w utworach glebowych poszczególnych siedlisk hydrogenicznych pokazuje tabela 1.

Wśród siedlisk hydrogenicznych najważniejszą jest grupa torfowisk i to zarówno ze względu na najwyższą zawartość materii organicznej, jak i szerokie rozprzestrzenienie w krajobrazie Ziemi. Znaczenie gospodarcze torfowisk zarówno dla rolnictwa (użytkowanie łąkowo-pastwiskowe), jak i przemysłu (eksploatacja) spowodowało, że w wielu krajach są one szczególnie badane i inwentaryzowane. Nie można tego powiedzieć o pozostałych siedliskach czy utworach hydrogenicznych, na temat których wiedza jest bardzo skąpa i fragmentaryczna (może z wyjątkiem utworów jeziornych). Ponieważ występowanie i warunki akumulacji torfu zwią-

Tabela 1

Zawartość materii organicznej w hydrogenicznym utworach glebowych Polski

Siedlisko	Utwory glebowe	Zawartość materii organicznej w % (średnie)	Źródło
Torfowiska	Torfy wysokie	96–99	Maksimow 1965
	Torfy przejściowe	93–96	Maksimow 1965
	Torfy niskie:		
	mechowski	89,2 (90,8–86)	Okruszko, Kalińska 1975*
	turzycowski	88 (90,2–86,4)	Okruszko, Kalińska 1975
	szuwarowy	82,5 (86,3–74,2)	Okruszko, Kalińska 1975
	olesowy	81,1 (87,2–78,1)	Okruszko, Kalińska 1975
	Torfy zamulone	75–50	Okruszko 1976
	Torfy silnie zamulone	50–20	Okruszko 1976
	Mułowiska	Muły	70–25
Namuliska	Namuły	20–5	Okruszko 1976
Podmokliska	Torfiaste	20–10	Okruszko 1976
Grądy	Mineralne humusowe	10–3	Okruszko 1976
Jeziora	Osady organiczne gytie:		Markowski 1980**
	glonowa	> 80	Markowski 1980
	grubodetrytusowa	90–60	Markowski 1980
	drobnodetrytusowa	75–35	Markowski 1980
	Osady węglanowe kreda jeziorna gytie:	< 20	Markowski 1980
	wapienna	< 40	Markowski 1980
	detrytusowo-wapienna	> 30	Markowski 1980
	ilasto-wapienna	< 30	Markowski 1980
	Osady mineralne – bezwapienne gytie:	35–5	Markowski 1980
	ilasta	35–5	Markowski 1980
	piaszczysto-ilasta	35–5	Markowski 1980
	okrzemkowo-ilasta	35–5	Markowski 1980

* na podstawie danych (2966) z torfowisk Pradoliny Biebrzy;

** na podstawie próbek gytii z Pomorza Zachodniego.

zane są ściśle z charakterem środowiska przyrodniczego, a zwłaszcza klimatem i warunkami geomorfologiczno-geologicznymi, charakterystyka złóż torfowych Polski poprzedzona zostanie omówieniem procesu zatorfienia w strefach torfowych Europy. Dzięki temu ukazane zostanie miejsce torfowisk polskich w strefowości klimatyczno-krajobrazowej Europy oraz uwypuklona specyfika procesu ich akumulacji.

ROZMIESZCZENIE I CHARAKTER ZŁÓŻ TORFU W STREFACH TORFOWYCH EUROPY

ZATORFIENIE A STREFOWOŚĆ

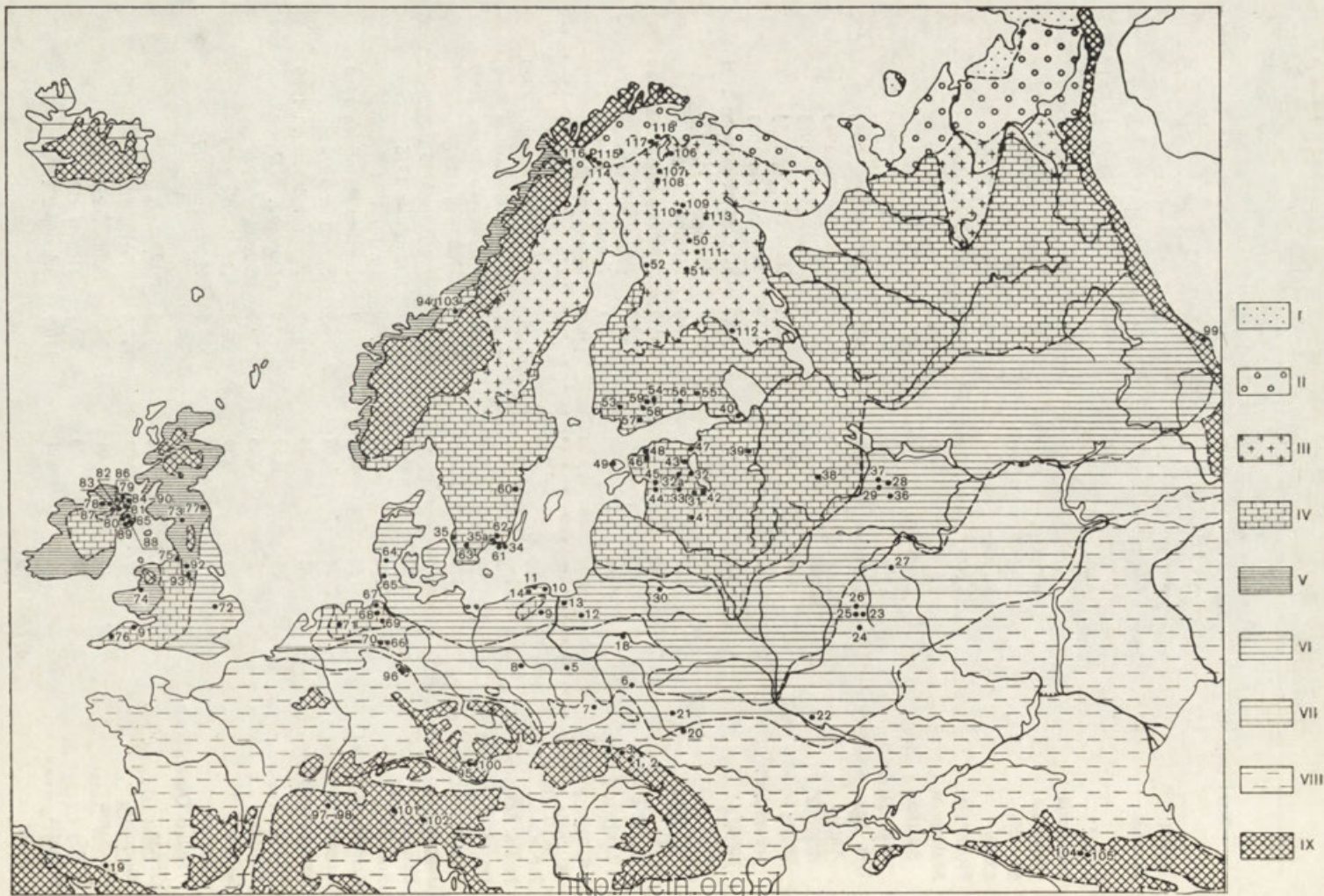
Wspomniany wyżej związek torfowisk ze środowiskiem przyrodniczym pozwala wydzielić regionalne typy torfowisk, które dominują w określonych strefach krajobrazowych, przebiegających najczęściej równoleżnikowo przez cały kontynent europejski. Zasadniczymi różnicującymi czynnikami środowiska jest obecność zmarzliny, stosunek opadów do parowania i rzeźba z litologią warunkujące określony obieg wody. Czynniki te wpływają na roślinność, procesy hydrologiczne, glebotwórcze i geochemiczne. W strefach krajobrazowych, jak tundra, tajga, las mieszany, step, pustynia, odmienny jest obieg wody, procesy rzeźbotwórcze, bilans cieplny i akumulacja biomasy. Odmiennie są więc również warunki powstawania i narastania torfowisk. Obecność zmarzliny w strefie tundry i lasotundry warunkuje rozwój płytkich torfowisk poligonalnych i wypiętrzonych torfowisk palsa. Przewaga opadów nad parowaniem w strefie tajgi i przymorskiej strefie atlantyckiej jest przyczyną rozwoju torfowisk aapa, torfowisk wysokich i wierzchowinowych. Te „klimatyczne” typy torfowisk występują głównie na obszarach nizin i wielkich równin ostatniego zlodowacenia lub jego bezpośredniego przedpola, a zatorfienie przekracza tam nieraz 50% ogólnej powierzchni. Torfowiska występują nie tylko w formach wklęsłych, ale przykrywają wododziały i zabagniają formy płaskie. W północnych strefach Azji i Ameryki jest podobnie (tab. 2), jak o tym świadczy zatorfienie Alaski (32,5%), Kanady (17% czy Niziny Zachodniosyberyjskiej (25—40% — największego zagłębia torfowego świata o 40 mln ha torfowisk (*Naucznyje...* 1977).

* Bez krajów, w których znane są torfowiska, lecz nie były inwentaryzowane: Angola, Bangladesz, Boliwia, Botswana, Brazylia, Burundi, Chile, Gwinea, Indie, Jamajka, Kenia, Korea, Malawi, Meksyk, Mozambik, Nowa Gwinea, Peru, Ruanda, Sri Lanka, Sudan, Tanzania, Wenezuela, Wietnam, Zair, Zambia, Zimbabwe; ** w tym Alaska — 49 400 tys. ha (32,5%) i USA na południe od 49° — 10 240 tys. ha (1,3%); *** w tym pogrzebane — 679 tys. ha; **** w tym pogrzebane — 170 tys. ha.

Tabela 2

Powierzchnia torfowisk i zatorfienie w różnych krajach świata*

Kraj (region)	Powierzchnia torfowisk w tys. ha	Zatorfienie w %	Powierzchn. kraju w tys. km ²	Źródło
ZSRR	225 000	10,10	22 274,0	Sabo 1980
Kanada	150 000	15,00	9 976,1	Zoltai 1980; Kivinen, Pakarinen 1981
USA**	59 640	6,37	9 363,4	Kivinen, Pakarinen 1981
Indonezja	26 300	13,8	1 904,4	Drissen et al 1979
Finlandia	10 400	30,9	337,0	Kivinen 1979
Szwecja	6 300	14,0	449,8	Franzén 1985
Chiny	4 159***	0,43	9 561,0	Chai 1980
Norwegia	3 000	9,25	324,2	Loddesöl 1968
Malezja w tym:	2 360	7,10	332,6	Anderson 1973
Sarawak + Brunei	1 560	8,80	199,0	
Malezja Zach.	800	6,0	133,0	
Wlk. Brytania w tym:	1 508,7	6,2	243,4	Taylor 1976, 1983
Anglia	361,7	2,8	130,3	Taylor 1976, 1983
Szkocja	821,3	10,4	78,8	Taylor 1976, 1983
Walia	158,8	7,6	20,8	Taylor 1976, 1983
Irlandia Płn.	166,8	12,4	13,5	Taylor 1976, 1983
Uganda	1 420	6,02	236,0	Kivinen, Pakarinen 1981
Polska	1 320	4,22	312,7	Dłubakowski 1973
Irlandia	1 180	16,8	70,3	Hammond 1981
RFN	1 110	4,47	248,0	Kivinen, Pakarinen 1980
Islandia	1 000	9,71	103,0	Bjarnason 1968
NRD	550	5,08	108,3	Kivinen, Pakarinen 1980
Kuba	450	3,93	114,5	Schneider 1976
Holandia	450****	11,0	40,8	Kivinen, Pakarinen 1981
Japonia	250	0,67	370,4	Kivinen, Pakarinen 1980
Nowa Zelandia	150	0,56	268,7	Kivinen Pakarinen 1980
Dania	120	2,78	43,1	Kivinen Pakarinen 1980
Włochy	120	0,40	301,2	Goodwillie 1979
Jugosławia	100	0,39	255,8	Kurtovic 1973
Urugwaj	100	0,56	177,5	Schneider 1976
Francja	100	0,18	547,0	Favrot 1981
Szwajcaria	55	1,33	41,3	Kivinen Pakarinen 1980
Argentyna	45	0,02	2 776,9	Schneider 1976
Czechosłowacja	31	0,24	127,9	Kivinen Pakarinen 1980
Węgry	31	0,33	93,0	Dömsödi 1977
Austria	22	0,26	83,8	Schneider 1976
Belgia	18	0,59	30,5	Goodwillie 1979
Australia (tylko Queensland)	15	0,01	1 727,5	Haveraaen 1977
Grecja	7,5	0,06	131,9	inf. ustna 1984
Rumunia	7	0,03	237,5	Tibbets 1968
Hiszpania	6	0,01	504,8	Schneider 1976
Izrael	5	0,24	20,7	Tibbets 1968
Bułgaria	1	0,01	110,9	Schneider 1976
Świat	497 331 200			



Ryc. 1. Lokalizacja profilów z analizami ^{14}C na tle strefowości torfowisk Europy

Strefy torfowisk: I — arktyczne poligonalne, II — palsa, III — aapa, IV — wysokie niżowe, V — wierzchowinowe, VI — wysokie i niskie, VII — niskie, VIII — obszar o znikomym zatorfieniu, IX — górskie

Localization of profiles with ^{14}C analyses against European peatland zones

Peatland zones: I — arctic, II — palsa, III — aapa, IV — lowland raised bogs, V — blanket bogs, VI — raised bogs and fens, VII — fens, VIII — area of slight peat formation, IX — mountain mires

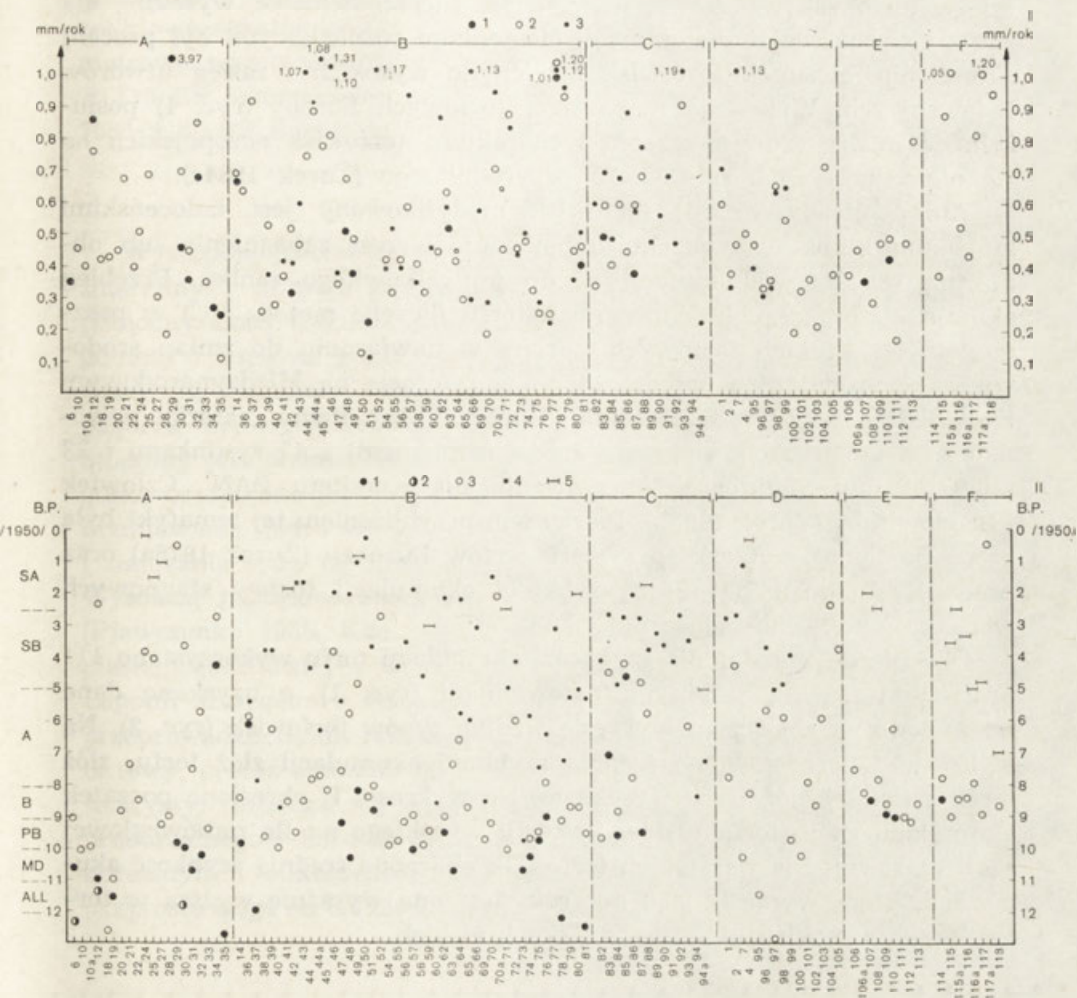
Profile: 1 — Tarnawa II, 2 — Smerek II, 3 — Kępa 2a, 4 — Szymbark, 5 — Witów II, 6 — Łukcze, 7 — Stopiec, 8 — Jazkowo, 9 — Wielkie Gacno, 10 — Zar 76, Darż 78, M — Łeba — Neptun, 12 Waryty, 13 — Jez. Družno, 14 — Kluki, 18 — Wizna, 19 — Le Moura, 20 — Założcy II, 21 — Stojanów II, 22 — Gelmiazewskoje, 23 — Retiazi 8, 24 — Piesocznia, 25 — Linia, 26 — Bałkaszinski, 27 — Tulica 37, 28 — Iwanowskie III, 29 — Somino, 30 — Bebrukas, 31 — Remmeski, 32 — Saviku, 32a — Ulila, 33 — Kuiksilla, 34 — Inlangan, 35 — Björkeröd mosse, 35a — Bysjon, 36 — Berendiejewo, 37 — Melechowo, 38 — Osieczenskoje, 39 — Tiesowo-Nietylskie, 40 — Szuwałowo, 41 — Zosu, 42 — Senno, 43 — Teosaare; 44 — Nigula I, Nigula II, 45 — Moksi, 46 — Orgita, 47 — Kalina, 48 — Vaharu, 49 — Koivasoo, 50 — Kangerjoki, 51 — Hattuvaara, 52 — Merijanjärvi, 53 — Linturahka, 54 — Varrasuo, 55 — Konnunsuo, 56 — Haukkasuo, 57 — Malköönsuo, 58 — Piilonsuo, 59 — Ra-backa, 60 — Mabo mose, 61 — Back mosse, 62 — Storemosse, 63 — Ageröds mosse, 64 — Draved mose, 65 — Süderlügung, 66 — Bissendorfer, 67 — Ahlenmoor, 68 — Dahldorf, 69 — Hohes Moor, 70 — Dreckmoor C, Dreckmoor J, 71 — Emmen, 72 — Holme Fen, 73 — Scaleby Moss, 74 — Tregaron, 75 — Red Moss, 76 — Dozmary Pool, 77 — Camp Hill Moss, 78 — Meenadoan, 79 — Garry Bog, 80 — Lackan I, 81 — Sluggan, 82 — Slieve Gallion, 83 — Beaghmore, 84 — Altnahinch, 85 — Slieve Croob, 86 — Gortcorbies, 87 — Ballynagilly S II, 88 — Slieve-na-slat, 89 — Butter, 90 — Glens Bridge, 91 — Exmoor, 92 — Featherbed, 93 — Leash Fen, 94 — Forramyrene I, Forra myrene II, 95 — Borkovicka blata, 96 — Acker, Oberharz, 97 — Wachselborn, 98 — Hangstli, 99 — Ajatskoje, 100 — Loucky, 101 — Obergurgl, 102 — Rostocker Hutte, 103 — Forramyrene III, 104 — Karasu I, 105 — Krijut 1, 106 — Virtaniemi XXXII, Virtaniemi XXX, 107 — Kaunispää, 108 — Tankavaara XX, 109 — Kaakkurilampi, 110 — Aapalampi, 111 — Maanselansuo, 112 — Puohtinsuo, 113 — Pticzje, 114 — Markkina-aapa, 115 — Kelottijanka-palsa, Kelottijanka-rimpl, 116 — Sottujöki-palsa, Sottujöki-rimpi, 117 — Syysjärvi-palsa, Syysjärvi-pounu, 118 — Kessivaara 8

W krajobrazowej strefie lasów mieszanych, w strefie lasostepu i stepu o możliwościach rozwoju torfowisk decyduje inny element środowiska, czyli rzeźba i związana z nią ściśle budowa geologiczna. Wpływają one bezpośrednio na obieg wody, określając warunki jej spływu powierzchniowego i podziemnego. W strefach tych dominują torfowiska niskie, tworzące się w zagłębieniach, w których ilość wody przechodząca z dopływu podziemnego (głównie), powierzchniowego oraz opadu przewyższa straty spowodowane parowaniem i odpływem. Torfowiska wysokie występują tu tylko w pewnych obszarach, uwarunkowanych czynnikami geomorfologiczno-hydrologicznymi, tj. na płaskich równinach, na tarasach i strefach przywododziałowych. Strefa torfowisk niskich poprzerywana jest jedynie astrefowymi obszarami górskimi. Piętrowość krajobrazów górskich związana z wyższymi opadami i zmniejszonym parowaniem umożliwia rozwój zatorfień, choć mają one niewielki zasięg. Na południe od strefy torfowisk niskich proces zatorfienia gra nieznaczną rolę. W obszarze stepów, półpustyń czy wyżyn, kotlin śródgórskich i nizin nadmorskich torf tworzy się przeważnie w warunkach długotrwałego lub stałego zalewu przeciwdziałającego rozkładowi szczątków roślinnych. W obszarach wybitnie suchych występują jedynie szuwarowe bagna beztorfowe, często zasolone.

Wyróżniającą cechą typów torfowych jest ich makromorfologia. Torfowiska niskie, których rozwój związany jest z poziomem wód podziemnych mają powierzchnię płaską lub lekko nachyloną. Uwypukła się ona znacznie tylko na skutek ciśnienia wód podziemnych w torfowiskach źródłiskowych. Torfowiska wysokie w klimatach wilgotniejszych, zasilane głównie opadami, tworzą symetryczne lub asymetryczne kopuły o różnej wysokości i różnym stopniu spłaszczenia. W oceanicznej strefie o dużych opadach torfowisko przykrywa rzeźbę terenu jednolitym płaszczem torfu wysokiego. W strefie klimatów zimnych na płytkich torfowiskach występują charakterystyczne poligony lub wysokie pagórki palsa ze zmarzlinowym jądrem pośrodku. Charakterystyczne przekroje i powierzchnię głównych europejskich typów torfowisk przedstawia rycina 3.

Torfowiska znane są również z obszarów podzwrotnikowych i tropikalnych. Wyliczyć można co najmniej trzydzieści kilka krajów Azji, Afryki i Ameryki Południowej, w których stwierdzono istnienie torfowisk, lecz nie były one badane i inwentaryzowane. Wysoki procent zatorfienia Indonezji, Malezji, Ugandy i Kuby (tab. 2) świadczy, że odpowiednie badania mogą zmienić w dużym stopniu obraz tabeli torfowisk świata.

Blizsze sprecyzowanie związków między rozmieszczeniem torfowisk a klimatem i rzeźbą (zwłaszcza polodowcową) umożliwiło wydzielenie granic stref torfowych Europy. Dla północno-zachodniej i północno-wschodniej części Europy wydzielano strefy o dominacji „klimatycznych”



Ryc. 2. Średnia szybkość akumulacji w profilach torfowisk Europy w mm/rok

I. 1 — złożę torfu z gytją, 2 — złożę torfu, 3 — złożę torfu wysokiego; A — torfowiska niskie, B — torfowiska wysokie, C — torfowiska wierzchowinowe, D — torfowiska górskie, E — torfowiska aapa, F — torfowiska palsa. II. Początek akumulacji utworów: 1 — gytją, 2 — torf podgytjowy, 3 — torf niski, 4 — torf wysoki, 5 — przerwa w akumulacji torfu. Okresy klimatyczne: SA — subatlantyczny, SB — subborealny, A — atlantyczny, B — borealny, PB — preborealny, MD — młodszy dryas, All — Alleröd

The average accumulation rate in the profiles of peatlands in Europe in mm per year

I. 1 — deposit of peat with gyttja, 2 — peat deposit, 3 — deposit of bog peats; A — fens, B — raised bogs, C — blanket bogs, D — mountain mires, E — aapa mires, F — palsa mires. II. The beginning of the accumulation of sediments: 1 — gyttja, 2 — peat under gyttja, 3 — fen peat, 4 — bog peat, 5 — an interval in the accumulation of peat. Climatic periods: SA — Subatlantic, SB — Subboreal, A — Atlantic, B — Boreal, PB — Preboreal, MD — Younger Dryas, All — Alleröd

typów torfowisk (tundrowe, palsa, aapa, wierzchowinowe, wysokie), dla Europy Środkowej i Południowej elementami różnicującymi był procent zatorfienia, stosunek torfowisk niskich do wysokich i zasięg utworów lodowcowych. Wykonana mapa stref torfowych Europy (ryc. 1) posłużyła do analizy rozmieszczenia i charakteru torfowisk europejskich na tle otaczającego ich środowiska przyrodniczego (Żurek 1984c).

Autonomiczny rozwój torfowisk modyfikowany jest holocenijskimi zmianami klimatycznymi, które powodują wzrost zabagnienia lub obniżanie szybkości akumulacji aż do jej całkowitego zaniku. Przebieg akumulacji oraz szybkość przyrostu torfu (liczone metodą ^{14}C) w poszczególnych strefach torfowych Europy w nawiązaniu do zmian środowiska przyrodniczego przedstawiono w referacie na Międzynarodowym Kongresie Torfowym w Dublinie (Żurek 1984b). Pełny materiał dowodowy na ten temat z wykazem źródeł (suplement) z 17 rysunkami i 23 tabelami zawarł autor w opracowaniu dla Komitetu PAN „Człowiek i Środowisko” (Żurek 1983b). Pierwszym przybliżeniem tej tematyki była praca na temat szybkości przyrostu torfów Euroazji (Żurek 1976a) oraz praca K. Tolonena (1979) o szybkości akumulacji torfów sfagnowych w Europie północno-zachodniej.

Obecnie do zagadnienia szybkości akumulacji torfu wykorzystano 111 profilów torfów z seryjnymi datowaniami (ryc. 1), a uzyskane dane zestawiono na zbiorczym wykresie według typów torfowisk (ryc. 2). Na wykresie I przedstawiono średnią szybkość akumulacji złóż torfu, złóż torfu z gytią i złóż torfu wysokiego. Na wykresie II określono początek akumulacji gytii, torfu niskiego i torfu wysokiego na tle radiowęglowej skali czasowej. Dla wszystkich torfowisk obliczono średnią szybkość akumulacji, która wyniosła 0,56 mm/rok. Jest ona wyraźnie wyższa w torfowiskach wysokich niż w torfowiskach niskich.

AKUMULACJA TORFU W STREFACH TORFOWYCH

TORFOWISKA TUNDROWE ARKTYCZNE

Spotkać je można w północno-wschodnim krańcu kontynentu i na wyspach arktycznych jak Nowa Ziemia i Szpicbergen (ryc. 1,I). Są to obszary wieloletniej zmarzliny, która leży tak blisko powierzchni (0,3—1,0 m), że warstwa torfu jest cienka i dochodzi do kilkudziesięciu centymetrów. Torfowiska, najczęściej poligonalne, występują rzadko na tle silnie zabagnionej turzycowej tundry. Torf tworzy się z eutroficznej turzycowo-mszystej lub mszystej roślinności, zasilanej roztopową wodą z roztażającej zmarzliny i śniegu. Intensywność przyrostu torfu jest nie-

wielka, ale w strefie tej, zwłaszcza na Szpicbergenie, spotkać można reliktowe subatlantyckie lub preborealno-borealne złoża, w których 1,5-metrowe warstwy torfu odkładały się w ciągu 1000 (2770 ± 110 — 1910 ± 110 BP Semmeldalen — Zelikson 1971) lub 2000 lat (10360 ± 260 — 7965 ± 80 BP Reindalen — Punning *et al* 1980).

TORFOWISKA PALSZA

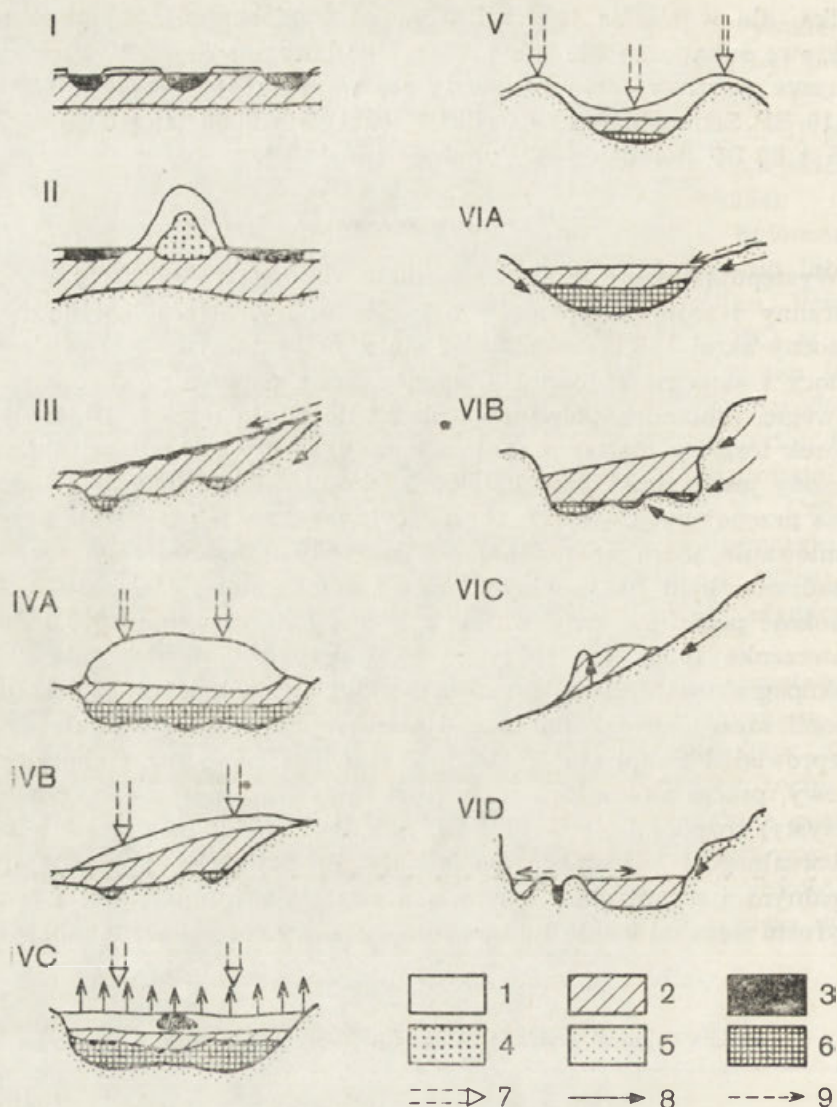
Występują jeszcze w strefie klimatu zimnego na obszarze wyspowej zmarzliny i zajmują południową część tundry, strefę lasotundry oraz północny skraj tajgi, przeplatając się z poligonalnymi torfowiskami na północy i aapa na południu. Ciągają się one poprzez północną Szwecję, Norwegię, Finlandię, półwysep Kola aż do Uralu (ryc. 1, II). Izolowany pagórek torfowy (palsa) w postaci kopuły, tarczy lub wijącej się grzędy otoczony jest podmokłymi dolinkami (rimpi). Stale zmarznięte jądro pagórka przepojone jest lodem segregacyjnym. Pagórek powstaje przez narznięcie jądra za pomocą ssania wody z otaczającego torfowiska i osadzania lodu na granicy warstwy zamrażonej (Jahn 1970, 1976). Wysokość pagórków zwiększa się z północy na południe od 0,5 do 8 m (Pjawczenko 1955, Kac 1971), co było przyczyną wydzielenia 2 stref: płaskopagórkowatej i wielkopagórkowatej. W północnej części fińskiej Laponii szczegółowe badania nad wiekiem, genezą i charakterem palsa przeprowadził Salmi (1968, 1972). Torfowiska palsa mają charakter reliktowy, proces akumulacji torfu (torf turzycowó-mszysty lub sfagnowo-mszysty) rozpoczął się według M. Salmiego (1972) na przełomie okresu preborealnego i borealnego (9030 ± 180 BP-palsa Syysjärvi). W okresie borealnym i atlantyckim torfowiska narastają intensywnie, a wartość przyrostu sięga od 0,8 do 1,8 mm/rok. Burzliwy rozwój torfu zahamowany

Tabela

Średnia (ważona) szybkość akumulacji w profilach torfowisk Europy

Rodzaj torfowiska	Złoże torfu z gytą		Złoże torfu bez gytii		Torf wysoki		Torf niski	
	A	B	A	B	A	B	A	B
Niskie niżowe	21	0,52	21	0,47				
Wysokie niżowe	44	0,60	44	0,61	45	0,71		
Wierzchowinowe			14	0,57	14	0,61		
Górskie wysokie			8	0,52	7	0,68		
Górskie niskie			7	0,41			12	0,43
Aapa			9	0,52				
Palsa			8	0,68				
	średnia:		111	0,56				

A — liczba profili; B — szybkość akumulacji w mm/rok



Ryc. 3. Typy torfowisk (wg Bellamy 1972, Okruszko 1982, z uzupełnieniami autora)

I – poligonalne, II – palsa, III – aapa, IVA – wysokie kopułowe, IVB – wysokie stokowe, IVC – wysokie płaskie kontynentalne, V – wysokie wierzchowinowe, VIA – niskie topogeniczne, VIB – niskie soligeniczne, VIC – niskie źródłiskowe, VID – niskie fluwio-geniczne; 1 – torf wysoki, 2 – torf niski, 3 – woda, 4 – zmarzlina, 5 – podłoże, 6 – gytja, 7 – wody opadowe, 8 – wody podziemne, 9 – wody powierzchniowe

Type of peatlands (according to Bellamy 1972, Okruszko 1982, with the autor's supplement)

I – arctic, II – palsa, III – aapa, IVA – raised dome bogs, IVB – eccentric raised bogs, IVC – continental bogs, V – blanket bogs, VIA – topogenous fens, VIB – soligenous fens, VIC – spring fens, VID – fluviogenous fens; 1 – bog peat, 2 – fen peat, 3 – water, 4 – frozen ground, 5 – bedrock, 6 – gyttja, 7 – rainfall, 8 – underground waters, 9 – surface waters

został całkowicie lub znacznie się zmniejszył na przełomie okresu atlantyckiego i subborealnego. Na skutek ochłodzenia tworzą się pagórki palsa, które z biegiem czasu w okresie subborealnym i subatlantyckim ulegają degradacji, tworzą się szczeliny i rozcięcia erozyjne. W ostatnim tysiącleciu zaczęły się rozwijać liczne płytkie (30—60 cm) turzycowe lub mszarne torfowiska, zajmując wszelkie termokrasowe i erozyjne obniżenia. Szybkość akumulacji tych młodych torfowisk jest wysoka, bo dochodzi w Finlandii w profilu Syysjärvi prawie do 1,2 mm/rok (Salmi 1972), a miąższość (60 cm) wskazuje, że tworzą się do głębokości czynnej strefy zmarzliny. Średnia szybkość akumulacji dla torfowisk palsa, na którą składa się przyrost borealno-atlantycki wynosi 0,68 mm/rok (tab. 3).

TORFOWISKA AAPA

Ten specyficzny typ torfowisk występuje w północnej i środkowej Skandynawii (do 60°30' w Szwecji), w Karelii, na półwyspie Kola i w dorzeczu Peczory (ryc. 1, III). Są to obszary młodej rzeźby ostatniego zlodowacenia (równiny morenowe, kotliny jeziorne, strefy morenowe i kemo-we), o zatorfieniu wahającym się od 10 do 50^{0/0}. Cechy charakterystyczne torfowisk to położenie na opadającym łagodnie stoku (ryc. 3, III), mezotroficzne (lub oligotroficzne) kępy lub grzędy przeplatające się z eutroficznymi (lub mezotroficznymi) dolinkami, złoża typu niskiego lub przejściowego, bezleśność. Torfowiska zalewane są długo stagnującymi wiosennymi wodami z topniejących śniegów, które powoli odpływają w jednym kierunku, wykorzystując ogólne nachylenie. Wody roztopowe ograniczają rozwój oligotroficznych torfowców, które lokują się wyłącznie na wyniesionych kępach lub grzędach. Powierzchnie torfowisk aapa wahają się od kilku do kilku tysięcy hektarów, a miąższość złóż od 2 do 7 m. Akumulacja torfu lub gytii rozpoczynała się już sporadycznie w końcu późnego glacjału i w okresie preborealnym, a na szerszą skalę rozwinęła się w okresach borealnym oraz początkach atlantyckiego. Największe tempo przyrostu osiągnęły torfowiska aapa w okresach atlantyckim i borealnym, dochodziło ono w Karelii radzieckiej do 1,2 mm/rok (Jelina 1981). Zmniejszyło się w okresie subborealnym (0,5 mm/rok) i podwyższało stopniowo w okresie subatlantyckim (0,7 mm/rok). W torfowiskach fińskich szybkość akumulacji jest niższa niż w Karelii radzieckiej i waha się od 0,2 (ryc. 2, nr 108) do 0,48 mm/rok (ryc. 2, nr 109, 112).

TORFOWISKA WYSOKIE NIZOWE

Strefa, w której torfowiska wysokie dominują zdecydowanie nad torfowiskami niskimi obejmuje środkową i południową tajgę, oraz północną część strefy lasów mieszanych (53°—36°). Duże kompleksy torfowisk wysokich zajmują najczęściej obszerne przymorskie niziny ostatniego

złodowacenia w rejonie Morza Północnego i Bałtyku, nie przekraczające 100—200 m n.p.m. (Wlk. Brytania, Irlandia, płn. Niemcy, płd. Skandynawia, Litwa, Łotwa, Estonia). W kierunku wschodnim strefa torfowisk wysokich zajmuje coraz bardziej północne obszary, osiągając brzegi Morza Białego i górny bieg Peczory (ryc. 1, IV).

Najbardziej istotne cechy torfowisk wysokich to zasilanie wodami opadowymi, oligotroficzne zbiorowiska mszarne lub leśne, duże miąższości torfu dochodzące do 7—8 m, średnio 2,6 m (Kac 1971) oraz charakterystyczna mikro- (kępowo-dolinkowa) i makromorfologia powierzchni torfowiska (ryc. 3). W zależności od stosunku opadów do parowania torfowisko cechuje się mniej lub bardziej wyraźną kopułą, koncentrycznie opadającą na wszystkie strony. W obszarach przymorskich o dużej przewodzie opadów nad parowaniem kopuła torfowisk ulega erozyjnemu rozmyciu, a centrum torfowiska jest płaskie. Posuwając się coraz bardziej w głąb lądu, w rejonach o letniej przewodzie parowania nad opadem, kopuła staje się coraz bardziej spłaszczona, a powierzchnia pokrywa się zbiorowiskami leśnymi. W obszarach gdzie opady równoważą parowanie wypiętrzenie kopuły jest największe, a torfowisko zamyka swój wzrost kompleksem erozyjnym, jak np. znane torfowisko Komosse w południowo-wschodniej Szwecji (Oswald 1923). Letnia przewaga parowania nad opadem powoduje, że prawie we wszystkich torfowiskach tej strefy torf wysoki narasta na cieńszej lub grubszej warstwie torfu niskiego, podścielonego często gytcią. Obniżenie bowiem w lecie poziomu wody gruntowej poniżej powierzchni powoduje, że torf wysoki nie może się zawiązać samorzutnie na twardym podłożu mineralnym (Kulczyński 1939/40). W obszarach wznoszących się nad poziom nizin (Finlandia, Norwegia, Szwecja, Wlk. Brytania) rozwijają się torfowiska wysokie założone na opadającym stoku o jednostronnie nachylonej powierzchni (ryc. 3, IVB).

Początek akumulacji gytii lub spągowych torfów niskich w niżowych torfowiskach wysokich sięga okresu preborealnego i borealnego. Torfy wysokie rozwijają się dopiero od okresów atlantyckiego (15 profilów), subborealnego (12 profilów) i subatlantyckiego (11 profilów). Badania nad początkiem tworzenia się kęp i dolinek torfowiska fuscum zarówno w Finlandii, jak i Estonii wykazały, że okres ten zamyka się w latach 3200—2200 BP (Aartolahti 1967). Różne układy stratygraficzne, mniejsza lub większa warstwa gytii czy torfu wysokiego powodują, że średni przyrost złóż w profilach jest zróżnicowany. Średnia ważona szybkość akumulacji dla wszystkich 45 profilów wynosi 0,60 mm/rok, dla torfu wysokiego 0,71 mm/rok, a skalę rozpiętości obrazuje rycina 2. I. Na wielkość średniej wpływają znacznie szybkości przyrostu torfów wysokich, zwłaszcza irlandzkich czy estońskich, przekraczające 1 mm/rok (1,07—1,31). Analizując zmiany długookresowe można zaobserwować wysoką szybkość akumulacji w okresie subatlantyckim (od 0,9 do 1,3 mm/rok), stosunkowo niską w subborealnym i atlantyckim oraz w niektórych profilach (ryc. 2, nr 55, 57, 80) znów wysoką w okresie borealnym, co

pozytywnie należałoby wiązać z klimatem. Dwa reperowe profile tej strefy: Ageröds mosse (Nilsson 1964) i Draved mose w Danii (Aaby, Tauber 1974), mające 33 i 69 datowań, wykazują wyraźną fluktuację szybkości przyrostu torfu sfagnowego w holocenie. W profilu szwedzkim fazy o szybkiej akumulacji odpowiadają torfom sfagnowym, o słabym rozkładzie, w Danii natomiast korelacji takiej nie znaleziono. Wydaje się, że w torfowisku duńskim grają rolę czynniki lokalne, gdyż jak stwierdził K. Tolonen (1979), który porównał dużą liczbę danych ze złóż wysokich w północno-zachodniej Europie, istnieje wyraźna negatywna korelacja między stopniem rozkładu torfów wysokich a szybkością ich akumulacji.

Niską szybkość akumulacji w środkowej i dolnej części profilu Draved mose autorzy wiążą z autokompakcją. O tym, że czynnik ten nie gra powszechnej roli świadczą dane dotyczące złóż karelskich (Jelina 1981), gdzie najgłębiej leżące torfy borealno-atlantyckie przyrastają szybciej niż przykrywające je torfy subborealne czy nawet subatlantyckie. Wysoki przyrost (0,6—1,7 mm/rok) wiąże się tutaj ze sprzyjającymi warunkami klimatycznymi, co niweluje wpływ rzeźby (torfowiska tarasów nadmorskich, równin i wysoczyzn morenowych mają podobny przyrost we wszystkich okresach holocenu, poczynając od borealnego).

TORFOWISKA WIERZCHOWINOWE

Jest to specyficzny rodzaj torfowisk wysokich, występujący w wyżynnej, podgórskiej (200—500 m npm., i przymorskiej strefie Irlandii, Walii, północnej Anglii, Szkocji i Norwegii (ryc. 1, V). Torf wysoki odkłada się wprost na podłożu mineralnym lub na torfach niskich, przykrywając jakby „płaszczem” zarówno wierzchowiny, stoki, jak i obniżenia terenu. Wybitnie morski klimat o całorocznej przewadze opadu (z przewagą opadów zimowych) nad parowaniem powoduje, że oligotroficzny torf wysoki w szybkim tempie opanowuje dolinowe obszary torfowisk niskich i rozdzielające je strefy wododziałowe. W Irlandii torfowiska wierzchowinowe ograniczają się do obszarów, gdzie opady przewyższają 1250 mm/rok, a torfowiska wysokie kopułowe do obszarów o izohietach 700—1000 mm/rok.

O ile spągowe torfy niskie pojawiają się tu jak i w innych obszarach od okresu preborealnego, o tyle torfy wysokie praktycznie dopiero w okresie subborealnym. Są one silnie rozłożone, a nieliczne znalezione w nich szczątki wełnianki, wełnianeczki, wrzosu, situ i torfowców wskazują na zbiorowiska mszarne, które i dziś występują na ich powierzchni. Datowanie spągu torfu w kilkunastu torfowiskach wierzchowinowych Irlandii, zakładających się wprost na podłożu mineralnym wykazało, że rozwijają się one od połowy okresu subborealnego (3700 BP) i początków subatlantyckiego (2700 BP). Sugeruje to wpływ klimatu (zwiększona wilgotność, ochłodzenie) jak i, być może mocno podkreślony przez badaczy

angielskich, wpływ wczesnego odlesiania (Moore 1975). Wyraźniej jeszcze wpływ klimatu obserwować można w torfowiskach norweskich (Hafsten, Solem 1976). Torfy wysokie akumulują się w okresie borealnym i atlantyckim (ryc. 2 nr 94 i 94a), a w końcu tego okresu nastąpiło zahamowanie przyrostu i erozja, co wiązać należy, jak w przypadku torfowisk palsa, z subborealną falą chłodu i zawilgocenia.

TORFOWISKA NISKIE

Obszary z dominacją torfowisk niskich, w których o rozmieszczeniu i zróżnicowaniu złóż decyduje rzeźba i litologia występują w Europie Środkowej i Południowej (ryc. 1: VI, VII, VIII). Dokonano tu jednocześnie największych zmian w stosunku do wszystkich dotychczasowych podziałów torfowisk Europy. Opierając się na materiałach z obszaru Polski (Żurek 1982), Białorusi (Konojko 1972), Ukrainy (Bradis *et al* 1973), NRD (Lange, Succow 1979), RFN (Grosse-Brauckmann 1967) i mapie torfowisk Polesia (Kulczyński 1939/40) wykreślono zasięgi 3 stref. W części przylegającej do strefy torfowisk wysokich (strefa VI) torfowiska niskie, choć dominują, przeplatają się z torfowiskami wysokimi. Torfowiska niskie zajmują obniżenia dolinowe oraz zagłębienia bezodpływowe, odpływowe i przepływowe na sandrach, starszych tarasach oraz wysoczyznach morenowych. Zatorfienie sięga kilku lub kilkudziesięciu procent, podwyższając się jedynie w ogromnych zabagnionych staroaluwialnych kotlinach typu Polesia czy Niziny Mieszczery. Na obszarach rzeźby młodoglacjalnej (Polska, NRD) dominują małe, ale bardzo liczne i głębokie torfowiska bezodpływowe, na obszarach starszej zdenudowanej rzeźby polodowcowej (ZSRR, RFN) złoża większe, przeważnie dolinowe. W warunkach letniej przewagi parowania nad opadem akumulacja torfu niskiego odbywać się może jedynie w warunkach dopływu wód podziemnych. Spiętrzenie napływających wód przez roślinność bagienną jest tu według S. Kulczyńskiego (1952) motorem napędowym przyrostu grubości masy torfowej. W zależności od intensywności dopływu wody, rzeźby podłoża i okresowych zalewów wodami powierzchniowymi akumulują się różne rodzaje torfów niskich: szuwarowe, turzycowiskowe, olesowe i mechowiskowe (Oświt 1975, 1977). Torfowiska wysokie, spiętrzające wodę opadową dzięki biologicznym własnościom torfowców, lokują się w pobliżu stref wododziałowych lub na wyższych tarasach nadzalewowych opuszczonych całkowicie przez wody rzeczne. W Europie Zachodniej dominują płaskie dywanowe torfowiska mszarne typu *Sphagnum rubellum*, w Europie Środkowej wypukłe torfowiska typu *Sphagnum medium* i *Sphagnum fuscum*, a na południe i wschód od strefy torfowisk wypukłych płaskie torfowiska leśne sosnowo-mszarne (Jasnowski, Jasnowska, Markowski 1968).

W strefie VII dominują prawie wyłącznie torfowiska niskie. Zatorfienie waha się około 10%, podwyższając się jedynie w predestynowanych

geomorfologicznie obszarach, jak duże pradoliny, starsze sandry czy kotliny otoczone wyższymi poziomami. Torfowiska opiewają z reguły od cinki dolin rzecznych, związane z intensywniejszym dopływem wód podziemnych (strefy przyboczowe), a przy braku erozyjno-akumulacyjnych procesów korytowych, nieraz całe tarasy zalewowe. W tych warunkach akumulują się najczęściej zamulone torfy szuwarowe, turzycowiskowe lub olesowe, rzadziej natomiast mechowiskowe. W torfowiskach zalewanych, czyli szuwarowych, turzycowiskowych i olesowych, miąższość torfu nie jest na ogół duża (1—3 m), jedynie w złożach mechowiskowych zasilanych wyłącznie wodami podziemnymi osiąga znaczne wartości (3—6 m). W lasostepowych silnie urzeźbionych obszarach Wyżyny Środkoworosyjskiej, czy wysoczyznowych terenach Europy Środkowej torfy dolinowe pogrzebane są często miąższym nadkładem aluwialno-deluwialnym (druga połowa okresu subatlantyckiego), związanym z wylesianiem przez człowieka obszarów przydolinowych (Serebrannaja 1980). O ile na obszarach młodoglacjalnych strefy VI torfy podścielone są często gytiami, tutaj zdarza się to rzadko. W dolinach występować mogą gytie starorzeczne, w pradolinach gytie zastoisk wód przylodowcowych, a na obszarach międzyrzeczy gytie jeziorok krasowych czy suffożyjnych.

W obszarach leżących na południe od granicy strefy VII, którą w Europie Środkowej i Zachodniej związane z najdalszym zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego, a więc z granicą dość jeszcze wyraźnych form lodowcowych, proces zatorfienia jest niewielki. W strefie tej (VIII) zatorfienie nie przekracza 1% i ogranicza się do specyficznych miejsc, jak obszary źródliskowe, doliny zalewowe, delty rzeczne, obszary przyjeziorne czy strefy krasowe. W Europie Wschodniej jest to obszar stepów i półpustyń, w Europie Środkowej i Zachodniej obszar wyżyn, kotlin śródgórskich i nizin nadmorskich. Akumulowane torfy szuwarowe są przeważnie silnie zamulone lub nawet przewarstwiane namułami. W obszarach bardziej suchych występują jedynie beztorfowe bagna szuwarowe, często zasolone. W strefach źródliskowych i wyżynnych akumulacja torfu może być nawet stosunkowo wysoka na skutek obfitego dopływu wód podziemnych przy utrudnionym ich odpływie. Profile torfowisk niskich z rozpoznaną szybkością akumulacji torfu, a jest ich 21 (ryc. 2), pochodzą zarówno z obszarów staroglacjalnych (profile 20—29), młodoglacjalnych (6, 10, 12, 30—35), jak i pozaglacjalnych (19). Analizowane były „stare” profile, gdyż początek akumulacji wiąże się z późnym glaciałem (10 profilów) lub wczesnym holocenem (6 profilów), w pozostałych spąg nie został określony datami. Średnie szybkości akumulacji wahają się między 0,4—0,5 mm/rok, wysokie przyrosty wiążą się na ogół z profilami o miąższej warstwie gytii i młodej akumulacji torfu, niskie natomiast z płytkimi złożami torfów drzewnych (28, 34, 35). Średnia (ważona) szybkość akumulacji dla złożów torfu niskiego wynosi 0,47 mm/rok (tab. 3). W profilach z dużą liczbą dat (10, 10a, 20) można zaobserwować pewną długookreso-

wą fluktuację: wysoka szybkość akumulacji w okresie borealnym, dwukrotnie niższa w atlantyckim i w subborealnym oraz ponownie wysoka w okresie subatlantyckim. W dolinowych złożach Wyżyny Środkoworosyjskiej (23—27) torfy narastają głównie w okresie subborealnym i subatlantyckim, a pogrzebane zostały mięszym nadkładem aluwialno-deluwialnym w końcu tego okresu. Jedynie w grupie torfowisk niskich napotkano mechowiskowe torfy podgytiowe, zatopione w późnoglacialnym okresie młodego dryasu. Geneza tego zjawiska związana jest z młodoglacjalnymi procesami wytopiskowymi lub lokalnymi procesami krasowo-suffozyjnymi. Podobnej genezy jest prawdopodobnie 40-metrowe złożo gytii przykryte 1-metrową warstwą torfu trzciniowego jeziora Somino (ryc. 2, nr 29) o bardzo dużej szybkości akumulacji 3,97 mm/rok — holoceniński fenomen w skali światowej (Neustadt 1965).

TORFOWISKA GÓRSKIE

W strefie gór zatorfienie jest minimalne i sięga dziesiątych i setnych części procenta (ryc. 1, IX). Występowanie torfowisk ograniczone jest warunkami geomorfologicznymi, zwłaszcza działalnością erozyjno-denuwacyjną w dolinach i brakiem większej liczby form wklęsłych. Złoża górskie, o niewielkiej zazwyczaj powierzchni, tworzą się na brzegach jezior, terasach nadzalewowych, w niszach osuwiskowych, w zagłębieniach morenowych, na stokach i płaskich wierzchowinach. Rozwojowi torfowisk sprzyjają zwiększone opady i niższe temperatury, charakterystyczne dla wyższych górskich pięter klimatyczno-roślinnych. Oprócz typowych kołuowych, stokowych i przyjeziornych torfowisk wysokich występują tu źródłiskowe soligeniczne torfowiska wiszące oraz przysypane na skutek ruchu lodowców torfowiska pogrzebane. Zależnie od lokalnych warunków wodnych, torfowiska utrzymują się w typie niskim lub przechodzą na pewnym etapie rozwoju w typ wysoki. Wiąże się to z erozją wgłębną rzek i strumieni, z kaptażem lub z wyrastaniem złoża ponad poziom wód gruntowych. W zjawiskach tych odczytać można wpływ klimatu, zwłaszcza wilgotności (procesy erozyjne i osuwiskowe). Mięszość torfowisk górskich jest bardzo różna, złoża wiszące na stokach są na ogół bardzo płytkie. Złoża wysokie mogą akumulować 5—7 m torfu. Górskie złoża torfu zakładają się prawie wyłącznie drogą zabagnienia gruntów mineralnych, często na cienkiej lub grubszej warstwie ilów.

Najstarsze i najpełniejsze badania przeprowadzono w Alpach. Liczbę torfowisk alpejskich szacuje się na 5,5 tys. i na ich temat ukazało się kilka monografii. Najstarsze 5,5-metrowe złożo alpejskie (i prawdopodobnie europejskie) Wachseidorn³ w Alpach Szwajcarskich (980 m n.p.m.)

³ Najstarsze, jak się wydaje, osady alpejskie (gytia wapienno-ilasta) datowane na 13220 ± 190 BP odkryto w torfowisku Lanser (Bortenschlager 1977).

rozwija się od początku późnego glacjału (12920 ± 130 BP) do dziś (Heeb, Welten 1972). Na torfach turzycowo-mszystych dopiero w początkach okresu subborealnego, podobnie jak w złożach wierzchowinowych, zaczyna odkładać się sfagnowy torf wysoki. Średnia szybkość akumulacji torfowisk górskich wiąże się z typem złoża. W torfowiskach niskich jest niższa (0,41 mm/rok), w torfowiskach wysokich wyższa (0,52 mm/rok). Jeszcze większa rozpiętość cechuje warstwy torfów niskich i wysokich (0,43 i 0,68 mm/rok). Najwyższe wartości przyrostu zanotowano w okresie subatlantyckim, niższe w subborealnym i atlantyckim. W turzycowym złożu Alp Austriackich Rostocker Hutte leżącym dziś powyżej górnej granicy lasu (2270 m n.p.m.) napotkano w końcu okresu borealnego (8040 ± 120 BP) i w końcu okresu atlantyckiego (6400 ± 100 — 4580 ± 90) warstwy pni, które mówią nam o wysokim położeniu górnej granicy lasu w starszym i środkowym holocenie (Bortenschlager, Patzelt 1969). Szerzej klasyfikację i charakter torfowisk górskich w Europie omówił A. Obidowicz (1985).

ROZMIESZCZENIE I CHARAKTER ZŁÓŻ TORFU W POLSCE

Polska to kraina torfowisk niskich (92⁰/₀ ich ogólnej powierzchni). Przez jej obszar przebiegają prawie równoleżnikowo strefy VI, VII, VIII, a w południowej części występuje również strefa torfowisk górskich (ryc. 1). Z szerokiego kręgu zagadnień dotyczących złóż torfowych rozpatrzone zostaną niektóre tylko problemy, jak: związek rzeźby i litologii z rozmieszczeniem oraz genezą torfowisk na obszarze Polski, szybkość akumulacji osadów w torfowiskach i jako wynik tej akumulacji zasoby materii organicznej zgromadzone w złożach Polski.

ROZMIESZCZENIE I CHARAKTER TORFOWISK NA TLE RZEŻBY

Rozmieszczenie torfowisk na obszarze Polski nie jest równomierne. Przede wszystkim wynika ono z charakteru rzeźby ukształtowanej w czasie ostatniego zlodowacenia i w holocenie (Żurek 1976b, 1980). Mapa torfowisk Polski (ryc. 4) pozwala wyróżnić dwa zasadnicze obszary. Na jednym z nich dominują torfowiska zalegające w różnego rodzaju zagłębieniach — bezodpływowych, odpływowych i przepływowych. Torfowiska występują tu na wysoczyznach morenowych, sandrach, w rynnach jeziornych, pradolinach ostatniego zlodowacenia i jego bezpośredniego przedpola oraz na obszarach krasowych i wydmych poza jego granicami. Drugą grupę tworzą torfowiska dolin rzecznych na obszarze starszych zlodowaceń. Zatorfienie nie obejmuje na ogół całej doliny, lecz ogranicza się do pewnych jej odcinków. Torfowiska zalegają najczęściej w górnych biegach rzek, natomiast w środkowych i dolnych wypełniają starorzecza, obszary przytarasowe i zboczowe. Duże kompleksy torfowe spotkać można tylko w międzyrzeczach rozdzielających większe rzeki o tendencjach erozyjnych (Polesie Lubelskie, Pradolina Bzury-Neru).

Glacialna rzeźba Polski rozwijająca się od 1 mln lat w trakcie kolejnych, coraz młodszych zlodowaceń znajduje się na różnym etapie przekształcenia i w związku z tym posiada odmienny inwentarz wszelkich obniżzeń — potencjalnych form ulegających zatorfieniu. Liczba torfowisk wiąże się bezpośrednio z charakterem i wiekiem rzeźby, gdyż w obszarach młodoglacjalnych znajduje się aż 82⁰/₀ torfowisk, a w górach i na wyżynach tylko 3,4⁰/₀ (por. Żurek 1986).

Charakterystyki liczbowe torfowisk w różnych typach rzeźby

Cechy wyszczególnień	Rzeźba młodoglacjalna				Rzeźba staroglacjalna				Wyżyny				Góry							
	Wybrzeże Słowińskie		Pojezierze Zachodnio-suwalskie		Kotlina Kurpiowska		Wysoczyzna Wysokoma-zowiecka		Dolina Wisły Puławy-Warszawa		Wyżyna Świętokrzyska		Wyżyna Częstochowska		Podkarpacie Równina Biłgorajska		Bieszczady		Tatry	
Liczba torfowisk	65		352		411		83		45		44		12		203		13		8	
Liczba złóż torfu	109		357		439		92		51		47		12		209		14		8	
Powierzchnia torfowisk w ha	24 822		3 056		36 175		3 312		5 632		699		185		5 500		125		7	
Średnia powierzchnia torfowiska w ha	382		9		82		40		125		16		15		27		15		0,9	
Maksymalna powierzchnia złóż w ha	2 150		329		2 105		742		1 000		186		91		269		31		1,6	
Powierzchnia regionu geograficznego w km ²	1 100		670		3 398		2 300		1 564		1 355		1 870		1 322		2 430		200	
Zatorfienie regionu w %*	22,6		4,6		10,6		1,4		3,6		0,5		0,1		4,16		0,05		0,03	
Średnia miąższość w m**	2,07		1,92		1,00		1,09		1,26		0,98		1,35		0,93		1,59		3,58	
Maksymalna miąższość złoża w m	8,4		6,2		7,3		4,3		4,8		4,0		4,5		4,5		6,0		6,6	
Zasoby pierwotne torfu w tys. m ³	514 929		58 721		361 104		36 191		70 833		6 869		2 493		51 049		1 988		251	
Liczba złóż gytii podtorfowej	31		251		105		6		4		3		5		6		—		—	
Powierzchnia złóż gytii w ha	2 097		1 836		5 276		44		108		11		14		192		—		—	
Jeziornosc w %***	8,4		60,0		14,6		1,3		1,92		2,6		7,6		3,49		—		—	
	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%	liczba	%
Wielkość złóż torfu:																				
< 10 ha	25	23	305	85	149	34	47	51	14	27	31	66	7	58	117	56	9	64	8	100
10–100 ha	31	28	46	13	213	48	37	40	24	47	15	32	5	42	78	38	5	36	—	—
> 100 ha	53	49	6	2	77	18	8	9	13	26	1	2	—	—	14	6	—	—	—	—
Średnia miąższość złóż:																				
< 0,8 ha	21	19	7	2	245	56	40	44	21	41	17	36	9	75	143	68	3	21	—	—
0,8–2,0 m	50	46	199	56	183	42	51	51	29	57	28	60	3	25	65	31	8	58	1	12
> 2,0 m	38	35	151	42	11	2	1	1	1	2	2	4	—	—	1	1	3	21	7	88
Maksymalna miąższość złóż:																				
< 1,0 m	13	12	8	2	155	35	38	41	15	29	12	26	8	67	114	54	—	—	—	—
1–2 m	33	30	124	35	221	50	38	41	28	55	24	51	3	25	71	34	4	28	—	—
> 2 m	63	58	225	63	63	15	16	18	8	16	11	23	1	8	24	12	10	72	8	100
Popielność złóż:																				
< 10%	13	12	42	12	17	3	2	2	—	—	3	6	1	8	59	35	6	43	6	76
10–20%	42	39	207	58	222	51	28	30	19	37	21	45	4	34	65	39	5	36	1	12
> 20%	54	49	108	30	200	46	62	68	32	63	23	49	7	58	44	26	3	21	1	12

* powierzchnia torfowisk/powierzchnia regionu; ** zasoby/powierzchnia torfowisk; ***powierzchnia gytii/powierzchnia torfowisk

Tabela 5

Stratygrafia złóż torfu w różnych typach rzeźby

Typy i rodzaje złóż	Rzeźba młodoglacjalna												Rzeźba staroglacjalna												Góry																			
	Wybrzeże Słowińskie				Pojezierze Zachodnio-suwalskie				Kotlina Kurpiowska				Wysoczyzna Wysokomazowiecka				Dolina Wisły Puławo-Warszawa				Wyżyna Świętokrzyska				Wyżyna Częstochowska				Podkarpacie				Bieszczady				Tatry							
	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%	liczba	%	powierzchnia	%				
Złóża niskie szuwarowe*	85	78	19 646	78	306	85	2366	77	421	96	34 834	96	87	95	3134	95	50	98	5616	99,7	34	73	586,5	84	9	75	62	34	89	42	2176	40	3	21	18	15	1	13	0,5	7				
turzcówiskowe	18	16	6 688	27	43	12	716	23	18	4	1 216	3	3	3	29	1	4		2151	38	—	—	—	—	2	17	5	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
mechowiskowe	17	16	6 491	26	52	14	300	10	59	13	5 156	14	20	22	1258	38	10		212	4	5	11	92	13	—	—	—	—	13	6	519	9	1	7	7	6	—	—	—	—				
olesowe	13	12	1 046	4	37	10	333	11	35	8	5 679	16	20	22	650	20	4		826	14,7	6	13	52	7	6	50	40	22	44	21	475	9	—	—	—	—	—	—	1	15	0,5	7		
Złóża przejściowe	37	34	5 336	21	174	49	1017	33	309	70	22 783	63	44	48	1197	36	32		2427	43	23	49	442,5	64	1	8	17	9	32	15	1182	22	2	14	11	9	—	—	—	—	—	—	—	—
Złóża wysokie	2	2	62	0,5	31	9	263	9	9	2	544	1,9	1	1	14	0,5	1	2	16	0,3	10	21	41	6	—	—	—	—	57	27	1164	21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Złóża mieszane**	4	4	1 479	6	10	3	98	3	5	1	758	2	1	1	6	0,2					1	2	6,5	1	1	8	28	15	39	19	1340	24	7	50	72	57	5	62	4,6	66				
Złóża pogrzebane***	11	10	3 635	15	10	3	329	11	1	0,5	2	—	1	1	3	0,1					1	2	64	9	2	17	95	51	24	12	820	15	3	22	21	17	2	25	1,9	27				
Złóża zdegradowane****	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2	2	155	4,2					1	2	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Złóża zdegradowane****	7	6	85	0,5	—	—	—	—	5	0,7	37	0,1	—	—	—	—					—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	7	14	11	—	—	—	—				
Razem	109	100	24 822	100	357	100	3056	100	439	100	36 175	100	92	100	3312	100	51	100	5632	100	47	100	699	100	12	100	185	100	209	100	5500	100	14	100	125	100	8	100	7,0	100				

* jednorodne i wielowarstwowe, tzn. takie w których torf szuwarowy zalega na niskim torfie innego rodzaju; ** złoża, w których torfy przejściowe i wysokie leżą na torfach niskich lub są nimi przykryte; *** złoża przykryte co najmniej 0,5-metrowym nadkładem mineralnym; **** złoża z torfem, który uległ prawie całkowitej humifikacji.



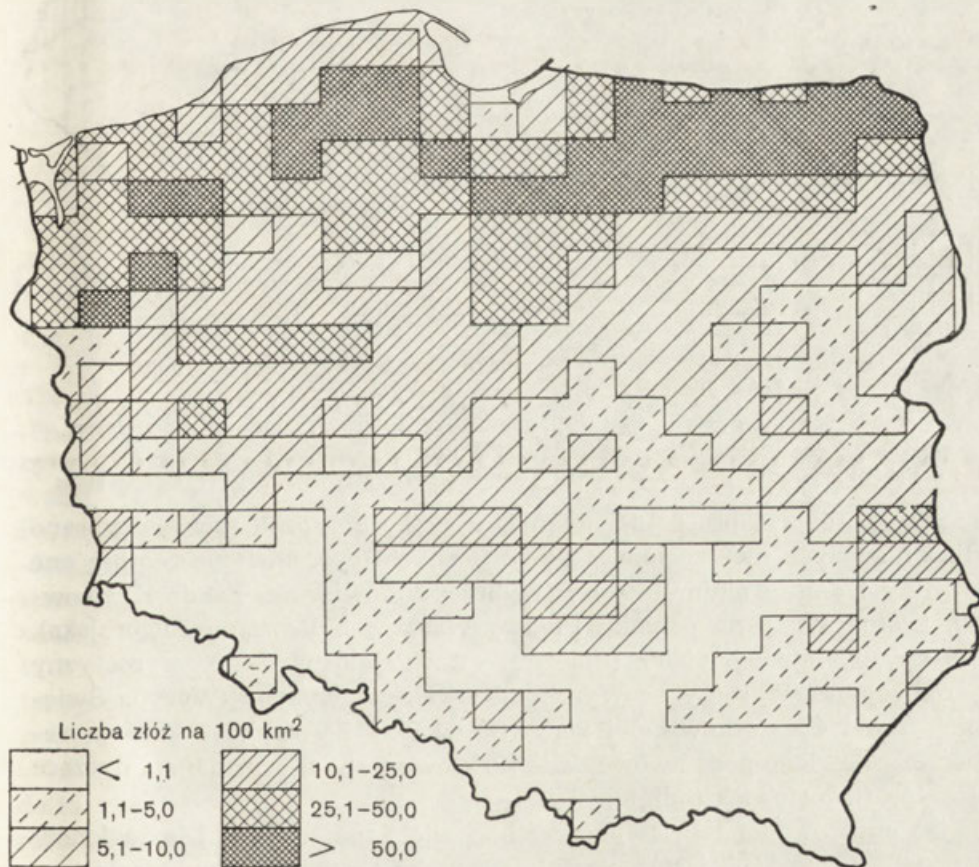
Ryc. 4. Rozmieszczenie złóż torfowych w Polsce

Złóża torfów niskich o powierzchni: 1 — > 300 ha, 2 — 50–300 ha; złóża torfów wysokich i przejściowych: 3 — > 300 ha, 4 — 50–300 ha

The distribution of peat deposits in Poland

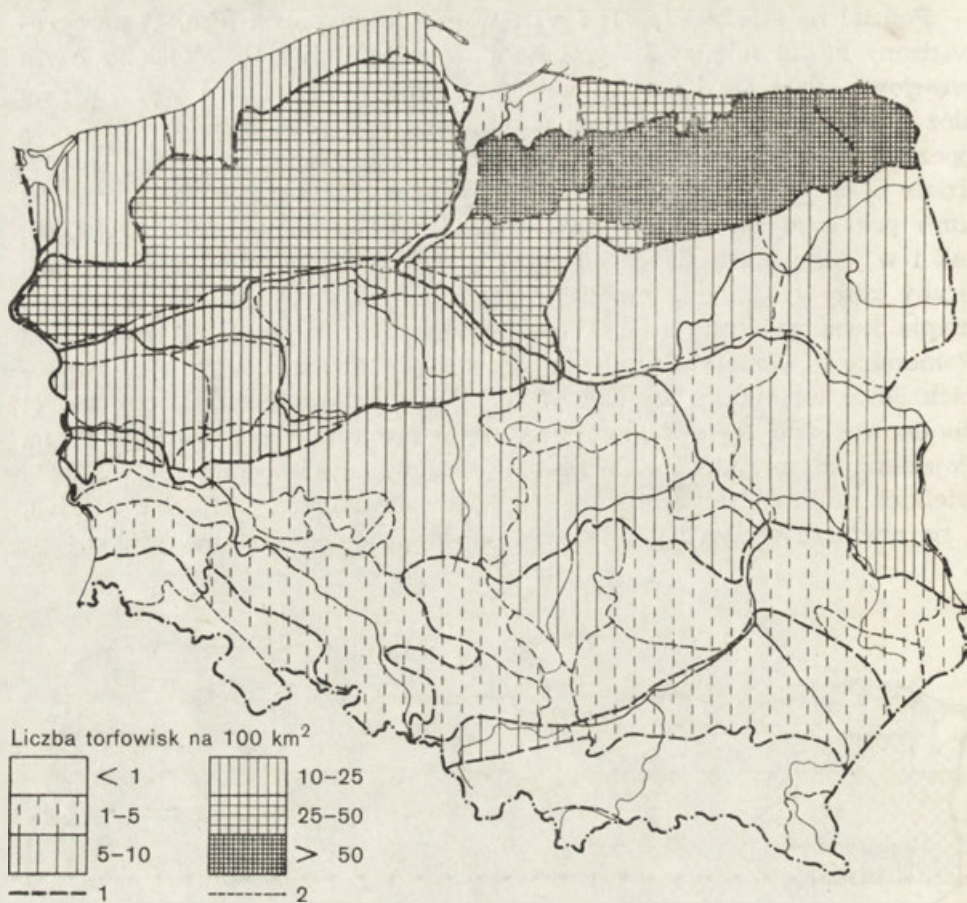
Deposits of fen peats of an area: 1 — above 300 ha, 2 — 50–300 ha; deposits of bog peat and transition bog peats of an area: 3 — above 300 ha, 4 — 50–300 ha

Podział na strefy VI, VII i VIII w granicach Polski (ryc. 1) przeprowadzony został między innymi na podstawie liczby torfowisk, z czym częściowo wiąże się i ich powierzchnia, oraz stosunku złóż wysokich do złóż niskich. Dane te, które są wynikiem inwentaryzacji torfowisk rozpoczętej w początkach lat pięćdziesiątych (o czym szczegółowiej w rozdziale o zasobach) przedstawiono na mapach. Liczbę złóż torfu (na 100 km²) pokazano zarówno w kwadratach przedwojennej „setki” (ryc. 5), jak i w jednostkach fizycznogeograficznych (ryc. 6), natomiast stosunek liczby złóż wysokich i przejściowych do ogólnej liczby złóż tylko na mapie kwadratów (ryc. 7). Z materiałów tych wynika, że Pojezierza Pomorskie i Mazurskie to strefa zarówno torfowisk niskich jak i wysokich. Małe torfowiska wysokie w wyjątkowych wypadkach mogą nawet dominować nad torfowiskami niskimi, z czym mamy do czynienia na Pojezierzu Bytowskim i Kaszubskim (Jasnowska, Jasnowski 1981). Strefa wielkich dolin Polski Środkowej to wyłączna domena torfowisk niskich, a na obszarze wyżyn i gór znów pojawiają się torfowiska wysokie.



Ryc. 5. Złóża torfu i gytii w siatce kwadratów

The number of peat and gyttja deposits on an area of 100 km² depicted on a square network



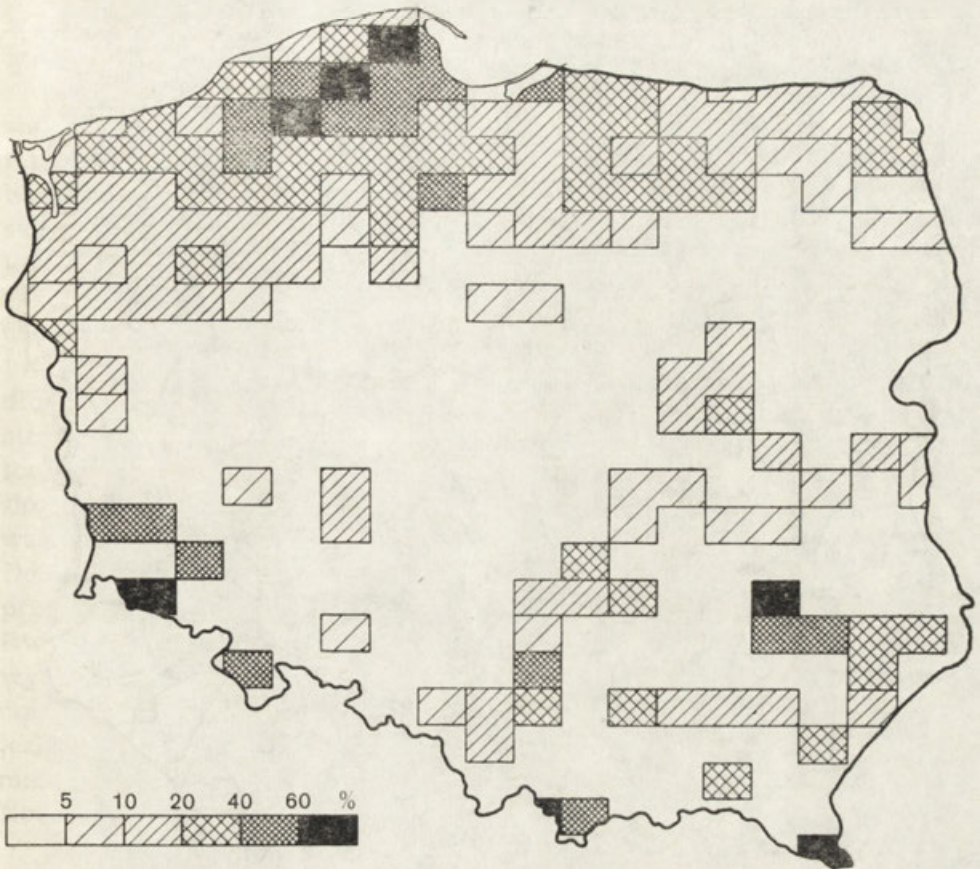
Ryc. 6. Liczba złóż torfu w regionach fizycznogeograficznych Polski
 1 — granica prowincji i podprowincji, 2 — granica makroregionów

The number of peat deposits in the physico-geographical regions of Poland (on an area of 100 km²)

1 — the boundary of provinces and subprovinces, 2 — the boundary of macroregions

Aby porównać proces zatorfienia w różnych typach rzeźby wybrano kilka niedużych mezoregionów geograficznych (ryc. 8). Reprezentują one równiny i doliny akumulacyjne (Wybrzeże Słowińskie, Sandr Kurpiowski, Dolina Wisły na odcinku Puławy-Warszawa, Równina Biłgorajska), wysoczyzny młodoglacjalne (Pojezierze Zachodniosuwalskie), wysoczyzny staroglacjalne (Wysoczyzna Wysokomazowiecka), wyżyny (Wyżyna Świętokrzyska i Częstochowska) i góry (Bieszczady i Tatry). W każdym regionie zestawiono podstawowe dane ilościowe (tab. 4) oraz dane dotyczące stratygrafii torfowisk (tab. 5).

Do opracowania tabel wykorzystano wiele materiałów. Dla regionów górskich, wyżynnych i staroglacjalnych wykorzystano dokumentację torfowisk, dla młodoglacjalnych, o dużej liczbie torfowisk, kartotekę złóż wykonaną w ramach syntetyzowania materiałów dokumenta-

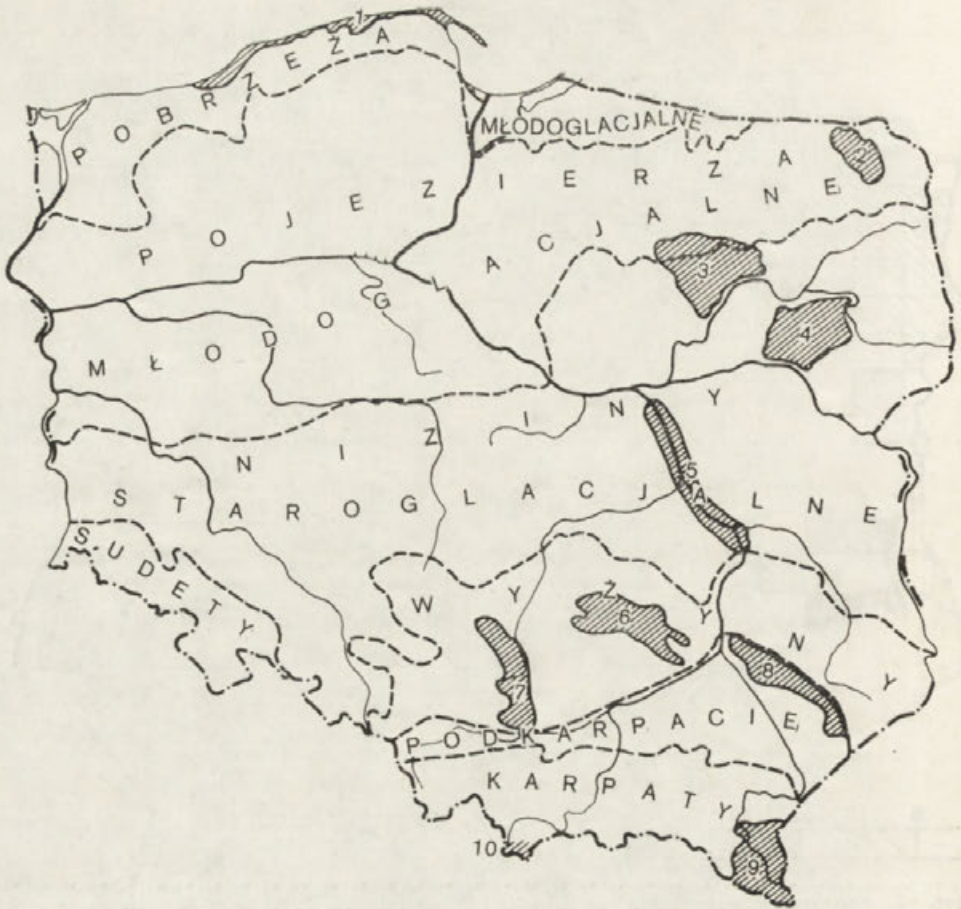


Ryc. 7. Stosunek liczby złóż wysokich i przejściowych do ogólnej liczby złóż w siatce kwadratów

The ratio of the number of deposits of raised bogs and transition bogs to the general number of deposits presented on a square network

cyjnych (por. Żurek 1983c). Dodatkowo wykorzystano materiały publikowane, dotyczące zwłaszcza torfowisk górskich (Obidowicz 1975; Marek, Pałczyński 1962; Lipka, Godziemba-Czyż 1970; Dyakowska 1932; Ralska-Jasiewiczowa 1980), podkarpackich (Żurek, Lisiak 1980) czy torfowisk staroglacjalnych (Oświt, Żurek, Liwski 1980). Pierwsza wersja podobnej analizy prezentowana na międzynarodowym Kongresie Torfowym w Duluth (Żurek 1980) została teraz poszerzona o kilka regionów, a dokumentacyjne materiały stratygraficzne zostały zweryfikowane na podstawie nowszych opracowań.

Rzeźba młodoglacjalna w postaci jeziornych wysoczyzn morenowych, dolin rynnowych, równin sandrowych, pradolin grupuje ogromną liczbę różnego rodzaju zagłębień, praktycznie całkowicie zatorfionych. Tak duże zróżnicowanie powoduje, że obraz zatorfienia nie jest w tej strefie jednolity. Wybrzeże Słowińskie, to równina akumulacyjna o niedużych deniwelacjach (0—10 m n.p.m.), rozciągająca się od 1 do 10 km szerokości,



Ryc. 8. Mezoregiony fizycznogeograficzne z charakterystyką torfowawczą
 1 — Wybrzeże Słowińskie, 2 — Pojezierze Zachodniosuwalskie, 3 — Kotlina Kurpiowska, 4 — Wysoczyzna Wysokomazowiecka, 5 — Dolina Wisły na odcinku Puławy—Warszawa, 6 — Wyżyna Świętokrzyska, 7 — Wyżyna Częstochowska, 8 — Równina Biłgorajska, 9 — Bieszczady, 10 — Tatry

Physico-geographical mezoregions with a characterization of peatlands
 1 — Slovinian Coast, 2 — Western Suwałki Lake District, 3 — Kurpie Basin, 4 — Wysokie Mazowieckie Morainic Plateau, 5 — Wisła Valley in the Puławy—Warszawa section, 6 — Świętokrzyskie Upland, 7 — Częstochowa Upland, 8 — Biłgoraj Plain, 9 — Bieszczady Mts, 10 — Tatra Mts

między brzegiem morza a stromo podnoszącym się stokiem wysoczyzny morenowej. Proces zatorfienia opanowywał liczne obszerne zagłębienia przyjeziorne, niecki deflacyjne oraz obniżenia dolinno-pradolinne odcięte od morza przez narastające mierzeje. Mamy tu do czynienia z głębokimi i dużymi złożami o ogromnych zasobach torfu. Rozwinęły się przeważnie złoża typu szuwarowego i turzycowiskowego, często z czapą różnej miąższości torfu wysokiego lub przejściowego w środku. Zjawisko oligotrofizacji torfów niskich jest stosunkowo świeżej daty i w rejonie jeziora Łebsko nie przekracza 3—4 tys. lat (Tobolski 1981). Prawie jedna trzecia liczby złóż torfu rozpoczęła swój rozwój od procesu zatorfienia mniejszych lub większych zbiorników jeziornych, a wysoka popielność torfu

wiąże się najprawdopodobniej z ożywianiem procesów eolicznych w strefach wydmowych, ciągnących się szerokim pasem wzdłuż morza.

W innych obszarach pobrzeży młodoglacjalnych zatorfienie znacznie się waha. Na Pobrzeżu Szczecińskim duże masywy torfowe doliny Odry i pradoliny Kamień Pomorski-Kołobrzeg występują obok znacznie słabiej zatorfionych wysoczyzn morenowych (Jasnowski 1960, 1962, Jasnowski, Jasnowska, Markowski 1976). Najslabiej w pasie pobrzeży zatorfione jest Pobrzeże Gdańskie i Wschodniobałtyckie (3—5%).

Drugi analizowany region rzeźby młodoglacjalnej to Pojezierze Zachodniosuwalskie. Jest to sfalowany obszar moreny pagórkowatej (125—140 m n.p.m.), rozcięty z północnego zachodu na południowy wschód długą doliną rynnową Rospudy, z pasami sandru dolinnego po jej obu stronach. Między pagórkami występują bardzo liczne i niewielkie złoża torfowe, o dużej miąższości i zasobach torfu. Zdecydowana większość złóż rozwijała się drogą zarastania jezior (60%), a nieduże zamulenie wskazuje na niewielki udział wód powierzchniowych w ich zasilaniu. Dominują zdecydowanie złoża olesowe, przy dość znacznej liczbie złóż przejściowych i wysokich. Większe złoża napotkać można na sandrze i w obniżeniach przyjeziornych. Na pojezierzach procent zatorfienia jest wyrównany i waha się od 4 do 8. Odnieść to można zarówno do Pojezierza Zachodniopomorskiego, jak i Pojezierza Mazurskiego. Zatorfienie Pojezierza Wielkopolskiego między linią Odry, Wisły i Noteci jest znacznie mniejsze i sięga 2—3%. Wyjątkiem jest tu tylko dolina Obry i dolina Noteci o 50 tys. ha torfowisk (Okruzsko, Churski 1962).

Na granicy strefy młodo- i staroglacjalnej w Polsce Zachodniej zatorfienie zmniejsza się radykalnie i spada poniżej 1%. Zupełnie odmienna sytuacja panuje na wschód od Wisły. Na granicy obu stref występuje wiele zabagnionych i zatorfionych dolin, kotlin i pradolin. Procent zatorfienia podnosi się do 8—12 (Kotlina Kurpiowska, powiat Mława, Przasnysz), kulminując się w najbardziej zatorfionym w Polsce obszarze, czyli Pradolinie Biebrzy (46,1%).

Pradolina Biebrzy, największe zagłębienie torfowe Polski ma około 100 tys. ha torfowisk. Północne jej fragmenty, podobnie jak w Kotlinie Kurpiowskiej zazębiają się z akumulacją młodoglacjalną. Oddzielne części pradoliny zwane basenami cechują się odmiennym charakterem zatorfień, uwarunkowanym stosunkami wodnymi (dopływem i odpływem wody). Rodzaj torfowisk, geneza złóż i ich związki z otaczającym środowiskiem przyrodniczym były już rozpoznawane przez zespół z Wrocławskiej Akademii Rolniczej (Tołpa 1951; Marek 1965; Pałczyński 1975), a następnie szczegółowo zbadane przez Zakład Przyrodniczych Podstaw Melioracji IMUZ i opisane w wielu pracach (Okruzsko 1973; Oświt 1973a; Żurek 1975). Do celów tego opracowania dokonano po raz pierwszy obliczenia zasobów torfu, które dorównują zasobom najbardziej zatorfionego województwa Polski, jakim jest suwalskie.

Kotlina Kurpiowska to region wiązający ze sobą rzeźbę młodo- i staro-

glacialną. Wielka równina sandrowa ma jakby kształt stożka rozszerzonego do 70 km na północy (140 m n.p.m.) i zwężającego się do kilku kilometrów poniżej Ostrołęki (90 m n.p.m.). Cały teren pochylony z północnego zachodu na południowy wschód jest porozcinany szerokimi dolinami rzek o tym samym kierunku oraz usiany licznymi różnej wielkości i kształtu, dziś zatorfionymi, zagłębieniami. Północna, ale bezjeziorna, część równiny nazywana sandrem mazurskim leżała jeszcze w granicach maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia, środkowa i południowa silnie zwydmiona — na jego przedpolu. W konsekwencji złoża północnej części są liczniejsze, ale mniejsze i silniej związane z genezą pojeziorną. Cechy zatorfienia kotliny wiążą się zarówno ze strefą młodoglacjalną (duża liczba i powierzchnia złóż torfu i gytii, wysokie zasoby torfu) jak i staroglacjalną (niska średnia miąższość, brak złóż wysokich, wysoka popielność związana zarówno z rzeczonym typem zasilania złóż dolinowych, jak i młodymi procesami eolicznymi). Równina sandrowa zatorfiona jest przez torfy olesowe, które w wypadku głębszych zagłębień zalegają na warstwach torfów mechowiskowych lub na gytii. Szczegółowiej scharakteryzowane zostały już torfowiska zlewni rzeki Omulwi (Okruszko 1955) i przejściowe złoża wschodniej części Kotliny (Tołpa 1960).

Strefę wysoczyzn staroglacjalnych ograniczają zasięgi najmłodszego (na północy) i starszego środkowopolskiego zlodowacenia (na południu). W przeciwieństwie do obszarów młodoglacjalnych brak tu zagłębień bezodpływowych, a mocno zniszczone i wygładzone przez denudację wysoczyzny porozcinane są gęstą siecią płytkich dolin rzecznych. Równinny na ogół krajobraz urozmaicony jest czasem znacznie większymi wyniosłościami lub rozległymi zabagnionymi kotlinami, które świadczą o słabszym przeobrażeniu starych form lodowcowych. Analizowana Wysoczyzna Wysokomazowiecka (110—160 m n.p.m.) zatorfiona jest słabo (1,5%), a torfowiska występują tu prawie wyłącznie w dolinach rzecznych, obejmując najczęściej pewne ich odcinki, związane z intensywniejszym dopływem wód podziemnych, co stwierdzono w badanej szczegółowo dolinie Śliny (Oświt, Żurek, Liwski 1980; Żurek 1983a). Charakterystyczne cechy regionu to nieduża powierzchnia złóż i niewielkie w związku z tym zasoby, zabagnienia gruntów mineralnych (brak gytii), brak torfowisk wysokich, przejściowych i szuwarowych oraz duży stopień zamulenia dolinowych złóż olesowych.

Większy procent zatorfienia obszaru staroglacjalnego występuje na obszarze starych kotlin i równin typu Polesia Lubelskiego, Kotliny Szczercowskiej czy Równiny Łukowskiej. Polesie Lubelskie jest wschodnią częścią ogromnej zabagnionej Niecki Poleskiej, leżącej poza granicami kraju. Centralną część zajmują duże najczęściej przyjeziornowe torfowiska Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego (Okruszko, Churski, Karpińska 1971), a południową liczne małe torfowiska zagłębień krasowych Polesia Wołyńskiego. Ta część Polesia to już strefa przejściowa między wysoczyznami morenowymi a kredową Wyżyną Lubelską.

Dolina Wisły na odcinku Puławy-Warszawa ma około 10 km szerokości i około 105 km długości w linii prostej. Dno doliny opada od 116 m n.p.m. do 80 m n.p.m. i dzieli się na dwie wyraźne części. Taras zalewowy o szerokości 4—5 km wznosi się od 2 do 4 m nad poziom rzeki, tarasy nadzalewowe (5—10 m), najczęściej zwydmione, oddzielają dolinę holoceniską od wysoczyzn morenowych. Zdecydowana większość torfowisk leży na tarasie nadzalewowym i są to przeważnie duże złoża, zajmujące opuszczone koryta Wisły i Wieprza. Na tarasie zalewowym złóż torfowych jest niewiele i wszystkie występują w meandrujących starorzeczach, głębokowo wcinających się w krawędź tarasu nadzalewowego. Torfowiska starorzeczne wypełnione są średniej miąższości torfami szuwarowymi lub olesowymi, brak złóż wysokich, przejściowych i turzycowiskowych. Torf wykazuje duży stopień zamulenia, co świadczy o okresowych zalewach powierzchniowych, najczęściej wodami deluwialnymi. Między Karczewem a Wilgą rozciąga się duże (1 200 ha), znane z badań archeologicznych i palinologicznych, torfowisko Całowanie. Spagowa akumulacja późnoglacialna (Dąbrowski 1981) świadczy, iż przepływ Wisły na tarasie nadzalewowym zakończył się przed Allerödem. Opadająca wyraźnie od wysoczyzny ku Wiśle powierzchnia torfowiska dowodzi, że jest ono zasilane wodami dopływającymi ze wschodu, od najwyższego poziomu tarasowego zwanego przez Różyckiego (1972) otwockim (II c).

Na obszarze wyżyn zatorfienie spada do 0,3—1,0%, a dominują tu złoża małe, płytkie i silnie zamulone, rozwijające się w przyboczowych lub źródłowych częściach dolin, zasilanych najczęściej wodami źródlisk. Duże wysokości względne i bezwzględne, intensywna działalność erozyjno-akumulacyjna w dolinach, powszechne procesy denudacji oraz niewielka liczba form wklęsłych nie sprzyjają procesowi zabagnienia. W strefach międziodolinowych prawie jedynymi zatorfionymi formami są lejki krasowe, rozwijające się na skałach węglanowych i na lessach (Szczepanek 1971). Stosunkowo większe zatorfienie cechuje obszerne kotliny typu Niecki Włoszczowskiej czy niektóre doliny Wyżyny Lubelskiej o torfowiskach częściowo pogrzebanych namułami.

W obszarach górskich zatorfienie jest minimalne i sięga 0,05—0,03%. Torfowiska są małe, gdyż rzadko przekraczają 10 ha, lecz głębokie, co wynika z szybszej na ogół akumulacji torfu. W górach średnich, jak Bieszczady, lokują się one na tarasach nadzalewowych rzek, głównie Sanu, Wołosatki i Wetliny (Marek, Pałczyński 1962; Lipka, Godziemba-Czyż 1970), w górach wyższych jak Tatry na stokach lub w zagłębieniach (Dyakowska 1932; Obidowicz 1975), w których odpływ został zablokowany przez moreny lub osuwiska (torfowiska Stawu Toporowego i Smreczyńskiego). Cechą charakterystyczną gór jest piętrowość klimatyczno-roślinna, a zwiększone z wysokością opady i niższe temperatury stymulują rozwój torfowisk wysokich. Złoża wysokie narastają na cienkich lub grubszych warstwach torfu niskiego (drzewnego) i przejściowe-

go, podścielonych iłami lub mułkami. Na tarasie Sanu (Tarnawa) warstwy mułków w spągu złoża przewarstwiane są piaskami, torfem i detrytusem; ta powodziowa akumulacja zakończyła się dopiero z końcem starszego holocenu (~8000 lat temu). Mszarne złożo wysokie rozpoczyna tu swój rozwój od około 3000 lat (Ralska-Jasiewiczowa 1980). Charakterystyczną cechą torfowisk górskich jest ich geneza związana z zabagnieniem gruntów mineralnych. Gytie tworzą się jedynie w jeziorach górskich, a ich miąższość w stawach tatrzańskich sięga 2—3 m (Wicik 1979).

Specyficzne torfowiska wysokie występują w Sudetach (Tołpa 1949, 1985). Pokryły one wysokogórską równinę karkonoską pod Śnieżką i przypominają trochę atlantyckie torfowiska wierzchowinowe. Złożo torfu nie jest głębokie i dochodzi do 2,0 m. Powierzchnia torfowiska jest bardzo urozmaicona i wykazuje liczne ślady zjawisk erozyjnych w postaci jezior, rynien, tuneli podtorfowych (Klementowski 1979). Drugi charakterystyczny dla Sudetów Zachodnich typ to torfowiska reglowe, o płytkiej (30—80 cm) warstwie silnie rozłożonego torfu. Ze względu na roślinność są to w większości torfowiska niskie z fragmentami torfowisk przejściowych.

Jedynymi obszarami wewnątrz gór o większym procencie zatorfienia są równiny i kotliny śródgórskie. Jedną z nich jest obniżenie Orawsko-Nowotarskie z serią kilkunastu dużych, jednostronnie nachylonych torfowisk wysokich (Obidowicz 1978; Wójcikiewicz 1979), drugą Doły Jasielsko-Sanockie z nierozpoznanymi jeszcze licznymi torfowiskami niskimi leżącymi na pokładach gytii wapiennych.

Podobny charakter ma strefa kotlin podkarpackich. Specyficznym obszarem, bo skupiającym prawie połowę torfowisk tej strefy, jest Równina Biłgorajska (Żurek, Lisiak 1980) — akumulacyjny poziom piaszczysty leżący u stóp Roztocza. Niespotykany na tych obszarach wysoki procent zatorfienia (4,16%), liczne, zarówno małe, jak i duże torfowiska o poważnych zasobach torfu, przewaga złóż przejściowych i wysokich nad niskimi, to rezultat wyjątkowo sprzyjających warunków geomorfologicznych i hydrologicznych (liczne zagłębienia bezodpływowe w krajobrazie wydmy, wysoki poziom stagnujących wód gruntowych).

SZYBKOŚĆ AKUMULACJI TORFU I GYTII

Szybkość akumulacji materii organicznej w złożach torfowych wiąże się z bilansem biomasy produkowanej przez ekosystemy bagienne. Produktowność zbiorowisk była przedmiotem intensywnych badań w międzynarodowym programie biologicznym i znalazła swe odzwierciedlenie w literaturze (por. *Production...* 1978). Uzyskane rezultaty wskazują, że tylko relatywnie bardzo mała część pierwotnej produkcji biomasy pozostaje w złożu (tab. 6). W Finlandii w torfowiskach wysokich coroczna akumulacja torfu stanowi 10—12% ich biomasy (Pakarinen 1976), a w Ka-

Tabela 6

Akumulacja torfu i jej stosunek do pierwotnej produkcji biomasy (wg Pakarinena 1976)

Rejon badań	Szybkość akumulacji torfu w g/m ² /rok	Pierwotna produkcja g/m ² /rok	Wielkość akumulacji w %
Kanada, wyspa Devon — torfowisko tundrowe	5—10	185—280	1,8—5,4
Kanada, Manitoba — torfowisko leśne	27—36	710—993	2,7—5,1
Irlandia, Glenamoy — torfowisko wierzchowinowe	32	523	6,1
Południowa Finlandia — torfowisko wysokie	50—100	300—600	8—33

relii 17% (Pjawczenko 1978). O wielkości akumulacji decyduje bowiem intensywność procesu rozkładu akumulowanej masy i jej mineralizacja. Produkty mineralizacji wchodzą w obieg materii między glebą, roślinami i atmosferą, a także wynoszone są w postaci roztworów wodnych.

Badania stopnia rozkładu poszczególnych gatunków roślin na wysokich torfowiskach rejonu Leningradu, na torfowiskach aapa rejonu Peczory i torfowiskach lasotundry wykazały, że istnieją duże różnice w stopniu rozkładu poszczególnych gatunków roślin w tym samym zbiorowisku (Bocz 1978). Wiele gatunków jak *Menyanthes trifoliata*, *Scheuchzeria palustris*, *Rubus chamaemorus*, *Eriophorum vaginatum*, *Vaccinium uliginosum* traci w pierwszym roku 40—75% swej wagi, gdy krzewinki (*Empetrum nigrum*, *Chamaedaphne calyculata*, *Betula nana*) i mchy (*Sphagnum papillosum*, *S. nemoreum*, *Pleurosium schreberi*) rozkładają się słabo i tracą tylko 5—10% wagi. Pośrednia grupa roślin jak *Carex limosa*, *Sphagnum majus*, *S. fuscum* i *S. magellanicum* traci rocznie 20—35% wagi. Poza tym proces rozkładu u tych samych gatunków przebiega inaczej w różnych warunkach klimatycznych. Najbardziej intensywnie zaznacza się w ciepłym i zimnym klimacie kontynentalnym, wolniej w klimacie oceanicznym. Proces rozkładu zależy też od lokalnych warunków wodnych i kwasowości środowiska. Rośliny torfowisk niskich rozkładają się szybciej niż gatunki w bardziej kwaśnym torfowisku wysokim. W Polsce badania produktywności torfowisk są jeszcze słabo rozwinięte, wykonywano je między innymi w olsie (Traczyk 1967), w szuwarze kłociowym w nakredowym torfowisku Tchórzyno (Jasnowski *et al* 1972), w borze bagiennym (Moszyńska 1970; Rieley 1981), czy w torfiankach zarastających torfowcami w Pradolinie Baryczy (Fabiszewski 1981).

Tempo przyrostu torfu zależeć może więc zarówno od czynników klimatycznych, jak i lokalnych warunków wodnych. W związku z tym najlepszą jak do tej pory metodą określania tempa akumulacji jest datowanie poszczególnych warstw torfu metodą ¹⁴C. Zakres metody sięga do 70 tys. lat wstecz, datować więc można wszystkie współczesne torfo-

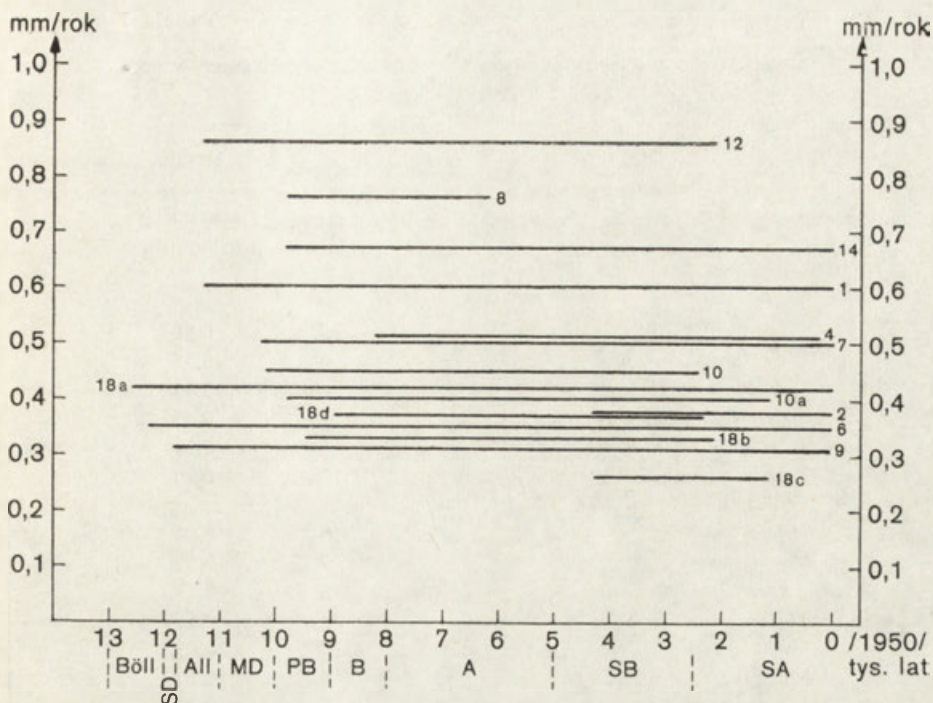
wiska późnoglacialno-holocenijskie oraz pogrzebane złoża z całego Vistulianu. Szybkość akumulacji torfu w różnych warunkach klimatycznych omówiono przy charakteryzowaniu stref torfowych Europy. Na rycinie 2 znajdują się również profile z seryjnymi datowaniami z obszaru Polski. Nie jest ich dużo, gdyż prawie do połowy lat siedemdziesiątych istniało tylko jedno stanowisko (Tarnowa w Bieszczadach) z serią dat przydatnych do tego celu (Ralska-Jasiewiczowa 1972). Daty z torfowiska Durne Bagno koło Włodawy nie były właściwie zlokalizowane na profilu i jak podkreślają autorzy miały znaczenie orientacyjne (Paszewski, Fijałkowski 1970). Aktywne uczestnictwo Polski w Międzynarodowym Programie Korelacji Geologicznej w problemie 158 spowodowało rozpoczęcie prac na wielu torfowiskach i uzyskanie profili z seryjnymi datowaniami ^{14}C (Starkel 1981). Powołana w 1977 r. grupa jeziorno-torfowiskowa w podproblemie B (kierownik — M. Ralska-Jasiewiczowa) kontynuuje swe badania do dziś, referując ich wyniki na corocznych spotkaniach roboczych. W zestawionych 21 profilach (ryc. 9) 13 wchodzi w skład tego programu, a wyniki opublikowane były w latach 1980—1982 (*Acta Palaeobotanica* 1982). Badane profile pochodzą zarówno z torfowisk wysokich niżowych (Kluki)⁴, torfowisk niskich niżowych (Żarnowiec i Darżlubie, Woryty, Łukcze, Jaszkowo, Wizna, Maliszewo), jak i torfowisk górskich i wyżynnych (Smerek i Tarnawa, Szymbark, Kępa, Słopiec). Dwa profile reprezentują pogrzebane torfowiska (Witów, Łeba), a sześć osady współczesnych jezior (Gacno, Łukcze, Drużno, Charzykowskie, Raduńskie i Mikołajskie).

Ponieważ wyniki badań szybkości akumulacji znalazły się w osobnym opracowaniu (Żurek 1986) przedstawione zostaną tylko w dużym skrócie.

Średnia szybkość akumulacji dla całych złóż (ryc. 9) najniższa jest w torfowiskach niskich (0,32—0,51 mm/rok), wyższa w torfowiskach wysokich (0,50—0,67 mm/rok) i najwyższa w jeziorach bezodpływowych (0,82—0,94 mm/rok). Średnie ważone dla poszczególnych rodzajów torfów pokazują wzrost szybkości akumulacji wraz z oligotrofizacją torfów (tab. 7). Zestawienie wszystkich nie uśrednionych wyników szybkości akumulacji z profili na tle skali radiowęglowej późnego glacjału i holocenu pokazuje wysokie tempo przyrostu utworów subatlantyckich w stosunku do utworów subborealnych. Torfy atlantyckie mają zróżnicowane szybkości akumulacji, na ogół średnie i niskie, a torfy borealne i preborealne średnie tempo przyrostu. Znaczne obniżenie szybkości przyrostu zanotowano w pewnych odcinkach okresu subborealnego i atlantyckiego.

W profilach jeziornych o dużej liczbie lat (Gacno) niższe wartości akumulacji związane są z okresem preborealnym (0,4—0,55 mm/rok), początkiem okresu atlantyckiego (0,52 mm/rok) i jego końcem (0,62 mm/rok).

⁴ Dane źródłowe w artykule S. Żurka (1986).



Ryc. 9. Średnia szybkość akumulacji w mm/rok w torfowiskach Polski na tle skali czasowej późnego glacjału i holocenu

The average rate of accumulation measured in mm per year in the Polish peatlands against the time scale of Lateglacial and Holocene

Profile (profiles): 1 — Tarnowa II, 2 — Smerek II, 4 — Szymbark, 6 — Łukcze, 7 — Słopiec, 8 — Jazkowo, 9 — Wielkie Gacno, 10 — Zar 76, 10a — Darż 78, 12 — Woryty, 14 — Kluki, 18a — Wizna I, 18b — Wizna II, 18c — Wizna III, 18d — Maliszewo I

W omawianych wyżej profilach identyfikacja utworów torfowych polegała często na makroskopowym ich opisie, toteż podjęto własne prace na torfowisku Wizna (ryc. 10) w celu ustalenia szybkości akumulacji podstawowych rodzajów torfu i innych utworów hydrogenicznych. W złożu torfowym występują wszystkie podstawowe rodzaje torfu niskiego: mechowiskowy, szuwarowy, turzycowiskowy i olesowy, a w części północno-wschodniej znajduje się jezioro z wyjątkowo mięszą warstwą gytii. W części zachodniej i północnej przylega do Wizny namułowo-mułowa strefa przykorytowa Narwi, a na piaszczystych tarasach nadzalewowych ulokowało się kilka płytkich przywydmowych torfowisk wysokich. Torfowisko rozpoznane jest już od strony torfoznawczej i geomorfologicznej (por. Żurek 1968, 1975), podobnie jak rejon jeziora Maliszewskiego (Żurek 1978). Badania lat osiemdziesiątych przeprowadzone były w ramach problemu MR-I-25 i zmierzały do wydatowania szybkości akumulacji różnych rodzajów torfu niskiego.

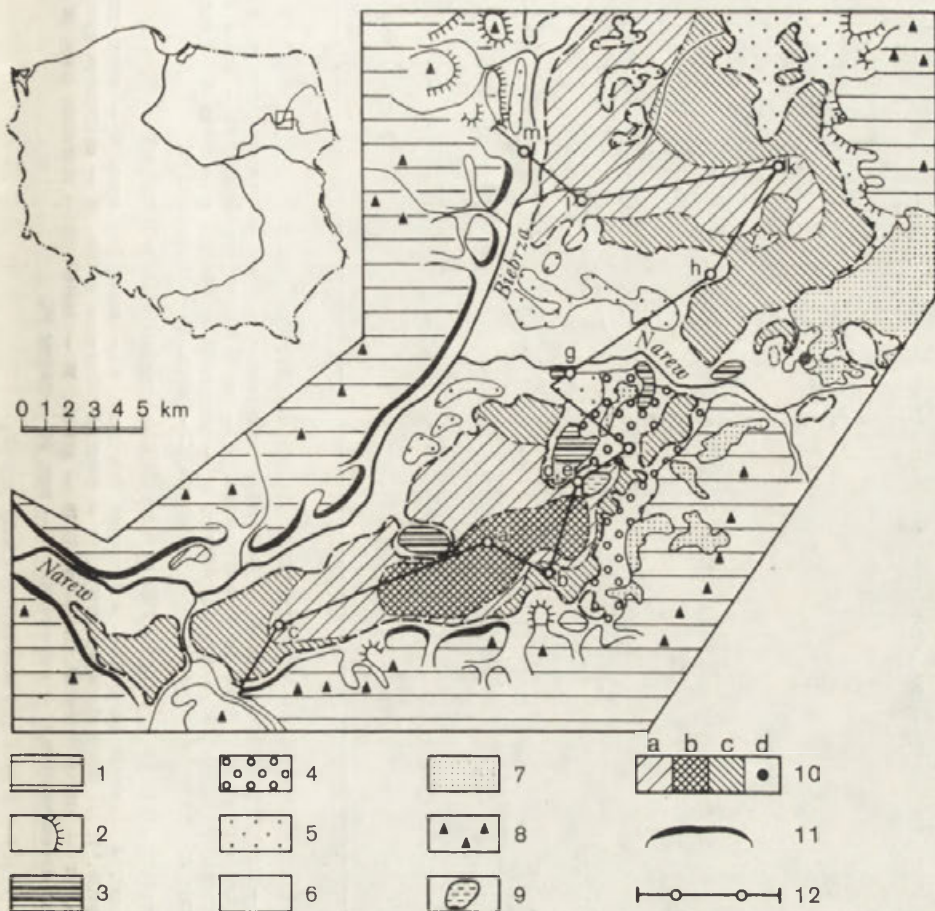
Tabela 7

Średnia (ważona) szybkość akumulacji utworów organicznych w profilach Polski w mm/rok

Rodzaj utworu	Liczba warstw w profilach	Średnia szybkość akumulacji w mm/rok
Torfy:		
szuwarowe niskie	7	0,51
mechowiskowe niskie	6	0,55
drzewne niskie	4	0,44
drzewne przejściowe	2	0,60
torfowcowe wysokie	2	0,98
mszarno-wielniankowe wysokie	2	0,90
Gytie:		
detrytusowe	6	0,84
węglanowe	7	0,87
krzemionkowe	2	0,55
Torfy	23	0,56
Gytie	15	0,85
Muły	1	0,20
Utwory torfiaste	2	0,20

Utwory analizowane metodą ^{14}C powinny mieć dla kontroli poprawności oznaczeń ekspertyzę lub pełną analizę palinologiczną, w związku z tym nawiązano kontakt z krajową grupą torfowiskowo-jeziorną IGCP. W wyniku rozmów w Instytucie Botaniki PAN ustalono, że Wizna będzie stanowiskiem reperowym dla obszaru północno-wschodniej Polski. W lecie 1982 r. grupa badawcza z udziałem palinologa (Z. Balwierz), limnologa (K. Więckowski) i torfoznawcy (S. Żurek) pobrała próby do analiz ^{14}C i analiz pyłkowych. Na obszarze torfowiska wykonano 5 wierceń (ryc. 11), które reprezentują głębokie torfy mechowiskowe (Wizna I), torfy olesowe (Wizna II), torfy szuwarowo-turzycowiskowe (Wizna III), gytie jeziorne (Maliszewo I) i torfy mechowiskowo-szuwarowe (Maliszewo II). W dwóch punktach podstawowych (Wizna I, Maliszewo I) pobrano po 3 rdzenie: do datowania ^{14}C , analizy pyłkowej i ciężaru objętościowego osadów (rdzeń w cylinderkach). W warunkach laboratoryjnych przeanalizowano makroskopowo 23 jednometrowe rdzenie i wybrano 9 prób do analizy ^{14}C oraz 252 próby do analiz pyłkowych. Oznaczono również gęstość objętościową w 185 próbach (Wizna I, Maliszewo I).

Ze względu na ograniczony limit analiz ^{14}C (7 prób) wytypowano po 2 próby z wierceń torfowiska Wizna i 1 próbę z rejonu jeziora Maliszewskiego. Próby do analiz zostały wysuszone (24 godz. w temp. 80°C), zważone i wysłane ze szczegółowymi charakterystykami do Laboratorium ^{14}C Politechniki Śląskiej. Po wykonaniu analiz obliczono szybkość aku-

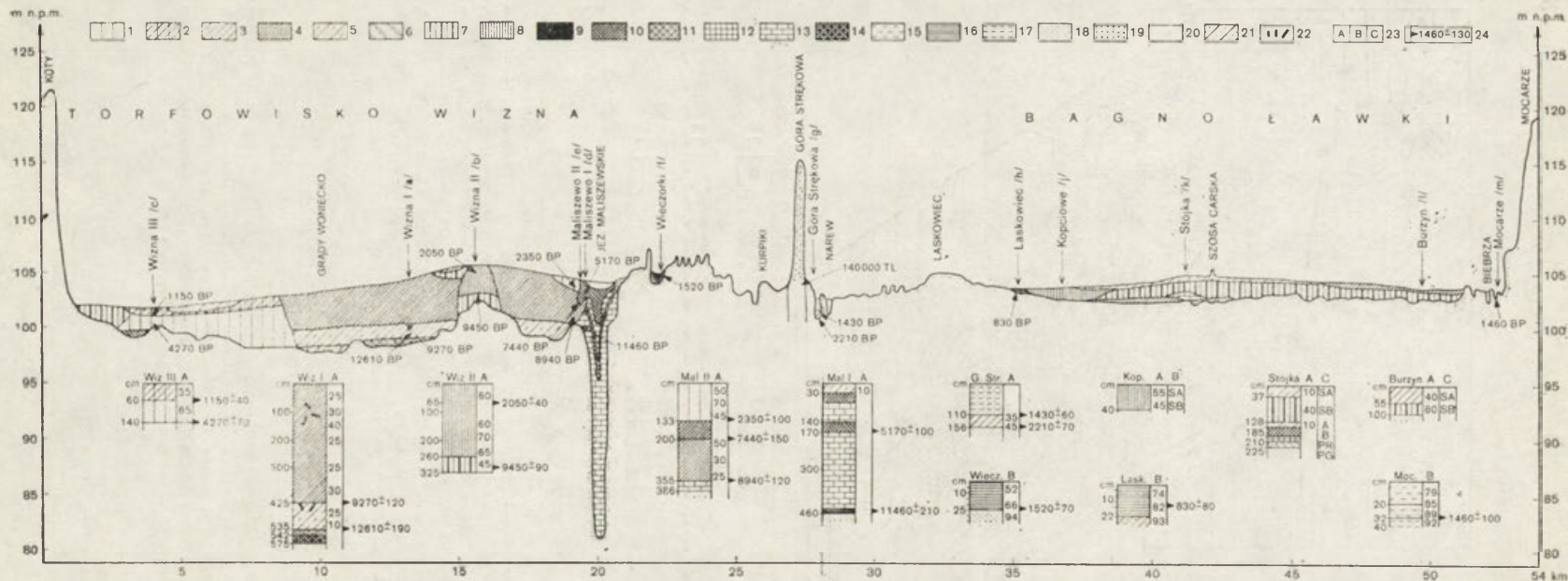


Ryc. 10. Rzeźba rejonu stanowiska Wizna

1 – wysoczyzna staroglacjalna, 2 – stoki wysoczyzn, 3 – ostatniec wysoczyznowy, 4 – poziom sandrowy wyższy, 5 – taras pradolinny, 6 – taras zalewowy, 7 – wydmy, 8 – kemy, 9 – jezioro, 10 – torfowiska: a – złoża szuwarowe i turzycowiskowe, b – złoża mechowiskowe, c – złoża olesowe, d – torfowiska wysokie, 11 – krawędź 10–20 m, 12 – przekrój Koty-Mocarze. Profile na przekroju: a – Wizna I, b – Wizna II, c – Wizna III, d, e – Maliszewo I, II, f – Wieczorki, g – Góra Strękowa, h – Łaskowiec, k – Stójka, l – Burzyn, m – Mocarze

The relief of the Wizna site

1 – old-glacial morainic plateau, 2 – plateau slopes, 3 – morainic plateau relic, 4 – higher level of outwash plain, 5 – urstromtal terrace, 6 – flood terrace, 7 – dunes, 8 – kames, 9 – lake, 10 – peatlands: a – reed and sedge deposits, b – moss-fen deposits, c – forest fen deposits, d – raised bogs, 11 – edge 10–20 m, 12 – Koty-Mocarze cross-section. Profiles of cross-section: a–m see Polish explanations



Ryc. 11. Przekrój geologiczno-stratygraficzny Koty-Mocarze przez torfowiska rejonu Wisna

1 – torf trzcinyowy, 2 – torf trzcinyowo-turzycowy, 3 – torf wielkoturzycowy, 4 – torf niskoturzycowy, 5 – torf turzycowo-mszysty, 6 – torf mszysty 7 – torf łożowy, 8 – torf olchowy, 9 – torf mszarny wysoki, 10 – gytia detrytusowa, 11 – gytia detrytusowo-ilasta, 12 – gytia detrytusowo-wapienna, 13 – gytia wapienna, 14 – gytia ilasta, 15 – muł, 16 – utwór torfiasty, 17 – namuł, 18 – piasek, 19 – żwir, 20 – woda, 21 – glina morenowa, 22 – drewno, 23 – profil z danymi: A – stopień rozkładu, B – popielność, C – wiek, 24 – datowanie ^{14}C

The geological-stratigraphical cross-section through the peatland of the Wisna region (Koty-Mocarze)

1 – reed peat, 2 – reed-sedge peat, 3 – tall-sedge peat, 4 – sedge peat, 5 – sedge-moss fen peat, 6 – moss fen peat, 7 – osier peat, 8 – alder peat, 9 – bog moss peat, 10 – detrital gytija, 11 – detrital-clayey gytija, 12 – detrital-calcareous gytija, 13 – calcareous gytija, 14 – clayey gytija, 15 – mud, 16 – peaty formation, 17 – alluvial deposit, 18 – sand, 19 – gravel, 20 – water, 21 – morainic clay, 22 – wood, 23 – profile with the data: A – the degree of decomposition, B – ash-content, C – age, 24 – dating ^{14}C

Wiek BP próbek utworów hydrogeniczných rejonu Wizny*

Nr próbki	Nr pomiaru	Nazwa próbki	Nazwa profilu	Wysokość w m npm.	Miąższość warstwy w cm	Rodzaj utworu	Wiek BP
1	Gd-2017	Wizna 1	Wizna I	104,5	525–535	torf turzycowo-mszysty	12 610 ± 190
2	Gd-2085	Wizna 9	Wizna I	104,5	518–525	torf turzycowo-mszysty	12 430 ± 170
3	Gd-2089	Wizna 10	Wizna I	104,5	535–542	gytia detrytusowo-ilasta	12 710 ± 240
4	Gd-2010	Wizna 2	Wizna I	104,5	425–435	torf turzycowy	9 270 ± 120
5	Gd-1530	Wizna 4	Wizna II	106	310–320	torf łozowy	9 450 ± 90
6	Gd-1595	Wizna 6	Wizna II	106	65–75	torf olesowy	2 050 ± 40
7	Gd-1534	Wizna 5	Wizna III	102	130–142	torf trzcinowy	4 270 ± 70
8	Gd-1596	Wizna 7	Wizna III	102	50–60	torf trzcinowo-turzycowy	1 150 ± 40
9	Gd-2086	Wizna 8	Maliszewo II	104,5	200–210	torf turzycowy	7 440 ± 150
10	TA-1078	Maliszewo III	Maliszewo II	104,5	370–380	torf turzycowy	8 940 ± 120
11	TA-1076	Maliszewo IV	Maliszewo II	104,5	125–135	torf trzcinowy	2 350 ± 100
12	TA-1077	Maliszewo II	Maliszewo I	104,1	186–191	gytia detrytusowa	5 170 ± 100
13	Hv-5527	Maliszewo I	Maliszewo I	104,1	477–481	utwór torfiasty	11 460 ± 210
14	Gd-1726	Wizna 11	Góra Strękowa	101,5	145–155	torf turzycowy	2 210 ± 70
15	Gd-1727	Wizna 12	Góra Strękowa	101,5	110–120	torf turzycowy	1 430 ± 60
16	Gd-1820	Wieczorki	Wieczorki	105	20–25	utwór torfiasty	1 520 ± 70
17	Gd-2301	Laskowiec	Laskowiec	103,5	18–23	utwór torfiasty	830 ± 80
18	Gd-2302	Mocarze Ia	Mocarze	102,5	27–32	muł	1 460 ± 100
19	Gd-2306	Sienkiewiczze 2	Sienkiewiczze	119	33–38	utwór mułowo-namułowy	940 ± 100
20	Gd-2303	Sienkiewiczze 3	Sienkiewiczze	119	13–18	torfowo-mułowy	670 ± 90
21	Gd-4021	Wizna 16	Maliszewo I	104,1	52–47	gytia detrytusowa	1 600 ± 100
22	Gd-4020	Wizna 15	Maliszewo I	104,1	170–165	gytia detrytusowa	3 340 ± 120
23	Gd-2504	Wizna 14	Maliszewo I	104,1	242–247	gytia wapienna	7 960 ± 180

* Próbkę nr 1–9 i 14–15 opracowano w latach 1983–1984 w ramach programu MR I-25, próbki nr 16–20 w 1984 r. w ramach programu Komisji V Polskiego Towarzystwa Gleboznawczego, próbki nr 10–13 w ramach współpracy indywidualnej z Laboratorium w Hannoverze (1973) i Laboratorium w Tartu (1977–1978), a próbki nr 21–23 w ramach programu IGCP w 1985 r. i te udostępnione zostały mi przez Z. Balwierz z Uniwersytetu Łódzkiego.

mulacji dla różnych rodzajów torfu i gytii tego obiektu. Oprócz próbek analizowanych w Gliwicach (tab. 8) wykorzystano 4 daty z osadów jeziora Maliszewo. Spągowy utwór torfiasty profilu Maliszewo I daowany był w Hannoverze (por. Żurek 1975), a 3 pozostałe w Tartu (Żurek 1986)⁵.

Akumulacja torfów Wizny trwała praktycznie do początku lat sześćdziesiątych, to jest do momentu odwodnienia złoża, a więc obliczono również szybkość akumulacji całego profilu od spągowej daty do stropu złoża. Okazało się, że turzycowy torf mechowiskowy narastał najszybciej (0,46 mm/rok), torf olesowy wolniej (0,33 mm/rok), a torf szuwarowy przyrzecznej części złoża najwolniej (0,26 mm/rok). Znacznie szybciej narastały torfy w rejonie jeziora Maliszewo. Szybkość akumulacji borealnego torfu mechowiskowego sięga aż 1,13 mm/rok, subatlantyckiego torfu szuwarowego 0,55 mm/rok. Gytia wapienna ze strefy przybrzeżnej jeziora (Maliszewo I) narasta podobnie (0,42 mm/rok) jak profil mechowiskowy (Wizna I), gytie z centrum zbiornika akumulują się z wyjątkowo intensywną szybkością 2,0 mm/rok. Z drugiej strony gytie detrytusowe z przybrzeżnej części torfowiska (Maliszewo II) narastają bardzo wolno (0,15 mm/rok), a można też przypuszczać, że jest to wynik okresowych przerw w akumulacji spowodowanych wypłycaaniem zbiornika wodnego. Szybkość akumulacji waha się zgodnie z rytmem klimatycznym holocenu, gdyż wysoki przyrost cechuje torfy subatlantyckie, a niski torfy późnoglacialno-preborealne. W profilach torfowiska Wizna zarejestrowano następujące zmiany poziomu wody: podwyższenie głównie w początkowych fazach okresu atlantyckiego (7440 ± 150 BP), w początkach okresu subborealnego (4270 ± 70 BP) i subatlantyckiego (2350 ± 100 BP), a obniżanie w końcu okresu preborealnego (9270 ± 120 BP) i atlantyckiego (5170 ± 100 BP)⁶. Rewelacyjny, bo niespotykany w Polsce i praktycznie w środkowej i północnej części Europy, okazał się wiek spągu torfu ze środkowej partii torfowiska. Data $12\ 610 \pm 190$ BP wskazuje, że rozcięcie tarasu nadzalewowego (pradolinnego) do dna współczesnego tarasu zalewowego dokonało się już w końcowych fazach okresu glacialnego.

Ostatnio uzyskano również 3 datowania z profilu Maliszewo I, dla którego wykonana została analiza pyłkowa. Diagram pyłkowy (Balwierz, Żurek 1986) podzielony został na 10 poziomów pyłkowych, które skorelowano z podziałem Blytta-Sernandera.

⁵ Serdecznie dziękuję dr. A. Liiva z Instytutu Zoologii i Botaniki AN Estońskiej SRR za bezinteresowne wydatowanie prób z jeziora Maliszewo.

⁶ Jeśli wyniki ostatnio przeprowadzonego w Gliwicach datowania gytii detrytusowej z poziomu 165–170 cm (3340 ± 120 BP) w profilu Maliszewo I nie byłyby odmłodzone na skutek zanieczyszczeń, to największe obniżenie poziomu wody w tym rejonie powstałoby nie w końcu atlantyckiego, lecz w drugiej połowie okresu subborealnego. Korelowałoby to z obniżeniem poziomu wody w torfowiskach Pradoliny Biebrzy, które spowodowało odłożenie cienkiej warstwy bardzo silnie rozłożonego mazistego torfu (Oświt 1973a, Żurek 1970, 1975).

Ustalono również wiek innych utworów hydrogenicznych jak namuły, muły i utwory torfiaste (Żurek *et al* 1984). Utwory te zaczęły się akumulować w okresie subatlantyckim. Piaszczyste namuły madowe przykrywające starorzeczne torfy Narwi w rejonie Góry Strękowej (ryc. 11) odkładają się od 1430 ± 60 lat temu. Proces erozji bocznej i wgłębnej Narwi, który spowodował przykrycie torfów warstwą jednometrowej mady odbił się natychmiast na procesach akumulacji w strefie przykorytowej Narwi i Biebrzy. W rejonie Mocarzy (basen Biebrzy Dolnej) na rzecznych utworach piaszczysto-namułowych zaczynają od 1460 ± 100 BP narastać organiczne utwory mułowe. W tym samym czasie i trochę później odkładają się płytkie utwory torfiaste w rejonie Wieczerek (1520 ± 70 BP) i Laskowca (830 ± 80 BP). Podobnie młodego wieku są utwory mułowo-namułowe (940 ± 100 BP) i mułowo-torfowe (670 ± 90 BP) w wąskich dolinkach Wysoczyzny Białostockiej (profil Sienkiewiczze).

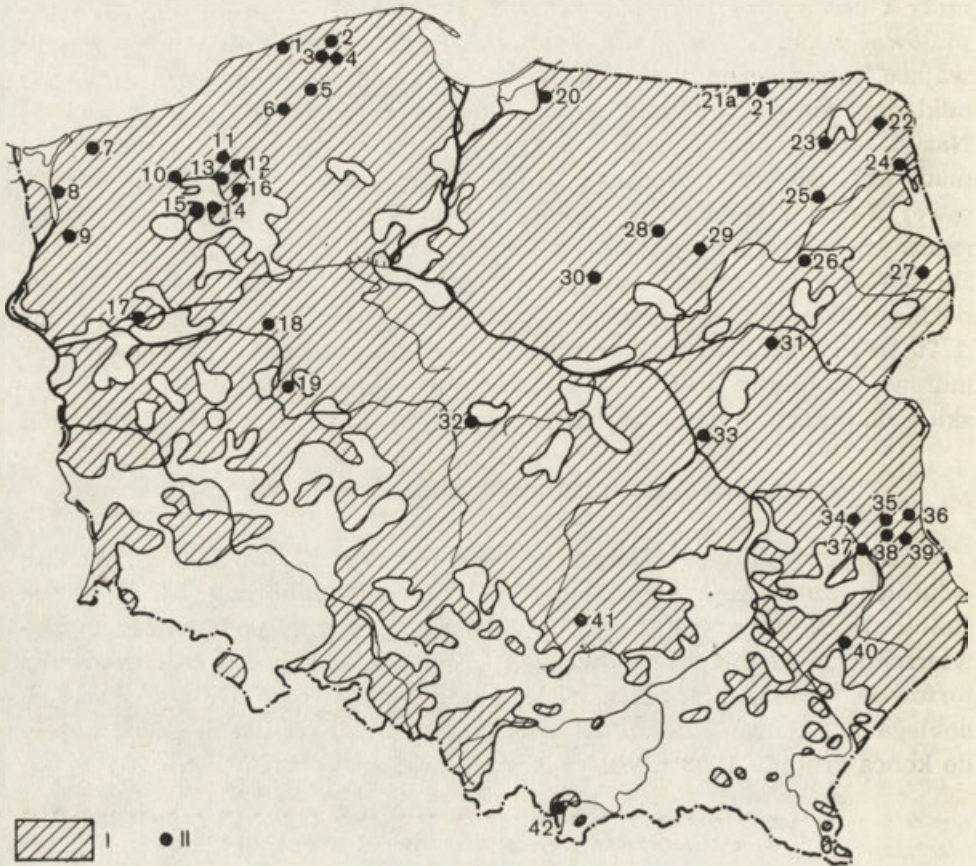
ZASOBY MATERII ORGANICZNEJ W TORFOWISKACH

Polska jest jednym z bogatszych w torfowiska krajów świata. Według ostatnich szacunków Departamentu Wodnych Melioracji Ministerstwa Rolnictwa zajmują one 1320 tys. ha, co stawia nas pod względem powierzchni na 12 miejscu w świecie (por. tab. 2). Akcja inwentaryzowania torfowisk postulowana przez środowisko torfoznawców (Kulczyński 1958) dobiega już końca, a dokumentacjami wstępnymi (w liczbie 4432) objęto do końca grudnia 1983 r. 1315 tys. ha powierzchni torfowisk.

STAN INWENTARYZACJI TORFOWISK W POLSCE

Stan inwentaryzacji torfowisk w Polsce, omówiony został ostatnio przez autora (Żurek 1983c) na tle historii prac w tym zakresie. Opracowywanie dokumentacji geologicznych torfowisk rozpoczęto w początku lat pięćdziesiątych w Instytucie Geologicznym, a patronował tej akcji kolejno Centralny Urząd Gospodarki Torfowej i Ministerstwo Rolnictwa (od 1958 r.). Jednym z podstawowych elementów każdej dokumentacji jest rozdział dotyczący zasobów torfu zarówno pierwotnych, rzeczywistych (po odjęciu masy wyeksploatowanej), jak i bilansowych, przydatnych podczas ewentualnej eksploatacji.

Obecnie kilka procent powierzchni Polski nie jest jeszcze objętych dokumentacjami wstępnymi torfowisk w kategorii C₂ (ryc. 12). Na ogół są to jednak obszary o niewielkiej liczbie torfowisk (Góry, Wyżyny, Dolny Śląsk), z większymi ich skupieniami liczyć się należy na małych nie dokumentowanych jeszcze obszarach woj. zielonogórskiego, gorzowskiego, koszalińskiego i bydgoskiego. Oprócz dokumentacji wstępnych wykonywano również, zwłaszcza w latach pięćdziesiątych, wiele dokumentacji szczegółowych (ryc. 12), dających pełne i dokładne dane o torfowisku (prace



Ryc. 12. Stan inwentaryzacji torfowisk

I — obszary rozpoznane w kategorii wstępnej, II — szczegółowe dokumentacje torfowisk

The state of peatland inventory

I — areas identified in the preliminary category, II — detailed documentations of peatlands; localities: 1 — Objazda, 2 — Gace, 3 — Karolinki, 4 — Nowa Wieś, 5 — Wieliszewo, 6 — Starkowo, 7 — Przybiernówko (Modlimowo), 8 — Stepnica, 9 — Reptowo, 10 — Dzwigóra, 11 — Wielanowo, 12 — Kusowo, 13 — Nowy Chwalim, 14 — Czaplinek, 15 — Stefanówko, 16 — Mosino, 17 — Górki Noteckie, 18 — Chlebowo, 19 — Dolina rzeki Głuszynki (Głuszynka river valley), 20 — Rucianka, 21 — Mechacz, 21a — Niedrzwica, 22 — Białogóry, 23 — Wilkasy, 24 — Skieblewo, 25 — Modzelówka, 26 — Wizna, 27 — Michałowo-Imaszar, 28 — Wyżegi-Baranowo, 29 — Karaska, 30 — Korboniec, 31 — Poniatowo, 32 — Kupinin, 33 — Całowanie, 34 — Ludwin, 35 — Krowie Bagno, 36 — Dubeczno, 37 — Bilsko, 38 — Bubnów, 39 — Sawin, 40 — Tałandy, 41 — Caków, 42 — Czarny Dunajec

geodezyjne, wiercenia specjalne). Wykonywane one były pod kątem opracowania projektów przemysłowej eksploatacji złóż⁷.

Równocześnie z opracowywaniem dokumentacji rozpoczęto prace nad syntezą badań inwentaryzacyjnych. Początkowo ustalono, że syntezę danych o torfowiskach opracowywać się będzie w skali poszczególnych powiatów. W latach 1966—1977 wykonano 42 syntez powiatowe i 2 syntez wojewódzkie (por. Żurek 1982). Każde z opracowań składa się z charakterystyki tekstowej, katalogu torfowisk ze wszystkimi danymi ilościowymi i jakościowymi oraz 2 map (1:100 000) — geologicznej (typ budowy złoża, średnia miąższość i popielność torfu) i przyrodniczo-rolniczej (uwodnienie, szata roślinna, użytkowanie). W latach siedemdziesiątych postanowiono przyspieszyć wykonanie monografii torfowisk przez wprowadzenie nowocześniejszych metod informatycznych, opartych na kartach perforowanych. W ramach problemu „Synteza torfowisk Polski” koordynowanego przez IMUZ, kilka grup specjalistów (AR Szczecin, AR Wrocław, AR Lublin, SGGW, Pol. Tow. Gleboznawcze) w latach 1974—1980 opracowało około 51 tys. kart torfowisk i gytiowisk. Zgodnie z metodyką (Jasnowski, Jasnowska, Markowski 1974) każde torfowisko o powierzchni powyżej 1 ha i miąższości powyżej 0,5 m oznaczone jest na mapie (1 : 100 000 w ujęciu przedwojennym) i otrzymuje kartę perforowaną z zapisanymi 36 informacjami. Dla torfowisk o zróżnicowanej stratygrafii opracowuje się osobne karty do wydzielen typologicznych, takich jak złoża niskie, przejściowe i wysokie, mieszane, źródłiskowe, pogrzebane i zdegradowane (humotorfowe). W torfowiskach dużych (powyżej 100 ha) osobne karty uzyskują również wydzielenia typologiczne podstawowych rodzajów torfu niskiego: szuwarowe, turzycowiskowe, mechowiskowe i olesowe. Kartoteka wymaga uzupełnień w miarę napływu nowych materiałów dokumentacyjnych (po 1975 r.).

W trakcie przygotowywania kartoteki rozpoczęto prace nad metodyką syntetyzowania danych w niej zawartych. W 1975 r. zespół Akademii Rolniczej ze Szczecina pod kierunkiem M. Jasnowskiego opracował *Metodykę atlasu i syntezy torfowisk Polski* na podstawie kartoteki selekcyjnej i map lokalizacyjnych woj. szczecińskiego. Metodyka oparta na 4140 kartach obejmujących 111 891 ha torfowisk i 5578 ha gytiowisk jest bardzo obszerną propozycją syntezy w ramach różnych jednostek przestrzennych (administracyjnych, geograficznych, geometrycznych). Materiały te zostały rozszerzone o obszar województwa koszalińskiego i zespół szczeciński przedstawił na V Międzynarodowym Kongresie Torfowym w Poznaniu projekt atlasu i syntezy torfowisk Pomorza Szczecińskiego oparty na 9318 kartach, obejmujących powierzchnię 195 678 ha (Jasnowski, Jasnowska, Markowski 1976).

⁷ Dokumentacje wstępne i szczegółowe torfowisk znajdują się w Archiwum Instytutu Melioracji i Użytków Zielonych w Falentach oraz w Archiwum Ministerstwa Rolnictwa.

W 1977 r. rozpoczęto w IMUZ prace nad zastosowaniem metod komputerowych. Opracowano 80-kolumnowy formularz danych o torfowiskach, obejmujący wszystkie podstawowe cechy ilościowe i jakościowe zawarte w karcie perforowanej. Dla cech ilościowych wprowadzono wielkości rzeczywiste (powierzchnia, miąższość, zasoby), a dla cech jakościowych specjalne tabele kodowe. Opracowano schemat zestawień tabelarycznych (28 tablic) w 4 jednostkach terytorialnych: makroregion, województwo, region fizycznogeograficzny i kwadrat mapy 1:100 000. Za przykład jednostki przestrzennej posłużył najmniej zatorfiony makroregion w Polsce (południowo-wschodni) obejmujący 8 województw, a tylko 685 złóż torfu (Żurek, Pietras 1980a). Drugie opracowanie oparte na metodach komputerowych, to analiza bazy surowcowej kraju do produkcji torfu ogrodniczego (Żurek, Pietras 1980b). Z 9 tys. złóż wysokich, przejściowych i mieszanych wyselekcjonowano 714 obiektów, ogólnie przydatnych do eksploatacji o odpowiednich parametrach powierzchni (> 10 ha), miąższości ($> 1,5$ m), popielności ($< 15\%$) i stopnia rozkładu ($< 40\%$). Odrzucając złoża objęte ochroną rezerwatową, złoża z osobliwościami przyrodniczymi oraz złoża nie objęte działalnością człowieka (nie odwodnione i nie eksploatowane) lista obiektów zmniejszyła się do 377, w tym tylko 73 to złoża większe niż 50 ha, przydatne do przemysłowej eksploatacji.

Innym przykładem wykorzystania kartoteki było opracowanie bilansu złóż torfowych makroregionu północno-wschodniego (Dziak, Oświt, Żurek 1980) do celów zestawienia bilansu energetycznego złóż torfu w Polsce (Lipka 1984) oraz wspomniana już analiza związku rzeźby Polski z jej zatorfieniem (Żurek 1980).

Wszystkie wymienione wyżej prace są albo próbami metodycznymi, albo opracowaniami o charakterze użytkowym. Brak jest do tej pory syntez regionalnych i syntezy krajowej na podstawie zgromadzonego banku informacji w postaci kart perforowanych, map torfowych i ewentualnie kart maszynowych. W tej sytuacji zasoby materii organicznej w torfowiskach Polski ocenić można tylko za pomocą szacunków, a dane te w przyszłości będą weryfikowane i uściślone.

ZASOBY MATERII ORGANICZNEJ W TORFOWISKACH DORZECZA ŚLINY

W trakcie realizowania zadania w problemie MRI-25 wykonano opracowanie cząstkowe *Zasoby materii organicznej torfowisk dorzecza Śliny* (Żurek 1983a). Zlewnia ta została wybrana dlatego, że zebrane tu materiały pozwalają ustalić metodę obliczania zasobów materii organicznej we wszystkich siedliskach hydrogenicznych.

Metoda badań i materiały

Wykorzystywane profile glebowe zebrane były w latach siedemdziesiątych w ramach badań Pracowni Torfoznawstwa Zakładu Przyrodniczych Podstaw Melioracji nad glebami, szatą roślinną i siedliskami hydrogenicznymi dolin rzecznych Polski północno-wschodniej. Początkowo ograniczono się do samej doliny Śliny (Oświt, Żurek, Liwski 1980), by w końcu dekady rozszerzyć badania na cały obszar zlewni. Na podstawie 375 punktów badawczych (odkrywek glebowych, sond, wierceń torfowych) opracowano mapę gleb hydrogeniczných. Wykonanie mapy poprzedziło ustalenie rodzaju utworów glebowych w poszczególnych punktach i posegregowanie ich na 2 zasadnicze grupy: siedlisk torfowych i nietorfowych (mułowych, namułowych, glejowych i płytkich murszowych). Zestawiono następnie miąższości profilów torfowych rozdzielając warstwę torfu od warstw innych utworów jak gytia, muł, namuł, utwór torfiasty. Miąższości torfu i innych utworów poszczególnych złóż zostały zsumowane. Z kolei obliczono średnią miąższość i zasoby torfu w poszczególnych torfowiskach. Średnią miąższość obliczono według wzoru:

$$\frac{Em}{\frac{En + K}{100}} \cdot En$$

gdzie: Em — suma miąższości torfu ze wszystkich profili,

En — liczba profili,

K — współczynnik zależny od kształtu złoża.

Dodatkowo wyliczono zasoby gytii i zasoby wyeksploatowane. Zestawiono następnie profile wierceń analizowanych laboratoryjnie pod kątem zawartości substancji organicznej (tj. popielności) i obliczono dla każdego wiercenia (86 profilów) średnią ważoną popielność torfu. W profilach, w których analizowany był ciężar objętościowy (próby w cylinderkach) obliczono jego wartość w postaci średniej ważonej (7 profilów). Zawartość materii organicznej (E) w utworach hydrogeniczných obliczono według wzoru:

$$E = C_o \left(1 - \frac{M}{100} \right)$$

gdzie: C_o — ciężar objętościowy w g/cm^3 ,

M — popielność w %.

W profilach torfowych, w których ciężar objętościowy nie był badany, wyznaczono go na podstawie popielności ze specjalnego nomogramu (Krzywonos 1980). Nomogram został tak skonstruowany, że znając np. popielność można wyznaczyć trzy pozostałe właściwości torfu jak ciężar właściwy, ciężar objętościowy i porowatość. Po wyliczeniu zawartości

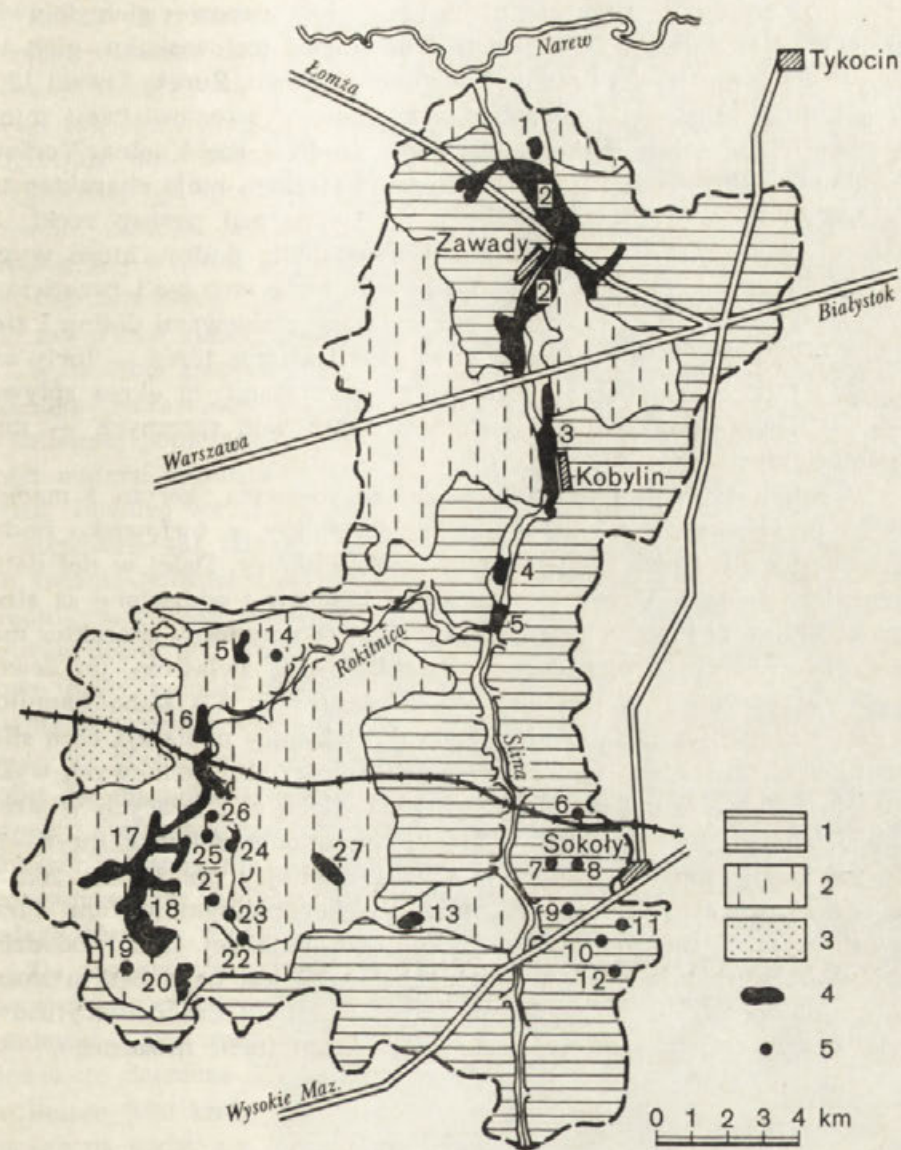
materii organicznej w każdej warstwie danego profilu, a było ich w sumie 461, obliczono średnią ważoną zawartość tej materii dla każdego profilu. Jeśli na torfowisku analizowanych było więcej niż jeden profil, obliczono średnią arytmetyczną zawartość materii organicznej dla każdego poszczególnego złoża. Ponieważ poprzednio wyliczono średnią miąższość i zasoby jedynie dla torfu — teraz z kolei obliczono średnią miąższość i zasoby (w tys. m³) dla łącznej warstwy torfu i utworów nietorfowych w torfowisku. Mnożąc otrzymane zasoby w tys. m³ przez zawartość substancji organicznej (*E*) w g/cm³ czyli t/m³ obliczono zasoby materii organicznej w tonach dla każdego torfowiska. Po zsumowaniu zasobów otrzymano łączną wagę materii organicznej w torfowiskach całego dorzecza.

Charakter dorzecza Śliny

Rzeka Ślina to lewostronny dopływ Narwi, łączący się z nią 8 km na zachód od miejscowości Tykocin. Całe dorzecze leży w zasięgu strefy staroglacjalnej, kształtującej się podczas zlodowacenia środkowopolskiego. Rzeźba przeobrażona jest przez procesy denudacyjne; wszelkie wyniosłości uległy obniżeniu, a ich stoki złagodzeniu. Formy wklęsłe zostały znacznie wypłycone przez osady piaszczysto-pylaste. Praktycznie brak jest zagłębień bezodpływowych, które są tak charakterystycznym elementem rzeźby młodoglacjalnej. Obszar dorzecza Śliny to płasko faliste wysoczyzny morenowe, porozcinane słabo zatorfionymi dolinami rzecznyymi (ryc. 13). Występują tu również strefy kemowe i sandrowe. Wschodnia część dorzecza przylegająca do południkowo płynącej Śliny jest płaską, gliniastą lub piaszczystą moreną denną pochylającą się z południa na północ w stronę doliny Narwi. Deniwelacje rzeźby sięgają 66 m (170—104 m npm.). Południowo-zachodnia część dorzecza, obejmująca górny i środkowy bieg Rokitnicy, to obszerny basen wytopiskowy, obniżony w stosunku do wysoczyzn o kilkanaście metrów (130—140 m npm.). Urozmaicony jest on zespołem pagórków, wzgórz i wałów kemowych, między którymi występują zagłębienia różnej wielkości, wypełnione dziś torfami lub innymi utworami hydrogenicznymi — mułami, namułami, utworami torfiastymi. Odmienna rzeźba zlewni Śliny i Rokitnicy znalazła swoje odbicie w charakterze i rodzaju zatorfień.

Torfowiska dorzecza Śliny

Na obszarze dorzecza znaleziono i scharakteryzowano 27 torfowisk. Największe złoża występują w dolnej części doliny Śliny (ryc. 13, nr 2 i 3) oraz w źródłowych partiach doliny Rokitnicy (nr 17 i 18). Siedliska hydrogeniczne doliny Śliny, wykształcone pod wpływem nasilania się zalewu, układają się w sposób strefowy. Dolina podzielona jest na od-



Ryc. 13. Torfowiska zlewni Śliny na tle rzeźby

1 — wysoczyzna morenowa płaska i falista, 2 — kemy i tarasy kemowe, 3 — sandry, 4 — torfowiska > 10 ha, 5 — torfowiska < 10 ha

Peatlands of Slina catchment area against the relief

1 — flat and hilly morainic plateau, 2 — kames and kame terraces, 3 — outwash plains, 4 — peatlands > 10 ha, 5 — peatlands < 10 ha

cinki, w których dominują odmienne procesy glebotwórcze. Począwszy od źródeł występują tu następujące kompleksy glebowe: gleb deluwialnych, mad średnich, mad ciężkich z lokalnymi torfowiskami, gleb torfowych, gleb mułowych i mułowo-torfowych (Oświt, Żurek, Liwski 1980). W dolinie Rokitnicy na odwrót, utwory mułowe z torfowiskami zajmują górną część doliny, a kompleks mady średniej część dolną. Torfowiska doliny Śliny, zwłaszcza w strefie mad ciężkich mają charakter torfowisk źródłiskowych, wyniesionych do 1,5 m nad poziom rzeki. Ich stratygrafia mówi o zmianach stanu uwodnienia doliny, które wyglądały następująco: a) niski poziom wody — torfy olesowe i przejściowe, b) wyraźne podniesienie się poziomu związane z zalewami doliny i stopniowe wycofywanie się zalewów w miarę narastania torfu — torfy szuwarowe i turzycowiskowe przykryte mechowiskami, c) okres spływów deluwialnych z pogłębieniem wahań poziomu wód rzecznych — muły i namuły na torfie.

W rejonie Zawad dolina wyraźnie się rozszerza, koryto i madowe strefy przykorytowe trzymają się brzegu doliny, a torfowisko buduje słabo rozłożony i niskopopielny torf mechowiskowy. Dalej w dół doliny torfowiska leśne trzymają się tylko obu brzegów i oddzielone są strefą torfowo-mułową i mułową od koryta rzeki. Podobny leśny charakter mają torfowiska górnej części dorzecza Rokitnicy, a zwłaszcza jej lewego dopływu — Potoku Wyknowskiego. Złoża te (nr 17) słabo namulone w części górnej, w odcinku ujściowym do Rokitnicy nabierają cech silnie namulonych utworów torfowo-mułowych. Oprócz złóż dolinowych występuje dość liczna grupa (14 obiektów) niewielkich złóż leżących w strefie wododziałowej. Kilka z nich występuje w rejonie Sokołów (nr 6—13), ale spotkać je można również w zlewni Rokitnicy (nr 20, 21, 26, 27). Są one stosunkowo płytkie, wypełnione niskopopielnymi torfami turzycowiskowymi i mechowiskowymi. Położone najbliżej linii wododziału torfowisko w rejonie Nosków Śnietnych (nr 12) jest najgłębszym złożem całego dorzecza Śliny. Na 3,5-metrowej warstwie drobnodetrytusowej gytii odłożył się 3-metrowy pokład wysokiego torfu mszarnego.

Zasoby materii organicznej

Metodykę obliczeń zasobów materii organicznej podano wyżej. Już zestawienie miąższości i obliczenie średniej miąższości torfu wykazało, że mamy do czynienia z torfowiskami płytkimi, charakterystycznymi dla wysoczyzn staroglacjalnych. Głębsze pokłady torfu spotkać można tylko w źródłiskowych partiach doliny Śliny (ryc. 13, nr 3, 4, 5, 26) lub w niewielkim zagłębieniu o zagadkowej genezie (suffozja) koło Sokołów (nr 12). Niewielka miąższość i powierzchnie torfowisk rzutują zasadniczo na zasoby materii organicznej tego dorzecza. Jedynie 2 złoża doliny Śliny

(nr 2 i 3) i jedno w dolinie Rokitnicy (nr 17) przekraczają 100 ha. Aż 15 na 27 złóż ma powierzchnię poniżej 10 ha. Dodatkową przyczyną niezbyt wielkich zasobów materii organicznej jest fakt, że złoża torfu zalegają z reguły na podłożu mineralnym, brak jest pokładów gytii, które są tak charakterystycznym elementem torfowisk w krajobrazie młodoglacjalnym. Jeszcze innym czynnikiem zmniejszającym zasoby materii organicznej był sposób akumulacji utworów. W złożach dolinowych notowano wkładki namułów mineralnych, dzięki którym zasoby materii organicznej w złożu są mniejsze. Również zamulenie warstw torfowych, tak częste w złożach dorzecza, wpływa w pewnym stopniu na zmniejszenie zawartości materii organicznej.

Wyliczenie zasobów materii organicznej złóż poprzedzone było obliczeniem zawartości materii organicznej w każdej warstwie profilu o zmiennej popielności. Nie zaobserwowano znaczących różnic w zawartości materii organicznej w warstwach o różnych rodzajach torfów niskich. Różnice wynikają głównie ze stopnia namulenia. W 86 profilach występowało 461 takich warstw. Dla każdego profilu torfowego obliczono średnią ważoną zawartość materii organicznej w g/m^3 , a następnie średnią zawartość materii organicznej dla każdego złoża. W każdym profilu brano pod uwagę nie tylko warstwy torfu, ale i utwory nietorfowe (muły, namuły organiczne, gytie, utwory nietorfiste). Nie uwzględniano w zasadzie jedynie utworów mineralnych, jak piaski i ły o popielności przekraczającej 90%. Z kolei obliczono średnią miąższość i zasoby dla łącznej warstwy torfu oraz innych utworów hydrogenicznych. Mnożąc otrzymane zasoby przez zawartość substancji organicznej w g/cm^3 obliczono zasoby materii organicznej w tonach dla każdego torfowiska. Po zsumowaniu zasobów łączna waga materii organicznej w torfowiskach całego dorzecza wyniosła 1646 tys. ton.

Do zestawienia pełnego bilansu zasobów materii organicznej w tym dorzeczu należy dokonać podobnych obliczeń dla innych siedlisk hydrogenicznych jak: mułowe, namułowe, torfiaste i płytkie murszowe. Należy dodać, że dorzecze Śliny jest jak na razie jedynym większym obszarem w Polsce (360 km^2), gdzie bilans zasobów materii organicznej zestawić można na podstawie konkretnych danych liczbowych (powierzchnia złóż, średnia miąższość złóż, popielność i ciężar objętościowy utworów). Do wszystkich następnych obliczeń zasobów materii organicznej w torfie zastosowano średnią zawartość materii organicznej w g/cm^3 wynoszącą 0,141. Jest to średnia (arytmetyczna) zawartość materii organicznej w 27 torfowiskach dorzecza Śliny. Wszystkie obliczenia zarówno dla województw, regionów fizycznogeograficznych czy kraju mają charakter pierwszego przybliżenia, gdyż dla torfów wysokich, przejściowych i mechowiskowych o niskiej popielności wskaźnik 0,141 będzie niewątpliwie miał wyższą wartość, a dla torfów silniej zamulonych niższą.

ZASOBY MATERII ORGANICZNEJ
W TORFOWISKACH RÓŻNYCH TYPÓW RZEŻBY POLSKI

Dla obszaru całej Polski według rejestru prowadzonego przez Departament Wodnych Melioracji Ministerstwa Rolnictwa do końca 1983 r. udokumentowane zasoby rzeczywiste torfu wyniosły 18 497 092 tys. m³ surowej masy, co daje 2 mld 608 mln 90 tys. ton materii organicznej. Według danych tego Departamentu do 31 XII 1979 eksploatacja torfu była na 90 845 ha torfowisk. Jeśli przyjmiemy średnią głębokość dołów potorfowych na 1 m, to wyeksploatowanych zostało 908 450 tys. m³ torfu. Zasoby pierwotne wynosiłyby więc 19 405 542 tys. m³ torfu. Ponieważ w ramach analizy bazy surowcowej do produkcji torfu ogrodniczego (Żurek, Pietras 1980b) obliczono zasoby torfowisk wysokich, przejściowych i mieszanotypowych na 2 157 686 tys. m³ (tab. 9), to zasoby torfowisk niskich wynoszą około 16 340 000 tys. m³ torfu.

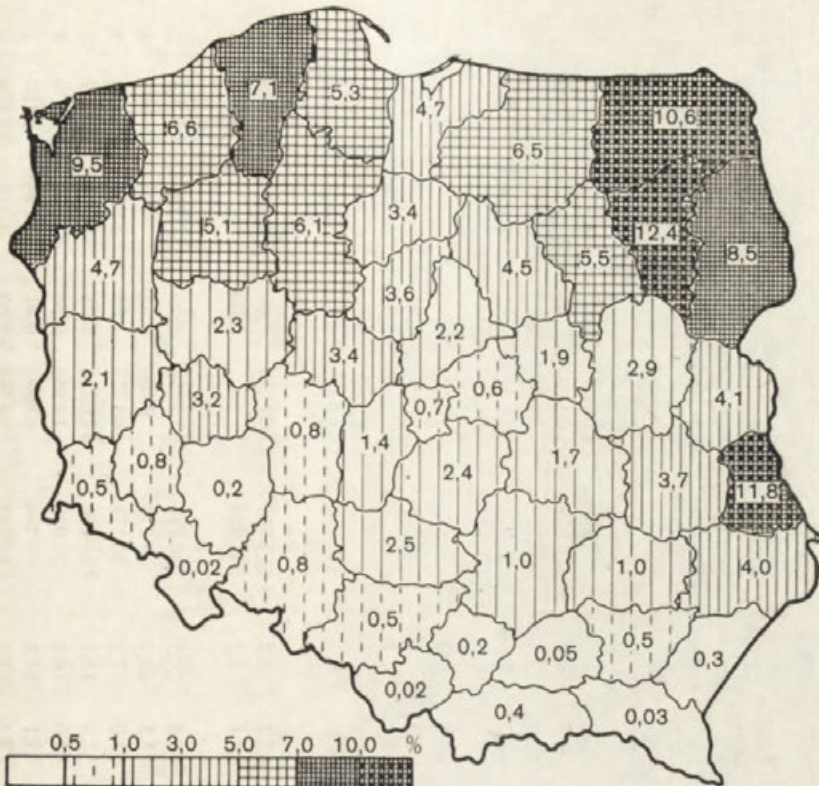
Tabela 9

Zasoby złóż torfowisk wysokich, przejściowych i mieszanotypowych

Rodzaje złóż	Złóża		Powierzchnia złóż		Zasoby złóż	
	liczba	%	w ha	%	w tys. m ³	%
Wysokie jednorodne	4210	47,4	37 514	37,1	797 342	37,0
Wysokie na przejściowych	362	4,1	6 092	6,0	151 113	7,0
Wysokie na niskich	342	3,9	13 114	13,0	448 064	20,8
Przejściowe jednorodne	2801	31,5	26 027	25,7	392 573	18,1
Przejściowe na niskich	490	5,5	12 026	11,9	239 951	11,1
Mieszanotypowe zabużone*	674	7,6	6 380	6,3	128 643	6,0
Razem	8879	100,0	101 153	100,0	2 157 686	100,0

* złoża, w których torfy wysokie i przejściowe przykryte są torfami niskimi.

Ogólny obraz zatorfienia ukazuje mapa oparta na danych z Ministerstwa Rolnictwa zestawionych w 1976 r. (ryc. 14). W Polsce północnej i wyjątkowo w woj. chełmskim zatorfienie waha się 5—12⁰/₀. W Polsce środkowej oscyluje 1—5⁰/₀, a w południowej spada gwałtownie poniżej 1⁰/₀. Zatorfienie i zasoby torfu wiążą się wyraźnie ze środowiskiem przyrodniczym kraju. Dla określonych typów rzeźby zestawiono według posiadanych materiałów podstawowe charakterystyki zatorfienia jak: powierzchnia torfowisk, liczba złóż, zasoby rzeczywiste i pierwotne, średnia miąższość torfu, zasoby gytii, a wreszcie zasoby materii organicznej w torfie zarówno w regionie, jak i na 1 km² (tab. 10). Wykorzystano wszystkie dostępne dane dotyczące jednostek fizycznogeograficznych oraz powiatów leżących w tej samej jednostce przyrodniczej. Osobno zestawiono materiały dla Pradoliny Biebrzy, gdyż region ten nie ma w Polsce



Ryc. 14. Zatorfienie Polski według województw

Peat formation in Poland according to voivodships (in percent)

swego odpowiednika. Dane dla poszczególnych regionów w danym typie rzeźby ukazują nam granice zmienności każdego analizowanego elementu. Szczególnie interesujące są wskaźniki odnoszone do powierzchni regionu, a mianowicie: zatorfienie, liczba złóż na 100 km², zasoby materii organicznej na 1 km², czy takie elementy jak średnia miąższość i zasoby gytii. Te elementy wskazują przede wszystkim na różnice w zatorfieniu odmiennych typów rzeźby. Na zakończenie opracowano szacunkowy bilans zasobów materii organicznej w torfowiskach podstawowych typów rzeźby (tab. 11). W określonych typach wybrano z tabeli 10 po kilka regionów (przede wszystkim fizycznogeograficznych), ustalono dla nich średnie zasoby materii organicznej w t/km² (średnia arytmetyczna) i pomnożono przez powierzchnię typu w km². W ten sposób uzyskano szacunkowe zasoby materii organicznej w tonach dla każdego typu rzeźby i ich procentowy udział w zasobach całego kraju.

Ogólne zasoby materii organicznej w tonach według szacunku autora (tab. 11) dla Polski wynoszą 3 054 831 tys. i są tylko o 14,6% większe od zasobów materii organicznej w torfie, wyliczonych z rzeczywistych

Zróźnicowanie zatorfienia i zasoby materii organicznej w torfowiskach różnych typów rzeźby Polski

Typ rzeźby i region (fizycznogeograficzny, administracyjny)	Powierz- chnia regionu w km ²	Powierz- chnia torfowisk i gytio- wisk w ha	Za- tor- fienie w %	Liczba złóż torfu lub tor- fowisk	Liczba złóż na 100 km ²	Liczba km ² na 1 złoże	Pierwotne zasoby torfu w tys. m ³	Rzeczywiste zasoby torfu w tys. m ³	Sred- nia miaż- szość torfu w m	Zasoby gytii w tys. m ³ (podtor- fowej i gytiowisk)	Zasoby materii organicznej w torfie w tys. ton na 1 km ²	
Pobrzeża młodoglacjalne												
1. Pobrzeże Szczecińskie	6 623	80 855	12,2	1 785	26,9	3,7	1 632 526	1 606 575	2,02	774 431	226 527	34
2. Wybrzeże Słowińskie	1 100	24 822	22,6	109	9,9	10,1	514 929		2,07		72 605	66
8. powiat Braniewo	1 301	4 624	3,5	424	32,6	3,1	100 636	98 100	2,18	50 911	13 832	11
9. powiat Bartoszyce	1 177	5 731	4,9	520	44,2	2,3	121 974	118 995	2,13	60 871	16 778	14
Pojezierza młodoglacjalne												
10. Pojezierze Zachodnio-pomorskie	16 500	80 970	4,9	7 182	43,5	2,3		1 414 000	1,75		199 374	12
11. Pojezierze Zachodnio-suwalskie	670	3 056	4,6	357	53,3	1,9	58 721		1,92		8 280	12
12. woj. olsztyńskie	12 327	80 317	6,1	7 361	59,7	1,7		1 225 906	1,53	1 270 709	172 853	14
13. woj. suwalskie	10 490	111 447	10,3	6 771	64,5	1,5		1 843 852	1,65	1 001 291	259 983	25
28. powiat Gniezno	1 132	2 869	2,5	290	25,6	3,9	38 985	35 883	1,36	36 044	506 0	4
Kotliny staroglacjalne odmłodzone												
29. Pradolina Biebrzy	2 121	97 723	46,1	217	10,2	9,8	1 614 837	1 609 179	1,65	86 347	226 894	107
30. Kotlina Kurpiowska	3 398	36 175	10,6	411	12,1	8,3	361 104		1,00		50 916	15
Niziny staroglacjalne												
31. Wysoczyzna Wysokomazowiecka	2 300	3 312	1,4	83	3,6	27,7	36 191		1,09	291	5 103	2
32. Zlewnia rzeki Śliny	360	985	2,7	27	7,5	13,3	9 270	9 104	0,94	291	1 307	4
33. powiat Mława	993	8 299	8,4	129	13,0	7,7	86 573	66 755	1,04	2 081	9 412	9
34. powiat Przasnysz	1 405	13 618	9,7	107	7,6	13,1	124 006	121 131	0,91	6 381	17 079	12
35. powiat Turek	1 143	3 724	3,3	172	15,0	6,6	20 010	14 665	0,54	3 089	5 830	5
36. powiat Brzeziny	1 018	929	0,9	32	3,1	31,8	8 494	7 941	0,91	294	1 120	1
37. powiat Siedlce	1 352	8 244	6,1	167	12,3	8,1	85 325	79 260	1,03	1 416	11 176	8
38. powiat Łuków	1 988	7 840	5,2	112	7,5	13,4	89 094	79 199	1,14	1 874	11 167	7
39. powiat Bełchatów	734	3 636	4,9	116	15,8	6,3	37 266	30 348	1,02	1 879	4 279	6

Wyżyny												
40. Wyżyna Świętokrzyska	1 355	699	0,5	44	3,2	30,8	16 869		0,98		2 379	2
41. Wyżyna Częstochowska	1 870	185	0,1	12	0,6	156,0	2 493	2 493	1,35		352	0,2
42. Niecka Nidziańska	4 684	2 615	0,6	86	1,8	54,5				7 165		
43. woj. kieleckie	9 210	9 312	1,0	337			95 591	87 298	1,03	9 977	12 309	1
Kotliny podkarpackie												
44. Równina Biłgorajska	1 322	5 500	4,2	203	15,3	6,51	51 049		0,93		7 198	5
45. woj. przemyskie	4 430	1 345	0,3	53	1,2	83,6	18 558	18 172	1,38	8 492	2 562	0,6
Góry												
46. Bieszczady	2 430	125	0,05	13	0,5	186,9	1 998	1 988	1,59	—	280	0,1
47. Tatry	200	7	0,03	8	4,0	25,0	251	251	3,58	—	35	0,2
48. woj. nowosądeckie	5 576	2 363	0,4	33	0,6	169,0	53 525	53 065	2,26	—	7 482	1
Polska	312 683	1 315 000	4,2	51 931	16,6	6,0	19 405 542	18 497 092	1,48		2 608 090	8

Źródła: powierzchnia regionu: Rocznik Statystyczny GUS, 1972. Czajkowski 1969. Pozostałe dane: 1 — Jasnowski *et al* 1975; 2, 11, 31, 40, 41, 46, 47 — Żurek 1980; 44 — Żurek, Lisiak 1980; 10 — Jasnowska, Jasnowski 1983; 12, 13, 43, 48 — Żurek 1983c; 29, 30 — obliczenia własne; powiaty-syntezy powiatowe torfowisk (Archiwum IMUZ); Polska — dane Departamentu Wodnych Melioracji Ministerstwa Rolnictwa.

Zasoby torfu rzeczywiste = zasoby pierwotne minus zasoby wyeksploatowane; średnia miąższość torfu = zasoby pierwotne (powierzchnia torfowisk); zasoby materii organicznej w regionie = zasoby rzeczywiste (lub pierwotne przy braku zasobów rzeczywistych) w tys. m³ × 0,141 (zawartość materii organicznej j w g/cm³).

Szacunkowy bilans zasobów materii organicznej w torfowiskach różnych typów rzeźby Polski

Typy rzeźby	Powierzchnia typu w km ²	Zasoby materii organicznej w t/km ² (średnie)	Analizowane regiony (tab. 10)	Zasoby materii organicznej w tys. ton (szacunek)	%
Pobrzeża młodoglacjalne	21 620	31 273	1, 2, 8, 9	676 122	22,1
Pojezierza młodoglacjalne	96 067	13 543	10, 11, 12, 13, 28	1 301 035	42,6
Niziny staroglacjalne	109 240	6 817	30, 31, 32, 34, 39	744 689	24,4
Pradolina Biebrzy	2 121	106 975	29	226 894	7,4
Wyżyny	38 224	1 093	40, 41, 43	41 779	1,4
Kotliny podkarpackie	16 216	3 011	44, 45	48 834	1,6
Góry	28 450	544	46, 47, 48	15 477	0,5
Polska	311 438	9 809		3 054 830	100

Źródła: powierzchnia typu — Czajkowski 1969

zasobów torfu. Szacunek ten jest więc bardzo prawdopodobny, gdyż we wszystkich obliczeniach zasobów torfu wyłączano zawsze utwory organiczne, podścielające lub przykrywające torf. W zlewni Śliny gdzie utwory te brano w obliczeniach pod uwagę, zasoby materii organicznej w torfowiskach (1646 tys. t) były o 20,5%⁰ większe w stosunku do zasobów materii organicznej w torfie (1307 tys. t — tab. 10).

DECESJA MATERII ORGANICZNEJ W TORFOWISKACH POLSKI

Faza akumulacji wiąże się z narastaniem i gromadzeniem torfu w warunkach stałego uwodnienia siedliska torfotwórczego. Z chwilą obniżenia poziomu wody, czy to na skutek zabiegów melioracyjnych czy ewolucji krajobrazu, związanej również z antropopresją, rozpoczyna się faza decesji o ujemnym bilansie masy organicznej. Termin „decesja” określający zjawisko ubytku materii organicznej wprowadził do polskiej literatury H. Okruszko. (1976). Przychód masy organicznej związany z produkcją roślinną jest wówczas mniejszy od rozchodu powodowanego mineralizacją (rozkład materii organicznej na sole mineralne, CO₂ i H₂O). Kurczenie się masy organicznej, osiadanie i mineralizacja prowadzi do stopniowego zmniejszania się miąższości torfowiska, aż do jego całkowitego zaniku.

FAZA DECESJI ZWIĄZANA Z ODWODNIENIEM MELIORACYJNYM

Odwodnienie wyzwala całą serię zjawisk w górnych poziomach złóż, jak np. wzrostu aeracji i procesów mikrobiologicznych oraz rozkład masy organicznej aż do całkowitej jej mineralizacji. Pierwszym przejawem jest rozkład torfu w stropie do postaci bezstrukturalnej masy, która pod

wplywem wahań uwilgotnienia (kurczenie się i pęcznienie) oraz działania mrozu zmienia strukturę na ziarnistą lub proszkową. Charakterystyczny profil gleby torfowo-murszowej składa się z 3 warstw (Okruszko 1960). Pod darnią występuje specyficzna warstwa poddarniowa w postaci próchnicznego, ziarnistego lub kaszkowatego murszu. Pod murszem wyodrębnia się poziom przejściowy o pryzmatycznej strukturze, w którym masa glebowa rozłupuje się na bryły i agregaty. Pod warstwą przejściową występują torfy o włóknistej strukturze. Rodzaj torfowiska ma istotny wpływ na wykształcenie się profilu murszowego. Torfowiska zalewane z silnie rozłożonymi torfami szuwarowymi czy olesowymi mają ziarniste mursze o dużej miąższości (0,3—0,4 m). Makroporowata struktura profilu prowadzi w tym wypadku do zwiększenia przepuszczalności warstw górnych i wyraźnego zmniejszenia się przepuszczalności w warstwach podścielających. W torfowiskach mechowiskowych poziomy murszowe są płytsze, a torfiasty i próchniczny mursz ze zwiększoną ilością humusu powoduje pogorszenie się stosunków powietrzno-wodnych. Torfowiska wysokie i przejściowe murszeją w warstwie powierzchniowej (0—10 cm). Proces murszenia hamowany jest natomiast w wypadku przykrycia torfowiska warstwą piasku czy namułu.

W pewnych wypadkach tworzą się po odwodnieniu tereny o zdegradowanej szacie roślinnej, słabo zadarniającej glebę (Okruszko 1956). Z traw utrzymuje się prawie wyłącznie kostrzewa czerwona, tworząca płyty luźnej darni zakorzenione na kilka centymetrów. Pod darnią znajduje się luźna proszkowata warstwa murszu, unoszącego się czasem w powietrze w postaci pyłu. Obszary tego typu ulegają często wypaleniom, a długo trwające pożary powodują spalanie się materii organicznej w szybkim tempie. W innych wypadkach, jeśli torf zostanie poddany głębokiej orce lub głębokiemu odwodnieniu, zamienia się w twardy ostry koksik, który nie wchłania wody i nie pęcznieje. Warstwy murszu nie zatrzymują wody opadowej oraz przerywają podsiąk kapilarny, co powoduje szybkie wysychanie gleby i prowadzi do powstania posusznych siedlisk łąkowych. Zjawisko murszenia może więc z punktu widzenia rolniczego użytkowania powodować i negatywne skutki (wzrost posuszności).

W czasie murszenia torfu zachodzi biochemiczny rozkład jego organicznej masy, co powoduje gromadzenie się w glebie części mineralnych jako pozostałości po rozłożonym torfie. Mineralizacja masy organicznej i związane z tym obniżanie się miąższości torfu jest więc istotą procesu zachodzącego na odwodnionych torfowiskach. W glebach z wyraźnie rozwiniętym procesem murszenia (MtII) jest o 176% więcej popiołu niż w warstwach torfu leżących głębiej. W glebach o głębokich murszach (MtIII) różnica ta równa jest 235%. W czasie procesu murszenia zachodzi ciągły, powolny wzrost ilości części popielnych w glebie. Równocześnie zachodzą ciągłe zmiany w składzie substancji organicznej polegające na jej utlenianiu, co pociąga za sobą wzrost ilości tlenu i azotu, nato-

miast spadek węgla. Zmniejsza się zawartość bituminów, celulozy i ligniny, a wzrasta ilość związków łatwo hydrolizujących (cukry, związki pektynowe, azotowe) oraz kwasów humusowych.

Wymienione zmiany chemiczne powodują określone zmiany we właściwościach fizycznych torfowisk odwodnionych. Zwiększa się ciężar objętościowy murszu, następuje zagęszczenie fazy stałej, a tym samym zmniejsza się porowatość i pojemność wodna gleb. Masa murszowa kurczy się pod wpływem wysychania i pęcznieje pod wpływem nasycenia wodą lub lodem.

Głównym efektem mineralizacji torfu i mechanicznego osiadania złoża jest stałe obniżanie się jego powierzchni, co przy systematycznym obniżaniu poziomu wody gruntowej doprowadza torfowiska do zaniku. Intensywność mineralizacji i wielkość zanikania materii organicznej związana jest z warunkami klimatycznymi. Według R. Eggelsmanna (1976) w warunkach chłodnego i wilgotnego klimatu Europy północno-zachodniej zanikanie gleb torfowych jest niewielkie. W miarę przesuwania się na południe i wschód w obszary dominujących torfowisk niskich, wzrasta ubytek masy i zanikanie złóż coraz bardziej się nasila. Analizując wiele materiałów (RFN, Finlandia, Kanada, Szwajcaria, Holandia, Grecja, Floryda) autor ten podał, że wielkość zanikania waha się w granicach 20—40 mm/rok dla torfowisk niskich i 6—10 mm/rok dla torfowisk wysokich.

Polska leży w strefie torfowisk niskich i decesja materii organicznej następuje dość szybko. Najwięcej danych z tego zakresu zebrano na torfowiskach doliny Noteci. Były one meliorowane od końca XVIII w., gdyż na mapach Schroetera z lat 1796—1802 naniesione są już kanały i rowy melioracyjne (Roguski, Bieńkiewicz 1967). Analiza danych historycznych i kartograficznych o poziomie i wahaniami wód jeziora Gopło (obniżenie o 3 m od 1782 r.) doprowadziła autorów do wniosku, że w okresie 150 lat powierzchnia torfowisk w tym rejonie obniżyła się co najmniej o 2—2,5 m, a powierzchnia czarnych ziem około 0,5—1 m. Płytsze torfowiska zmineralizowały się całkowicie i część z nich zamieniono na pola orne. Aktualnie występują tam płytkie gleby murszowe i gleby murszaste. W dolinie Bachorzy w rejonie Gopła zwarty obszar łąk bagiennych wynosił w 1802 r. 4200 ha, a obecnie 2800 ha użytków zielonych występuje w postaci rozczłonkowanych oddzielnych powierzchni. Podobnie zmniejszył się obszar torfowisk w dolinie Gąsawki i na Łąkach Łabiszyńskich, gdzie płytkie gleby murszowe i piaski murszaste stanowią obecnie 50% powierzchni. Na głębokich torfach Kanału Bydgoskiego powierzchnia terenu obniżała się średnio o 2,13 cm/rok (lata 1916—1963). Podsumowując te dane W. Roguski (1973) stwierdził, że w warunkach długotrwałego użytkowania roczne obniżanie się powierzchni łąk wynosi średnio 1 cm, a na torfowiskach w uprawie polowej 3 cm.

Tabela 12

Osiadanie torfowisk polskich

Obiekt	Okres obserwacji	Osiadanie średnie		Osiadanie pierwotnej miąższości w %	Rodzaj złoża	Źródło
		w cm	cm/rok			
Bystra Noteć	1891—1969	79	0,94	27	szuwarowe	Ilnicki 1973
	1903—1963	34	0,51	15	szuwarowe	Ilnicki 1973
Leniwa Noteć	1876—1969	75	0,83	13	gytiowo-szuwarowe	Ilnicki 1973
	1958—1969	14	1,28	3	gytiowo-szuwarowe	Ilnicki 1973
Kanał Bydgoski	1916—1963	100	2,13	20	gytiowo-mechowiskowe	Roguski, Bienkiewicz 1967
Minikowo	1940—1963	43	1,87		gytiowo-mechowiskowe	Roguski, Bienkiewicz 1967
Minikowo	1854—1963	117	0,96	17	gytiowo-mechowiskowe	Ilnicki 1973
Minikowo	1940—1963	34	1,42	19	gytiowo-mechowiskowe	Ilnicki 1973
Górna Noteć-Łąki Łabiszyńskie	1918—1969	23	0,52	13	szuwarowo-turzyco-wiskowe	Ilnicki 1973
Łąki Łabiszyńskie-Brzoza	1948—1966	11	0,61		szuwarowo-turzyco-wiskowe	Roguski 1973
Kuwasy północne	1952—1972	18,6	0,93		olesowo-mechowiskowe	Okruszko, Churski 1974
Kuwasy I	1953—1968	18	1,18		gytiowo-olesowe	Krzywonos 1974
Kuwasy II	1962—1966	10	2,50		olesowe	Krzywonos 1974
Bagno Siennickie	1957—1964	17	2,43		olesowo-mechowiskowe	Krzywonos 1974
RZB Biebrza kwartera 45	1967—1976					
łąka			0,91		olesowe	Gotkiewicz 1983
pole			1,28		olesowe	Gotkiewicz 1983
Kotlina Sandomierska Stawy	1891—1970	107	1,35		olesowe	Lipka 1978
Kotlina Sandomierska Sibigi	1891—1970	89	1,13		olesowe	Lipka 1978
Rucianka	1949—1968	60	3,16	15	sfagnowe	Pawlak 1969

Szczegółowe badania nad osiadaniem torfowisk nadnoteckich przeprowadził P. Ilnicki (1973). Na podstawie danych historycznych i 37 niwelacyjnych przekrojów przez dolinę dokonał on analizy zależności między wielkością osiadania torfowisk a ich pierwotną miąższością, stratygrafią złożeń, właściwościami fizycznymi murszu, intensywnością odwodnienia oraz czasem trwania tego procesu. Wyniki tego autora przedstawiono w tabeli 12. Średni roczny rozmiar osiadania waha się w granicach 0,3—1,10 cm/rok i zależy to głównie od miąższości złożeń i jego stratygrafii oraz intensywności i czasu trwania odwodnienia. W procesie osiadania wyróżnić można 2 okresy. W ciągu pierwszych 20 lat następuje

gwałtowne obniżenie powierzchni głównie wskutek kurczenia się i zagęszczania torfu. W następnych latach obniżanie powierzchni jest bardzo wyrównane i wiąże się głównie z mineralizacją materii organicznej. Analizując większą ilość materiałów Inicki (1983) doszedł do wniosku, że średnie osiadanie wynosi 1 cm/rok, a w obszarach intensywnie odwadnianych 1,3—1,4 cm/rok.

Podobne wyniki uzyskano również na torfowiskach odwadnianych stosunkowo niedawno. W dolinie Biebrzy badano obniżanie się powierzchni łąk po 20 latach ich użytkowania (Okruszko, Churski 1974). Odtworzony przekrój stratygraficzny na północnych Kuwasach wykazał, że powierzchnia obniżyła się średnio o 18,6 cm, czyli o 0,93 cm/rok (tab. 12). Szczegółowsze materiały oparte na analizie niwelacji 261 punktów torfowiska Zakładu Biebrza wykazały, że teren obniża się z szybkością 1,18 cm/rok (Krzywonos 1974). Obniżanie powierzchni jest tu ściśle związane z miąższością złoża, a składa się na nie zarówno osiadanie właściwe, jak i mineralizacja (po 50⁰/₀). Szybkość mineralizacji zależy w dużym stopniu od sposobu użytkowania. Według badań Gotkiewicza (1983) na poletkach Zakładu Biebrza obniżanie się powierzchni na łące torfowej wynosi 0,91 cm/rok, a na torfowisku użytkowanym połowo 1,28 cm/rok.

Zanikanie torfowisk rejestrowane było również w innych rejonach Polski. Na Pomorzu Szczecińskim w trakcie inwentaryzacji torfowisk stwierdzono zanik około 200 złóż o powierzchni 5190 ha (Jasnowski, Jasnowska, Markowski 1968). W Kotlinie Sandomierskiej w dolinie Sanu wskaźnik zatorfienia na obszarze 765 km² zmniejszył się w latach 1891—1970 z 7,33⁰/₀ do 1,66⁰/₀ (Lipka 1978). Do obliczeń wykorzystano stare materiały kartograficzne i własne niwelacje na 15 przekrojach. Średnie wartości osiadania na 2 obiektach Stawy i Sibigi wyniosły 1,35 i 1,13 cm/rok (tab. 12). Autor opracowania obliczył również różnicę między mineralizacją a kurczeniem się masy torfowej. Z liczb tych wynika, że 4/5 ubytku miąższości przypada na mineralizację, a tylko 1/5 na kurczliwość. Dane te potwierdzają wyniki z innych krajów, z których wynika, że np. w Holandii wielkość mineralizacji torfu wynosi 85⁰/₀ ubytku miąższości (Schothorst 1976). Bardzo zbliżone wartości udziału mineralizacji w obniżaniu powierzchni, gdyż wynoszące 76⁰/₀, uzyskał w PawłóWKu (dolina Noteci) H. Frąckowiak (1980). Doświadczenie łąkowe prowadzone było w latach 1963—1976, a w jego początkach i na końcu wykonano szczegółowe pomiary niwelacyjne.

Znacznie mniej danych dotyczy torfowisk wysokich. Badania niwelacyjne przeprowadzono jedynie na torfowisku wysokim Rucianka w rejonie Fromborka (Pawlak 1969). Jest to złoże eksploatowane w sposób przemysłowy od 1948 r., a wykonane tam pomiary na 4 przekrojach wykazały, że osiadanie sięga 3,16 cm/rok, a jego wielkość uzależniona jest od stopnia rozkładu torfu (odwrotnie proporcjonalne).

Decesja materii organicznej związana jest nie tylko z odwodnieniem złoó wywołanych melioracją. Pojawia się ona również w wyniku zmian warunków wodnych w środowisku przyrodniczym. Wspominał o tym S. Kulczyński (1952, 1958) pisząc o „wstecznych procesach torfowych” rozkładu materii organicznej, które zachodzą równolegle z akumulacją, ale w pewnych okresach mogą wybitnie się nasilać. Wiązał to głównie z erozją wodną. Procesom wietrzenia, rozkładu i erozji złoó torfowych przypisuje Kulczyński duże znaczenie, pisząc że w warstwach torfu znajdują się „poziomy abrazyjne”, które często nie są przez badaczy dostrzegane. W sposób najbardziej widoczny zjawisko to występuje w górach. Podaje tu przykład głębokich gleb humusowych Doliny Stawów Gąsienicowych i stożka Zakopanego, które są szczątkami torfowisk rozniesionych przez erozję. Zanikłe torfowiska lokalizować można na Podtatrzu poprzez zbiorowiska świerkowe, które wypierają jodłę, lokując się na glebach humusowych dawnych torfowisk. Dość obszernie proces decesji wywołany „samoosuszeniem” omówił na przykładzie europejskich lasostepowych torfowisk Niżu Rosyjskiego N. I. Pjawczenko (1958). Na skutek wcinania się koryt rzecznych, wywołanego odlesieniem, roślinność bagienna wypierana jest stopniowo przez roślinność łąk zalewanych, a następnie przez roślinność trawiastą z udziałem chwastów. Przesychanie gleb powoduje rozwój poligonów, głębokich szczelin i rozpylającego się murszu.

W Polsce fazę decesji w naturalnej ewolucji torfowisk niskich omówił H. Okruszko (1981). Na przykładzie mało zmienionych przez człowieka dolin Biebrzy i Narwi wykazał, że pogłębienie się rzek powoduje obniżanie się poziomu wód gruntowych w tych częściach doliny, które zasilane są wodami rzeki⁸. Zwiększenie się amplitudy wahań poziomów wód gruntowych powoduje zmianę warunków ekologicznych w kierunku zwiększenia tempa mineralizacji materii organicznej i zwiększenia trofizmu. Bagiennie szuwały turzycowe wypierane są przez szuwały mozgowo-mannowe. Zjawisko to określił J. Oświt (1973b) jako „proces łągowienia”, polegający na zastępowaniu warunków stałego zabagnienia warunkami okresowego zabagnienia, przy jednoczesnym utrzymywaniu się intensywnych zalewów. Zarówno na przykorytowych glebach mułowych, jak i przylegających do nich glebach torfowych zaczyna się wtedy proces murszenia, który coraz bardziej się pogłębia. łągowienie przyrzecznych terenów obserwować można wyraźnie w środkowym basenie Biebrzy (Okruszko 1983b). W profilach torfów szuwarowych, zalegających pasami

⁸ Nie jest to zjawisko całkiem naturalne, jak pisze H. Okruszko, gdyż często wiąże się z wylesianiem wysoczyzn i zwiększonymi splywami deluwialnymi do rzek. Zwiększa się dzięki temu amplituda wód w korycie, skracają zalewy, a akumulowane torfy przykryte są często mułem i namułami.

wzdłuż koryt Biebrzy, Elku i Netty, górna 30-centymetrowa warstwa uległa przeobrażeniu i uzyskała typową dla murszów strukturę ziarnistą. Siedliska te są okresowo silnie zabagnione, czego wyrazem jest roślinność w postaci szuwarów turzycowych lub trawiasto-turzycowych. W warunkach większych wahań poziomu wody rozwinęły się zbiorowiska trawiaste z dominacją wyczyńca łąkowego (obszary zalewane) lub trzęślicy modrej (obszary nie zalewane).

DECESJA MATERII ORGANICZNEJ ZWIĄZANA Z EKSPLOATACJĄ TORFU

Omówione poprzednio fazy decesji materii organicznej związane były jedynie z obniżeniem poziomu wody. Bezpośrednie działanie człowieka w postaci eksploatacji złóż torfowych powoduje najszybsze ubytki materii organicznej. Aby rozpocząć eksploatację, torfowisko należy odwodnić. Jeśli eksploatacja nie jest prowadzona racjonalnie, przez zrównanie i zagospodarowywanie łąkowe potorfii (Tołpa 1956), torfowisko wyłączone jest z rolniczego użytkowania. Szczególnie szkodliwa okazała się wgłębną eksploatacją chłopską torfu na opał, pozostawiająca nieregularne, różnej głębokości wyrobiska, rozrzucone chaotycznie po całej powierzchni. Częściowo są to trwałe nieużytki, np. otwarte lustra wody nie dające się osuszyć przez grawitacyjne odwadnianie. Obszary między wyrobiskami ulegają zakrzewieniu i często zakwaszeniu, co prowadzi do inwazji zbiorowisk torfowiska przejściowego. Innym rodzajem dewastacji jest obniżenie żyzności torfowiska przez zdjęcie powierzchniowej gleby i odsłonięcie warstwy surowego torfu. Do tej pory nie wypracowano jeszcze racjonalnych metod rolniczego zagospodarowania terenów poeksploatacyjnych. Na terenach tych ubytek materii organicznej jest szczególnie wysoki zarówno z powodu jednorazowego wydobycia surowej masy torfowej, jak i z powodu mineralizacji dużo większego obszaru zmurszałych torfowisk. Eksploatacja torfu na opał została w zasadzie zabroniona w końcu lat pięćdziesiątych, obecnie prowadzi się ją głównie tylko w dużych zakładach państwowych Przedsiębiorstwa „Las”. Zakłady te wydobywają torf ogrodniczy, eksploatując torfowiska wysokie (14 zakładów) i sporadycznie niskie (2 zakłady). Są one rozrzucone na Pomorzu Zachodnim (Samolino, Reptowo, Modlimowo, Nowy Chwalim, Czaplunek, Gace, Wieliszewo), Pomorzu Wschodnim (Biedkowo, Rucianka, Budwity), w Białostockim (Imszar, Karaska), Lubelskim (Dubeczno, Sawin, Ludwin) i na Podhalu (Puścizna Wielka). Przybliżone roczne wydobycie zakładów wynosi 740 tys. m³ surowej masy, a całkowite według ankiety MST około 850 tys. m³. Powierzchnia eksploatowana wynosi obecnie 2514 ha, co stanowi 0,19% ogólnej powierzchni torfowisk i jest niewielka w porównaniu z powierzchnią wyeksploatowanych już torfowisk, która według danych Departamentu Wodnych Melioracji Ministerstwa Rolnictwa

z 31 X 1979 r. sięga 90 845 ha. Jeśli przyjmiemy szacunkowo miąższość eksploatacji na 1 m, to okaże się, że do naszych czasów wyeksploatowano 908 450 tys. m³ torfu, co daje nam ubytki materii organicznej około 128 091 tys. ton.

Mineralizacja materii organicznej wynosi średnio rocznie 10 t/ha (Okruszko, Kozakiewicz 1973), co w zestawieniu z powierzchnią torfowisk poddanych odwodnieniu daje wyjątkowo duże wartości jej ubytku. Według danych ankietowych, zbieranych w końcu lat siedemdziesiątych przez MST, w Polsce jest użytkowanych rolniczo około 71% powierzchni ogólnej torfowisk, czyli 960 tys. ha (Kivinen 1980). Ponieważ torfowiska leśne, których jest 120 tys. ha, w 25—30% są również odwodnione, ogólna suma użytków zielonych i lasów na torfowiskach wynosi 1 mln ha. Jeśli dodamy do tej liczby powierzchnię potorfii (90 tys. ha), które razem z torfowiskami, na których występują, szacować można na 200 tys. ha, powierzchnia torfowisk odwodnionych i użytkowanych wynosiłaby około 1200 tys. ha. Torfowisk nie odwodnionych mielibyśmy wówczas około 120 tys. ha, tj. 9% ogólnej powierzchni torfowisk. Wyniki tego szacunku są zbliżone do danych z ankiety MST, gdzie powierzchnię torfowisk naturalnych Polski określono na 6% ogólnej powierzchni (Kivinen, Pakarinen 1980). Powierzchnia torfowisk prawnie chronionych wynosi tylko 6100 ha, czyli 0,46% ogółu torfowisk (Jasnowski 1980).

Ubytek materii organicznej na odwodnionych torfowiskach wynosi więc szacunkowo 12 mln ton rocznie (1200 tys. ha × 10 t). Po 100 latach, gdyby zanikanie postępowało w podobnym jak obecnie tempie — ubytek ten wyniósłby 1200 mln ton. Stanowiłoby to 46% zasobów materii organicznej w torfowiskach kraju. Równoległe z zanikiem materii organicznej zmniejszy się wybitnie ilość wody zmagazynowanej w torfowiskach, a będzie to miało poważne konsekwencje zarówno dla ogólnego bilansu wodnego kraju, jak i wyników gospodarowania w rolnictwie.

PODSUMOWANIE

Opracowanie obejmuje ważniejsze problemy związane z akumulacją i decesją torfu na obszarze Polski, omówione na tle charakterystyki procesu zatorfienia w Europie.

Wyniki przedstawić można następująco:

1. Występowanie i rozwój torfowisk europejskich związane są zarówno z krajobrazową strefowością klimatyczno-roślinną, jak i lokalnymi warunkami rzeźby.

2. W poszczególnych strefach dominują określone rodzaje torfowisk, które powoli zanikają na obszarach sąsiednich stref (niskie niżowe, wysokie niżowe, wysokie wierzchowinowe, aapa, palsa). Jedynie astrefowe torfowiska górskie rozrzucone po całym kontynencie rozwijają się jako niskie lub wysokie w zależności od lokalnych warunków wodno-geomorfologicznych.

3. Początek akumulacji osadów w torfowiskach Europy wiąże się w pewnym zakresie z wiekiem rzeźby: najstarsze złoża późnoglacialne występują na obszarach staroglacialnej rzeźby i w górach, torfowiska wysokie strefy młodoglacialnej zaczynają rozwijać się od początków holocenu, torfowiska z obszarów rzeźby najmłodszej (aapa, palsa) od okresu borealnego.

4. W okresie preborealno-borealnym na niżu dominuje akumulacja jeziorna (gytie) i torfowiskowa (torfy mechowiskowe). W torfowiskach górskich i palsa torf zalega na iłach lub mułkach, które świadczą o bezleśnym charakterze otoczenia ówczesnych zbiorników jeziornych. Płytkie zbiorniki jeziorne uległy zatorfieniu już w okresie preborealnym, głębsze w końcu borealnego i atlantyckiego.

5. Koniec okresu atlantyckiego i okres subborealny cechują się powszechnym rozwojem torfowisk wysokich, co można wiązać zarówno ze zjawiskami klimatycznymi (ochłodzenie i zwilgocenie), jak i autonomicznymi warunkami rozwoju (wyrastanie złoża ponad poziom wód gruntowych). Szybkość przyrostu torfu ma charakter fluktuacyjny, występują wyraźne przerwy w akumulacji (warstwy pseudograniczne). Na wododziałach i stokach strefy atlantyckiej zaczynają narastać torfy wierzchowinowe, a w dolinach niżowych torfy niskie. Z drugiej strony w północnych torfowiskach palsa subborealna faza chłodu powoduje zahamowanie

rozwoju złóż, powstawanie pagórków i stopniową ich erozję. Zmniejszenie tempa akumulacji zanotowano również w torfowiskach aapa i wierzbuchowinowych złożach norweskich.

6. W okresie subatlantyckim nastąpił wzrost szybkości akumulacji zarówno w torfowiskach niskich, jak i wysokich. W końcowej fazie okresu niektóre dolinowe złoża ulegają pogrzebaniu przez namuły (odlesianie wysoczyzn), a część torfowisk wysokich została wyeksploatowana, co automatycznie przerwało proces akumulacji.

7. W torfowiskach niskich, częściowo i wysokich występuje pewien długookresowy rytm szybkości akumulacji o charakterze: wysoka szybkość akumulacji w okresie borealnym i subatlantyckim, niższa (czasem dwukrotnie) w atlantyckim i subborealnym. W torfowiskach północnych (palsa, częściowo aapa) rytm ten jest inny: wysoki przyrost w okresie borealno-atlantyckim i jego zahamowanie na progu okresu subborealnego.

8. Rytm akumulacji wiąże się ze zmianami klimatycznymi holocenu, nakładającymi się na autonomiczny rozwój w poszczególnych strefach zatorfień.

9. Polska leży w strefie torfowisk niskich, a liczba, powierzchnia, miąższość, kształt i rodzaj złóż wiążą się z charakterem rzeźby, przede wszystkim polodowcowej. Zatorfienie maleje stopniowo w kierunku południkowym w miarę starzenia się rzeźby.

10. Największym zatorfieniem cechuje się rzeźba młodoglacjalna oraz równiny akumulacyjne — obszary posiadające bardzo bogate i zróżnicowane formy wklęsłe. W rzeźbie staroglacjalnej i wyżynnej torfowiska występują o wiele rzadziej i wiążą się prawie wyłącznie z fragmentami dolin intensywniej zasilanymi przez wody podziemne. Zatorfienie gór jest znikome i zależne od zróżnicowanych warunków geomorfologiczno-klimatycznych, występujących w poszczególnych piętrach roślinnych. Rozwój zatorfień w różnych typach rzeźby przebiegał w kilku fazach, ściśle powiązanych z klimatycznym późnoglacialno-holocenijskim cyklem przemian środowiska geograficznego.

11. Szybkość akumulacji torfu zależy tak od warunków makroklimatycznych, jak i lokalnych warunków wodnych. Najlepszą jak dotychczas metodą określania przyrostu jest metoda radiowęglowa. Średnia szybkość akumulacji osadów wzrasta od torfowisk niskich poprzez wysokie do jezior. W holocenie najwyższe tempo akumulacji zanotowano w okresie subatlantyckim, a pewne jego zmniejszenie w okresie subborealnym i atlantyckim.

12. Na torfowisku Wizna szybkość akumulacji zmniejszała się w szeregu: torf mechowiskowy — torf olesowy — torf szuwarowy.

13. Przeprowadzona w okresie powojennym inwentaryzacja torfowisk umożliwia przystąpienie do wykonywania bilansów materii organicznej w złożach torfowych Polski. Przykładowy bilans opracowano dla

27 torfowisk dorzecza Śliny, reprezentującego typ rzeźby starogłacialnych wysoczyzn morenowych. Wykorzystując zestawione bilanse torfu dla typowych obszarów rzeźby, uzyskano szacunkowy bilans zasobów materii organicznej. Ogólne zasoby dla Polski wynoszą 3 054 831 tys. ton.

14. Ubytek materii organicznej zwany decesją związany jest z odwodnieniem melioracyjnym (osiadanie, mineralizacja materii organicznej), z naturalnymi zmianami warunków wodnych w otoczeniu torfowisk oraz z eksploatacją torfu. Średnia wielkość obniżania się powierzchni torfowiska na skutek decesji wynosi około 1 cm/rok, co może spowodować po 100 latach ubytek 46% aktualnych zasobów torfowisk.

LITERATURA

- Aaby B., Tauber J., 1974, *Rates of peat formation in relation to degree of humification and local environment, as shown by studies of a raised bog in Denmark*, *Boreas*, 4, 1—17.
- Aartolahti T., 1967, *On dating the genesis of peat banks and hollows in the raised bogs of southwestern Finland*, [w:] *Comptes Rendus de la Societe geologique de Finlande* 39, 71—86.
- Acta Palaeobotanica 1982, 22, 1.
- Åhman R., 1977, *Palsar i Nordnorge*. Meddel, Lunds Universitet Geogr. Inst., 78.
- Anderson J. A. R., 1973, *An introduction to the ecology of the peat swamps of Sarawak and Brunei*, [w:] *Proceedings of the International Peat Society Symposium on classification of peat and peatlands*, Glasgow, 1—8.
- Balwierz Z., Żurek S., 1986, *The Late Glacial-Holocene vegetational history and palaeohydrological changes at the Wizna site*, *Acta Palaeobotanica* (w druku).
- Bellamy D., 1972, *Templates of peat formation*, [w:] *Proceedings of the 4th International Peat Congress*, Helsinki 1, 7—18.
- Bjarnason O. B., 1968, *Chemical investigation of Icelandic peat*, [w:] *Second International Peat Congress*, Edinburgh, 1, 69—73.
- Боч М. С., 1978, *Niekotoryje zakonomiernosti razloženiija rastienij na bototach kak osnova dinamiki botot*, [w:] *Genesis i dinamika botot*, 1, Izd. Mosk. Uniw., Moskwa.
- Bocz M. S., Mazing W. W., 1979, *Ekosystemy botot SSSR*, Nauka, Leningrad.
- Bortenschlager S., 1977, *Alpine Late and Post-glacial*, [w:] *Proceedings of working session of Commission on Holocene INQUA*, Geol. Ustav, Bratislava, 123—128.
- Bortenschlager S., Patzelt G., 1969, *Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores (2270 m) der Venedigergruppe*, *Eiszeit und Gegenw.* 20, 116—122.
- Bradis E. M., Kuzmiczow A. J., Andrienko T. L., Batjaczew E. B., 1973, *Torfowo bototnyj fond URSR, jaho racjonuannia ta wikoristannia*, Naukowa Dumka, Kijów.
- Chai X., 1980, *Peat in China*, [w:] *Proceedings of the 6th International Peat Congress*, Duluth, USA, 16—20.
- Czajkowski L., 1969, *Powierzchnia regionalnych jednostek fizyczno-geograficznych Polski*, *Prace i Studia IG UW*, 2, 7—20.
- Dąbrowski M., 1981, *Analiza pytkowa torfowiska Całowanie (woj. warszawskie)*, *Archeol. Pol.*, 26, 2, 269—294.
- Dłubakowski S., 1973, *Stan dotychczasowy badań torfowisk i perspektywy ich gospodarczego wykorzystania*, Min. Roln., Warszawa (masz. pow.).
- Dömsödi J., 1977, *Lápi eredeti szervesanyag-tartalekaink mezőgazdasági hasznosítása*, *Mezőgazdasági Kiado*, Budapest.

- Driessen P. M., Soepraptohárdio M., Pons L. J., 1979, *Formation, properties reclamation and agricultural potention of Indonesian ombrogenous low-land peats*, [w:] *Proceedings of the International Symposium peat in agriculture and horticulture, International Peat Society*, Bet Degan, Israel, 67—84.
- Dyakowska J., 1932, *Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich*, Acta Soc. Bot. Pol., 9, 3—4, 473—530.
- Dziak W., Oświt J., Żurek S., 1980, *Bilans torfowisk makroregionu północno-wschodniego*, Pol. Tow. Gleb., Warszawa (masz.).
- Eggelsmann R., 1976, *Peat consumption under influence of climate, soil condition and utilization*, [w:] *Proceedings of the 5th International Peat Congress*, 1, Poznań, 233—247.
- Eurola S., Ruuhijärvi R., 1961, *Über die regionale Einteilung der finnischen Moore*, Ann. Bot. Soc. Vanamo, 16 suppl., 49—63.
- Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part I, 1982, L. Starkel (red.) Geogr. Stud., Spec. Issue, Wrocław.
- Fabiszewski J., 1981, *Badania nad wzrostem torfowców zasiedlających eksploatowane złoża torfowe*, Zesz. Nauk AR we Wrocławiu, 134, Rolnictwo, 38, 165—173.
- Favrot J., 1981, *Inventaire et caracterisation des ressources françaises en tourbe*, Inst. National de la Recherche Agronomique, Montpellier.
- Franzén L., 1985, *Peat in Sweden — a method to calculate the resources*, Dep. of Physical Geogr., Univ. of Göteborg, Göteborg.
- Frąckowiak H., 1980, *Dynamika i wielkość mineralizacji związków azotowych w dawno odwodnionych glebach torfowo-murszowych na tle warunków siedliskowych i nawożenia*, IMUZ, Falenty (rozp. hab.).
- Godwin H., 1962, *Half-life of radiocarbon*, Nature, 195, 984.
- Goodwillie R., 1979, *European peatlands*, European Committee for the Conservation of Nature and Natural Resources, Council of Europe, Strasburg.
- Gotkiewicz J., 1983, *Zróżnicowanie intensywności mineralizacji azotu w glebach organogenicznych związane z odrębnością warunków siedliskowych*, IMUZ, Falenty (rozp. hab.).
- Grosse-Brauckmann G., 1967, *Die Moore in der Bundesrepublik Deutschland*, Natur Landsch., 9, 195—198.
- Hafsten U., Solem T., 1976, *Age, origin and palaeo-ecological evidence of blanket bogs in Nord-Trøndelag*, Norway, Boreas, 5, 119—141.
- Hammond R. F., 1981, *The peatlands of Ireland*, Soil Survey Bull., 35, Dublin.
- Haveraaen O., 1977, *Information concerning practical activities and research in forest drainage*, IVFRO Working Group SI. 011, Dept. Peatland Forestry, Univ. Helsinki.
- Heeb K., Welten M., 1972, *Moore und Vegetationsgeschichte der Schwanenegg und des Molassevorlands zwischen dem Aaretal unterhalb Thun und dem obern Emmental*, Mitt. Naturfor. Ges. Bern, 29.
- Ilnicki P., 1973, *Rozmiar osiadania zmeliorowanych torfowisk nadnoteckich*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln., 146, 33—61.
- 1983, *Bog transformation resulting from drainage*, [w:] *Proceeding International Symposium on Peat Utilization*, Bemidji State University, Bemidji, Minnesota, 13—26.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa.
- 1976, *Pagórki mrozowe typu palsa*, Studia Soc. Sci. Tor., Sec. C, Geogr. Geol., 8, 4—6, 123—139.
- Jasnowska J., Jasnowski M., 1981, *Kottowe torfowiska mszarne na Po-*

- jezierzu Kaszubskim, Zesz. Nauk. AR we Wrocławiu, 134, Rolnictwo, 38, 13—37.
- 1983, *Pojezierze Zachodnio-Pomorskie*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Jasnowski M., 1960, *Torfowisko wysokie w dolinie Odry u jej ujścia do Zalewu Szczecińskiego*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 25, 99—124.
- 1962, *Budowa i roślinność torfowisk Pomorza Szczecińskiego*, Szczec. Tow. Nauk, Wyd. Nauk Przyr.-Rol., 10.
- 1980, *Działalność na rzecz ochrony torfowisk w Polsce*, Chrońmy Przyr. Ojcz., 1—2, 77—86.
- Jasnowski M., Jasnowska J., Kowalski W., Markowski S., Radomski J., 1972, *Warunki siedliskowe i szata roślinna torfowiska nakredowego w rezerwacie Tchórzyno na Pojezierzu Myśliborskim*, Ochr. Przyr., 37, 157—232.
- Jasnowski M., Jasnowska J., Markowski S., 1968, *Ginące torfowiska wysokie i przejściowe w pasie nadbałtyckim Polski*, Ochr. Przyr., 33, 69—124.
- 1974, *Metodyka opracowania kartoteki selekcyjnej i mapy lokalizacyjnej torfowisk Polski*, AR Szczecin (masz.).
- 1976, *A layout of the Western Pomerania peatlands atlas and synthesis*, [w:] *Proceedings of the 5th International Peat Congress*, 4, 244—267.
- Jasnowski M., Jasnowska J., Markowski S., Friedrich S., Wołejko T., 1975, *Metodyka atlasu i syntezy torfowisk Polski opracowana na podstawie kartoteki selekcyjnej i map lokalizacyjnych woj. szczecińskiego*, AR Szczecin (masz.).
- Jelina G. A., 1981, *Principy i metody rekonstrukcji i kartirowania rastitelnosti gotocena*, Nauka, Leningrad.
- Jurkowska T. K., 1980, *Bołota*, [w:] *Rastitelnost jевropiejskoj czasti SSSR*, Nauka, Leningrad, 300—345.
- Kac N. J., 1971, *Bołota ziemnego szara*, Nauka, Moskwa.
- Kivinen E., 1979, *On peatlands and their utilization, especially in Finland*, *Supplement to Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands*, Hyttälä, Finland.
- 1980, *New statistics on the utilization of peatlands in different countries*, [w:] *Proceedings of the 6th International Peat Congress*, Duluth, USA, 48—51.
- Kivinen E., Pakarinen P., 1980, *Peatlands areas and the proportion of virgin peatlands in different countries*, [w:] *Proceedings of the 6th International Peat Congress*, Duluth, USA, 52—54.
- 1981, *Geographical distribution of peat resources and major peatland complex types in the world*, *Ann. Acad. Sc. Fenn., Ser. A. Geol. Geogr.*, 132, 1—28.
- Klementowski J., 1979, *Procesy geomorfologiczne na torfowisku subalpejskim na Równi pod Śnieżką w Karkonoszach*, *Probl. Zagosp. Ziem Górsk.*, 20, 141—162.
- Konojko M. A., 1972, *Niekotoryje osobiennosti rasprostranienija wierchowych bołot na tierritorii Bielorusii*, *Botanika*, 14, 182—186.
- Kozarski S., Rotnicki K., 1978, *Problemy późnowürmskiego i holocenińskiego rozwoju den dolinnych na Niżu Polskim*, PTPN, Prace Kom. Geogr.- Geol., 19, Poznań.
- Krzywonos K., 1974, *Pomeliorycyjne osiadanie torfowisk w rejonie ZD Biebrza*, *Wiad. IMUZ*, 12, 1, 151—169.
- 1980, *Wyznaczanie porowatości, gęstości właściwej i zawartości części mineralnych na podstawie oznaczonej gęstości substancji glebowej*, *Wiad. Melor. Łąkars.*, 11, 331—332.
- Kulczyński S., 1939/40, *Torfowiska Polesia*, PAU, Kraków.
- 1952, *Geneza karbońskich złóż torfowych*, *Prace Wrocł. Tow. Nauk. Ser. B*, 64.
- 1958, *Program badań torfowych*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Rol.*, 15, 5—40.

- Kurtovic J., 1973, *Chemische Zusammensetzung und Möglichkeit der Kultivierung von Mooren in Karstengebieten Jugoslawiens*. Z. Kulturtechn. Flurberein., 14, 3, 152—159.
- Lange E., Succow M., 1979, *On the age of the mire types in the GDR*, Acta Univ. Oul. A., 82 Geol., 3, 49—55.
- Lipka K., 1978, *Zanikanie torfowisk dawno zmeliorowanych w okolicach Rudnika nad Sanem, Leżajska i Przeworska*, Roczn. Nauk. Roln. Ser. F, 79, 4, 95—127.
- 1984, *Ocena gospodarcza złóż torfowych w Polsce*, Studia KPZK PAN, 85, 66—77.
- Lipka K., Godziemba-Czyż, 1970, *Torfowiska i młaki zlewni Potoku Wołosatka w Bieszczadach Zachodnich*, Zesz. Nauk WSR Kraków, 59, Melior. 4, 3—28.
- Loddesöl A., 1968, *Bog and peat resources in Norway: present and perspective use*. Second International Peat Congress, Edinburgh, 59—68.
- Maksimow A., 1965, *Torf i jego użytkowanie w rolnictwie*, PWRiL, Warszawa.
- Mangerud J., Anderson S. T., Berglund B. E., Donner J. J., 1974, *Quaternary stratigraphy of Norden a proposal for terminology and classification*, Boreas, 3, 3, 109—128.
- Marek S., 1965, *Biologia i stratygrafia torfowisk olszynowych w Polsce*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 57, 5—303.
- Marek S., Pałczyński A., 1962, *Torfowiska wysokie w Bieszczadach Zachodnich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 34, 255—289.
- Markowski S., 1980, *Struktura i właściwości podtorfowych osadów jeziornych rozprzestrzenianych na Pomorzu Zachodnim jako podstawa ich rozpoznawania i klasyfikacji*, [w:] *Kredy jeziorne i gytie*, 2, Pol. Tow. Przyj. Nauk o Ziemi, Gorzów, 44—55.
- Moen A., 1979, *Preservation of mires in Norway: a situation report*, Supplement to the Proceedings of the International Symposium Classification of Peat and Peatlands, Hyttiälä, Finland, Sept. 7—21, 18—21.
- Moore P. D., 1975, *Origin of blanket mires*, Nature, 256, 267—269.
- Moore P. D., Bellamy D. J., 1974, *Peatlands*, Elek Science London.
- Mörnsjö T., 1971, *Peatland types and their regional distribution in South Sweden*, Geol. För. Stockh. Förh., 93, 587—600.
- Moszyńska B., 1970, *Estimation of the green top production of the herb layer in bog pinewood Vaccinio uliginosi-Pinetum*, Ekol. Pol., 18, 37, 779—803.
- Nakonieczny S., 1967, *Holocenska morfogeneza Wyżyny Lubelskiej*, Wyd. UMCS, Lublin.
- Naucznyje priedposytki oswojenija bołot Zapadnoj Sibiri*, 1977, Nauka, Moskwa.
- Neusztadt M. I., red., 1965, *Paleogeografija i chronologija wierchniego plejstocena i gołocena po dannym radiouglerodnogo mietoda*, Nauka, Moskwa.
- Nilsson T., 1964, *Standardpollendiagramme und ¹⁴C Datierungen aus dem Age-röds Mosse im mittleren Schonen*, Lunds, Univ. Årskr. N. F., 2, 59, 1—52.
- Nowaczyk B., 1986, *Wiek wydm w Polsce*, Wyd. UAM, Geografia, 28, Poznań.
- Obidowicz A., 1975, *Entstehung und Alter einiger Moore im nordlichen Teil der Hohen Tatra*, Fragm. Flor. Geobot. 21, 2, 289—323.
- 1978, *Genese und Stratigraphie des Moores „Bór na Czerwonem” in Orawa—Nowy Targ—Mulde*, Fragm. Flor. Geobot., 24, 3, 447—466.
- 1985, *Torfowiska górskie w Europie*, Kosmos, 2, 299—310.
- Okruszko H., 1955, *Torfowiska na terenie zlewni rzeki Omulwi*, Roczn. Nauk Roln. A, 71, 3, 407—441.
- 1956, *Zjawisko degradacji torfu na tle rozwoju torfowiska*. Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 2, 69—111.

- 1960, *Gleby murszowe torfowisk dolinowych i ich chemiczne oraz fizyczne właściwości*, Roczn. Nauk Roln., F, 74, 1, 5—89.
- 1973, *Przyrodniczo-rolnicza charakterystyka doliny Biebrzy*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 134, 173—199.
- 1976, *Zasady rozpoznawania i podziału gleb organicznych z punktu widzenia potrzeb melioracji*, Bibl. Wiad. IMUZ, 52, 7—54.
- 1981, *Faza decesji w naturalnej ewolucji torfowisk niskich*, Zesz. Nauk AR we Wrocławiu, 134, Rolnictwo, 38, 39—48.
- 1982, *Rodzaje torfowisk na tle zróżnicowania warunków hydrologicznych mokradła*, Torf, 3, 1—11.
- 1983a, *Zróżnicowanie warunków hydrologicznych mokradła w aspekcie ich melioracji*, Wiad. IMUZ, 15, 1, 13—31.
- 1983b, *Zjawisko łęgowienia przyrzecznych terenów torfowych w basenie środkowym Biebrzy*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 255, 139—151.
- Okruszko H., Churski T., 1962, *Związek pomiędzy rodzajem torfowiska a geomorfologią terenu na przykładzie doliny Noteci*, Roczn. Nauk Roln., F, 75, 2, 371—392.
- 1974, *Wpływ 20-letniego użytkowania na gleby torfowiska Kuwasy*, Bibl. Wiad. IMUZ, 47, 14—50.
- Okruszko H., Churski T., Karpińska J., 1971, *Torfowiska i gytiowiska w rejonie jezior krasowych Uściwierz na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 107, 121—165.
- Okruszko H., Kalińska D., 1975, *Związek pomiędzy zawartością części mineralnych a genezą i stopniem rozkładu torfów w Pradolinie Biebrzy*, Roczn. Nauk Roln., F, 79, 1, 163—178.
- Okruszko H., Kozakiewicz A., 1973, *Humifikacja i mineralizacja jako elementy składowe procesu murszenia gleb torfowych*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 146, 63—76.
- Oswald H., 1923, *Die Vegetation des Hochmoores Komosse*, Svenska Vaxtsoc. Sällsk. Handl., 1, Uppsala.
- Oświt J., 1973a, *Warunki rozwoju torfowisk w dolinie dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych*, Roczn. Nauk Roln., Ser. D, Monografie, 143.
- 1973b, *Naturalne łąki mozgowo-mannowe na tle zbiorowisk roślinnych w dolinie Górnej Narwi*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 134, 149—163.
- 1975, *Układy glebowo stratygraficzne torfowisk jako wynik sukcesji i warunków hydrologicznych*, Roczn. Nauk Roln., F, 79, 1, 151—162.
- 1977, *Naturalne siedliska torfotwórcze jako podstawa wyróżniania jednostek przyrodniczych*, Roczn. Nauk Roln., F, 79, 3, 29—50.
- Oświt J., Żurek S., Liwski S., 1980, *Stosunki glebowe doliny Śliny na tle warunków wodnych*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 234, 159—194.
- Overbeck F., 1975, *Botanisch-geologische Moorkunde*, Wachholtz-Verlag, Neumünster.
- Pakarinen P., 1976, *Bogs as peat producing ecosystems*, Bull. Int. Peat Soc., 7, 51—54.
- Pałczyński A., 1975, *Bagna Jaćwieskie, Pradolina Biebrzy*, Roczn. Nauk Roln., D, Monografie, 145.
- Paszewski A., Fijałkowski D., 1970, *Badania botaniczne rezerwatu Durne Bagno koło Włodawy*, Ann. UMCS, 25, Sec. C, 18, 171—196.
- Pawlak T., 1969, *Wielkość faktycznego osiedlenia torfowiska wysokiego Rucianka eksploatowanego przez przemysł torfowy w okresie 20 lat*, Wiad. Melior. Łąkars., 11, 351—353.
- Pazdur M., 1982, *Badanie dokładności datowania metodą ¹⁴C późnoplejstocенskich i holocенskich osadów organogenicznych*, Zesz. Nauk. Pol. Śląsk., 741.

- Pjawczenko N. I., 1955, *Bugrystyje torfianiki*, Izd. AN SSSR, Moskwa.
 — 1958, *Torfianiki russkoj lesostiepi*, Izd. AN SSSR, Moskwa.
 — 1978, *Torfonakoplenie i jego produktiwnost*, [w:] *Dinamika organiczeskiego wieszczestwa w procesie torfoobrazowania*, Nauka, Leningrad, 141—155.
- Production ecology of British moors and montane grasslands*, 1978, O. W. Heal i D. F. Perkins, red. *Ecol. Stud.*, 27.
- Punning J. M., Rajamae R., Joers K., Putnik H., 1980, *Tallin radiocarbon dates VI*, *Radiocarbon*, 22, 1, 91—98.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1972, *The forests of the Polish Carpathians in the Late Glacial and Holocene*, *Studia Geomorph., Carpatho-Balcan.*, 6, 5—19.
 — 1980, *Late Glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts.*, PWN, Warszawa.
- Rieley J. O., 1981, *Productivity and nutrient turnover in mire ecosystems*, *Zesz. Nauk AR we Wrocławiu*, 134, *Rolnictwo*, 38, 157—164.
- Roguski W., 1973, *Kształtowanie się siedlisk łkowych na torfowiskach w wyniku osiadania torfu i mineralizacji masy organicznej*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 146, 13—32.
- Roguski W., Bieńkiewicz P., 1967, *Zanikanie gleb organogenicznych w wyniku melioracji*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 72, 61—86.
- Rotnicki K., 1970, *Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach*, PTPN, *Prace Kom. Geogr.-Geol.*, 11, 2, Poznań.
- Różycki S. Z., 1972, *Nizina Mazowiecka*, [w:] *Geomorfologia Polski*, PWN, Warszawa.
- Ruuhijärvi R., 1969, *Subarctic peatlands and their utilization*, [w:] *Proceedings of Helsinki Symposium, Ecology of the subarctic regions*, UNESCO Paris, 319—326.
 — 1979, *The Finnish contribution to the preservation of the internationally important mires*, *Supplement to the Proceedings of the International Symposium on Classification of Peat and Peatlands*, Hyytiälä, Finland, Sept. 17—21, 13—17.
- Sabo E. D., 1980, *Gidrolesomeliioratiwnyj fond SSSR i perspektiwy jego oszcszenija*, [w:] *Znaczenije botot w biosferie*, Nauka, Moskwa.
- Salmi M., 1968, *Development of palsa in Finnish Lapland*, [w:] *Proceedings of the Third International Peat Congress Quebec*, Canada, Ottawa, 182—189.
 — 1972, *Present developmental stages of palsas in Finland*, [w:] *Proceedings of the 4th International Peat Congress*, Helsinki, 1, 121—124.
- Schneider S., 1976, *Verteilung der Moore auf der Erde*, [w:] K. Götlich, red., *Moor- und Torfkunde*, Stuttgart, 27—30.
- Schothorst C. J., 1976, *Subsidence of low moor peat soils in the western Netherlands*, [w:] *Proceedings of the 5th, International Peat Congress*, 1, Poznań, 206—217.
- Serebrannaja T. A., 1980, *K gołocenowej istorii lesow Zapada Sriednie-russkoj wozwyszennosti*, *Biul. Kom. Izucz. Czetw. Per.*, 50, 178—185.
- Starkel L., 1981, *Paleohydrologiczne zmiany w strefie umiarkowanej w ostatnich 15 000 lat*. Problem nr 158 Międzynarodowego Programu Korelacji Geologicznej (IGCP) i udział Polski w realizacji tego problemu, *Przegł. Geogr.*, 53, 1, 105—120.
- Szczepanek K., 1971, *Kras staszowski w świetle badań paleobotanicznych*, *Acta Palaeobot.*, 12,2.
- Taylor J. A., 1976, *The peat deposits of the British Isles- their location and evaluation*, [w:] *Proceedings of the 5th International Peat Congress*, 4, Poznań, 228—243.

- 1983, *The peatlands of Great Britain and Ireland*, [w:] A. J. P. Gore, red., *Mires: swamp, bog, fen and moor*, Elsevier, Amsterdam.
- Tibbets T. E., 1968, *Peat resources of the World- a review*, [w:] *Proceedings of the 3th International Peat Congress Quebec, Canada*, 8—22.
- Tobolski K., 1969, *Fazy wymowe w świetle badań palynologicznych — zagadnienie ich liczby i charakterystyka przebiegu*, Pr. Geogr. IG PAN, 75, 101—116.
- 1981, *Results of palaeobotanical investigation of deposits filling the paleomeander at Jaszkowo*, [w:] Symposium „Palaeohydrology of the temperate zone”, UAM, Poznań 31—35.
- Tolonen K., 1979, *Peat as renewable resource: long-term accumulation rates in north-european mires*, [w:] *Proceedings of the International Symposium Classification of Peat and Peatlands*, Hyytiälä, Finland, Sept. 17—21, 282—296.
- Tołpa S., 1949, *Torfowiska Karkonoszy i Gór Izerskich*, Roczn. Nauk Roln., 52, 5—73.
- 1951, *Przedmelioracyjne studia przyrodnicze w zlewni rzeki Biebrzy i Narwi*, Gosp. Wodna, 11, 416—427.
- 1956, *Zagadnienie racjonalnej eksploatacji torfowisk dla celów opałowych*, Roczn. Nauk Roln., 71, 883—892.
- 1960, *The causes and mechanism of development of transitional as well raised bog in North East part of Poland*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 25, 7—77.
- 1985, *Torfowiska*, [w:] *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław.
- Traczyk T., 1967, *Studies on herb layer productions estimate and the size of plant fall*, Ekol. Pol., 15, 47, 837—867.
- Troels-Smith J., 1955, *Karakterisering of løse jordarter*, Danm. Geol. Unders. Ser. 4, 3, 10, København.
- Wicik B., 1979, *Postglacjalna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich*, Przegł. Geol., 7, 403—404.
- Wójcikiewicz M., 1979, *Stratygrafia torfowiska „Bór na Czerwonem” z uwzględnieniem zespołów subfosylnych oraz rozmieszczenia i zróżnicowania współczesnych zbiorowisk roślinnych*, Zesz. Nauk AR w Krakowie, 153, Melioracja, 10, 133—193.
- Zelikson E. M., 1971, *Palinologiczeskoje issledowanije gołocenowego, torfianika na Szpicbergenie*, [w:] *Palinologija gołocena*, Inst. Geogr. AN SSSR, Moskwa, 199—212.
- Zoltai S. C., 1980, *Wetland regions of Canada: first approximation*, [w:] *Proceedings Wetlands Working Group of Canada Meeting, Saskatoon, June 1979*, 1—8.
- Żurek S., 1968, *Warunki przyrodnicze rozwoju torfowiska Wizna*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 83, 233—266.
- 1970, *Geneza torfowiska Rolniczego Zakładu Badawczego Biebrza na tle paleogeografii środowiska*, Bibl. Wiad. IMUZ, 33, 225—243.
- 1975, *Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy*, Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 110, Wrocław.
- 1976a, *The problem of growth of the Eurasian peatlands in the Holocene*, [w:] *Proceedings of the 5th Intern. Peat Congress*, 2, Poznań, 99—122.
- 1976b, *Distribution of peatlands in Poland*, [w:] *Peatlands and their utilization in Poland*, 5th Intern. Peat Congr., Poznań, 144—150.
- 1978, *Development of the fossil Holocene lakes in the Biebrza ice-marginal valley against the background of the Maliszewskie Lake sediments*, Pol. Arch. Hydrob., 25, 1—2, 491—498.
- 1980, *Polish peatlands versus geomorphology*, [w:] *Proceedings of the 6th International Peat Congress Duluth, USA*, 153—158.

- 1982, *Informacja o stanie inwentaryzacji torfowisk w Polsce*, Materiały informacyjne IMUZ, 7, Falenty, 1—39.
- 1983a, *Zasoby materii organicznej siedlisk hydrogenicznycch dorzecza Sliny*, IMUZ, Falenty (masz.).
- 1983b, *Charakterystyka szybkości akumulacji materii organicznej w torfowiskach strefy umiarkowanej Europy ze szczególnym uwzględnieniem profilów i zasobów torfu z obszaru Polski*, Komitet PAN Człowiek i Środowisko, Warszawa (masz.).
- 1983c, *Stan inwentaryzacji torfowisk w Polsce*, Wiad. Melior. Łąkars., 26, 7, 210—215.
- 1984a, *Akumulacja i decesja materii organicznej w torfowiskach na obszarze Polski*, IMUZ, Falenty (masz.).
- 1984b, *Organic matter accumulation in European peatlands (on the basis of ^{14}C data)*, [w:] *Proceedings of the 7th International Peat Congress*, Dublin, 2, 68—87.
- 1984c, *Verteilung und Charakter europäischer Moore*, Telma, 14, Hannover, 113—125.
- 1986, *Szybkość akumulacji torfu i gytii w profilach torfowisk i jezior Polski (na podstawie danych ^{14}C)*, Przegł. Geogr., 58, 3, 459—475.
- Żurek S., Lisiak E., 1980, *Torfowiska Równiny Biłgorajskiej*, [w:] *Gospodarka leśna na torfowiskach*, IBL, Warszawa, 159—172.
- Żurek S., Pietras F., 1980a: *Metodyka syntezy danych o torfowiskach makroregionu pd.-wsch. z wykorzystaniem maszyn liczących*, IMUZ, Falenty (masz.).
- 1980b, *Analiza bazy surowcowej torfowisk wysokich i przejściowych dla przemysłu torfowego*, IMUZ, Falenty (masz.).
- Żurek S., Pazdur M., Pazdur A., Walanus A., Goslar M., Lipian W., 1984, *Badanie wielu gleb mułowych i torfiastych metodą ^{14}C* , Pol. Tow. Gleb., Warszawa (masz.).

THE PEAT DEPOSITS OF POLAND AGAINST THE PEAT ZONES OF EUROPE

Summary

The work presents more important problems connected with the accumulation and decession (loss) of peats in Poland and is shown against the peat formation process noted in Europe. In the various landscape zones of the continent different type of peatlands dominate depending on the climatic factors (the proportion of precipitation to evaporation, the presence of permafrost) and geomorphological factors (relief with lithology conditioning a definite water circulation). On the basis of given data a map of peat zones of Europe was made and the process of peat accumulation was specified (its location, origin, stratigraphy, surface relief, the rate of accumulation) in the arctic, palsa, aapa peatlands, lowland raised bogs and blanket bogs, lowland fens and mountain mires. The rhythm of accumulation is linked with the climatic changes of the Holocene which overlap with the autonomous development of peatlands in the various zones. In the Older and Middle Holocene (the Preboreal-Atlantic period) the lake accumulation and peat formation of the fen type dominate, and in the Younger Holocene (the Subboreal-Subatlantic period) one notes the accumulation of bogs. Poland is situated in the zone of fens, and the amount, area, depth, shape and type of deposits is connected with the character of the relief, mainly the post-glacial one. As the relief becomes older the peat formation decreases southwards. The characteristics features of the peat formation processes in the young-glacial relief, old-glacial relief, in the uplands and mountains were presented in 10 geographical mezoregions (Slovintian Coast, Western Suwałki Lake District, Kurpie Basin, Wysokie Mazowieckie Morainic Plateau, Wisła Valley in the Puławy-Warszawa section, Biłgoraj Plain, Świętokrzyskie Upland, Częstochowa Upland, Bieszczady Mts and Tatry Mts). The rate of the accumulation defined by the radio-carbon method increases beginning from the fen peats, next the bogs and finally the lake gyttias. Authors's research on the Wizna peatlands showed that the rate of increase is strictly connected with the ecological conditions of accumulation and is the greatest in case of the moss fen deposits, lower in the forest fen deposits and the smallest in the reed deposits.

The inventory of peatlands which was begun in the first post-war years is coming to an end and the documentation (4432 documents) has encompassed 1 315 000 ha of peatlands. This enables us to begin estimating the balance of organic matter in the peat deposits in Poland.

For methodological purposes an example of the balance of reserves of organic matter in the peatlands of Ślina River Basin (360 km²) representing the old-glacial type of relief was drawn up. Having made use of the list of peat reserves for

many regions in Poland, researchers obtained an estimated balance of the reserves of organic matter. Overall the reserves for Poland amount to 3 054 831 000 tons. The loss of organic matter called decession is connected with the drainage which causes the process of subsidence and mineralization, and also with natural changes of water conditions in the vicinity of peatlands, and with the exploitation of peats. The average size of the decrease of the peatland area as a result of decession amounts to 1 cm per year which may cause after 100 years a loss of 46% of the present peat reserves.

Translated by Zofia Ustaborowicz

ТОРФЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЬШИ НА ФОНЕ ТОРФЯНЫХ ЗОН ЕВРОПЫ

Резюме

В статье обсуждаются главные проблемы, связанные с приростом и убытком, называемым децесией торфа на территории Польши, с учетом процесса торфообразования в Европе. В разных ландшафтных зонах Европы преобладают различные виды торфяников, образование которых зависело от климатического (соотношение количества осадков и процесса испарения, наличия мерзлоты) и геоморфологического факторов (рельеф и литология, обуславливающие круговорот воды). Используя литературные данные автор составил карту торфяных зон Европы и охарактеризовал процесс прироста торфа (положение, генезис, стратиграфия, рельеф поверхности, скорость нарастания) в месторождениях арктических торфяников, бугристых торфяников, аапа, верховых торфяников равнин, плащевидных, низинных торфяников равнин, горных). Ритм нарастания связан с колебаниями климата в голоцене, которые проходили параллельно автономному развитию торфяников в разных зонах. В древнем и среднем голоцене (время пребореала — атлантического периода) преобладает озерная аккумуляция и образование низинного торфа, в позднем голоцене (суббореально-субатлантическое время) нарастание верхового торфа. Польша расположена в зоне низинных торфяников, а количество торфа, поверхность торфяников, мощность, форма и вид месторождений обусловлены типом рельефа поверхности, главным образом ледникового. Заторфованность уменьшается в меридиональном направлении по мере того, как рельеф становится все более древним. Процесс образования торфа в зоне молодого ледникового и древнеледникового рельефа в границах возвышенностей и в горах охарактеризован на примере 10 географических мезорегионов (Словинское побережье, Западно-сувальское поозерье, Курпёвский задр, Высокомазовецкое моренное плато, Долина Вислы между Пулавами и Варшавой, Билгорайская равнина, Свентокшиская возвышенность, Ченстоховская возвышенность, Бещады и Татры). Скорость нарастания торфа, определяемая радиоуглеродным методом, увеличивается от низинных, верховых торфов до гиттии. Лично проведенные автором исследования торфяников Визны показали, что величина прироста торфа довольно тесно связана с экологическими условиями его нарастания и является наиболее интенсивной на осоково-моховых торфяниках; она менее интенсивна в черноольшаниковых и наконец в тростниковых месторождениях.

Инвентаризация месторождений торфа, которая началась в первые послевоенные годы, подходит к концу. Предварительные документации (в количестве 4432) проведены до 1984 г. на 1315 тыс. га месторождений. Это дает возможность приступить к составлению баланса органического вещества в месторождениях торфа Польши.

Для методических целей как пример проведен баланс ресурсов органического вещества месторождений бассейна р. Слины (360 кв. км.) в зоне древнеледникового рельефа. Испол-

зование оценки ресурсов торфа во многих районах Польши позволило составить приблизительный баланс ресурсов органического вещества. Общие ресурсы его в Польше составляют 3 054 831 тыс. тонн. Децессия, связанная с осушением, вызванным мелиорацией, приводит к осадке и минерализации, с естественными изменениями гидрологических условий вокруг месторождений и эксплуатацией торфа. Средняя величина понижения поверхности месторождений в результате децессии составляет ок. 1 см/год, что через 100 лет может привести к 46%ному уменьшению актуальных ресурсов торфа.

Перелвеа Катажина Страшевска

WYDAWNICTWA IGI PZ PAN
VARIA

Bibliografia geografii polskiej 1981, 1985, s. 349, zł 500,—

Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1984, 1985, 1986, s. 112, zł 250,—

CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE Zeszyt 5.
Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576 - 1870, 1984, cz. 1 s. 109, cz. 2,
tab. 220, zł 3500,—

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czap-
skiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map, zł 140,—

ERRATA

Str.	Wiersz	Jest	Powinno być
19	8 od g	M	11
60	2 od d.	1988	1498
61	3 od d.	zasoby pierwotne (po- wierzchnia torfowisk)	zasoby pierwotne — powierzchnia torfowisk
62	3 od d.	wzrostu	wzrost

Złóża torfowe Polski

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1985

- 1 T. LIJEWSKI — Układy komunikacyjne województw, s. 80, zł 70,—
- 2 I. CHUDZYŃSKA — Struktura przestrzenna handlu detalicznego w Warszawie, s. 74, zł 70,—
- 3 M. GÓRALCZYK, B. GÓRZ — Z badań nad strukturą i infrastrukturą rolnictwa, s. 100, zł 70,—
- 4 P. WERNER — Zmiany struktury przestrzennej przemysłu środków informatyki w Polsce w latach 1965—1980, s. 88, zł 70,—
- 5 A. WELC — Zmienność denudacji chemicznej w Karpatach fliszowych (na przykładzie zlewni potoku Bystrzanka), s. 99, zł 70,—
- 6 T. NIEDŹWIEDŹ, M. ORLICZ, J. ORLICZOWA — Wiatr w Karpatach polskich, s. 90, zł 70,—

1986

- 1 K. OSTASZEWSKA — Zastosowanie modeli matematycznych do przewidywania zmian rozmieszczenia ludności Polski, s. 74, zł 80,—
- 2 PRACA ZBIOROWA — Niektóre problemy metodologiczne hydrologii, s. 73, zł 80,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. I, s. 92, zł 80,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — Współczesne problemy światowych procesów rozwoju, s. 96, zł 80,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — Zbiornik włocławski — niektóre problemy z geografii fizycznej, s. 107, zł 80,—
- 6 A. JELONEK — Ruch naturalny ludności w Polsce w latach 1948 - 1984, s. 72, zł 80,—

1987

- 1 A. WERWICKI — Geografia usług makroregionu funkcjonalnego Warszawy, s. 93, zł 90,—
- 2 K. PUCHAŁSKI — Atrakcyjność społeczno-gospodarcza jako czynnik rozwoju miasta (na przykładzie miast regionu Warszawy) (w druku)
- 3 PRACA ZBIOROWA — Lasy iglaste na obszarze Polski, s. 111, zł 90,—
- 4 S. ŻUREK — Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy, s. 84, zł 90,—
- 5 M. KUPISZEWSKI — Pomiar migracji w prognozowaniu i modelowaniu zmian rozmieszczenia i struktury ludności (w druku)
- 6 J. DĘBSKI — Założenia i realizacja planu przestrzennego zagospodarowania Polski w latach 1971—1985, s. 92, zł 90,—