

A. CZEKALSKA i B. KRYGOWSKI

PRZEWODNIK DO WYCIECZEK XXVIII ZJAZDU
POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
W R. 1955 W SZCZECINIE

(fig. 1—20 i tabele I, II)

Руководитель экскурсий XXVIII Съезда Польского
Геологического Общества в Щецине 1955 года

(фиг. 1—20 и табл. I, II)

*Guide des excursions de la XXVIII Réunion de la Société
Géologique de Pologne à Szczecin en 1955*

(fig. 1—20 et tableaux I, II)

CZĘŚĆ OGÓLNA

napisał B. KRYGOWSKI

Obszar będący przedmiotem rozważania na XXVIII Zjeździe Polskiego Towarzystwa Geologicznego w dniach 3—5 czerwca 1955 r. obejmuje północno-zachodnie rubieże Polski, tj. zachodnią część województwa szczecińskiego oraz północną województwa zielonogórskiego.

Z uwagi na konieczność objęcia szerszego tła mapka orientacyjna (fig. 1) uwzględnia dość rozległe obramowanie interesującego nas obszaru. Jest to obszar zawdzięczający swe ostateczne wymodelowanie twórczej i niszczącej pracy skandynawskich lądolodów i ich wód, zwłaszcza zaś lądolodu ostatecznego zlodowacenia, tj. bałtyckiego.

Mapka w sposób wyraźny uwidacznia, iż w rejonie dolnej Odry główny ciąg pomorskiej moreny czołowej układa się w wielki amfiteatr tworzący wokół Zalewu Szczecińskiego obramowanie osłaniające go od SW, W i SE. Ta imponująca wałowa forma jest dziełem lobu odrzańskiego, którego powstanie — podobnie jak to miało miejsce w basenie dolnej Wisły — było niewątpliwie uwarunkowane istnieniem w obszarze dolnej Odry wydatnej zakleszczości, w którą masa lodowa szybciej się wtaczała i dłużej pozostawała niż na sąsiednich wyżej leżących terenach. Także w czasie zaniku lobu odrzańskiego recesyjne moreny czołowe fazy środkowo- i północno-pomorskiej (fig. 2) ciągle jeszcze zakreślają wyraźny łuk

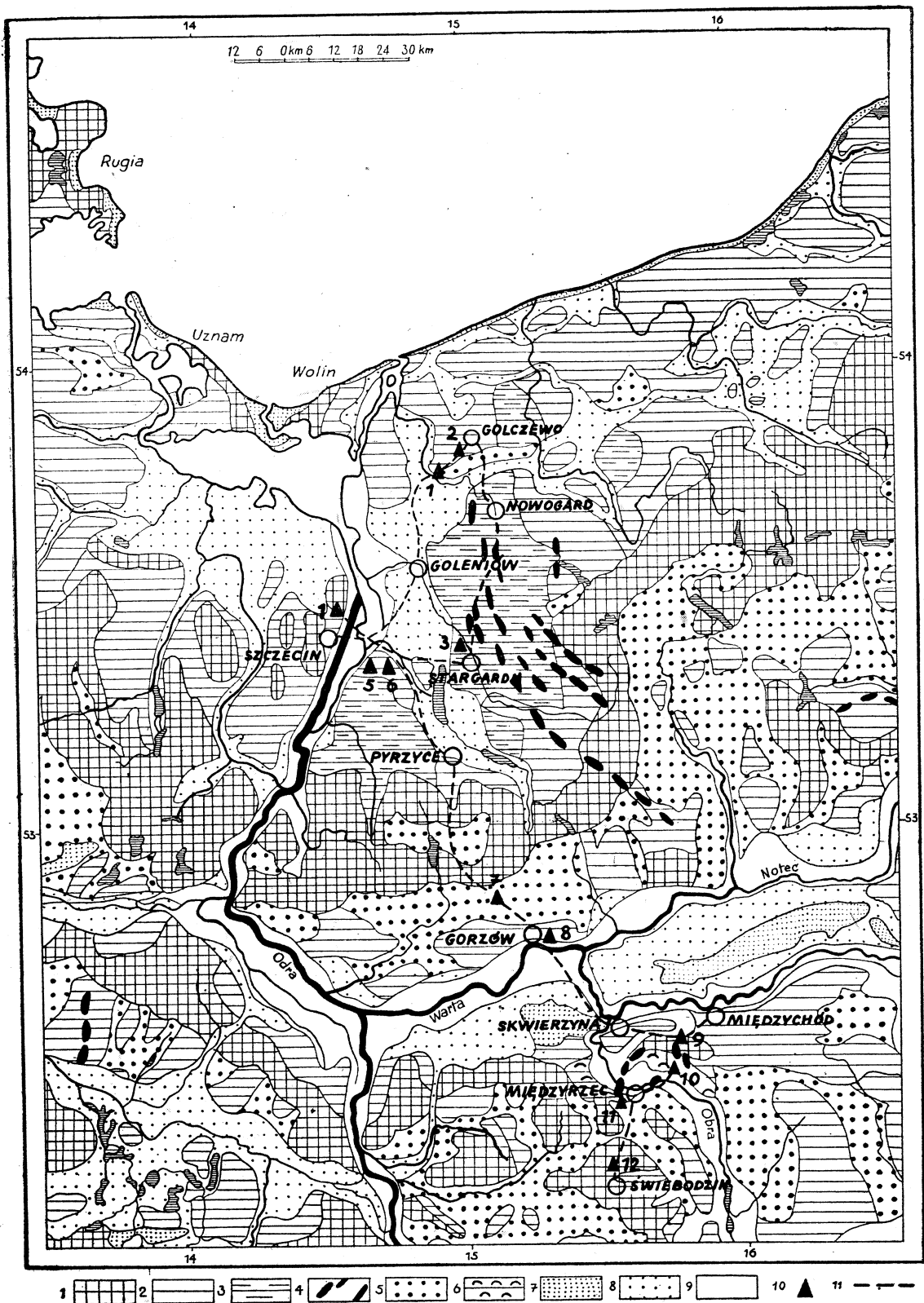


Fig. 1. Mapka geomorfologiczna basenu dolnej Odry oraz jego obramowania, według Woldstedta, Keilhacka, Rühlego i in.: 1 — pagórki moreny czołowej; 2 — morena denna; 3 — krajobraz drumlinowy; 4 — ozy; 5 — zandry; 6 — krajobraz kemowy; 7 — obszary wydmowe; 8 — terasy; 9 — terasa denna; 10 — odsłonięcia, punkty widokowe numerowane; 11 — trasa wycieczkowa (Uwaga: Na N od Szczecina ma być zaznaczony punkt widokowy nr 4 zamiast nr 1)

amfiteatralny, potwierdzając fakt dłuższego trwania łądolodu w obniżeniu szczecińskim niż na wyższych sąsiednich garbach, tj. pomorskim i meklemberskim.

Z faktu silnego sfalowania powierzchni podplejstoczeńskiej, której deniwelacje nawet na małej przestrzeni osiągają do 100 i więcej metrów (jak np. w okolicy Szczecina, Gorzowa, na ziemi lubuskiej) wynika, iż sfalowanie to jest dziełem nie tylko glacitektoniki, jak niektórzy utrzymują, lecz tektoniki właściwej oraz w dużym stopniu zapewne erozji. Raptowne urywanie się powierzchni trzeciorzędowej i pojawienie się jej bezpośrednio obok kilkadziesiąt metrów niżej, jak to wielokrotnie stwierdzono przy robotach górniczych, np. na ziemi lubuskiej oraz w rejonie

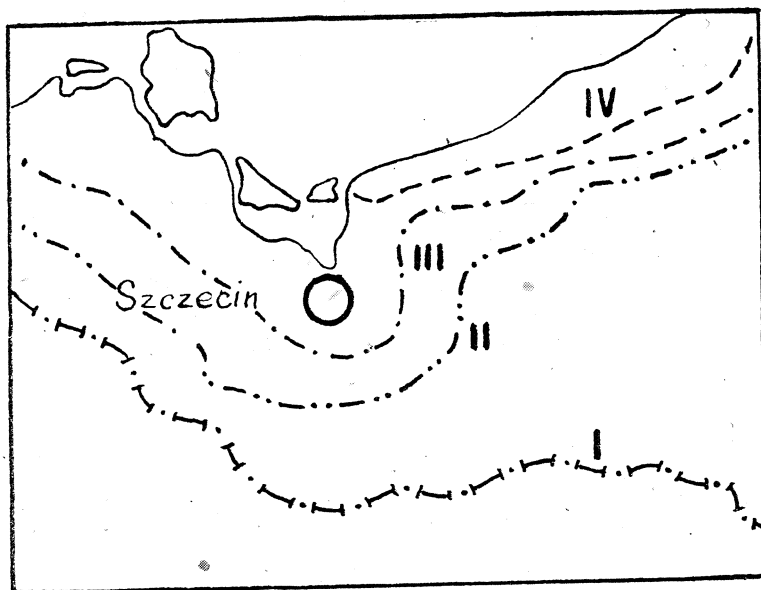


Fig. 2. Mapka przedstawiająca amfiteatralny układ moren czołowych w basenie dolnej Odry: I — stadią poznański (frankfurcki); II — faza S-pomorska stadiału pomorskiego; III — faza śr.-pomorska stadiału pomorskiego; IV — faza N-pomorska stadiału pomorskiego

Szczecina, najwymowniej wskazują na uskokowy charakter owych nierówności.

Prawie nic nie wiemy o podplejstoczeńskiej powierzchni z okresu przed nasunięciem łądolodu krakowskiego i środkowopolskiego.

Ze zgodnego ułożenia utworów starszych zlodowaceń na miocenie lub pliocenie wnosi się o stosunkowo wyrównanej ówczesnej powierzchni, co byłoby jednoznaczne z tym, że utwory trzeciorzędowe zalegały wówczas w pierwotnym horyzontalnym, tektonicznie niewzruszonym ułożeniu. Należy dodać, iż dokumentacja tego poglądu budzi jeszcze poważne zastrzeżenia.

Dość wyraźna natomiast niezgodność utworów zlodowacenia bałtyckiego z podłożem, czego pięknych przykładów mnóstwo na ziemi lubuskiej i pomorskiej wskazuje, iż zdyslokowanie podłoża jest zupełnie młode i najprawdopodobniej miało miejsce w ostatnim interglacjale, a nawet

częściowo później. Wyorywanie przez lądolód potężnych kier jurajskich, kredowych, trzeciorzędowych oraz starszego czwartorzędu i transportowanie ich na znaczną odległość było możliwe, jak przyjmuje między innymi Linstow, tylko w przypadku istnienia w powierzchni egzarowanej przez lądolód znacznych nierówności. W takim bowiem przypadku lądolód miał punkt zaczepu, natrafiał na opór. Być może, iż rejon zachodniego Pomorza, a także ziemi lubuskiej reprezentował w chwili wtaczania się nań lądolodu bałtyckiego taki właśnie uskokowy krajobraz z mnóstwem zrębów i rowów. Duża ilość w tym rejonie potężnych kier trzeciorzędowych oraz kredowych przemawiałaby za tym.

Z powyższych rozważań wynika, iż powierzchnia podłoża ostatniego zlodowacenia była wybitnie nierówna, przy czym prócz występowania w niej drobnych form wklęsłych i wypukłych widzimy cały szereg form wielkich, jak zaklesłość dolno-odrzańska (szczecińska), wał pomorski, kotlina gorzowska, wyniosłość lubuska, obniżenie odrzańskie — formy o kierunkach wyraźnie tektonicznych takich jak sudecki, Gór Kruszcowych, garbu kujawsko-pomorskiego i innych.

W trakcie wtaczania się na omawiany teren ostatniego lądolodu formy te niewątpliwie wywierają wpływ na jego poruszanie się, a więc i jego akumulację. Zatrzymują go większe przeszkody, które lądolód miażdży, zaburza glacitektonicznie, sypie na nie potężne wały moreny czołowej. Niech za przykład posłuży morena szczecińska, lubuska i inne, będące efektem zarówno zaburzeń glacitektonicznych jak i potężnej akumulacji.

W miejscach obniżeń gromadzą się u czoła lądolodu utwory zastoisowe nieraz znacznych miąższości, jak to potwierdza między innymi kotlina gorzowska.

Istnieje wyraźny związek ukształtowania powierzchni dzisiejszej z powierzchniami starszego podłoża. Tam, gdzie były wielkie obniżenia czy wyniosłości przed najazdem ostatniego lądolodu, tam i dzisiaj obserwujemy zaklesłości i wyniesienia, lądolód bowiem nie zdołał całkowicie zatrzeć starej rzeźby, on ją tylko przeobraził, najczęściej łagodząc ją. W szczególności jednak działalność lądolodu i jego wód nadaje piętno dzisiejszemu krajobrazowi. Tysiące drobnych form, jak drumliny w rejonie Stargardu czy pagórki kemowe w okolicy Pszczewa, setki wspaniałych rowów rynnowych, dalej płaszczyny denno-morenowe oraz zwały pagórków moreny czołowej o zupełnie świeżej sylwetce to rodzaj drobnej koronki, która zdobiąc powierzchnię wielkich form przesłoniła je.

W świetle wyżej przedstawionych tylko niektórych danych wysuwa się kilka podstawowych dla czwartorzędu zagadnień, które w czasie wyćwieczki będzie można oświetlić przynajmniej w drobnej mierze.

Są to następujące zagadnienia:

- 1) Powierzchnia plejstocénskiego podłoża.
- 2) Związek plejstocenu z podłożem.
- 3) Stratygrafia plejstocenu.
- 4) Świeżość krajobrazu polodowcowego.

DRUGI DZIEŃ — WYCIECZKA NA JURĘ GÓRNĄ

napisała A. CZEKALSKA

Streszczenie. Przewodnik podaje we wstępie krótką charakterystykę położenia geograficznego terenu wycieczki oraz charakterystykę jednostek geologicznych stanowiących jego ramy. W części szczegółowej podano profil stratygraficzno-litologiczny jury górnej odsłoniętej na terenie wycieczki od oksfordu górnego do portlandu włącznie. Stratygraficzny podział oparto na występowaniu amonitów. Dla kolejnych punktów obserwacji podano opisy litologiczne i najważniejsze formy makrofauny. Charakterystykę tektoniczną wyprowadzono z obserwacji zmian facjalnych w profilu litologicznym oraz z pomiarów dokonanych na formach fałdowych i uskokowych.

Szlak wycieczki biegnie przez obszar bliski południowym brzegom Bałtyku, położony na wschód od Zalewu Szczecińskiego. W podziale administracyjnym należy on do powiatu Kamień Pomorski. Odkrywki jury górnej występują w niewielkiej odległości od szosy pomiędzy miejscowościami Moracz i Golczewo; związane są z miejscami eksploatacji wapieni dla przemysłu wapiennego.

Szersze ramy podłoża tego terenu stanowią obszary różniące się zarówno typem i wiekiem skał, jak i stylem budowy tektonicznej.

Ku północy, na północnych wybrzeżach Bałtyku i na wyspie Bornholm, ukazuje się prekambryjski. Przypuszczalnie buduje on również spąg wypiętrzenia Łeby na wschód od terenu wycieczki.

Ku południowi rozciąga się wielki obszar sedymentacyjny kredy górnej z osią synkliny biegnącą od Szczecina na Gniezno.

Po przekątnej wkracza w te ramy od południowego wschodu antyklinalne wypiętrzenie wału kujawsko-pomorskiego, wyznaczane dawniej jako oś wyżu grawimetrycznego pod nazwą „oś Czaplinka“ („Tempelburger Achse“ Closs H. u. Zweiger R. (1940)).

Odkrywki zwiedzane przez wycieczkę leżą na południowo-zachodnim skrzydle tego wału, w pobliżu jego osi biegnącej na Kamień Pomorski i wyspę Wolin (fig. 3.):

Teren więc można ująć jako położony na obrzeżeniu sztywnej płyty i w strefie granicznej krain fałdowych.

Jako południowe obrzeże płyty skandynawskiej był on swoistym obszarem sedymentacyjnym. W wyniku odkształceń szerokopromiennych mają tu ku północy przewagę struktury blokowe, a w południowych partiach brzeżnych ugięcia, stwarzające dogodne drogi dla licznych ingresji morza (od cechsztynu po oligocen).

Wskutek takiego położenia marginalnego — w obszarze zanurzającego się lub podnoszonego szelfu — mamy tu w osadach przewagę facji brzeżnych, zawierających w formie skamieniałości wyjątkowe bogactwo fauny, uczulonej na zmiany głębokościowe.

Teren wycieczki leży równocześnie na pograniczu strefy labilnej — podatnej dla ruchów zapadliskowych i wypiętrzeń wąskopromiennych, fałdowych — strefy biegnącej przez Europę środkową.

Dlatego występuje tu swoista budowa tektoniczna, którą znamionować będzie skojarzenie form fałdowych, przychodzących z bardziej plastycz-

nych stref południowych, z formami blokowymi sztywnego podłoża, ujawnionymi na północnych wybrzeżach Bałtyku.

Formą tektoniczną dominującą na terenie wycieczki będą struktury fałdowe rozbite na bloki.

Podniesione bloki tektoniczne pod wpływem procesów wietrzenia poprzedzających zlodowacenie wytworzyć musiały strome lub prawie pionowe ściany krawędzi erozyjnych, czyli kuest.

Ściany te, jako leżące na peryferii dźwigającego się wyżu skandynawskiego, zwrócone były ku północy, gdy natomiast powierzchnie bloków zapadały lekko ku południowi.

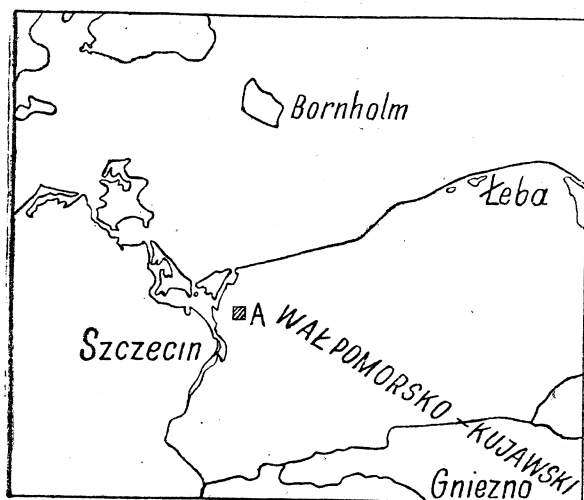


Fig. 3. Mapka z zaznaczeniem obszaru odsłoneń jury górnej (A)

Masy lodu idące z północy napotkawszy taką krawędź zatrzymywały się w swej części dolnej i narastały ku górze.

Powstawała w ten sposób siła ciśnienia, praca w górę w kierunku bliskim do pionowego. Mogła ona wykorzystywać fugi sedymentacyjne materiału skalnego krawędzi lub warstwy skalne o słabej odporności i działając jak lewar oddzierała znaczne partie skał, czyli kry.

Objęte one zostały lodowcem i jego ruchem, a następnie zagrzebane wśród osadów plejstocenu.

W obszarze pomorskim występują wyjątkowo liczne kry zarówno młodych utworów trzeciorzędu, jak kredy i jury.

Występowanie wszystkich kier jury górnej (Wrzosowo, Trzebieszewo, Bardy) zanotowane było na północ od Czarnogłów. Wskazuje to na preegzystencję krawędzi erozyjnej jeszcze dalej ku północy.

Na terenie wycieczki kier nie spotykamy.

Odkrywki — kamieniołomy, założone w jurze górnej leżącej „in situ” (Keilhack, M. Schmidt, 1905), dają możliwość poznania zarówno jej charakteru tektonicznego, jak i stratygrafii.

Piętra oksford, kimeryd i portland odsłaniają zróżnicowany profil litologiczny i bogate są w zmieniające się zespoły fauny odbijającej zmiany środowiska morskiego.

Odmienność regionalna jury pomorskiej polega na przynależności występujących tu zespołów faunistycznych bentosu do prowincji północno-zachodnio-europejskiej, co różni ten obszar od innych jurajskich obszarów Polski. Fauna amonitowa ma tu charakter swoisty, który odbija

zmienne wpływy otwartych połączeń morskich i prądów idących początkowo z zachodu, potem ze wschodu.

Odrębność polega również na wyraźnym odbiciu się w litologicznym i biostratygraficznym profilu jury z Czarnogłów i Świętoszewa oscylacji linii brzegowej oraz ruchów pionowych, które powtórzyły się tu trzykrotnie.

W opracowaniu moim znajduje się obecnie kilka rodzajów fauny bentonicznej (*Ostreidae*), których doskonale zachowanie i bardzo liczne występowanie pozwoli na sprecyzowanie ich wartości jako skamieniałości przewodnich.

Schematy stratygraficzne dla paralelizacji jury górnej z różnych geograficznie obszarów podają przede wszystkim formy amonitowe.

Załączona tabela I wskazuje na odrębność w tym względzie Europy północno-zachodniej od Europy środkowej, do której zaliczana jest jura Polski (obszar krakowski, częstochowski i świętokrzyski).

Tabela I

PORÓWNAWCZA TABELA STRATYGRAFICZNA DLA JURY GÓRNEJ

według L. Wegele 1929 (uproszczona), S. Bubnoff 1935

Jura pozaalpejska Francja, Szwajcaria piętra	Polska środkowa poziomy	Niemcy	Europa północno-zachodnia Anglia, półn. Francja, półn. zach. Niemcy
Virgulien	<i>Oppelia tenuilobata</i>	δ	g. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>
Ptérocérien (Bubnoff) (Ptérocien Wegele)		γ	kimeridge śr. <i>Aulacostephanus yo</i> <i>Rasenia mutabilis</i> d. <i>Rasenia cymodoce</i> <i>Pictonia Baylei</i>
Séquanien (Astartien)	<i>Peltoceras bimammatum</i>	γ/β β	
Rauracien	<i>Peltoceras transversarium</i>	α	oxford g. <i>Ringsteadia anglica</i>

W osadach jury górnej Czarnogłów zebrałam i oznaczyłam pełne następstwo fauny amonitowej, ustalonej przez Salfelda w r. 1914 (10), powtórzonej przez Bubnoffa w r. 1935 (4) i Wegelego w r. 1929 (16).

Żaden z badaczy poprzednich — Schmidt, 1905 (14), Dohm, 1925 (7), Richter, 1931 (12) — nie uzyskał na terenie Pomorza tak pełnej zgodności z ustalonym schematem stratygraficznym.

Przedstawiony profil (tabela II) uzupełnia dotychczasową lukę poziomem δ/γ z *Aulacostephanus yo d'Orbigny* oraz ustala występowanie dla Pomorza rodzaju *Ringsteadia* — wbrew opinii *Dohma, 1925 (7)* — tylko w oksfordzie najwyższym (β).

Tabela II

OZNACZENIE STRATYGRAFICZNE JURY GÓRNEJ POMORZA NA PODSTAWIE WYSTĘPOWANIA AMONITÓW PRZEWODNICH

Niemcy	Europa północno-zachodnia Anglia, półn. Francja, półn. zach. Niemcy piętra poziomy	Pomorze — Czarnogłowy A. Czekańska 1955
δ	g. <i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i>	<i>Aulacostephanus pseudomutabilis</i> de Loriol
δ/γ	śr. <i>Aulacostephanus yo</i>	<i>Aulacostephanus yo</i> d'Orb.
γ γ/β	d. <i>Rasenia mutabilis</i> <i>Rasenia cymodoce</i> <i>Pictonia baylei</i>	<i>Rasenia vallata</i> Schneid. <i>Rasenia trimera</i> Schneid. <i>Rasenia munda</i> Schneid. <i>Pictonia baylei</i> Salf.
β	oxford g. <i>Ringsteadia anglica</i>	<i>Ringsteadia marstonensis</i> Salf.

Wycieczka zapoznaje się z trzema odsłonięciami jury górnej w miejscowościach Czarnogłowy, Świętoszewo, Kłęby.

CZARNOGŁOWY

(Oksford górny, najwyższy. Kimeryd dolny. Kimeryd środkowy. Kimeryd górny).

Odkrywka w utworach jury górnej leży na południowy wschód od osady. Wydłużona jest z WNW ku ESE, ograniczona od południa hałądą i rzeką Wołczenicą. Odkrywkę stanowi wielki kamieniołom odsłaniający powierzchnię około 0,36 km² (1,2 km × 0,3 km).

Historia powstania i rozszerzania kamieniołomu wykazuje: a) że teren ten przed eksploatacją nie zaznaczał się w morfologii, b) że występowanie wapieni bliskie powierzchni znane było od dawna.

Obecny kamieniołom założono w r. 1903 dla zakładów wapiennych. Po zbadaniu terenu wykopami wybrano obszar płytkiego położenia skał o największym procencie CaCO₃. Roboty górnicze posuwały się za ławicami wapiennymi w dwu kierunkach: ku południowemu wschodowi i ku zachodowi. Nierówności w dnie kamieniołomu, które pozostały po dawnych poziomach roboczych, podkreślają rysy budowy tektonicznej eksploatowanego obszaru.

Warunki geologiczne występowania jury górnej

Warstwy jurajskie są ścięte i pokryte piaszczystymi osadami plejstocenu, które najwyraźniej ukazują się ponad wschodnią częścią kamieniołomu. Grubość okrywy plejstoceniowej jest nierównomierna — od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. W wielu miejscach budowę okrywy całkowicie zacierają szeroko rozłożone hałdy.

B. D o h m (1925) podaje, że w południowo-wschodnim narożu ówczesnego kamieniołomu w spągu piasków występował płat gliny lodowcowej o barwie ciemno-niebiesko-szarej, pokrywający zgodnie margliste warstwy jurajskie o barwie bardzo zbliżonej do barwy nadległych glin. Natomiast ponad ścianą południową kamieniołomu gliny lodowcowe zastępowała warstwa „bruku“ bez krzemieni, z dużym udziałem materiału miejscowego i z gniazdami białego piasku.

W r. 1923 przeprowadzono wiercenie udarowe w dniu najniższego tarasu roboczego, tj. o 19 m niżej od powierzchni występowania jury (której strop dźwigał się najwyżej do poziomu około 28 m n. p. m.). Wiercenie to przebiło 31,5 m skał wapiennych z wkładkami ilastymi. Następnie poszło w głąb o 5,5 m w warstwach bezwapiennych. Na podstawie tego wiercenia B. D o h m (1925) podaje miąższość „utworów wapiennych“ w Czarnogłowach na około 50 m (czyli spąg jury wapiennej leży tu na poziomicy 22 m poniżej p. m.).

Tektonika odkrytego obszaru

Prace w kamieniołomie odsłoniły serie jurajskie bardzo szeroko i ujawniły rysy lokalnej, charakterystycznej tektoniki.

Warstwy wapienne wykazują na całej powierzchni bieg WNW — ESE. Wielokrotnie zmierzony w różnych odcinkach kamieniołomu utrzymuje się on w sektorze 290° — 312° . Warstwy zapadają ku SSW, wykazując zmiany upadu od 6° w części środkowej kamieniołomu do 12° w południowych jego narożach.

Charakterystycznym elementem budowy tektonicznej Czarnogłów jest prostopadle do biegu niewielkie wyniesienie (ondulacja) występujące w środkowej części odkrywki. Ono to powoduje ujawnianie się najniższych poziomów profilu stratygraficznego (o k s f o r d górny) u podstawy ściany północnej, tylko w części środkowej kamieniołomu, na osi wypiętrzenia, a zaleganie poziomów najmłodszych (k i m e r y d górny) w stropowych partiach odsłoniętego obszaru tylko w narożu południowo-wschodnim oraz w zasypnym obecnie narożu południowo-zachodnim. Naroże to dostępne było dla badań jeszcze w r. 1949. .

Drugim elementem budowy tektonicznej jury w Czarnogłowach jest podwójny system uskoków. Pierwszy z nich przebiega mniej więcej wzdłuż osi kamieniołomu i zgodnie z biegiem warstw. Uskok tego systemu o kierunku 114° (widoczny na ścianie wschodniej i w środku kamieniołomu na zboczu pozostawionego przez eksploatację wyniesienia) zrzuca skrzydło południowe o około 1,5 m, przez co podkreśla różnicę wiekowe warstw występujących na ścianie północnej i południowej. Drugi system uskoków przebiega skośnie do poprzedniego i rozłożony jest wachlarzowato z punktem zbierającym na południu, a rozwinięciem w stronie północnej. W systemie tym dominuje kierunek NNE — SSW. Na osi tego kierunku

w środkowej części kamieniołomu zaznacza się na obydwóch ścianach przeciwległych — północnej i południowej — rów tektoniczny załamujący zawór ondulacji poprzecznej. Uskok ograniczający rów od zachodu ma największy zrzut 6,5 m i widoczny jest o pół kilometra dalej ku południowi, poza rzeką, na ścianach zachodniego wykopu kamieniołomu Świętoszewo. Uskoki tego systemu o mniejszych zrzutach tracą na intensywności lub wygasają na uskoku podłużnym z poprzedniego systemu, występując wyraźnie tylko na ścianie północnej (fig. 4).

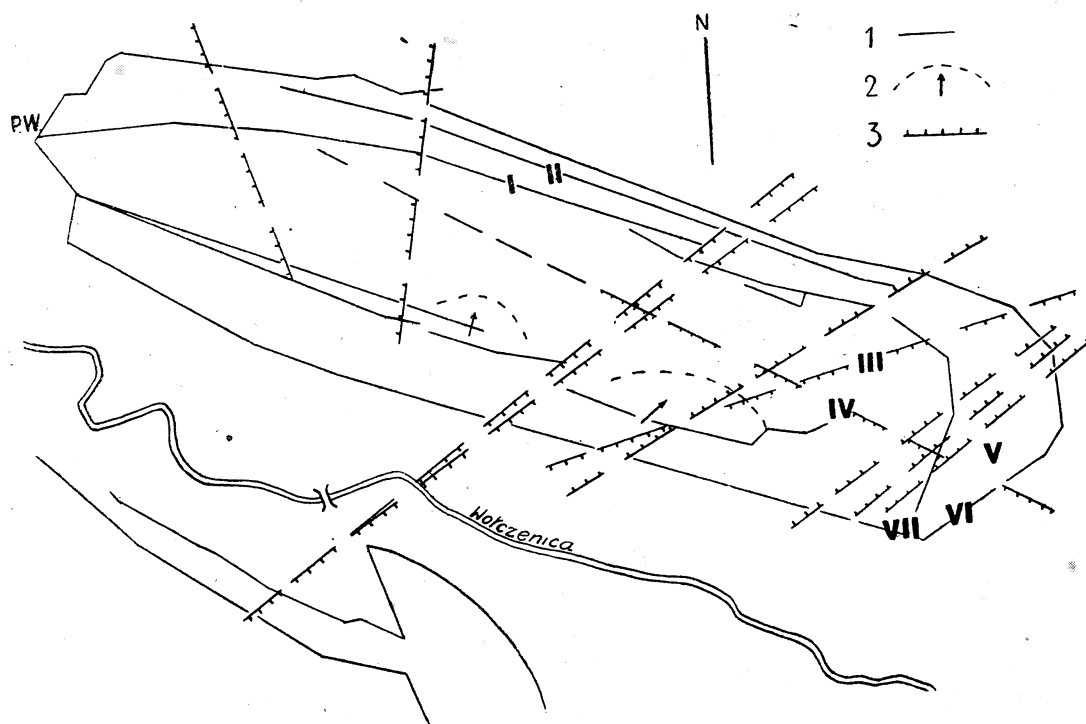


Fig. 4. Kamieniołom Czarnogłowy (na północ od rzeki Wolcznicy); kamieniołom Świętoszewo (na południe od rzeki Wolcznicy). Zdjęcie krokówką w skali 1:100 wykonane w roku 1950. 1 — krawędzie poziomów w kamieniołomie; 2 — wykopy robocze w r. 1954; 3 — uskoki; I—VII punkty obserwacji; P. W. — punkt widokowy przy zejściu do kamieniołomu

Trzecim elementem tektonicznym są liczne spękania biegnące od ścian północnej ku SSE oraz w kierunku prostopadłym NEE. Zaznaczają się one jako wyraźne szczeliny na ławicach wapiennych ścian północnej. Niektóre ze szczelin są rozszerzone, parucentymetrowe; w części górnej wypełniają je sypkie utwory namyte z powierzchni (zniszczone skały jury, piaski plejstocenu itp.).

Stratygrafia i litologia

Profil stratygraficzno-litologiczny otrzymano przez złożenie, po sparalizowaniu wiekowym, profili różnych odcinków ścian kamieniołomu. Daje to sumaryczną miąższość odsłoniętej jury około 40 m.

Pierwszy punkt obserwacyjny leży pod ścianą północną na tarasie dolnym, w osi ondulacji poprzecznej.

Widać tu spąg profilu, w którym występują najwyższe warstwy oksfordu górnego, odsłonięte do głębokości 4 m (fig. 5).

Osady są wapienno piaszczyste i posiadają domieszkę wodorotlenków żelaza, nadających im barwę brudną. W profilu występują naprzemianległe warstwy sypkie piaszczysto-oolitowe, z poziomem licznie występującej *Ostrea deltoidea* Sow., oraz twarde ławice muszlowo-oolitowe. Wiek oznaczono na podstawie znalezionej tu amonity *Ringstaedia marstonensis* Salf.

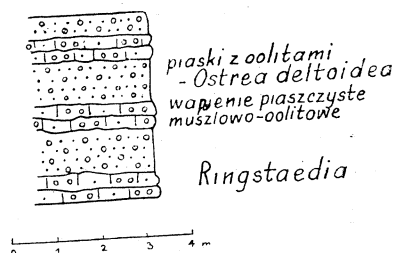


Fig. 5. Oksford górny najwyższy w kamieniołomie Czarnogłowy (I punkt obserwacji zaznaczony na fig. 4).

Drugi punkt obserwacyjny (lokalizacja ta sama, orientacja ku tarasowi wyższemu). Kimeryd dolny rozpoczynają leżące na wapieniu zoogenicznym oolity żółte i szare, przekątnie warstwowane; warstewki sypania nachylone są ku południowi. Oolity są słabo scementowane, silnie spękane i rozkruszają się przy wietrzeniu; tworzą ławice około 1 m grubości. Wśród oolitów występują cienkie wkładki wapieni, lokalnie przepełnione skorupkami *Zeilleria humeralis* Roemer. Skorupki często są puste wewnątrz i zawierają pięknie zachowany aparat brachialny.

M. Schmidt (1905) znaczy granice pięter oksfordu i kimerydu występowaniem *O. deltoidea* w oksfordzie, *Z. humeralis* w kimerydzie.

Miąższość całej serii oolitowej sięga 10 m (fig. 6).

Trzeci punkt obserwacyjny położony jest we wschodniej części kamieniołomu, u zbiegu tarasów dolnego i górnego.

Odsłonięta tu jest partia środkowa kimerydu dolnego, wykształcona jako drobnowarstwowane, jasne, szaroniebieskawe margle, rozsypujące się przy wietrzeniu w ostrokrawędzisty gruz. Margle te są łatwo dostępne dla obserwacji również w kilku innych punktach kamieniołomu. Miąższość ich wynosi około 9,5 m. W marglach występują liczne ośrodki małżów (np. *Pleuromya*), skorupki ostreidów (*Exogyra bruntrutana* Thurm), rynchonelle i terebratule, jeżowce (*Hemicidaris* i *Pseudodiadema*). Z warstw tych pochodzą amonity rodzaju *Pictonia* i *Rasenia* (fig. 7).

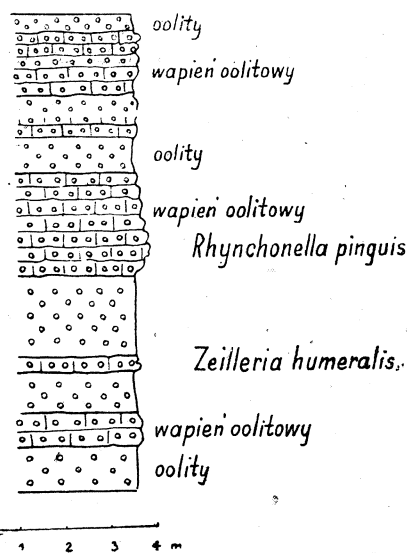


Fig. 6. Kimeryd dolny w kamieniołomie Czarnogłowy (II punkt obserwacji zaznaczony na fig. 4).

Czwarty punkt obserwacyjny (wschodnia część kamieniołomu i wkop pod ścianą południową). Podczas najmłodszego kimerydu dolnego osadziły się jasne wapienie stanowiące w kamieniołomie główne poziomy eksploatacyjne. W pionowych ścianach wapienie są pozornie jednorodne. Przedstawiają jednak zespół warstw o dużym zróżnicowaniu litologicznym i różnych typach fauny. W dolnych warstwach występuje *Nautilus giganteus* d'Orb., obok wielkiej ilości brachiopodów, małżów, wielkich ślimaków (*Nerinea*, *Natica*) itd.

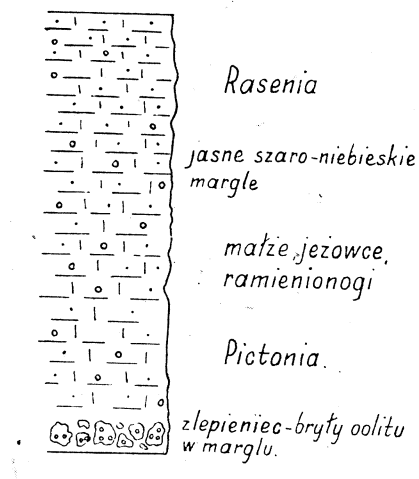


Fig. 7. Kimeryd dolny — partie środkowe — w kamieniołomie Czarnogłowy (III punkt obserwacji zaznaczony na fig. 4).

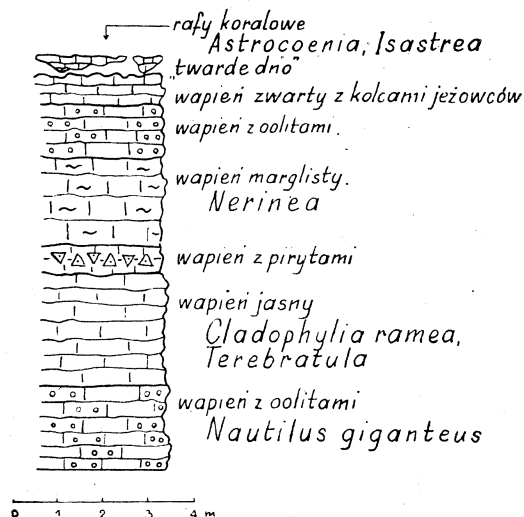


Fig. 8. Kimeryd dolny — partie najmłodsze — w kamieniołomie Czarnogłowy (IV punkt obserwacji zaznaczony na fig. 4).

W wyżej położonych warstwach M. Schmidt (1905) podaje występowanie koralowców. Dziś stosunkowo rzadkie, zapewne skupione były lokalnie jako rafa, która została już wyeksploatowana. Znalazłam jednak cytowaną przez Schmidta *Cladophyllia* cf. *ramea* Koby oraz korale pojedyncze.

Na ścianie wschodniej, mniej więcej w połowie miąższości serii wapiennej, wynoszącej tu około 9 m, zaznacza się warstwa wapieni druzgotowych z pirytem, nad nią jasne wapienie margliste, przepełnione nerineami. Wyżej znajdowałam kolce jeżowca *Pseudodiadema mamillanum* Roem. Pojedyncze kręgi i zęby gadów oraz kawałki drewna występują w rozproszeniu w całej serii wapiennej. Amonitów nie znalazłam (fig. 8).

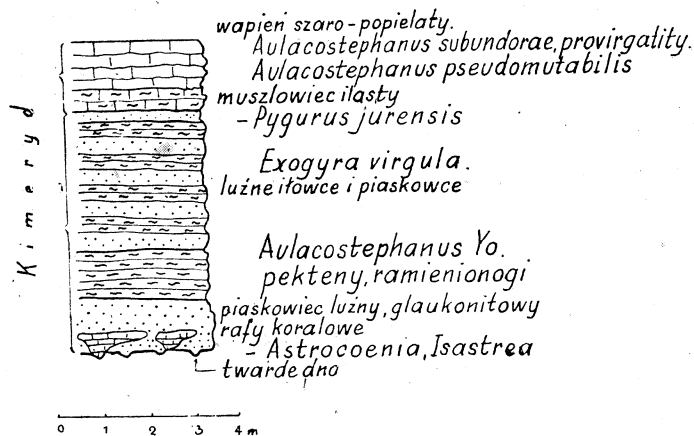
Piąty punkt obserwacyjny (na wschodniej ścianie kamieniołomu, na zrzuconym skrzydle uskoku podłużnego). Najmłodsze warstwy kimerydu dolnego wykształcone jako jasne wapienie tworzą „twarde dno” — hard ground — z licznymi śladami pełzania, grzebienia i wiercenia w postaci stożkowatych wgłębień. Występują tutaj kolonie koralowców *Astrocoenia*, *Cryptocoenia* i *Isastrea*, w kształcie nieregularnych tarcz lub stożków odwróconych o średnicy paru cm i zatartej częściowo przez przekryształizowanie budowie wewnętrznej kolonii.

Szósty punkt obserwacyjny (lokalizacja jak wyżej — ze względu na nawodnienie warstw stropowych leżących na „twardym dnie” — przed ścianą południową, która jest tu przedmiotem obserwacji). „Twarde dno” pokryte jest przez nowy zespół osadów, który wyróżnia się także swoistą fauną. Pomiędzy rafy koralowe i we wgłębienia w zwartych wapieniach „twardego dna”, wciśnięty jest luźny ciemny piaskowiec z dużą domieszką glaukonitu; zawiera on skamieniałości pektenów, o częściowo zachowanych skorupach i liczne, lecz źle zachowane amonity. Wyżej leży seria drobnych przewarstwień osadów piaszczystych i ilastych, z wielkimi pektenami w części dolnej. Liczna jest *Exogyra virgula* w części górnej.

Z jednej z dolnych warstewek ilastych wydobyłam *Aulacostephanus yo* (*Ammonites yo* d'Orbigny) w dwóch egzemplarzach, jeden z dobrze zachowaną, charakterystyczną linią przegrodową.

Według podziału H. Salfelda (1914) jury NW — europejskiej — jest to forma przewodnia dla kimerydu środkowego. Znalazienie tego amonita zmienia ostatni publikowany profil stratygraficzny Czarnogłów, podany przez K. Richtera (1931).

Fig. 9. Kimeryd środkowy i górny w kamieniołomie Czarnogłowy (VI punkt obserwacji zamieszczony na fig. 4).



Stropowe partie jury Czarnogłów należą do kimerydu górnego. W opisywanym profilu wchodzi w jego skład: 0,5 warstwa muszłowca zlepionego ilm, a nad nią wapienie jasne, szaro-popielate, z drobnymi żyłkami kalcytu (1 m). Z warstw tych pochodzi *Aulacostephanus subundorae* Pavlov, *A. pseudomutabilis* de Lor., oraz jeżowiec *Pygurus jurensis* Marcou (fig. 9).

Wpływy ruchów tektonicznych jurajskich (kimeryjskich młodszych) na wykształcenie facjalne osadów w Czarnogłowach

Cały zespół osadowy w Czarnogłowach wykazuje warunki sedymentacyjne morza ciepłego o oscylującej linii brzegów i o zmieniających się głębokościach. Analiza osadów pozwala na wydzielenie kilku kolejnych faz.

Faza pierwsza — warunki litoralne. Brzeg lądu leżał blisko Czarnogłów w oksfordzie i w początku kimerydu. Wskazuje

na to znaczny udział piasku w osadach, jego dość grube, nieobtoczone ziarno widoczne w szlifach, oolity powstające na ziarnach piasku oraz muszlowcowy charakter wapieni oksfordzkich.

Przekątne warstwowanie oolitowych zespołów najniższego kimerydu wskazuje na ich zsypanywanie od północy po pochyłości dna w partii brzeżnej.

Faza druga — pogłębienie morza o charakterze zapadliskowym. Zmiana warunków sedimentacji przebiegła dość gwałtownie. W spągowych częściach serii marglistej, która pokrywa oolity (odsłoniętych przez roboty jesienne w 1954 r.), zaznacza się warstwa zlepieńcowa. Tworzą ją bryły i otoczaki kruchych, szarych oolitów, niszczonych przez silną erozję, a sklejonych lepiszczem marglistym. Margle rozwijają się wyżej w całą serię.

Faza trzecia — warunki morza otwartego i stopniowe podnoszenie się dna. W osadach młodszego kimerydu dolnego zanika domieszka piaszczysta w osadach, a tworzą się skały wapienne. Poziomy koralowe w tej serii wskazują na morze otwarte z połączeniami ku południowi lub zachodowi.

Faza czwarta — „twardego dna“ — zaznacza się jako charakterystyczna powierzchnia osadów wapiennych.

Faza piąta — ruch zapadliskowy. Serie osadowe kimerydu środkowego o szybkiej zmienności warstwowania wskazują na zmiany głębokości dna. Charakterystycznym osadem jest tu warstwa glaukonitowo-piaszczysta rozpoczynająca nową serię osadową złożoną na „twardym dnie“. Zarówno namyty materiał skalny zawierający uszkodzone skorupy amonitów, jak i jego położenie wskazują na warunki intensywnego prądu dennego.

Spąg poziomu glaukonitowego zaznacza się na południowej ścianie kamieniołomu przez liczne rdzawe plamy wycieków limonitowych.

Wycieki takie mogłyby sugerować utlenienie i uwodnienie siarczków żelaza z osadów środowiska beztlenowego. Przeczy temu jednak obfitość glaukonitu jak i obecność fauny dennej a także duże rozmiary jej przedstawicieli (pekteny).

Wycieki limonitowe z tego poziomu wiązać należy z subaeralnymi przemianami glaukonitu zachodzącymi w ścianie odkrytej w warstwie chłonej wody powierzchniowe przenikające fugami nadkładu. Wody te mają możliwość chemicznego działania wśród słabo upadających ku południowi — a więc od odkrywki — mas skalnych.

Zespół litologiczny leżący powyżej warstwy glaukonitowej wskazuje na ostrą zmianę warunków środowiska.

Po czasach płycizny „twardego dna“ i po silnym prądzie dennym, który namywał lub był powodem tworzenia się glaukonitu, ponownie nastają warunki głębszego obszaru morskiego z serią osadową zmieniających się drobnych warstewek ilastych i piaszczystych, wskazujących na niepokój linii brzegowych lub na ruchy dna. Charakterystycznym elementem fauny jest tu *Exogyra virgula*. Poniżej poziomu jej maksymalnego występowania, a powyżej poziomu glaukonitowego w jednej z warstewek ilastych znalazłam po raz pierwszy dla obszaru pomorskiego formę przewodnią dla kimerydu środkowego facji północno-zachodnio-europejskiej.

Jest to *Aulacostephanus yo d'Orb.* w dwóch okazach, z których jeden posiada dobrze zachowaną linię łobową, nie pozostawiając wątpliwości przy identyfikacji z genotypem *d'Orbigny'e go*.

Skamieniałość ta wskazuje na otwarcie połączeń morskich z zachodem (północne Niemcy, północna Francja, Anglia).

W kimerydzie górnym proces zapadania się trwa dalej i obejmować zaczyna obszary wschodnie, skąd pojawia się fauna amonitowa (*Aulacostephanus subundorae*, *provirgativity*), występująca obok form zachodnich *Aulacostephanus pseudomutabilis* de Lor., *Amm. eudoxus d'Orb.*

Pierwszy ruch zapadliskowy zapisany w profilu jury Czarnogłów przypada na początek kimerydu dolnego, drugi na kimeryd środkowy.

ŚWIĘTOSZEWO

(Kimeryd górny. Portland).

Kamieniołom Świętoszewo leży na południe od rzeki Wołcznicy, w odległości około 250 m od kamieniołomu Czarnogłowy.

Czynny był w pierwszych latach powojennych, dostępny dla badań w r. 1950. Potem zalany był wodą; w roku bieżącym został odwodniony. Wapień eksploatowano tu od połowy XVIII wieku.

Kimeryd górny występuje w pobliżu rzeki przy dawnej drodze do kamieniołomu. Ciemno-szaro-niebieskawe margle zawierają bogatą faunę małżów, robaków i ramienionogów. Znalazłam tu również jeżowca *Pygurus jurensis*.

Zespół warstw portlandu położony jest dalej ku południowi. Eksploatowane były jego skały wapienne.

Odsłonięta seria skalna jest następująca: w spągu warstwa wapienno-zlepieńcowa o obfitym lepiszczu piaszczysto-wapiennym, barwy jasnoszarej. Fragmenty skalne i otoczaki są zróżnicowane zarówno co do typu, jak co do wielkości. Największe zaobserwowane bryły wapienne miały średnicę 20 cm. W innym materiale okrucowym zwracają uwagę drobne otoczaki zielonawej twardej skały oraz ułamki szarych i czarnych krzemieni.

Na granicę pomiędzy kimerydem górnym i portlandem przypada okres trzecich ruchów, zaznaczonych w profilu litologicznym. Wyższe partie osadów portlandu wskazują na ustalające się warunki otwartego morza i dominujące wpływy obszaru wschodniego.

Zlepieńce przykryte są przez wapienie żółtawo-szare, wyraźnie warstwowane, rozdzielone wkładkami piaszczystymi lub ilastymi. Skamieniałości — prawie wyłącznie małże — występują masowo i układają się na powierzchniach warstw w formie odcisków lub ośródek. Jedynie grube, zbudowane z substancji organicznych powierzchniowe partie skorup małżów zachowują się w stanie niezmiennym.

Charakterystycznymi formami są: *Trigonia hauchecornei* Schmid t., wielkie perny, małe korbule i awikule. Miąższość tej serii około 3 m.

W innych partiach wapienie stają się twardsze, równocześnie zmniejsz-

sza się w nich zawartość piasku, a poczynają się pojawiać drobne oolity (widoczne w szlifach).

Licznie występuje w tej serii *Aucella pallasii* Key s. z dobrze zachowaną skorupą oraz *Virgatites scythicus* Vis ch., *V. quenstedti* Rou il. o całkowicie rozpuszczonych skorupach i przegrodach. Amonity te występują wyłącznie jako fragmenty ośródek lub bardzo kruche odciski.

Stropowe partie w części wschodniej kamieniołomu zawierały konkracje czarnych krzemieni, ułożone zgodnie z warstwowaniem; w części południowo-wschodniej ławice wapienne pokrywały lokalne naskorupienia serpul.

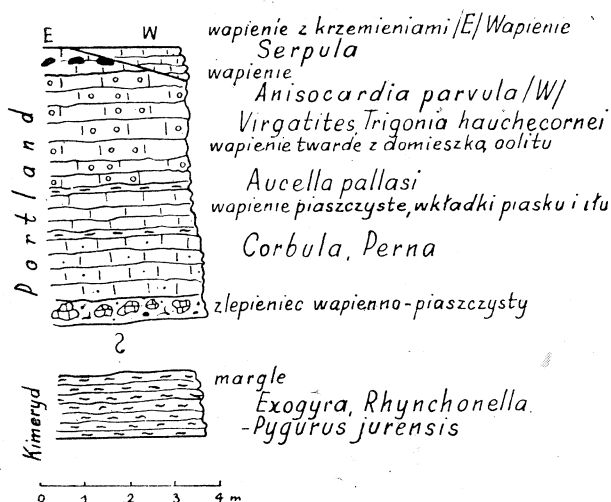


Fig. 10. Kimeryd i Portland w kamieniołomie Świętoszewo.

W zachodnim wykopie kamieniołomu warstwę najwyższą tworzyły twarde brekcjowate wapień, w których masowo występują drobne małże oznaczone przez M. S c h m i d t a (1905) jako *Anisocardia parvula* R o e m. Miąższość partii twardego wapienia około 3 m (fig. 10).

Warstwy portlandu ze Świętoszewa mają bieg 285° (105°), zapad 6° ku SSW.

W zachodnim wykopie kamieniołomu warstwy portlandzkie urywały się na linii uskoku o kierunku NNE, przechodzącym tu z Czarnogłów. Uskok ten podnosi skrzydło zachodnie, w którym ukazują się warstwy kimerydu górnego z liczną *Exogyra virgula*.

KŁĘBY

Opuszczony kamieniołom w Kłębach położony jest o 6,5 km na północny wschód od Czarnogłów, na południe od miasteczka Golczewo. Pozostały zeń ściany starych zrobów w zboczu niewielkiego wzgórza i doły wypełnione wodą.

W r. 1905 podczas prac S c h m i d t a nad jurą pomorską, otoczenie kamieniołomu zbadane zostało wierceniami, a geologiczne warunki występowania jury opracował K e i l h a c k: jura tworzyć tu ma płytką synklinę o osi 294° . Leży „in situ“.

Wiek jury z Kłębów określił pierwszy Schmidt jako oksford górny na podstawie znalezionej w warstwach spągowych *Cardioceras alternans* v. Buch. Za formę przewodnią Schmidt uważa również *Ostrea deltoidea* charakterystyczną dla oksfordu górnego całych Niemiec północno-zachodnich. B. Dohm (1925) uzupełnia pogląd Schmidta stwierdzeniem występowania w Kłębach amonita *Vineta Dohm.*, przewodniego dla oksfordu pomorskiego.

Nie zarośnięte górne części ścian dawnego kamieniołomu pokrywa zwietrzelina wapienna brudnożółta, dość jasna, piaszczysto-gruzowata, z wyraźnymi oolitami, z fauną brachiopodów i ostreidów.

Niżej leży wapień twardy, zoogeniczny, przekryształowany w niektórych partiach, pokruszony, o barwie popielatej z odcieniem rdzawym. Występuje w nim bogata, lecz źle zachowana fauna. Częste są duże małże np. *Trigonia* oraz *Ostrea deltoidea*.

W spągu profilu nad samym poziomem wody występują szaropopielate twarde wapienie, wydzielające przy rozbijaniu charakterystyczny zapach pirytu. Wapienie są drobnoziarniste i zawierają liczne odciski ślimaków rodz. *Rissoina*, *Lacuna* i innych. W faunie małżów najliczniejsze są pekteny z zachowanymi fragmentami skorup (fig. 11).

Cechy litologiczne i zespoły fauny wapieni w Kłębach zbliżone są do warstw oksfordzkich z Czarnogłównem.

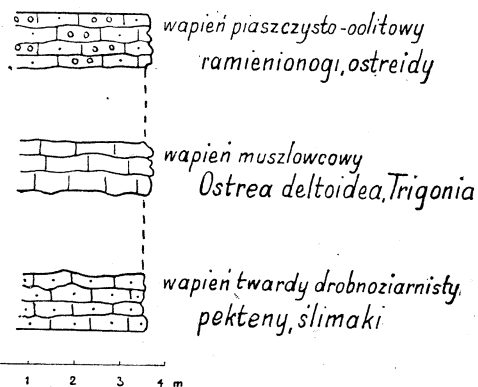


Fig. 11. Oksford górny w kamieniołomie Kłębów.

WYKAZ LITERATURY

1. Brinkmann R. (1924), Der Dogger und Oxford des Südbaltikums. *Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst.* f. 1923 Bd. XLIV.
2. Brockamp B. (1941), Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. *Jahrbuch der Reichsstelle für Bodenforschung* Bd. 61, Berlin.
3. Bubnoff S. von (1936), Ein magnetisches Profil durch Vorpommern, *Geol. Rdsch.* 27.
4. Bubnoff S. von (1935), *Geologie von Europa*, B. 2.
5. Bülow K. von (1926), Der Bau des vortertiären Untergrundes in Pommern. *Z. prakt. Geolog.*, 34.
6. Deecke W. (1907), *Geologie von Pommern*.
7. Dohm B. (1925), Über den oberen Jura von Zarnglaff in Pommern und seine Amonitenfauna, Greifswald.
8. Fiebelkorn M. (1893), Die norddeutschen Geschiebe der oberen Jura-Formation. *Zeitschrift d. D. G. Ges.* 45.
9. d'Orbigny (1842), *Paléontologie française. Terrains jurassiques. T. I.*, Paris.
10. Salfeld H. (1914), Die Gliederung des oberen Jura in Nordwesteuropa. *N. Jahrb. f. Min. usw. Beilageband.*, 37.
11. Salfeld H. (1916—1919), Monographie der Gattung *Ringstaedia*. *Palaeontogr.* Bd. 62.

12. Richter K. (1931), Paleogeographische Deutung von Malmgeschieben. *Zeitschrift für Geschiebeforschung*. Berlin.
13. Richter K. (1933), Gefüge u. Zusammensetzung der norddeutschen Jungmorenengebiete. *Ab. Geolog. u. Paleont. Inst. Univ. Greifswald*.
14. Schmidt M. (1905, Über oberen Jura in Pommern, Beiträge zur stratigraphie u. Paläont. *Abh. d. Kgl. Preuss. Geolog. Landesanst. u. Bergakademie N. F. H. 41*.
15. Schneid T. (1939), Über Rasseniiden Ringstaediiden u. Pictoniden des nördlichen Frankenjura. *Palaeontogr.* Bd. 89.
16. Wegele L. (1929), Stratigraphische u. faunistische Untersuchungen in Oberoxford u. Unterkimmeridge Mittelfrankens. *Palaeontographica*. Bd. 71.

DRUGI DZIEŃ — WYCIECZKA NA DRUMLINY

napisał B. KRYGOWSKI

Na zapleczu głównej pomorskiej moreny czołowej w rejonie Stargard — Nowogard (fig. 12) występuje ogromna ilość wydłużonych, owalnych, najczęściej bardzo połączonych wałów uważanych za drumliny. Jest to zapewne największe pole drumlinowe w Polsce. Powierzchnia jego liczy około 4000—5000 km², a ilość drumlinów obliczona jest na około 3000 sztuk.

Trasa wiodąca z Golczewa przez Nowogard do Stargardu i następnie do Szczecina prowadzi właśnie przez to pole drumlinowe. Największe i może najtypowsze drumliny występują na NW od Stargardu. Drumliny przyjmują tutaj kierunek NW — SE, tj. kierunek ruchu lobu odrzańskiego. Rozmiary pagórków są następujące:

- a) długość od 350—4200 m,
- b) szerokość od 75—600 m; stosunek szerokości do długości od 1 : 3 do 1 : 2,5,
- c) wysokość 5—15 m (wyjątkowo więcej, do 30 m).

Drumliny — jak informuje między innymi odsłonięcie nr 3 w drumlinie pod Stargardem — są najczęściej zbudowane z typowej gliny morenowej, a występujące w nim podłużne głązy są przeważnie ułożone swą długą osią zgodnie z osią morfologiczną drumlinów, tym samym zgodnie z ruchem lodolodu. (Wynik uzyskany na podstawie 40 pomiarów wykonanych przez Zakład Geografii Fizycznej II U. P. w 1954 r.).

Często nad gliną pojawia się jądro fluwioglacjalne, brak jednak wyraźniejszych zaburzeń nie wskazuje na to, żeby nacisk lodolodu odegrał przy powstawaniu drumlinów większą rolę. Dalej brak zagłębieniom międzydrumlinowym cech pochodzenia wodno-erozyjnego wskazuje, iż drumliny i oddzielające je rowy są wynikiem akumulacyjnej i erozyjnej działalności lodolodu, przy czym pewnego rodzaju rytm w mechanice akumulowania i erodowania został odzwierciedlony w rytmicznym układzie rozpłaszczonych i nietypowych drumlinów.

Ze Stargardu wracamy szosą E—W biegnącą przez piaszczystą równinę basenu szczecińskiego, opadającą ku zalewowi trzema terasami. Na terasach wyższych piaski uległy zwydmieniu. W odległości około 8 km od Stargardu rozpościera się na S od szosy jezioro Miedwie (pow. 30,7 km²,

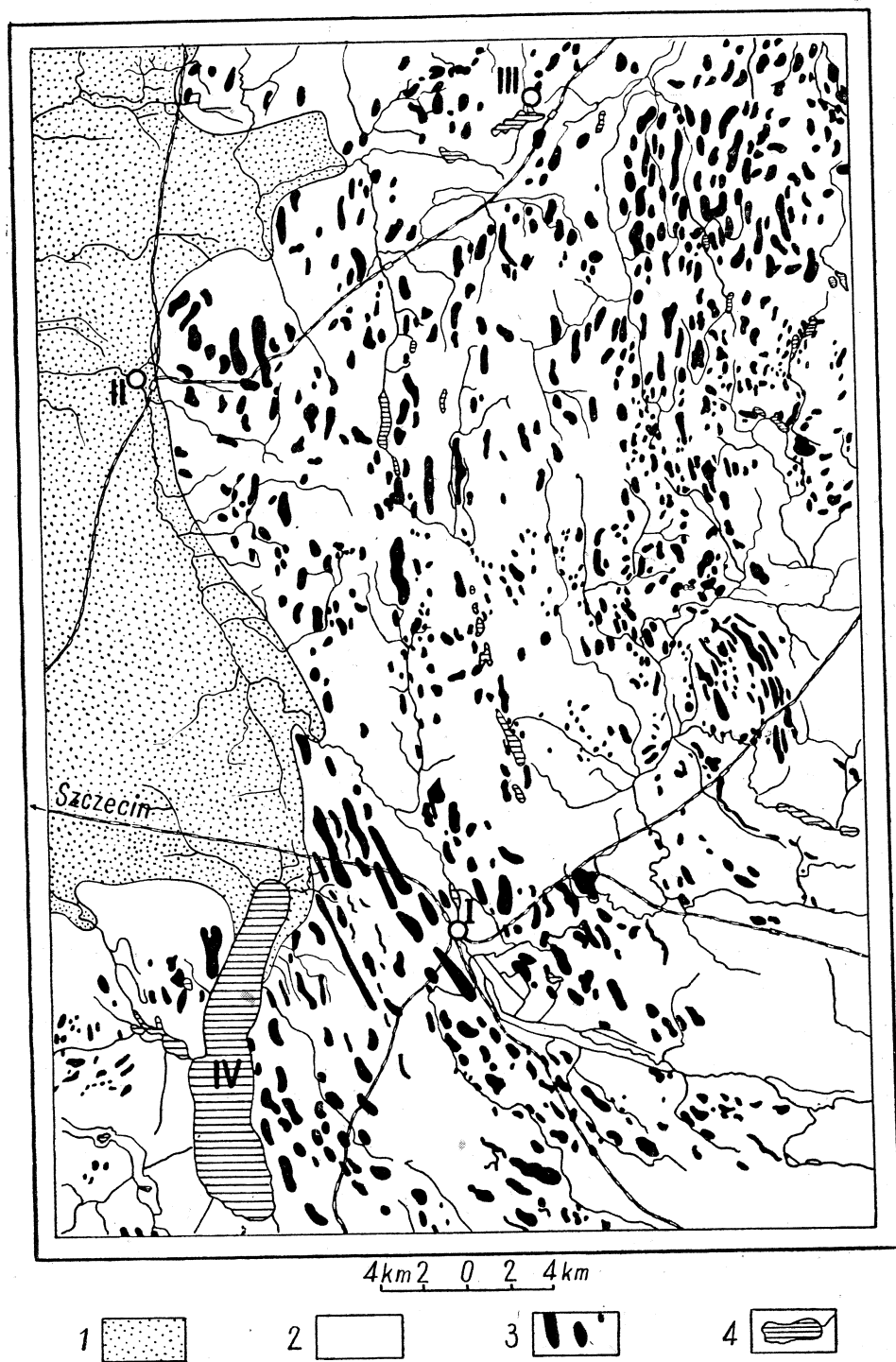


Fig. 12. Pole drumlinowe rejonu Stargard—Nowogard wg Keilhacka. I — Stargard; II — Goleniów; III — Nowogard; IV — jez. Miedwie. 1 — utwory terasowe basenu szczecińskiego; 2 — morena denna; 3 — pagórki, wały drumlinowe; 4 — jeziora.

maksymalna głębokość 42 m), kryptodepresja i równocześnie największe jezioro Pomorza Zachodniego. Leży ono w najniższym miejscu kotliny pyrzyckiej, odgałęzienia basenu szczecińskiego w kierunku SE. Blisko 100 m miąższości liczący w niej plejstocen wskazuje, iż jest to stare, trwałe zagłębienie, prawdopodobnie bodaj w części tektonicznego pochodzenia.

TRZECI DZIEŃ WYCIECZKA NA TRASIE SZCZECIN — ŚWIEBODZIN

napisał B. KRYGOWSKI

Na ukształtowanie najbliższej okolicy Szczecina składają się następujące elementy morfologiczne (fig. 13): 1) dno doliny Odry i Zalewu Szczecińskiego, 2) równina moreny dennej zalegająca 20—60 m nad poziom morza oraz 3) morena czołowa występująca wprawdzie w trzech odrębnych wyniosłościach, jednakże tworząca w całości wyraźny łuk osłaniający Szczecin od W i S, gdzie został rozcięty przez szeroką dolinę Odry. Pierwsza z nich to owalna wyniosłość warszewska (na fig. 13 znak I) leżąca na N od Szczecina. Wierzchowina jej jest lekko sfalowana, poorana w strefie krawędziowej głębokimi dolinkami, obecnie najczęściej suchymi. Kulminacje wierzchowiny wahają się w granicach od 90 do 120 m, a tylko w jednym punkcie widzimy 131 m. Druga wyniosłość (II) to pasmo stobniańskie (Stobno), nieco niższe, zakreślające lekki łuk ku dolinie Odry. Obydwa wzniesienia leżą na lewostrzeżu Odry. Z prawej strony rzeki widzimy ostatnią wyniosłość w postaci wydłużonego garbu. Jest to Puszcza Bukowa (III).

Wycieczka kieruje się ze Szczecina ku N na wyniosłość warszewską. Odsłonięcie nr 4 w cegielni Niebuszewo ukazuje ility septariowe (środkowy oligocen) wychodzące na samą powierzchnię. W szczegółach odsłonięcie to przedstawia się następująco: z lewej strony profilu (fig. 14) występuje typowy ility septariowy, bardzo tłusty, dołem ciemnobrazowy lub szary, górą jaśniejszy i z naciekami alunowymi. Trafiają się w nich duże konkrecje wapienne w postaci buł nazywanych septariami. Iły są zaburzone, silnie sprasowane i strzaskane (wynik nacisku lądolodu). Widoczne to szczególnie z prawej strony profilu, gdzie żółte piaski szczecińskie oraz żwir fluwioglacjalny są postawione. Na powierzchni rozsypane są żwiry, pojedyncze głazy i bloki — jeden ze śladów bytności lądolodu na ility. Lądolód nie akumulował tutaj, lecz raczej egzarował, a powierzchnia, którą pozostawił, jest typową powierzchnią ścięcia.

Stwierdzenie pod ility septariowymi piasków plejstocenijskich wskazuje niezbicie, iż oligocen zawieszony został w piaskach plejstocenijskich w postaci ogromnej kry, liczącej, jak z wierceń wynika, do 36 m miąższości, a o powierzchni przekraczającej 1 km². Kier takich obserwujemy na wyniosłości warszewskiej kilka, a drobnych całe mnóstwo.

Te okazałe kry oligocenijskie, cenne dla przemysłu ceramicznego ility septariowe, są najistotniejszą cechą w budowie wyniosłości warszewskiej.

Fakt występowania ich w utworach ostatniego zlodowacenia mówi o wieku oderwania ich od podłoża macierzystego i włączenia w plejstocen.

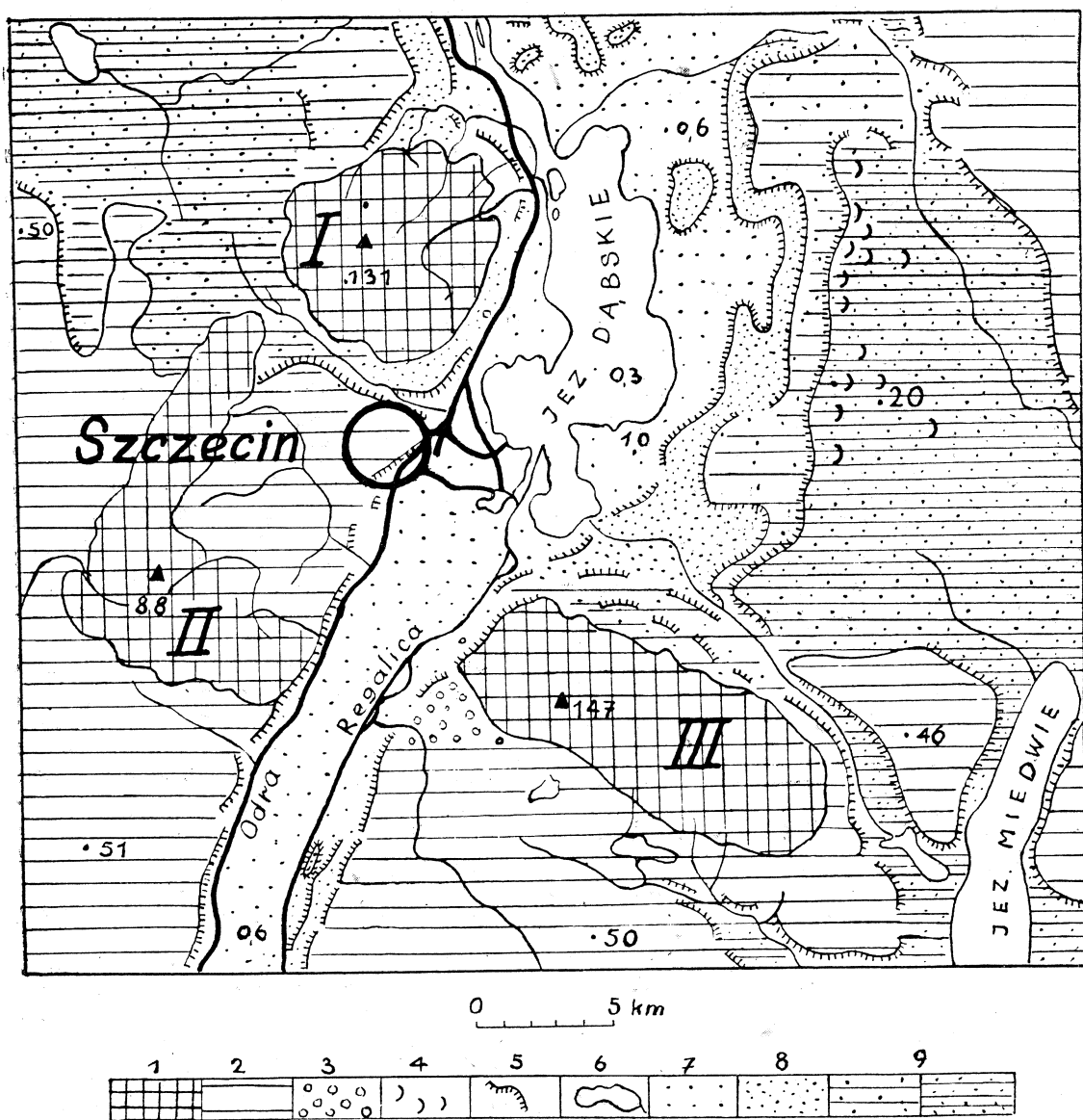


Fig. 13: Szkic geomorfologiczny okolicy Szczecina wg Brinkena. 1 — morena czołowa; 2 — morena denna; 3 — zandry; 4 — wydmy; 5 — krawędzie; 6 — jeziora; 7 — terasa denna; 8 — terasa środkowa (druga licząc od denne); 9 — terasy wysokie. I — wysoczyzna warszewska; II — pasemko stobniańskie; III — wał Puszczy Bukowej.

W Niebuszewie wycieczka przebiega przez Szczecin i następnie przez mosty na Odrze i Regalicy na drugi brzeg w kierunku Dąbia. Szosa mknie po wałe nasypanym na moczarze terasy denne wykazującej najczęściej następującą budowę:

holocen } 1—7 m torf niski,
 0,5—1,5 m szary piasek, namuł próchniczny,
 10—20 m drobny jasny piasek z soczewkami sapropelu
 (z nasionami i owocami *Nymphaea alba* L., *Trapa natans*
 L., *Alnus glutinosa* L., *Corylus avellana* itd.) względnie
 (dołem) żwirku;

plejstocen — żwir, głązy północne (także otoczaki kredy).

Wzdłuż strug wodnych (Odry, Regalicy) występują pasy mad nałożonych na torf, tworzących urodzajną glebę.

Holocen sięga zatem w dolinie Odry do głębokości 30 m. Proces zamulenia dawnego dolinnego zagłębienia jest więc już znaczny.

Nie dojeżdżając do Dąbia zbaczamy z głównej szosy na Zdroje Szczecińskie i Podjuchy, posuwając się pod NW zbocze czołowo-morenowego wału zwanego Puszcza Bukową.

Wał ten (fig. 13) o długości 14 km, a szerokości 5 km reprezentując niezmiernie morfologicznie zróżnicowaną powierzchnię jest terenem wycieczkowym Szczecina. Kulminacja jego osiąga 147 m, tyleż samo wysokość względna, liczona od prawie w poziomie morza zalegającego dna doliny. Nic zatem dziwnego, że od strony Szczecina czy Dąbia wał zarysowuje się imponująco. Także ponad moreną denną, rozpościerającą się na S od wału, wznosi się 40—50 m, co również w warunkach niżowych jest pokazną wartością.

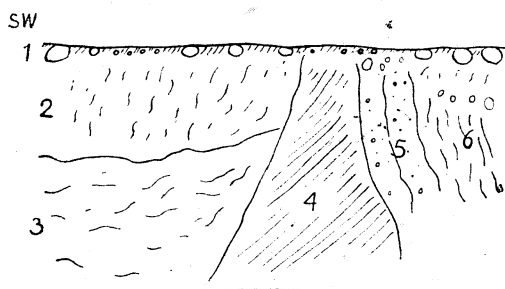


Fig. 14. Odsłonięcie nr 4 w Niebuszewie (punkt zaznaczony na fig. 1). 1 — bloki, głązy, żwir luźnie rozsypane na powierzchni ilastej; 2 — ił septariowy, szarobrazowy, silnie zwietrzały; 3 — ił jw. ciemnobrazowy, bardzo tłusty, wapienisty. W ile trafiają się konkracje wapienne w postaci buł, tzw. septaria. Widoczne zaburzenia glacictektonicznego charakteru; 4 — piaski szczecińskie, postawione; 5 — piaski lodowcowe; 6 — iły septariowe, obydwie warstwy postawione. Dzisiejsza powierzchnia reprezentuje typową powierzchnię ścięcia.

Pooranie wału mnóstwem często głębokich dolin przyczyniło się do szczególnego ożywienia jego morfologii. Ten proces stosunkowo silnego rozcięcia bywa odnoszony do okresu znajdowania się na wale pojedynczych brył martwego lodu, które w czasie regresji lądolodu topiąc się dostarczały wody, która wycięła liczne dolinki, dzisiaj, co godne podkreślenia, przeważnie suche.

Odsłonięcie w Podjuchach (nr 5 na fig. 1) ukazuje budowę wału. Idąc od stropu w dół widzimy tam (fig. 15) serię warstwowych piasków (1, 2) spoczywających na górnej, to jest brązowej glinie morenowej (3). Łącznie seria ta liczy kilkanaście metrów miąższości. Spoczywa ona znowu na piaskach (3a) podestanych warstwą również brązowej gliny (3b) o miąższości około 4—5 m. Cała seria wykazuje upad około 15° ku N. Zdaje się, iż obydwie gliny reprezentują ten sam poziom, w naszym przypadku praw-

dopodobnie jedna łuska gliny została rzucona na skutek nacisku lodolodu na drugą. Niżej położona seria piasków warstwowych (4) reprezentuje prawdopodobnie fluwioglacjał gliny górnej i być może — w części dolnej — interglacjał. Seria ta spoczywa na fragmentach zielonkawej, zwężłej, silnie ilastej gliny morenowej (6), przynależącej do starszego zlodowacenia (środkowo-polskiego). Kolejno pod nią notujemy znowu warstwowane piaski, fluwioglacjał (7), spoczywające wprost na nierównej powierzchni kredowej (8), na której widoczne są piaskowce kwarcytowe — residuum po zniszczonym miocenie. Kreda reprezentowana jest przez

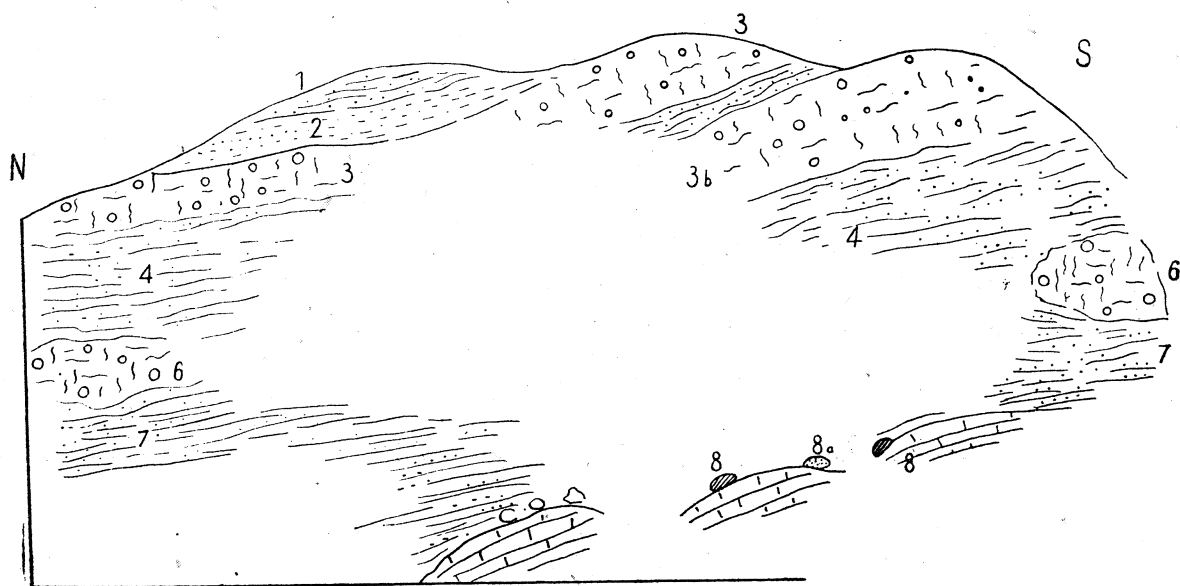


Fig. 15. Odsłonięcie nr 5 w Podjuchach (punkt zaznaczony na fig. 1). W ścianie o łącznej wysokości około 40 m widoczna jest seria plejstocenijskich utworów, spoczywająca na górnosenońskim marglu.

W serii plejstocenijskiej występują następujące utwory: 1 — piaski warstwowane żółte; 2 — piaski warstwowane jasne; 3 i 3b — brązowa glina morenowa; 4 i 5 — piaski fluwioglacjalne i być może w części dolnej interglacjalne; 6 — zielonkawa glina morenowa (Varsovien I?); 7 — piaski fluwioglacjalne gliny dolnej; 8 — margiel górnosenoński; 8a — kwarcyty miocenijskie.

szarobiały bezkrzemienisty margiel (górny senon, piętro mukronatowe), zmiażdżony przez lodolód do tego stopnia, iż zatracił warstwowanie, a skorupy *Belemnitella mucronata* uległy rozkruszeniu.

Powierzchnia kredowa, podobnie jak i na niej spoczywająca seria plejstocenijska, zapada ku N. Przechylenie całości w tym kierunku byłoby zatem wspólne i równowieczne, co jest zrozumiałe wobec faktu, że opisana wyżej kreda przedstawia krę o grubości 34 m, współbudującą wał Puszczy Bukowej, podobnie jak kry trzeciorzędowe czy plejstocenijskie, których w tym wale mnóstwo.

Budowa łuskowa typu glacitektonicznego jest więc nieodłączną cechą wału. Stąd na wierzcholinie obok pagórków gliniastych spotyka się pagórki zbudowane z drobnych „wodnych” piasków; są to wychodnie łuskoporwaków.

W odsłonięciu zarysowują się zupełnie wyraźnie dwa poziomy glin morenowych: górnej (bałtyckiej) i dolnej (środkowo-polskiej), przedzielonych pokazną serią fluwioglacjalno-interglacjalną. Być może, że głązy skandynawskie znajdujące na powierzchni kredowej, a pod fluwioglacjałem gliny starszej reprezentują residuum gliny zlodowacenia południowo-polskiego.

Kierując się dalej przez Podjuchy ku NW w Żydowie wyjeżdżamy na autostradę mknącą przez północno-zachodni kraniec wału, gdzie już z wału, z punktu nr 6 (zaznaczony na fig. 1) roztacza się wspaniały widok na płaszczyznę dna Odry i Regalicy, jezioro Dąbskie, Szczecin, port oraz na horyzoncie rysująca się łagodnie wyniosłość warszewska.

Przejazd przez wał zadziwia bogatą rzeźbą, o której była mowa już wyżej. Dalej szosa prowadzi w kierunku SE, by za Czarnowem opuścić wał Puszczy Bukowej i jej podstawę denno-morenową i znaleźć się ponownie w kotlinie pyrzyckiej słynącej z urodzajnych czarnych ziem powstałych po namulach próchnicowych i torfach spoczywających na zastoiskowych ilach.

Następnie od Pyrzyc aż w pobliże Myśliborza szosa biegnie płaską bądź falistą moreną denną i dalej ciągle kierując się na S na odcinku kilkunastu kilometrów przekraczamy główne pasmo moreny czołowej stadiału pomorskiego. Na S od niej rozpościera się ogromny zandr, który przecina szosa mknąc w kierunku SE na odcinku około 15 km, tj. od Trzciny po Byczynę. Pokrywa zandrowa leży w obniżeniu wyciętym w płaszczyźnie denno-morenowej, przy czym różnica w zaleganiu powierzchni zandrowej i denno-morenowej sięga do wysokości 40 m. Powierzchnia zandrowa jest płaska bądź sfalowana (efekt procesów wytopiskowych i rozmycia), kilkadziesiąt metrów na E od szosy widoczny jest pokaźny, obecnie zatorfiony rów zandrowy. Jako obszar glebowo jałowy zandr jest zajęty przez las.

Koło Byczyny szosa wkracza na gorzowski płat moreny dennej, tworzącej północne obramowanie kotliny gorzowskiej (dolnego odcinka pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej). Wysoki brzeg północny kotliny, na którym zatrzymujemy się w Gorzowie (punkt nr 8), otwiera wspaniały widok na kotlinę i równocześnie ukazuje budowę brzegu. Rysujący się na horyzoncie południowy brzeg kotliny oddalony jest od krawędzi północnej z górą 20 km, tyle wynosi szerokość kotliny. Głębokość jej, tj. różnica między dnem (19 m) a wysoczyzną (65 m) osiąga z górą 40 m. Jest to więc ogromna forma wklęsła, odzwierciadlająca, jak to z załączonego profilu (fig. 16) wynika, wyraźne obniżenie w powierzchni podplejstoczeńskiej zalegającej w poziomie na wyniosłości lubuskiej + 150 m, a w obrębie kotliny — 50 m oraz na wysoczyźnie gorzowskiej + 50 m. Jest to zagłębienie zbyt duże i zbyt rozległe, by go wiązać jedynie z glacitektoniką. Warto nadmienić, że wykazuje ono wyraźny kierunek Gór Kruszcowych.

Pewnych danych o dziejach kotliny dostarczają odsłonięcia w brzegu północnym (odsłonięcie nr 8) i południowym w Goraju (odsłonięcie nr 9).

Z dołączonego profilu (fig. 17) widać, że pod cienką powłoką gliny morenowej (do 5 m) i jej fluwioglacjału występuje szary marglisty il

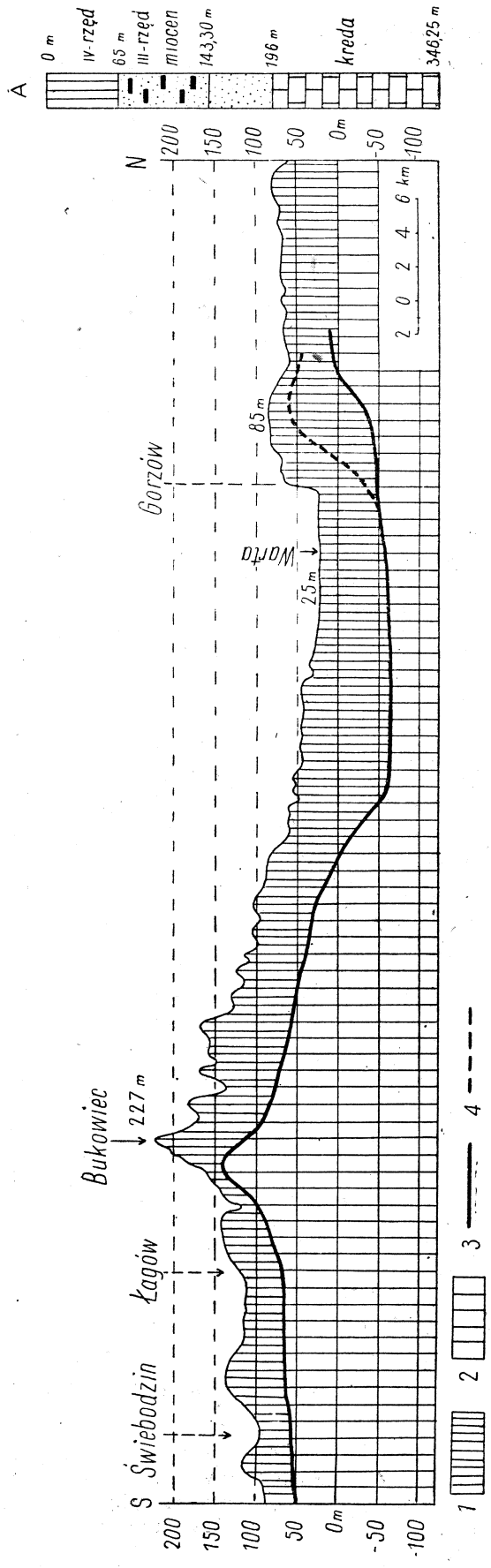


Fig. 16. Profil przez kotlinę gorzowską. Dzisiejsze gorzowskie zagłębienie kotlinowe i wyniesienie lubuskie (Bukowiec) są odbiciem ukształtowania powierzchni podplejstocennej. 1 — plejstocen; 2 — miocen i starsze utwory; 3 — powierzchnia podplejstocennej; 4 — powierzchnia podplejstocennej na dalszym planie; A — profil wiertniczy przedstawi budowę dna kotliny.

względnie mułek ilasty o niewidocznym warstwowaniu, z rzadka trafiającymi się w nim pojedynczymi ziarnami żwiru względnie głazikami¹.

Warstwa ta widziana w ścianie wynosi około 20 m, miąższość jej jest jednakże większa, gdyż mułki sięgają w głąb.

Określenie wieku tego utworu jest utrudnione. Mógł on powstać w czasie transgresji lądolodu bałtyckiego lub regresji lądolodu środkowo-polskiego. Jedno jest pewne, że musiało istnieć już przed najściem ostatniego, a być może i przedostatniego lądolodu, na miejscu obecnej kotliny wielkie zagłębienie, które uwarunkowało powstanie tak wielkiej serii utworów basenowo-zastoiskowych.

Z Gorzowa szosa prowadzi na SE do Skwierzyny, najpierw terasą denną (20 m nad poziom morza), później od Brzozowa aż po Obrę skrajem terasy środkowej bądź wysokiej (20—40 m

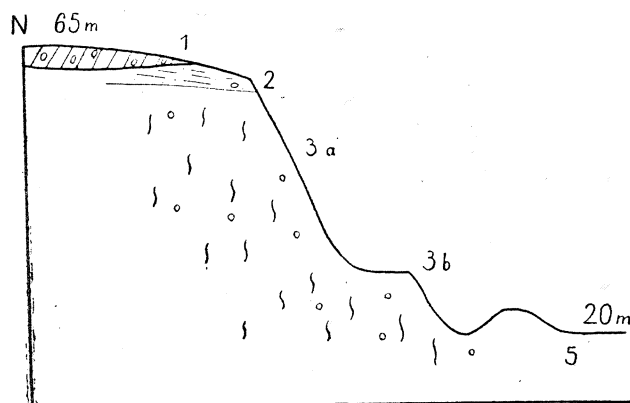


Fig. 17. Odślonięcie nr 8. Glinianka w cegielni w Gorzowie (punkt zaznaczony na fig. 1). W ścianie wysokiej ok. 20 m widoczne są następujące utwory: 1 — brązowa glina morenowa z dużymi głazami; 2 — piaski fluwioglacjalne; 3 — ily względnie mułki ilaste w postaci nietypowej, wapniste, silnie spękane, górą z konkreccjami wapiennymi (3a). Dołem ily są ciemniejsze.

nad p. m.). Pierwszą terasę budują mady, piaski i torfy, drugą i trzecią, tj. wysokie terasy piaski dolinne (rzadziej gliny), które uległy zwymiętnieniu, jak np. na odcinku Prądocin — Skwierzyna.

W przeciwieństwie do północnego brzegu kotliny, stromego na skutek podcięcia erozyjnego, brzeg południowy piętrzy się łagodnie poprzez szereg teras aż do wysoczyzny lubuskiej osiagającej 60—70 m nad p. m. Inna jest także budowa tego brzegu, którą ukazuje odsłonięcie nr 9 (fig. 18) w Goraju. Brak tutaj ilów zastoiskowych, podstawowego materiału w brzegu północnym, a na całej miąższości od stropu do dna wykopu pojawiają się na przemian warstwy piasków i żwirów o deltowym warstwowaniu z pakietami bruków. Szczególnie partia stropowa obfituje w znaczną ilość głazów i dużych bloków — dowód to na bezpośrednią w tej części akumulację lądolodu. Cała obserwowana w odsłonięciu seria jest przypuszczalnie efektem zmagania się czoła lądolodu z północną pochyłością wyniosłości lubuskiej. Lądolód i jego wody sypią morenę przykrawędnią, łagodząc w ten sposób częściowo zaporę, by wtoczyć się w końcu na nią. Zapora ta nie zanika całkowicie tak, że w czasie odwrotu lądolodu jest prawdopodobnie znowu strefą oścylacji czaszy lodowej, a więc i wzmożonej akumulacji.

Z Goraja szosa biegnie w kierunku wschodnim do Wierzbna poprzez

¹ Stanowisko referującego poparli R. Galon oraz St. Z. Różycki, natomiast B. Halicki, M. Prószyński, W. Karaszewski i D. Domosławska w sposób stanowczy stwierdzili, iż opisywany przez referującego utwór jest typową gliną morenową. Podjęte już przez ośrodek poznański badania w tej sprawie rozstrzygną spór w niedługim czasie.

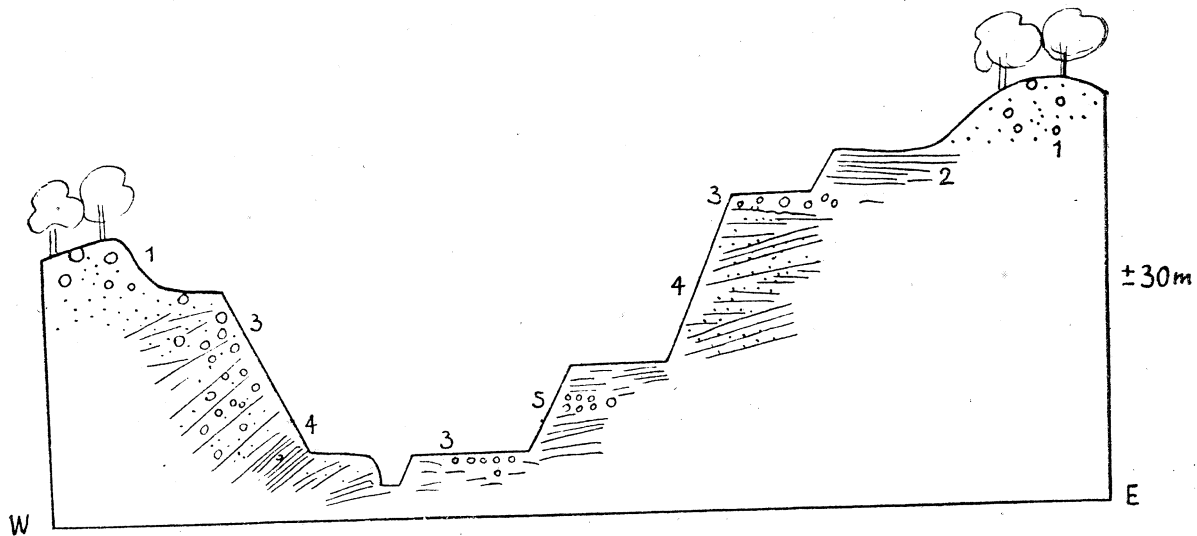


Fig. 18. Odślonienie nr 9 w Goraju (punkt zaznaczony na fig. 1). 1 — materiał zwalowy (piaski, żwiry, głazy, bloki); 2 — piaski ilaste, mułki warstwowane (utwór pokrywowy); 3 — pakiety grubego żwiru i łązów; 4 — piaski, żwiry o deltowym warstwowaniu.

silnie sfalowaną morenę denną skutkiem pocięcia jej systemem rynien o kierunku SSE — NNW zajętych przez jeziora lub częścię zatorfionych. Nieco poza Wierzbnem skręcamy na szosę prowadzącą w kierunku południowym do Pszczewa. Po przebiciu się przez morenę czołową (100 m nad p. m.) pod Nowym Gorzyckim droga prowadzi aż do Pszczewa po falistej morenie dennej. Na odcinku Pszczew-Policko — drogi wiodącej w kierunku zachodnim na Międzyrzecz, w pasie o szerokości około 5 km znajdującym się już w obrębie obniżenia obrzańskiego występuje charakterystyczna koncentracja pagórków, zagłębień i kotlinek o słabo zaznaczającej się orientacji tych form NE — SW. Pagórki te, zbudowane z warstwowanych piasków i żwirów z drobną domieszką materiału grubszego osiągają wysokość względną 15—30 m (punkt widokowy nr 10). Powstanie tego zadziwiającego krajobrazu, nazywanego kemowym przypisuje się martwej czaszy lodowej pełnej szczelin i dziur, podzielonej kanałami na mnóstwo brył. Wody roztopowe wypełniały owe szczeliny i kanały piaskiem i żwirem. Po całkowitym stopieniu lodów w miejscach, gdzie najdłużej przetrwał lód, pojawiły się zagłębienia często typu wytopiskowego.

Zastoisko Międzyrzeckie o sylwetce prostokąta 5×6 km otoczone jest krajobrazem kemowym od W, S i E. Krajobraz ten powstał — jak to uwidoczniła załączona fig. 19 — w strefie między moreną czołową a blokiem martwego lodu zajmującego w okresie zaniku lądolodu stadiału późniejszego dno „basenu” międzyrzeckiego. Krążące wody między moreną czołową (a) a krawędzią czaszy lodowej (d) wypełniły luki między bryłami lodu w strefie b. W ten sposób powstała pewnego rodzaju terasa nazywana kemową.

W obniżeniu, które ukazuje się po stopieniu się bloku lodowego, osadzają się piaski i ły zastoiskowe o miąższości kilku metrów. ły te widoczne są w odślonieniu nr 11 na W od Międzyrzecza w brzegu wyciętym przez Obrę.

Z Międzyrzecza prowadzi następnie szosa na SW. Z płaskiego zasto-

iskowego dna wkraczamy ponownie na terasę kemową, dalej zaś, jadąc już w kierunku S, mijamy na odcinku Nietoperek — Gościkowo morenę czołową stadiału poznańskiego (frankfurckiego) z kulminacjami od 100—140 m. Po przekroczeniu dolinki Paklicy (szczątku rynny) wyjeżdżamy na

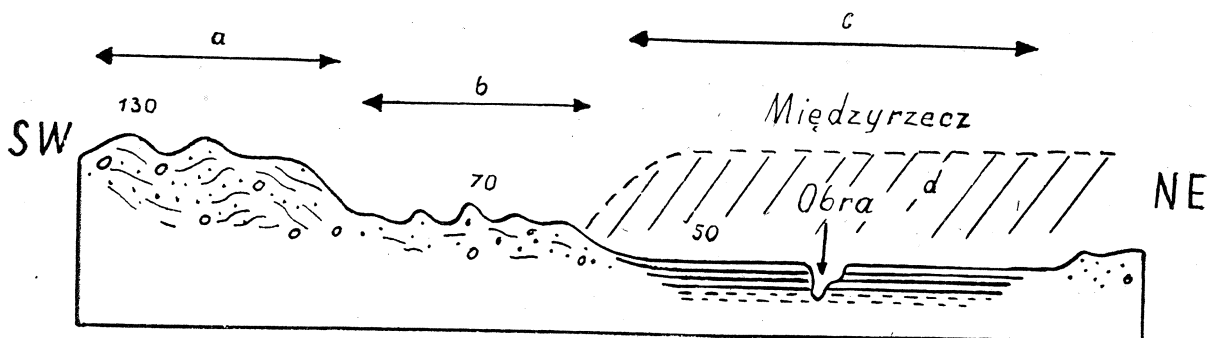


Fig. 19. Przekrój (schemat) przez zastoisko międzyrzeckie oraz otaczające pagórki. a — morena czołowa; b — pagórki kemowe tworzące tzw. terasę kemową; c — dno zastoiska wysłane łąkami warwowymi i piaskami; d — martwy lód wypełniający zastoisko w okresie powstawania terasy kemowej.

równinę moreny dennej, na której w odsłonięciu nr 12 koło Rusinowa występują utwory interglacjalne w postaci sprasowanych torfów, gitii, spoczywających na utworach zastoiskowych, a przykrytych gliną more-

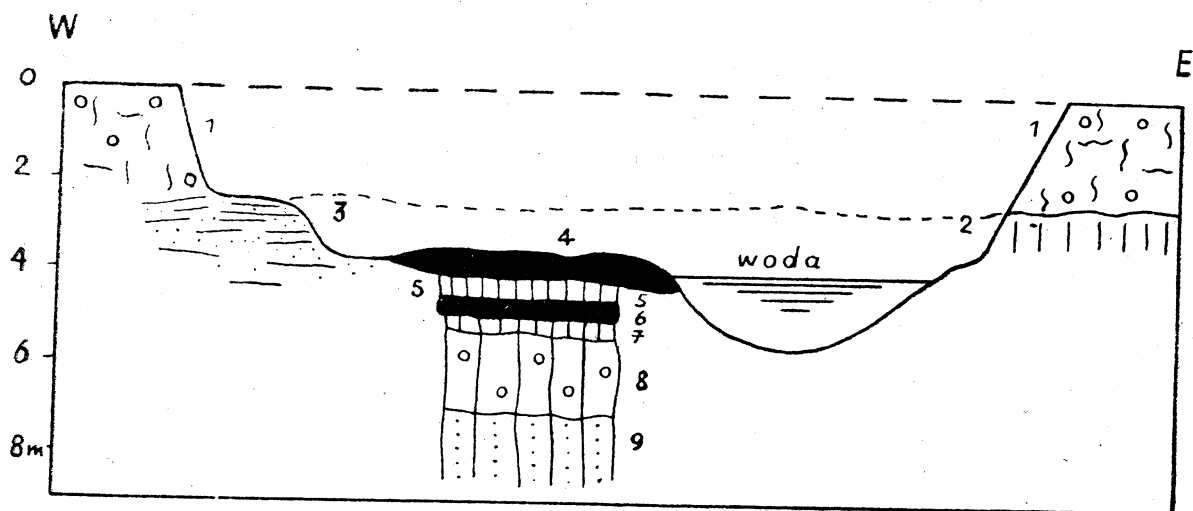


Fig. 20. Odsłonięcie nr 12 w Rusinowie. Dół cegielniany (punkt zaznaczony na fig. 1). 1 — glina morenowa; 2 — ły lodowcowe; 3 — jasnoszare drobne piaski mułkowate; 4 i 6 — silnie sprasowany torf i gitia; 5 i 7 — mułki ilaste z próchnicą; 8 — ły piaszczysty szarozielonkawy z rzadka trafiającymi się w nim gładzami (głina morenowa na drugim złożu?); 9 — ły ciemny przeławicowy drobnymi jasnymi piaskami. Obecnie widoczne są utwory znajdujące się ponad lustrem wody. Długość profilu ok. 100 m.

nową zlodowacenia bałtyckiego. Szczegóły podaje załączony profil (fig. 20). Niestety dno interglacjalne nie jest znane. Jedynie z faktu znacznej miąższości utworów plejstoceniowych odwierconych w okolicy Międzyrzecza, a wynoszącej około 150 m, z kilku poziomami gliny morenowej, wnosić

można, iż interglacjał w Rusinowie znajduje się w samym stropie plejstocenu. Jest to więc zapewne interglacjał ostatni. Pogląd ten potwierdzają badania pyłkowe wykazujące pełną analogię interglacjału z Rusinowa z ostatnim interglacjałem (Masovien II) w Danii. Podobnie jak i tam i tutaj flora jest stosunkowo bardzo bogata, reprezentowana także przez elementy atlantyckie.

WYKAZ LITERATURY

1. Bartkowski T., O krajobrazie kemowym w rejonie Międzyrzecza na ziemi lubuskiej. *Badania fizjograf. nad Polską zachodnią. Pozn. Tow. Przyjaciół Nauk.* (rękopis).
2. Brinken J. (1948), Okolice Szczecina pod względem geologicznym i morfologicznym. *Czasopismo Geograf.*, t. XIX, Z. 1—4.
3. Deecke W. (1947), Geologie von Pommern.
4. Gagel C. (1914), Neue Beobachtungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin, *Zeitschr. d. D. G. G.*
5. Hoburg u. Meyer (1929), Die Braunkohlengruben der Buchweide. Unser Pommerland.
6. Heck H. L. (1926), Über ein neues Vorkommen interglazialer Torfe und Tone bei Rinersdorf (nahe Schwiebus) in der östlichen Mark Brandenburg; *Jahrbuch d. Preuss. Geol. Landesanstalt*, B. XLIX.
7. Keilhack K. (1896), Die Drumlinlandschaft in Norddeutschland; *Jahrb. d. Königl. Preuss. Geol. Land. und Bergakademie*, Berlin, B. XVII.
8. Keilhack K. (1930), Geologische Karte der Provinz Pommern, Berlin.
9. Linstow O. (1913), Die Tektonik der Kreide im Untergrund von Stettin und Umgebung und die Stettiner Stahlquelle; *Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst.*
10. Linstow O. (1914), Die Entstehung der Buchheide bei Stettin; *Jahrb. der Preuss. Geol. Landesanst.*
11. Pawłowski S. (1937), Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza, Warszawa.
12. Richter R. (1929), Der Bau des Buchheiderückens, Uns. Pommerland.
13. Richter R. (1929), Die Struktur der Warsower Plateaus...; *Abhandl. u. Ber. d. Pomm. Nat. Gesell.*, Stettin.
14. Sieberer K. (1921), Bau und Entstehung der Stettiner Landschaft; *Stettiner Jahrbuch*.
15. Wahnschaffe W. (1921), Geologie und Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes, Stuttgart.
16. Woldstedt P., Norddeutschland Eiszeit und Urgeschichten 1 : 600 000.
17. Niemieckie mapy geologiczne 1 : 25 000 oraz objaśnienia.