

STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI

Kotlina Gołkowa w ostatnim interglacjale

STRESZCZENIE: Kompleks osadów wypełniających poglacialną kotlinę w Gołkowie (18 km na S od Warszawy) obejmuje prawie cały ostatni interglacjał. Ujawnia on jednak lokalnie szereg luk, które uzupełniają dane z innych wierceń i sond. Na podstawie łącznej analizy paleogeomorfologicznej, stratygraficznej, sedymentologicznej i paleobotanicznej dają się tu wyróżnić, po głównym optimum interglacjału, cztery wzniesienia klimatyczne rzędu stadialnego i jedno starsze. Z dwoma ostatnimi wzniesieniami wiąże się dwukrotna erozja, po której każdorazowo następuje akumulacja osadów o zwiększonym udziale frakcji pyłowej. Przypadają one na te same okresy czasu, co sedymentacja dwóch starszych serii lessu młodszego na południu Polski. Występujące masowo w Gołkowie szyszki kosodrzewiny *Pinus mughus* pochodzą z dolnej warstwy torfu, reprezentującego pierwsze poptymalne ochłodzenie, w czasie którego kosodrzewina wykazała zdolność ekspansji ze swoich stanowisk reliktowych.

WSTĘP

Opublikowana ostatnio praca S. Gadomskiej (1966) o sytuacji geologicznej interglacjału eemskiego w Gołkowie koło Piaseczna (18 km na południe od Warszawy) i wyniki jego opracowania paleobotanicznego przez Z. Janczyk-Kopikową (1966) przyniosły definitywne ustalenie wieku serii osadów organogenicznych występujących w Gołkowie, zgodne z poprzednio wypowiedzianymi poglądami (Różycki 1941).

W pierwszej połowie lat czterdziestych autor wielokrotnie odwiedzał cegielnię w Gołkowie i dzięki temu miał okazję widzieć wykopy, w których odsłonięta była wówczas prawie cała seria osadów interglacialnych. Udało mu się również uzyskać w latach 1945—1946 szereg informacji o podejmowanych próbach praktycznego wykorzystania występujących tam torfów i łupków palnych. Dane te pozwalają wnieść pewne uzupełnienia do poprzednio opublikowanych opisów i łącznie z materiałami ze-

branymi przez S. Gądomską¹ oraz w nawiązaniu do profilu opracowanego palynologicznie przez Z. Janczyk-Kopikową² dają możliwość bardziej szczegółowego zinterpretowania historii kotliny jeziora gołkowskiego.

HISTORIA BADAŃ

Występowanie łupków palnych na terenie cegielni w Gołkowie znane było jej właścicielom Ob. Bauernfeindom już od 1904 r. Pierwsze próby eksploatacji łupków podjęto w 1917 r., ale pozostały one bez większego powodzenia. Dopiero wysoka koniunktura na środki opałowe w latach 1941—1944 ponownie dała okazję do podjęcia eksploatacji.

Jesienią 1941 r. złożem tym zainteresowała się Mirkowska Fabryka Papieru i na jej zlecenie firma wiertnicza B. Rychłowski, obok już wówczas istniejącej odkrywki, wykonała pięć wierceń rozmieszczonych w obrębie kwadratu o boku około 40 m. Według zachowanych zapisów właściciela cegielni wiercenia te miały do 15 m głębokości i pod 3—4 m nakładu piaszczystego lub gliniastego przebijały dwie warstwy torfów i dwie serie łupków palnych o łącznej miąższości około 10 m, a niżej wchodziły w piaski wodonośne (kurzawka). Robotnicy z cegielni informowali, że łupek odsłania się również na skraju jednej z sąsiednich glinianek z łałami warwowymi. Mówiono, że tworzył on niewielkie izolowane płyty. Wspomniano również, że w piaskach pokrywających łał znajdowano obtoczone bryłki torfu. Odsłonięć tych nie udało się odnaleźć, gdyż znajdowały się one w części glinianki już nie eksploatowanej i zalanej wodą.

W 1941 r. autor po raz pierwszy odwiedził wykopy, w których odsłaniały się łupki, sporządził ich szczegółowy profil i z odsłoniętej ściany pobrał w odstępach 3—5 cm około 200 próbek przeznaczonych do badań palynologicznych. Ponadto z dolnej warstwy torfów udało się zebrać pokaźną kolekcję makroszczątków roślin (nasiona, kilkadziesiąt szyszek, liczne odłamki gałęzi i dużych pni drzew). Wszystko uległo zniszczeniu w 1944 roku. Zachowało się jedynie kilkanaście szyszek kosodrzewiny (oznaczonej przez Środonia, 1957), które były zebrane na hałdzie już w późniejszych latach. Kilka z nich przekazanych zostało do Instytutu Botaniki PAN w Krakowie, reszta pozostała w zbiorach Katedry Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Warszawskiego.

¹ Mgr S. Gądomska była uprzejma udostępnić autorowi nie przytoczone w tekście jej pracy, a uwzględnione jedynie na przekrojach (fig. 2 i tabl. I), opisy profili wierceń i sond, za co w niniejszym miejscu autor składa jej najserdeczniejsze podziękowanie.

² Mgr Z. Janczyk-Kopikowej autor dziękuje uprzejmie za przekazanie, nie dołączonej do jej pracy, tablicy z danymi liczbowymi dla spektrów palynologicznych z Gołkowa, co pozwoliło uniknąć szeregu trudności wynikających przy odczytywaniu diagramów.

W 1943 r. zawiązała się „Spółka dla eksploatacji torfu i łupków palnych w Gołkowie”. Nowi przedsiębiorcy wykonali dalszych 10—12 wierceń rozrzuconych na powierzchni około 7 ha. Profile ich były znane J. Samsonowiczowi (1955), który opisał je dla ówczesnego archiwum wierceń. W tym czasie zrobiono również szereg prób technologicznych dla oceny możliwości wykorzystania surowców występujących w Gołkowie.

Po zaprzestaniu eksploatacji w zimie 1944 r., wykop szybko wypełnił się wodą prawie do poziomu terenu i od tego czasu stał się niedostępny dla obserwacji.

W 1945 r. istniały projekty wykorzystania torfów i łupków z Gołkowa dla produkcji cegły porowatej na cele odbudowy Warszawy. Oceny były bardzo korzystne, ale projekty nie zostały zrealizowane.

W 1950 r. interglacjalnym w Gołkowie zainteresowało się Muzeum Ziemi, które z inicjatywy prof. dr B. Halickiego wykonało tu wiercenie badawcze. Materiały z niego pod względem palynologicznym miała opracować mgr M. Bremówna. Żadnych bliższych informacji ani o wierceniu, ani o wynikach badań nie opublikowano.

W tym samym czasie w jednej z glinianek cegielni zostały znalezione szczątki mamuta (*Mammuthus primigenius?*), które zebrane zostały przez pracowników Muzeum Ziemi. Bliższe ich położenie nie jest znane. Wiadomo jedynie, że znalezione one zostały po zaniechaniu eksploatacji łupków w jednej z glinianek w sąsiedztwie kotliny wypełnionej przez osady interglacjalne, gdzie odsłaniała się jedna z serii młodszych pokrywających łupki bitumiczne. Nie było to pierwsze znalezisko szczątków ssaków w Gołkowie, gdyż autor uzyskał informacje, że poprzednio znajdowano je również w dolnej warstwie torfu. Między innymi w lecie 1941 r. znaleziono tam mało uszkodzoną czaszkę nosorożca. Znalezisko to znane było prof. dr K. Jażdżewskiemu, który potwierdza, że był to nosorożec włochaty (*Coelodonta antiquitatis* Bl.), w naszej literaturze wymieniany najczęściej jako *Rhinoceros tichorhinus* Fisch.

W 1956 r. Instytut Geologiczny wykonał dwa wiercenia w Gołkowie dla zbadania serii łupków palnych (Gadomska 1956, 1960). Próbki z jednego z nich (wiercenie 7 u Gadomskiej, 1966) zbadali, pod względem składu substancji bitumicznych, J. Badak i J. Grudzień (1963), dając interesującą charakterystykę całego profilu serii interglacjalnej. Ważnym, z punktu widzenia geologicznego, jest stwierdzenie tych autorów, że zawartość bituminów w łupkach i utworach określanych w opisach profilów wiertniczych jako „mułki” (z wyjątkiem ich górnej części) nie wykazuje istotnych różnic,

Profil drugiego wiercenia (wiercenie 8 u Gadomskiej, 1966) został opracowany pod względem paleobotanicznym przez Z. Janczyk-Kopikową (1966). Na uzyskanych przez tę autorkę wynikach opierają się

wszystkie dalsze powołania się w tej pracy na skład spektrów palynologicznych oraz większość informacji o makroszczałkach.

W 1961 r. J. Nowak i R. Czerniak w oparciu o dość liczne wiercenia przygotowali dokumentację geologiczną dla cegielni w Gołkowie. Materiały te posłużyły S. Gadomskiej (1966) dla scharakteryzowania sytuacji geologicznej serii interglacjalnej w stosunku do glin zwałowych i ilów warwowych występujących w sąsiedztwie.

Oprócz wymienionych wyżej prac, interglacjal w Gołkowie był notowany na mapach i wzmiankowany w artykułach wydanych w latach 1952—1957, które jednak poza wymienieniem powyższego stanowiska ostatniego interglacjalnego nie wnosiły żadnych istotnych informacji.

PROFIL WYKOPU Z LAT 1941—1944

Ściana wykopu, odsłonięta w czasie eksploatacji w 1941 r., miała 40 m długości i 8 do 10 m wysokości. Widoczny w niej był doskonale szereg warstw wyraźnie pochyłonych ku zachodowi. Obniżanie się ich powierzchni wynosiło około 1,8 m na odległości około 40 m. (ok. 3°). Między seriami łupków i torfów bardzo wyraźnie zaznaczała się niezgodność kąтова a w spagu pokrywających je piasków była dobrze widoczna powierzchnia erozyjna. Ścięcie erozyjne miało miejsce po konsolidacji łupków, gdyż te ostatnie były przecięte prawie pionowymi szczelinami w górnej części o szerokości do 20—50 cm, a ku dołowi stopniowo zwężającymi się — do paru centymetrów. Wypełniał je wyżej leżący piasek. Szczeliny te widoczne były do głębokości 8 m, a miejscami przecinały całą miąższość serii łupków, umożliwiając przedostawanie się do wykopu głębiej leżącej kurzawki i bijącej z niej pod ciśnieniem wody. Powierzchnie szczelin były prawie gładkie i przypominały raczej powierzchnie ciosu niż klinów mrozowych w miękkich utworach ilastych (np. w występujących obok glinach zwałowych). Szczeliny te tworzyły się w zwięzłym łupku i przecinały silnie sprasowany torf. W wypełniających je dobrze przemytych piaskach średnioziarnistych nie było jednak widać żadnych śladów uwarstwienia.

Odsłonięty w wykopie profil przedstawiał się następująco:

0—0,2 m gleba.

0,2—0,3 m piasek średnioziarnisty z domieszką ziarn grubszych i drobnego żwirku, tworzący nieregularną warstwę o miąższości 5—10 m, bez śladów uwarstwienia. Na bocznej ścianie (wschodniej) miąższość tych piasków wzrasta do 0,5 m.

0,3—0,8 m piaski średnioziarniste, przemyte, poziomo warstwowane.

0,8—2,5 m piaski średnioziarniste, dobrze przemyte, skośnie warstwowane. Leżą niezgodnie na nierównej, rozmytej i skośnie pochyłonej powierzchni niżej leżących torfów, tworząc na nich wypełnienia lokalnych, niezbyt głębokich (do 0,5 m) płaskich zagłębień.

2,5—3,2 m torf ziemisty, silnie rozłożony, bez makroskopowo rozróżnialnych szczątków organicznych. Wyraźnie pochylony ku zachodowi. Występuje tylko w zachodniej części odsłonięcia. We wschodniej części ścięty erozyjnie.

3,2—3,7 m torf mszysty, silnie sprasowany, dzielący się na cienkie plastry. Bez szczątków drewna lub gałęzi.

3,7—5,15 m łupek, ciemnoszary i oliwkoszary, dobrze warstwowy, ilasty (nie był eksploatowany, gdyż jedynie żarzy się, a nie płonie).

5,15—5,35 m torf ziemisty, mulasty, ku górze przechodzący stopniowo w łupek.

5,35—5,67 m torf ziemisty, bez rozróżnialnych makroskopowo szczątków drzew i krzewów. Bezpośrednio po wydobyciu rdzawo-brązowy. Ostro odgraniczony od warstwy wyżej leżącej.

5,67—5,93 m torf detrytyczny, z dużą ilością drobnych odłamków drewna, małych gałązek, pokruszonych liści, bryłek mchów. Zbitý, silnie zleżały, nie dzielący się na plastry. Liczne szyszki kosodrzewiny w dolnej części warstwy.

5,93—5,96 m warstewka piasku średnioziarnistego, dobrze przemytego, jasnego, żółtawoszarego, nieregularna, ale ciągła (2—3 cm miąższości; miejscami grubiejąca do 5 cm). Tkwią w niej liczne kłody i całe karpce drzew o średnicy do 10—15 cm i do 1 m długości; noszą one wyraźne ślady transportu. Na karpach zewnętrzne korzenie obłamane, a miejsca po nich oglądzone. Kłody i karpce wystają ponad poziom cienkiej warstewki piasku i wchodzą w wyżej leżący torf. W spągu warstwy powierzchnia erodowana, ale bez śladów większych lokalnych rozmyć. W poziomie tym znajdowane były kości ssaków i tu znaleziona została czaszka nosorożca.

5,96—6,42 m torf mszysty, silnie sprasowany, dzielący się na cienkie plastry, z dużą ilością dobrze zachowanych różnorodnych szczątków roślin (według określenia robotników: „torf dobry”, używany na opał w cegielni, przez miejscowych nazywany „bezwoch”).

6,42—7,07 m łupek bitumiczny czarny i ciemnoszary dobrze uwarstwiony, łatwopalny po wysuszeniu. Eksploatowany.

7,07—7,57 m łupek bitumiczny jasnoszary, brązowawy, dobrze uwarstwiony, trudniej palny niż z warstw sąsiednich z powodu większej domieszki ilastej. Według informacji robotników w warstwie tej trafiają się pojedyncze nieduże głaziki. Nie eksploatowany i dlatego nazywany lokalnie „martwą ziemią” lub „martwica”.

7,57—8,40 m łupek bitumiczny ciemnoszary, prawie czarny, dobrze uwarstwiony, łatwopalny. Eksploatowany.

8,40—ok. 11,0 m łupek bitumiczny jak wyżej, w niższej części z przewarstwieniami mułowymi. Pozostawiany częściowo jako warstwa izolująca od niżej leżącego poziomu wodonośnego. Znany z sondowań na dnie wykopu i z wierceń wykonanych obok.

11,0—ok. 12,0 m piasek średnio- i gruboziarnisty z drobnymi żwirkami. Znany z sondowań na dnie wkopu. Silnie wodonośny. W dolnej części „kurzawka” (piasek drobno- i średnioziarnisty).

Profil z odrywki jest dosyć zbliżony do profilu wiercenia 7, którego opis otrzymałem od mgr S. Gadomskiej, ale wyraźnie różni się od profilu wiercenia 8, z którego pochodziły próbki analizowane palynologicznie przez Z. Janczyk-Kopikową. To ostatnie wiercenie oddalone jest około 400 m na północ od opisanego wyżej wykopu z 1941 r. Szczególnie

zwraca uwagę brak w profilu wiercenia 8 dolnych warstw torfu przedzielającego serię łupkową i inne rozmieszczenie wkładek mułowych i piaszczystych. Widać, że mamy tu do czynienia ze zmianami facjalnymi w obrębie zbiornika gołkowskiego oraz że profil z wykopu znajduje się bliżej toni jeziora niż profil opracowany przez Z. Janczyk-Kopikową. Najgłębsze miejsce tego jeziora niewątpliwie wypadło w pobliżu wiercenia oznaczonego przez S. Gadomską jako wiercenie 7. Ściana wykopu profilowana przez autora znajdowała się około 120—140 m na południe od tego wiercenia (znacznie bardziej na południowy wschód, niż to zostało zaznaczone na mapie u S. Gadomskiej).

Łupki bitumiczne z Gołkowa, mimo pewnych cech wspólnych, różniły się od łupków z Barkowic Mokrych (Różycki 1947), gdzie miały typowy wygląd tzw. łupków papierowych (Papierschiefer). W Gołkowie również obserwowano się doskonale łupkową oddzielność poszczególnych warstewek, ale były one nieco grubsze, bardziej ilaste i nie wykazywały tego stopnia zdolności rozdzielania się „arkuszowego” i skręcania się przy wysychaniu, co w wyżej wymienionej miejscowości.

KORELACJA PROFILÓW I ANALIZA WARUNKÓW SEDYMENTACJI

Profile przez serię starszej części osadów interglacjalnych w Gołkowie wykazują wyraźne różnice między południową — głębszą i północną — płytszą częścią jeziora. Jeszcze większe zróżnicowanie zaznacza się w młodszych seriach pokrywających osady jeziorne, leżących na sobie niezgodnie i ujawniających zmiany składu w zależności od ilości i kierunku, z którego był dostarczany materiał terrygeniczny. Tego rodzaju różnice facjalne w niewielkim jeziorze, jakim było interglacjalne jezioro gołkowskie, które ponadto istniało w zmiennych warunkach klimatycznych, są zupełnie oczywiste. Wymagają jednak one zwrócenia większej uwagi i przeprowadzenia bardziej szczegółowej analizy poszczególnych profili dla dokonania między nimi korelacji i skonstruowania przekrojów pozwalających na odtworzenie przebiegu zmian zbiornika i późniejszej historii kotliny gołkowskiej w nawiązaniu do rzeźby otaczającego ją terenu.

Położenie

Kotlina gołkowska, wypełniona osadami z ostatniego interglacjalu do poziomu 108 m n.p.m., leży w obrębie tzw. obniżonej strefy wyso czynny morenowej (poziom IV Lencewicza, 1927) wznoszącej się 116—118 m n.p.m., a więc trzydzieści parę metrów ponad poziom Wisły na tym samym równoleżniku. Całą tę powierzchnię pokrywają gliny zwa-

łowe glacystadiału Warty tworząc płaską równinę z paroma śladami słabo zaznaczonych zakęśłości. Na południe od omawianej kotliny (ok. 0,5 km) przebiega dolina rzeczki Jeziorka, lewego dopływu Wisły, która koło Gołkowa płynie na poziomie około 100 m n.p.m. (fig. 1).

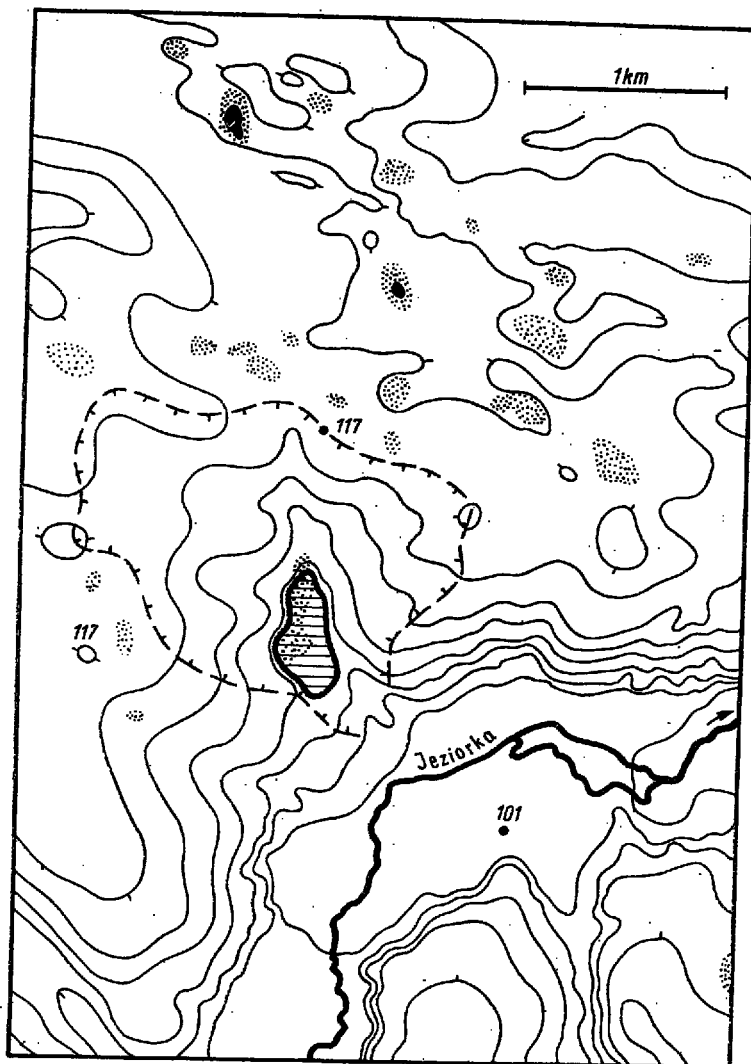


Fig. 1

Sytuacja interglacialnego jeziora (zakreskowane) i jego zlewni (kreski przerywane) na tle dzisiejszej rzeźby okolic Gołkowa (kropkowane — misy podmokłe; czarne — jeziora)

Position of interglacial lake (hatched) and of its drainage basin (broken lines) against the background of the present relief in the Gołków area (dotted — moist depressions; blacked — ponds)

W płaskim obniżeniu po jeziorze interglacjalnym, zajęтым obecnie przez niezbyt silnie podmokłe łąki, znajduje się szereg wykopów, które w dużym stopniu zmieniły dawne ukształtowanie terenu. Poprzednio z łąk tych, w kierunku doliny Jeziorki, prowadził płytki, ale wyraźny ciek, który kończył się na piaszczystej powierzchni tarasu akumulacyjnego tej rzeki. Ślad tego cieku zachował się jeszcze na południe od zabudowań cegielni, która położona jest prawie dokładnie na jego linii.

Około 2 km na północ i północny zachód od Gołkowa, przez wysoką przebiega strefa wydmowa ciągnąca się od okolic Podkowy Leśnej do Zalesia Dolnego, ale nie zahacza ona o rejon Gołkowa, który całkowicie znajduje się poza jej obrębem. Wydmy zamykają kilka słabo odpływowych obniżen (np. koło Borowiny i Borowca), których predyspozycja może być znacznie starsza. Na południe od tej strefy, a więc już całkowicie poza rejonem występowania wydm, na terenie pokrytym przez glinę zwałową, występuje również szereg mniej lub bardziej podmokłych obniżen, w wielu przypadkach nawet obecnie jeszcze pozbawionych naturalnego odpływu. Są to obniżenia w zasadzie analogiczne do kotliny gołkowskiej, nawiązujące swoją genezą do powierzchni z deglacjacji po glacystadiale Warty. Istnieją szanse, że w niektórych z nich mogły również zachować się osady interglacjalne, chociaż niekoniecznie w takiej samej facji jak w Gołkowie.

Starsze osady wypełniające misę jeziorną

W rejonie odkrywki eksploatacyjnej (fig. 2) w spągu serii jeziornej leży parometrowa warstwa wapnistych piasków, w dolnej części bardziej drobnoziarnistych (kurzawka), wypełniająca tylko najniższą część misy jeziornej, a w wyższej nieco grubszych i ze żwirkiem. Zdaniem autora są to, podobnie jak na wielu innych stanowiskach osadów interglacjalnych tego typu, osady już z późnej części okresu deglacjacji po zlodowaceniu środkowopolskim. Jak wskazuje skład i sposób rozmieszczenia tych piasków nie są to osady związane z działalnością lodowca (według określenia S. Gadomskiej — osady wodnolodowcowe), a z działalnością wód, które przemywały poprzednio pozostawione osady morenowe wymienionego zlodowacenia, zapełniając nimi najpierw obniżenie w powierzchni lodu, a następnie już istniejącą depresję bezodpływową, powstałą w czasie deglacjacji po glacystadiale Warty (G III + I). Piasków tych nie ma w wierceniu 8, które znajdowało się na zboczu obniżenia i gdzie pierwotne dno kotliny (podłoże morenowe) leżało co najmniej 4 m wyżej niż w środku depresji, odpowiadając swoją wysokością górnej powierzchni piasków powyżej zarysowanego się stopnia po wschodniej stronie kotliny. U podnoża tego dwumetrowego stopnia utworzył się pierwszy niewielki i płytki zbiornik bagienno-błot-

ny, w którym osadzały się ciemnoszare mułki bitumiczne stwierdzone tylko w wierceniu 7 i być może występujące również w wierceniu 3 (ale nie wyróżnione w jego profilu). Dopiero wyższa partia mułków³ piaszczysto-pylastych (8,4—9,8 m) pokrywa widoczny w wierceniu 8 stopień zbudowany z gliny zwałowej. W facji bardziej ilastej wyścielają one ton zbiornika, gdzie pokazują się wśród nich cienkie przewarstwienia łupków bitumicznych (wiercenie 7: 10,2—11,5 m), grubiejące w kierunku południowym (dolna część odkrywki z 1941 r.). Powyższe zmiany facjalne są związane z dopływem materiału zmywanego z sąsiedniej wysoczyzny i przynieszonego z dolinki wyraźnie zarysowującej się w północnej części kotliny (fig. 2B). Przy jej ujściu znajdującym się bliżej wiercenia 8 gromadziły się osady bogatsze w składniki mineralne tworząc niewielki stożek napływowy, który znajdował się tuż przy brzegu, ale jeszcze poza obrębem jeziora (przemawia za tym brak roślin wodnych w próbkach z głębokości 8,9—9,8 m). O dopływie materiału zmywanego z sąsiedztwa, oprócz składników mineralnych, świadczy również obecność pyłku trzeciorzędowego (2—6%), który bez wątplenia pochodzi z przemywania glin zwałowych. Występowanie jego nie jest notowane wyżej, co łatwo można wyjaśnić późniejszą, względną stabilizacją powierzchni terenu w otoczeniu depresji, oraz ograniczeniem zmywu do produktów pochodzących z pokrywy wietrzenia, już dobrze rozwiniętej w tym czasie.

Spektra palynologiczne z warstwy mułków (tabl. I) przemawiają za istnieniem w otoczeniu kotliny lasów sosnowych (max. *Pinus* do ok. 90%) z pewną domieszką brzozy i olchy. Wśród roślin zielnych niezbyt licznie (2—10%) występują Cyperaceae, Ericaceae i Gramineae, a począwszy od głębokości 8,6 m zaczynają się w nich pojawiać nieliczne rośliny wodne (*Potamogeton*). W górnej części mułków maleje udział sosny (do ok. 70%), natomiast wzrasta znacznie udział świerka (do 5%) oraz bardziej ciepłolubnych drzew liściastych i krzewów (łącznie ok. 7%), wyraźnie wskazując na postępujące ocieplenie związane z falą klimatyczną drugiego rzędu.

Najwyższe części mułków w wierceniu 7 i w profilu wykopu z 1941 r. wskazują na ciągłość sedymentacji. Natomiast w wierceniu 8 (8,0—8,5 m) pojawiają się piaski drobnoziarniste ze szczątkami roślin i zawierające nieliczne ziarna pyłku roślin wodnych. I w tym przypadku mamy najprawdopodobniej do czynienia nie ze splyceniem jeziora, a ze wzrostem dopływu materiału terrygenicznego, w strefie przybrzeżnej, gdzie był on lepiej przemywany (falowanie?, silniejsze wiatry?).

³ Zapewne tylko przez przeoczenie mułki te zostały nazwane przez S. Gadowską — „warwowymi” i zaliczone do osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Ani ich położenie w stosunku do występujących w sąsiedztwie znacznie wyżej, właściwych ilów warwowych, ani zawarty w nich pyłek (patrz spektra palynologiczne Z. Janczyk-Kopikowej nr 35—40) występujący w ilości wystarczającej do sporządzenia wiarygodnych spektrów, nie przemawiają za uznaniem tych mułków za osady zastoisłkowe, a wyraźnie wskazują, że jest to już osad interglacyjny.

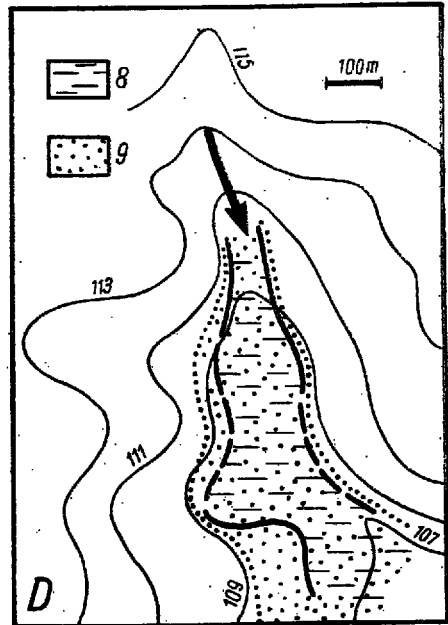
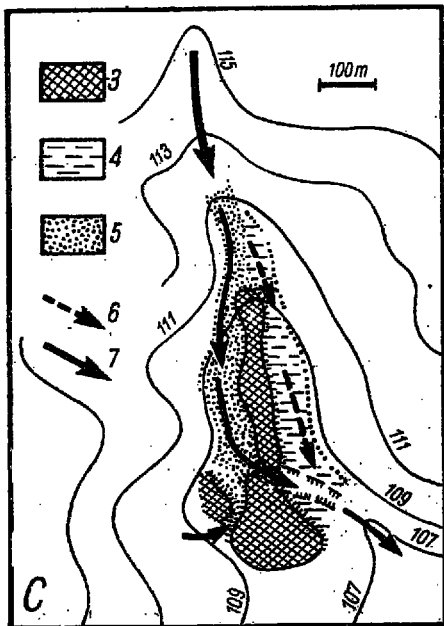
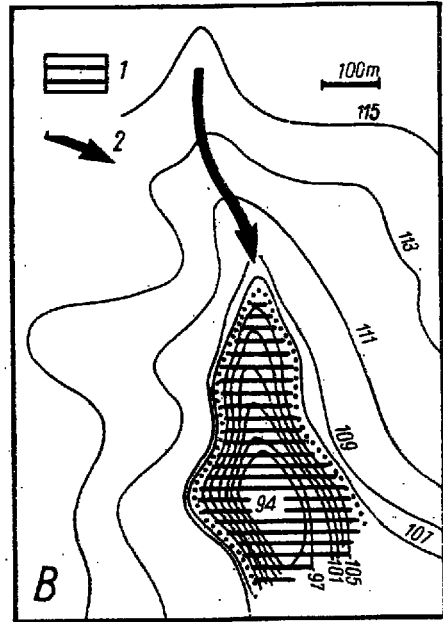
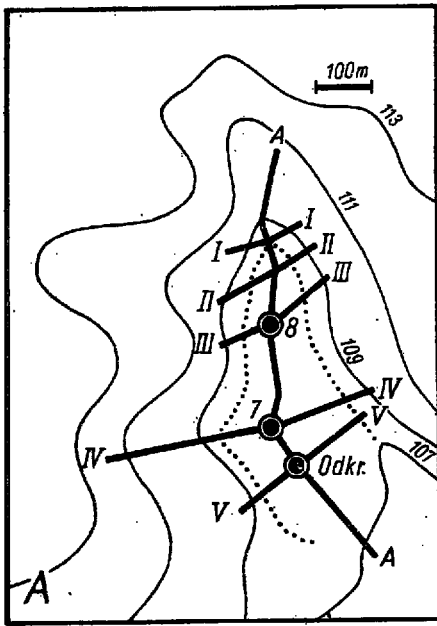


Fig. 2

Spektrum z warstwy piasków notuje znaczny spadek ilości pyłku sosny (do 32%), zdecydowaną kulminację brzozy (56%), przy minimalnym udziale innych drzew i krzewów, ale z pojawieniem się wybitnie światłolubnego *Hippophaë rhamnoides* i poważnym wzrostem ilości roślin zielnych (NAP do 69% AP) z wybitnym udziałem *Artemisia* (25%), Cyperaceae (25%), nieco mniej licznymi Chenopodiaceae i Gramineae. Jest to fitofaza świadcząca o wyraźnej zmianie składu łąsów, ich znacznym rozrzedzeniu, zapstrzeniu się warunków klimatycznych i o wydatnym cofnięciu się na południe zwartych borów sosnowych. Nie jest to powrót do warunków subarktycznych, ale — zgodnie z poglądem Z. Janczyk-Kopikowej — przejście do rozrzedzonego, parkowego lasu sosno-

Fig. 2

Sytuacja przekrojów geologicznych i wynikające z nich interpretacje paleogeomorfologii kotliny Gołkowa

A kierunki przekrojów przez kotlinę Gołkowa (zarys jeziora interglacialnego przedstawiono kropkami). B ukształtowanie kotliny interglacialnego jeziora gołkowskiego: 1 obszar zajęty przez jezioro interglacialne, 2 strumień wpadający do jeziora. C dolinki erozyjne w seriach pokrywających osady interglacialne Gołkowa: 3 świadek erozyjny zbudowany z torfów górnej części serii interglacialnej (*J III/IV*), 4 starsza dolinka erozyjna wypełniona przez osady mulowo-piaszczyste (*G IV-2*), 5 młodsza dolinka erozyjna wypełniona przez osady piaszczyste (*G IV-1*), 6 kierunek przepływu strumienia starszą dolinką erozyjną, 7 kierunek przepływu strumienia młodszą dolinką erozyjną. D stożki napływowe pokrywające kotlinę pojeziorną Gołkowa: 8 obszar starszego stożka napływowego (*G IV-2*), 9 obszar młodszego stożka napływowego (*G IV max. transgr.*)

Position of geological sections and the resulting paleogeomorphological interpretations of the Gołków depression

A directions of geological sections through the Gołków depression and outline (dotted) of interglacial lake. B configuration of the interglacial-lake basin of Gołków: 1 area covered by interglacial lake, 2 stream emptying into the lake. C small erosional valleys in series overlying the interglacial deposits at Gołków: 3 erosional remnant built of peats from the upper part of the interglacial series (*J III/IV*), 4 older erosional valley filled with silt-sandy deposits (*G IV-2*), 5 younger erosional valley filled with sandy deposits (*G IV-1*), 6 flow direction of stream in the older erosional valley, 7 flow direction of stream in the younger erosional valley. D alluvial fans covering the basin of the former lake of Gołków: 8 area of the older alluvial fan (*G IV-2*), 9 area of the younger alluvial fan (*G IV max. transgr.*)

wo-brzozowego, związane z pewnym ochłodzeniem i wyraźnym zmniejszeniem się ilości opadów. Nie wpływa to jednak negatywnie na stan wody w jeziorze, dzięki równoległemu obniżeniu się zdolności parowania. Istnienie tego rodzaju wahnięcia klimatycznego potwierdzają diagramy palynologiczne z innych miejsc.

Autor sądzi, że nie ma żadnych racji geologicznych i palynologicznych, aby dla niższej części serii mułków przyjmować przynajmniej dla głównej części pyłku *Pinus* pochodzenie z dalekiego transportu (powietrznego), tak jak to robi Z. Janczyk-Kopikowa, powołując się na pracę J. Dyakowskiej (1956) o występowaniu pyłku w osadach zastoisk glacialnych. W ilach warwowych Wylezina, podobnie jak w Warce i Mochtach, przy niskiej frekwencji spadającej do paru ziarn pyłku na preparat, elementy trzeciorzędowe z całą pewnością znajdujące się na wtórnym, a właściwie na trzecim złożu stanowią blisko 50%. Duże wątpliwości można mieć także i co do pozostałej ich części, podejrzewając, że i ona również jeszcze w znacznym stopniu pochodzi z przemieszczenia materiału morenowego (np. *Pinus*, który obficie występuje w starszych osadach, a dla którego J. Dyakowska (1956) nie podaje, w jakim stopniu jest reprezentowany przez typ *haploxyylon*; nie mniejsze wątpliwości budzi NAP, w składzie którego „*varia*” stanowią bardzo wysoki procent), a tylko stosunkowo nieznaczna ilość ziarn pyłku mogłaby ewentualnie reprezentować florę otoczenia zastoisk. W przypadku mułków z Gołkowa domieszka elementów obcych jest zupełnie nieznaczna (2—6%) i nie odbiega od tego jej poziom, z którym spotykamy się w wielu przypadkach w typowo organogenicznych osadach z wczesnych i późnych faz interglacjałów.

Korelację występującej w Gołkowie fitofazy poprzedzającej optimum, o dwóch kulminacjach brzozy, wykazał i szczegółowo przeanalizował ostatnio J. Niklewski (1968) dla szeregu profilów Mazowsza i terenów sąsiednich, bardzo ostrożnie wypowiadając się na temat rzędu zmian klimatycznych, z którymi mogłaby być ona związana.

Wyjaśnienie różnic w składzie flory stosunkami edaficznymi jest słuszne przy porównywaniu ze sobą różnych stanowisk, ale nie w przypadku, gdy ulegają one zmianie w tym samym miejscu, gdyż wówczas zależne są one przede wszystkim od zmian stosunków hydrologicznych, które przecież są wykładnikiem wahań klimatycznych. Dlatego autor sądzi, że zmiany tego typu, obserwowane w jednym profilu i konsekwentnie w tym samym kierunku powtarzające się w innych, są wskaźnikiem zachodzących zmian klimatycznych niższego rzędu. W przypadku wyżej omawianych zmian składu lasu, obserwowanych między innymi w profilu Gołkowa, autor jest zdania, że odpowiadają one właśnie wahaniom klimatycznym drugiego rzędu i że fitofaza parkowych lasów sosnowo-brzozowych może być uznana za reprezentatywną dla frygidostadiału poprzedzającego główne optimum (*J. III/IV-1/Opt.*), a starsza

Zestawienie podstawowych profili serii interglacjalnej w Gołkowie

A — Profile odkrywki eksploatacyjnej z 1941 r. (wg autora) oraz wierceń 7 i 8 (wg Gadomskiej 1966) z uzupełnieniami z pracy J. Badaka i J. Grudnia (1963)

1 piaski różnoziarniste, niewarstwowane, ze żwirem, 2 piaski średnioziarniste, skośnie i poziomo warstwowane, 3 muły szare i ciemnoszare, 4 muły piaszczyste, 5 torf zielny, 6 torf piaszczysty, 7 torf drzewny, detrytyczny, 8 torf mszysty, 9 łupki bitumiczne z przewarstwieniami piasku (kropki), 10 łupki bitumiczne łaiste, 11 muły bitumiczne, 12 piaski drobno- i średnioziarniste, wapniste, w górnej części z domieszką żwirku, 13 glina zwałowa

B — Diagram palynologiczny, totalny (bez roślin wodnych i spor), na podstawie danych Z. Janczyk-Kopikowej (1966)

C — Kulminacje frekwencji pyłku drzew, krzewów i roślin zielnych — główne (bez nawiasu) i poboczne (w nawiasach). W nawiasach kwadratowych — niektóre gatunki roślin oznaczone na podstawie makroszczątków. Wykrzyknik — bardzo liczne makroszczątki

D — Występowanie roślin wodnych (Aqu.), spor *Sphagnum* (Sph.) i pyłku redeponowanego (Redep.)

E — Oznaczenia wieku (symbole według Różyckiego, 1961)

Main profiles of the interglacial series at Gołków

A — Profiles of the pit worked in 1941 (according to the writer), and boreholes 7—8 (according to Gadomska, 1966), supplemented by data of Badak & Grudzień (1963)

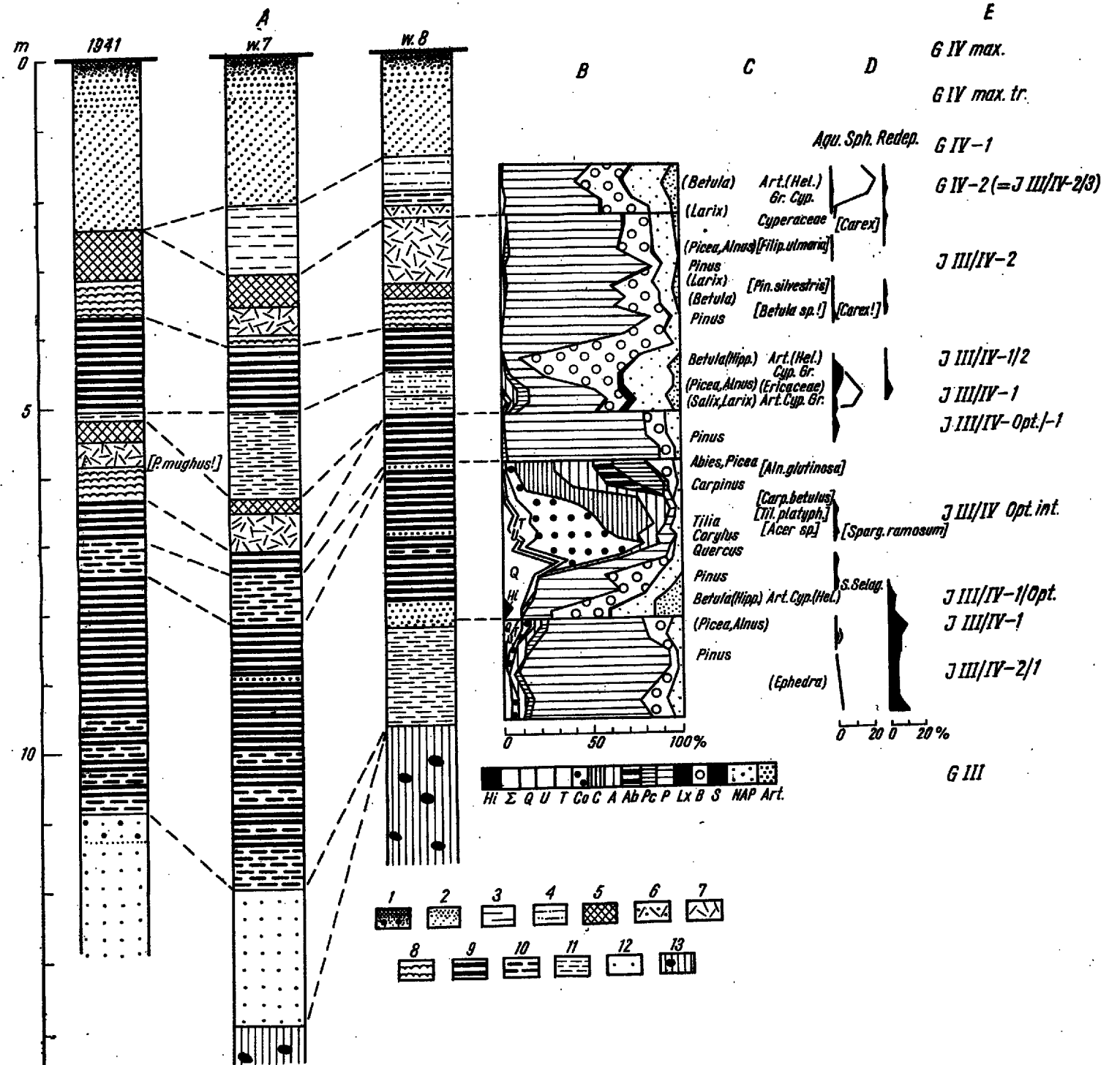
1 unequigranular, unbedded sands with gravel, 2 medium-grained, cross or horizontally bedded sands, 3 grey and dark-grey silts, 4 sandy silts, 5 herbaceous peat, 6 sandy peat, 7 detrital wood peat, 8 moss peat, 9 bituminous shales with sand interbeddings (dots), 10 clay bituminous shales, 11 bituminous silts, 12 fine- and medium-grained, calcareous sands, with gravel admixture in the upper part, 13 boulder clay

B — Total pollen diagram (without water plants and spores); on data by Janczyk-Kopikowa (1966)

C — Frequency culmination of the pollen of trees, shrubs and herbaceous plants — the major ones unbracketed — the minor bracketed. In square brackets are some species identified on macroremains. Exclamation mark shows great abundance of macroremains

D — Occurrence of aquatic plants (Aqu.), spores of *Sphagnum* (Sph.) and redeposited pollen (Redep.)

E — Age determination (symbols after Różycki, 1961)



od niej fitofaza boru sosnowego — dla umiarkowanie ciepłego i kontynentalnego wcześniejszego kalidostadiału (J III/IV-1)⁴.

Dolna seria łupków bitumicznych

Ponad warstwą mułów bitumicznych leżą typowe łupki bitumiczne, w których — według J. Badaka i J. Grudnia (1963) — popielność jest już niższa, a zawartość bituminów wzrasta. Według korelacji z profilem palynologicznym Z. Janczyk-Kopikowej jest to już optymalna część ostatniego interglacjału (kalidostadiał J III/IV Opt. int.) z kolejnymi fitofazami, w których zaznaczają się potwierdzone makroszczałkami kulminacje dębu, leszczyny, lipy (*Tilia platyphyllos*), grabu (*Carpinus betulus*) i olchy (*Alnus glutinosa*).

Fitofazy dębu i leszczyny wiążą się wyraźnie z zakłóceniami w składzie osadów w profilu wiercenia 8, ale nie znajdującymi tak wyraźnego odbicia w innych profilach. W wierceniu tym wśród łupków pojawia się wkładka mułków piaszczystych (7,2—7,4 m), a następnie drobnoziarnistego piasku (7,0—7,1 m). Jest to najprawdopodobniej związane ze zmianami ilości i rocznego rytmu opadów w kierunku zwiększającym ilość i jakość produktów zmywu. Odpowiedników tych faz w profilu wykopu nie znamy, gdyż odpowiadające im warstwy znajdowały się poniżej dna eksploatacyjnego odkrywki, a jako cienkie wkładki łupku o nieco zmienionym składzie łatwo mogły ująć uwagę robotników, którzy wykonywali sondy i udzielali o nich informacji. Natomiast w wierceniu 7, leżącym bliżej wiercenia 8, w poziomie tym zanotowane są również przewarstwienia piaszczyste (8,3—9,1 m).

W fitofazach lipy i grabu na całej przestrzeni jeziora (którego istnienie podobnie jak poprzednio stwierdza obfita flora wodna) odbywa się w dalszym ciągu sedymentacja łupków bitumicznych. Trwa ona również w czasie początków pooptimalnego ochłodzenia zaznaczającego się fitofazą jodły i świerka, w czasie której maleją ilości grabu, olchy i lesz-

⁴ Pojęcie kalidostadiału i frygidostadiału w ujęciu autora nie cechuje żaden określony skład flory, jak to jest rozumiane przez większość botaników, na przykład w odniesieniu do „interstadiałów” (według autora — interglacystadiałów) w czasie zlodowaceń. Charakteryzuje je rząd wielkości wahań klimatycznych i przesunięć stref roślinnych, które mogą się odbywać na tle różnego składu flory, a więc przechodzić przez różne fazy zmian zespołów roślinnych. Frygidostadiały nie są glacystadiałami, ani kalidostadiałami — interglacystadiałami. Są to tylko analogiczne fale drugiego rzędu, tzw. „polepszenia” i „pogorszenia” klimatu w ciągu trwającego nieprzerwanie okresu interglacjalnego zarówno w czasie stopniowego ogólnego narastania ocieplenia, jak i ochłodzenia. Rząd tych zmian, a nie poziom, na którym się one odbywają, jest podstawą do kwalifikacji jednostek klimatostatygraficznych (Różycki 1964). Każda ze zmian klimatu rzędu stadialnego składa się z fitofaz notujących szczeble zmian składu flory, wskazując łącznie na określony kierunek drgnień drugiego rzędu w stosunkach termicznych i wilgotnościowych.

czynny, ilości zaś innych bardziej ciepłolubnych drzew liściastych stają się bardzo niskie. Zaczyna natomiast wzrastać ilość brzozy (do 5%), której udział jeszcze w fitofazie grabu był znikomy (0—0,5%).

Pod koniec fitofazy jodły i świerka w wierceniu 8 pojawia się warstewka piaszczysta (6,0—6,1 m). W diagramie Z. Janczyk-Kopikowej ponad tym poziomem (między próbkami z głębokości 6,0 i 5,6 m) zaznacza się radykalna zmiana w składzie roślinności. W pokrywającym piasek łupku (5,3—6,0 m) definitywnie znika las mieszany, a jego miejsce zdecydowanie zajmuje bór sosnowy (*Pinus* do 88%) z niezbyt dużym udziałem brzozy (10—14%) i minimalnymi ilościami świerka (0,5—2%) oraz, po długiej przerwie, pojawiającej się ponownie wierzby. Rośliny wodne w tym poziomie stają się rzadkie. Nasuwa się wniosek, że mamy tu do czynienia z nieciągłością sedymentacji, która uwarunkowała tak nagły skok w charakterze spektrów.

Pojawieniu się piasku w wierceniu 8, wskazującego na okresowy wzrost dopływu materiału terrygenicznego (prawie z reguły notowany i w innych profilach interglacjalnych w fazach borealnych postępującego ochłodzenia), w profilach z głębszej części jeziora odpowiada znaczny wzrost w osadzie składników ilastych. Tam jednak dopływ ten nie jest ograniczony do cienkiej warstewki, ale rozkłada się na kilkudecymetrową warstwę silnie ilastą (w odkrywce z 1941 r. 7,07—7,57 m; w wierceniu 7: 7,6—8,3 m), dla której J. Badak i J. Grudzień (1963) wykazali bardzo znaczne zmniejszenie się ilości składników bitumicznych. W toni jeziora, którego poziom być może chwilowo nieco się obniżył, trwała nieprzerwana sedymentacja, wypełniając lukę, zaznaczającą się bliżej brzegu i obejmującą parę przejściowych fitofaz borealnych zarysowujących się w tej części interglacjalna w innych profilach (fig. 3).

Dolna seria torfowa

W stropie dolnej serii łupków (wiercenie 8: 5,3 m), w profilu analizowanym przez Z. Janczyk-Kopikową, można odnieść wrażenie, że istnieje ciągłość z wyżej leżącymi mułkami piaszczystymi. Jednak z porównania z profilami odkrywki i wiercenia 7 widać, że między te warstwy wklina się dosyć pokaźna warstwa torfów (o miąższości 0,70—1,27 m) złożona z paru zróżnicowanych swoim składem pokładów (fig. 4). Najlepiej były one widoczne w odkrywce z 1941 r., gdzie bezpośrednio ponad łupkami, oddzielona od nich ostrą granicą, spoczywała blisko półmetrowa warstwa (5,96—6,42 m) silnie sprasowanego torfu mszystego, niedwuznacznie wskazującego, że jezioro przestało istnieć, a jego miejsce zajęło torfowisko.

Strop warstwy torfu nosi ślady niszczenia i pokrywa go cienka (5,93—5,96 m), ale doskonale wyodrębniająca się warstewka jasnego, do-

duże przemytego piasku średnioziarnistego, z namyciem której przerwany został wzrost torfowiska mszystego. W piasku nie widać drobnych odłamków szczątków roślin, a natomiast tkwią w nim duże kłody drewna i całe pieńki karp, ale nie znajdujących się *in situ*, lecz ze śladami obtoczenia i transportu, zresztą niewątpliwie niezbyt odległego. Kłody drzew są proste, mają do 10—15 cm średnicy i do metra długości. Pieńki karp są również zbliżonej średnicy i, mimo oglądzenia miejsc po obłamanych korzeniach, pozwalają zorientować się, że miały system korzeniowy rozchodzący się płasko w poziomie, w sposób podobny jak u sosny.

Pnie i karpy wystają ponad poziom warstwy piasku, pokrywa je i wolne przestrzenie między nimi wypełnia torf detrytyczny, zbity i silnie zleżały, z dużą ilością drobniejszych odłamków drewna, gałązek, pokruszonych liści oraz bryłek torfu mszystego. W tej warstwie, mającej 25—30 cm miąższości, a głównie w jej dolnej części masowo występowały doskonale zachowane szyszki kosodrzewiny (oznaczone przez Środonia, 1957, jako *Pinus mughus*), które można tu było zbierać całymi setkami. Analiza palynologiczna torfu zachowanego przy 2 szyszkach kosodrzewiny przekazanych do Instytutu Botaniki PAN, wykonana przez Z. Janczyk-Kopikową, wykazała: *Pinus* 76—82%, *Betula* 17—25%, *Salix* 1%, pojedyncze ziarna pyłku *Picea* i *Carpinus*, oraz bardzo nieduże ilości ziarn pyłku roślin zielnych (1,5—3%). Wymieniona autorka interpretuje te spektra jako odpowiadające fazie lasów sosnowo-brzoźowych.

Strop warstwy zaznaczał się ostrą granicą, ponad którą leżał następny, już trzeci, pokład torfu ziemistego, bez szczątków drzew i krzewów, złożony głównie z roślin zielnych.

Wszystkie wymienione warstwy torfu były doskonale widoczne na całej długości ściany odkrywki, wykazując łagodne pochYLENIE (2—3°) od wschodniego zbocza kotliny ku jej zachodniemu brzegowi (fig. 5). Tę samą dolną serię torfową stwierdzają wszystkie głębsze wiercenia w południowo-zachodniej części kotliny (fig. 4). Natrafiało na nią również wiercenie 7 (6,5—7,2 m), w którym niestety warstwa torfowa opisana została zbyt pobieżnie („torf z wyraźnymi szczątkami roślin, z kawałkami drewna”). Jedynie z wyników analiz J. Badała i J. Grudnia (1963) widać, że składał się on z dwóch warstw o znacznej różnicy popielności (6,7—7,2 m: 73,00% i 6,5—6,7 m: 43,70%), z których wyższa odpowiada zapewne górnej warstwie torfu zielnego z odkrywki.

Brak dolnego torfu w północnej części kotliny (w której znajduje się wiercenie 8) świadczy, że na cały okres jego tworzenia się przypada tam przerwa (fig. 3). Hiatus z profilu Z. Janczyk-Kopikowej obejmuje więc fazę słabej erozji, fazę torfowiska mszystego, fazę leśną, fazę z obfitym rozwojem kosodrzewiny i fazę bagienną, a więc dosyć długi odcinek czasu zaniku jeziora, dla którego nie mamy żadnych informacji w diagramie palynologicznym.

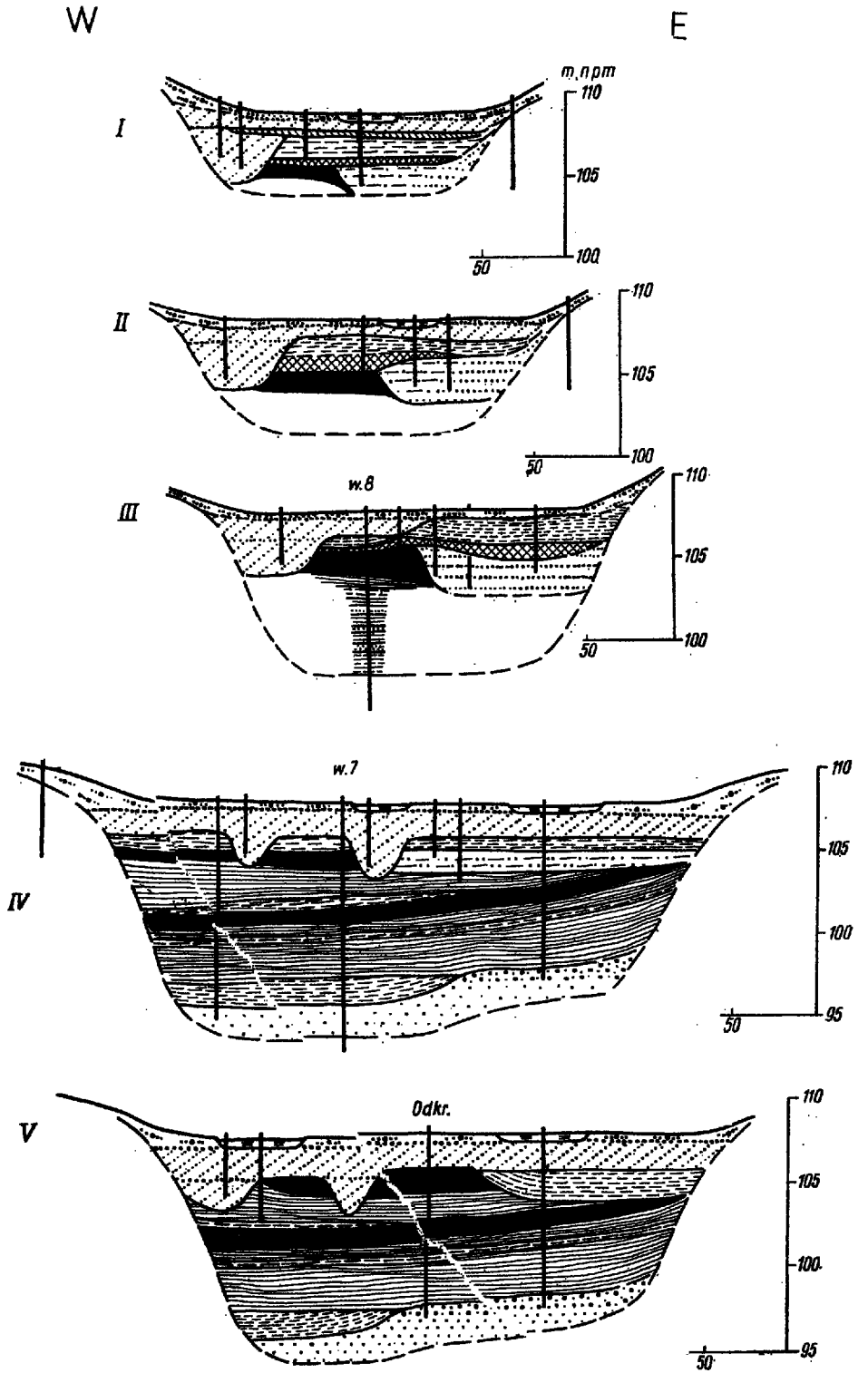


Fig. 4

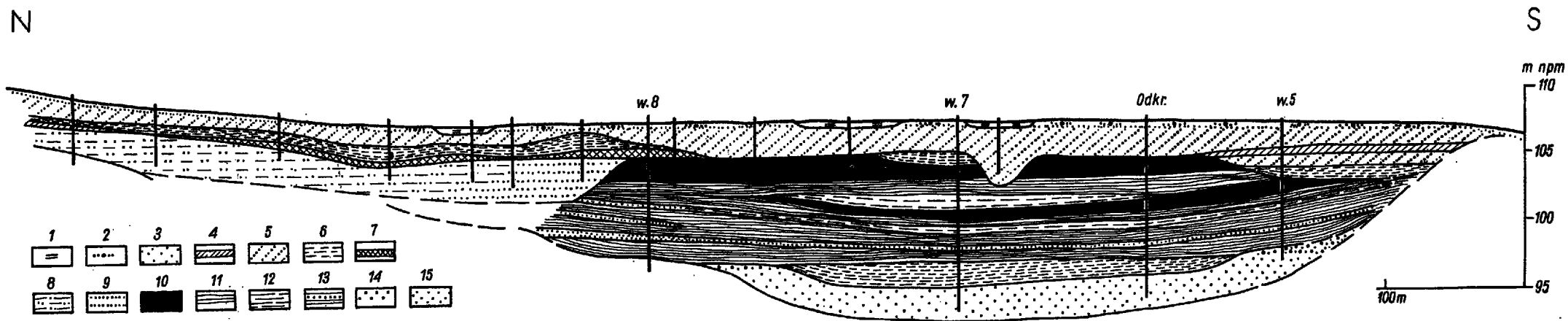


Fig. 3

Przekrój podłużny (por. fig. 2A) przez kotlinę Gołkowska

Seria pokrywowa (G IV; hol.): 1 namuły torfliaste (holocen), 2 piaski różnoziarniste, ze żwirzem, niewarstwowane (G IV max.), 3 piaski średnioziarniste, skośnie i poziomo warstwowane, młodszego stożka napływowego (G IV max. transgr.), 4 gleba torfowo-błotna, piaszczysta (G IV-1/max.), 5 piaski drobno- i średnioziarniste, wypełniające młodszą dolinkę erozyjną (G IV-1/max.), 6 muły szare, pylaste, starszego stożka napływowego (G IV-1), 7 gleba torfowo-błotna, mulasta (G IV-2/-1), 8 i 9 muły piaszczyste i piaski drobnoziarniste wypełniające starszą dolinkę erozyjną (G IV-2). Seria interglacialna (J III/IV): 10 torfy, 11 łupki bitumiczne, 12 muły bitumiczne, 13 przewarstwienia piaszczyste wśród łupków bitumicznych, 14 i 15 piaski drobno- i średnioziarniste, wapniste, w górnej części z domieszką żwirku

Longitudinal section (comp. fig. 2A) of the Gołków basin

Cover series (G IV; Hol.): 1 peaty washed-in material (Holocene), 2 unequigranular, unbedded sands with admixture of gravel (G IV max.), 3 medium-grained cross or horizontally bedded sands of the younger alluvial fan (G IV max. transgr.), 4 swamp-peat sandy soil (G IV-1/max.), 5 fine- and medium-grained sands filling the younger erosional valley (G IV-1/max.), 6 grey pelitic silts of the older alluvial fan (G IV-1), 7 swamp-peat silty soil (G IV-2/-1), 8 and 9 sandy silts and fine-grained sands filling in the older erosional valley (G IV-2). Interglacial series (J III/IV): 10 peats, 11 bituminous shales, 12 bituminous silts, 13 sandy interbeddings in bituminous shales, 14 and 15 fine- and medium-grained, calcareous sands, with an admixture of fine gravel in the upper part

Zanikania jeziora w danym przypadku nie można przypisać normalnemu cyklowi wypełniania misy jeziornej przez akumulację, gdyż — jak wskazuje dalsza historia kotliny gołkowskiej — tworzyła ona w dalszym ciągu depresję bezodpływową, w której jeszcze później mogły istnieć zbiorniki wodne. Zarastanie jeziora przez torfowisko było więc spowodowane przez czynniki klimatyczne. Przede wszystkim mogło to być wywołane przez zmniejszanie się ilości opadów przy jednoczesnym podniesieniu się temperatury i znacznym wzroście zdolności parowania. Następną fazą leśną jest raczej konsekwentnym etapem przeobrażenia się torfowiska, może nawet związanym z pewnym ociepleniem. Zaskakująca do pewnego stopnia jest przychodząca po niej faza energicznej ekspansji kosówki, która opanowała znaczną część terenu kotliny. Do stała się tu ona z jakichś innych refugium znajdujących się gdzieś w sąsiedztwie (być może na wysoczyźnie na północny zachód od Gołkowa, gdzie koło Borowiny istnieją warunki morfologiczne, w których mogły istnieć interglacialne torfowiska wysokie). Z całą pewnością nie mogła ona przetrwać w kotlinie Gołkowa, która przez długi okres czasu, między innymi obejmujący optimum, była zajęta przez jezioro o dość spadzistych brzegach. Rozprzestrzenianie się kosodrzewiny musiało być uwarunkowane ustępowaniem lasu spowodowanym zapewne dosyć wydatnym ochłodzeniem, ale jednocześnie przy względnie znacznej ilości opadów, które w dalszej fazie doprowadziły do ponownego zabagnienia niższej położonej części kotliny, a następnie do powstania większego zbiornika sięgającego poza granice poprzednio istniejącego torfowiska.

Górna seria łupków bitumicznych

W nowo powstałym jeziorze ponownie tworzy się osad, który daje szare i ciemnoszare, prawie czarne muły bitumiczne (wiercenie 7: 5,2—6,5 m) o mniejszej niż poprzednio ilości składników bitumicznych (według analiz Badaka & Grudnia, 1963, zawartość olejów w seriach 8,3—12,1 m: 7,7—9,1%; 7,2—7,6 m: 13,6—15,1%; 5,2—6,5 m: 4,9—5,7%)

Fig. 4

Przekroje poprzeczne (I—V; por. fig. 2A) przez kotlinę Gołkowa. Oznaczenia jak na fig. 3

Cross sections (I—V; comp. fig. 2A) of the Gołków depression. Explanations as for fig. 3

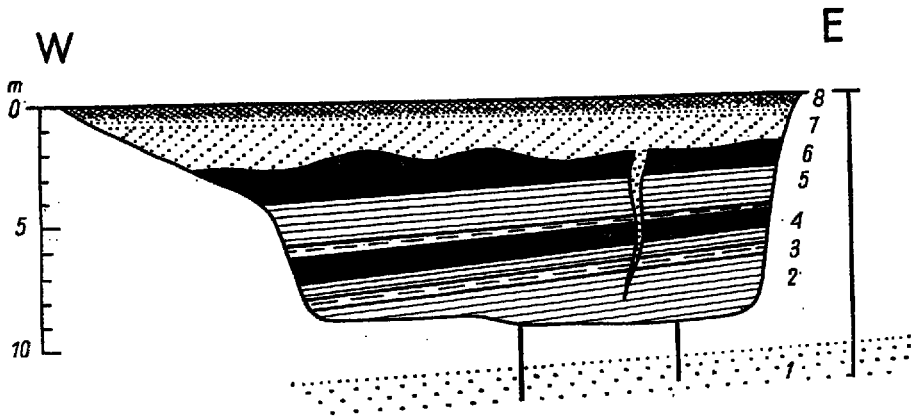


Fig. 5

Ściana północna odkrywki eksploatacyjnej z 1941 r.

1 piaski spągowe, 2 dolna seria łupków bitumicznych, 3 muły bitumiczne, 4 torf dolny, 5 górna seria łupków bitumicznych, 6 torf górny, 7 piaski pokrywające, skośnie i poziomo warstwowane, 8 piaski niewarstwowane z domieszką żwiru

(Northern wall of a pit worked in 1941

1 bottom sands, 2 lower series of bituminous shales, 3 bituminous silts, 4 lower peat, 5 upper series of bituminous shales, 6 upper peat, 7 cover sands, cross or horizontally bedded, 8 unbedded sands with an admixture of gravel

i o znacznie wyższej zawartości popiołu (57,4—69,4%; 55,4—58,8%; 72,8—ok. 80%). Od północy, ze strony wpadającego do jeziora strumienia i bliżej brzegów dostawała się do nich obfita domieszka piaszczysta (np. w wierceni 8: 4,6—5,3 m) dając muły piaszczyste. Zwiększony dopływ materiału drobnopiaszczystego i mułowego z reguły wiąże się z fazami silniejszego ochłodzenia i zbliżania się pogranicza strefy subarktycznej i rozrzedzonej tajgi parkowej. Potwierdzenie tego w pewnym stopniu znajdujemy w spektrach Z. Janczyk-Kopikowej, które dla serii mułowej wykazują dosyć wysokie zawartości NAP (do 46%) przy znacznym udziale w nim bylic (*Artemisia*), turzycowatych (*Cyperaceae*), traw (*Gramineae*) i wrzosowatych (*Ericaceae*), występowania *Helianthemum* i *Saxifragaceae*, oraz pojawieniu się liczniejszej wierzby (*Salix* do 6%) i olchy (*Alnus* do 6%), obecności modrzewia i *Hippophaë*, oraz przy wzrastającej zawartości pyłku brzozy (od 17,5 do 60,5%) i silnym spadku sosny (z 73 do 29,5%). Na tym tle zwraca uwagę stosunkowo częste występowanie pyłku świerka (*Picea* do 8%) i leszczyny (*Corylus* do 2,5%) oraz śladowe pojawianie się ziarn pyłku dębu, lipy, grabu i jodły, które nie harmonizują z pozostałymi elementami spektrów. Wyjaśnienie tego zdaje się nie nastęrczać większych trudności, gdyż właśnie na ten czas przypada rozmywanie torfów, które częściowo znajdowały się na powierzchni, poza obrębem zbiornika mułowego (patrz przekrój

podłużny — fig. 3). Również z rozmywania torfów pochodzą zapewne spory *Sphagnum*, których krzywa frekwencji wykazuje znacznie wyższy, ale kierunkowo podobny przebieg jak składników wyżej wymienionych. Te znajdujące się najprawdopodobniej na wtórnym złożu ziarna pyłku drzew bardziej ciepłolubnych mogą stanowić pośrednią wskazówkę o składzie lasu, który był współczesny z górną warstwą torfu drzewnego, niewątpliwie reprezentującego pierwszą poptymalną falę ocieplenia niższego rzędu (*J III/IV+1*; kalidostadiał Drna). Zaznaczała się ona zanikiem jeziora i osuszeniem torfowiska wynikającym ze zwiększania się zdolności parowania, a więc z ociepleniem przy ilości opadów pozwalającej jeszcze na rozwój zwartych lasów iglastych z pewną domieszką mniej wymagających ciepłolubnych drzew liściastych. Zatem poprzedzające je ochłodzenie stwierdzone w górnej części serii łupków bitumicznych odpowiadałoby frygidostadiałowi *J III/IV + Opt./ + 1*, a późniejsze, z którym związany był zbiornik mułowy — frygidostadiałowi *J III/IV + 1/2*.

Zbiornik mułowy w dalszej fazie przekształca się we właściwe jezioro, w którym ponownie osadzają się typowe łupki bitumiczne (o miąższości 0,6—1,5 m), nieco gorszej jakości niż pochodzące z kalidostadiału głównego optimum interglacjalnego. Świadczą one, że poziom wód w jeziorze jest teraz wyższy niż był poprzednio w zbiorniku mułowym i że dopływające do niego produkty zmywu są bardziej drobnoziarniste, chociaż ilość ich, sądząc z popielności (do 84%), raczej wzrasta. Łupki górne wypełniają dno kotłiny, pokrywając całą powierzchnię starszych torfów (odkrywka, wiercenie 7). W tej sytuacji nowe jezioro ma wymiary niewiele mniejsze niż poprzednie jezioro z optimum interglacjalnego, chociaż niewątpliwie jest od niego płytsze, co wynika z kształtu misy już znacznie zmienionej przez akumulację.

Spektra Z. Jancyk-Kopikowej z najwyższej części warstwy łupków wykazują stopniowy powrót boru sosnowego (*Pinus* od 7 do 75%), z jednoczesnym wycofywaniem się brzozy (*Betula* od 91 do 25%), oraz znikaniem olchy, wierzby i modrzewia i zagęszczeniem się lasu. (NAP spada z 31% do 2—7%). W stosunku do poprzedniej fitofazy świadczy to o niewątpliwym ociepleniu, ale w warunkach zaostrejającego się kontynentalizmu, który po raz drugi doprowadza do osuszenia jeziora i do powstania na jego miejscu następnego torfowiska.

Górna seria torfowa

Sekwencja rodzajów torfu w górnej serii torfowej jest prawie analogiczna jak w serii leżącej niżej. Analizy J. Badaka i J. Grudnia (1963) wykazują jednak znacznie mniejszą popielność, świadczącą o zmniejszonej ilości dopływu materiału pochodzącego z sąsiedztwa. W środkowej

warstwie torfu górnego spada ona do 12,57%, ale wyżej już szybko wzrasta (do 43%) wskazując na ponowną zmianę warunków zmywu.

Z. Janczyk-Kopikowa wyróżniła w wierceniu 8 dla górnej serii torfowej kolejne trzy warstwy torfów: a) 3,6—4,0 m — torf wełniankowo-mszysty (głównie Bryales) z obfitymi owockami turzyc (*Carex*) i nasionami *Menyanthes trifoliata*; b) 3,4—3,6 m — torf zielny z licznymi szczątkami wełnianki (*Eriophorum*); c) 2,4—3,4 m — torf drzewny ze *Sphagnum* i Bryales. Wśród makroszczątków drzew w dolnej części torfów obficie występują owocki brzozy, a wyżej szczątki drzew iglastych, wśród których znalazły się łuski nasienne *Pinus silvestris*. Natomiast wymieniona autorka nie stwierdziła tu żadnych szczątków kosodrzewiny; chociaż jest to właśnie ten poziom, w którym chciałaby zlokalizować jej występowanie, opierając się na spektrach torfu zachowanego przy szyszkach *Pinus mughus*. Jednak, jak już wskazano poprzednio, szyszki te pochodzą ze znacznie niżej leżącej dolnej serii torfowej.

Przez cały czas akumulacji wszystkich warstw torfu górnego, spektra palynologiczne mają zasadniczo podobny skład charakteryzujący las sósnowo-brzozowy. Na tym tle zaznaczają się jednak pewne subtelniejsze zmiany zasługujące na uwagę. W najniższej części torfu wełniankowo-mszystego (wiercenie 8: głębokość 4,0 m) spektrum ujawnia wysoką kulminacją sosny (*Pinus* 90%; *Betula* 7,5%; *Salix* 0,5%; *Picea* 1%; NAP 5,5%), natomiast w makroszczątkach obficie występują owocki brzozy, zapewne związane z jej skupieniami w sąsiedztwie torfowiska i stanowiącymi lokalną plamę wśród boru sósnowego.

Wyższą część torfu mszystego i cały torf zielno-wełniankowy (wiercenie 8: 3,4—3,8 m) charakteryzują spektra lasu sósnowo-brzozowego (*Pinus* 66—76%, *Betula* 20—31%) ze spornym udziałem modrzewia (*Larix* do 1%), małych ilości leszczyny i sporadycznie pojawiającej się olchy, ale prawie bez wierzby i z niezbyt licznymi ziarnami pyłku roślin zielnych (NAP 5,5—11%), wśród których najwięcej przypada na wrzosowate (*Ericaceae*) i trawy (*Gramineae*) oraz małe ilości bylic (*Artemisia*).

Na przełomie między torfem zielnym i drzewnym (wiercenie 8: 3,2 m) powtarza się druga kulminacja sosny (*Pinus* 93%; *Betula* 6%; *Salix* 0,5%; *Larix* 0,5%; NAP 7,5%), znikają chwilowo bylice i zmniejsza się urozmaicenie składu roślin zielnych. Jest to zapewne krótkotrwały powrót zwartego boru sósnowego, notujący mniejsze wahnięcia klimatyczne niższego rzędu, zapewne związane ze zmianą stosunków wilgotnościowych, które w ramach normalnego cyklu przeobrażenia się torfowiska sprzyja jego zarastaniu przez las.

Spektra z górnej części torfu drzewnego (wiercenie 8: 2,6—3,2 m) mówią o powrocie lasu sósnowo-brzozowego (*Pinus* 72—76%, *Betula* 18—21%) z małymi domieszkami wierzby i modrzewia, natomiast z nieco liczniejszą olchą (do 2,5%) i świerkiem (*Picea* do 3,5%). Towarzyszy

tej przemianie wzrost ilości roślin zielnych (NAP do ok. 14—19%), wśród których większą rolę zaczynają odgrywać *Artemisia*, Cyperaceae i dalszy, ponownie bardziej urozmaicony zespół innych roślin kwiatowych. Wykazuje on nieco odmienny skład niż niżej, bo dołączają się do niego Rubiaceae, *Sanguisorba*, *Urtica* i inne, oraz liczniejsze niż poprzednio Ranunculaceae, Rosaceae i Cyperaceae. W stosunku do borów sosnowych, a nawet i lasów sosnowo-brzozowych poprzednich fitofaz, zaznacza się rozrzedzenie lasu i pewne ochłodzenie. Przez cały ten czas jesteśmy jednak w warunkach strefy borealnej, dosyć skrajnej, ale nie subarktycznej, chociaż niewątpliwie zaczynamy się do niej stopniowo zbliżać.

W całym górnym torfie sporadycznie pojawia się pojedynczo pyłek drzew ciepłolubnych (*Acer*, *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*). Nie ulega wątpliwości, że znajduje się tu on na wtórnym złożu i, podobnie jak w najniższej części serii jeziornej pyłek roślin trzeciorzędowych, jest on wskaźnikiem rozmywania starszych osadów, w tym przypadku starszej części serii interglacialnej.

Górna seria mułowa

Na omawianych wyżej górnych torfach leży najwyższa seria ciemnych mułków, ze szczątkami roślin, czasem torfiastych, a w dolnej części piaszczystych (fig. 6). Z. Janczyk-Kopikowa rozpatruje je jako kontynuację serii torfowej. Jednak już przekroje S. Gadomskiej (1966, fig. 3, pomiędzy wierceniami 3 i 7) zwracają uwagę na istnienie niezgodności między niżej leżącym torfem i pokrywającymi go mułkami. Dzięki uprzejmemu udostępnieniu przez mgr S. Gadomską opisów wykonanych przez nią samą, można było szczegółowiej prześledzić układ powierzchni torfów i rozmieszczenie mułków. Szczególnie interesująco przedstawia się on w północno-wschodniej części kotliny, nie objętej przekrojami opublikowanymi przez S. Gadomską. Rozmycie górnych torfów daje się zauważyć na wszystkich przekrojach poprzecznych (fig. 4). Widać na nich, że torfy tworzą świadek erozyjny, który zachował się dużym, długim pasmem wzdłuż osi biegnącej środkiem kotliny i mniejszym płatkiem przy jej zachodnim skraju (fig. 2C). Z obu stron tego świadka widoczne są ślady dwóch dolinek erozyjnych, wzdłuż których całkowicie została usunięta warstwa torfu. Po zachodniej stronie jest to młodsza dolinka, która została wyerodowana już po osadzeniu się mułków i o której będzie jeszcze mowa niżej. Natomiast po wschodniej stronie świadka torfowego zaznacza się inna starsza dolina, której wycięcie poprzedza sedymentację górnej serii mułków. Jest to jednocześnie najstarsza forma erozyjna przecinająca całą długość misy jeziornej, stwierdzająca, że przestała ona istnieć definitywnie jako zagłębienie bezodpływowe.

Wcięcie tej dolinki sięga około 3 m poniżej zachowanego stropu powierzchni torfu. Do mniej więcej tego samego poziomu została ona później wypełniona przez osady piaszczyste, składające się głównie z piasku drobnoziarnistego ze sporą domieszką składników mułowych.

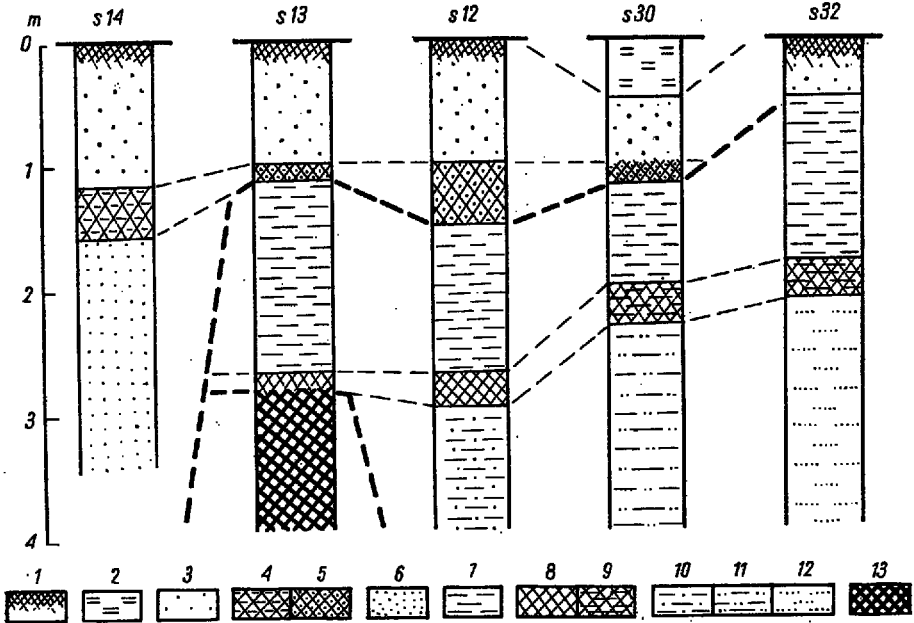


Fig. 6

Zestawienie profilów sond z północnej części kotliny Gołkowa (na podstawie nie publikowanych danych S. Gałomskiej)

1 gleba, 2 namuły torfiasto-piaszczyste (holocen), 3 piaski młodszego stożka napływowego (G IV max. transgr.), 4 i 5 warstwa torfowo-łłasta i torfowo-piaszczysta (młodsza kopalna gleba bagienno-błotna; G IV-1/max.), 6 piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką ziaren grubszych wypełniające młodszą dolinkę erozyjną (G IV-1), 7 muły pylaste starszego stożka napływowego (G IV-2), 8 i 9 warstwa torfowo-łłasta (starsza kopalna gleba bagienno-błotna; G IV-2/-1), 10, 11 i 12 muły pylasto-piaszczyste, silnie piaszczyste i piaski drobnoziarniste wypełniające starszą dolinkę erozyjną (G IV-2), 13 torf górnej części serii interglacialnej (J III/IV). Grubszą linią przerywaną, wskazującą nawiązania między profilami, zaznaczono powierzchnie i krawędzie erozyjne

Profiles of test boreholes from the northern part of the Gołków depression (based on unpublished data by S. Gałomska)

1 soil, 2 peat-silt washed-in material (Holocene), 3 sands of the younger alluvial fan (G IV max. transgr.), 4 and 5 peat-silt and peat-sandy layer (younger fossil swamp soil; G IV-1/max.), 6 fine- and medium-grained sands with an admixture of coarser grains, filling in the younger erosional valley (G IV-1), 7 pelitic silts of the older alluvial fan (G IV-2), 8 and 9 peat-silt layer (older fossil swamp soil; G IV-2/-1), 10, 11 and 12 pelitic-sandy silts, strongly sandy silts and fine-grained sands filling in the older erosional valley (G IV-2), 13 peat of the upper part of the interglacial series (J III/IV). The erosional surfaces and escarpments are indicated by the thicker broken line showing the connections between the profiles

Przy wschodnim brzegu, tam gdzie zbliża się on do skraju obrzeżenia kotliny, często dołącza się jeszcze domieszka materiału grubszego, zmywanego z powierzchni zbudowanych z glin zwałowych. Osady tej dolinki wskazują na istnienie dość leniwie i niestale płynącego potoku, który niedostatecznie segregował niesiony materiał w nadmiarze dostarczany ze stoków (fig. 2C).

Piaski mułkowe i powierzchnię świadka torfowego pokrywa seria mułków pylastych, z dosyć częstymi szczątkami roślin, a w dolnej części wręcz torfiastych. Górna ich powierzchnia nie układa się poziomo, a wykazuje wyraźne pochylenie ku południowi, tak że w północnej części kotliny strop ich leży na wysokości około 111 m n.p.m., a na południu (w odległości ok. 700 m) obniża się do 106 m n.p.m. Nie są to więc osady zbiornika wodnego, ani wartko płynącego potoku, ale napływy mułaste tworzące płaski, częściowo zatorfiony stożek napływowy pokrywający prawie całą północną i środkową część kotliny pojeziornej i zwiężający się dalej na południu przy wylocie z niej (fig. 2D). Powstanie tego rodzaju pokrywy mułkowej jest związane ze wzmożonym dopływem wietrzeli pyłowych i efektywnym, choć źle działającym, ale stopniowo nasilającym się zmywaniem powierzchni przyległej wysoczyzny. Sugeruje to istnienie warunków zbliżonych do peryglacialnych, połączonych z rozwojem soliflukcji nawet na słabo pochylonych stokach.

Potwierdzenie tego wniosku znajdujemy w analizach palynologicznych Z. Janczyk-Kopikowej dla trzech próbek z najwyższej części opracowanego przez nią profilu, które odnoszą się właśnie do tej serii mułków. Spektra te charakteryzuje większa niż poprzednio (w najwyższej części torfów) obfitość pyłku roślin zielnych (NAP 32—43,5%), z dużym udziałem bylic (*Artemisia* do 13,5%) i traw (Gramineae do 10%), wyraźnym zwiększeniem się udziału *Chenopodiaceae*, *Compositae*, *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Polygonum*, *Helianthemum* i *Umbelliferae* oraz szybkim wzrostem ilości *Pediastrum*. Skład pyłku drzew ciągle mówi o bliskości lasów sosnowo-brzozowych (*Pinus* 63—78%, *Betula* 15—35%) z drobnymi ilościami olchy, wierzby, świerka i modrzewia. Niewątpliwie jest to jeszcze jeden dalszy szczebel postępującego ochłodzenia i kontynentalizacji klimatu, oraz związane z tym rozrzedzenia się lasów, a nawet być może pojawianie się większych powierzchni trawiastych. Jest to już klimat, w którym mogą się rozwijać zjawiska peryglacialne, jednak w żadnym przypadku nie są to warunki tundrowe.

Seria piasków w stropie osadów interglacialnych

Po zakończeniu sedymentacji górnej serii mułków przychodzi następna (druga) faza erozji. Omija ona nieco wyżej nadbudowaną środkową część mułowego stożka napływowego i rozwija się na jego prawym

skraju, przy zachodnim brzegu kotliny. Formuje się teraz stosunkowo wąska dolinka około 100—150 m szerokości, która w górnej swojej części (północnej) wcina się w powierzchnię akumulacyjną mułków do głębokości około 3,5—4 m, a w dolnym biegu (południowej części kotliny) staje się węższa (ok. 50—60 m) i nieco płytsza (ok. 2,5—3 m). Tym razem płynie nią stosunkowo bystry strumień, lepiej przemywający niesiony piasek.

Podaż materiału z wysoczyzny szybko się zwiększa tak, że potok nie jest w stanie wynosić całego piasku na zewnątrz do doliny Jeziorki, do której już istnieje odpływ, i z działalności erozyjnej przechodzi na akumulacyjną stopniowo wypełniając dolinę dobrze przemytym piaskiem drobno- i średnioziarnistym. Ilość dopływającego piasku ciągle wzrasta, tak że po zasypaniu dolinki wody potoku rozlewają się na całą szerokość kotliny i roznoszone przez nie piaski pokrywają całe dno kotliny. Miąższość piasków w dennej strefie dolinki wynosi około 4—5 m, a ponad akumulacyjną powierzchnią mułków z poprzedniego cyklu sedymentacji oraz ponad nie pokrytymi przez nią torfami około 1,5—2 m. Cały zespół piasków odsłaniał się dawniej na wschodnim skraju gliniarki położonej na zachód od kotliny jeziornej, gdzie osiągał on miąższość do 4—5 m. Miejscami w ich spągu były zachowane rozmyte płyty mulastych łupków bitumicznych górnej serii, a — według informacji zebranych na miejscu — w niższej części piasków znajdowano obtoczone grudki torfu. Górną część piasków w miejscu, gdzie pokrywały one świadek torfowy, autor widział w północnej ścianie odkrywki eksploatacyjnej z lat czterdziestych. Były to piaski dobrze przesegregowane, skośnie warstwowane z pochyleniem ku południowi, zgodnie z kierunkiem dzisiejszego odpływu. Ponad nimi leżała jeszcze półmetrowa warstwa takich samych piasków, ale warstwowanych poziomo.

Akumulacja omawianych piasków w zasadzie ostatecznie już kształtuje dno kotliny, ale jeszcze nie kończy całkowicie procesu jej zasypywania. Skośnie i poziomo warstwowane piaski przykrywa bowiem warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych, niewarstwowanych w środkowej części kotliny i posiadających niedużą domieszkę żwirku, a bliżej jej skraju z coraz grubszy żwirkiem, a niekiedy nawet z głazkami. W centralnej części obniżenia jest ona zupełnie cienka (10—20 cm), ale — jak to było widoczne na wschodniej ścianie odkrywki z 1941 r. — w miarę zbliżania się do peryferii kotliny miąższość ich szybko wzrastała do 0,5 m, a nawet do około 1 m, zarysowując łagodnie wklęsły profil ich górnej powierzchni. Piaski te wkraczają na słabiej pochylone stoki wysoczyzny, gdzie grubość ich zmniejsza się do 0,5—0,7 m i, jak było widać w jednym z odsłoneń znajdujących się bardziej na południe (bliżej zabudowań cegielni), pokrywają one dobrze wyrażoną, chociaż nieciągłą, warstwę bruku eolicznego, leżącego na glinie żwałowej, w którym tkwią nawet większe, parodecymetrowe głązy

o powierzchniach korodowanych przez wiatr i z dobrze rozwiniętymi grzaniami graniaków (fig. 7). Dopiero tę najwyższą warstwę piasków autor wiąże ze zlodowaceniem bałtyckim (*G IV max.*), a leżący w jej spągu poziom graniaków — z poprzedzającym to zlodowacenie okresem silnej działalności eolicznej.

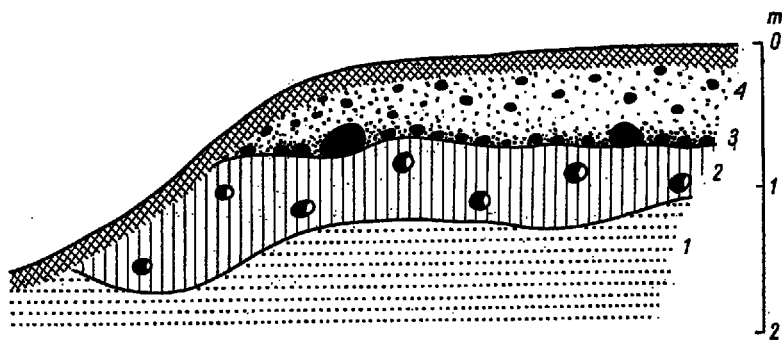


Fig. 7

Profil odsłonięcia na południe od kotliny jeziora interglacialnego w Gołkowie

1 piaski warstwowe (*G III max./+1*), 2 glina zwałowa (*G III+1*), 3 bruk eoliczny z głazami (*G IV-2*, *G IV-1*), 4 piaski niewarstwowe z chaotycznie rozmieszczonymi pojedynczymi głazkami (*G IV max.*)

Section of outcrop south of the interglacial-lake basin in Gołków

1 bedded sands (*G III max./+1*), 2 boulder clay (*G III+1*), 3 eolian pavement with boulders (*G IV-2*, *G IV-1*), 4 unbedded sands with isolated pebbles (*G IV max.*)

Na holocen przypada zupełnie nikła akumulacja piasku na stokach oraz parę niezbyt dużych plam zabagnień, z namułami torfowo-piaszczystymi lub ilastymi o miąższości 0,5—0,8 m i podścielającymi je piaskami z domieszką humusu, a niekiedy zawierających liczniejsze szczątki roślin i uzyskujących charakter „torfiasty”.

HISTORIA KOTLINY GOŁKOWSKIEJ

Kotlina interglacialnego jeziora gołkowskiego stanowi fragment większej rynny o kierunku północno-południowym, której południowa część została wcześniej zniszczona i włączona do doliny Jezioroki. Pierwotna długość całości tej rynny wynosiła około 3—3,5 km, przy zmiennej szerokości od paruset do kilkuset metrów (fig. 1).

Nie wchodząc w dyskusję co do eworsyjnego czy też egzarcacyjnego sposobu powstania rynny, w nawiązaniu do badań S. Gadomskiej

(1966) można stwierdzić, że powstała ona w czasie glacystadiału Warty (*G III+1*) i była zagłębiona do dwudziestu metrów (najniższy stwierdzony punkt: ok. 94 m n.p.m.) w powierzchnię otaczającej wysoczyzny (115—117 m n.p.m.).

Na dnie rynny nie ma osadów glacyfluwalnych, a pokrywające jej dno piaski drobno- i średnioziarniste są raczej osadami zbiornika wodnego, który utworzył się jeszcze nad wytapiającą się bryłą wypełniającą kotlinę (podobnie jak to stwierdzają Więckowski, 1966, i Świerczyński, 1967, dla jezior mazurskich w czasie ostatniej deglacji). Stopniowe osiadanie powierzchni i zmniejszanie się wymiarów zagrzebanej w rynnie bryły lodu nie przebiega równomiernie, ale odbywa się w dwóch etapach przedzielonych fazą chłodną, w ciągu której na peryferiach bryły lodu gromadzi się więcej piasku, który po ostatecznym stopnieniu lodu tworzy wyraźnie zarysowujący się „taras” oddzielony 2—3-metrowym stopniem wznoszącym się ponad powierzchnię piasków wyściełających niżej położoną część dna kotliny. Inne wyjaśnienie powstania tego rodzaju progu i „tarasu” napotyka na duże trudności, gdyż utworzyły się one na dnie zamkniętej kotliny bezodpływowej. Dopiero na powierzchnię tych piasków zaczynają dochodzić spływy ze stoków, przynosząc grubszy piasek ze żwirem.

Pod koniec deglacji południowa część rynny już jest wciągnięta w system odpływu Jeziorki, a w obrębie wysoczyzny zostaje tylko silniej przegłębiona jej część północna, zamknięta od południa progiem, wznoszącym się do około 12—13 m ponad najniższy punkt kotliny. To zagłębienie bezodpływowe zbiera wody ze stosunkowo niewielkiej zlewni mającej około 1,5 km² powierzchni i w przeważającej części obejmującej skraj wysoczyzny leżącej na północ od omawianego zagłębienia.

Wkrótce po ostatecznym wytopieniu się lodu, ale już w warunkach klimatu typu borealnego z lasami sosnowo-brzozowymi, na dnie kotliny powstaje niewielki (o powierzchni kilku hektarów) zbiornik wodny, o osadach mulastych, które początkowo pokrywają tylko najniższą część kotliny poniżej progu „tarasu”, a następnie w miarę podnoszenia się poziomu wody w jeziorze zaczynają zajmować całą jej powierzchnię. Stopniowo postępujące polepszenie się klimatu związane z ociepleniem i wzrastającą ilością opadów sprzyja również wkraczaniu świerka, leszczyzny i olchy, których obecność pod koniec osadzania się dolnej serii mułów notuje pierwszy kalidostadiał (*J III/IV-1*) poprzedzający główne optimum interglacjału.

Po fazie ocieplenia zaznacza się wyraźna zapowiedź ochłodzenia, w czasie którego maleje ilość opadów, ale początkowo jeszcze przy mało zmienionych warunkach termicznych. Prowadzi to do obniżenia się poziomu wód w jeziorze i do pojawienia się przy jego brzegach stref piaszczystych (wiercenie 8). Jednak w centralnej części zbiornika (wiercenie 7) w tym samym czasie trwa nieprzerwana sedymentacja ze stosun-

kowo niewielkimi zmianami facjalnymi. Spektra, które mamy tylko dla górnej części osadów strefy brzeżnej, wykazują wyraźną zmianę w składzie roślinności, wyrażającą się znacznym rozrzedzeniem lasów brzozywych i szerokim rozwojem powierzchni bezleśnych, z rozprzestrzenianą się roślinnością zielną z dużym udziałem turzyc, bylic i traw. Jest to niewątpliwy dowód istnienia dosyć poważnego ochłodzenia (*J III/IV-1/Opt.*), poprzedzającego bezpośrednio dalsze najpoważniejsze wahanie klimatyczne całego okresu interglacjalnego.

Następna fala ocieplenia, która stopniowo doprowadza do głównego optimum interglacjalnego (*J III/IV Opt. int.*) i do zapanowania lasów liściastych, ma tak poważny wzrost ilości opadów, że — mimo podniesienia się temperatury — stosunki parowania nie odczuwają niedosytu wilgotności i poziom wód w jeziorze podnosi się osiągając swoje najwyższe położenie. Jezioro ma teraz powierzchnię około 15 ha i prawie całkowicie wypełnia kotlinę do poziomu około 107—108 m n.p.m. Ponieważ najniżej położony punkt zbiornika w tym czasie (po uwzględnieniu wypełniających go osadów (leży około 97—98 m n.p.m., możemy sądzić, że głębokość jeziora dochodziła do około 10 m.

W czasie całego kalidostadiału optymalnego odbywa się sedymentacja z przewagą składników organicznych, trwająca w sposób ciągły. Osadzają się wtedy spokojnie uwarstwione łupki bitumiczne o najmniejszej ilości zanieczyszczeń materiałem terrygenicznym. Blżej brzegów zaznacza się jednak parę cienkich warstewek piaszczystych lub mulastych, świadczących o okresowym wzroście zmywów i pewnych drobniejszych wahaniami poziomu wód w jeziorze. Silniej występują one dopiero we wczesnej fazie borealnej postępującego ochłodzenia pooptimalnego, kiedy w momencie, w którym wyraźniej akcentuje się zmiana w rytmie topnienia pokrywy śnieżnej i rocznego rozkładu opadów, dochodzi do zmiany składu i ilości produktów zmywu, osłabienia sedymentacji organicznej w strefie przybrzeżnej jeziora (wiercenie 8: 6,0—6,1 m), a w jego części głębszej do osadzania się utworów ilastych (wiercenie 7: 7,6—8,3 m; odkrywka 7,07—7,57 m). Dalszy jednak postęp ochłodzenia znowu przechyla na pewien czas szalę na korzyść zmniejszania się zdolności parowania i ograniczenia zmywu, tak że w zbiorniku, którego poziom się podnosi, mimo że już jest dosyć płytki (głębokości paru metrów), ponownie gromadzi się osad o większej zawartości składników organogenicznych dając parodecymetrową warstwę łupków (wiercenie 7: 7,2—7,6 m) o największej zawartości składników bitumicznych i najniższej ilości popiołu (wg Badaka & Grudnia, 1966, 55,4—55,8%). W spektrach palynologicznych z tej warstwy mamy obraz boru sosnowego z brzozą i malejącą niewielką domieszką świerka.

Postępująca początkowo równoległe z ochłodzeniem kontynentalizacja klimatu doprowadza wreszcie do ostatecznego przełomu. Jezioro znika i miejsce jego zajmuje mszyste torfowisko. Torfowisko trwa na-

wet później, gdy jeszcze przy nieznacznych zmianach termicznych zwiększa się ilość opadów, otwierając możliwość ekspansji kosówki, która w tym czasie wkracza na teren torfowiska. W otoczeniu torfowiska rozrastają się zwarte lasy sosnowo-brzozowe, a znoszone do kotliny odłamki drewna dają warstwę torfu drzewnego. Już pojawienie się kosodrzewiny sygnalizuje zwiększenie się ilości opadów przy jeszcze względnie chłodnym klimacie i dobrym nasłonecznieniu. Dalszy wzrost ilości opadów prowadzi do ponownego zabagnienia (torf zielny). Z tą fazą zapewne wiąże się również ocieplenie sprzyjające pojawieniu się świerka i olchy, pyłek których znajduje się później na wtórnym złożu w następnej wyżej leżącej warstwie mułów. Jest to pierwsze poptymalne polepszenie warunków klimatycznych (*J. III/IV+1*), odpowiadające kalidostadiałowi Drna (Rózycki 1961).

Pod koniec okresu istnienia pierwszego torfowiska w ukształtowaniu dna kotliny zachodzi interesująca zmiana. Dotychczas prawie poziomo osadzające się warstwy łupków, łącznie z pokrywającą je dolną warstwą torfu uzyskują wyraźne pochylenie ku zachodowi. Można je było dobrze obserwować w odkrywce z 1941 r., gdzie miało ono około 3°. Trudno przypuszczać, aby było to pierwotne pochylenie tych warstw lub jakiegokolwiek późniejsze ich zaburzenie spowodowane czynnikami zewnętrznymi. Deformację tę najprościej jest wyjaśnić jako wynik osiadania konsolidującego się osadu organogenicznego, który pierwotnie zawierał bardzo znaczną ilość por wypełnionych wodą. Zwraca uwagę, że aktywność tego zjawiska przypada na okres dużych zmian wilgotności i najsilniej manifestuje się po fazie znacznego osuszenia kotliny.

Osiadanie na tyle zmieniło aktualny zarys ukształtowania dna kotliny, że zbiornik, który zaczyna się tworzyć ponad dolną warstwą torfu, lokuje się tylko w zachodniej jej części. Nie zatapia on wschodniego po-brzeża kotliny, gdzie występujące na powierzchni torfy są rozmywane i dostarczają do nowo tworzącego się osadu pyłek drzew bardziej ciepłolubnych.

W nowym zbiorniku początkowo gromadzi się ciemny muł bezwapienny, w brzeżnej części silnie piaszczysty, a w środkowej z przewagą składników roślinnych. Zarówno mulasty charakter tego osadu, jak i jego spektra (profil Janezyk-Kopikowej: 4,6—5,3 m) mówią o dosyć znacznym ponownym ochłodzeniu stanowiącym już drugie poptymalne pessimum drugiego rzędu (*J. III/IV+1/2*). Ilość roślin zielnych wyraźnie wskazuje, że znacznie rozszerzają się płaty dużych dobrze nasłonecznionych powierzchni bezleśnych, a w rozrzedzonych lasach sosnowo-brzozowych pojawia się modrzew i zarośla wierzby.

W następnej fitofazie na miejsce rozrzedzonej tajgi wchodzi prawie czysty las brzozowy, notując pierwszy etap ponownego zalesiania się powierzchni otwartych. W płytkim zbiorniku, w tym czasie już pokrywającym całe dno kotliny, ponownie sedymentuje osad bitumiczny,

który da następnie łupki bardzo zbliżone do występujących niżej, ale o wyższym stopniu popielności niż poprzednie. Jest to ostatnia faza istnienia jeziora, którego misa już jest w całości wypełniona przez osady i po raz drugi przeistacza się w torfowisko. Tym razem jest to normalny cykl zarastania wilgotnej depresji, nie warunkowany bardziej wydatnymi zmianami klimatycznymi. Narastające torfowisko wykazuje wyraźną stratyfikację i po mszystym torfie wałniankowo-turzycowym przychodzi warstwa torfu zielnego, a następnie torf drzewny. Spektra z całej serii torfowej (wiercenie 8: 2,4—4,0 m) są dosyć podobne wskazując na panowanie lasów sosnowo-brzozowych z pewnymi zmianami w ilościowym stosunku tych drzew, podkreślonymi pojawianiem się na przemian modrzewia i wierzby. Licznie występujące w tej warstwie makroszczałki dają nieco inny obraz, który przynajmniej dla najbliższego otoczenia torfowiska świadczy o panowaniu w dolnej części torfu czystego drzewostanu brzozowego, następnie zastąpionego przez drzewostan mieszany, z prawie równym udziałem brzozy i drzew iglastych, które w pewnym momencie uzyskują zdecydowaną przewagę. Niektóre spektra przemawiałyby nawet za istnieniem fitofazy, w czasie której panował las sosnowy z domieszką świerka (wiercenie 8: 3,2—3,4 m). Byłaby to druga pooptymalna fala polepszenia klimatu drugiego rzędu, już względnie chłodna, odpowiadająca kalidostadiolowi Drzasny (*J III/IV + 2*).

Po fali względnego ocieplenia przychodzi zaostrenie klimatu i jego kontynentalizacja, z ilością opadów już niewystarczającą dla istnienia torfowiska. Podobnie jak w innych przypadkach sprzyja to rozwojowi erozji, która może teraz zmanifestować swoją działalność na terenie dawnego jeziora, gdyż w tym czasie kotlina uzyskuje już odpływ poprzez próg zagradzający ją dotychczas od południa. Sądząc z położenia górnej powierzchni torfów, próg ten znajdował się wówczas na poziomie około 106 m n.p.m. i leżał o parę metrów niżej niż we wcześniejszym okresie istnienia jeziora. Do przecięcia jego przyczyniała się erozja wsteczna potoku uchodzącego do doliny Jezionki.

Erozja wkraczająca na teren torfowiska rozcina je na całej długości przy wschodnim brzegu kotliny (fig. 4) do głębokości około 3 m. Z lewego zbocza dolinki, zbudowanego z osadów morenowych, zaczyna być zmywany (a może i znoszony soliflukcyjnie?) grubszy materiał żwirowy z pojedynczymi głazikami, dosypywany do piasków drobnoziarnistych wyściełających dno dolinki (fig. 6). W pewnym momencie do piasków tych dołącza się coraz obfitszy składnik pylasty, dając piaski i muły piaszczyste. Jest to niewątpliwa oznaka wzmożenia wietrzenia typu peryglacialnego i transportu pyłu, w tym przypadku głównie wodnego, choć nie wykluczony jest przy tym również pewien udział czynnika eolicznego. Nasuwa to skojarzenie z dolną warstwą młodszego lessu (less młodszy I), którego akumulacja na południu Polski przypada na ten sam czas (*J III/IV + 2/3 = G IV-2*). O szerokim rozwoju procesów eolicznych na

całym Mazowszu świadczy mająca ogromne rozprzestrzenienie warstwa bruku eolicznego. Odnajdujemy ją również i w Gołkowie, w odsłonięciu leżącym na południe od kotliny (bliżej zabudowań cegielni), gdzie w spągu niesegregowanych piasków pokrywowych widoczna była warstwa graniaków wiatrowych (eologliptolitów) z korodowanymi eolicznie głazami do kilku decymetrów średnicy (fig. 7).

Po wypełnieniu dolinki przez osady, ponad całą jej szerokością, a nawet ponad częścią powierzchni erozyjnego świadka torfowego, rozprzestrzenia się warstwa bagienno-torfowej gleby kopalnej. Nie znamy jej charakterystyki palynologicznej z miejsc, gdzie zajmuje ona jasną pozycję stratygraficzną. Jest ona jednak zapisem zmiany warunków w rozwoju roślinności, polepszenia się warunków wilgotnościowych, osłabienia sedimentacji pylastych produktów zmywu na korzyść akumulacji organogenicznej i, jak widać na przekrojach (fig. 4), zahamowania erozji w obrębie kotliny. Z tych wszystkich, razem wziętych, względów wynika, że reprezentuje ona fazę klimatyczną o większej ilości opadów, a zapewne i cieplejszą. Położenie jej w profilu odpowiadałoby kulminacji fali klimatycznej drugiego rzędu ($J III/IV+3 = G IV-2/-1$), a więc tej samej, która na południu Polski dała dolną glebę kopalną młodszego lessu.

Glebę mułowo-błotną pokrywa przeszło metrowa (do 2,5 m) warstwa mułu lokalnie bardziej ilastego lub drobnopiaszczystego, która tworzy stożek napływowy o powierzchni pochylonej w kierunku odpływu z kotliny. Jest to druga fala intensywnego dopływu materiału pylastego, związana z klimatem chłodnym, który Z. Janczyk-Kopikowa określa jako subarktyczny. W spektrach palynologicznych zaznacza się on wzrostem udziału bylic, traw i szeregu innych roślin zielnych, oraz wybitnym zwiększeniem się ilości *Pediastrum*. Dopływ materiału pylastego, który jest teraz intensywniejszy niż poprzednio, znowu nasuwa powiązanie ze środkową częścią młodszego lessu (less młodszy IIa) najlepiej rozwiniętego w profilach z południa Polski.

Stożek mułowy pozostawia zupełnie wyrównaną powierzchnię łagodnie pochyloną ku południowi, w kierunku wylotu z kotliny, na którą po raz drugi wkracza erozja żłobiąca bardzo wyraźnie dająca się odczytać w przekrojach (fig. 4) dolinkę, tym razem usytuowaną przy zachodnim skraju kotliny (fig. 2C). Przecina ona serię mułków oraz torfów i zagłębia się w górną część łupków bitumicznych, osiągając podobnie jak w poprzednim przypadku głębokość około 3,5—4 m.

W następnej fazie dolinkę tę po jej górny skraj zapełniają piaski drobno- i średnioziarniste z grudkami torfu, pokrywające rozmyte płyty łupków bitumicznych. Po zapełnieniu dolinki dopływ piasków w dalszym ciągu silnie wzrasta, tak że zasypują one całą powierzchnię kotliny. Piaski te (1,5—2,0 m) są dobrze przemyte, skośnie warstwowane, osadzone przez wodę bieżącą. Choć osad jest teraz inny niż poprzednio, to jednak cykl geomorfologiczny powtarza się prawie zupełnie zgodnie z tym

wzorem, który zarysował się w spągu serii mułkowej. Daje to podstawy do sądzenia, że odpowiada on wahniemu warunków analogicznego rzędu jak i w tamtym przypadku, z tym oczywiście zastrzeżeniem, że odbywał się on przy innych stosunkach klimatycznych.

W kilku sondach w północnej części kotliny są nawet ślady poziomu humusowego (fig. 6), który mógłby odpowiadać górnej glebie kopalnej serii lessowej (*G IV-1/max.*). W takim przypadku warstwa piasków pokrywających całą kotlinę byłaby związana z zapowiedzią zbliżającego się zlodowacenia bałtyckiego (*G IV max. transgr.*). O akumulacji jej już w warunkach peryglacialnych świadczy fakt, że piaski wypełniają obserwowane w odkrywcę z 1941 r. rozwarłe szczeliny, przecinające znaczną część serii interglacialnej (fig. 5), których powstanie było związane z przemarzaniem gruntu i tworzeniem się głęboko sięgających klinów lodowych. Omawiane piaski kończą zasadniczy cykl zapełniania kotliny i nadają główne charakterystyczne cechy jej dzisiejszego ukształtowania. Nie zamyka się jednak dalszy bieg procesów wprowadzających w jej rzeźbie następne, ale już mniejsze modyfikacje.

Wkrótce po pokryciu kotliny przez dobrze przesortowane piaski, nanoszony jest na nie piasek różnoziarnisty, nierozsortowany z ziarnami grubszymi, z domieszką żwiru i rzadkimi głazikami, bez widocznego warstwowania. Bliżej środkowej części kotliny wyraża się on cienką, najwyższej parocentymetrową warstwą, ale w miarę zbliżania się do stoków kotliny miąższość jego wzrasta prawie do metra. Stropowa powierzchnia piasków, po usunięciu gleby prawie identyczna z dzisiejszą powierzchnią terenu, ma płaski, łagodnie wklęsły profil. Powstanie tej pokrywy, związane z większą aktywnością procesów stokowych, przy bardzo małych kątach nachylenia, świadczy o warunkach typu arktycznego związanych z maksymalnym zbliżeniem się czoła ostatniego lądolodu (*G IV max.*).

Okres ostatniej deglacjacji nie uzyskał w kotlinie gołkowskiej lepszego zapisu geologicznego. Zapewne jest to związane z brakiem w jej otoczeniu wydm, które stwarzałyby po temu dogodne warunki, tak jak to ma miejsce w Witowie na północ od Łodzi lub w Puszczy Kampińskiej, czy na terenach wydmowych na prawym brzegu Wisły w Kotlinie Warszawskiej. Część profilu odnosząca się do tego czasu i obejmująca również holocen jest wyjątkowo cienka i mało mówiąca. Składają się na nią piaski humusowe i namuły piaszczysto-torfowe, których miąższość na ogół nie przekracza 0,5—0,8 m, rozrzucone paroma niewielkimi plamami na dnie łagodnie zarysowującego się obecnie obniżenia w miejscu dawnej kotliny jeziornej.

WNIOSKI

1. Tradycyjna forma opracowania stanowisk interglacialnych oparta prawie wyłącznie na analizie wyników badań paleobotanicznych dla osadów, których pozycja określona została w opracowaniu geologicz-

nym, wprawdzie daje dobre rezultaty, ale zawęża wyniki do zbyt ogólnikowych danych. Łączne zastosowanie szczegółowych metod stratygraficznych, sedymentologicznych, paleogeomorfologicznych i paleohydrologicznych pozwala na daleko idące uzupełnienie obrazu uzyskanego tylko z badań paleobotanicznych. Daje ono przede wszystkim możliwość wskazania przerw w diagramach palynologicznych oraz pozwala na szerszą interpretację zmian warunków klimatycznych, co z kolei otwiera możliwości pełniejszego opracowania przebiegu zmian termicznych, opadowych i stosunków wilgotnościowych oraz umożliwia wyróżnienie jednostek klimatostratygraficznych niższego rzędu.

2. W profilu ostatniego interglacjału z kotliny Gołkowa, oprócz wahanienia klimatycznego drugiego rzędu poprzedzającego główne optimum klimatyczne ostatniego interglacjału, dają się wyróżnić jeszcze cztery późniejsze fale zmian przypadające na okres od głównego ocieplenia interglacjału do momentu wkroczenia na teren Polski zlodowacenia bałtyckiego (*G IV max.*). Zgodne jest to z podziałem przedstawionym dawniej (Różycki 1961) i wykazany także (Różycki 1967) m. in. na przykładzie dobrze dokumentowanego profilu Jaskini Nietoperzowej (por. Chmielewski, Kozłowski & Reymanówna 1961, Kowalski 1961, Madeyska-Niklewska 1969).

3. Dwa pierwsze poptymalne kalidostadiały (Drna, *J III/IV+1* i Drzasna, *J III/IV+2*) należą jeszcze do okresu interglacjalnego i nawet w przedzielających je frygidostadialach mają fitofazy leśne, ze stosunkowo umiarkowanymi rozrzedzeniami.

Zarówno w Gołkowie, jak i w szeregu innych stanowisk z Polski Środkowej kalidostadiały te są reprezentowane przez osady organogeniczne, których akumulacja świadczy o dość pomyślnych warunkach wilgotnościowych. Obie późniejsze fale ochłodzeń i ociepleń rozwijające się na tle klimatów znacznie bardziej suchych, z ostrzej zaznaczającym się kontynentalizmem, dają głównie osady mineralne — piaszczyste i mułowe. Przedzielające je warstwy zawierające obficie składniki fitogeniczne zapewne odpowiadają torfowo-błotnym glebom kopalnym. Zmiany klimatyczne z tego czasu o wiele lepiej manifestują się w przebiegu cyklu geomorfologicznego, zaznaczając się trzema okresami akumulacji i dwoma okresami erozji. Zachowanie się ich śladów wymaga jednak odpowiedniego zespołu warunków jak: kotlina bezodpływowa o średnich wymiarach zlewni, już wypełniona przez osady interglacjalne i uzyskująca słaby odpływ, ale w której jeszcze przeważa akumulacja nad erozją, zapobiegając zniszczeniu poprzednio nagromadzonych serii osadów. Rozpoznanie cykli geomorfologicznych możliwe jest tylko przy dostatecznie dobrym materiale dokumentacyjnym, charakteryzującym nie tylko pojedyncze profile, ale pozwalającym na zorientowanie się w stosunkach przestrzennych

4. Z dwiema ostatnimi falami zmian klimatycznych drugiego rzędu, o silniej zaakcentowanym kontynentalizmie, wiążą się osady z wybitnym wzbogaceniem frakcji pyłowej. Zarówno ta ich cecha, jak również ich pozycja stratygraficzna ($J III/IV + 2/3 = G IV-2$ i $J III/IV + 3/4 = G IV-1$) odpowiadają okresom akumulacji lessu młodszego w bardziej południowych częściach Polski.

W profilach z wysoczyzn morenowych, z powierzchni zrównania i wyżej położonych niektórych starszych tarasów rzecznych, na których zachodziła wówczas denudacja, zaznacza się bardzo wyraźnie intensywne wywiewanie stwierdzone dobrze znaną powierzchnią deflacji pokrytą warstwą kopalnego bruku eolicznego, szeroko rozwiniętego na terenie całego Mazowsza, Podlasia, na Wyżynie Małopolskiej i w innych rejonach Nizy Polskiego.

5. Zmienne warunki klimatyczne wpływają bardzo wydatnie na ilość i rytm spływu wód opadowych ze zlewni jeziora i na stosunki parowania, powodując wielokrotne zmiany poziomu w bezodpływowym jeziorze interglacialnym lub na warunki wilgotnościowe torfowiska na dnie kotliny. Powoduje to występowanie przerw w gromadzonych osadach, a w dalszej konsekwencji nieciągłość w diagramach palynologicznych, pochodzących z płytszej części kotliny, tak jak to ma miejsce w przypadku profilu opracowanego przez Z. Janczyk-Kopikową (1966). W diagramie z Gołkowa widoczne jest parę tego rodzaju luk, które uzupełniają profile, leżące bliżej środka kotliny.

Dla osadów młodszego serii, związanych z fazami zasypywania dolinek erozyjnych i tworzenia się stożków napływowych, wobec zmienności przestrzennej tych procesów, trudno jest uzyskać jeden profil, w którym byłaby zachowana ciągłość chronologiczna. Można ją osiągnąć dopiero przez zestawienie materiałów pobranych z paru bardzo starannie dobranych miejsc, w których mimo to trzeba się jeszcze liczyć z przerwami przypadającymi na fazy erozji.

6. Cykl zapełniania kotliny Gołkowa wyraźnie dzieli się na dwie części. W starszej — kotlina jest wypełniana przez organogeniczną akumulację jeziorną lub torfowiskową ze stosunkowo słabym dopływem materiału z jej stoków. Natomiast w późniejszym okresie dominującą rolę odgrywa materiał pochodzący ze zmywu powierzchni przyległych w obrębie zlewni, w niektórych momentach wzbogacany przez produkty soliflukcji, szczególnie obfite w końcowej fazie formowania powierzchni zapełniającej kotliny.

7. Na szczególne zwrócenie uwagi zasługuje pozycja stratygraficzna kosodrzewiny *Pinus mughus*, szyszki której występują obficie w dolnej warstwie torfu z Gołkowa. Czas jej występowania nie przypada na późne fale ochłodzenia, z którymi mogłyby być związane warunki subarktyczne. Wręcz przeciwnie, pojawia się ona po pierwszej fali stosunkowo łagodnego pierwszego poptymalnego oziębienia i w warunkach wzrastającej ilości

opadów, co jest zgodne ze stanowiskiem zajęтым w tej sprawie przez A. Środonia (1957).

Trudno jednak przypuszczać, aby kosodrzewina była lokalnym reliktem w obrębie kotliny Gołkowa, poprzednio cały czas zajętej przez zbiornik wodny nie mający w swoim otoczeniu torfowiska, na którym mogłyby istnieć warunki na jej przerwanie. Trzeba się więc liczyć w tym przypadku z ewentualnością ekspansji kosodrzewiny z innych stanowisk, o ile takie mogły jej zapewnić możliwości utrzymania się na niżu przez cały okres optimum klimatycznego.

W warstwie, w której znajdują się szyszki kosówki, obficie występują odłamki kłód drzewnych; nie ma tutaj gałęzi, które charakteryzują krzaczaste formy tego drzewa, są natomiast proste pnie o średnicy 10—15 cm. Zastanowić się można, czy w warunkach interglacjalnych panujących na niżu kosówka nie przybierała postaci drzewiastej, tak jak to się obserwuje w górnych granicznych piętrach lasu, np. w górach Riła na Bałkanach i w niektórych rejonach Alp.

*Katedra Geologii Czwartorzędu
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warszawa, w sierpniu 1967 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BADAK J. & GRUDZIEN J. 1963. Czwartorzędowe łupki bitumiczne z Gołkowa koło Warszawy (Quaternary oil shales from Gołków near Warszawa). — Zesz. Nauk. AGH nr 61, Geologia z 5. Kraków.
- CHEMIELEWSKI W., KOZŁOWSKI K. & REYMANÓWNA M. 1961. Jerzmanowice (Nietoperzowa Cave). — Middle Poland. Part II, vol. 2, „From the Baltic to the Tatras”, Guide-book of Excursion INQUA VI. Warszawa.
- DYAKOWSKA J. 1956. Spektra pyłkowe utworów zastoiskowych — Wylezin, Warka, Mochty (Pollen spectra of ice-dammed lake deposits). — Biał. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 100. Warszawa.
- GADOMSKA S. 1956. Sondy wykonane w Gołkowie koło Piaseczna. Maszynopis w Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1960. Czwartorzędowe łupki bitumiczne (Quaternary bituminous shales). — Przegląd Geol., nr 7. Warszawa.
- 1966. Sytuacja geologiczna osadów interglacjalu eemskiego w Gołkowie koło Warszawy (Geological situation of the Eemian interglacial deposits at Gołków near Warsaw). — Kwartalnik Geol., t. 10, z. 2. Warszawa.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1966. Interglacjał eemski w Gołkowie koło Warszawy (Eemian interglacial at Gołków near Warsaw) oraz nie publikowany załącznik do tej pracy: Tabela sporowo-pyłkowa (liczbowa) dla interglacjalu eemskiego w Gołkowie (kopia ozalidowa). — Ibidem.
- KOWALSKI K. 1961. Plejstocenijskie gryzonie Jaskini Nietoperzowej w Polsce (Pleistocene rodents from Nietoperzowa Cave in Poland). — Folia Quaternaria, z. 5. Kraków.

- LENCEWICZ S. 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne). — Prace P. I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. 2, z. 2. Warszawa.
- MADEYSKA-NIKLEWSKA T. 1969. Górnoplejstocenijskie osady jaskiń południowej części Jury Polskiej (Upper Pleistocene deposits in the caves of the southern part of the Polish Jura). — Acta Geol. Pol., vol. 19, no. 1. Warszawa.
- NIKLEWSKI J. 1968. Interglacjał eemski w Główczyńie k. Wyszogrodu (The Eemian Interglacial at Główczyn near Wyszogród, Central Poland). — Monogr. Botan., vol. 28. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1941. W sprawie łupków bitumicznych z Gołkowa koło Piaseczna. Maszynopis w Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1947. Interglacjałne łupki bitumiczne w Barkowicach Mokrych koło Sulejowa (Interglacial bituminous shales in Barkowice Mokre near Sulejów). — Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.) 29. Warszawa.
- 1961. Middle Poland, vol. I, „From the Baltic to the Tatras”, Guide-book of Excursion INQUA VI. Warszawa.
- 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu (Système climato-stratigraphique de la division du Pléistocène). — Acta Geol. Pol., vol. 14, no. 3. Warszawa.
- 1967. Plejstocen Polski Śródkowej (The Pleistocene of Middle Poland). Państw. Wydawn. Nauk. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1955. Gołków. Maszynopis w Arch. Wierceń Inst. Geol. Warszawa.
- ŚRODOŃ A. 1957. Flora interglacjałna z Gościęcina koło Koźła (Interglacial flora from Gościęcín near Koźle, Sudetic Foreland). — Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.) 118. Warszawa.
- ŚWIERCZYŃSKI K. 1967. Geomorfologia rynny mragowskiej i obszarów przyległych (with English summary). — Prace i studia Inst. Geogr. Uniw. Warsz., Katedra Geografii Fizycznej (Reports and studies Geogr. Inst. Univ. Wars. Chair of Physical Geography), vol. 1. Warszawa.
- WIĘCKOWSKI K. 1966. Osady denne Jeziora Mikołajskiego (Bottom deposits of Lake Mikołajki). — Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 57. Warszawa.
-

S. Z. RÓŻYCKI

THE GOŁKÓW DEPRESSION DURING THE LAST INTERGLACIAL

(Summary)

ABSTRACT: The sedimentary series filling in the postglacial Gołków depression (18 km S of Warsaw), comprises practically the whole last interglacial. Four climatic oscillations of the order of a stadial, also an older one, are distinguishable here after the main interglacial optimum. The last two oscillations are connected with two periods of erosion, each one followed by accumulation of deposits with an increase in the pelitic fraction. These oscillations coincide with the period of sedimentation of the two older series of the younger loess in the south of Poland. The mass occurrence at Gołków of the cones of *Pinus mughus* has its origin in the lower peat layer representing the first post-optimal cooling of the climate.

Gołków lies c. 18 km south of Warsaw and c. 5 km south-west of Piaseczno. It is situated in the depressed part of a morainic plateau rising here to 116—118 m a.s.l., and c. 20 m above the water level of the nearby Jeziorka stream. Within a small depression (108 m a.s.l.) covering an area of 15 ha the presence of bituminous shales from the last interglacial was reported by Różycki (1941). Their geology was described by Gadomska (1966), the paleobotany of one of the boreholes was worked out by Janczyk-Kopikowa (1966), while Badak & Grudzień (1963) described the chemical characteristics of the shales mentioned above.

The interglacial lake depression at Gołków is a part of a major furrow running N-S, whose southern part had earlier fused with the Jeziorka valley (figs. 1—2). This furrow formed during the Warta glaciadial (*G III+1*) and was depressed to 94 m a.s.l.

There are no fluvio-glacial deposits at the bottom of the furrow (comp. figs. 3—4). The calcareous, fine- or medium-grained sands covering its floor are deposits of a water basin that formed above the ice-block filling in the depression and melting in two phases during the deglaciation. This resulted in the formation of a 2—3 m high „terrace”.

Soon after the ice-block had melted, but not before the setting in of the boreal type of climate, associated with pine forests (*Pinus* 66—90%; NAP 2—12%), a small water basin with silt deposits was formed at the bottom of the depression. As the climate grew warmer and the rainfall increased, the lake expanded and encroached on the „terrace”. The pines decreased in number (71%) and the first warm stadial (*J III/IV-1*), preceding the climatic optimum of the interglacial, is indicated by an increase in the per cent content of the fir, the oak, and other philothermic trees, as well as of the hazel and the alder (up to 15% in all). After this warmer phase, the water level of the lake was lowered and sandy zones appeared on the lake shores. The spectra show a considerable thinning of the birch stands (*Betula* 56%, *Pinus* 32%), and important increase in the woodless areas (NAP up to 69%; *Artemisia* 25%, etc.), as well as a climatic cooling and a decreased rainfall (*J III/IV-1/Opt.*). Another warmer oscillation leads up to the main interglacial optimum (*J III/IV Opt. int.*) and to the dominance of deciduous trees with the successive culminations of the *Quercus* (35.5%), *Corylus* (77.5%), *Tilia* (14%) and *Carpinus* (44%). The increase in the rainfall is indicated by the water level of the lake attaining its maximum altitude of 107—108 m a.s.l. with a depth of c. 10 m and an area of c. 15 ha. The accumulation in the lake shows a predominance of organogenic components leading to the formation of parallel-bedded bituminous

shales weakly contaminated by terrigenous material. A lowering of the lake water level and changes in the composition of the products of surface wash (different rhythm in the thawing of the winter snow cover), a decrease in the per cent content of organogenic material, also the occurrence of a silt layer within the deeper part of the lake (0.5—0.8 m) and of a sandy one near to the shore (0.1 m) do not occur until after the early boreal phase of a progressing post-optimal cool oscillation associated with the spruce and the fir (*Picea* up to 20.5%, *Abies* up to 19%, *Pinus* 2%) and with an admixture of deciduous trees (*Carpinus* up to 27%, *Alnus* up to 20%). The above sandy layer is connected with a sedimentary break indicated by sudden change in the pollen spectra (table I).

A further cooling of the climate but still with relatively heavy rainfall again, intermittently, raises the water level of the basin and accounts for the return of the organogenic facies producing bituminous shales. This is, however, a phase of the predominance of thick pine woods (*Pinus* 85—88%, NAP 1—7%) with a small admixture of the birch (*Betula* 9.5—14%) and a distinct decrease in the spruce content (*Picea* c. 2%). Nevertheless, a further cooling of the climate which passes into a continental one, results in a pessimum (*J III/IV+Opt./1*) during which the lake dries up and is replaced by a moss peat bog. The surface of the peat is truncated by a thin but continuous sand layer (3—5 cm). In the layer are inserted wood logs up to 1 m in length and 10—15 cm in diameter, also tree trunks with the roots broken off. This horizon has yielded bones of mammals, among them the skull of a rhinoceros (*Coelodonta antiquitatis*).

After a short interval the peat bog still persists under somewhat colder climatic conditions but with an increase in the rainfall. This favours the expansion of the dwarf mountain pine (*Pinus mughus*) whose cones occur en masse in the next peat layer, side by side with numerous twigs and small wood fragments. The peat spectra preserved with the cones indicate that mixed pine-birch forests dominated at that time (*Pinus* 76—82%, *Betula* 17—23%, NAP 1.5—3.0%).

A further increase in rainfall causes the return of swamps and the formation of a layer of swamp herbaceous peat. This phase is most likely associated with a climatic amelioration which favours the expansion of the spruce and the alder whose pollen later appears on a secondary bed in the overlying silt layer. This is the first post-optimal improvement of the climate associated with a second-order climatic oscillation known as the Drna calidostadial — *J III/IV + 1* — (Różycki 1961). Towards the close of the peat facies the lower shale series, together with the overlying peat, acquires a distinct inclination (c. 3°), most likely due to the consolidation of organogenic sediments connected with considerable drying up of the depression. This subsidence altered the relief of the floor of the depression inasmuch that the next basin now under formation occurs only in the western part of the depression (figs. 4—5).

A dark uncalcareous silt deposit is the first to accumulate in this basin. In agreement with the character of the sediment and with the pollen spectra (*Pinus* 54—73%, *Betula* 17—24%, *Picea* 4.5—8%, NAP up to 46%) this silt deposit suggests the return of a fairly strong colder period (*J III/IV + 1/2*), associated with pine-birch forests with an admixture of the *Larix* (0.5%) and of the *Salix* (up to 6%). During the next phytophase at the boundary of the accumulation of silts and shales the thinned taiga is invaded by a forest made up almost exclusively of the birch (*Betula* 91%, *Pinus* 7%, NAP up to 31%). This is a landmark in the reforestation of the open areas. At that time the floor of the depression is reoccupied by the lake and again accumulates sets of bituminous deposits. These are responsible for the formation of the next upper series of bituminous shales strongly resembling the underlying series but giving a higher per cent of ash. This is the final phase of the lake whose basin had by that time been completely filled in with deposits and was

again (this time without climatic impulses) being coated with peat, first the moss and herbaceous types, later on with wood peat. The spectra of the first two peat layers indicate the existence of a mixed pine-birch forest (*Pinus* 66—75%, *Betula* 19.5—31%). A second-order optimum associated with a pine wood (*Pinus* 90.5%) and a small admixture of the spruce and birch (*J III/IV + 2*) is recorded in the lower part of the wood peat. The above optimum is, however, short lasting and is replaced by the progressively thinning pine-birch forest (*Pinus* 72.5—76.5%, *Betula* 18—21%, NAP up to 19%). The peat bog disappears because of another continental oscillation of the climate. It is subjected to erosion which adjusts itself to the existing drainage system and cuts the deposits previously accumulated (fig. 2C) down to a depth of c. 3 meters. The small newly formed valley was filled with sand-silty deposits separated from the overlying silty-dust alluvial fan deposits (fig. 2D) by a layer of fossil swamp soil (fig. 6). The increasing supply of the dust components coincides with the accumulation of the two lower younger-loess layers (*G IV-2* & *G IV-1*) in the south of Poland. Locally this accumulation is connected with a well developed layer of eolian pavement that covers nearly the whole Mazowsze region and is reported from neighbouring exposures (fig. 7).

The surface of the depression, penexplained by the silty fan is once more cut by a younger small valley (fig. 4). This is in turn filled with sands containing small lumps of peat and an admixture of coarser grains. The sands are overlaid again by swamp soil (fig. 6) which is not so well developed as the lower swamp soil afore mentioned, and persists only in the northern part of the depression. On the upper swamp soil there occur cross-bedded, fine- and medium-grained sands (1.5—2 m) of the next alluvial fan (fig. 2C) which fills in the whole depression and terminates the formation of its present surface. Its additional topmost cover consists of a few-centimetres-thick unbedded sand layer with an admixture of coarser material and of pebbles. The thickness of the sand layer increases towards the margin of the depression suggesting that it is a product of solifluction and the washing off the slopes of the weathering cover under periglacial conditions. It is this topmost layer that may be connected with the period of the true Baltic glaciation (*G IV max.*) which invaded the northern part of Poland.

In the Gołków depression there is no satisfactory geological record of the last deglaciation. This is so probably because of the absence of dunes which provided the optimal conditions for such recording. The Holocene sedimentation laid down a thin layer (0.5—0.8 m) of humus sands and sandy-peat washed-in material. This is dispersed as minor patches at the bottom of a now gently sloping depression situated on the site of the former interglacial-lake basin.

The combined methods of detailed stratigraphy, sedimentology, paleogeomorphology and paleohydrology, in a large measure supplement the rather inadequate picture obtained by paleobotanical methods only. In the first place it may help to determine the lacunae in pollen diagrams and to give a more detailed interpretation of climatic changes. This in turn leads to a more complete description of changes in the temperature, rainfall and moisture, as well as to the distinction of minor climate-stratigraphic units.

Within the profile of the last interglacial from the Gołków depression, besides the minor climatic oscillation preceding the main climatic optimum of the last interglacial, four later oscillations may also be distinguished. They coincide with the main climatic optimum of the interglacial (*J III/IV Opt. int.*) up to the time of the invasion of Poland by the Baltic glaciation (*G IV max.*). This agrees with the division of that period presented by the writer (Różycki 1961) and illustrated i.a. by the reliably documented profile of the Nietoperzowa cave.

The two first post-optimal calidostadials (*Drna J III/IV + 1* and *Drzasna J III/IV + 2*) still belong to the interglacial period and, even in the intervening

frigidostadials, they contain sylvan phytophases. Both at Gołków and at a number of other sites in Central Poland they are represented by organogenic deposits whose accumulation suggests a rather favourable moisture regime. The two later warm and cool oscillations, however, associated with much drier and continental conditions of climate, abound in clastic sandy and silty deposits. Interbeddings containing a greater amount of phytogenic components and probably corresponding to the swamp-peat soil are then much rarer and less thick. The climatic changes during that period are far better depicted in the geomorphological cycle comprising three periods of accumulation and two periods of erosion. The preservation of that picture, however, calls for special conditions which are: an undrained depression a) situated in a comparatively small catchment area, b) previously filled by interglacial deposits and gradually acquiring some drainage, c) where accumulation still exceeds erosion thus preventing the degradation of the sediments previously deposited. All these conditions are fulfilled at Gołków. These geomorphological cycles may be differentiated only on the ground of adequate evidence not only characteristic of single profiles but also reliably suggestive of the general situation of the area.

The last two minor oscillations of climate, distinctly continental in character, are associated with deposits containing a much enriched silt fraction. The above feature as well as their stratigraphic position ($J III/IV+2/3 = G IV-2$ and $J III/IV+3/4 = G IV-1$) correspond to periods of accumulation of the younger loess in the more southern parts of Poland.

A very strong process of deflation is readily observable within profiles of morainic plateaux, of peneplains and of older, higher-lying river terraces then subject to denudation. The process of deflation is reliably confirmed by the well known its surface covered by a layer of fossil eolian pavement occurring throughout Mazowsze, Podlasie, the Małopolska Upland and in other regions of the Polish Lowland.

Variable climatic conditions have a strong bearing on the rate and rhythm in the loss of rain water from the drainage basin of the lake as well as on the conditions of evaporation effecting frequent changes in the level of the undrained interglacial lake or in the humidity of the peatbog at the bottom of the depression. This leads to breaks in accumulation resulting in lacunae in the pollen diagrams. Several lacunae of this type are indicated in the diagram from Gołków. They are supplemented by profiles situated nearer to the centre of the depression.

As for deposits of the younger series connected with phases of the filling in of small erosional valleys and of the formation of alluvial fans it is hardly possible to obtain one chronologically complete profile. This may be possible by the reconstruction of carefully selected materials, and even then breaks referable to erosion may still occur.

The cycle of the filling in of the Gołków depression may be divided into two distinct phases. During the older phase the basin was filled in with organogenic lacustrine or peatbog material; the amounts washed down the slopes of the valley are relatively small. During the younger phase, by far the greatest amount of material is supplied by the sheet-washing of the adjacent parts of the drainage basin, occasionally enriched by solifluction products. These are most abundant during the final phase of the formation of the surface of the depression being filled in.

Of particular interest is the stratigraphic position of *Pinus mughus* whose cones occur in great abundance in the lower part of the peat from Gołków. Its occurrence time does not coincide with the later cool oscillations which could be reasonably associated with subarctic conditions. *Pinus mughus*, on the contrary, appears after

the first spell of the relatively gentle post-optimal cool oscillation accompanied by an increase in rainfall. The above opinion agrees with that of Srodoń (1957).

It can, however, be hardly supposed that *Pinus mughus* is a local relict within the Gołków depression formerly continuously occupied by a water basin having no neighbouring peatbogs favourable to its preservation. Thus *Pinus mughus* may have spread from other sites whose conditions favoured its persistence in the Lowlands all through the climatic optimum. The layer which has yielded cones of this dwarf pine contains numerous logs and no branches so characteristic of the shrubby variety of this conifer, but straight tree trunks 10—15 cm in diameter. Thus it seems that under the interglacial conditions prevailing in the Lowlands the dwarf pine may have possibly developed a tree-like type such as is now encountered in the upper forest zones, for example in the Rila Mts. of the Balkan Peninsula and in some regions of the Alps.

*Chair of Quaternary Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, August 1967*
