

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA BASENU ŚRODKOWEGO BIEBRZY

Sławomir Żurek

Zakład Przyrodniczych Podstaw Melioracji IMUZ

WSTĘP

Najobszerniejszy i centralnie położony basen Pradoliny Biebrzy spełnia kluczową rolę w badaniach nad rozwojem i charakterem rzeźby całej pradoliny. Wynika to z faktu, że na jego obszarze zazębiają się bezpośrednio utwory akumulacji pradoliny z utworami akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej. Warunki naturalne basenu, takie jak brak odsłoneń naturalnych, trudna dostępność i wysoki poziom wód gruntowych, nie zachęcały do prowadzenia systematycznych badań geomorfologicznych i geologicznych. Nie stymulowały tego rodzaju prac żadne programy melioracyjne, mimo bogatych doświadczeń zdobytych w tym zakresie w przedwojennych pracach nad melioracją Polesia (por. [8]).

Pierwsze przeglądowe badania geomorfologiczne basenu wykonane zostały przez Autora w latach 1966-1968. Opisy odsłoneń, wykopów oraz głębokich wierceń (Archiwum Instytutu Geologicznego) pozwoliły na charakterystykę rzeźby i budowy geologicznej podstawowych form morfologicznych poszczególnych części [27, 29, 31], jak i całej pradoliny [30]. Wykonana wówczas mapa hipsometryczna, mapa geomorfologiczna, mapa rzeźby podłoża mineralnego oraz zestawiony obecnie inwentarz wierceń stanowią podstawę niniejszego opracowania.

WYSOCZYNY MORENOWE

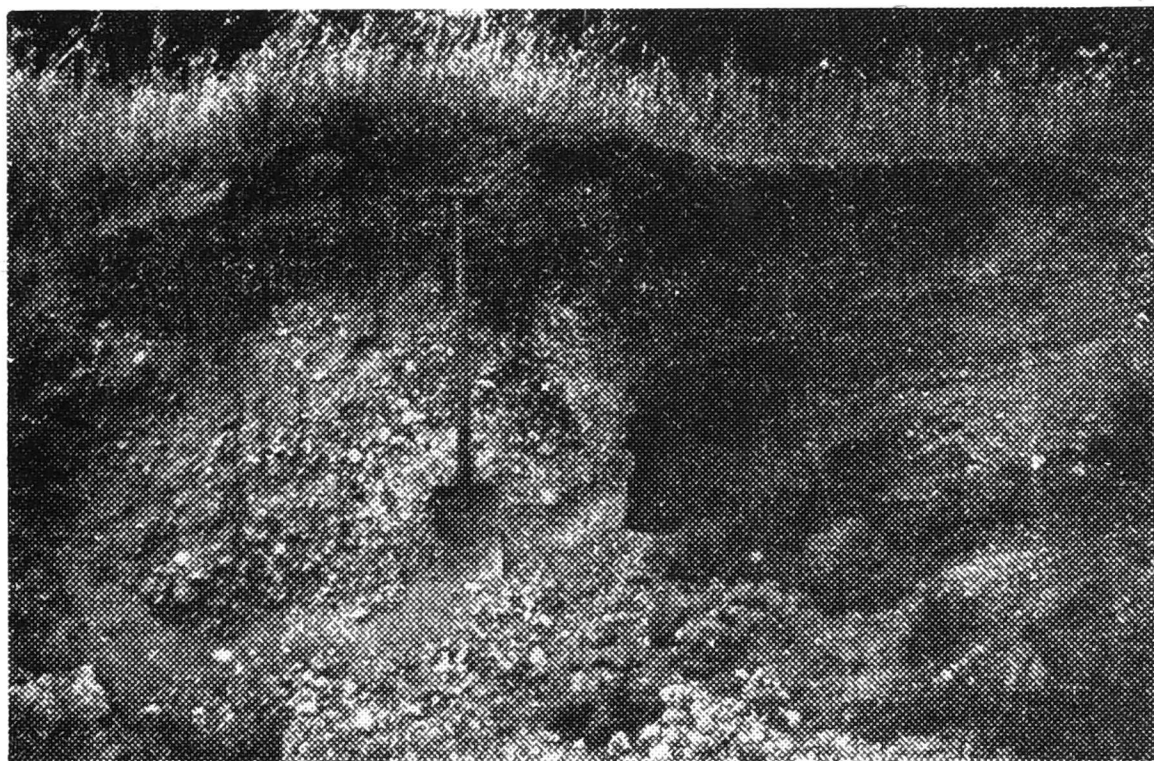
Najbardziej rozszerzona, kotlinowa część pradoliny ma charakter nieregularnego trapezu o wymiarach 20×40 km z dochodzącymi z północy i południa szerokimi dolinami Netty, Ełku i Brzozówki (rys. 1). Wysoczyzny morenowe starszego zlodowacenia otaczają pradolinę od wschodu i południa, wysoczyzny morenowe młodszego zlodowacenia od północy. Taras zalewowy pradoliny przylega bezpośrednio do stoku wysoczyzny jedynie od wschodu i południa, zaś od zachodu i północy jest od niej oddzielony pasem sandrów (rys. 2). Stok wysoczyzny starszego zlo-



Rys. 3. Dawidowizna. Łagodnie opadające zbocze pradoliny. Na prawo w głębi taras zalewowy

wacenia ma około 10-14 metrów wysokości względnej, ale jedynie w rejonie Goniądza opada wyraźnie zarysowaną stromą krawędzią, rozcinaną przez krótkie niecki denudacyjne. Przeważnie wznosi się dość łagodnie (rys. 3) i przechodzi w lekko pochyloną powierzchnię niższego poziomu wysoczyznowego (120-130 m n.p.m.). Po 1-2,5 km teren wznosi się do 140-150 m n.p.m., a w rzeźbie wysoczyzny dominują już duże pagóry porozcinane dolinkami denudacyjnymi lub większymi dolinami (Brzozówka z Olszanką, Biebla, Czarna Struga). Niższy poziom wysoczyzny budują przeważnie utwory piaszczysto-żwirowo-głazikowe. Stropowe bezstrukturalne piaski z głazikami są podścielone niewarstwowanymi Żwirami i głazikami tworzącymi czasem postać „tłoku głazowego” (rys. 4), a te z kolei utworami warstwowanymi, ułożonymi horyzontalnie lub nachylnymi strukturami grawitacyjnymi (rys. 5). Glinę morenową napotkano tylko w strefach zboczowych pradoliny w rejonie Goniądza i Dolistowa, częściej natomiast przypowierzchniową część wysoczyzny buduje morena ablacyjna w postaci piasków gliniastych (rejon Zabiele-Karpowicze).

Na południowym skraju Goniądza z płaskiej powierzchni wysoczyzny wyrastają elipsoidalne pagórki, o wysokościach do 20 m, zbudowane z warstw głazikowo-żwirowo-piaszczystych, zalegających współkształtnie do powierzchni gruntu. O genezie szczelinowej form świadczą struktury osiadania w postaci nachylenia warstw (70°), uskoki i wtrącenia „tłoku głazikowego” rozrywające ciągłość warstw (rys. 6). Podobne formy napotkano w rejonie Hrymiaczek, między Suchowolą i Sztabinem (rys. 7). W zboczu jednego ze wzgórz, na przeszło 3-metrowej warstwie piasków mułkowatych, zalega pokrywa żwirowo-kamienista, wyraźnie grubiejąca



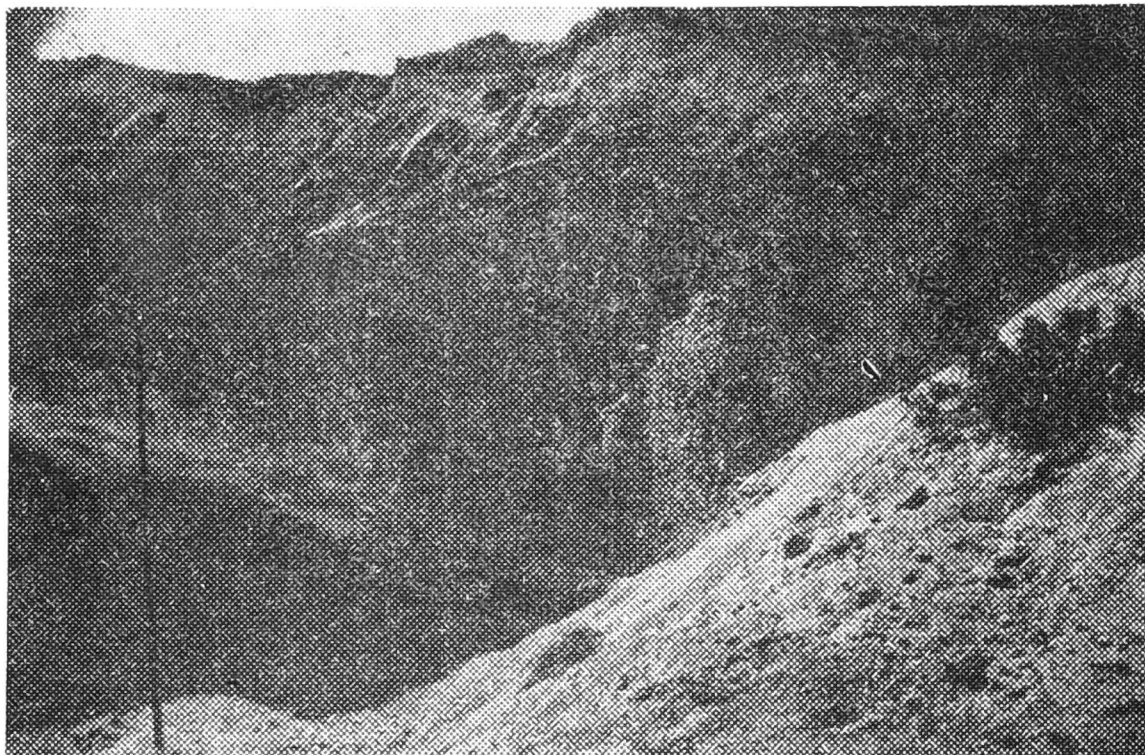
Rys. 4. Dolistowo. Utwory żwirowo-głazikowe stropu wysoczyzny



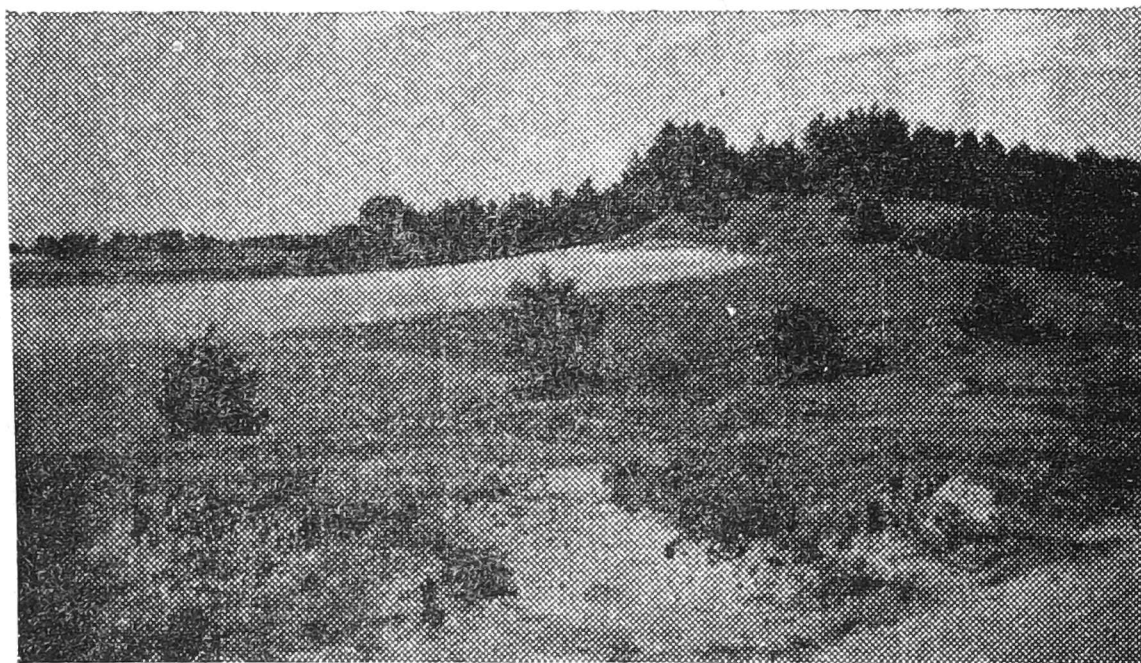
Rys. 5. Lady k. Goñiądza. Warstwy piaszczysto-żwirowo-głazikowe zapadające pod kątem 60° (struktury grawitacyjne)

ku szczytowi pogórza. Opisywane formy są bez wątpienia kemami, bardzo zbliżonymi do form opisywanych z Wysoczyzny Bielskiej i okolic Białegostoku [9, 10].

Charakter i budowa wysoczyzny ograniczającej kotlinę od zachodu jest podobna, ale krawędzie są niekiedy zatarte przez poziomy erozyjne i sandrowe. W części południowo-zachodniej, nad rozległym obniżeniem Bagna Siennickiego, wyrasta duży wał morenowy podnoszący się od 125



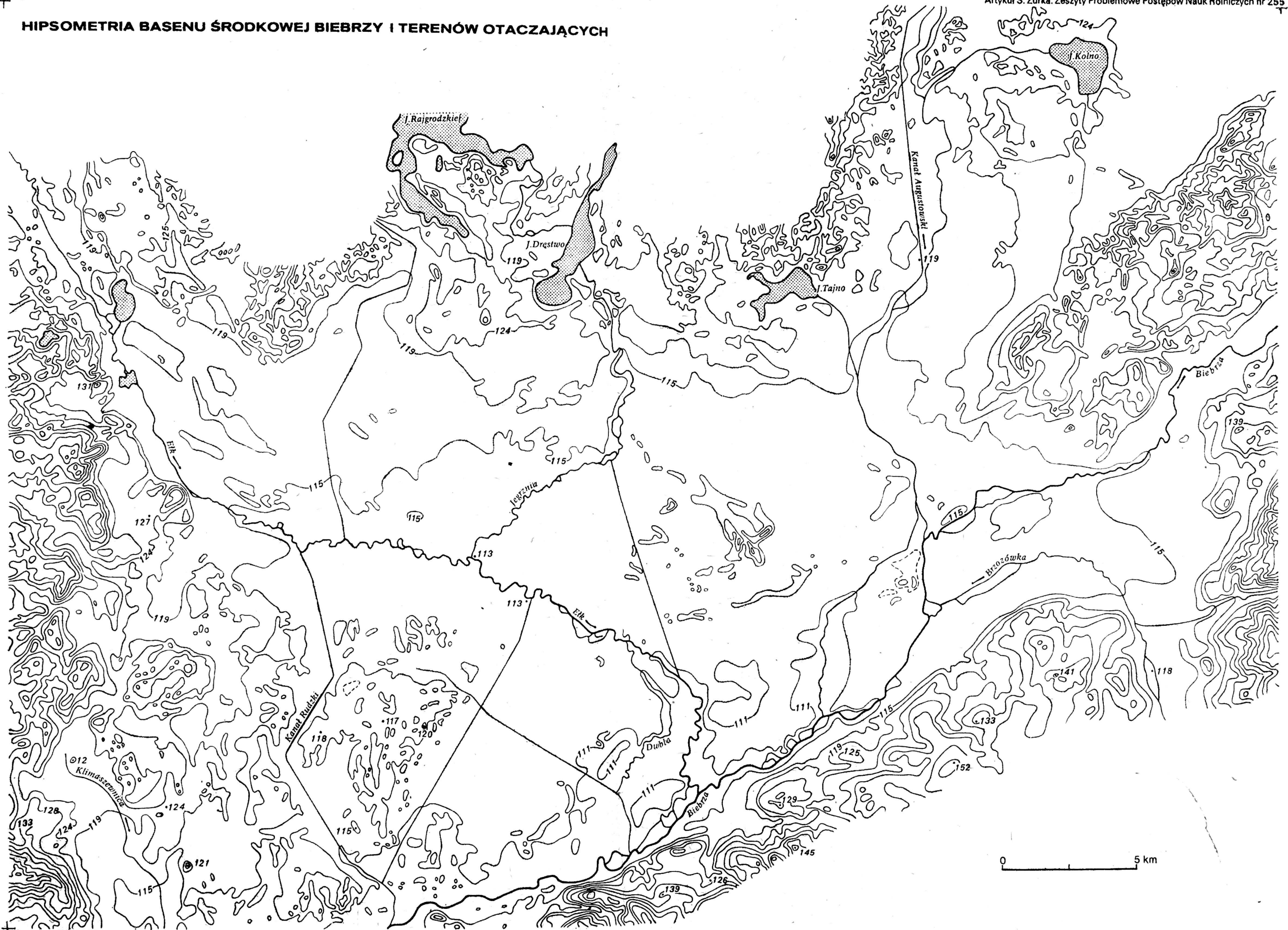
Rys. 6. Goniądz. Budowa wewnętrzna pagórka kemowego. Widoczne liczne struktury osiadania



Rys. 7. Hrymiaczki. Pagórki kemowe w krawędziowej strefie wysoczyzny

do 160 metrów. Posuwając się na północ wysoczyzna przybiera charakter falisty i płaski (120-140 m n.p.m.); wyraźniejsze stoki występują w strefie krawędziowej dolinek rzecznych, rozciągających ją w głąb na kilka kilometrów. Wyraźnie zarysowane zbocze z serią krótkich niecek denudacyjnych występuje między Łękowem i Grajewem, wznosząc się od wyższego poziomu sandrowego (około 128-126 m n.p.m.) do 147-154 metrów. Na opisanym wyżej obszarze nie ma zagłębień bezodpływowych. Prawie wszystkie obniżenia zostały wciągnięte w odpływ, co jest poważnym argumentem na rzecz tezy, że jest to obszar starszego zlodowace-

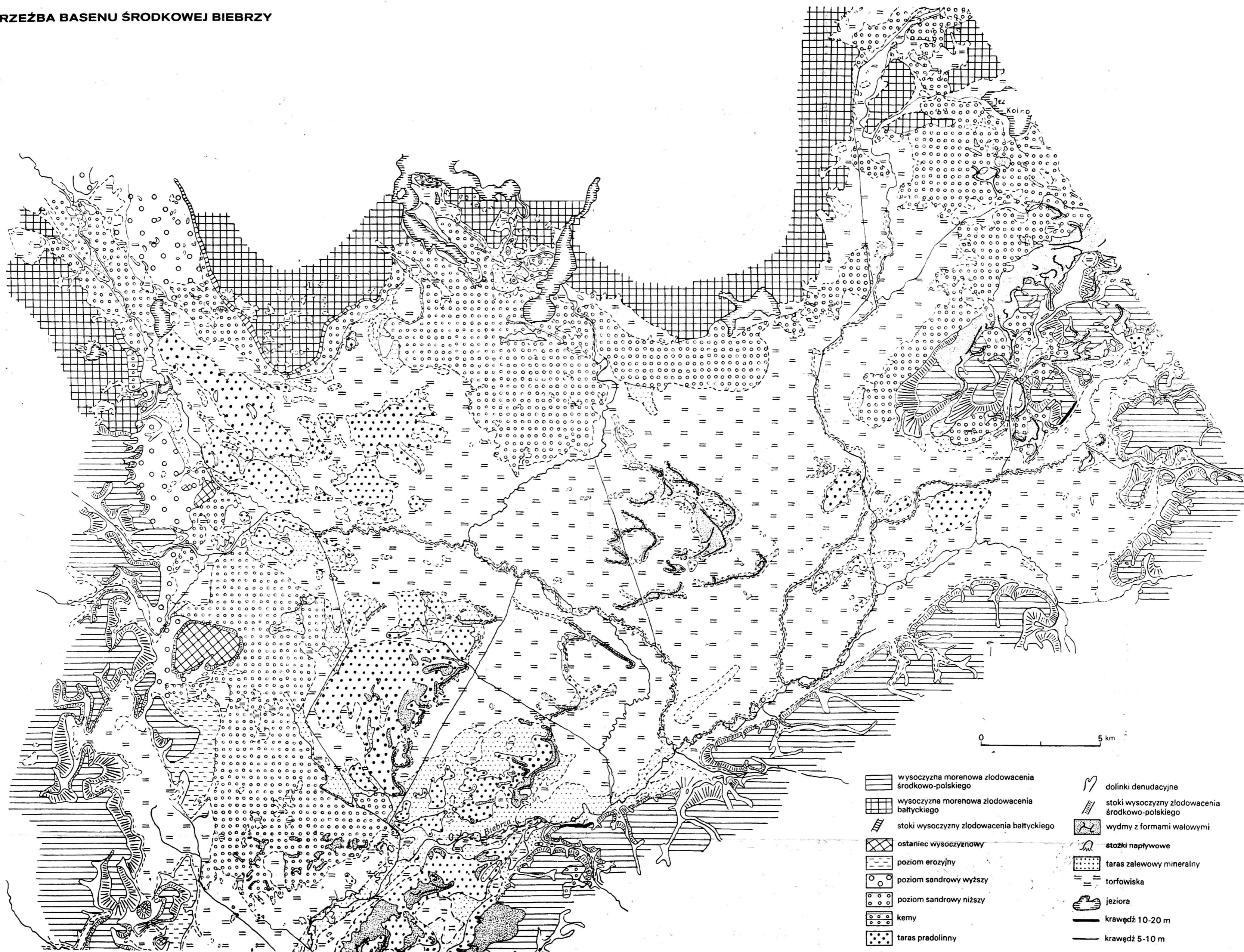
HIPSOMETRIA BASENU ŚRODKOWEJ BIEBRZY I TERENÓW OTACZAJĄCYCH



Warszawa, PWN 1981

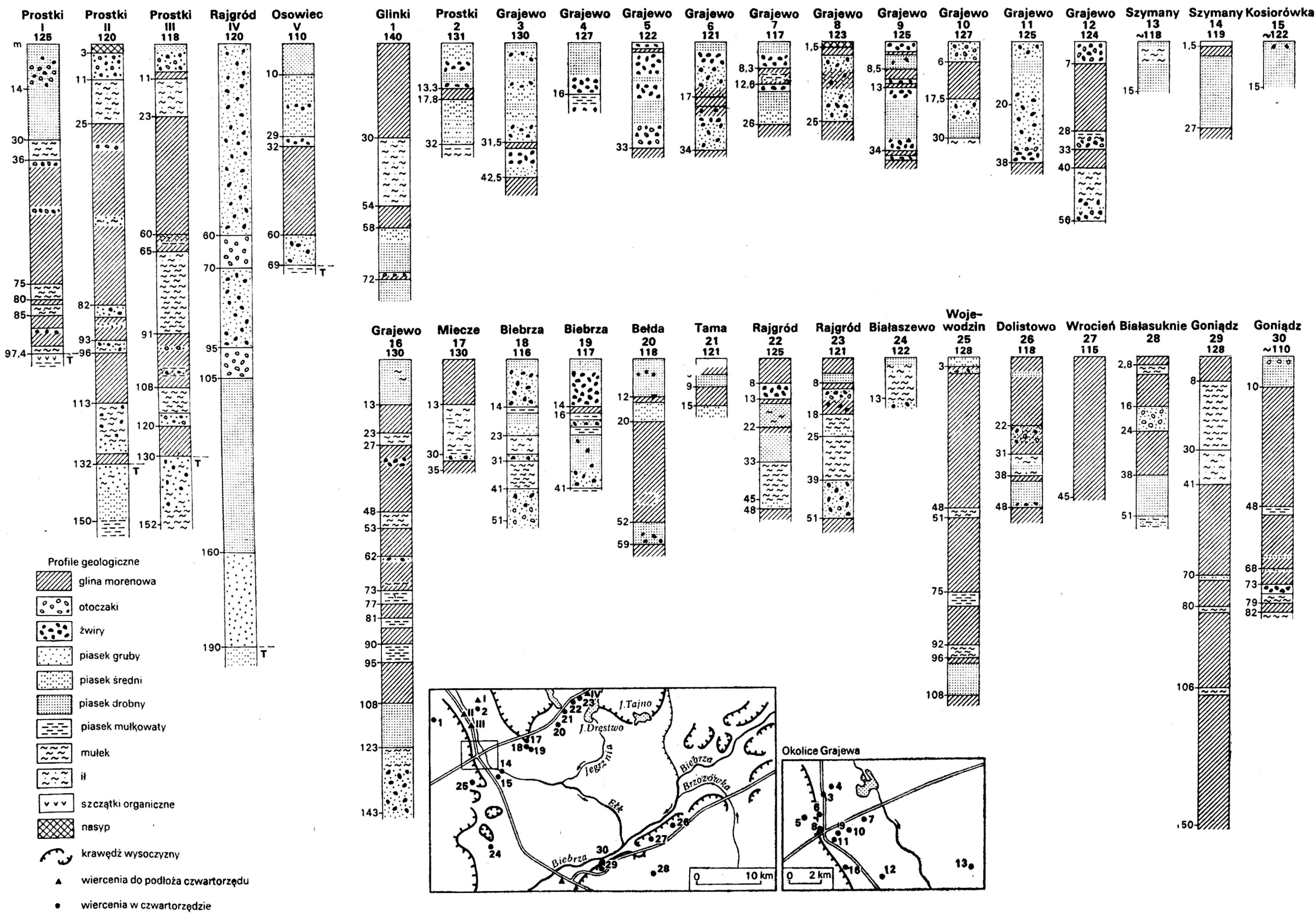
Rys. 1. Hipsometria basenu środkowego Biebrzy i terenów otaczających

RZEŻBA BASENU ŚRODKOWEJ BIEBRZY



Rys. 2. Rzeźba basenu środkowego Biebrzy

PROFILE GEOLOGICZNE BASENU ŚRODKOWEJ BIEBRZY I TERENÓW OTACZAJĄCYCH



Warszawa, PWN 1981

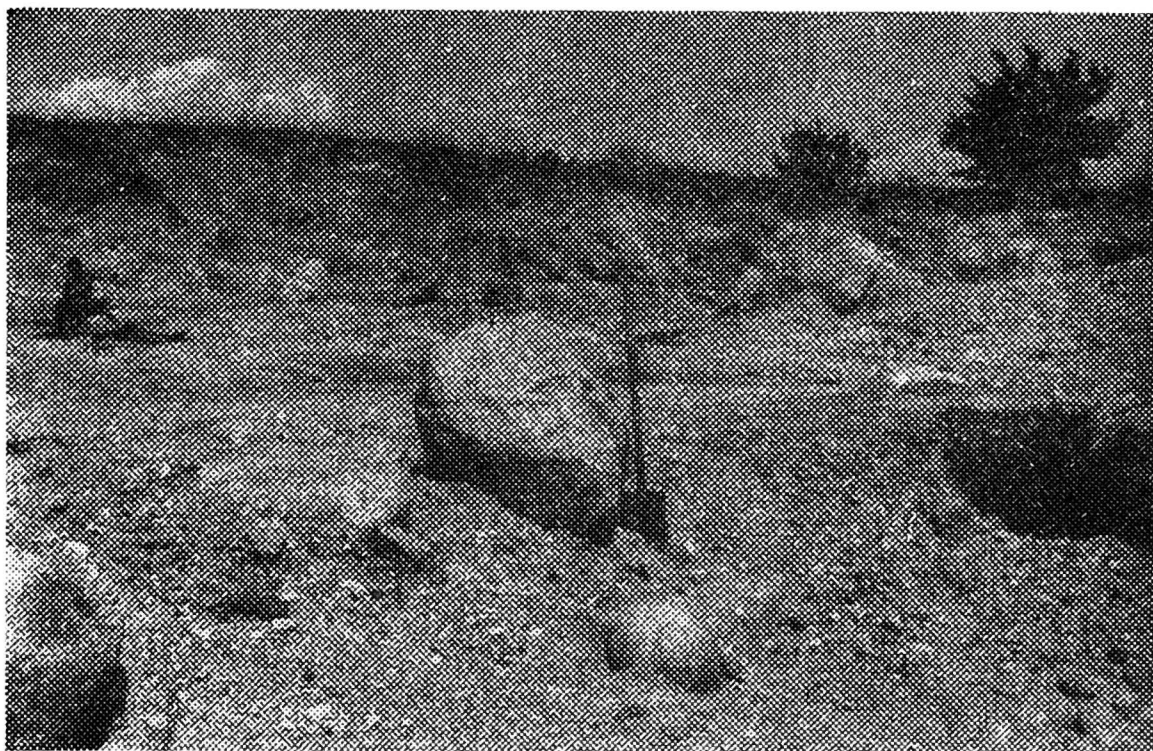
Rys. 8. Profile geologiczne basenu środkowej Biebrzy i terenów otaczających

nia. Potwierdzają to szczegółowe badania E. Wołk-Musiał [24], wyznaczającej zasięg form młodoglacjalnych na przykładzie Wysoczyzny Kolenńskiej. Opracowana przez tę autorkę mapa pagórkowatości i zagłębień bezodpływowych plastycznie ilustruje granicę między dwoma typami rzeźby: staro- i młodoglacjalnym, zwłaszcza na odcinku Będkowo-Grajewo.

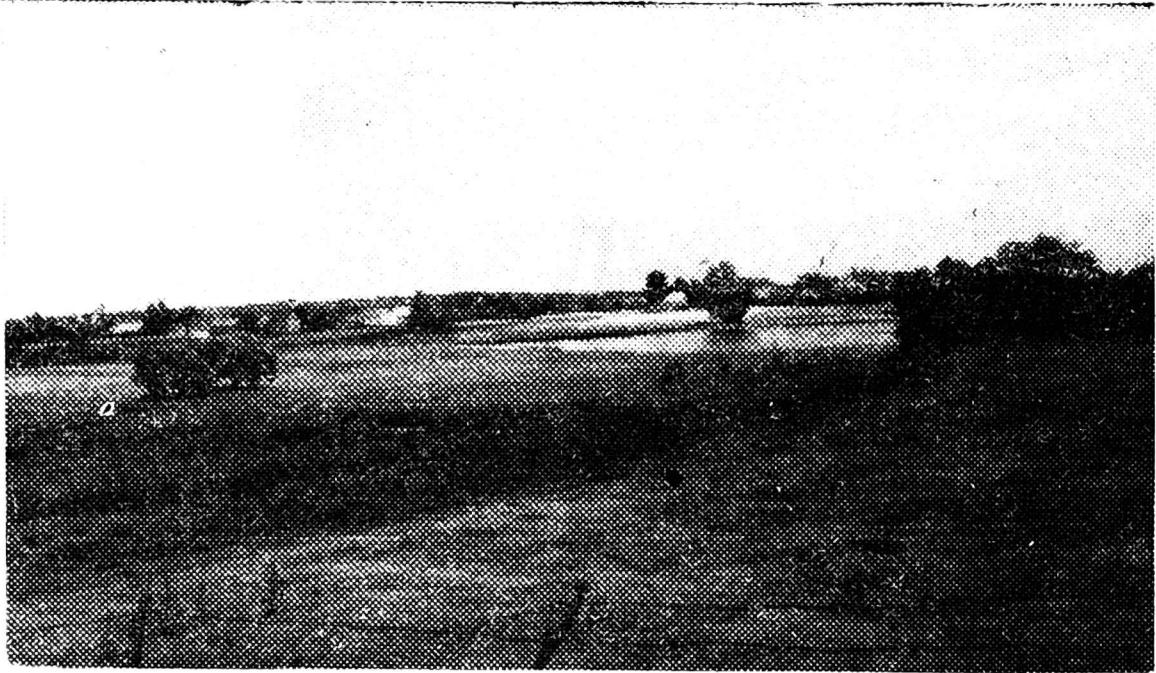
Głębsza budowa wysoczyzny poznana jest słabo. W Dolistowie (rys. 8 wiercenie 26), Wrocieniu (wiercenie 27), Goniądzu (wiercenie 29) czy Wojewodzinie (wiercenie 25) występują grube pokłady glin morenowych rozdzielone osadami klastycznymi niewielkiej miąższości. Poziomy międzymorenowe są najczęściej poziomami wodonośnymi, zwłaszcza gdy występują w facji piaszczysto-żwirowej.

W pobliżu miejscowości Łojki i Koty-Rybno wyrastają z sandru trzy pagóry o powierzchniach szczytowych sięgających 130-133 metrów. Owalny kształt oraz budowa (porwaki gliny, głazy, żwiry) wskazują, że są to ostańce odcięte erozyjnie od wysoczyzny (rys. 9).

Wysoczyzna morenowa ograniczająca basen od północy wyróżnia się młodą rzeźbą glacialną. Cechuje ją „morze pagórków” pooddzielanych zatorfionymi lub zabagnionymi zagłębieniami bezodpływowymi (rys. 10). Liczba pagórków na 1 m² waha się od 12,4 do 19,3, a zagłębień 8,6 do 9,8, zaś na wysoczyźnie starszego zlodowacenia dane te kształtują się: 0,7-3,4 i 0,25-0,50. Na każdej z wysoczyzn pomiarem objęto 16 km². Wysokość bezwzględna pagórków sięga przeważnie od 125 do 135 metrów, co odpowiada hipsometrycznie niższemu poziomowi wysoczyznowemu

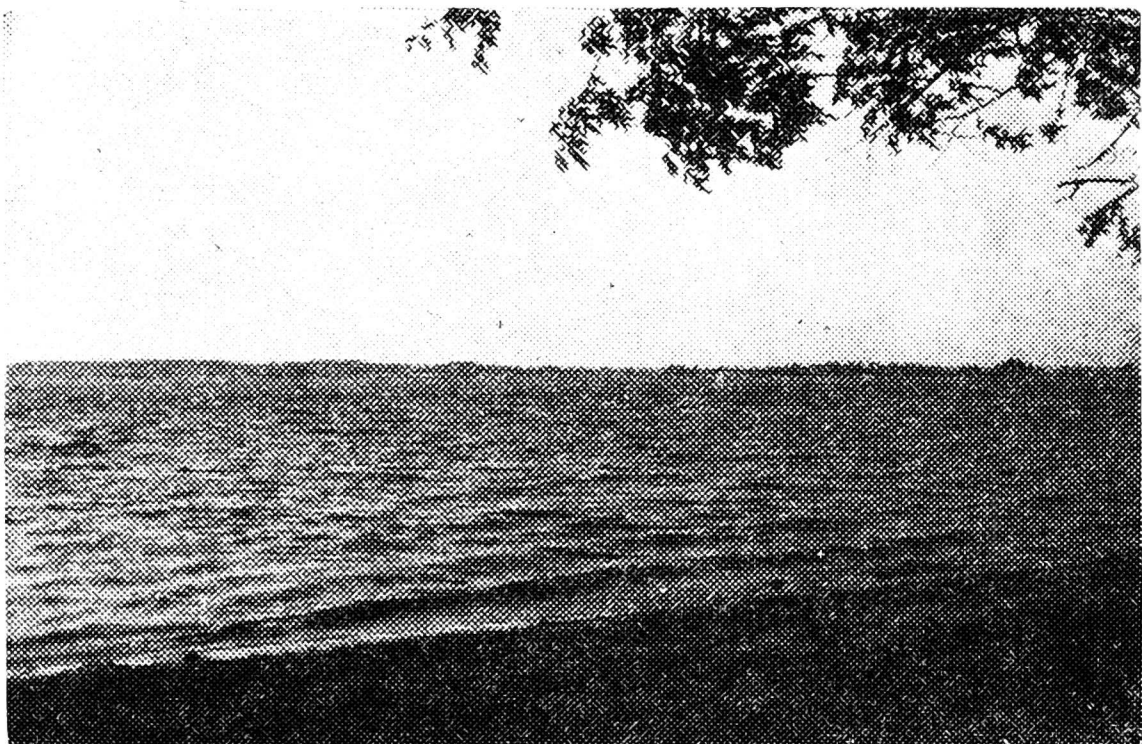


Rys. 9. Koty-Rybno. Budowa wewnętrzna wyspy morenowej otoczonej sandrem



Rys. 10. Bogusze. Zanikające wskutek zatorfienia jeziorko w zagłębieniu bezodpływowym

starszego zlodowacenia. Ważnym kryterium pozwalającym wnioskować o młodym wieku rzeźby jest występowanie dużych, przeważnie rynnowych jezior (rys. 11). Sieć rzeczna jest słabo zorganizowana, a doliny rzeczne wykorzystują przeważnie istniejące wcześniej rynny glacialne. Obie wysoczyzny graniczą ze sobą bezpośrednio jedynie na zachód od basenu, na linii Grajewo-Biała Piska. W kierunku wschodnim pagórki morenowe dochodzą do pradoliny lub przylegających sandrów wzdłuż linii Miecze-Rajgród-Tajno-Augustów, zarysowując jak gdyby łob lodowcowy, nazwany przez Różyckiego [17] augustowskim. Okalająca łob od



Rys. 11. Woźna Wieś. Południowy brzeg jeziora Dręstwo — brzeżna strefa krajobrazu młodoglacjalnego

wschodu Netta oddziela go od dużej wyspy morenowej zwanej Kolnicką. Rzeźba wyspy otoczonej sandrem nie różni się od opisanej wyżej rzeźby całego lobu.

Pagórki morenowe zbudowane są z warstw żwirowo-głazikowych, piasków gliniastych ze żwirem i głazikami lub brunatnej gliny zwałowej, napotkanej w rejonie Mieczy, Białobrzegów i Kolnicy. W brzeźnej, przylegającej do basenu strefie wysoczyzny pokrywa glin nie jest duża, gdyż sięga od 4-8 (wiercenie 8, 22, 23) do 12-15 metrów (wiercenie 17). Na uwagę zasługuje fakt występowania w pradolinie wierceń, w których niewielkie warstwy gliny leżą na piaskach lub ilach, a przykryte są osadami piaszczysto-żwirowymi (wiercenia 2, 19). Można przypuszczać, że gliny pochodzą z najwcześniejszej fazy ostatniego zlodowacenia i dokumentują obecność lodowca między innymi na obszarze Kuwasów.

Przylegająca do tarasu zalewowego strefa brzeźna wysoczyzny różni się wyraźnie od podobnej strefy starszego zlodowacenia. We wschodniej części lobu augustowskiego między Tajnem i Augustowem jest to linia wyginająca się w szereg zatok i półwyspów. Niektóre półwyspy zostały odcięte przez wody fluwioglacjalne i sterczą wśród torfowisk jako wysepki; ich pochodzenie zdradza budowa wewnętrzna, często gliniasta. Kontakt wysoczyzny z sandrem znaczą czasem płytkie brzeźne wytopiska: jeziorne (Tajno, Kolno) lub torfowiskowe. Na wschód od jeziora Toczyłowskiego występuje opisany już [29] wał brzeźny, górujący zarówno nad wysoczyzną jak sandrem, a jego geneza związana jest z akumulacją materiału wodno-lodowcowego w marginalnej depresji lodowej [3].

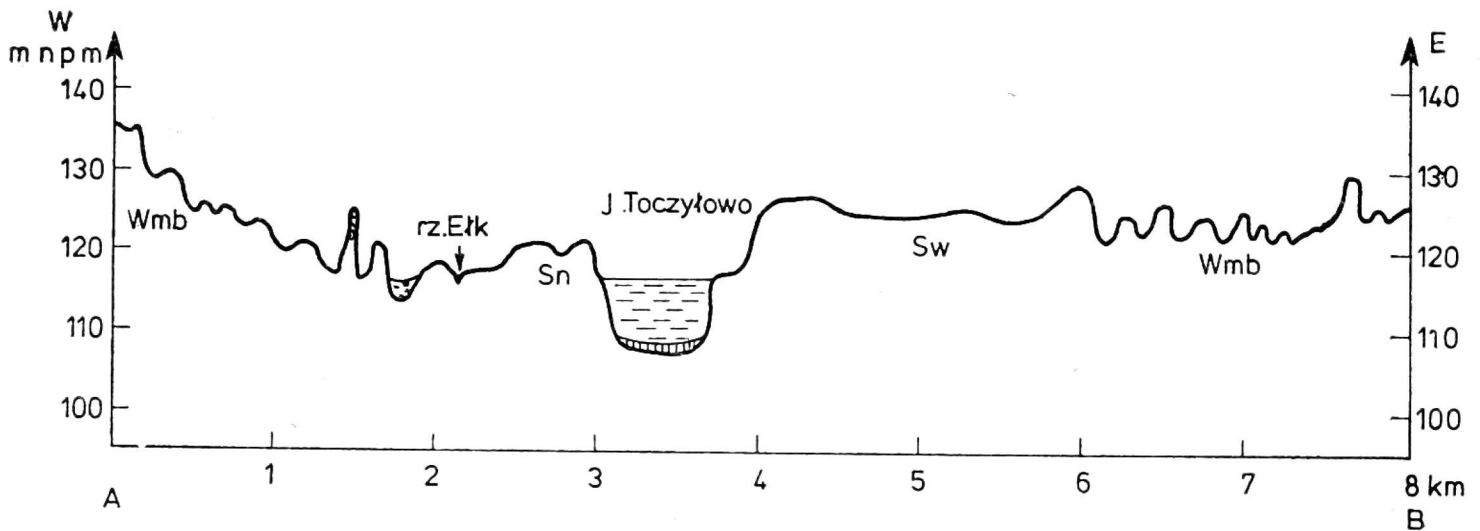
SANDRY

Sandry leżące na przedpolu wysoczyzny tworzą małe pole, rozcięte przez dolinę Jegrzni na dwie części. Wąska, bo 2-kilometrowej szerokości część wschodnia opada od 120 do 116 metrów, urywając się nad tarasem zalewowym nieznacznie krawędzią. W części zachodniej sandr związany jest z rynną jeziora Rajgrodzkiego i uchodzi dalej na południe, łagodnie zanurzając się pod torfy basenu. Jedno z ramion tego jeziora było wylotem klasycznego stożka, opadającego na wszystkie strony. Sandr budują warstwowane piaski ze żwirami, niekiedy z wyraźnym poziomem głazikowym (Woźna Wieś), dokumentującym krótką drogę materiału sandrowego.

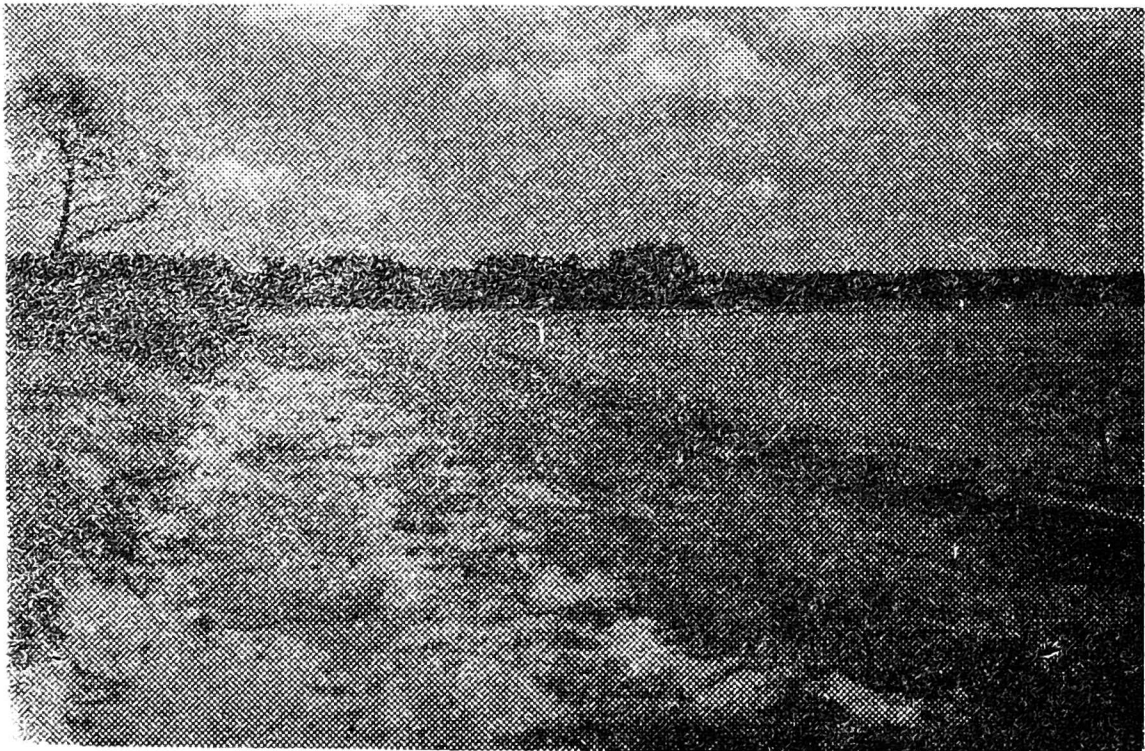
Zupełnie inny charakter ma sandr doliny Ełku. Począwszy od jeziora Łaśmiady, a nawet jeziora Łażno, towarzyszy on rynnie biegnącej z północnego zachodu na południowy wschód. Wąski w części północnej (1-3 km) rozszerza się na północ i południe od Ełku do 4-8 km. Począwszy od Grajewa zwarty płat sandru ciągnie się na południe jedynie wzdłuż wysoczyzny morenowej starszego zlodowacenia, przechodząc nieznacznie

krawędzią w poziom tarasu zalewowego pradoliny (Klimaszewnica-Oso-wiec). Charakterystyczną cechą sandru ełckiego są dwa poziomy. Poziom sandrowy wyższy (rys. 12, 13) występuje od 8 do 11 metrów nad poziom rzeki, poziom sandrowy niższy — od 2 do 4 metrów. Spadki obu poziomów zestawiono w tabeli 1. W pracy Bogackiego [5] wyróżnione zostały na tym obszarze 3 poziomy sandrowe, z których najwyższy nie występuje w sposób ciągły. Między innymi płat poziomu wyższego na południe od Grajewa zaliczony został przez tego autora do poziomu najwyższego.

Badania sandru ograniczały się do jego części południowej poniżej



Rys. 12. Przekrój sandru ełckiego (AB) w rejonie Bogusze-Długosze. Wmb — wysoczyzna morenowa bałtycka, Sw — poziom sandrowy wyższy, Sn — poziom sandrowy niższy



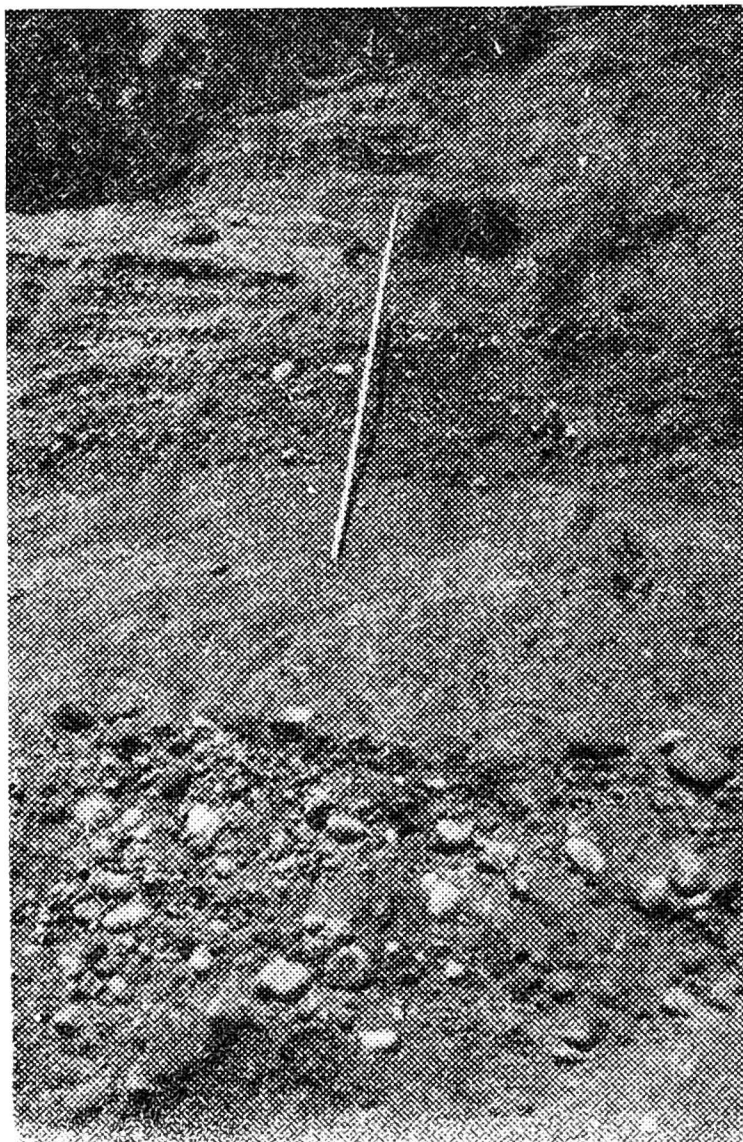
Rys. 13. Bogusze. Poziomy sandrowe Ełku. Na pierwszym planie niższy poziom, na dalszym wyższy poziom sandrowy. Na prawo jezioro Toczyłowskie

Tabela 1

Spadki sandru elckiego,‰

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

Prostek i zostały przedstawione w pracy dotyczącej rzeźby Kuwasów [29]. W dużej żwirowni w pobliżu Prostek odsłania się dziewięciometrowa fluwioglacjalna seria piaszczysto-żwirowa, przewarstwiona poziomami gładzikowymi (rys. 14). Cała seria sandrowa ma około 13 metrów miąższości i zalega na brązowej glinie piaszczystej (rys. 8, wiercenie 2). Poziom sandrowy niższy budują utwory drobniejszej frakcji, a więc piaski drobne i średnie podścielone niekiedy piaskami grubymi (Bogusze). Cała seria ma w rejonie Prostek 9-11 metrów miąższości (wiercenia II, III) i zalega na mułkach piaszczystych przykrytych cienką warstwą gliny.



Rys. 14. Prostki. Budowa wewnętrzna wyższego poziomu sandrowego

TARAS PRADOLINNY I ZALEWOWY

Wśród rozległych obszarów tarasu zalewowego wynurza się kilka wysp mineralnych, sterczących do 2-4 metrów ponad poziom otaczających torfowisk. Grupują się zasadniczo w części zachodniej basenu, a poziom wysp opada od 121 metrów w rejonie Toczyłowa do 112 metrów w rejonie Osowca. Powierzchnie wysp są na ogół płaskie i łagodnie opadają pod osady tarasu zalewowego. Niektóre z nich charakteryzują się rzeźbą bardziej niespokojną. Sprawiają to wydmy usytuowane przeważnie w krawędziowych strefach wysp. Czasem krawędź między tarasem pradolinowym i zalewowym jest bardziej wyraźna, co obserwowano w rejonie wciętej doliny Elku (rys. 15).

Omówione wyżej cechy wysp pozwalają powiązać je w jeden poziom, nazwany tarasem pradolinowym. Ponieważ wyraźnie wiąże się on hipsometrycznie z niższym poziomem sandrowym i ma podobny spadek (tab. 1



Rys. 15. Szymany. Krawędź tarasu pradolinowego i zalewowego (dolina Elku)

Tabela 2

| Odcinek pradoliny | Spadki tarasu pradolinowego i zalewowego,‰ | | |
|---|--|--------------|------------------|
| | Rzeka Biebrza | Torfowisko | Taras pradolinny |
| Basen Górny (Nurka — Dwugły) | 0,17 (62 km) | 0,23 (40 km) | — |
| Basen Środkowy (Dwugły — Osowiec) | 0,14 (47 km) | 0,17 (35 km) | 0,17 (35 km) |
| Basen Środkowy (Toczyłowo — Osowiec) | — | 0,39 (24 km) | 0,44 (24 km) |
| Basen Dolny (Osowiec — Narew) | 0,12 (51 km) | 0,19 (33 km) | 0,29 (31,5 km) |

i 2), nasuwa się wniosek, że wyspy i sandr to pozostałości jednego poziomu, rozciętego przez wody pradolinne.

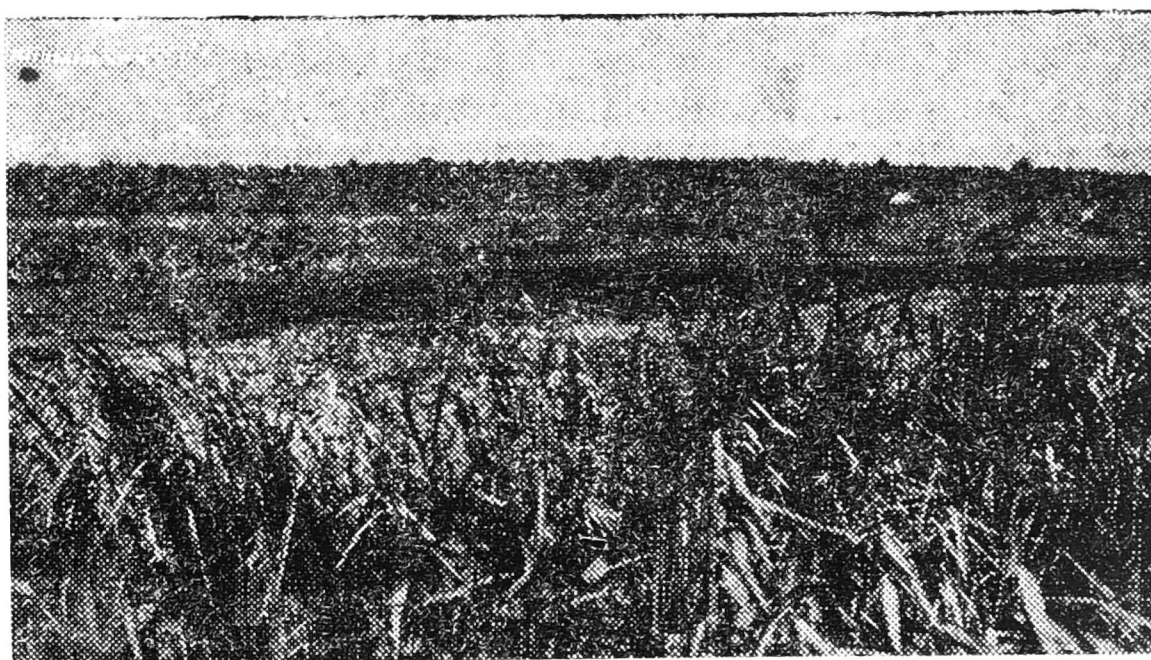
Budowa wysp tarasu pradolinowego jest podobna, z wyjątkiem strefy przymorenowej, do budowy sandru. Seria tarasowa składa się z piasków

drobnych, średnich i grubych, przy czym, im bliżej południowej granicy basenu, tym frakcja jest drobniejsza. W strefie bezpośrednio przylegającej do moren ostatniego zlodowacenia od stropu występuje glina zwałowa (Danowo Nowe, Czarna Wieś) lub żwiry i gładziki z piaskiem bezstrukturalnym w stropie. Należy sądzić, że niektóre wyspy tej strefy są ściętymi przez erozję wyspami wysoczyznowymi.

Kilka wysp tarasowych grupuje się we wschodniej zatoce kotliny, w widłach Biebrzy, Netty i Brzozówki. Kopytkowo, Jasionowo i Dębowo zbudowane są z piaszczystej gliny morenowej, Jagłowo i Polkowo z piasków i żwirów.

Opisana budowa geologiczna pozwala bliżej sprecyzować typ genetyczny tarasu pradolinowego. W strefie przymorenowej między Grajewem i Rajgrodem ma on charakter erozyjny, częściowo erozyjno-akumulacyjny, zaś w strefie położonej dalej na południe, charakter akumulacyjny. Zgodnie z teorią powstawania tarasów rzecznych Trevisana [15], taras pradolinny powstawałby jako efekt rozcinania wyższego poziomu sandrowego w dolinie Elku i osadzania wynoszonego materiału w dolnej części kotliny.

Rzeźbę tarasu pradolinowego i zalewowego urozmaicają wspomniane już wydmy. Dwa długie pasy wydymowe obfitujące w wały i parabole towarzyszą wschodniej granicy wysp tarasu pradolinowego w rejonie Przechodów i Wólki Piasecznej przechodząc stopniowo na obszar tarasu zalewowego. Poczynając od kanału Piaseczyńskiego wały wydymowe „zatonione” są w torfach, kierując się na północ w stronę Elku. Druga strefa wydymowa usytuowana jest na międzyrzeczu Elku, Jegrzni i Netty. Z płaskiej powierzchni torfowisk wyrastają potężne wały wydymowe



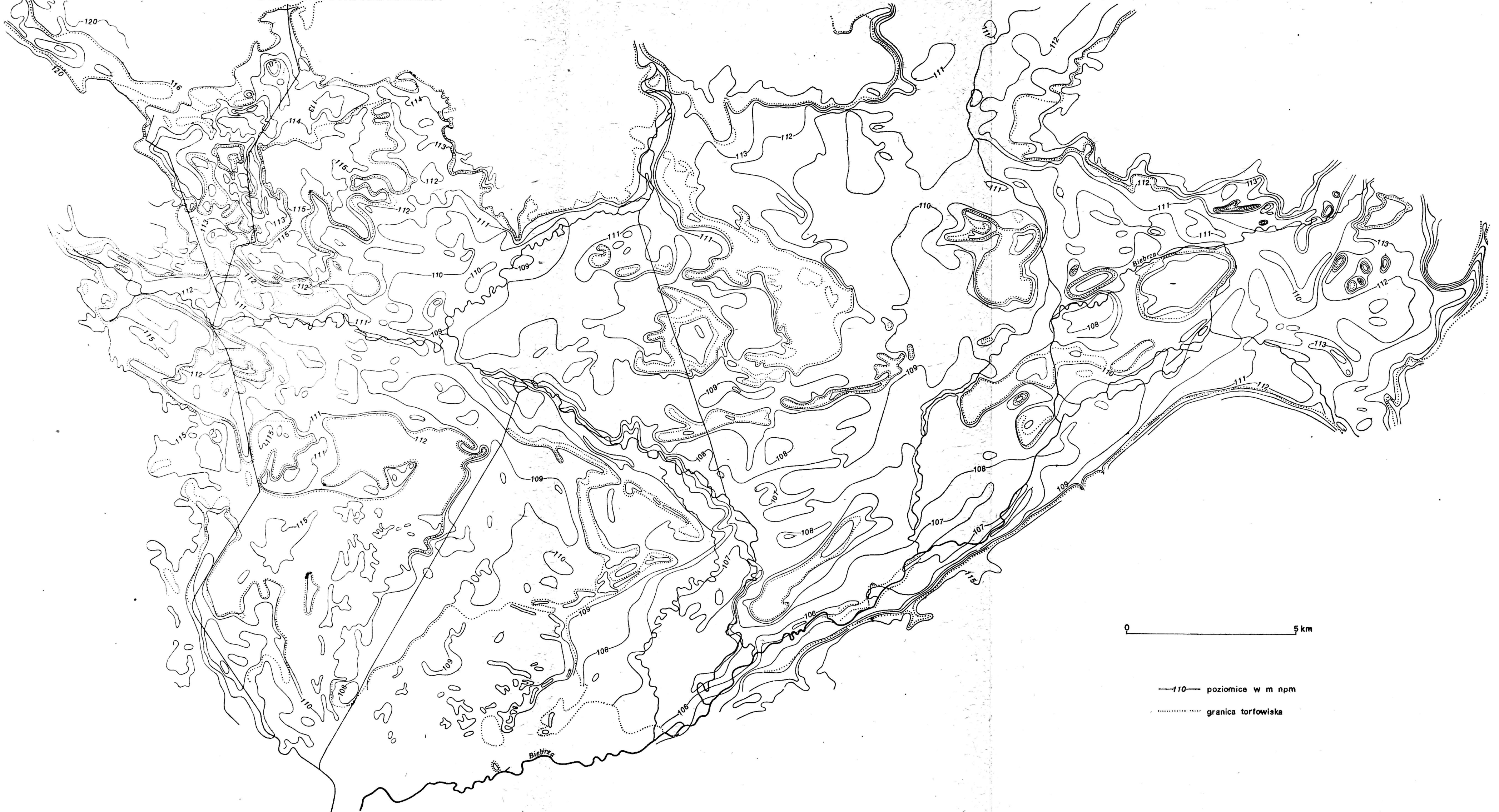
Rys. 16. Ciszewo. Zatorfiona szuwarowa część tarasu zalewowego w rejonie koryta Jegrzni

zwane Grzędami. Częściowo „zatonione” w torfach, częściowo na powierzchni tarasu pradolinnego grupują obok klasycznych wałów liczne, zrosnięte formy paraboliczne. Na sandrze proces wydmotwórczy zaznaczył się słabo, a formy tego typu są raczej drobne i izolowane. Większe ich skupienie w południowej części sandru Grajewo-Osowiec wiąże się być może z występującym od zachodu dużym zagłębieniem Bagna Sienickiego. Należy zaznaczyć, że cały wspomniany obszar sandru, mimo nielicznych śladów rzeźby eolicznej, został potraktowany na mapie geologicznej utworów powierzchniowych jako obszar akumulacji piasków eolicznych [4]. Wydmy basenu były formowane pod wpływem wiatrów zachodnich i przemieszczały się stopniowo z zachodu na wschód, powodując pewne powikłania w ówczesnej sieci hydrograficznej tarasu zalewowego, co nie pozostało bez wpływu na rozpoczęcie lokalnych procesów zabagnienia pradoliny.

Taras zalewowy basenu charakteryzuje płaska, niewidocznie dla oka opadająca powierzchnia (rys. 16), lekko zróżnicowana jedynie w strefach przykorytowych większych rzek. Kopalne „twarde” (podtorfowe) dno tarasu leży płycej niż w basenie górnej Biebrzy gdyż sięga od 0,5 do 2-3 metrów poniżej powierzchni współczesnej (rys. 17). W rzeźbie podłoża mineralnego dominuje zdecydowanie „poziom dolny”, opadający od 111 (Czarniewo) do 106 m (Dawidowizna). Poziom górny przeważnie o 2 m wyższy, przywiązany jest fragmentarycznie do brzegu wysoczyzn, sandru lub wysp pradolinnych. W rejonie współczesnego koryta Biebrzy i Ełku ciągną się wydłużone zagłębienia, wskazujące na bieg kopalnych koryt obu rzek. Stosunkowo większe, choć połogie obniżenia w dnie tarasu występują w rejonach zajętych przez kopalne jeziora (Dębowo, Czerwone Bagno, Przechody). Inna nieco rzeźba podłoża, w przeciwieństwie do szerokiej, płaskiej kotliny, charakteryzuje północno-wschodnią część zwaną Kuwasami. Występuje tu szereg zagłębień bezodpływowych w postaci rynien lub form kolistych. Przypominając rzeźbę wytopiskową z wysoczyzn młodszego zlodowacenia czy form dolinnych [6] świadczy o prawdopodobnym pobycie ostatniego lodowca na obszarze Kuwasów. Należy zaznaczyć, że obraz rzeźby podłoża środkowej części Kuwasów opiera się na szczegółowej sieci sondowań w odstępach 100 m [14], co na pewno przyczyniło się do precyzyjnego uchwycenia zasadniczych form tej rzeźby.

Bardzo krótką charakterystykę budowy geologicznej tarasu zalewowego (rys. 4) opublikowano wcześniej [30]. Wynika z niej, że w centralnych i południowych częściach basenu występują pod torfem akumulacyjne serie piasków drobnych, mułków i ilów, osadzone w warunkach licznych zastoisk i wolno płynących, być może meandrujących rzek. Żwirowo-głazikowe serie późnoglacialnych rzek roztopowych lub sandrowych w re-

RZEŻBA PODŁOŻA MINERALNEGO BASENU ŚRODKOWEJ BIEBRZY



Rys. 17. Rzeźba podłoża mineralnego basenu środkowego Biebrzy

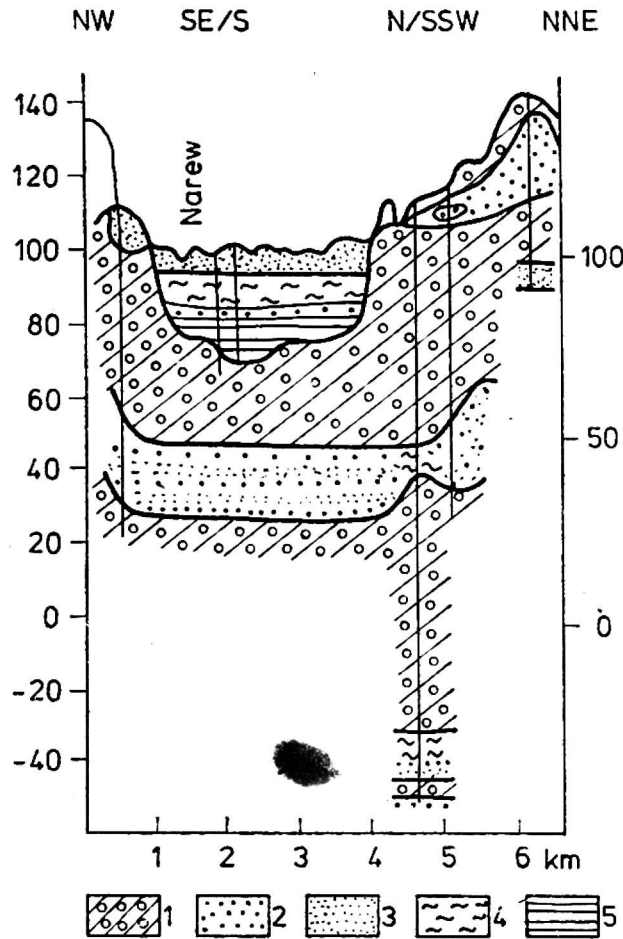
jonie Kuwasów, Modzelówki i Karpowicz akumulowane były wcześniej i świadczą o głębokości rozcięcia tarasu pradolinnego co najmniej do 5-10 metrów.

Początki zabagnienia tarasu zalewowego wiążą się z Allerödem, a proces zatorfienia nasilając się stopniowo zgodnie z rytmem zmian klimatycznych późnego glacjału i holocenu obejmował stopniowo coraz większe obszary.

W basenie Biebrzy Środkowej torfowisko nie zajmuje całej powierzchni tarasu zalewowego. W obszarach przykorytowych Biebrzy, Elku, Netty i Kopytkówki wykształciła się strefa mułowa, w której muły zalegają wprost na utworach mineralnych podłoża. Dlatego też ten odcinek tarasu zalewowego pradoliny nazwano odcinkiem torfowo-mułowym. Strefa mułowa Biebrzy, początkowo wąska (kilkadziesiąt metrów) rozszerza się gwałtownie poniżej ujścia Elku. Jej najbardziej charakterystyczną cechą jest pewne zróżnicowanie mikrorzeźby na głębiej wcięte starorzecza i pofalowaną powierzchnię mułów. Brzegi koryta są lekko wyniesione tworząc „wargi rzeczne”, a starorzecza tworzą systemy odcięte czasem całkowicie od głównego koryta. Spadki koryta, jeszcze stosunkowo duże w ramionach Biebrzy i Brzozówki (0,241‰), maleją zdecydowanie z biegiem rzeki do 0,047‰. Zalewy rzeczne ulegają pogłębieniu i wydłużeniu, a następujące później opadanie poziomu wody gruntowej jest główną przyczyną tworzenia się mułów. Znaczne rozszerzenie strefy mułowej nastąpiło między Dawidowizną a Osowcem. Nabiera ona tu cech odcinka madowego, a wśród pofalowanej powierzchni mułów występują gniazdowo torfowiska lokując się w starych opuszczonych starorzeczach.

ROZWÓJ RZEŻBY

Opisywana forma pradolinna w całości (lub we fragmentach) jest prawdopodobnie dość stara i sięga poza ostatni glacjał. Gliny morenowe starszego zlodowacenia znajdują się 40 m (Sandr Augustowski), 30 m (Osowiec), 20 m (Bełda, Uścianek) lub 10 m (Sztabin, Goniądz) poniżej dzisiejszej powierzchni pradoliny. Ze względu na brak głębokich wierceń i szczegółowej litologiczno-genetycznej analizy dolinnych aluwiów nie można jeszcze rozpoznać osadów piaszczysto-żwirowych akumulowanych po zlodowaceniu środkowo-polskim, ściślej zlodowaceniu Warty [18]. Stosunkowo najlepiej poznany jest odcinek przełomowy doliny Narwi w rejonie Łomży. W glinach starszego zlodowacenia (Warty), wycięta jest tutaj dolina 20-30 metrowej głębokości [1, 2, 11, 20, 21, 27, 30]. Na glinach leżą ility warwowe (rys. 18), prawdopodobnie z okresu recesji tego zlodowacenia, a wyżej warstwa osadów piaszczysto-żwirowych przykryta grubą ponad 10 metrową serią mułków i drobnych piasków. W dolinie Łomżyczki (lewy dopływ Narwi) oraz w tarasie nadzalewowym



Rys. 18. Przekrój geologiczny Łomża — Marianowo, 1 — glina morenowa, 2 — żwiry z głazikami, 3 — piaski drobne, 4 — mułki, 5 — iły warwowe

Narwi poniżej Łomży znaleziono udokumentowane paleobotanicznie osady jeziorne z interglacjału eemskiego. Osady eemskie przykrywa kilkumetrowa seria piasków, prawdopodobnie z okresu ostatniego zlodowacenia, co sugeruje, że dopiero w ostatnim glacjale wytworzył się przełomowy odcinek doliny Narwi między Pniewem i Łomżą. Osady piaszczysto-żwirowe wiążą niektórzy z wczesnym okresem Würmu [20], inni z okresem ostatniego zlodowacenia [2, 30]. Stojąc na gruncie drugiej interpretacji należy przyjąć, że zasypanie fluwioglacjalne musiało sięgać w tym rejonie do 102 m, do poziomu tarasu nadzalewowego Jednaczewa, w spągu którego znaleziono osady eemskie. Taras ten wiązał się prawdopodobnie z tarasem pradolinny Biebrzy i poziomami sandrowymi ostatniego zlodowacenia (augustowskim i ełckim). Z kolei w odcinku przełomowym nastąpiło rozcięcie do 15-20 metrów na linii współczesnego tarasu zalewowego, w którym zaczęły się akumulować drobne osady mułkowe (późny glacjał) przykryte drobnymi piaskami z przewarstwieniami mułków i torfów (holocen).

W innych częściach pradoliny nie natrafiono na osady eemskie, a w niektórych przypadkach wydaje się, że na glinach starszego zlodowacenia leżą wprost osady glacifluwialne zlodowacenia bałtyckiego (Bełda, Sztabin, Uścianek), co mogło by świadczyć, że osady eemskie i wcześniejszych faz Würmu zostały erozyjnie wyprzątnięte.

Współczesny kształt i osady Pradoliny Biebrzy wiążą się z ostatnim zlodowaceniem i jego sandrami. Analizy wieku podmorenowych osadów organicznych w zachodniej części Białorusi wykazały, że lodowiec osiągnął strefę maksymalnego zasięgu około 17-18 tys. lat temu [25]. Na obszarze basenu Biebrzy Środkowej istniało wówczas jakieś zagłębienie otoczone wyższymi poziomami od zachodu, południa i wschodu (Wojewodzin, Goniądz, Dolistowo, Sztabin), w którego północnej części akumulowały się osady zastoiskowe w postaci mułków i ilów (Zakład Biebrza, Miecze, Rajgród). O istnieniu dużych niecek wytopiskowych (misków końcowych lodowca Warty) w basenie Biebrzy dolnej i Wizny jest przeświadczony Mojski [9]. Osady drobnej frakcji przykryte są utworami piaszczysto-zwirowymi lub cienkimi warstwami gliny morenowej, dokumentującymi pobyt lodowca w północnej strefie basenu. Dotychczasowy stan wiedzy pozwala na hipotetyczne odtworzenie przebiegu szerokiej strefy marginalnej lodowca następująco. Od rejonu Grajewa lodowiec wsunął się po linię Ełku, Jegrzni, rejon Czerwonego Bagna i doszedł do północnych zboczy Wyspy Sztabińskiej, Jastrzębskiej, Nowolipskiej i Lipskiej, które stanowiły naturalną przeszkodę na jego drodze. Brak jest dowodów na to, że lodowiec posunął się dalej i oparł o Wysoczyznę Goniądzką [28], jak również dowodów na istnienie przeszkody, która spowodowała jego zatrzymanie w północnej części basenu. Należy przypuszczać że wody przed czoła lodowca odpływały doliną już istniejącą, która na wschodzie miała połączenie Nurką i Popilją z Niemnem [26] na zachodzie natomiast z Narwią.

W okresie maksymalnego zasięgu lodowca dopływ wód ze wschodu był niewielki, a wzrastał dopiero w miarę jego wycofywania. Śladem regresji lodowca jest wyższy poziom sandrowy doliny Ełku, który następnie został rozcięty, a wynoszone piaski osadzone były w pradolinie tworząc jeden poziom sandrowo-pradoliny. W okresie jego akumulacji, co trwało prawdopodobnie w trakcie deglacjacji od moren maksymalnego zasięgu do moren pomorskich, od wschodu dopływał wielki potok sandrowy prowadzący wody z Litwy i Białorusi doliną Niemna, Czarnej Hańczy i Wołkuszanki (l.c.). Na marginesie można dodać, że krótki okres wycofywania się lodowca do moren pomorskich (17,5-15,5 tys. lat temu) przemawia za traktowaniem tych ostatnich jako jednego z etapów deglacjacji. Po uformowaniu tarasu sandrowo-pradoliny* nastąpił etap rozcięcia do dna współczesnego tarasu zalewowego. Impulsem erozji by-

* Wiek tarasu pradolinny został ostatnio ściślej sprecyzowany drogą datowania przez doc. M. Prószyńskiego piasków tarasu metodą termoluminescencji. Okres akumulacji piasku z głębokości 4,5 m w rejonie wsi Gugny (na płd. od Osowca) oceniony został na $21,8 \pm 7$ tys. lat przed terażniejszością (informacja ustna dra A. Musiała z UW, za którą składam Mu serdeczne podziękowanie).

ły zjawiska klimatyczne (wzrost temperatury, opadów) jak i morfologiczne (skąptowanie Niemna do obniżenia Bałtyku zmniejszyło radykalnie ilość wód w pradolinie). Ponieważ akumulacja organiczna w dnie tarasu zalewowego wiąże się z Allerödem, faza rozcięcia miała miejsce w Böllingu lub jeszcze wcześniej.

Po utworzeniu tarasu zalewowego nastąpiły intensywne procesy wydmotwórcze, które wydaje się nie odbiegały w czasie od ściśle wydатовanych faz w Wielkopolsce [16, 22], a więc wiązały się z najstarszym, starszym i młodszym dryasem. Szczegółowe badania wydm Kotliny Tykocińskiej przez Grzybowskiego [7] wykazały, że istniała tu klimatyczna faza aktywności eolicznej (młodszy dryas) oraz holocenska faza antropogeniczna (okres subborealny i subatlantycki).

Rozcięcie tarasu pradolinowego i przemodelowanie rzeźby pradolinowej drogą procesów eolicznych spowodowało jej podział na odrębne baseny, które następnie uległy procesowi zabagnienia. Zatorfienie pradolinowej nie postępowało w sposób ciągły, lecz stopniowo się nasilając obejmowało coraz większe obszary. W fazie późnoglacialnej (12-10 tys. lat temu) na podścielonej zmarzliną powierzchni tarasu zalewowego, pełnej rozlewisk i płytkich obniżzeń, nastąpiła inwazja bezdrzewnych lub zakrzewionych zbiorowisk mechowiskowych. Sporadycznie występujące warstewki torfów mszystych wydатовane zostały na Kuwasach metodą palinologiczną przez Tobolskiego [23, 29] na drugą połowę Allerödu. Nieco wcześniej pojawiły się osady torfiaste jeziora Maliszewskiego w basenie Wizny, bo już $11\,460 \pm 210$ lat temu [30]. Podobnego wieku są prawdopodobnie późnoglacialne torfy podgytiowe basenu Biebrzy Dolnej [12]. Akumulacja na torfach gytii detrytusowych i detrytusowo-wapiennych świadczy o zatopieniu ówczesnych torfowisk i stopniowym pogłębianiu jezior. Szybkie podniesienie poziomu wody i powstanie znacznego pojezierza, co radykalnie zmieniło ówczesny krajobraz, wiązało się z gwałtownym ociepleniem u progu holocenu, wzrostem opadów, zanikiem zmarzliny i masowym wytapianiem pogrzebanych brył lodu. W okresie tym (10 000-8 000 lat temu), który zgodnie z terminologią holocenu Starkla [19] można nazwać fazą eholocenską (preborealno-borealna) w basenie Biebrzy Środkowej występuje kilka dużych i szereg mniejszych kompleksów torfowiskowo-jeziornych [30] rozrastających się powoli od miejsc najgłębszych ku wypłyceń podłoża (rys. 25). W okresie mezoholocenskim (atlantycznym) jeziora stopniowo zanikają wskutek wypełniania gytia, a uwarunkowane klimatem zmiany wilgotności powodują lokalnie nawrót akumulacji jeziornej. Powierzchnia ówczesnych torfowisk mechowiskowych oraz nie zładowaconych jeszcze jezior sięgała mniej więcej połowy współczesnej powierzchni torfowisk basenu. W następnej neholocenskiej fazie (subborealno-subatlantycka) rozwoju torfowisk rozpoczynającej się

około 5000 lat temu nastąpiło wyraźne ochłodzenie i zwilgotnienie klimatu, prowadzące do znacznego wzmoczenia aktywności leniwie do tej pory błędzących rzek. Biebrza i jej dopływy formują swoje tarasy zalewowe i rozlewają się okresowo w rozszerzeniach basenu. Na zmianę „stylu” zasilania doliny w wodę zareagowały natychmiast zbiorowiska torfotwórcze. Prawie cały basen opanowuje „morze” szuwarów trzcinowych i turzycowiskowych, a stopniowe podnoszenie poziomu wody na skutek narastania torfu spowodowało zatorfienie jego brzeżnych partii [13, 30]. Narastający torf niwelował coraz bardziej różnice hipsometryczne między powierzchnią tarasu pradolinowego i zalewowego, zacierając pierwotną rzeźbę, wykształconą jeszcze w plejstocenie. W fazie współczesnej (XIII-XIV w.) uwarunkowanej poważniejszą ingerencją człowieka (wyręby lasów, koszenie) zwiększa się aktywność koryt rzecznych, wzmacnia działalność eoliczną, a krajobraz torfowisk ulega zmianie na rzecz stopniowego powiększania obszarów zbiorowisk bezleśnych. Akumulacja torfu przerwana została dopiero w XIX-XX wieku (kanały, rowy melioracyjne), a likwidacja procesu bagiennego zapoczątkowała murzenie i mineralizację gleb.

LITERATURA

1. Bałukowa A.: Młodoplejstocenijski zbiornik jeziorny w okolicy Łomży. Mater. Symp. Paleolimn. Włocławek 6-8 VI 1974. Warszawa 1974.
2. Bałukowa A.: Czwartorzęd i morfogeneza okolic Łomży. Kwart. geol. 1975 T. 19.
3. Bartkowski T.: Budowa wewnętrzna form strefy marginalnej na obszarze ostatniego zlodowacenia na Niziu Polskim. Pr. Komis. Geogr.-Geol. PTPN 1972 T. 13 z. 1.
4. Ber A.: Mapa geologiczna Polski Ełk 1:200 000. Warszawa 1975.
5. Bogacki M.: Współczesne sandry na przedpolu Skeiderarjökull (Islandia) i plejstocenijskie sandry w Polsce północno-wschodniej. Warszawa: Uniw. Warsz. 1976.
6. Churski T. i in.: Torfowiska biebrzańskie w dolinie rzeki Ełk na odcinku Toczyłowo-Szymany. Zesz. probl. Post. Nauk rol. 1968 z. 83.
7. Grzybowski J.: Wpływ gospodarczej działalności człowieka na rozwój wybranych wydm w Kiślakach koło Tykocina. Prz. geogr. 1978 T. 50 z. 4.
8. Lencewicz S. i in.: Sprawozdanie Poleskiego Komitetu Geologicznego. Prz. geogr. 1930 T. 10 z. 3-4.
9. Mojski J.: Nizina Podlaska. W: Geomorfologia Polski. T. 2 Warszawa: 1972 PWN.
10. Mojski J., Nowicki A.: Kemy okolic Bielska Podlaskiego. Kwart. geol. 1961 T. 5 z. 4.
11. Musiał A.: Próba interpretacji profilu czwartorzędu okolic Łomży. Prace i Studia Inst. Geogr. UW 1972 z. 10.
12. Oświt J.: Warunki rozwoju torfowisk w dolinie dolnej Biebrzy na tle stosunków wodnych. Roczn. Nauk rol. 1973. Ser. D T. 143.
13. Pacowski R., Oświt J.: Tendencje rozwojowe zbiorowisk łąkowych na torfowiskach kuwaskich. Bibl. Wiad. IMUZ 1974 nr 47.

14. Pacowski R., Żurek S.: Stratygrafia i rozwój torfowiska RZB Biebrza. Bibl. Wiad. IMUZ 1970 nr 33.
15. Piasecki D.: Zagadnienie teras rzecznych w świetle poglądów L. Trevisana. Zesz. geogr. WSP Gdań. 1961 R. 3.
16. Rotnicki K.: Główne problemy wydm śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglewicach. Prace Komis. Geogr. Geol. PTPN 1970 T. 11 z. 2.
17. Różycki S. Z.: Plejstocen Polski Środkowej. Warszawa: 1972 PWN.
18. Różycki S. Z.: Od „Mocht” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1978 T. 48 z. 3-4.
19. Starkel L.: Paleogeografia holocenu. Warszawa: 1977 PWN.
20. Straszewska K.: Kopalne osady dolinne i jeziorne okolic Łomży. Mat. Symp. Paleolimn. Włocławek 6-8 VI 1974. Warszawa 1974.
21. Straszewska K.: Middle Polish (Riss) age of marginal forms in the vicinity of Łomża (North Eastern Poland). Bull. de l'Acad. Pol. des Scien. Ser. d. Scienc. de la Terre 1975 T. 23 nr 2.
22. Tobolski K.: Fazy wydmowe w świetle badań palynologicznych, zagadnienie ich liczby i charakterystyka przebiegu. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN 1969, nr 75.
23. Tobolski K.: Analiza pyłkowa osadów w profilu 42 z terenu Górnej Biebrzy oraz ekspertyza palynologiczna spągowej części profilu P 8 l. Poznań 1969 UAM, maszyn.
24. Wołk-Musiał E.: Kartometryczne metody wyznaczania zasięgu form młodoglacjalnych na przykładzie Wysoczyzny Kolneńskiej. Prz. geogr. 1978 T. 50 z. 3.
25. Wozniaczk L. N.: Wzrost maksymalnej stadii Wałdajskiego oledienienia na Siewiero-Zapadzie SSSR i osnovnyje fazy diegradacji lednika. Wopr. Czetw. geol. 1972 T. 6.
26. Wozniaczk L. N., Walczik M. A.: Morfologija, strojenije i istorija razwitija doliny Niemna w neoplejstocenie i golocenie. Mińsk 1978. Nauka i technika.
27. Żurek S.: Warunki przyrodnicze rozwoju torfowiska Wizna. Zesz. probl. Post. Nauk rol. 1968 z. 83.
28. Żurek S.: Torfowiska powiatu grajewskiego na tle warunków geomorfologicznych. Prz. geogr. 1969 T. 41 z. 3.
29. Żurek S.: Geneza torfowiska RZB Biebrza na tle paleogeografii środowiska. Bibl. Wiad. IMUZ 1970 nr 33.
30. Żurek S.: Geneza zabagnienia Pradoliny Biebrzy. Wrocław 1975. Pr. geogr. Inst. Geogr. i Przestrz. Zagosp. Kraju. PAN, nr 110.
31. Żurek S.: Charakterystyka geomorfologiczna basenu Biebrzy Górnej i Sandru Augustowskiego. Falenty 1977 IMUZ. maszyn.

С. Журек

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СРЕДНЕЙ ЧАСТИ ДОЛИНЫ Р. БЕБЖИ

Резюме

Самая крупная центрально расположенная часть широкой депрессии в северо-восточной Польше (древняя долина р. Бебжи) представляет собой котловину величиной 20-40 км. С востока, юга и запада она окружена смягченными вследствие денудации возвышенностями старшего обледенения, а с севера — холмистой моренной возвышенностью последнего обледенения. С северной и западной стороны пойма Бебжи отделена от возвышенности зандровыми равнинами. Нижняя часть зандра и выныряющие среди торфяников ми-

неральные острова составляют одну равнину, определённую как прадолинная терраса. Пойма практически полностью заторфованная. Только на приустьевых площадях реки Бебжи и её притоков выступает зона аккумуляции илов. Современная форма и отложения долины среднего участка р. Бебжи связаны с последним обледенением и позднеледниково-голоценовым периодом. Во время деглациации обледенения там накапливались зандры и образовалась прадолинная терраса, а после ее разреза — пойма. Зандровые равнины и образованная в период позднеледникового пойма были преобразованы под влиянием эолических процессов (позднеледниковье), а затем процесса заболачивания (голоцен). Болотообразование древней долины не происходило непрерывно, а при неуклонной интенсификации в соответствии с ритмом климатических изменений позднеледникового и голоцена, постепенно охватывало все более широкие площади. Аккумулирующиеся спорадически в фазе позднеледникового (12-10 тыс. лет тому назад) небольшие слои мохового торфа погружались на переломе голоцена в воде, а образованное в этот период (10-5 тыс. лет тому назад) приозерье с мелкоосоковыми болотами на его окраинах охватывало половину теперешней площади торфяников в долине (эо- и мезоголоценовая фаза). В дальнейшей, неоголоценовой фазе (начало 5 тыс. лет тому назад) развитие торфообразовательных процессов охватывало всю площадь поймы (под влиянием климатических факторов), а прекращение этих процессов произошло под влиянием деятельности человека в последнем (XIX-XX) столетии.

S. Zurek

GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE MIDDLE BIEBRZA RIVER BASIN

Summary

The largest part of a wide depression stretching in the north-eastern Poland, of a central situation (Biebrza ortal) is of the character of a basin, 20×40 km in size. It is surrounded from east, south and west by uplands of older glaciation, smoothed by denudation and from northern side by a hilly moraine upland, of younger glaciation. At northern and western side the flooded terrace of the ortal is separated from upland by outwash plains. Lower part of the outwash plain and mineral islands emerging among peatlands constitute the ortal terrace. The lowest and widest part of the basin occupies flooded terrace covered almost totally with peat. Only along the several rivers flowing through the basin area muds were accumulated. The present shape and sediments of the middle Biebrza river basin are connected with the last glaciation and the late-glacial-holocene period. In deglaciation period outwash plains and ortal terrace, and after cutting off the latter — the flooded terrace were formed. Outwash plain horizons and the flooded terrace formed in the late glacial were modified by eolic processes (late glacial) and then by the bogging process (holocene). The peat formation in the valley did not advance continuously, but, while gradually intensified in accordance with the rhythm of climatic changes of late glacial and holocene, it comprised wider and wider areas. Small layers of moss peats, accumulating sporadically at the late-glacial stage (12-10 thous. years ago) were submerged in water at the turning-point of holocene and a lakeland with sedge-moss peats and its margins, formed at that time (10-5 thous. years ago) comprised a half of the present area of peatlands in the basin (eo- and mezoholocene stage). At the next, neoholocene stage (start about 5 thous. years ago) the development of peat-forming processes comprised whole area of the flooded terrace (climatic features); these processes were discontinued under the influence of human activity in the last (19-20th) century.