

PRZEDWARCIAŃSKI INTERSTADIAŁ Z BRZOSOWICY  
KOŁO BĘDZINA*Pre-Warta Interstadial at Brzozowica near Będzin*

Sylvia Gilewska i Leon Stuchlik

## WSTĘP

W ramach zdjęcia morfologicznego Kotliny Dąbrowskiej, którego celem było odtworzenie ewolucji morfologicznej progu środkowotriasowego, został opracowany profil geologiczny utworów czwartorzędowych odsłoniętych w kopalni odkrywkowej „Brzozowica” w Będzinie. Utwory te były systematycznie badane przez S. Gilewską i L. Stuchlika w latach 1955/56. W okresie tym odbyliśmy wspólnie z prof. dr M. Klimaszewskim kilka wyjazdów na teren kopalni. W czasie wycieczki w listopadzie 1955 r. prof. dr M. Klimaszewski znalazł tam czarny torf, z którego pobrano próbki do analizy pyłkowej i makroskopowej. Materiały te otrzymał do opracowania paleobotanicznego L. Stuchlik.

Analiza paleobotaniczna potwierdziła tezę geologiczną, że omawiany torf pochodzi z okresu interstadialnego, oddzielającego starszą fazę zlodowacenia środkowopolskiego od stadium Warty. Ponieważ interstadiał ten został po raz pierwszy w Polsce udokumentowany florystycznie w profilu z kopalni „Brzozowica” w Będzinie, nazwaliśmy go interstadiałem będzińskim.

Rozdział dotyczący geologii utworów plejstocenijskich odsłoniętych w kopalni „Brzozowica” napisała S. Gilewska w Pracowni Geomorfologicznej Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk, część zaś paleobotaniczną opracował L. Stuchlik w Instytucie Botaniki Polskiej Akademii Nauk w Krakowie.

Serdecznie dziękujemy prof. drowi Władysławowi Szafrowi, prof. drowi Mieczysławowi Klimaszewskiemu i doc. drowi Andrzejowi

wi Środonowi za opiekę nad naszą pracą. Dziękujemy również mgr Marii Reymanównie za oznaczenie szczątków drewna, a mgr Marianowi Kucowi za oznaczenie mchów wypłukanych z torfu. Wreszcie składamy podziękowanie wszystkim pracownikom kopalni „Brzozowica“, a zwłaszcza jej kierownictwu, za okazowaną życzliwość i pomoc w zbieraniu materiałów do niniejszej pracy.

W pracy tej omawiamy tylko wyniki badań stwierdzających istnienie i samodzielność interstadiału będzińskiego. Szczegółowa charakterystyka geologiczna i paleobotaniczna osadów plejstocénskich odsłoniętych w kopalni „Brzozowica“ będzie przedmiotem odrębnego opracowania.

## C z ę ś c I

### GEOLOGICZNA CHARAKTERYSTYKA PROFILU

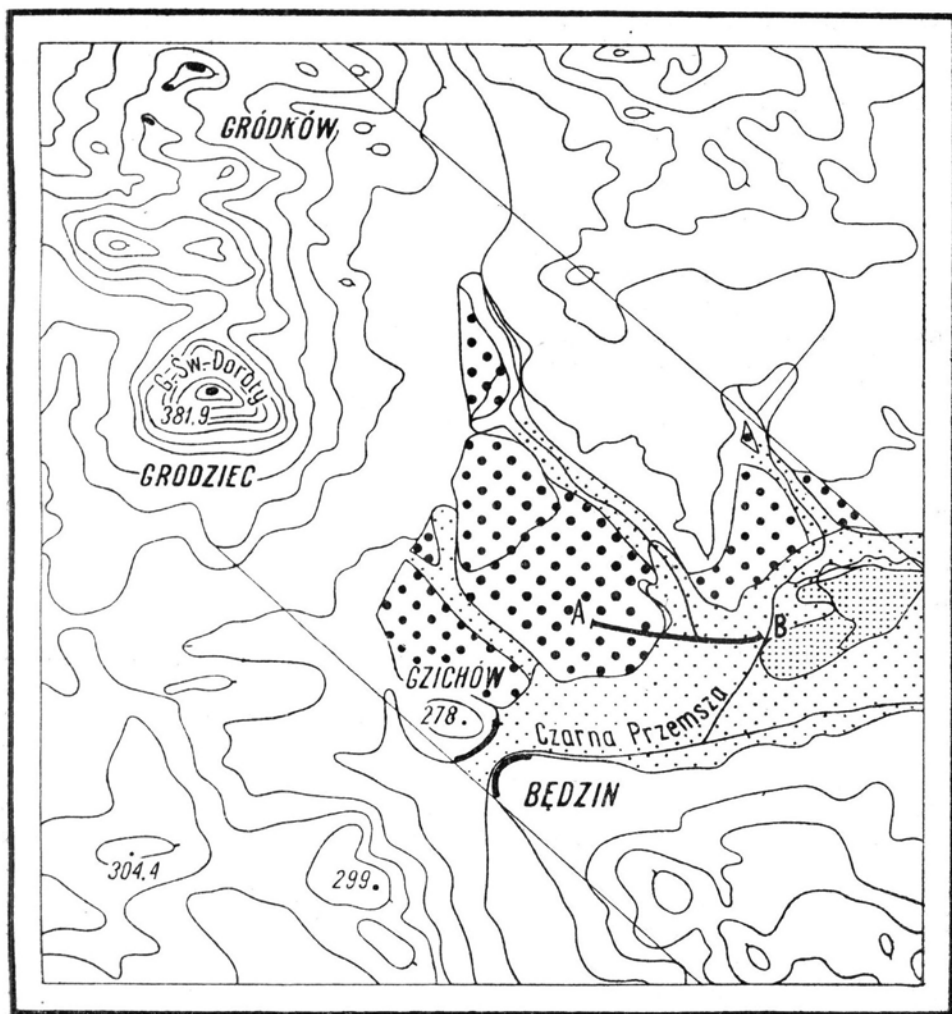
Największa w Polsce kopalnia odkrywkowa węgla kamiennego „Brzozowica“ jest położona w południowo-zachodniej części Kotliny Dąbrowskiej pomiędzy górą św. Doroty a Będzinem. W kopalni odsłonięte są osady plejstocénskie o miąższości 40 m, wyścielające podczwartorzędowe dno kotliny, w którym zaznacza się rynna doliny Czarnej Przemszy. Przebieg przedczwartorzędowej doliny Czarnej Przemszy odtworzyłam na podstawie kilkudziesięciu głębokich wierceń. Na omawianym obszarze dolina ta ciągnie się od Dąbrowy Górniczej do Gzichowa, a następnie skręca nagle ku południowi i biegnie pomiędzy Górą św. Doroty a wzniesieniem Gzichowskim. Obecnie Czarna Przemsza nie płynie w osi starej doliny, lecz przełamuje się przez garb Będziński, zbudowany ze skał triasowych. Rzeka wycięła w nim wąską dolinę przełomową o głębokości zaledwie 10 m.

Ściany wykopu mają 1 km długości, 400 m szerokości i przeszło 40 m wysokości. Widoczny jest tutaj wspaniały przekrój przez całą serię osadów czwartorzędowych wypełniających Kotlinę Dąbrowską. W południowej ścianie kopalni jest odsłonięty następujący profil utworów plejstocénskich (ryc. 2):

0,0 — 0,25 m gleba

0,25 — 0,75 „ piasek kwarcowy, kremowy, średnioziarnisty

0,75 — 2,0 „ piasek kwarcowy, ochrowożółty, różnoziarnisty, słabo obtoczony, warstwowany na przemian z piaskiem brudnożółtym, drobnioziarnistym. Piasek żółty zawiera liczne żwirki i żwiry, złożone z kwarców, krzemieni, kwarcytów, piaskowców i granitu; kształty żwirów kwarcowych i kwarcytowych są jajowate lub prawie kuliste, piaskowcowych — dyskoidalne, a pozostałych nieregularne, często ostrokrawędziste, średnica żwirów wynosi 0,3—5,0 cm. Piaski i żwiry są zaburzone kriogenicznie.



Ryc. 1. Terasy w dolinie Czarnej Przemszy; 1 — terasa średnia (stadium warciańskie); 2 — terasa nadzalewowa (złodowacenie bałtyckie); 3 — terasa zalewowa (holocen); 4 — ostańce denudacyjne zbudowane z utworów złodowacenia środkowopolskiego; 5 — dolina przełomowa (interglacjał eemski); 6 — linia przekroju geologicznego.

Stream terraces in the Czarna Przemsza valley: 1 — Middle terrace (Warta Stage); 2 — Lower terrace (Baltic Glacial age); 3 — Flood plain terrace (Recent epoch); 4 — Denudative outliers built of deposits belonging to the Middle-Polish Glacial age; 5 — Epigenetic valley (Eem Interglacial); 6 — Line of the geological section.

- 2,0 — 4,6 m mułki pylaste, kremowopopielate, warstwowane z piaskiem kwarcowym średnioziarnistym, słabo obtoczonym, białym, w stropie mułki wykazują faliste zaburzenia kriogeniczne.
- 4,6 — 4,7 m ilt tusty, brunatnoszary.
- 4,7 — 5,5 m torf czarny, zbity, tworzy dwie soczewki o długości ok. 50 m.
- 5,5 — 5,7 m ilt tusty, brunatnoszary.
- 5,7 — 6,2 m piasek biały, na ogół drobnoziarnisty, dobrze obtoczony, warstwowany poziomo, z wkładkami piasku brudnożółtego, drobnoziarnistego, zglinionego. W piasku zachowały się miejscami pionowe korzenie drzew.
- 6,2 — 6,3 m piasek szarobrunatny, zgliniony, poziomo warstwowany.
- 6,3 — 6,5 m piasek kwarcowy, biały, różnoziarnisty, ze żwirami dobrze obtoczonymi o średnicy 1—9 cm. Wśród żwirów przeważają piaskowce, kwarcie różnobarwne, krzemienie, kwarcyty, rzadziej występują granity, dolomity i wapienie. Żwiry wypełniają kieszenie o szerokości 0,4—0,6 m i głębokości 0,2—0,3 m, wymyte w powierzchni szarych iltów zastoiskowych.
- 6,5 — 15,1 m mułki i ilt zastoiskowe barwy szarej, wapniste. Iły są zaburzone glacitektonicznie.
- 15,1 — 17,0 m piasek i żwiry skał krystalicznych pochodzenia skandynawskiego
- 17,0 — 20,0 m glina zwałowa, szarobrunatna, piaszczysta, wapnista, w spągu zawiera porwaki gliny ciemnobrązowej, tłustej, zbitej z drobnymi głazikami oraz brązowych iltów warwowych piasku żółtego i piasku szarzielonego, silnie zaburzonych glacitektonicznie.
- 20,1 — 22,5 m ilt wstęgowe, brunatne, wapniste, przedzielone warstwą piasku drobnoziarnistego, szarzielonego, silnie zanieczyszczonego mułkiem. Iły wykazują zaburzenia glacitektoniczne.
- 22,5 — 27,3 m piasek kwarcowy, szaróżółty, o ziarnie słabo obtoczonym (często półgraniastym) z domieszką okruchów wapieni, dolomitów, płytek piaskowców, konglomeratów związków żelaza i nielicznych żwirów erratycznych o średnicy 0,2—2,0 m.
- 27,3 — 28,9 m żwiry wapienne, dolomityczne, piaskowcowe i kwarcowe słabo obtoczone, tkwiące w piasku szarym, różnoziarnistym.
- 28,9 — 38,0 m piasek kwarcowy, jasnoszary lub kremowy, drobno- i średnioziarnisty, gruboławicowy. Ziarna kwarcu są słabo obtoczone. W dolnej części tej warstwy piasek jest przeławicony mułkiem i ilt plastycznym niebieskawym, zawierającym szczątki flory dryasowej (*Dryas octopetala* L., *Armeria Iverseni* Szafer, *Salix polaris* Whl b., *Salix reticulata* L., *Thalictrum alpinum* L., *Saxifraga oppositifolia* L. i in.). Na wysokości około 10 m nad dnem starej doliny znalazłam inwolucje. Zaburzeniu uległy tutaj mułki, występujące w postaci płaskiej soczewki o długości 7 m wśród piasku drobnoziarnistego. Rozpiętość inwolucji dochodzi do 0,6 m.
- 38,8 — 40,0 m żwiry dobrze obtoczone, złożone z kwarców, kwarcytów, piaskowców, zlepieńców, krzemieni, rzadziej z nieregularnych bryłek (o krawędziach słabo zaokrąglonych) tufów porfirowych, wapieni i dolomitów o średnicy 1—10 cm, a nawet 12 cm, tkwiące w piasku różnoziarnistym, zabarwionym związkami żelaza na brunatno. Materiku skandynawskiego nie widziałam. W górnej części tej war-



stwy żwiry są spękane (charakterystyczne krzemienne „odłupki”), przemyte i zawierają wtrącenia iłu plastycznego niebieskawego z roślinnością tundrową.

40,0 — 45,0 m piaskowce i łupki karbońskie.

Górna seria osadów aż do poziomu żwirów nadmorenowych, a więc do głębokości 17—19 m, została rozcięta doliną, którą wypełniają:

0,0 — 0,2 m gleba torfiasta.

0,2 — 8,5 m (miejscami do 10 m) piaski kwarcowe, szarokremowe średnioziarniste z wkładkami piasku bardzo gruboziarnistego, żwirków i słabo obtoczonych żwirów kwarcowych, wapiennych, piaskowcowych i krystalicznych o średnicy 0,2—3,0 cm. W głębokości 3 m piaski zawierają soczewki iłu zbitego, niebieskiego i mułku szarego z licznymi listkami *Betula nana* L. W głębokości 4 m od powierzchni znalazłam wielogranica w piasku gruboziarnistym o ziarnach matowych, kulistych. Poniżej tej warstwy leży na zachodnim kopalnym zboczu doliny pokrywa deluwialno-soliflukcyjna zbudowana z mułków piaszczystych, szarych zawierających obficie szczątki flory tundrowej (*Salix herbacea* L., *Salix polaris* Whlb., *Saxifraga oppositifolia* L., *Thalictrum alpinum* L., *Polygonum viviparum* L. i in.). Mułki zboczowe zazębiają się z piaskami rzecznyymi. W stropie piasków i mułków występuje warstwa peryglacialnych struktur glebowych o rozpiętości 0,4—0,7 m.

8,5 — 12 m bloki wapienia i skał krystalicznych pochodzenia skandynawskiego o średnicy od 0,2—0,4 m, miejscami silnie zwiertzałe oraz żwiry wapienne i piaskowcowe o średnicy 2,0—5,0 cm tkwiące w piasku grubo- i średnioziarnistym, żółtym i szarym, często żelaziałym. Żwiry zawierają liczne kości ssaków dyluwialnych (m. in. mamuta). W zagłębieniach erozyjnych wśród żwirów znajdują się mułki piaszczyste, szarozielone, wapniste, poziomo warstwowane, zawierające cienkie wkładki piasku drobnoziarnistego, kości gryzoni, pokrywy chrząszczy oraz szczątki roślin tundrowych m. in. *Salix herbacea* L., *Salix reticulata* L., *Salix polaris* Whlb., *Salix retusa* L., *Armeria Iverseni* Szafer, *Helianthemum* cfr. *alpestre* L. (Jacq.) DC., *Cerastium alpinum* L.<sup>1</sup> i in. Mułki podziurawione są kanalikami po korzeniach roślin.

Na podstawie analizy opisanego profilu ustaliłam następującą stratyografię utworów plejstocénskich, wypełniających południowo-zachodnią część Kotliny Dąbrowskiej:

Na podłożu zbudowanym ze skał karbońskich leży warstwa żwirów o grubości 2—3 m, osadzonych na dnie przedczwartorzędowej doliny Czarnej Przemszy u schyłku pliocenu (punkt 1 na ryc. 2). Świadczy o tym zarówno skład, jak i stopień obtoczenia żwirów. Żwiry te są grube, dobrze obtoczone, pochodzenia miejscowego, w stropie przemyte. Ślady wietrzenia mrozowego i soczewki iłu z typową florą arktyczną, stwierdzone

<sup>1</sup> Wszystkie szczątki roślinności tundrowej wydobyte z osadów plejstocénskich oznaczył L. Stuchlik.

w górnej części tej warstwy, są dowodem ochłodzenia klimatu w czasie rozprzestrzeniania się lądolodu skandynawskiego.

W fazie anaglacjalnej zlodowacenia krakowskiego powstała seria piasków i żwirów o miąższości 10,7 m. Piaski są osadem wód spokojnie płynących, szeroko rozlewających się na dno doliny, pokryte tundrą dryasową. O peryglacjalnym charakterze tego utworu świadczą także struktury kriogeniczne, zaburzone wkładki mułku, oraz mały stopień obtoczenia ziaren piasku (punkt 2). Na piaskach leży miejscami 1,6 metrowa warstwa żwirów pochodzących z rozmycia pokryw gruzowych, o czym świadczy obecność rumoszu wapiennego (punkt 3).

Powyżej żwirów występują utwory fluwioglacjalne o grubości 4,7 m osadzone przez wody spływające ze zbliżającego się lądolodu zlodowacenia krakowskiego. Są to piaski i żwirki różnoziarniste, słabo obtoczone, niespokojnie warstwowane, zawierające domieszkę materiału pochodzenia skandynawskiego (punkt 4). Piaski fluwioglacjalne są przykryte pokładem brązowych ilów warwowych. Miąższość tej serii wynosi 2,5 m. Iły te powstały w jeziorze zastoiskowym na przedpolu lądolodu. Z dotychczasowych badań wynika, że osady tego jeziora w dolinie Czarnej Przemszy sięgają na wschodzie po Dąbrowę Górniczą, a na zachodzie po przełom będziński. Poniżej przełomu nie stwierdzono brązowych ilów wstęgowych (D o k t o r o w i c z - H r e b n i c k i, 1935). Było to zatem jezioro małe o długości zaledwie około 2 km. Po krótkotrwałej oscylacji, w czasie której zaznaczył się dopływ wód płynących (dowodzi tego warstwa piasku przegradzająca iły warwowe), czoło lądolodu ponownie zbliżyło się do brzegu zbiornika wodnego (punkt 5).

Lądolód zlodowacenia krakowskiego, które jest najstarszym zlodowaceniem Wyżyny Śląskiej, zdeformował i złuskował iły warwowe. W czasie regresji osadził on szarobrunatną glinę zwałową. Miąższość jej jest zmienna i wynosi 2—8 m. Skład petrograficzny moreny wykazuje dużą zależność od podłoża, po którym posuwał się lądolód. Typowa glina morenowa zawiera bowiem około 40% wapieni i dolomitów, budujących próg środkowotriasowy (punkt 6).

W czasie krótkotrwałej regresji o charakterze interstadialnym lub oscylacyjnym osadziły się piaski i żwiru fluwioglacjalne.

Na ponowne stadialne lub oscylacyjne zbliżenie się czoła lądolodu wskazują mułki i iły warwowe, leżące na żwirach. Są to osady rozległego zastoiska, które wnikało nie tylko w obręb Kotliny Dąbrowskiej, lecz również w doliny Płaskowyżu Bytomsko-Katowickiego (Q u i t z o w W., 1914). Przyczyną spiętrzenia wód roztopowych, spływających z bliskiego lądolodu, było prawdopodobnie zabarykadowanie doliny Przemszy przez

martwy lód, wypełniający w czasie regresji zlodowacenia krakowskiego Kotlinę Raciborsko-Oświęcimską. Utwory warwowe (punkt 8) mają bardzo charakterystyczny wygląd. Są to bowiem ily zwięzłe, czarne, przegrodzone grubymi warstwami szarego mułku, który jest drobno i rytmicznie warstwowany. Dla przykładu podaję, że w obrębie 20-centymetrowej warstwy szarego mułku stwierdziłam 121 warstewek mułku na przemian jasnego i ciemnego o grubości 0,1—9,0 mm. Geneza tych mułków wstępowych nie jest dotychczas należycie wyjaśniona. Według poglądu De Geera wszystkie warstewki odpowiadają warwom rocznym. Natomiast M. Schwarzbach i S. Andersen (1950) uważają owe mułki warstwowane za warwyienne („autochtoniczne“), związane ze zmianami pogody w czasie krótkiego lata polarnego. Koncepcja Schwarzbacha wydaje mi się bardziej prawdopodobna. Duża ilość cienkich warw dziennych w obrębie grubej warstwy „letniej“ może świadczyć o żywym rytmie akumulacji wód roztopowych.

Ily wstępowe są zaburzone glacictonicznie. Nie udało mi się stwierdzić, czy lądolód ponownie pokrył obszar Kotliny Dąbrowskiej, ponieważ brak drugiego poziomu gliny morenowej. Być może, że w czasie regresji zlodowacenia krakowskiego i w interglacjale mazowieckim morena ta została zupełnie rozmyta. Wydaje się też prawdopodobne, że czoło lądolodu, będące blisko, oscylowało i zaburzyło osady zastoiskowe na swym przedpolu.

Z interglacjalem mazowieckim wiąże długotrwałą erozję, w wyniku której powstała nierówna powierzchnia erozyjna przykryta miejscami mułkami piaszczystymi, silnie żelazistymi, o grubości 1 m (punkt 9).

W omawianym profilu brak osadów zlodowacenia środkowopolskiego. Osady tego zlodowacenia zachowały się tylko na stokach wzniesień, otaczających Kotlinę Dąbrowską. Utwory te występują więc powyżej powierzchni erozyjnej wyciętej w szarych ilach zastoiskowych (ryc. 3). Są to piaski barwy żółtej na ogół średnioziarniste, rytmicznie warstwowane. W okolicach Będzina sięgają one do wysokości 270—280 m n.p.m., a 10—20 m ponad obecne dno doliny Czarnej Przemszy. (Lewiński J. 1914, Doktorowicz-Hrebniński S. 1935). Na tych piaskach leży w Gródkowie, położonym 5 km na północny zachód od Będzina, płat gliny zwałowej, którą Lewiński i Doktorowicz-Hrebniński uważają za morenę zlodowacenia środkowopolskiego. W czasie regresji tego zlodowacenia i w pierwszej fazie interstadiału będzińskiego, oddzielającego starsze stadium zlodowacenia środkowopolskiego od stadium warciańskiego, piaski wysokiego zasypania zostały rozcięte i wyprzątnięte ze środkowej części kotliny i dlatego brak ich w kopalni „Brzozowica“. Śladami tego rozmywania są zagłębienia erozyjne wycięte w powierzchni szarych ilów warwowych. Dno tych zagłębień znajduje się na wysokości 260—261 m

n.p.m. Głębokość wcięcia wynosiła zatem maksymalnie 19 m. W drugiej fazie interstadiału będzińskiego nastąpiła akumulacja piasku (punkt 10a) i torfu (punkt 10b) o miąższości 0,8 m. Interstadialny wiek torfowiska potwierdza opracowanie L. Stuchlika, który wykonał analizę pyłkową i makroskopową szczątków roślinnych (patrz część II). Bezpośrednio na torfie leżą mułki (punkt 11) i piaski z domieszką żwirów (punkt 12), które wiążą ze stadium Warty. Są to osady ekstraglacialne z okresu, gdy czoło lądolodu zatrzymało się w odległości około 100 km na północ od Będzina. Utwory te budują pokrywę rozległej terasy średniej, wznoszącej się 4—6 m nad poziom dzisiejszego dna doliny Czarnej Przemszy, a 264—265 m n.p.m. (ryc. 1).

W interglacjale eemskim nastąpiło głębokie rozcięcie pokrywy akumulacyjnej terasy średniej i szarych ilów warwowych aż do poziomu żwirów nadmorenowych. Różnica wysokości między powierzchnią terasy a dnem interglacialnej doliny wynosi 17—19 m.

W ostatnim glacialu dolina ta została niemal całkowicie zasypana utworami rzecznyymi i zboczowymi o miąższości 8,5—10 m. Jest to akumulacja klimatyczna, związana ze strefą peryglacialną zlodowacenia bałtyckiego. Osady te są wyraźnie dwudzielne. Dwie serie utworów dolinnych odpowiadają dwóm fazom akumulacji peryglacialnej<sup>2</sup>. W pierwszej fazie osadziły się żwiry i piaski, które wypełniły zagłębienia erozyjne wymyte na powierzchni moreny starszej. W okresie tym panował klimat subarktyczny. Dowodem tego są szczątki tundry i kości mamuta znalezione w piaskach, żwirach (punkt 13 a) i mułkach (punkt 13 b). Miąższość tej serii przekracza 3 m. W drugiej fazie powstała pokrywa soliflukcyjna (punkt 13a) o grubości 2,5—3,0 m, leżąca w dolnej części kopalnego zbocza. Pokrywa ta jest złożona z mułków i piasków z bardzo obfitą roślinnością tundrową, przechodzących w smugi soliflukcyjne powlekające cienką warstwą górną część zbocza. Mułki zazębiają się z piaskami rzecznyymi, leżącymi niezgodnie na żwirach nadmorenowych. W stropie mułków zboczowych stwierdziłam peryglacialne struktury, łączące się z formami kriogenicznymi (inwolucje, kliny) w stropie terasy średniej (punkt 12). Warstwa krioturbacyjna została przykryta przez piaski rzeczne (punkt 13d), różnoziarniste z wtrąceniami piasków wydmyowych, żwirów i ilów, w których L. Stuchlik znalazł szczątki *Betula nana* L. Utwory te budują pokrywę terasy nadzalewowej o wysokości 0,8—1,0 m nad poziom obecnego dna doliny Czarnej Przemszy, a 261 m wysokości bezwzględnej (ryc. 1).

W rozciętej pokrywie piasków dolinnych są włożone utwory holocen-

<sup>2</sup> Podobne utwory peryglacialne o miąższości około 20 m, opisane przez A. Jahna (1955) wypełniają interglacialną dolinę Kłodnicy w Pyskowicach.

skie o grubości 2,5—3,0 m. Składają się one z piasków, mułków torfiastych i rudy bagiennej. Osady te budują równinę terasy zalewowej (punkt 14).

Profil utworów plejstocenijskich, odsłoniętych w kopalni „Brzozowica” i licznych drobnych odkrywkach na obrzeżeniu Kotliny Dąbrowskiej jest najbardziej kompletnym przekrojem utworów czwartorzędowych na Górnym Śląsku. Występują tutaj bowiem utwory zlodowacenia krakowskiego, środkowopolskiego, stadium warciańskiego i zlodowacenia bałtyckiego.

Za najważniejsze należy uznać stwierdzenie rozległej terasy średniej, której pokrywa pochodzi ze stadium warciańskiego, oraz interstadiału będzińskiego, udokumentowanego florystycznie<sup>3</sup>.

Dotychczas interstadiał tego wieku był w Polsce wyróżniany tylko na podstawie osadów rzecznych pozbawionych szczątków roślinnych. Toteż charakter okresu oddzielającego starsze stadium zlodowacenia środkowopolskiego od stadium Warty był przedmiotem licznych dyskusji w literaturze. K. Keilhack (1916), H. Knothe (1925), F. Leverett (1909/10), K. Olbricht (1925), W. Czajka (1931) oraz W. Szafer (1952) uważają stadium Warty za najstarszą fazę zlodowacenia bałtyckiego (= Wisły, Würm). W ujęciu tych autorów stadium warciańskie jest oddzielone interglacją od zlodowacenia środkowopolskiego.

Odmienne stanowisko zajmują O. Tietze (1911), F. Wahnschaffe (1910/11), J. Behr (1911), K. Olbricht (1913), E. Meister (1931), P. Woldstedt (1929, 1950), M. Klimaszewski (1952), B. Halicki (1950), A. Jahn (1950), E. Rühle (1954), R. Galon (1954, 1956), którzy uważają stadium Warty za odrębną fazę zlodowacenia środkowopolskiego (= Solawy, Riss), oddzieloną od starszego stadium tego zlodowacenia chłodnym interstadiałem.

Wreszcie B. Halicki (1936) i V. Milthers (1938) wyróżnili na terenie Polski i Niemiec osobne zlodowacenie Warty, oddzielone interglacjami od zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego. Wyodrębnienie osobnego zlodowacenia Warty nie ma w Polsce uzasadnienia morfologicznego (R. Galon, 1954, 1956).

Interstadialny charakter okresu oddzielającego starszą fazę zlodowacenia środkowopolskiego od stadium Warty został stwierdzony na podstawie diagramu pyłkowego torfu z kopalni „Brzozowica”.

Z danych geologicznych i geomorfologicznych wynika, że był to okres długi (świadczy o tym amplituda wcięcia wynosząca 19 m), z wyraźnie zaznaczonymi fazami erozji i akumulacji.

<sup>3</sup> Także P. Assmann (1934) stwierdził nad Odrą (na odcinku od Krapkowic do Dobrzyńa Wielkiego) terasę średnią o wysokości względnej 6—8 m z okresu stadium warciańskiego.

## Część II

## INTERSTADIAŁ Z BRZOSZOWICY W ŚWIELE BADAŃ PALEOBOTANICZNYCH

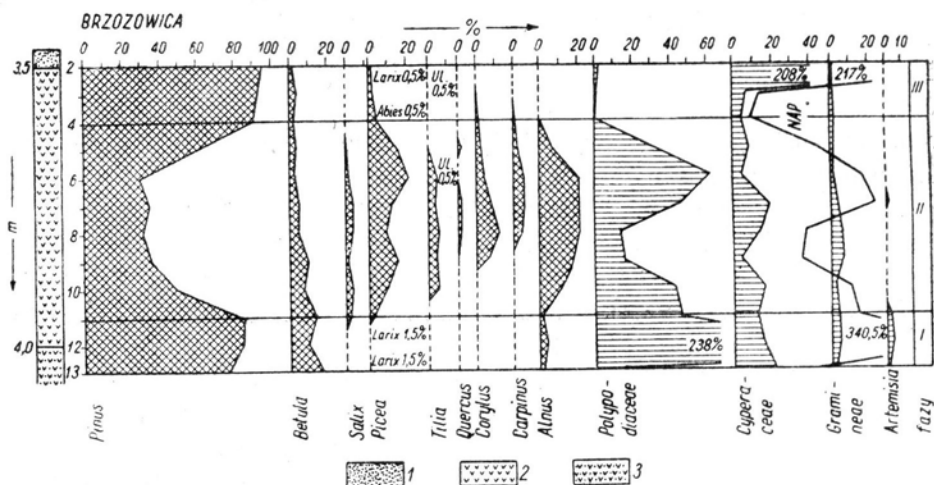
## Opis torfu i jego analizy pyłkowej

Torf w Brzozowicy wykształcony jest w postaci dwu soczewek o długości do 50 m, przy maksymalnej miąższości około 80 cm. W spągu jest on silnie zapiaszczony, barwy jasnobrunatnej i bez oznaczalnych szczątków makroskopowych roślin. Powyżej jest to torf leśny sprasowany, barwy ciemnobrunatnej, zawierający grube łodygi bylin i nieraz duże ułamki pni, najczęściej świerka. Oznaczalnych szczątków makroskopowych roślin jest nadal mało. W stropie torf przechodzi nagle w żółty mułek, w którym nie zachowały się żadne inne szczątki roślin z wyjątkiem niewielkich ilości pyłku.

Opisany torf leśny jest najprawdopodobniej śladem bagniska porośniętego lasem na ówczesnej terasie zalewowej Przemszy.

Torf z Brzozowicy poddany był badaniom palynologicznym metodą acetolizy Erdmanna (1943). Próbkami do analizy pyłkowej w ilości 13 zostały pobrane w odstępach co 5 cm. W trakcie badań materiał był uzupełniany próbkami dodatkowymi ze spągu profilu, gdzie torf przechodzi w piasek, oraz z osadu okrywającego go od góry.

Stwierdzono dobry na ogół stan zachowania ziarn pyłku w torfie przy frekwencji wahającej się w granicach od 83 do 479 ziarn na 1 cm<sup>2</sup>. Fre-



Ryc. 4. Procentowy diagram pyłkowy interstadiálnego torfu z kopalni „Brzozowica”. W diagramie tym pyłek leszczyny (*Corylus*) włączono do ogólnej sumy drzew (AP). 1 — mułek; 2 — torf leśny; 3 — torf leśny zapiaszczony.

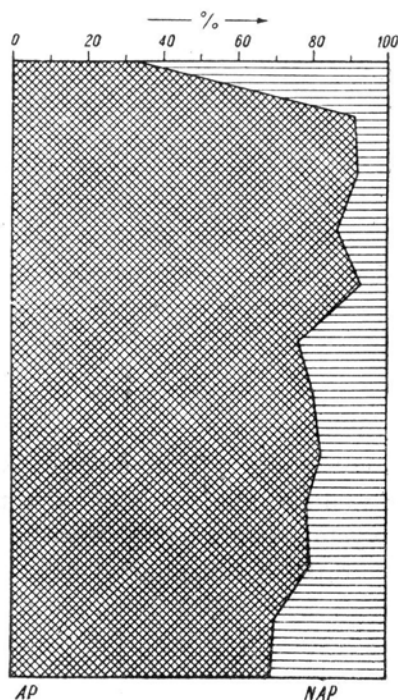
Pollen diagram from the interstadial peat bog exposed in the open-pit „Brzozowica”. In this diagram the hazel pollen (*Corylus*) is included in the general number of trees (AP). 1 — silt; 2 — woody peat; 3 — sandy woody peat

kwencja jest na ogół wyrównana z wyjątkiem próbek 5 i 6, gdzie gwałtownie zmienia się z 83 na 409 ziarn.

Po obliczeniu spektrum pyłkowego z poszczególnych poziomów, sporządzono tabelę procentowego udziału pyłku drzew i niedrzew. Na podstawie tabeli wykreślony został diagram pyłkowy dla wszystkich drzew i liczniej reprezentowanych roślin zielnych (ryc. 4). Stosunki procentowe w diagramie obliczono w odniesieniu do łącznej sumy drzew (AP). Pyłek *Corylus* został włączony do ogólnej sumy drzew. Procentowy udział roślin zielnych (NAP) reprezentuje na diagramie osobna linia wykreślona z podstawy krzywej rodziny *Cyperaceae*.

Dla lepszego zobrazowania stosunku lasu do roślinności niedrzewiastej, umieszczono prócz diagramu zasadniczego diagram totalny dla AP i NAP (ryc. 5). W diagramie tym z NAP wydzielono spory *Sphagnum* i *Polypodiaceae*. Stosunki procentowe w diagramie totalnym obliczone

Ryc. 5. Totalny diagram pyłkowy dla sumy pyłku drzew (AP) i roślin zielnych (NAP) interstadialnego torfu z kopalni „Brzozowica”. W diagramie tym pyłek drzew, leszczyny (*Corylus*) i roślin zielnych (NAP) włączono do wspólnej sumy podstawowej z wydzieleniem jedynie zarodników *Polypodiaceae* i *Sphagnum*. — Total pollen diagram from the interstadial peat-bog at „Brzozowica” showing the frequency of AP and NAP. The pollen of hazel (*Corylus*) and NAP are included in the basic total number of the pollen grains; the spores of *Polypodiaceae* and *Sphagnum* are not represented here



zostały z podstawowej sumy wszystkich ziarn pyłku, wykluczając wspomniane wyżej spory *Polypodiaceae* i *Sphagnum*. Z diagramu tego wynika jasno, że prawie w całym interstadiale rósł zwarty las, który dopiero u schyłku tego okresu uległ rozrzedzeniu, co wynika z wyraźnej przewagi pyłku roślin zielnych (NAP) nad pyłkiem drzew (AP).



Prób zbadanych dodatkowo i pochodzących zarówno ze spagu, jak i ze stropu profilu, nie włączono do diagramu pyłkowego, ponieważ nie można ich było z całą pewnością zsynchronizować z odpowiednimi próbami profilu zasadniczego. Wydaje się ponadto, że materiał z prób pobranych ze spagu jest wymieszany i leży na wtórnym złożu. Przemawia za tym fakt znalezienia tam obok obficie występującego pyłku sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*) pojedynczych ziarn olszy (*Alnus*), dębu (*Quercus*) i leszczyny (*Corylus*) oraz dwu ziarn pyłku z rodzaju *Pterocarya* (próbki 14 i 15). W dodatkowo zebranym materiale ze stropu torfu odpowiadającym prawdopodobnie próbie drugiej znaleziono jedno ziarno pyłku *Ephedra*. Pylek tego rodzaju, znany z wielu stanowisk późnoglacialnych, podaje Griczuk (1955) z europejskiej części Związku Radzieckiego w osadach pochodzących ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego i z początku interglacjału eemskiego.

### Zmiany klimatu i rozwój szaty roślinnej w czasie interstadiału będzińskiego

Rzut oka na diagram pyłkowy pozwala na stwierdzenie, że torf z Brzozowicy tworzył się w trzech różnych okresach, z których dwa odznaczały się klimatem subarktycznym, a trzeci bardziej umiarkowanym.

W ogólnych zarysach rozwój szaty roślinnej w czasie badanego okresu interstadialnego przedstawiał się w sposób następujący:

#### I. Faza starszego lasu subarktycznego

Charakteryzuje się ona panowaniem lasów sosnowo-brzozowych. Inne drzewa występują w znikomych tylko ilościach. Od samego początku występuje w diagramie pyłek olszy w postaci ciągłej krzywej, co świadczyłoby o występowaniu tego drzewa *in situ*. Olsza rosła tu zapewne na brzegach i okrajkach zabagnionej doliny rzeki. W niskich procentach występuje w tej fazie pyłek modrzewia (1,5%), który niewątpliwie wchodził w skład omawianego lasu. Pod koniec tej fazy pojawia się świerk (*Picea*) w postaci domieszki lasów sosnowo-brzozowych z modrzewiem. Wśród roślin zielnych dużą rolę odgrywają *Cyperaceae*, *Gramineae* i rodzaj *Artemisia*. Z roślin zarodnikowych najobficiej występują *Polypodiaceae*, osiągające w tym czasie swoje maksimum. Obok pyłku roślin lądowych zdarza się również pyłek roślin wodnych (*Potamogeton* sp.) i nadbrzeżnych (*Typha* sp. i *Sparganium* sp.), które rosły albo na samym bagnisku leśnym, albo w starych zakolach Przemszy.



## II. Faza lasu mieszanego z przewagą drzew szpilkowych

W tej fazie zarówno sosna, jak i brzoza tracą swą przewagę nad innymi rodzajami drzew i tym samym subarktyczne lasy sosnowo-brzozowe ustępują miejsca borealnym lasom mieszanym. Dominującą w nich rolę odgrywał świerk oraz sosna. Brzoza i wierzba rosły na okrajkach i innych otwartych miejscach. W dolinie Przemszy i na torfowisku leśnym rosły lasy olszowe z okrajkami świerkowymi i z bogatym runem paprociowym. Domieszkę wśród takich drzewostanów tworzyły inne składniki lasów liściastych, takie jak: lipa (*Tilia*), dąb (*Quercus*) i wiaź (*Ulmus*) z leszczyną (*Corylus*) i szakłakiem (*Rhamnus*) w podszyciu lub na brzegach. Krzywa leszczyny osiąga w tym czasie swoje maksimum (12,5%). W drugiej części tej fazy zjawiał się grab (*Carpinus*), którego krzywa utrzymuje się na jednakowym prawie poziomie.

Skład florystyczny lasów opisanej fazy dowodzi wyraźnego ocieplenia klimatu, który sprzyjał roślinności o większych wymaganiach termicznych. Był to zapewne klimat umiarkowanie chłodny o charakterze klimatu borealnego. Las w całej tej fazie nie zmienił się na liściasty, lecz pozostał nadal lasem mieszanym z przewagą drzew szpilkowych.

Wśród szczątków makroskopowych wydobytych z torfu utworzonego w tej fazie, najliczniej występują szpilki i ułamki drewna świerka w towarzystwie jałowca (1 szpilka), olszy (ułamek drewna), bzu (*Sambucus* sp.) i orzeszków należących do rodzaju *Carex*. Z mchów bardzo obficie, bo w postaci wyraźnej trzycentymetrowej warstewki występuje *Polytrichum juniperinum*.

Pod koniec omawianej fazy klimatycznej ustąpiły wszystkie bardziej wymagające składniki mieszanego lasu, a klimat stał się z powrotem surowy o typie subarktycznym.

## III. Faza młodszego lasu subarktycznego

W diagramie z powrotem panuje pyłek sosny (*Pinus*). Z innych drzew jedynie świerk (*Picea*) i olsza (*Alnus*) utrzymują się w nieznacznym procentach aż do samego stropu profilu. Pojawia się modrzew (1,5%), a krzywa NAP rośnie gwałtownie w następstwie masowego zjawienia się pyłku *Cyperaceae*. Charakter lasu upodabnia się do poznanego w I fazie. W diagramie totalnym wyraźnie widać ze stosunku AP do NAP zdecydowaną przewagę roślin zielnych nad drzewiastymi. Można z tego wnioskować o znacznym rozrzedzeniu się zwartości lasu. Nikłe procenty pyłku drzew o większych wymaganiach klimatycznych takich jak *Tilia* i *Quercus* pochodzą zapewne z dalekiego transportu.

Opisane trzy fazy, na jakie został podzielony diagram pyłkowy z Brzozowicy, reprezentują zamknięty cykl rozwoju roślinności. Jest to cykl klimatyczny o wyraźnym charakterze intraglacialnym, który zaczyna się

okresem subarktycznym, następnie przechodzi przez optimum klimatyczne i kończy się drugim okresem subarktycznym. Optimum klimatyczne było prawdopodobnie krótkotrwałe, a pod względem termicznym umiarkowanie chłodne, co jest cechą znaną dla okresów interstadialnych. W rozwoju szaty roślinnej interstadiału z Będzina brak jest długotrwałych faz leśnych, które by świadczyły o tak dalekiej recesji lądolodu jak w czasie interglacjalów. Dlatego opisanemu trójfazowemu rozwojowi roślinności plejstocenijskiej w profilu z Brzozowicy nadaliśmy rangę interstadiału.

### Pozycja stratygraficzna interstadiału będzińskiego

#### Dane z Polski

Z obrazu rozwoju szaty roślinnej w interstadiale będzińskim wynika, że charakteryzujący go diagram pyłkowy jest odmienny od obu młodszych interglacjalów znanych z wielu stanowisk w Polsce. W celu wykazania tych różnic przeprowadzę obecnie porównanie z diagramami interglacjalnymi i poznanymi dotychczas diagramami interstadialnymi.

Z najbliższej okolicy Będzina brak na razie tego rodzaju materiałów porównawczych. Z terenu Śląska znany jest dotychczas tylko jeden interglacjalny diagram pyłkowy z Gościęcina koło Koźła reprezentujący interglacjal mazowiecki (Śr o d o Ń 1957). Diagramy pyłkowe przedstawiające rozwój roślinności w tym interglacjale wskazują na jego umiarkowanie ciepły klimat (D y a k o w s k a 1952, S o b o l e w s k a 1952, Śr o d o Ń 1957). Panowały wówczas dość zróżnicowane pod względem składu lasy szpilkowe z domieszką drzew liściastych. Te ostatnie występowały w ilościach znacznie większych aniżeli w interstadiale będzińskim. W drugiej części optimum klimatycznego panowały lasy grabowo-jodłowe, której to fazy brak w omawianym interstadiale. Poza tym w skład roślinności tego interglacjału wchodziły rośliny zielne i drzewa reliktowe o charakterze trzeciorzędowym, jakich nie znaleziono w profilu z Brzozowicy.

Jeszcze większe różnice wykazuje nasz diagram pyłkowy w stosunku do diagramów reprezentujących interglacjal eemski (S z a f e r 1953). Wysoki w nich udział leszczyny i rodzajów drzew składających się na mieszany las liściasty (*Quercetum mixtum*) wystarczająco odróżnia oba te okresy.

Jeżeli chodzi o porównanie ze znanymi dotychczas okresami interstadialnymi, to wchodzi tu w grę: Alleröd, którego charakterystykę dla obszaru Polski podał S z a f e r (1952), i interstadiał oryniacki.

Od Allerödu różni się nasz interstadiał większym bogactwem składu drzew leśnych, wśród których są także i liściaste o dość znacznych wymaganiach termicznych.

Więcej cech wspólnych wykazuje opisana z Karpat przez Ś r o d o n i a (1952) roślinność interstadialu oryniackiego, tak że trudno jest wskazać — w tym stanie badań — na istotne różnice między tymi okresami.

Pomimo niewątpliwych różnic wszystkie dotychczas poznane trzy interstadiały są w istocie swej do siebie podobne. Wszystkie trzy były trójfazowe i krótsze od interglacjalów; wszystkie miały w optimum klimat borealny lub umiarkowanie chłodny. Opisany tutaj interstadial z Brzozowicy zbliżał się najbardziej do interstadialu oryniackiego. Jego słabe zindywidualizowanie florystyczne samo przez się nie mogłoby zdecydować o jego pozycji stratygraficznej, którą wyznacza jednakże w stopniu wystarczającym przynależność osadów interstadialnych do kompleksu warstw zlodowacenia środkowopolskiego.

Z badań geologicznych profilu z Brzozowicy wynika, iż torf interstadialny leży w obniżeniu wyciętym w łożach i oddzielony jest wyraźnie zarówno od utworów zlodowacenia środkowopolskiego (*Varsovien I*), jak i bałtyckiego (*Varsovien II*). Akumulacja torfu związana więc tu była z końcową fazą regresji lądolodu głównej fazy zlodowacenia środkowopolskiego. W o l d s t e d t (1954a) przyjmuje, iż w tym czasie, tj. po głównym stadium Solawy, lądolód cofnął się przypuszczalnie aż w rejon Bałtyku. Obszar niemal całej Polski został prawdopodobnie wówczas przez lądolód opuszczony, a warunki klimatyczne na tyle się poprawiły, iż na obszarze Śląska mógł rozwinąć się stosunkowo dość ciepły las interstadialny.

Interstadial z Będzina jest okresem dotychczas w Polsce nie znanym. Dzieli on zlodowacenie środkowopolskie na dwa odcinki: stadium główne zlodowacenia i stadium Warty.

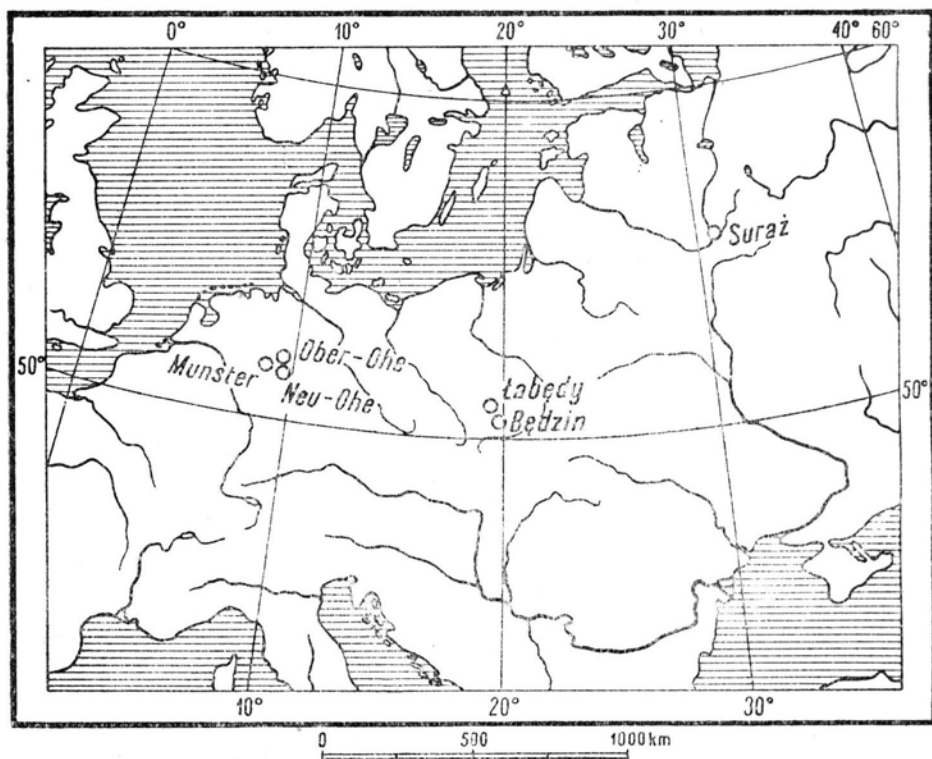
W 1952 r. Jurkiewiczowa przyjmowała dwudzielność glacialu środkowopolskiego twierdząc, że dowodzą tego interglacjalne profile ze Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich, przykryte moreną względnie residuum moreny stadium Warty. Do poglądu tego krytycznie ustosunkował się S z a f e r (1952), podkreślając że diagramy pyłkowe ze Szczercowa i Dzbanek Kościuszkowskich przedstawiają typowe obrazy rozwoju roślinności interglacialu eemskiego. Co się tyczy genezy utworów pokrywowych, to budzą one również zastrzeżenia, ponieważ — jak twierdzi K r y g o w s k i (1952) — mogą one być pochodzenia soliflukcyjnego lub nawet zawdzięczać swoje powstanie wodom płynącym.

O śladach interglacialu starszego do eemu wspomina w profilu z Warszawy R a n i e c k a - B o b r o w s k a (1954), jednakże wiek tego odcinka jej profilu jest jeszcze sporny. W spektrach pyłkowych poziomów uważanych przez autorkę za starsze od Eemu, występują w dużej przewadze drzewa liściaste (*Carpinus* 50%, *Quercetum mixtum* 11,8%, *Corylus* 66%,

*Alnus* 15%), które panują nad szpilkowymi (*Pinus* 13,5%, *Picea* 8,4%). Tego rodzaju skład lasu jest zbyt odmienny, by mógł być uważany za równowiekowy z interstadią Będzińskim.

#### Dane z Niemiec i ZSRR

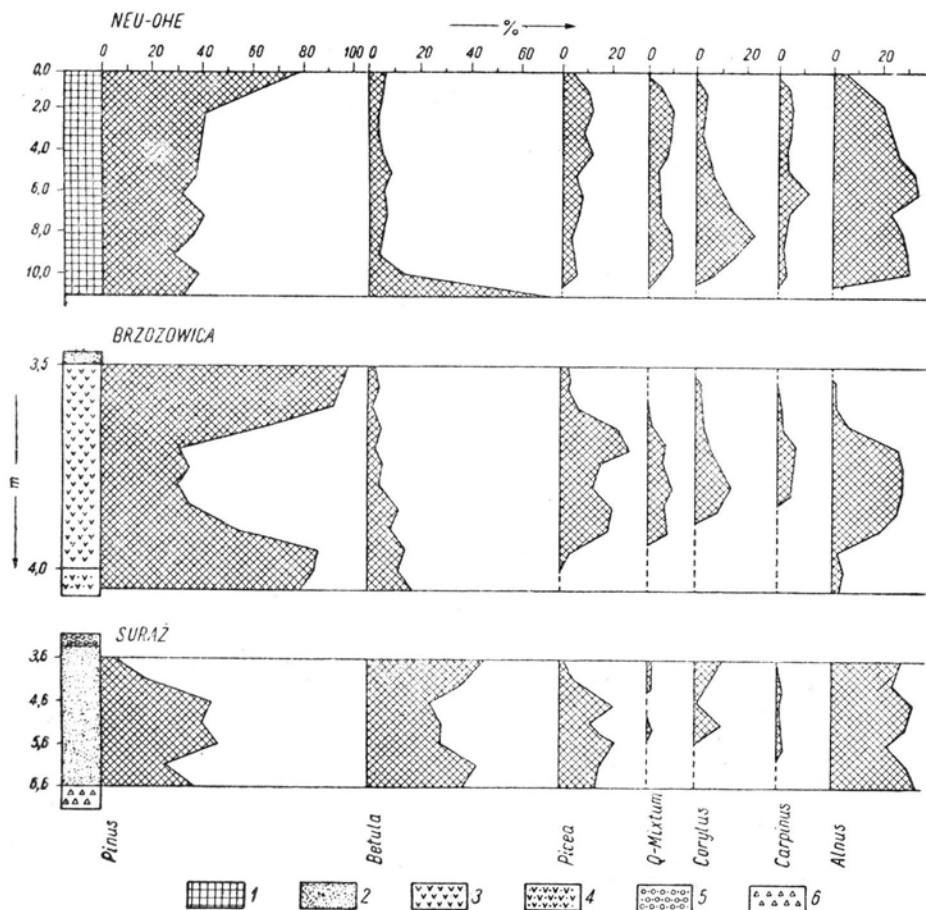
Interstadiał tego wieku co Będziński znany jest zarówno z Europy zachodniej, jak i wschodniej. Woldstedt (1954b) przyjmuje dla Niemiec północno-zachodnich dwudzielną zlodowacenie Riss. Stadium początkowe a zarazem główne tego zlodowacenia oddzielone jest od stadium Warty dłuższym interstadią, który Woldstedt (1954b) nazywa interstadią główną zlodowacenia Solawy (= *Varsovien I*). Brelie (1955) natomiast utrzymuje na podstawie diagramów pyłkowych ziem okrzemkowych z miejscowości Ober-Ohe, Neu-Ohe i Munster, że interstadiał ten ma wyraźne cechy interglacjalu i nazywa go od miejscowości,



Ryc. 6. Rozmieszczenie miejscowości, w których zostały dotychczas stwierdzone osady interstadiału rozdzielającego dwa główne stadia zlodowacenia Riss w Europie

Distribution of localities where interstadial deposits separating the two main stages of the Riss Glacial age in Europe were identified

z której został po raz pierwszy opracowany metodą analizy pyłkowej interglacjałem Ohe (por. ryc. 6). Woldstedt (1955) jest odmiennego zdania i dowodzi, że okres ten posiada charakter interstadiału. Porównując diagramy pyłkowe z Neu-Ohe (ryc. 7) i z Brzozowicy można łatwo zauważyć ich duże podobieństwo. Przy tym porównaniu nie należy wszakże zwracać uwagi na krzywe świerka, ponieważ Gistl (1928), autor dia-



Ryc. 7. Diagramy pyłkowe osadów interstadialnych z Neu-Ohe, Brzozowicy i Suraża. Diagram pyłkowy z Neu-Ohe przedstawiono w postaci sylwetkowej na podstawie diagramu z pracy Woldstedta 1947 r. Diagram pyłkowy z Suraża przedstawiono w postaci sylwetkowej na podstawie diagramu z pracy Czebotariewej 1953 r. 1 — ziemia okrzemkowa; 2 — mułek; 3 — torf leśny; 4 — torf leśny zapiaszczony; 5 — żwirek zapiaszczony; 6 — morena

Pollen diagrams from the interstadial deposits exposed at Neu-Ohe (adopted from Woldstedt, 1947), Brzozowica and Suraż (according to Czebotariewa, 1953). 1 — diatomaceous earth (guhr); 2 — silt; 3 — woody peat; 4 — sandy woody peat; 5 — gravel with sand; 6 — moraine

gramu z Neu-Ohe, nie odróżniał pyłku jodły od świerka. Mogłoby to nasuwać przypuszczenie, że w interglacjale Ohe jodła nie rosła na tym obszarze, gdy tymczasem inne diagramy z tego okresu (Ober-Ohe i Munster) wyraźnie dowodzą, że drzewo to wówczas występowało i to w dość znacznych procentach.

Uderzające podobieństwo diagramów z Neu-Ohe i Brzozowicy opiera się przede wszystkim na przebiegu krzywych leszczyny. W obu diagramach pyłek tego krzewu osiąga swoje maksimum w dolnej części diagramów nieco wyższe (22<sup>0</sup>/o) w Neu-Ohe, aniżeli w Brzozowicy. Także pyłek dębu (Neu-Ohe 8<sup>0</sup>/o, Brzozowica 2<sup>0</sup>/o) i grabu (Neu-Ohe 10<sup>0</sup>/o, Brzozowica 5<sup>0</sup>/o) występują nieco obficie w Neu-Ohe aniżeli w Brzozowicy, jakkolwiek przebieg krzywych obu drzew jest w diagramach podobny. Z przedstawionego porównania diagramów pyłkowych z Brzozowicy i z Neu-Ohe wynika, że reprezentują one zapewne rozwój roślinności z tego samego okresu.

Jest rzeczą interesującą, że tak różnej miąższości osady w Neu-Ohe 11,1 m ziemi okrzemkowej, a w Brzozowicy 80 cm torfu leśnego — obejmują ten sam okres czasu. Przyczyną tych różnic są odmienne szybkości w narastaniu sedymentów. Ziemia okrzemkowa jako osad lekki i porowaty, o wysokiej zdolności chłonnej (Kamieński 1953), narasta niewspółmiernie szybciej aniżeli torf leśny, który w Brzozowicy został nadto silnie sprasowany. Diagram pyłkowy z Neu-Ohe jest przeto bardzo rozciągniętym obrazem rozwoju roślinności w stosunku do tego, co reprezentuje diagram z Brzozowicy. Ten ostatni jest nie tylko ściśniony, lecz także w dużej mierze zubożały w składniki florystyczne, co pozostaje w związku z położeniem geograficznym Brzozowicy. Można by przytoczyć i inne przykłady podobnych różnic w miąższości osadów, obejmujących tak samo długi okres rozwoju roślinności, np. w Węgorzewie 50-metrowy pokład osadu jeziornego obejmuje czasowo ten sam okres optimum interglacjału mazowieckiego, który w Nowinach Żukowskich zawarty jest w niecałych dwu metrach torfu (Dyakońska 1952).

Interstadiał równowiekowy z naszym znany jest również z europejskiej części Związku Radzieckiego<sup>4</sup>. Czebotariewa (1953) podała kilka diagramów pyłkowych tego okresu oddzielającego początkowe stadium zlodowacenia dniewrowskiego (= *Varsovien I*) od stadium moskiewskiego (= stadium Warty). Porównanie z diagramem będzińskim diagramu osadów z trasy rzeki Kaspli, płynącej jako Suraża na zachód od Moskwy (por. ryc. 6), wykazuje daleko idące ich podobieństwo. Osady zawarte tam pomiędzy moreną stadium dniewrowskiego a moreną stadium moskiew-

<sup>4</sup> Upżejmości prof. W. P. Griczuka zawdzięczam pracę omawiającą ten interstadiał, za co składam mu najserdeczniejsze podziękowanie.

skiego posiadają diagram pyłkowy (Suraż ryc. 7) uderzająco podobny do naszego nawet w charakterystycznym przebiegu dwuwierzchołkowej krzywej świerka. Podobny jest również przebieg krzywej leszczyny (*Corylus*), z tą tylko różnicą, że w diagramie z Suraża ilości pyłku tego gatunku osiągają nieco niższe wartości (8%). Drzewa o większych wymaganiach klimatycznych (składniki *Quercetum mixtum* i *Carpinus*) są w interstadiu z Suraża jeszcze słabiej reprezentowane aniżeli w Brzozowicy. W wyższych natomiast procentach występuje tam pyłek *Chenopodiaceae* i *Artemisia*. Wymienione różnice świadczą o chłodniejszym i bardziej kontynentalnym klimacie pod Moskwą aniżeli na Wyżynie Śląskiej w czasie omawianego interstadiału.

Z przedstawionych porównań wynika, że interstadiał będziński był okresem dość długim o klimacie chłodno-umiarkowanym. Na zachodzie Europy okres ten był cieplejszy i zapewne dość wilgotny, u nas był już chłodniejszy, zaś w Europie północno-wschodniej był jeszcze bardziej chłodny i kontynentalny.

Instytut Botaniki PAN

Pracownia Geomorfologii i Hydrografii

Instytutu Geografii PAN

w Krakowie

## SUMMARY

### The geological characteristics of the profile <sup>1</sup>

Pleistocene strata exposed in the open-pit "Brzozowica" near Będzin, Upper Silesia, were examined in detail while mapping the Basin of Dąbrowa Górnicza during the years 1955/56. These, deposits fill a 40m, deep pre-Quaternary trough of the Czarna Przemsza river.

(1) On the rock-floor bed of the old channel, excavated in Carboniferous sandstones and shales, rests a sheet of coarse, wellrounded gravel, 2—3 m thick. The gravel is local in origin and does not contain any erratic boulders. These facts suggest that the gravels probably were deposited at the end of Pliocene. Near the top of the layer, the gravel is partly eroded and frost-shattered.

(2) During the anaglacial phase of the Cracovian glacial age (Mindel) a series of river sands and gravels, 10,7 m. thick, came into existence. In the sands were found cryogenic structures and lenses of clay including a typical Dryas flora.

<sup>1</sup> by S. Gilewska.

<sup>2</sup> The numbers in brackets refer to encircled numbers on figure 2 of this paper.



(3) Beyond the sands a sheet (1,6 m. thick) of gravel mixed with limestone appears in many places — debris, washed away from solifluction scree.

(4) On the gravel lies a glaciofluvial drift, 4,7 m. thick. It consists of angular, irregularly bedded sands and gravel including a few erratics.

(5) Fluvioglacial sands are overlain by brown varved clay (2,5 m. thick).

(6) The expanding Mindel inland ice overrode and greatly deformed the underlying brown varves. The wasting glacier left a greyish-brown, sandy clay. Its thickness reaches 2—8 m. The clay is rich in local materials and contains 40 per cent of limestones and dolomites.

(7) During a short recession, which may be regarded as a Mindel Interstadial or an oscillation of the margin of the glacier, glaciofluvial sand and gravels came into existence.

(8) Grey varved silt and clay some, 8—10 m thick, indicate to a minor expansion of the glacier; it may be an oscillation or a Mindel Stage.

(9) During the Masovian Interglacial (Mindel—Riss) strong erosion took place, which produced an irregular erosive surface, locally covered with sandy ferruginous muds, 1 m thick.

No deposits belonging to the Middle Polish Glaciation (Riss) occur in the section described. Sediments dating from that period were found only on the slopes of elevations surrounding the Basin of Dąbrowa. There are „high“ sands which in the vicinity of Będzin reach 270—280 m above sea-level and 10—20 m above the stream level. A small patch of moraine clay covers these sands in Gródków (5 km north-west of Będzin). This moraine has long been recognized by J. Lewiński (1914) and S. Doktorowicz-Hrebniński (1937) and described as drift, belonging to the Middle Polish Glacial age (Riss).

During the retreat of the glacier and in the Riss — Warta interval, running water washed the central part of the basin clean of the „high“ sands, and cut therein a broad valley with blind creeks on its floor. Their bottom reaches 250—261 m. above sea level. These blind creeks have been filled first with sand (10a) and then with black forest peat (10b). Its maximum thickness reaches 0,8 m. The age of the peat is attested by geological and morphological evidence alike. This peat is younger than the Riss Glacial age because it is lying on the bottom of a valley excavated in „high“ sands, which date from the Riss Glaciation, but it is older than the deep valley (lying beneath the peat), which belongs to the Eem Interglacial. The peat is overlain by silt (11), sands and gravel (12) older than the interglacial deepening. Sand and gravels overlying the peat are therefore thought of as having been laid down between the Riss Glacial age, and the deep interglacial erosion of the bed rock. Thus these deposits



date from the Warta Stage. As judged from its stratigraphical position the forest peat was built up during the period which intervened between the Riss Glaciation and the Warta Stage.

An opinion as to the interstadial nature of this peat has been reached by Stuchlik on a basis of the detailed macro- and microscopic analysis of plant fossils collected from this peat.

Because deposits containing flora, formed during the mentioned period, were first recognized in Poland in the open-pit "Brzozowica" near Będzin, this interval has been named the Będzin Interstadial.

This interstadial is characterized by two phases: in the first phase a deep valley was formed, in the second — sand and peat were accumulated. The depth of erosion reaching 19 m, points to a period of long duration.

(11) (12) Peat is overlain by silt and sand with gravel which date from the Warta Stage. They were left as a widespread middle terrace (reaching a height of 4—6 m. above the present valley floor) when the river eroded them, and the underlying grey varved clay during the Eem Interglacial. At that time, a trough more than 17 m. deep below the level of the middle terrace, came into existence.

This valley has almost been quite filled with river (13a, 13b) and slope deposits during the last glacial age (Würm). Their thickness reaches 8,5—12 m. On the western side of the fossil slope, silt (13c) of deluvial and solifluxion origin together with tundra flora, forms a sloping sheet, 2,5—3 m. thick. This silt passes downslope into river sands. At their top periglacial soil structures were found, which pass into cryoturbations, occurring beneath the surface of the middle terrace. Periglacial phenomena have been covered by river sands (13b) associated locally with wind — blown sand, wind etched stones and clay including tundra plants. The Czarna Przemsza river cut these valley sands into a lower terrace of a height of 0,8—1 m. above the present valley floor and 261 m. above sea level. The shallow post-glacial valley has been filled with Holocene deposits 2,5—3 m. thick, which consist of sand, loam and valley iron. These deposits build up the cover of the flood plain terrace (14).

The interstadial at Będzin in the light of paleobotanical evidence<sup>3</sup>

The succession of vegetation during the Będzin Interstadial was established as a result of pollen studies of the forest peat at Brzozowica. This vegetational succession consists of three phases:

I. Phase of the older sub - arctic forest

---

<sup>3</sup> by L. Stuchlik.

Pine — birch forests together with larch were dominant. On the floor of the Czarna Przemsza valley grew alders. An important role was played by *Cyperaceae*, *Gramineae* and *Artemisia*, *Polypodiaceae* reached their maximum here.

## II. Phase of the mixed forest with abundant conifers

The pollen of pine and birch soon diminished, to be followed successively by spruce and alder pollen. Alder forests with spruce and ferns became dominant. In addition there were limes (*Tilia*), oaks (*Quercus*), and elms (*Ulmus*) together with hazel (*Corylus*) and *Rhamnus*. Hornbeam (*Carpinus*) developed during the second stage of this phase. The climate became warmer than the earlier one, though it was still cool temperate, boreal climate. From the layer of peat, which was accumulated at that time, fossil remains of plants were collected containing: needles and pieces of spruce wood, a needle of juniper, a piece of alder wood, a fruit of *Sambucus* sp., *Carex* nuts and *Polytrichum juniperinum* moss.

## III. Phase of the younger sub - arctic forest

Pine pollen reappeared and became dominant. Other trees like spruce and alder were reduced to small numbers. The rapidly rising NAP curve records the approach of the limit of climatic forest.

The described three phases of vegetational succession represent a closed interstadial cycle, whose climatic optimum was both cooler and shorter than that of interglacials. Differences in the pollen diagrams belonging to the two younger interglacials known from a great number of sites in Poland are distinct. The differences between the Będzin Interstadial and the Mindel-Riss Interglacial arise from the facts, that the components of *Quercetum-mixtum* were less frequent, and that the fir — hornbeam phase was completely missing during the second stage of the Climatic Optimum. The Będzin Interstadial differs much more from the Eem Interglacial because of the low frequency of hazel pollen.

Our diagram clearly differs also from the Alleröd Interstadial, but it closely resembles the Aurignac Interstadial. The geological interpretations on the profile at Brzozowica, however, reveals that these two interstadials are not of the same date. Thus the Będzin interstadial is considered to be a new period, not yet identified in Poland on the basis of its content of fossil plants. This interstadial divides the Riss Glacial age into two stages — the Main Stage and the Warta Stage.

In 1952 Jurkiewiczowa suggested a two-fold division of the Riss Glacial age, but the profiles presented by her are correlated with the Eem Interglacial (Szafer 1953), and the overlying deposits are of solifluxion or fluvial origin (Krygowski 1952).

An interstadial of the same date as our is known in Northwestern

Germany, where it has been called the Chief Interstadial of the Saale Glaciation (Woldstedt 1954). Brelie (1955) suggested an interglacial there and termed it the Ohe-Interglacial. The pollen diagram of this interglacial, exposed at the locality of Neu-Ohe (fig. 7), is strikingly similar to our pollen diagram because of the run of the hazel curve. The *Quercetum mixtum* curve, and the alder curve are also similar. Depoits belonging to the Ohe Interglacial consist of a sheet of diatomaceous earth attaining a thickness of 11,1 m, while our analogical interstadial exposed at Brzozowica, consists of a layer of forest peat only 0,8 m thick. The loose and porous diatomaceous earth of great capacity (Kamieński, 1953) rises in thickness more rapidly than a compact forest peat. Other similar examples of differences between the thickness of sediments, dating from the same period are also known. For example at the locality of Węgorzewo, lacustrine deposits of a thickness of 50 m. are coeval with the climatic optimum belonging to the same Mindel-Riss Interglacial, like the one at Nowiny Żukowskie, which is represented by a much smaller peat-bed not wholly 2 m. thick (Dyakowska 1952).

The interstadial described is known also in the USSR. Its close similarity to our diagram from Brzozowica is expressed by the succession both of the spruce curve and the hazel curve. Components of the mixed oak forest (*Quercetum mixtum*) as well as *Carpinus* pollen are less frequent (Suraż, fig. 7).

The pre-Warta Interstadial is considered to be a climatically differentiated period. In Western Europe its climate was both warmer and moister, in Poland it was lightly cooler, and in North-Eastern Europe this interstadial has been distinguished by a climate far cooler and more continental.

#### LITERATURA

- Assman P., 1934, Zur Frage der Terrassenbildung an der oberen Oder, Der Oberschlesier.
- Behr J. i Tietze O., 1911, Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Provinz Posen), Jahrbuch 32 (1): 60—75.
- Brelie G. von der, 1955, Die pollenstratigraphische Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland. 2. Die Pollenstratigraphie in jüngeren Pleistozän, Eisz. u. Geg., 6: 25—38.
- Czajka W., 1931, Der schlesische Landrücken, I. Veröff. schles. Ges. Erdkunde, 11.
- Czebotariewa N. S., 1953, K woprosu o rasprostranienii lda w moskowskuj stadiju dneprowskogo olidienienija, Bjuilletien Komissji po izuczeniju czetwiertcznogo perioda, 17: 76—90.
- De Geer, Ebba Hult, Planetary Geochronology, Actes du V<sup>e</sup> Congres International de Chronometrie (Extrait): 455—481.
- Doktorowicz-Hrebniński S., 1931, Arkusz Grodziec — objaśnienie: 77—94, Warszawa.

- Dyakowska J., 1952, Roślinność plejstocenska w Nowinach Żukowskich, Biul. Państw. Inst. Geol. 67: 115—181.
- Erdtman G., 1943, An Introduction to Pollen Analysis, 239 pp. Chronica Botanica. Waltham Mass.
- Firbas F., 1934, Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation walddloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse, Planta 22: 109—145.
- Galon R., 1954, Zagadnienie ilości zlodowaceń czwartorzędowych w świetle eustatycznych oscylacji poziomu oceanów i wahań temperatury ich wód powierzchniowych, Czas. Geogr. 25 (3): 228—231.
- Galon R., 1956, The problem of the last glaciation in Poland, Polish Academy of Sciences, Przegląd Geograficzny 28: 75—82.
- Gisl R., 1928, Die letzte Interglazialzeit der Lüneburger Heide, pollenanalytisch betrachtet, Bot. Archiv. 21: 648—710.
- Griczuk W. P., 1955, Osnownyje momenty plejstocenowej istorii flory i rastitel'nosti russkoj rawniny i drevnije oliedenisienije Ewrazii, Trudy Komisii po izuczeniju czetwierticznogo perioda 12: 81—105.
- Halicki B., 1950, Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim, Acta Geol. Pol. 1: 106—142.
- Jahn A., 1950, Nowe dane o położeniu kry jurajskiej w Łukowie, Rocznik Pol. Tow. Geol. 12: 371—385.
- Jahn A., 1955, Dolina Kłodnicy i stratygrafia utworów plejstocenskich pod Gliwiciami (Górny Śląsk), Biul. Państw. Inst. Geol. 97: 311—327.
- Jahn A., 1956, Wyżyna Lubelska, 453 pp., Inst. Geogr. PAN „Prace Geogr.” 7, Warszawa PWN.
- Jahn A. i Piasecki H., 1952, Zjawiska peryglacialne na terasach Odry, Czas. Geogr. 21/22: 392—491.
- Jaroń B., 1933, Analiza pyłkowa interglacjalna z Żydowszczyzny koło Grodna, Rocznik Pol. Tow. Geol. 9: 147—183.
- Jurkiewiczowa I., 1952, Interglacjal Szczercowa i Dzbaneł Kościuszkowskich w świetle nowych danych geologicznych, Biul. Państw. Inst. Geol. 67: 183—230.
- Kamiński M., 1953, Problem ziemi okrzemkowej i jej surowców zastępczych w Polsce, Przegląd Geol. 6: 11—15 (259—263).
- Klimaszewski M., 1936, Zjazd dyluwialny w Poznaniu, 2—3 lutego 1936, Wiadomości Geograficzne 14: 48—52.
- Klimaszewski M., 1952, Zagadnienie plejstocenu południowej Polski, Biul. Państw. Inst. Geol. 65: 137—213.
- Krygowski B., 1952, Profil geologiczny stanowisk interglacialnych w Kaliszu, Biul. Państw. Inst. Geol. 68: 40—72.
- Lewiński J., 1914, Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy, Prace Tow. Nauk. Warsz. 3 (7): 1—85.
- Milthers V. i Milthers K., 1938, Rozmieszczenie niektórych ważnych skandynawskich narzutniaków na niżu polskim (Die Verteilung einiger wichtiger skandinavischer Leitgeschiebe in einem Teile Polens), Biul. Państw. Inst. Geol. 5: 1—27.
- Moskwitin A. I., 1946, Odincowskij interglacial i położenie Moskowskiego oliedenisienija sredi drugih oliedenisienii Ewropy, BMOIP, Otd. Geol. 21 (4).
- Olbricht K., 1927, Die Eiszeit in Schlesien mit besonderer Berücksichtigung vorgeschichtlicher Fragen, Mitteilungen der Schles. Altertumsvereins und der Arbeitsgemeinschaft für oberschlesien Ur- und Frühgeschichte, 2: 1—8.

- Piech K., 1932, Z badań nad dyluwium południowo-zachodniej części środkowej Polski. 2. Utwory międzylodowcowe w Szczercowie, woj. Łódzkie, Rocznik Pol. Tow. Geol. 8: 51—132.
- Pożaryski W., 1956, Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowo-polskich, Przegląd Geogr. 28 (2): 269—277.
- Quitzw W., 1914, Blatt Kattowitz und Birkenthal, Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen, Berlin.
- Raniecka-Bobrowska J., 1954, Analiza pyłkowa profilów czwartorzędowych Woli i Żoliborza w Warszawie, Biul. Państw. Inst. Geol. 69: 107—138.
- Rühle E., 1954, Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Garwolinie i Gończycach Biul. Państw. Inst. Geol. 69: 259—264.
- Rühle E., 1955, Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945—1953, Biul. Państw. Inst. Geol. 70: 13—49.
- Schwarzbach M., 1955, Das Klima der Vorzeit, Stuttgart 1950. Wyd. ros. Klimaty przeszłości: 96—111, Moskwa Izd. Inostr. Lit.
- Selle W., 1941, Beiträge zur Mikrostratigraphie und Paläontologie der nordwest-deutschen Interglaziale, Jb. Reichsst. f. Bodenforsch. 60: 197—231.
- Selle W., 1954, Die Vegetationsentwicklung des Interglazials von Ober-Ohe in der Lüneburger Heide, Abh. nat. Ver. 33 (3): 457—463.
- Sobolewska M., 1952, Interglacjał w Barkowicach Mokrych pod Sulejowem, Biul. Państw. Inst. Geol. 66: 245—259.
- Szafer W., 1946, Zarys historii rozwoju flory Holarktydy, Rocznik Pol. Tow. Geol. 16: 177—242.
- Szafer W., 1953, Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej, Rocznik Pol. Tow. Geol. 22 (1): 1—99.
- Środoń A., 1950, Rozwój roślinności pod Grodnem w czasie ostatniego interglacjału, Acta Geol. Pol. 1: 365—390.
- Środoń A., 1952, Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach, Biul. Państw. Inst. Geol. 67: 27—75.
- Środoń A. i Gołąbowa M., 1956, Interglacjałna flora z Bedna, Biul. Państw. Inst. Geol. 100: 7—44.
- Woldstedt P., 1947, Über die stratigraphische Stellung einiger wichtigen Interglazialbildungen, Deutsche Geol. Ges. Ztschr. 99: 96—122.
- Woldstedt P., 1950, Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 32—33, 90—97, Stuttgart.
- Woldstedt P., 1954a, Das Eiszeitalter, 574 pp. Stuttgart, Ferdinand Enke.
- Woldstedt P., 1954b, Saaleiszeit, Warthestadium und Weichseleiszeit in Nord-westdeutschland, Eisz. u. Geg. 4—5: 34—48.
- Woldstedt P., 1955, Die Gliederung des Pleistozäns in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten, Geol. Fören. Förhandl. 77 (4): 525—545.
- Woldstedt P., Rein U. und Selle W., 1951, Untersuchungen an nordwest-deutschen Interglazialen, Eisz. u. Geg. 1: 84—96.