

I N S T Y T U T G E O L O G I C Z N Y

JAWNE

Egz. nr

5

JÓZEF EDWARD MOJSKI, ZDZISŁAW PAZDRO,
JÓZEF SYLWESTRZAK

**OBJAŚNIENIA
DO MAPY GEOLOGICZNEJ POLSKI**

1 : 200 000

Arkusz SŁUPSK
pod redakcją J. E. MOJSKIEGO

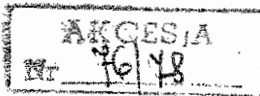
WARSZAWA 1978

W Y D A W N I C T W A G E O L O G I C Z N E

Redaktor mgr Anna KAWECKA

REDAKTOR

Rękopis akceptował do druku
Dyrektor Instytutu Geologicznego
Prof. dr hab. Jan MALINOWSKI



SPIS TREŚCI

Wstęp	5
Stratygrafia	7
Uwagi ogólne	7
Kreda - K	10
Kreda górna - K ₂	10
Trzeciorzęd - Tr	11
Paleogen - Pg	11
Eocen - Pg ₂	11
Oligocen - Pg ₃	11
Neogen - N	13
Miocen - N ₁	13
Czwartorzęd - Q	14
Plejstocen - Pl	14
Mezoplejstocen - Pm	14
Złodowacenie południowopolskie - P	14
Interglacjał mazowiecki - M	15
Neoplejstocen - Pn	16
Złodowacenie środkowopolskie - S	16
Złodowacenie północnopolskie - B	20
Plejstocen-holocen - Pl-H	33
Holocen - H	34
Literatura	38

WSTĘP

Arkusz Słupsk^{x/} Mapy Geologicznej Polski 1:200 000 obejmuje obszar wyznaczony współrzędnymi 17° i 18° długości wschodniej oraz 54° i 54°40' szerokości wschodniej. Obszar ten należy do woj. słupskiego i gdańskiego, a w podziale fizycznogeograficznym do Wybrzeża Słowińskiego, Równiny Słupskiej, Pojezierza Bytowskiego, Borów Tucholskich oraz Pojezierza Kaszubskiego.

W Wybrzeżu Słowińskim wyróżnia się nizinę nadmorską położoną u wylotu pradoliny Łeby, w której z kolei leży jez. Gardno /a poza granicą arkusza Jezioro Lebskie/. Powierzchnia niziny położona jest zaledwie kilka lub kilkanaście m n.p.m. Jezioro Gardno ma predyspozycję glacialną, ponieważ wypełnia zagłębienie końcowe jezora lodowcowego. Od południa otoczone jest ono wieńcem moreny czołowej gardzińskiej. Najbardziej charakterystycznym jest tu wzgórze Rowokół wznoszące się do 115 m n.p.m.

Na południe od niziny nadmorskiej rozściiera się Równina Słupska. Jest to równina moreny dennej wznosząca się przeciętnie od 40 do 60 m n.p.m., ale osiągająca w wielu miejscach ponad 100 m n.p.m. Rozcięta jest ona na odrębne płyty przez doliny Słupi i Łupawy.

Na południe od Równiny Słupskiej rozciąga się Pojezierze Bytowskie i położone na wschód od niego Pojezierze Kaszubskie. W północnej części obu pojezierzy wyróżnia się garb pojezierny, który tworzą główne moreny czołowe fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego. Wzgórza morenowe wznoszą się do ponad 200 m n.p.m. Najwyżej wzniesione są Wzgórza Siemiorzyckie koło Bytowa

^{x/} Wstęp opracowali: J. E. Mojski i Z. Pazdro; stratygrafię - uwagi ogólne, kreda i trzeciorzęd - Z. Pazdro; czwartorzęd - J. E. Mojski i J. Sylwestrzak.

/256 m n.p.m./. Garb pojezierny rozcięty jest licznymi rynnami lodowcowymi, w których położone są jeziora rynnowe.

Na południe od Bytowa i Kościerzyny pojawia się przed frontem garbu sandrowa równina Borów Tucholskich, a teren powoli obniża się

Arkusz Słupsk zestawiony został kameralnie. Wykorzystano do tego celu publikowane i archiwalne mapy geologiczne, profile otworów wiertniczych oraz różne publikacje naukowe wymienione w skorowidzach i w spisie literatury. Mapę B opracowano na podstawie około 550 profilów otworów wiertniczych, z których 78 osiągnęło podłoże czwartorzędu. Otwory te zlokalizowane są głównie w północnej części obszaru arkusza. Przy opracowaniu mapy A posłużono się głównie materiałami własnymi J. Sylwestrzaka.

Do 1945 r. rozpoznanie budowy geologicznej obszaru arkusza ograniczało się do osadów kredy górnej i osadów kenozoicznych w tym głównie czwartorzędu. Osady czwartorzędu analizowane były głównie w połączeniu z badaniami rzeźby i zagadnieniami morfogenetycznymi, a więc były studiowane przeważnie osady ostatniego zlodowacenia. Ich badania rozpoczęto w XIX wieku, a efektem tych badań było szczegółowe zdjęcie geologiczne kilku arkuszy w skali 1:25 000 /por. skorowidz/. Obserwacje z tych prac wykorzystane zostały później przez K. Keilhacką /1897-1909/, W. Deeckego /1907/ i P. Sonntaga /1919/ do szerszego ujęcia problematyki geologicznej, a zwłaszcza czwartorzędu Pomorza. Późniejsze badania dotyczyły morfogenezy różnych części obszaru, śladów zaniku lądolodu, genezy wydm nadmorskich, rozwoju pradolin itp. /K.v. Bülow, 1924-1954; L. Finckh, 1909; W. Hartnack, 1926, 1931; A. Schmidt, 1906/.

Po 1945 r. badania obejmowały początkowo problematykę geologiczno-geomorfologiczną, która jest bardzo aktualna po dzień dzisiejszy /B. Augustowski, 1964, 1965, 1972, 1974; B. Augustowski, J. Sylwestrzak, 1972, 1973; T. Bartkowski, 1963-1972; Z. Churska, 1961; Z. Churski, 1961; R. Galon, 1949-1972; S. Giedrojć-Juraha, 1949; M. Liberacki, 1961; A. Marsz, 1966, 1967, 1972; I. Miszałski, 1967, 1973; D. Piasecki, 1972; Z. Piątkowski, 1960, 1961, 1972; B. Rosa, 1961a, 1961b, 1963; L. Roszko, 1968; J. Sylwestrzak, 1961-1977; B. Zaborski, 1933/. Syntezę kartograficzną opracowali: E. Rühle /1948/ dla otworów powierzchniowych oraz E. Rühle, H. Sobczak /1954/ dla otworów przedczwartorzędowych, w postaci Przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1:300 000.

Badaniami objęte zostały również morskie osady holocenu /B. Rosa, 1958, 1964, 1968/, osady jeziorne tego wieku /R. Gołębski, 1975/ oraz rozwój szaty roślinnej /W. Oltuszewski, 1948; K. Tobolski, 1972a, 1972b/.

Informacji o skałach podłoża czwartorzędu dostarczały początkowo profile otworów studziennych. Nie sięgały one głębiej niż do stropowych części kredy. Dopiero, głównie w ostatnim dziesięcioleciu wykonane głębsze otwory strukturalne i poszukiwawcze dostarczyły informacji o formacjach starszych aż po ordowik włącznie.

STRATYGRAFIA

U w a g i o g ó l n e

Pod względem geologicznym omawiany obszar leży w zasięgu trzech jednostek strukturalnych. W północno-zachodniej części jest to wyniesienie Łeby, które stanowi fragment południowego skrzydła tarczy bałtyckiej. Pokrywa osadowa na wyniesieniu Łeby złożona jest z osadów kambru, ordowiku, syluru, permu, triasu, częściowo jury, kredy i kenozoiku. Grubość jej wynosi tu prawdopodobnie ok. 2500 m. Umowna granica wyniesienia biegnie szerokim łukiem z rejonu Słupska przez Lębork i dalej w kierunku północno-wschodnim w rejon nasady Półwyspu Helskiego.

Drugą jednostką strukturalną jest synekliza perybałtycka, zwana też obniżeniem perybałtyckim. Zajmuje ona środkową część arkusza. Krystaliczne podłoże platformy wschodnioeuropejskiej schodzi tu na głębokość około 3500 m. Leżąca na nim pokrywa osadowa składa się z dwóch pięter: dolnego, w skład którego wchodzi utworów kambru, ordowiku, syluru, permu i górnego z utworami triasu, jury, kredy i kenozoiku. Południowa granica syneklizy perybałtyckiej biegnie mniej więcej przez Kołczygłowy-Bytów-Kościerzynę i dalej na SE w rejon Kwidzyna.

Północny odcinek synklinorium brzeżnego /niecki brzeżnej/ jest trzecią jednostką strukturalną występującą na arkuszu Słupsk, mianowicie w jego części południowej. Jednostka ta leży bezpośrednio przy brzegu platformy wschodnioeuropejskiej. Wzdłuż linii Bytów-Kościerzyna podłoże krystaliczne załamuje się schodząc do głębokości ponad 5000 m. Synklinorium brzeżne cechuje się silnymi zaburzeniami fałdowo-blokowymi podłoża przedpermskiego i fał-

dowymi w pokrywie permsko-mezozoicznej, oraz bardzo znacznym wzrostem miąższości utworów kredowych do 600-700 m.

Na obszarze całego arkusza Słupsk występują na powierzchni wyłącznie utwory czwartorzędowe. Grubość pokrywy czwartorzędowej jest bardzo zmienna w granicach od 16-218 m. Najmniejszą stwierdzono w rejonie Słupska /ok. 20 m/, w rejonie Lęborka /16 m/ i w Wolini na NE od Lęborka /17 m/. Największą zaś notuje się w Brzozówce na SE od Słupska /218 m/, w Słupsku /154 m/, w Żelazie koło Smołdzina /146 m/, w Méciszewicach na NW od Kościerzyny /158 m/, w Kościerzynie /144 m/. Z interpretacji danych wiertniczych wynikałoby, że w rejonie jez. Gardno grubość pokrywy wynosi ok. 170 m. Jako przeciętną jej miąższość można przyjąć 50-100 m.

Powierzchnia podczwartorzędowa jest bardzo silnie zdeniwelowana niemal w każdym miejscu. Generalnie biorąc, różnica wynosi aż 288 m i pod tym względem przekracza różnicę wysokości dzisiejszej powierzchni. Z interpretacji danych wiertniczych wynika, że powierzchnia podłoża przyjmuje najniższe położenie w rejonie jez. Gardno /160 m p.p.m./. Bezpośrednie dane wiertnicze wskazują również niskie położenie w rejonie Domysłowa i Bagien Izbickich /140 m p.p.m./, w Słupsku /137 m p.p.m./ i w Starnicy na SE od Słupska /108 m p.p.m./. Najwyżej jest ona wzniesiona w Studzienicach na SE od Bytowa /128 m n.p.m. - oznaczenie niepewne/ i w Sierakowicach /139 m n.p.m./.

Rzeźba powierzchni podczwartorzędowej jest niezwykle urozmaicona. W Słupsku ujawnia się głęboka i wąska rynna, której dno schodzi do 137 m p.p.m. i odsłania utwory oligocenu, eocenu górnego i kampanu. Rynna ta daje się prześledzić na całym arkuszu. Od Słupska, przebiega ona w kierunku SE przez Globino-Krywań. Na tym odcinku dno jej podnosi się do rzędnej 60 m p.p.m. W dalszym jednak przebiegu obniża się w Starnicy do 108 m p.p.m. Stąd skręca ona w kierunku SSE i biegnie przez Niemczewo, Gałęźną Wielką, Borzytuchom na W od Bytowa i dalej przez Świerzno i Sztoltniany, gdzie wychodzi poza ramki arkusza. Począwszy od Starnicy dno jej powoli podnosi się osiagając w Świerznie 0 m, a dalej na SSE od 20 do 30 m n.p.m.

Opisana rynna ograniczona jest od południowego zachodu rozległym, szerokim i łagodnym wałem, którego oś biegnie południkowo przez Kołczygłowy /20 m n.p.m./ i Piaszczyne /80 m n.p.m./.

Następne obniżenie występuje w północnej części arkusza w rejonie jez. Gardno. Mamy tu do czynienia z południowym brzegiem wielkiej niecki albo kotliny występującej na nizinie nadmorskiej pod jeziorami Gardno i Łebsko. Brzeg ten wkracza na arkusz Słupsk pod Rowami, Smołdzinem, Głowczycami i Białogardą. Strop podłoża schodzi tu do 160 m p.p.m. i 140 m p.p.m. odsłaniając turon, eocen górny i oligocen. W brzegu niecki zaznaczają się dwie zatoki. Jedna z nich, bardziej szeroka i tępa, w okolicy Gardny Wielkiej i Domysłowa, wygasa stosunkowo szybko na połączym wyniesieniu w okolicach Głuszyna i Jeziorzyc Słupskich /0 i 20 m n.p.m./. Druga zatoka, bardziej wąska, zaznacza się w rejonie Białogardu. Jej kontynuacją jest forma rynnowa biegnąca odwrotnymi łukami daleko na południe przez Garczegorze /ok. 70 m p.p.m./, Nową Wieś - Piaszkową /20 m p.p.m./ i Pogorzelice-Kozy /0 m/. Można ją jeszcze dalej prześledzić w postaci płytkiej, lecz ciągle wąskiej bruzdy w rejonie Jeziora Gowidlińskiego, a nawet jez. Wdzydze /ok. 30 m n.p.m./.

Opisaną rynnę oddziela od rynny Słupsk-Starnica-Sztoltniany południkowe wyniesienie, którego oś biegnie łagodnymi, odwrotnymi łukami mniej więcej od Wolini ku południowi przez Runowo, Podkomorzyce, Pomysk Wielki i Mały, Studzienice na SE od Bytowa w rejon Jeziora Studzienickiego. Wyniesienie to, w północnej swej części jest stosunkowo wąskie i wznosi się od 0 do 20 m n.p.m. Ku południowi stopniowo rozszerza się do ok. 23 km w rejonie na wschód od Bytowa. Równocześnie powierzchnia jego podnosi się do 128 m n.p.m. w Studzienicach.

W północno-wschodnim narożu arkusza zaznacza się jeszcze jedna forma wklęsła, której oś biegnie mniej więcej przez Dąbrówkę Małą-Boże Pole. Strop podłoża czwartorzędu schodzi tu do 80 m p.p.m. Mamy tu do czynienia z południowym końcem długiej, wąskiej i bardzo głębokiej rynny, która w pełni rozwinięta jest na sąsiednim od północy arkuszu Leba. Rynna ta stosunkowo szybko wygasa na rozległym i szerokim garbie, którego oś biegnie od Brzeźna Lęborskiego ku południowi przez Sierakowice w rejon Jeziora Radańskiego. Wysokości bezwzględne tego garbu dochodzą do 139 m.

Garb Sierakowic ogranicza od strony wschodniej opisaną powyżej rynnę Garczegorze-Nowa Wieś-Pogorzelice-Jezioro Gowidlińskie.

Wszystkie wyróżnione tu formy rzeźby podłoża czwartorzędu mają kierunek południkowy albo bardzo do niego zbliżony. Taki kie-

runek świadczy o tym, że rzeźba ta wybitnie rynnowa jest dziełem egzaracji lodowcowej, erozji potoków podlodowcowych i pracy rzek w okresach interglacjalnych. Nie można wykluczyć, że niektóre bardzo głębokie lub rozległe obniżenia powierzchni podczwartorzędowej mają predyspozycje tektoniczne związane z młodymi ruchami.

K r e d a - K

K r e d a g ó r n a - K₂

Na wyniesieniu Leby bezpośrednio pod trzeciorzędem występuje t u r o n /Kt/. Wprowadzono go na mapę w głębokim obniżeniu podłoża czwartorzędu w rejonie jez. Gardno. Podstawą były wyniki badań mikropaleontologicznych E. Gawor-Biedowej /1962/ kredy górnej w otworze Lębork IG 1. W skład turonu wchodzi piaski i piaszkowce glaukonitowe, wapniste, drobnoziarniste, zielone i szarozielone oraz wapniste i margliste mułowce z glaukonitem, ciemnoszare. W stropowej części mogą pojawiać się szare gezy z glaukonitem i czertami. Miąższość turonu w północnej części obszaru arkusza ocenia się na około 35-40 m. Pod nim leży cenoman wykształcony w postaci piasków glaukonitowych z wkładkami wapnistych piaszkowców i z konglomeratami fosforytów.

Całkowita miąższość kredy na wyniesieniu Leby wynosi 50-200 m i rośnie ku południowi. Pod nią leży pstry piaskowiec.

Na przejściu wyniesienia Leby w syneklizę perybałtycką pojawiają się pod trzeciorzędem wychódnie młodszych ogniw kredy górnej, s a n t o n u /Kst/ i k o n i a k u /Kcn/. Wykształcone są w postaci szarozielonych, drobnoziarnistych piasków kwarcowo-glaukonitowych, niekiedy spojonych w piaszkowce.

W syneklizie perybałtyckiej i w synklinorium brzeźnym występuje pod trzeciorzędem kolejne młodsze ogniwo górnej kredy, m i a n o w i c i e k a m p a n /Kcp/. Składa się on z jasnoszarych margli z glaukonitem, czertami i bułami krzemienia i konglomeratami piarytu oraz ciemnoszarych margli piaszczystych. Obok nich występują szare gezy z glaukonitem, miejscami silnie skrzemieniaste.

Miąższość górnej kredy stale wzrasta ku południowi i osiąga np. w Bytowie 414 m /kampan - 160 m, santon - 79 m, koniak - 49 m, turon - 103 m, cenoman - 39 m/, a w Kościerzynie 587 m. Pod nią leżą utwory górnej jury.

Powierzchnia stropowa górnej kredy na arkuszu Słupsk jest pod przykryciem trzeciorzędu bardzo wyrównana. Pojawia się ona w otworach wiertniczych na głębokościach od 112 do 134 m p.p.m.

T r z e c i o r z ę d - T r

P a l e o g e n - P g

Eocen - P g₂

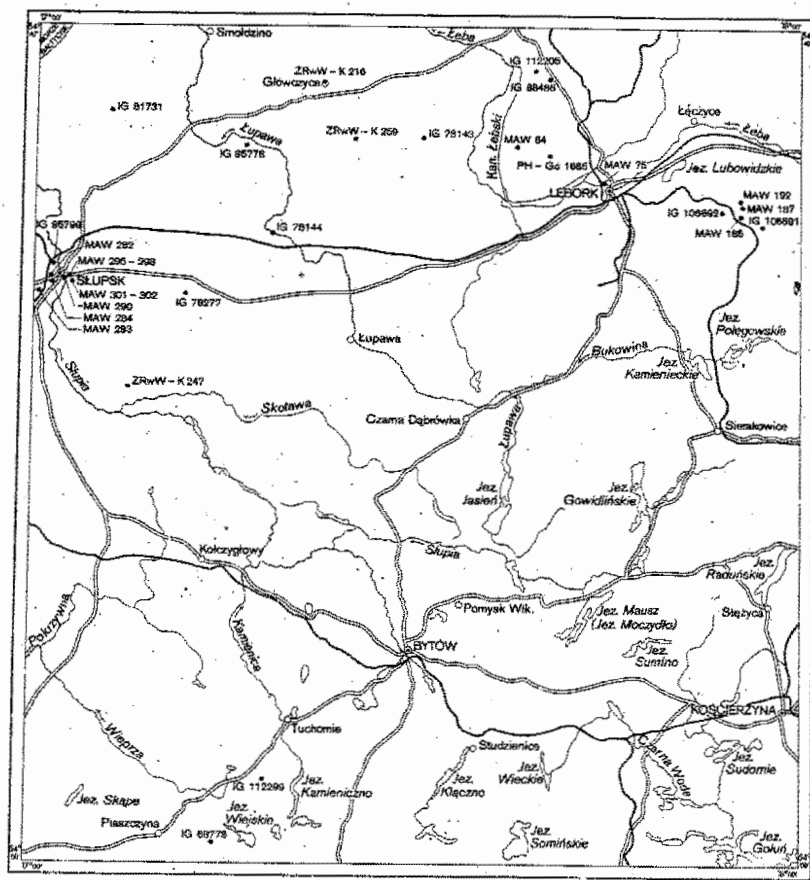
Na mapę wprowadzono e o c e n g ó r n y /P g₂³/, a to na podstawie oznaczeń mikropaleontologicznych prób z licznych otworów wiertniczych na Pobrzeżu Słowańskim i Kaszubskim /E. Ciuk, 1974; T. Uberna, 1974; E. Odrzywolska-Bienkowska, 1974; M. Marzec i E. Woźny, 1972; E. Marzec, 1971/. Górny eocen jako warstwy pomorskie stwierdzono m.in. w Koszalinie, Sławnie, Sulechowie k/Słupska, Białogardzie na N od Lęborka, Lebie, Jastrzębiej Górze, Chłapowie. Można więc przyjąć, że występuje on w całej tej strefie pobrzeży.

Górny eocen wykształcony jest w postaci szarozielonych ilów z przewarstwieniami piasków kwarcowych i glaukonitowych oraz szarozielonych mułowców piaszczystych i marglistych. Jego miąższość wynosi zaledwie kilka metrów.

Oligocen - P g₃

Do o l i g o c e n u zaliczone zgodnie z oznaczeniami w profilach wiertniczych utwory glaukonitowe o zabarwieniu zielonym. Takimi są piaski glaukonitowe, przeważnie drobnoziarniste, często ilaste, szarozielone, zielone i ciemnozielone. Obok nich występują często mułki łyszczykowe, piaszczyste i ilaste, ciemnoszare, zielone, niekiedy brunatne. Rzadsze natomiast są mułowce ciemnoszare, laminowane glaukonitem oraz ily glaukonitowe zielone i ciemnozielone.

Miąższość w ten sposób wyróżnionego oligocenu jest niewielka, waha się w granicach 10-20 m, maksymalnie wynosi 43 m /ZRwW-K271/. W miejscach głębokich obniżen powierzchni podłoża czwartorzędu, schodzących poniżej 110 m p.p.m. lub 120 m p.p.m. utwory oligocenu zostały całkowicie usunięte. Powierzchnia stropowa oligocenu



Lokalizacja wybranych otworów wiertniczych

pod przykryciem miocenu jest bardzo wyrównana i mieści się w przedziale od 101 do 115 m p.p.m.

Neogen - N

Miocen - N₁

Prawie na całym arkuszu Słupsk występuje pod pokrywą czwartorzędową miocen. Jedynie w miejscach głębokich wcięć erozyjnych odsłaniają się utwory starsze. Miocen potraktowano na mapie ogólnie jako nie rozdzielony. Opisy warstw miocenijskich w profilach wiertniczych są przeważnie dość ogólnikowe i nie pozwoliły na wydzielenie i korelację poszczególnych kompleksów litostratigraficznych.

Miocen reprezentowany jest przez brunatno-węglową formację w facji limnicznej i lądowej. W skład jej wchodzi piaski kwarcowe, łyszczykowe, przeważnie drobnoziarniste i pylaste, rzadziej średnio- i gruboziarniste, białe, jasnoszare lub brunatne od pyłu węgla brunatnego. Rzadko notuje się szare, drobnoziarniste żwirki. Obok tego występują często mułki łyszczykowe, ciemnoszare, brunatne i ciemnobrunatne, węgliste oraz ility łyszczykowe, przeważnie piaszczyste, niekiedy nieco łupkowate, węgliste, przeważnie brunatne. Wśród piasków lub iłków występują stosunkowo rzadko cienkie pokłady i soczewki węgla brunatnego.

W związku ze zróżnicowaną rzeźbą powierzchni podłoża czwartorzędowego miocen spotyka się na różnych wysokościach: od 139 m n.p.m. aż do blisko 99 m p.p.m. W konsekwencji również i jego miąższość jest bardzo różna od kilku do około 100 m. Miąższość ponad 113 m zanotowano w Wolini na NW od Lęborka, a 133 m w Korzenicy /IG 78271/ na południe od Słupska. W miejscach głębokich obniżeniach erozyjnych miocenu w ogóle brak.

Z braku odpowiednich danych nie można było wyznaczyć ściśle granicy między miocenem i oligocenem. Jest bardzo prawdopodobnym, że niektóre spągowe partie miocenu można by zaliczyć do górnego oligocenu i wówczas odpowiadałyby one limnicznym warstwom dąbrowskim lub brakicznym warstwom leszczyńskim według schematu E. Ciuka /1974/.

Cz w a r t o r z e d - Q

P l e j s t o c e n - P l

Podział stratygraficzny osadów plejstocenijskich na obszarze arkusza Słupsk opiera się jedynie na podstawach litofacjalnych, na położeniu osadów kolejnych jednostek oraz na ogólnie znanym przebiegu różnych zjawisk i procesów. Korelację profili w poszczególnych otworach wiertniczych przeprowadzono przy pomocy sporządzenia wielu roboczych przekrojów geologicznych. Stąd więc podział stratygraficzny ma charakter zupełnie wstępny, do czasu znalezienia utworów z fauną bądź florą o przewodnim znaczeniu.

Bardzo pomocne w interpretacji stratygraficznej stały się arkusze sąsiednie od wschodu i południo-wschodu /Gdańsk, Grudziądz/, na obszarze których stratygrafia czwartorzędu ma dla niektórych jego części mocne podstawy paleontologiczne.

Wobec słabości kryteriów podziału przyjęto ogólny schemat stratygraficzny wyróżniając na obszarze arkusza osady trzech zlodowaceń południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego. Osady interglacjału mazowieckiego nie zostały udokumentowane - chociaż je wyróżniono. Nie stwierdzono też osadów eoplejstocenijskich w Słupsku /MAW 284, piasek półzwięzły, szary z głębokości 129-131,5 m określony został jako preglacjał?/. Obecny stan badań nad osadami tego wieku na Niżu wymaga jednak w każdym przypadku bliższej charakterystyki litologicznej, aby móc ocenić wiek osadu.

Mezoplejstocen - PmZlodowacenie południowopolskie - P

Spośród pięter mezoplejstocenu, na obszarze arkusza reprezentowane jest tylko zlodowacenie południowopolskie. Jego osady w dwóch różnych facjach występują na całym obszarze, ale w przeważającej części w niższej położonych miejscach powierzchni podczwartorzędowej. Osiągają tam miąższości kilkudziesięciometrowe.

W profilu stratygraficznym zlodowacenia południowopolskiego najniższej występują osady wodnolodowcowe, nad nimi glina zwałowa. Profil ten jest zapewne w wysokim stopniu niekompletny i sprawą dalszych badań jest jego uzupełnienie i uszczegółowienie. Jego

bliższy opis wzięty jest ze Słupska i okolic sąsiednich jako miejsc dokładniej rozwierconych.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e /¹⁸p/ występują zapewne w profilu IG 85799 na głębokości 96-130,3 m p.p.m. Leżą tam w dolnej części piaski drobnoziarniste, miejscami zaglinione z okruchami lignitu, przechodzące ku górze w piaski średnioziarniste i w pospółkę, przykrytą gliną zwałową. G l i n a z w a ł o w a /gzP/ znajduje się przynajmniej w dwóch profilach, a mianowicie IG 85799 i MAW 302. Skąpy w obu przypadkach opis pozwala na stwierdzenie, że jest to glina szara piaszczysta. Występuje ona na głębokości od 77,8 do 96 m p.p.m. i poniżej 59,4 m p.p.m. /nie przebita/. Podobna sytuacja dotyczy gliny zwałowej barwy szarej w profilu IG 78144 w Skibnie na wschód od Słupska, gdzie występuje ona na głębokości od 55,5 do 57,2 m p.p.m. oddzielona od mułków miocenijskich niemal trzymetrową warstwą otoczków głównie granitowych. Należy sądzić, że glina zwałowa zlodowacenia południowopolskiego występuje i w innych miejscach, w tym w środkowej i południowej części obszaru arkusza, np. w profilu otw. ZRW-K 247 w Skarszewie, gdzie na piaskach miocenijskich leży 27 m miąższy pokład szarej gliny zwałowej. Głina ta, co jest zrozumiałe może występować tam kilkadziesiąt metrów wyżej niż w północnej części obszaru, tak bowiem kształtują się stosunki hipsometryczne powierzchni podczwartorzędowej.

Interglacjał mazowiecki - M?

Niewątpliwych osadów interglacjału mazowieckiego na obszarze arkusza dotychczas nie udało się stwierdzić. Mogą do nich jednak należeć występujące w profilu wiertniczym MAW 284 w Słupsku na głębokości od 110 m p.p.m. do 63 m p.p.m. p i a s k i r z e c z n e /¹⁸M/, jasnoszare i ciemnoszare drobnoziarniste zawierające w swej spągowej części, liczącej 43 m, znaczną domieszkę żwiru, głównie drobnego. Leżą one wprost na piaskach i pyłach miocenu. Za rzeczną genezą mogą tu przemawiać przesłanki jedynie pośrednie, a mianowicie występowanie na głęboko rozmytej powierzchni skał przedczwartorzędowych, obecność rezydualnego bruku w części dolnej i ciemne zabarwienie świadczące zapewne o redepozycji osadów miocenijskich w dolinie rzecznej.

Neoplejstocen - Pn

Osady neoplejstocenu pokrywają obszar całego arkusza o miąższości miejscami przekraczającej 100 m i zwiększającej się na ogół z północy na południe. W ich profilu można wyróżnić część dolną należącą do zlodowacenia środkowopolskiego i część górną wieku zlodowacenia północnopolskiego. Dzielących te oba piętra osadów interglacjalnego eemskiego dotychczas nie stwierdzono.

Zlodowacenie środkowopolskie - S

W profilu zlodowacenia środkowopolskiego występują osady wodnolodowcowe, zastoiskowe i lodowcowe o bardzo różnym rozwoju litologicznym i różnym następstwie warstw. Analiza całości profili pozwala na stwierdzenie, że najniższym ogniwem są utwory zastoiskowe /^{DS}/. Na nich leży seria wodnolodowcowa /^{feg}/. Sekwencja taka powtarza się raz jeszcze. Osady te podścielają glinę zwałową. Ta ostatnia jest miejscami dwudzielna, a osadami dzielącymi ją są piaski ze żwirami wodnolodowcowe. Profil zlodowacenia kończą osady zastoiskowe i wodnolodowcowe poziomu górnego. Sekwencja taka najwyraźniej rozpoznać się daje w profilach wiertniczych w Słupsku oraz w rejonie Rozłazino-Nawcz.

Dolny poziom zastoiskowy dzieli się na serię niższą i wyższą. Seria niższa daje się łatwo przesledzić w profilach Słupska i okolic /otw. MAW 284, MAW 283 i inne/. Na głębokościach od 62 m do 30 m p.p.m. w różnych profilach leżą iły, szare i ciemnoniebieskie, miejscami gliniaste, wapniste przechodzące facjalnie w pyły ilaste szare i piaski pylaste drobnoziarniste. Miąższość osadów dochodzi do 19,7 m.

Seria wyższa rozdziela dwie serie osadów wodnolodowcowych. W otw. MAW 283 w Słupsku tworzą ją iły szare o miąższości 6 m. W otworach sąsiednich są to piaski pylaste i ilaste oraz pyły związane o miąższości do 6,2 m /otw. MAW 282/. Nieco więcej, bo 9,5 m jest ich w Rozłazinie /otw. MAW 192/ na głębokości od 96,5 do 37 m p.p.m. Są one reprezentowane przez plastyczne mułki piaszczyste. W porównaniu z serią niższą zastoiskową, seria wyższa ma jak się wydaje mniejsze rozprzestrzenienie i występuje lokalnie, jedynie w pojedynczych profilach wiertniczych. W innych profilach, np. w Lęborku /MAW 75/ pozycja stratygraficzna ilów zastoiskowych poziomu dolnego nie jest dokładnie znana ze względu na zniszczenie wyższej części profilu osadów środkowopolskich.

Również dolny poziom wodnolodowcowy podzielić można na serię niższą i wyższą, rozdzielone górną serią zastoiskową. Obie serie występują bardzo pospolicie na obszarze całego arkusza, w różnych miąższościach i w różnym położeniu hipsometrycznym zależnym od rzeźby podłoża. Podłożem tym są często osady miocenu. Serią niższą osiąga 14 m miąższości /otw. MAW 192 w Rozłazinie/ i są to przeważnie piaski różnoziarniste z domieszką lub przewarstwieniami żwiru. W niektórych profilach, np. w Słupsku domieszka żwiru zaznacza się zwłaszcza w dolnej części. Seria wyższa jest na ogół łatwiejsza do zidentyfikowania, ponieważ przykryta jest gliną zwałową. Osiąga ona miąższość do 39 m /otw. MAW 187 w Rozłazinie/. W większości profili złożona ona jest z piasków różnoziarnistych z pojedynczymi przewarstwieniami żwiru, którego ilość zwiększa się na ogół ku górze, gdzie w części stropowej tworzy "tłok glazowy" przylegający do spągu gliny zwałowej.

G l i n a z w a ł o w a /gz^S/ jest najpospolitszym utworem zlodowacenia środkowopolskiego. Występuje ona w znacznej miąższości profili wiertniczych. Warunki jej występowania najlepiej ilustruje przekrój geologiczny A-B. Widać na nim, że w północnej części obszaru arkusza glina zwałowa leży nie wyżej niż 25 m n.p.m., ale często poniżej poziomu morza i jedynie lokalnie podnosi się do 50 m n.p.m. /Podole Wielkie/. Natomiast konsekwentne podnoszenie się powierzchni stropowej i spągowej środkowopolskiej gliny zwałowej widoczne jest w przekroju południkowym przez obszar arkusza. Podczas, gdy w rejonie Janowic-Niebędzina strop jej leży poniżej poziomu morza, to w rejonie Dąbia i Bytowa wznosi się już nieco ponad 100 m n.p.m. Podobne zjawisko obserwuje się przy analizie spągu gliny. Jest to związane z podnoszeniem się powierzchni, na którą transgredował lądolód środkowopolski, jak również powierzchni podczwartorzędowej. Kontakt gliny zwałowej z tą powierzchnią jest stosunkowo pospolity. Na ogół ma on charakter egzaracyjny, a miejscami występują nawet zaburzenia glacictektoniczne /np. otw. MAW 84 w Niebędzinie; przekrój A-B/.

Pełny profil poziomu glacialnego składa się z dwóch glin zwałowych przedzielonych osadami wodnolodowcowymi. Profile tego rodzaju znane są z otworów wiertniczych głównie północnej części obszaru arkusza, np. w Gąbinie /otw. IG 81731/, Redystowie /IG 106692 i MAW 185/, Rozłazinie /MAW 187/, na południe od Damna /IG 78144/ i w innych miejscach. W Słupsku rozdzielność zaznacza się słabiej /otw. IG 78277, IG 85799, MAW 290, MAW 295-298/ i może być in-

terpretowana jako soczewki żwirowo-piaszczyste w jednym i tym samym pokładzie gliny zwałowej.

Z obu glin zwałowych dolna występuje mniej pospolicie i w miejscach położonych nieco niżej. Górna glina natomiast leży powszechniej i nieco wyżej aniżeli dolna. Obie gliny według opisów makroskopowych są do siebie bardzo podobne. Są na ogół w różnym stopniu piaszczyste, szare, z wkładkami żwiru, silnie wapniste. W górnej części miejscami, np. w Słupsku, są bardziej ilaste.

Miąższosc gliny dolnej wynosi do 35 m /MAW 284/, a gliny górnej do 26 m /MAW 295/. W miejscach, gdzie oba pokłady gliny są nierozdzielone miąższosc wynosi do około 40 m np. 39 m w Niebędzinie /MAW 84/, a na południu do 45-47 m /otw. IG 112309/ w Stężyckiej Hucie; /otw. IG 68778/ w Brzeźnie Szlacheckim czy też w Trzebiatkowej /otw. IG 112299/ itd. W wielu miejscach na południu miąższosc ta może być jeszcze większa, ale gliny środkowopolskie trudno tam oddzielić od glin zwałowych młodszych.

Wiek środkowopolskiego są zapewne w przeważającej części porwaki tkwiące w osadach glacialnych. Nawiercono je w kilku miejscach, w tym w dwu otworach w Bytowie oraz w Lęborku i Maszewie.

W tej chwili trudno jest ustalić definitywnie, czy nawiercone w obu otworach w Bytowie osady mioceneskie reprezentują tę samą krę czy też tworzą dwa oddzielne porwaki. Otwory były założone na podobnych rzędnych na dziedzińcu zamkowym, a przewiercone kry mioceneskie mierzą 16 m i 1,2 m. Porwak 16 m spoczywa pod 90 m serią utworów plejstoceneskich, na wysokości 55-39 m n.p.m. i przykrywa warstwę /2 m/ piasku czwartorzędowego. W tej serii plejstoceneskiej występują 3 horyzonty gliny zwałowej o miąższosci od 2-31 m /H. Sobczak, 1957 - skorowidz/.

Porwak 1,2 m przykrywa osad plejstoceneski liczący 94,8 m miąższosci. W nim wydzielono aż 8 poziomów gliny zwałowej, których miąższosc mieści się w granicach 0,6-34,2 m. W spagu porwaka występuje warstwa gliny zwałowej.

Sytuacja geologiczna obu porwaków jest podobna, oba towarzyszą niżej leżącym osadom plejstoceneskim. Trzeba przyznać, że na podanych wyżej sąsiednich obszarach północno-wschodniej części Pomorza porwaki mają dość przypadkową sytuację geologiczną, występują na różnych rzędnych, w obrębie różnych poziomów osadów plejstoceneskich /J. Sylwestrzak, 1972d/.

Porwaki z Bytowa usytuowane są w zachodnim zboczu rozległej doliny Kościerzyna-Starogard Gdański, wyciętej w podłożu czwartorzędu i podobnie, jak kry mioceneskie w Lęborku /11 m/ i Maszewie /15 m/ powstały w miejscach wzmożonej egzaracji i bocznego nacisku prądu lodowego płynącego tą doliną ku południowemu wschodowi /J. Sylwestrzak, 1972d/. Wymienione porwaki najprawdopodobniej pochodzą z położonego w sąsiedztwie podłoża, bowiem obecność tu stromych i wysokich zboczy doliny zaznaczonej w rzeźbie podczwartorzędowej sprzyjała ich powstawaniu.

Mułki i piaski zastoiskowe /^{bs}/ poziomu górnego występują sporadycznie i raczej w północno-zachodniej i północnej części obszaru arkusza, na głębokości od 30 do 60 m p.p.m. Wykształcone są zazwyczaj w postaci mułków, pyłów, mułków piaszczystych i piasków drobnoziarnistych, drobnowarstwianych, wapnistych. Brak jest w nich ilów warwowych, co świadczyć może o nietypowych warunkach akumulacji zastoiskowej. Przykładem rozwoju tych osadów może być profil otworu ZRWW-K 216 w PGR Główczyce, gdzie na głębokości od 65 do 38 m p.p.m. leży od dołu: 3 m pyłu, 3 m piasku bardzo drobnoziarnistego, 6 m pyłu ilastego, 9 m piasku bardzo drobnoziarnistego i 6 m pyłu. Osady zastoiskowe leżą zazwyczaj bezpośrednio na glinie zwałowej.

Ostatnim wreszcie ogniwem stratygraficznym zlodowacenia środkowopolskiego są górne piaski ze żwirami w odnolodowcowe /^{fgs}/. Ich stosunek do mułków i piasków zastoiskowych nie jest jednakowy, choć zazwyczaj utwory fluwioglacjalne leżą na zastoiskowych. Charakterystyczne jest różnorodne położenie paleogeomorfologiczne tych utworów. Udało się je stwierdzić zarówno w rynnach jak i na wysoczyznach. Przykładem pierwszym są wzajemnie przewarstwione piaski, żwiry i piaski z domieszką żwirów wypełniające przynajmniej 80 m głębokości rynnę wyciętą w glinie środkowopolskiej i osadach starszych aż do miocenu włącznie, we wschodniej części omawianego obszaru. W jednym z profili osadów wypełniających tę rynnę /MAW 301/ w całej ich miąższosci, liczącej 84,3 m, występują redeponowane z rozmywanych osadów mioceneskich kawałki drewna i okruchy węgla brunatnego.

Pospolite są piaski ze żwirami wodnolodowcowe leżące na porzebranych wysoczyznach morenowych. W sytuacji takiej widoczne są w wielu profilach wiertniczych na obszarze całego arkusza. Do ich cech przewodnich należy mała miąższosc, nie przekraczająca 5-10 m oraz często duża zawartość frakcji średniego i grubego żwiru. Przy-

kładem mogą być profile w Skibinie /IG 88486/, gdzie na wyraźnie zredukowanej w swej miąższości glinie zwałowej środkowopolskiej leży na głębokości od 22 do 24 m p.p.m. warstwa otoczków oraz w Podolu Wielkim /IG 78143/, gdzie otoczki leżą w identycznej sytuacji stratygraficznej na głębokości od 10 m do 13 m p.p.m.

Zlodowacenie północnopolskie - B

Osady zlodowacenia północnopolskiego tworzą, zwłaszcza na północy przeważającą część osadów plejstocenijskich. Ku południowi ilość ich maleje, ich profile stają się mniej miąższe, a same osady występują znacznie wyżej niż w części północnej. Pod względem facjalnym przeważają w nich osady lodowcowe i wodnolodowcowe, pod rządnie występują osady zastoiskowe.

W profilu stratygraficznym zaznacza się wyraźna dwudzielność. Polega ona na dwukrotnym występowaniu osadów lodowcowych w postaci dwóch pokładów gliny zwałowej. Oba pokłady znane są z obszaru całego arkusza. Poziom dolny i towarzyszące mu osady wodnolodowcowe znane są niemal wyłącznie z profili wiertniczych. Natomiast poziom górny lodowcowy występuje pospolicie na powierzchni i wraz z facją wodnolodowcową tworzy przypowierzchniową część osadów na obszarze całego niemal arkusza mapy.

Dwudzielność osadów zlodowacenia północnopolskiego, z braku dostatecznych kryteriów nie ma przekonywująco sprecyzowanej rangi stratygraficznej. Jednakże nad dolną Wisłą /arkusze Grudziądz i Gdańsk Mapy Geologicznej Polski 1:200 000/ dwudzielność ta odpowiada dwom stadiom zlodowacenia północnopolskiego /B¹ i B² - stadiom: szczecińskiemu i głównemu/ przy czym stadiu główny dzieli się jeszcze na 2 do 3 poziomów lodowcowych. Na zachód od arkusza Słupsk brak jest tak wyraźnych podstaw do stwierdzenia obecności poziomów B¹ i B². Sytuacja taka może usprawiedliwiać przyjęcie, że dwudzielność osadów lodowcowych odpowiada dwom nasunięciom stadialnym /B¹ i B²/ i tak też datowane są oba poziomy glin zwałowych i osadów im towarzyszących na obszarze arkusza Słupsk.

Stadium szczeciński - B¹

Osady stadiału szczecińskiego składają się z osadów zastoiskowych, z piasków i piasków ze żwirami wodnolodowcowych i gliny zwałowej. Utwory te występują tylko w północnej części obszaru

arkusza, a brak ich w części środkowej, gdzie na powierzchni leżą utwory marginalne fazy pomorskiej stadiału głównego. Wydaje się przeto, że lądolód stadiału szczecińskiego zasięgiem swym objął tylko północną część obszaru, a więc miejsca położone najniżej.

Iły, mułki i piaski zastoiskowe /B¹/ znane są głównie z wychodni w Lęborku oraz z pojedynczych profili wiertniczych. W Podolu Wielkim leżą one w jasnej pozycji stratygraficznej a mianowicie pod dwiema glinami zwałowymi wieku północnopolskiego /od 10 do 19 m n.p.m./ i wykształcone są w postaci ilów i ilów lokalnie nieco piaszczystych, ciemnoszarych. Osady te opisywane są w literaturze od 1909 roku /L. Finckh/ jako iły lęborskie. Różnie określano ich zasięg, miąższość oraz stosunek wiekowy do pradoliny Redy-Leby. Do niedawna przyjmowano, że iły lęborskie powstały w wyniku wciśnięcia się lobu lodowcowego we wcześniej uformowany dolny odcinek tej pradoliny i zatamowanie odpływu wód pra-Leby w schyłkowym okresie plejstocenu /K. Bülow, 1924; J. Piątkowski, 1960, 1961; B. Rosa, 1963/. Zasięg tych osadów wiązano z tarasem 40 m w okolicach Nowej Wsi, doliną Kisewskiej Strugi i dolnym odcinkiem jej prawego dopływu Reknicy. Ostatnio problem ilów lęborskich był kilkakrotnie dyskutowany przez B. Augustowskiego /1965/, J. Piątkowskiego /1972/ i J. Sylwestrzaka /1968a, 1969, 1971a,b, 1972f/. Ustalono, że iły lęborskie w kierunku północno-wschodnim sięgają po Brzeźno Lęborskie, gdzie przykryte są 42 m płaszczem gliny zwałowej /J. Sylwestrzak, 1968a, 1927f/. Ich miąższość stwierdzona wierceńiami w miejscach eksploatacji /w okolicach Lęborka/ wynosi od 5,6 do 12,7 m /J. Piątkowski, 1972/, a w Brzeźnie Lęborskim 8 m /J. Sylwestrzak, 1968a/. Udowodniono więc, że iły te tworzą serię międzymorenową i są starsze od pradoliny Redy-Leby. Lokalnie przykryte są gliną zwałową /lub brukiem powstałym z jej rozmycia, np. na północ od Nowej Wsi/ albo osadami wodnolodowcowymi, np. w Górze Parkowej w Lęborku.

Według badań J. Piątkowskiego /1972/ główną masę ilów lęborskich stanowią iły szaropopielate z kilkunastoma ławicami o warstwowaniu konwolutnym, podścielone piaskami. Ziarno piasków jest dobrze obtoczone. W ilach A. Ludwig /1963/ stwierdził ślady pełznania, zapewne skorupiaków.

Iły lęborskie stanowią doskonały surowiec dla ceramiki budowlanej. Aktualnie są eksploatowane w odkrywkach kilku cegielni należących do Zakładów Ceramiki Budowlanej w Lęborku.

O wiele pospolitsze są piaski i piaski ze żwirami wodnolodowcowe / gB^1 /. One właśnie z reguły rozpoczynają profil stadiału szczecińskiego. Na ogół cechują się większą domieszką żwiru i gruboziarnistego piasku w dolnej i górnej swej części, podczas gdy część środkowa bywa bardziej piaszczysta. Zwiększony udział żwirów w dolnej części tłumaczy należy rozmywaniem otworów podłoża i rezydualnym niejako charakterem osadu, a części górnej - bliskością lądolodu, z którego pochodził materiał grubszy. Miąższość osadów wodnolodowcowych jest na ogół znaczna. W rejonie Kanina /otw. PH-Gd 1665/ i Lęborka /MAW 75/ przekracza 35-40 m, to samo w Gęsi /IG 112205 - przekrój geologiczny A-B/. Ten ostatni profil mimo nieprzebiccia osadów wodnolodowcowych, można uznać za typowy dla opisywanego poziomu.

Glina zwałowa stadiału szczecińskiego gzB^1 występuje jedynie w północnej części obszaru arkusza. Na południe od pradoliny Łeby zapewne jej brak. Natomiast na przekroju A-B poziom gliny zwałowej B^1 widoczny jest pospolicie od Żoruchowa i Drzeżewa /otw. IG 85778/ na zachodzie, aż po Kanin /otw. PH-Gd 1665/ i Nawcz /otw. IG 106691/ na wschodzie. Miąższość gliny zwałowej wynosi zazwyczaj od około 10 do 25 m. W Niebędzinie zawiera ona przewarstwienie piaszczyste o miąższości kilku metrów. Powierzchnia stropowa gliny zwałowej w strefie przekroju znajduje się zazwyczaj na wysokości od 30-40 m n.p.m. na zachodzie do 80 m na wschodzie. W Słupsku glina ta sięga 20 m n.p.m. i leży niemal poziomo i znana jest z wielu profili wiertniczych. Miąższość jej jest tam znacznie mniejsza niż bardziej na północy i wynosi od 3 do 7 m.

W rejonie Redystowa i Nawcza /przekrój geologiczny A-B/ zaznacza się w kilku profilach wiertniczych dwudzielność gliny zwałowej stadiału szczecińskiego. Osadami dzielącymi są piaski ze żwirami wodnolodowcowe o miąższości od 3 do około 20 m. Dwudzielność ta może być śladem niewielkich oscylacji brzegu lądolodu, bo w takiej strefie zasięgu osadów glacialnych ona występuje. Tu również, w Nawczu /otw. IG 106691/ występują osady strefy marginałnej, oznaczone na przekroju jako S_B^1 . Są to piaski w dolnej części drobnoziarniste wyżej średnioziarniste o miąższości 46,7 m. Mogą one tworzyć pogrzebany kem.

Stadiał główny - B^2

Przewodnim utworem stadiału głównego jest glina zwałowa oraz inne osady lodowcowe. Pod gliną leży poziom osadów wodnolodowcowych i zastoiskowych. Podobne facje osadów występują na glinie zwałowej.

Piaski i żwiru wodnolodowcowe gB^2 występują bardzo często na obszarze całego arkusza. W jego północnej części leżą one przeważnie na glinie zwałowej stadiału szczecińskiego, natomiast ku południowi przykrywają osady różnego wieku i genezy, ale zazwyczaj gliny zwałowe środkowopolskie. Profile litologiczne osadów wodnolodowcowych są mało zróżnicowane. Przeważnie tworzą je piaski różnoziarniste, źle wysortowane. W miejscach leżących wyżej w ich dolnej części spotyka się wyraźniejszą domieszkę żwirów. Natomiast w północnej części obszaru arkusza osady są w całości bardziej gruboziarniste ze stałą domieszką żwiru. Miejscami, np. w rejonie Podola Wielkiego /otw. IG 78143; przekrój geologiczny A-B/ cienka warstwa żwirów i głazów występuje jedynie w górnej części pokrywy wodnolodowcowej. Jej miąższość wynosi przeważnie od 10 do 25 m maksymalnie do 48 m w Sikorach /otw. IG 88486/. Dodać należy, że położenie stratygraficzne opisywanych osadów nie zawsze jest jasne, ponieważ wyżejleżąca glina zwałowa zawiera liczne przewarstwienia piaszczysto-żwirowe podobnie wykształcone i rozwinięte. Lokalnie, w zachodniej części obszaru występują ily i mułki zastoiskowe bB^2 wapiaste, o miąższości około 10 m.

Glina zwałowa stadiału głównego gzB^2 występuje pospolicie na powierzchni całego arkusza. Na ogromnej większości obszaru tworzy ona jeden poziom glacialny i stąd na przekroju geologicznym oraz syntetycznych profilach stratygraficznych określona jest jako gzB^2 . Jedynie na mapie ma wiek oznaczony z dokładnością do fazy. I tak na południe od moren czolowych fazy pomorskiej oznaczona jest jako gzB^P , a w obszarze na północ - jako gzB^{Pm} . Kryterium wieku jest tu więc sytuacja morfologiczna, ale nie rozdzielność gliny zwałowej stadiału głównego, która w ogromnej większości profili nie zaznacza się. Bliższy opis gliny zwałowej B^2 podany jest w częściach tekstu odnoszących się do fazy poznańskiej i fazy pomorskiej stadiału głównego.

Faza poznańsko-dobrzyńska - B^P . Glina zwałowa gzB^P jest najstarszym stwierdzonym osadem lodowcowym mającym swe wychodnie na obszarze objętym arkuszem Słupsk. Występuje ona

w południowej części, gdzie tworzy kilka "wysp" moreny dennej fa-
listej i płaskiej w okolicach Osławy-Dąbrowy, Lipusza, Dziemian
i na wschód od Jeziora Sumińskiego. Gлина zwałowa dolnych części
tych wysp morenowych jest otulona utworami sandrowymi fazy po-
morskiej. Stanowi ona mieszaninę iłu, pyłu, żwiru i głazów, jest
koloru brunatnego w różnych odcieniach. Udział poszczególnych
frakcji jest zmienny lokalnie w zależności od składu litologicz-
nego materiału wyjściowego wytapianego z lądolodu oraz przebiegu
ablacji. Na zechód od Lipusza, gdzie stropowe części gliny zwał-
owej uległy rozmyciu, a jej powierzchnia zdegradowaniu co najmniej
o kilka metrów /W. Okołowicz, 1963/, zaznacza się większy procent
grubszych frakcji. Dość powszechnie występują tu na powierzchni
głazy. Udział frakcji piaszczysto-żwirowej zwiększa się także na
stokach oraz w dnach obniżen powstałych na skutek nierównomier-
nej działalności akumulacyjnej lądolodu i jest on w dużej mierze
następstwem późnoplejstocenijskich i holocenijskich procesów stoko-
wych. Jest niemal regułą, że ku spągowi /do 2-3 m/ wzrasta zawar-
tość frakcji ilastej. W Dziemianach miąższość gliny zwałowej wy-
nosi około 7 m. Podścielają ją tu piaski różnoziarniste.

Na podłożu opisywanych utworów glacialnych rozwijają się sto-
sunkowo urodzajne gleby biellicowe i brunatne.

Faza pomorska - B^{Pm} . Wśród różnorodności osadów fazy pomor-
skiej najliczniej reprezentowane są piaski wodnolodowcowe oraz
utwory akumulacji subglacialnej i marginalnej lądolodu. Osady te,
zwłaszcza piaski sandrowe i gliny zwałowe tworzą rozległe po-
wierzchnie, na których akumulowane były młodsze osady oraz pow-
stawały drugorzędne formy wypukłe i wklęsłe.

G l i n a z w a ł o w a / gzB^{Pm} / jest najczęściej spotyka-
ną. Buduje ona wysoczyznę moreny dennej fazy pomorskiej zlodowa-
cenia północnopolskiego. Tworzy różnorodną mieszaninę przypomina-
jącą glinę zwałową fazy poznańsko-dobrzyńskiej. W układzie przes-
trzennym buduje liczne wysoczyzny morenowe poprzecinane równoleż-
nikowo sandrami i dolinami wód roztopowych, a południkowo dolina-
mi rynnowymi. Jej powierzchnia obniża się ku północy wyraźnymi
stopniami o wysokości od kilkunastu do ponad 20 metrów i jest pod-
stawowym poziomem geomorfologicznym północnej części obszaru /J.
Sylwestrzak, 1973a, 1978/.

Udział poszczególnych frakcji w składzie gliny zwałowej fazy
pomorskiej jest różny i zależy, podobnie jak na innych obszarach,
od osadu wyjściowego /zawartego w lodzie/ i charakteru ablacji.

Stopień obróbki mechanicznej ziarna kwarcowego gliny zwałowej
jest podobny względnie tylko minimalnie różni się od obtoczenia
ziarna kwarcowego gliny zwałowej fazy poznańsko-dobrzyńskiej, bo-
wiem jak stwierdza B. Krygowski /1956/ o stopniu zaokrąglenia te-
go ziarna decyduje długość transportu w środowisku lodowcowym, a
nie wiek tych glin. Według A. Karczewskiego /1963/ w glinie fazy
pomorskiej zauważa się większy udział iłu koloidalnego /poniżej
0,002 mm/ niż w porównywalnych glinach południowej części obsza-
ru arkusza Słupsk, należących stratygraficznie do fazy poznańsko-
dobrzyńskiej, zaś wskaźnik uziarnienia wynosi 0,16 dla gliny zwał-
owej pomorskiej i 0,11 dla gliny zwałowej fazy poznańsko-dobrzyń-
skiej. Wskaźniki "ilastości" wynoszą odpowiednio 0,19 i 0,15, na-
tomiał wskaźniki glazowe /wyrażające stosunek skał krystalicz-
nych /Kr/ do osadowych /Os/ oraz kwarców /Kw/ do skał krystalicz-
nych/ są następujące: 0,9 i 1,8 /Kr/Os/ oraz 0,7 i 0,8 /Kw/Kr/.

Miąższość gliny zwałowej fazy pomorskiej jest zmienna. Naj-
częściej wynosi ona od kilku do kilkunastu metrów. Najmłodsza
na obszarze arkusza jest glina zwałowa występująca w pół-
nocnej części Wysoczyzny Lęborskiej, stratygraficznie związana
z morenami gardzieńskimi /"faza gardzieńska", J. Sylwestrzak,
1968a, 1969, 1971a/.

I ł y, p i a s k i, ż w i r y i g ł a z y l o d o w-
c o w e / Sb^{Pm} / tworzą dwie wyspy na zachód od Słupska. Większa
o przebiegu południkowym usytuowana jest między obszarem zbudowa-
nym z gliny zwałowej od zachodu a osadami wodnolodowcowymi tارا-
su doliny Słupi od wschodu, zaś mniejsza położona jest wśród osa-
dów wodnolodowcowych, ilów, mułków, piasków i kredy jeziornej
oraz torfów w pobliżu Słupi. Osady te są erozyjnie odsłonięte,
w większej wyspie wychodzą spod gliny zwałowej i budują górną
część zachodniego zbocza doliny Słupi w okolicach Słupska. U po-
dnoża tego zbocza chowają się pod młodsze utwory wodnolodowcowe
tarasu sandrowej doliny Słupi. Brak odsłonieć i wierceń nie po-
zwala niestety na określenie miąższości osadów. Najprawdopodobniej
jest ona dość znaczna.

P i a s k i, ż w i r y i g ł a z y m o r e n c z o-
ł o w y c h / Cb^{Pm} / reprezentują materiał osadzony przed czołem
stagnującego lądolodu. Jego skład petrograficzny jest zależny od
rodzaju materiału zawartego w lądolodzie, a ściślej od charakteru
podłoża, po którym przemieszczał się i erodował go lądolód, a tak-
że kierunków ruchu lodu. W akumulacji opisywanych osadów czołowo-

lodowcowych udział miały również wody glacialne /supraglacialne, intraglacialne i subglacialne/, o czym świadczy lokalne przemyślenie materiału, warstwowanie i duży procent piasków, zwykle nieco lepiej obtoczonych od ostrokrawędzistego materiału żwirowo-głazowego. Udział osadów pochodzenia wodnolodowcowego w składzie utworów czołowlodowcowych jest wyraźnie większy po wewnętrznej stronie skrajnych moren czołowych fazy pomorskiej, a więc tam, gdzie wody roztopowe miały utrudniony odpływ frontalny i często zmuszane były do błędzenia w brzeżnej części lądolodu /J. Sylwestrzak, 1971b, 1972e,h, 1973a,b/. Dlatego też znaczna część osadów moren czołowych może być w tym obszarze uznana za materiał budujący moreny lodu martwego. Tłumaczy to chaos w rozmieszczeniu form.

Moreny czołowe na obszarze arkusza tworzą wały, wzgórza, pagóry i pagórki rozproszone lub uszeregowane w ciągi. Najbardziej okazałe, głównie moreny czołowe fazy pomorskiej, od dawna były przedmiotem zainteresowania geologów i geomorfologów /B. Augustowski, J. Sylwestrzak, 1973; T. Bartkowski, 1969, 1972; K. Bülow, 1925, 1926, 1932; W. Okołowicz, 1956; Cz. Pachucki, 1961; J. Sylwestrzak, 1972e,g,h, 1973a,b; oraz in./. Po wewnętrznej stronie tych moren istnieją liczne ciągi tych form marginalnych, z których trzy lepiej morfologicznie wyrażone określają ważniejsze etapy szeroko pojętej recesji lądolodu zlodowacenia północnopolskiego /bałtyckiego/, nazywane w literaturze "fazą kaszubsko-warminską", "fazą /nasunięciem/ koszalińską" i "fazą gardzieńską". Wymienione jednostki mają miejscami charakter transgresywny, o czym świadczy miejscami obecność struktur zaburzonych pod wpływem nacisku aktywnego lodu. Zdecydowana przewaga moren spiętrzonych dowodzi ponadto, że recesja lądolodu fazy pomorskiej zlodowacenia północnopolskiego odbywała się etapami, połączonymi z częstymi nawrotami czoła lądolodu. Proksymalne stoki moren spiętrzonych w wielu przypadkach otulone są w całości lub częściowo gliną zwałową, np. moreny czołowe okolic Piaszna i Jamna /J. Sylwestrzak, 1972h/.

Godny podkreślenia jest również fakt, że równorzędnie z piaskami, żwirami i głazami moren czołowych lokalnie /okolice Miastka/ występują także osady zastoisłowe oraz glina zwałowa. Utwory zastoisłowe zwykle mają zaburzony profil, tworzą kieszenie lub soczewki, natomiast glina zwałowa tworzy ciągłe płaty. Występuje ona głównie w północnej części obszaru arkusza, w okolicach Lebu-

ni i Bukowiny, Niepogłędzia, Nieckowa, Rzechcina i Wykosowa, między Podjazami a Mojuszewską Hutą, na wschód od Zagórzycy, południe od Potęgowa /J. Sylwestrzak, 1969, 1971b, 1972e,h, 1973a,b/. W sensie morfologicznym formy zbudowane z tej gliny są podobne do opisanych wyżej moren czołowych. W przeciwieństwie do tych ostatnich nie tworzą wyraźnych ciągów, lecz przeważnie występują pojedynczo na obszarze moreny dennej falistej, zaś budujący je materiał charakteryzuje się chaotycznym ułożeniem i został osadzony w trakcie bezpośredniego wytopienia się z brzeżnej części lądolodu. W składzie przypowierzchniowych części gliny zwałowej moreny czołowej duży procent zajmują grubsze frakcje /piaski, żwiry i głazy/, wyraźnie większy niż w glinie zwałowej moreny dennej falistej, a ponadto jej brązowa barwa ma nieco jaśniejszy odcień. Stopień obróbki mechanicznej ziarna kwarcowego w glinie zwałowej obu porównywanych form jest podobny, materiał reprezentuje typ "młodości" o ostrokrawędzistym kształcie ziarna. Najprawdopodobniej osady tego typu budują częściowo moreny martwego lodu nie wyróżnione na obszarze arkusza Słupsk od moren czołowych.

P i e s k i i ż w i r y o z ó w /^{OB}Pm/ znajdują się w okolicach Kołczygłówek, Barnowca, Darżkowa i Rzechcina oraz w pobliżu Łabiszewa położone na wysoczyźnie morenowej, w obrębie stref marginalnych /oz barnowicki, oz łabiszewski i oz koło Kołczygłówek/ lub w ich bezpośrednim zapleczu. Oz darżyński, wyróżniony i po raz pierwszy opisany przez K. Bülowa /1925, 1930/ jest usytuowany między formami marginalnymi należącymi do dwu najstarszych postojów wyznaczających przebieg recesji lądolodu w południowej części wysoczyzny główczyckiej /J. Sylwestrzak, 1969/. Ozy zbudowane są z piasków różnoziarnistych z domieszką żwirów /oz koło Kołczygłówek, oz darżyński/. Lokalnie utwory te przykryte są cienkimi płatami /do kilku metrów miąższości/ gliny zwałowej /oz łabiszewski, oz darżyński/ lub głazami pozostałymi po rozmyciu pokrywy morenowej /oz darżyński obok Grapic/. Ich długość jest różna wynosi ona dla ozu barnowickiego 1 km, łabiszewskiego około 1,5 km, dla ozu koło Kołczygłówek 4,5 km /przeciętna szerokość 90 m/ oraz dla ozu darżyńskiego /z przerwami/ 9,5 km. Oz koło Kołczygłówek jest zaliczany do typu ozów intraglacialnych, natomiast oz darżyński reprezentuje typ mieszany subglacialno-intraglacialny /J. Sylwestrzak, 1969, 1972h/.

M u ł k i, p i a s k i i ż w i r y k e m ó w /^{kB}Pm/. Osady wodnolodowcowe, kemowe, fazy pomorskiej występują w połud-

niowo-zachodniej części obszaru, głównie w okolicach Łubiany i jeziora Sudomie oraz w sąsiedztwie jezior Wyrównno, Osty, Biela, Schodno, Wdzydze, jeziora Radolnego i Somińskiego. Tworzą one tu różnej wielkości, zwykle wydłużone formy, których osie dłuższe na ogół są zorientowane zgodnie z przebiegiem znajdujących się w sąsiedztwie mis jeziornych.

Pod względem frakcji dominują piaski różnoziarniste i drobnoziarniste z soczewkami drobnych żwirów lub pojedynczymi żwirami, warstwowane poziomo i faliste. Lokalnie zawierają uskoki o kątach rzutu do około 75° . Na stokach kemów, zwłaszcza w ich dolnych częściach od strony przylegających głębokich rynien polodowcowych występują płyty piaszczystej gliny zwalowej z glazami, np. w sąsiedztwie jeziora Sudomie, Osuszyno i Jeziora Radolnego. Materiał morenowy spłynął tu po ścianach lodu martwego wypełniającego istniejące w sąsiedztwie formy wytopiskowe, zapewne w końcowej fazie powstawania kemów.

Wśród kemów fazy pomorskiej dominują kemy glaci-fluwialne o wydłużonym kształcie i przeważnie płaskiej powierzchni. Wysokości względne form kemowych mierzone w odniesieniu do den wytopisk lub średniego poziomu wód w jeziorach wynoszą od 20 do 30 m, a wysokości bezwzględne są na ogół o kilka metrów niższe od powierzchni sandrowych.

Miejscami między kemami a wytopiskami występują tarasy kemowe, zbudowane z reguły z piasków drobnoziarnistych z dużą zawartością części pylastych. Tworzą one powierzchnie płaskie, leży kilka metrów nad dnem wytopisk. Powstały po uformowaniu się kemów, podczas wytapiania się lodów konserwujących misy dzisiejszych jezior.

Oprócz wyżej opisanych osady kemowe występują niemal na całym obszarze. W większej ilości, w postaci lepiej wyrażonych morfologicznie kemów, znajdują się one na południe od głównego szlaku sandrowego pradolinie pomorskiej. Powszechnie spotyka się je w rynnach polodowcowych, np. w rynnach jeziora Jasień, rynnach jeziora Mausz /Moczydło/ i rynnach potęgowskiej na północo-wschód od Kamienicy Królewskiej, w dolinach wód roztopowych, ewentualnie w bezpośrednim sąsiedztwie tych form, np. w okolicach Bytowa, założonych na starszych rynnach radialnych /dolina wód roztopowych Reknicy na Wysoczyźnie Lęborskiej; J. Sylwestrzak, 1969, 1973a/. Miejscami występują także na wysoczyźnie morenowej wewnątrz wytopisk /na południo-wschód od Niezabyszewa, południe od Masłowic,

wschód od Dzieciela/, oraz w strefach kontaktowych wysoczyzny morenowej i sandrów /na wschód od Załakowa, w pobliżu Sulęcina i Rokit /J. Sylwestrzak, 1972e/. Dużo form kemowych znajduje się na obszarach sandrowych w sąsiedztwie dużych wytopisk, np. na zachód od Podjaz, między Jeziorem Kamienickim a jeziorem Świętym, na wschód od Lipusza i na północo-zachód od Rokit.

Utwory kemowe charakteryzuje duża zmienność pod względem frakcji. Na ogół obserwuje się więcej frakcji grubszych w kemach usytuowanych w rynnach polodowcowych i na obszarach sandrowych, a więc tam, gdzie wody fluwioglacjalne miały bardziej ułatwiony odpływ. Ziarno drobne, poniżej 0,5 mm średnicy wyraźnie przeważa w kemach na wysoczyźnie, gdzie ablacja lodów martwych przebiegała powoli a wyzwolone wody tworzyły zamknięte zbiorniki efemeryczne lub powoli odpływały.

Mięszkość osadów kemowych jest również zróżnicowana. Najbardziej miększe, do kilkudziesięciu metrów, są osady budujące kemy w rynnach i w obrębie powierzchni sandrowych; tu występują także najlepiej morfologicznie wyrażone kemy. Utwory te osadziły wody roztopowe płynące od czoła lądolodu, podobnie jak położone w ich sąsiedztwie sandry. Na wysoczyznach z kolei, gdzie materiał do budowy kemów pochodził z ablacji brył lodu martwego kemy są przeważnie niewielkie, a mięszkość ich osadów tylko miejscami przekracza kilkanaście metrów.

P i a s k i i ż w i r y w o d n o l o d o w c o w e / f_{SB}^{Pm} /. Utwory sandrowe na omawianym obszarze zajmują rozległe i zwarte tereny lub niewielkie lokalne powierzchnie. W południowej części obszaru na przedpolu moren czołowych pomorskich występują stożki sandrowe, które tworzą łagodnie nachylone powierzchnie, przechodzące w poziomy tarasowe w Pradolinie Noteci-Warty. Powstały one podczas postoju lądolodu fazy pomorskiej. W zależności od prędkości przepływu wody i jej siły transportowej osadzany był materiał drobny lub gruby. W sąsiedztwie moren czołowych materiał grubszy, często żwir z otoczkami, przeważnie krzyżowo warstwowany. Na przedpolu większych wałów morenowych proksymalne części sandrów zbudowane są z otoczek i żwirów. A więc w tym samym czasie i w podobnej odległości od czoła lądolodu były akumulowane różne pod względem frakcji osady sandrowe.

Ku południowi, a więc zgodnie z ogólnym kierunkiem odpływu wód, zaznacza się zmniejszenie się frakcji materiału i jego segregacja dotycząca wielkości ziarn. W profilu pionowym układ materia-

łu wodnolodowcowego, jego frakcja i warstwowanie są charakterystyczne dla badanych odkrywek i pozostają w wyraźnej zależności od położenia względem czoła lądolodu i przepływu głównych strumieni wód roztopowych /J. Sylwestrzak, 1973a/. W rzeźbie proksymalnej części sandrów fazy pomorskiej zwraca uwagę obecność licznych wytopisk /"dziurawy sandr"/ /por. R. Galon, 1967; M. Liberacki, 1961/.

Bardziej złożony charakter miał przebieg akumulacji osadów wodnolodowcowych na zapleczu moren czołowych pomorskiej fazy marginalnej. Ograniczone od południa barierą moren czołowych fazy pomorskiej wody roztopowe kierowały się ku zachodowi, często w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi lodowej, a nawet błędziły w brzeżnej części lądolodu. Szukając drogi odpływu niejednokrotnie erodowały podłoże i dlatego sandrom miejscami towarzyszą powierzchnie erozyjne wód roztopowych, rozwinięte na podobnych wysokościach. Przeważnie sandry północnej części obszaru, w tym także najlepiej wykształcony sandr pradolinie pomorskiej, są włożone w wysoczyznę morenową i biegną niezgodnie w stosunku do subglacjalnego odpływu wód lodowcowych. Mają więc charakter sandrów dolinnych /J. Sylwestrzak, 1971b, 1972h, 1973a; J. Sylwestrzak, A. Rachocki, 1972/. Sandry nałożone na wysoczyznę morenową tworzą niewielkie powierzchnie w północno-wschodniej części Pojezierza Bytowskiego i w północno-zachodniej części Pojezierza Kaszubskiego oraz lokalnie rozwinięte są na przedpolu moren gardzieńskich, np. na Wysoczyźnie Głównicy i Wysoczyźnie Lęborskiej. W budowie tych sandrów dominują piaski drobnoziarniste i różnoziarniste z pojedynczymi żwirkami, a ich miąższość na ogół nie przekracza kilka metrów /J. Sylwestrzak, 1969, 1971a/.

Bardziej miąższe, od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, w zależności od ukształtowania podłoża i wysokości występowania poziomu sandrowego, są sandry pradolinie pomorskiej, usytuowane na przedpolu moren koszalińskich. W marginalnych częściach sandrów oraz w sandrach rozwiniętych u wylotu czoła lądolodu ziarna kwarcowe są ostrokrawędziste a materiał fluwioglacjalny jest wyraźniej grubszy niż wzdłuż głównego "szlaku sandrowego" pradolinie pomorskiej. W tej ostatniej formie, wzdłuż przepływu głównego strumienia wód roztopowych obserwuje się segregację materiału sandrowego /J. Sylwestrzak, 1973a/. Należy jednak dodać, że w miejscach, gdzie większe strumienie boczne łączyły się z głównym "szlakiem odpływu sandrowego", zauważa się wzrost frakcji grubszych.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe leżące w pradolinie pomorskiej były akumulowane podczas postoju lądolodu na morenach koszalińskich i następnie jego recesji ku północy. O fazowym charakterze sedimentacji tych utworów świadczy między innymi fakt, że w pradolinie pomorskiej wykształconych jest od 3 do 7 poziomów morfologicznych, o maksymalnej szerokości 16 km. Lokalnie, od strony północnej sandry urozmaicone są licznymi wytopiskami, zwłaszcza w sąsiedztwie obszarów o przewadze deglacjacji arealnej. Dlatego też w pobliżu wytopisk piaski i żwiry sandrowe przykryte są materiałem morenowym.

I ł y, m u ł k i i p i a s k i j e z i o r n e / J_B^{Pm} / występują na południu w kilku zaledwie miejscach, w mniejszych dolinach. Tworzą je osady drobnofrakcyjne, przeważnie mułki i piaski drobnoziarniste z wkładkami ilów. Miąższość ich osiąga do 5 m.

Osady te są natomiast pospolite na południo-zachód i wschód od jeziora Gardno, po zewnętrznej i wewnętrznej stronie moren czołowych lobu o tej samej nazwie. Podobnie, jak osady i formy marginalne lobu gardzieńskiego, były one już niejednokrotnie opisywane w literaturze. F. Hoyningen-Huene /1934/ na mapie glebowej Pomorza oznaczył glebę rozwiniętą na ilach na rozległym obszarze rozpościerającym się między zewnętrznym łukiem moren czołowych lobu gardzieńskiego a jeziorem Wicko.

Na obszarze tym J. Sylwestrzak /1973a/ wyróżnił również trzy oddzielne zastoiska, a mianowicie zastoisko w okolicach Wytowna, zastoisko pienkowskie oraz zastoisko w okolicach jeziora Wicko i jeziora Kopań. B. Rosa /1963/ stwierdził obecność i ł ó w i m u ł k ó w z a s t o i s k o w y c h / D_B^{Pm} / między wewnętrznym ciągiem moren gardzieńskich a jeziorem Gardno, na północ od Objazdy.

Osady zastoiskowe znajdujące się na zachód od moren czołowych lobu gardzieńskiego /zastoisko okolic Wytowna; J. Sylwestrzak, 1973a/ tworzą dwa tarasy, lekko nachylone ku zachodowi. Wyższy taras /35-30 m n.p.m./ zbudowany jest z mułków i ilów, które w sąsiedztwie Redwanek przykryte są cienką warstwą drobnoziarnistych piasków fluwioglacjalnych. Według S. Giedroja-Juraha /1949/ morena czołowa opiera się tu lub nawet spoczywa na lekko zaburzonych mułkach i ilach. To nieznaczne zaburzenie osadów zastoiskowych zostało spowodowane oscylowaniem na nieznacznej odległości krawędzi lobu gardzieńskiego w następstwie wahań klimatycznych /J. Sylwestrzak, 1973a/. Niższy taras /23-17 m n.p.m./ tworzą, idąc od spą-

gu ku górze, mułki ilaste podścielone drobnodziarnistymi piaskami fluwioglacjalnymi i mułki oraz piaski drobnodziarniste, eksploatowane do wyrobu cegieł. Przejścia osadów mułkowo-ilastych w piaszczyste w spągu i stropie są stopniowe /J. Sylwestrzak, 1973a/.

P i a s k i i g l i n y d e l u w i a l n e /^d_B^{Pm}/.

Osady deluwialne występują wzdłuż pradoliny Redy-Łęby. Tworzą one listwy rozwinięte głównie u podnóży wyższych i bardziej stromych zboczy. Od swej skały macierzystej deluwia różnią się jaśniejszą barwą. Piaski i gliny deluwialne są przemieszane i tylko miejscami wykazują sortowanie materiału. Lokalnie /np. w okolicach Czerwieńca/ nakładają się na torfy holocenijskie, częściej jednak chowają się pod nie. Najczęściej stwierdzona miąższość deluwii wynosi tu od kilkudziesięciu centymetrów do około 2 m. W stosunku do znajdujących się miejscami cienkich pokryw eluwialnych deluwia są bardziej przemyte i nieco jaśniejsze. Skład mechaniczny i właściwości fizyczne opisywanych osadów zależą od rodzaju i charakteru budowy skał macierzystych.

Deluwia powstały w okresach minionych i nadal rozwijają się w wyniku powierzchniowych ruchów zwietrzałych mas skalnych wywołanych grawitacją oraz pod wpływem splukiwania. W następstwie działania tych procesów zbiega ulegają łagodzeniu i cofaniu, a niższe miejsca są zasypywane deluwiami, co w dalszej konsekwencji prowadzi do gradacji powierzchni terenu.

M a d y, p i a s k i i ż w i r y s t o ż k ó w n a p ł y w o w y c h /^s_B/ występują w okolicach Smółdzina nad Łupawą oraz na Nizinie Gardziensko-Łębskiej na północ-zachód od Skórzyna. Wśród tych osadów wyraźnie przeważają mady w Smółdzinie i piaski na NW od Skórzyna. Miąższość tych utworów jest niewielka i nie przekracza kilku metrów, a ich warstewki nachylają się na północ z odchyleniem na zachód i wschód, pod kątem 2-3°. Ze względu na nieznaczną miąższość i wysoki poziom wód gruntowych są one w dużej części podmokłe.

Powstawanie stożków napływowych rozpoczęło się zapewne z chwilą wycofania lądolodu z moren czołowych wierzchucińskich na Wysoczyźnie Głóczyckiej i z moren łobu gardzienskiego /J. Sylwestrzak, 1969/. B. Rosa /1963/ stwierdza, że systematyczne narastanie delty rzeki Łupawy w okolicach Smółdzina sprzyjało tworzeniu się form brzegowych po wschodniej stronie jeziora Gardno.

P l e j s t o c e n - h o l o c e n - P l - H

P i a s k i e o l i c z n e /e/ występują wyłącznie w północnej części obszaru arkusza. Większe ich nagromadzenie znajduje się w dolnym odcinku pradoliny Redy-Łęby, na zachód od jeziora Gardno i w okolicach Bięcina. Przeważnie zajmują one niewielkie i odizolowane powierzchnie, obecnie na ogół utrwalone. Piaski luźne w większej ilości spotykamy tylko na zachód od jeziora Gardno. Tworzą one tu zachodni fragment ruchomych wydmy mierzei Łębskiej.

W pradolinie Redy-Łęby piaski eoliczne występują na zachód od Żelazkowa, Niebędzina i Janowiczek oraz na zachód od PGR Leńnice i na południo-zachód od PGR Poraj. Dwa większe wały wydmy znajdują się w okolicach PGR Leńnice, południowy mierzy 750 m długości i 75-100 m szerokości, północny 700 m długości i kilkadziesiąt metrów szerokości. Linie grzbietowe ich są niewyrównane, a maksymalne wysokości wynoszą odpowiednio 18,2 m n.p.m. oraz 21,9 m n.p.m. /J. Sylwestrzak, 1971a/. Formy te zbudowane są z piasków drobnodziarnistych i bardzo drobnodziarnistych. Miejscami bądź przykrywają one pradolinne torfy holocenijskie, bądź też chowają się pod nie. Drobnym materiałem reprezentują również piaski eoliczne w okolicach Bięcina. Utrwalone lasem iglastym tworzą niewielkie wyspy kontrastujące z sąsiednimi polami uprawnymi.

P i a s k i e o l i c z n e w w y d m a c h /w/. Największe nagromadzenie piasków eolicznych tworzących wydmy znajduje się na zachód od jeziora Gardno. W południowej i wschodniej części są one już utrwalone, a nad brzegiem Morza Bałtyckiego tworzą ruchome wydmy. Występują one tu na serii żwirowo-piaszczystej i bruku rezydualnym, tworzącym erozyjne duo kopalnej pradoliny brzeżnej /A. Marsz, 1966; B. Rosa, 1963; J. Sylwestrzak, 1972g/. Pochodzenie materiału eolicznego nie jest jeszcze wyjaśnione. Prawdopodobnie duża część tych utworów pochodzi z przybrzeżnych pływów oraz z abradowanego klifu między Ustką a Rowami. Prędkość i kierunek transportowanego w głąb lądu materiału zależą od sytuacji atmosferycznej.

W opisywanym odcinku a także dalej na wschód mierzei Łębskiej można wydzielić między innymi następujące formy: wały przybrzeżne /biegnące równoległe do linii brzegowej/, wydmy wędrujące, wydmy paraboliczne /częściowo utrwalone przez roślinność/, mikroformy /laguny plażowe, jęczyczki plażowe i ripple marki/ oraz obniżenia i niecki deflacyjne /zwykle towarzyszą wałom przybrzeżnym i naśladują ich bieg/ /J. Sylwestrzak, 1972g/.

Eluwia glin zwałowych /ze/ zostały wyodrębnione na mapie w trzech miejscach na północo-wschód i północ od Lęborka. W postaci mniej wyraźnej, o mniejszym stopniu zwietrzenia i mniejszej miąższości osady te występują zapewne w wielu innych miejscach. W dwu przypadkach rozwinęły się one na ostańcach erozyjnych towarzyszących Kisewskiej Strudze, w trzecim zaś w zboczu Pradoliny Redy-Lęby na północo-zachód od Nowej Wsi pod Lęborkiem.

Miąższość eluwiów glin zwałowych jest na ogół niewielka, wynosi bowiem od około 1 m do 1,5 m. Są to utwory niewarstwowane stopniowo przechodzące w spąg w glinę zwałową brunatną o ciemniejszym odcieniu, wyraźnie zbitą. W dolnych częściach zboczy i u ich podnóży, gdzie na eluwia nakładają się utwory deluwialne, miąższość pokrywy zwietrzelinowej wzrasta. Miejscami zauważa się tu również wysortowanie materiału.

Osady znajdujące się w strefach krawędziowych i na zboczach podlegają denudacji. Część tego materiału, jeszcze bardziej rozdrobnionego, dostaje się np. do Kisewskiej Strugi, która transportuje go do rzeki Lęby. Wietrzeniu fizycznemu sprzyja tu również wietrzenie chemiczne, któremu stosunkowo łatwo ulega glina zwałowa, a ponadto splukiwanie /duże deniwelacje i duże kąty nachylenia/ i uprawa gleb. W ten sposób rozwija się niekorzystne z punktu widzenia rolnictwa zjawisko erozji gleb i zakłóceniu ulega naturalny proces bielcowania gleb.

H o l o c e n - H

Mułki, piaski i żwiry rzeczne /^rH/ zaliczane są do holocenijskich osadów mineralnych. W większej ilości występują wzdłuż doliny Łupawy, Zagórskiej Strugi i Słupi. Reprezentują osady korytowe oraz łęgowe. Wzdłuż profilu podłużnego, a często także wzdłuż profilu poprzecznego utwory fluwialne wykazują zróżnicowanie pod względem frakcji. Zróżnicowanie materiału w poszczególnych odcinkach biegu rzek - najlepiej widoczne na przykładzie Łupawy - spowodowane jest zmniejszeniem się siły nośnej rzeki. Z biegiem rzeki maleje udział grubszych frakcji żwirowo-piaszczystych, a zwiększa się udział frakcji mułowej. Do zróżnicowania materiału korytowego głównie przyczyniają się wody powodziowe /B. Rosa, 1964/. Wody te również dostarczają materiału do budowy utworów łęgowych, przy czym grubość osadzonego mate-

riału zależy od ilości wód i ich siły nośnej. Miąższość osadów aluwialnych najczęściej wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do ponad 1 metra. Miejscami osady łęgowe nakładają się na torfy lub gytie, względnie odwrotnie, na starsze utwory rzeczne tarasów nadzalewowych powoli wkracza roślinność torfowa.

Iły, piaski i żwiry morskie /^mH/ zlokalizowane są w dwóch miejscach w północno-zachodniej części obszaru objętego mapą arkusza Słupsk, na północo-zachód od Dębiny i południo-zachód od Rowów. Występują tu przede wszystkim piaski różnoziarniste z wyraźną przewagą piasków drobnoziarnistych. Na północo-zachód od Dębiny spory procent zajmują również żwiry. Możliwe, że część z nich, a także piasków, pochodzi z niszczonego w pobliżu wybrzeża klifowego. Nie wyklucza się również udziału w nich materiału pochodzącego z niezbyt odległych ławic. Osady te tworzą dziś plażę o szerokości na ogół nie przekraczającej kilkudziesięciu metrów. Jej szerokość zmniejsza się w okresie sztormów. Plaża jest niejako pierwszym etapem postępu materiału po jego wyrzuceniu przez wodę morską. Osuszony piasek jest stopniowo wywiewany i transportowany przez wiatr wzdłuż plaży a potem w głąb mierzei, z ogólną tendencją ku wschodowi. Ilość przemieszczonego materiału, jego frakcja zależą od prędkości i siły wiatru oraz od ogólnej sytuacji atmosferycznej /J. Sylwestrzak, 1972g/. Przy mniejszym wietrze wywiewany jest materiał drobniejszy, a w miarę wzrastania siły wiatru stopniowo zabierany jest coraz grubszy materiał. Wówczas na miejscu pozostaje gruby materiał, a mianowicie żwiry i otoczaki, które tworzą rezydium plażowe.

Mady, piaski i żwiry stożków napływowych /^sH/ występują głównie w pradolinie Redy-Lęby. Rozwinęły się one u wylotu bocznych dolin, zwłaszcza od strony południowej. Najlepiej wykształcone stożki znajdują się u wylotu dolin rzeki Pogorzelic, Sitnicy, Okalicy i Świniuchy oraz Jeżowskiej Strugi. Na te stożki nakładają się między Pogorzelicami na zachodzie a wschodnią granicą obszaru arkusza na wschodzie, drobniejsze stożki, w rezultacie czego mamy tu do czynienia z niemal ciągłą pokrywą osadów napływowych, a miejscami, np. na północ od Pogorzelic, na wschód i południowy zachód od PGR Leśnice, na północ od Wojstówka i południe od Bożego Pola Wielkiego z równinami napływowymi. Utworom napływowym często towarzyszą, zwłaszcza na południowym zboczu pradolin Redy-Lęby, piaski i gliny deluwialne.

W stożkach napływowych widoczny jest rozkład materiału typowy dla tego rodzaju form. Od wierzchołków ku ich peryferiom zaznacza się wyraźna selekcja wielkości ziarna. W stożkach wierzchołków dominują, bądź stanowią duży udział, osady żwirowo-piaszczyste, natomiast na zewnętrznych strefach tych form niemal wyłącznie występują drobnoziarniste piaski. Miejscami tylko w pobliżu koryt dzisiejszych rzek, np. Pogorzeliicy, w zewnętrznych częściach stożków znajduje się nieco grubego materiału, który pochodzi z facji powodziowej. Miąższość osadów napływowych jest również bardzo zmienna, największa /kilka metrów/ w wierzchołkach stożków, najmniejsza /kilkadziesiąt centymetrów/ na ich peryferiach.

Dziś stożki napływowe dolin bocznych uchodzących do Pradoliny Redy-Łeby są przeważnie zalesione. W pobliżu wiosek /Pogorzeliice, Leśnice, Wojstówko/ są częściowo uprawiane lub służą jako użytki zielone /głównie pastwiska/. Na zewnętrzną, północną część stożka napływowego Okalicy i Świniuchy wkracza powoli zwarta zabudowa Lęborka.

I ły, mułki, piaski i kredy jeziorne /JH/. Holocenyjskie osady jeziorne na obszarze arkusza zostały wyróżnione w kilku miejscach, a mianowicie na południowy zachód od Słupska, południowy zachód od Wielkiej Wsi, na wschód od Czerwieńca, nad jez. Raduńskim Górnym oraz na wschód od jeziora Gardno. W czterech wymienionych miejscach stwierdzono obecność kredy jeziornej /margiel łąkowy, margiel bagienny/, natomiast w piątym, na wschód od jez. Gardno znajdują się ły, mułki i piaski, które chowają się pod torfy /B. Rosa, 1963, 1964/. Miąższość kredy jeziornej jest niewielka, nad jeziorem Raduńskim Górnym wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do około 1,5 m. Jest ona tu, a także w okolicy Wielkiej Wsi i Czerwieńca eksploatowana dla potrzeb lokalnych, jako domieszka do paszy dla bydła oraz do nawożenia gleb.

Kreda jeziorna podścielona jest łem lub mułkami nad jez. Raduńskim Górnym, albo piaskiem drobnoziarnistym przemieszonym z mułkiem w Czerwieńcu i Wielkiej Wsi. Przejście osadów podłoża w kredę jest stopniowe. Nad jeziorem Raduńskim kreda leży na wysokości od 0,6-8 m nad dzisiejszym poziomem wody, co świadczy między innymi o wahaniach zwierciadła wód tegoż zbiornika. Występuje ona tutaj w trzech poziomach, na wysokości 8 m, 3 m i 0,6 m nad zwierciadłem wody. Według R. Gołębiowskiego /1972/ najwyższy

poziom, 8 m, powstał prawdopodobnie w preboreale, natomiast najniższy, 0,6 m w okresie subatlantyckim. W okolicach Czerwieńca miejscami kreda jeziorna jest przykryta piaskami i torfem, które razem tworzą tu dno pradoliny Redy-Łeby. Również na południowy zachód od Wielkiej Wsi torf stanowi nadkład peryferyjnych części obszaru występowania kredy jeziornej.

N a m u ły /nH/ reprezentują współczesne osady hydroklasetyczne. W większej ilości występują one w dolinie Łupawy, Skotawy i Łeby. Poza tym napotykamy je nad dopływami Słupi i Wieprzy oraz nad dolnymi ciekami uchodzącymi do jezior. Sedymentacja tych osadów odbywa się w okresach powodziowych. Ich miąższość na ogół nie przekracza kilkudziesięciu centymetrów. Namuły często zawierają w sobie osady organiczne, powstałe między kolejnymi powodziami. Ogólnie biorąc ich skład mechaniczny, a także miąższość, są zmiennie i zależą w pierwszym rzędzie od przebiegu procesów erozji i akumulacji w okresach powodziowych.

G y t i e /gyH/ należą do typowych osadów jeziornych. Występują one w niewielkiej ilości w rejonie Tuchomia i Pomyska Wielkiego. Tworzą drobne wysepki wśród gliny zwałowej, sąsiadują także z torfami zagłębien wytopiskowych pomorskiej strefy marginalnej. Największy obszar zajmują wokół rynnowego jeziora Głatkowskiego na zachód od Tągowia. Powstały w zarastających zbiornikach wodnych, które charakteryzowały się bujnym życiem organicznym. Zawierają w sobie szczątki organiczne roślinne i zwierzęce przeważnie planktonowe. Osad nieorganiczny /muł/ jest pochodzenia allochtonicznego, charakteryzuje się zmiennym uziarnieniem. Frakcja materiału maleje idąc od brzegu ku środkowi dawnych zbiorników wodnych. Gytie cechuje duży stopień uwodnienia, na ich podłożu podobnie jak na roślinności torfowej, rozwijają się gleby typu hydrogenicznego.

T o r f y /tH/ pod względem zajmowanej powierzchni ustępują tylko glinie zwałowej i utworom wodnolodowcowym. W większej ilości występują one w pradolinie Redy-Łeby oraz w pomorskiej strefie marginalnej i na bliższym jej zapleczu. Powszechnie towarzyszą także dolinom rzecznych i rynnom polodowcowym.

Dominują torfowiska niskie /dolinowe i niedolinowe/. Torfowiska wysokie i przejściowe spotyka się tylko w okolicach Zielina. Miąższość torfów jest bardzo różna, najczęściej wynosi 1-2 m, a w pradolinie Redy-Łeby osiąga 3-4 a nawet więcej metrów.

Wiek torfów jest różny. Według B. Rosy /1963/ początek narastania torfów w Pradolinie Redy-Łęby przypada na pierwszą połowę okresu borealnego. Torfy nadgardzienskie zaczęły tworzyć się przed 7960 ± 170 lat /wg C^{14} ; B. Rosa, 1963/.

Torfy są powszechnie eksploatowane, ale dla potrzeb lokalnych. Wykorzystywane są głównie jako opał, a także służą do nawożenia gleby.

LITERATURA

- A u g u s t o w s k i B., 1964 - Rola wód fluwioglacjalnych w rozwoju rzeźby Pobrzeża Kaszubskiego. Czas. geogr. t. 35 z.2.
- A u g u s t o w s k i B., 1965 - Układ i rozwój pradolin Pobrzeża Kaszubskiego. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku. R. VII.
- A u g u s t o w s k i B., 1972 - Niziny Nadmorskie. W: Geomorfologia Polski, t. 2.
- A u g u s t o w s k i B., 1974 - Rzeźba terenu. W: Studium geograficzno-przyrodnicze i ekonomiczne województwa gdańskiego pod redakcją J. Moniaka. Gdańsk.
- A u g u s t o w s k i B., S y l w e s t r z a k J., 1972 - Problematyka prac magisterskich z zakresu geomorfologii i geografii fizycznej w gdańskim ośrodku geograficznym. Zesz. nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi Uniw. Gdańskiego. Geografia 2.
- A u g u s t o w s k i B., S y l w e s t r z a k J., 1973 - Z morfogenezy centralnej części Pojezierza Kaszubskiego. Prz. geogr. t. 45, z. 1.
- A u g u s t o w s k i B., S y l w e s t r z a k J. - Pokrywa czwartorzędowa i ukształtowanie jej powierzchni. W: Pojezierze Kaszubskie. Praca zbiorowa pod redakcją B. Augustowskiego. GTN /w druku/.
- B a r t k o w s k i T., 1963 - Indywidualność geologiczna i geomorfologiczna Pomorza Wschodniego. Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk nr 3.
- B a r t k o w s k i T., 1965 - Rzeźba, budowa geologiczna, geomorfologia i stosunki wodne. W: Województwo koszalińskie. Monografia geograficzno-gospodarcza, pod redakcją F. Barańskiego i in., Poznań.
- B a r t k o w s k i T., 1969 - Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych /na wybranych przykładach z Polski zachodniej i północnej/. Bad. fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 23.
- B a r t k o w s k i T., 1972 - Strefa marginalna stadiału pomorskiego w aspekcie deglacjacji strefowej /na wybranych przykładach z pojezierzy: Drawskiego i Miastkowskiego na Pomorzu/. Bad. fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 25.
- B r o d n i e w i c z I., 1972 - Brenkovo. Fauna analysis. W: Guide - Book of the Excursions. INQUA. Subcommission on Shorelines of North - western Europe, International Conference in Poland. Sopot. September 22-26, 1972. Toruń.
- B ü l o w K., 1924 - Boden und Landschaft im Kreise Lauenburg in Pommern. Eine geologische Heimatkunde. Lauenburg.
- B ü l o w K., 1925 - Die Diluviallandschaft im nordöstlichen Hinterpommern. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 45.
- B ü l o w K., 1926 - Das Pommersche Hinterland der "Grossen Baltischen Endmoräne. Z. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 78.
- B ü l o w K., 1931 - Ein Blick über die Landschaft des Kreises Köslin und ihre erdgeschichtliche Entwicklung. Unser Pommerland 16.
- B ü l o w K., 1930 - Erdgeschichte und Landschaftsgestaltung im Kreise Stolp in Pommern. Eine geologische Heimatkunde. Stolp.
- C h u r s k a Z., 1961 - The so-called Porta Cassubica /Kashubian Gate/ beginnings of the outwash of the Pommeranian stage. W: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland VI Intern. Congr. on Quatern., Warsaw 1961, Łódź.
- C h u r s k i Z., 1961 - Morfologia i hydrografia kompleksu jeziora Wdzydze. Rocznik Nauk Rolnicz. t. 93-D. Warszawa.
- C i u k E., 1955 - O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocennych i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Biul. Inst. Geol. nr 70.
- C i u k E., 1970 - Schematy litostratygraficzne trzeciorzędu Niżu Polskiego. Kwart. geol. t. 14 nr 4.
- C i u k E., 1974 - Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. Biul. Inst. Geol. nr 281.
- D e e c k e W., 1907 - Geologie von Pommern, Berlin.
- D e e c k e W., 1911 - Zur Morphologie und Tektonik Pommerns. Z. Dtsch. Geol. Ges. Bd. 63.

- D r w a l J., G o ł ę b i e w s k i R., 1968 - Próba klasyfikacji brzegów i niektóre procesy brzegowe jeziora Raduńskiego. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku, R. X.
- G a l o n R., 1949 - Oblicze fizjograficzne regionu kaszubskiego. Jantar, R. 7 z. 3/4. Inst. Bał. Gdańsk.
- G a l o n R., 1953 - Morfologia doliny i sandru Brdy, Stud. Soc. Sc. Tor. Sec. C. v. 1.
- G a l o n R., 1961 - General Quaternary problems of North Poland. VI-th Congress INQUA, Guide-Book of Excurs. "From the Baltic to the Tatras" part I, North Poland, Łódź.
- G a l o n R., 1965 - Some new problems concerning subglacial channels. "Geographia Polonica", t. 6. Warszawa.
- G a l o n R., 1967 - Czwartorzęd Polski Północnej. W: Czwartorzęd Polski, Warszawa.
- G a l o n R., 1968 - Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN nr 74.
- G a l o n R., 1969 - O typach deglacjacji lądolodu skandynawskiego /w obrębie ostatniego zlodowacenia/. Folia Quater. nr 30.
- G a l o n R., 1972 - Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: Geomorfologia Polski, t. 2.
- G a l o n R., R o s z k ó w n a L., 1961 - Extent of the Scandinavian Glaciations of Poland in the Light of an analysis of the marginal forms of Inland Ice. Prz. geogr. t. 33.
- G a l o n R., R o s z k ó w n a L., 1967 - Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski. Warszawa.
- G a w o r - B i e d o w a E., 1962 - Stratygrafia mikropaleontologiczna górnej kredy w otworze Lębork - IG 1. Kwart. geol. t. 6 nr 4.
- G i e d r o j ę - J u r a h a S., 1949 - Moreny czołowe okolic jeziora Gardno. Czas. geogr. t. 20.
- G o ł ę b i e w s k i R., 1975 - Osady denne Jezior Raduńskich. Praca doktorska. Zakł. Geol. Czwart. UW, Warszawa.
- H a l i c k i B., 1947 - Projekt nadmorskiego parku narodowego. Wiad. Muzeum Ziemi. t. 3. Warszawa.
- H a r t n a c k W., 1926 - Die Küste Hinterpommerns unter besonderer Berücksichtigung der Morphologie. Stolp.

- H a r t n a c k W., 1931 - Oberflächengestaltung der Ostpommerschen Grenzmark. W: Der Nordosten I. Breslau.
- K e i l h a c k K., 1898 - Die Stillstandeslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerschen Küstengebietes. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Bd. 19.
- K o n d r a c k i J., 1967 - Geografia Fizyczna Polski. Warszawa.
- K o n d r a c k i J., 1968 - Główne rysy rzeźby obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN nr 74.
- L i b e r a c k i M., 1961 - Outwash plain in the neighbourhood of Lipnica /S of Bytów/ with dead-ice relief. W: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland VI, Intern. Congr. on Quatern., Warsaw 1961, Łódź 1961.
- L u d w i g A., 1963 - Ein neuer Fährtenfund aus dem Bänderton. Geologie Bd. 12. H. 4.
- M a j o r k o w s k i A., 1972 - Stan rozpoznania geologicznego regionu gdańskiego. Przewodnik XLIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Cetniewo 2-4 września 1972, Warszawa.
- M a p a g l e b o w o - r o l n i c z a P o l s k i. Sekcje województw: gdańskiego i koszalińskiego, oprac. zbiorowe pod redakcją T. Witka. Puławy.
- M a r s z A., 1966 - Geneza Wydm Łebskich w świetle współczesnych procesów brzegowych. Pr. Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 4 z. 6.
- M a r s z A., 1967 - Próba korelacji rozwoju geomorfologicznego Pradoliny Kaszubskiej z Pradolina Redy-Łeby. Bad. fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 19.
- M a r s z A., 1972 - Brenkovo. Geomorphological conditions. W: Guide-Book of the Excursions. INQUA, Subcommittee on Shorelines of Northwestern-Europe, International Conference in Poland, Sopot, September 22-26, 1972 Toruń.
- M a r z e c M., 1971 - Zarys budowy geologicznej utworów trzeciorzędowych i czwartorzędowych w rejonie Zatoki Puckiej. Prz. geol. nr 12.
- M a r z e c M. i W o ź n y E., 1972 - Litologia i stratygrafia utworów trzeciorzędu okolic Jastrzębiej Góry. Prz. geol. nr 12.
- M i s z t a l s k i J., 1967 - Uwagi o rozwoju wydm wędrujących na Mierzei Łebskiej. "Fotointerpretacja w Geografii". Pol. Tow. Geogr. z. 5. Warszawa.

- M i s z t a l s k i J., 1973 - Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim. Studium fotointerpretacyjne. "Dokumentacja Geograficzna". Inst. Geogr. PAN.
- M o d l i Ń s k i Z., 1973 - Wstępne wyniki badań otworu wiertniczego Kościerzyna IG-1. Kwart. geol. t. 17 nr 3.
- M o j s k i J. E., 1969 - Stratygrafia zlodowacenia północno-polskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. Biul. Inst. Geol. nr 12.
- M o j s k i J. E., R ũ h l e E., 1965 - Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, 1:3 000 000, z. 12 - Czwartorzęd. Inst. Geol.
- M u s i e l a k S., 1971 - Wgłębna budowa geologiczna regionu gdańskiego. Zesz. Nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi. Geografia 1. Gdańsk.
- O d r z y w o l s k a - B i e Ń k o w a E., 1974 - Wyniki badań mikropaleontologicznych starszego trzeciorzędu w otworze wiertniczym Mikaszówka. Biul. Inst. Geol. nr 281.
- O k o ł o w i c z W., 1956 - Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. Biul. Inst. Geol. nr 7.
- O k o ł o w i c z W., 1963 - Disparition des reliquats de la glace-facteur du developpement de la morphologie post-glaciaire en Pologne du Nord. W: Report of the VI-th Intern. Congr. Quater. Warsaw 1961, vol. III. Łódź.
- O t ł u s z e w s k i W., 1948 - Badania pyłkowe nad torfowiskami dolnej Łeby. Bad. fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 1.
- P a c h u c k i Cz., 1961 - Moreny czołowe ostatniego zlodowacenia na obszarze Peribalticum. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 31 z. 2-4.
- P a w ł o w s k i S., 1973 - Budowa geologiczna i krajobrazy morfologiczne Pomorza, t. I, Słownik Geogr. Państwa Polskiego. Warszawa.
- P a z d r o Z., 1959 - Budowa geologiczna regionu gdańskiego. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 29.
- P i a s e c k i D., 1962 - Fizjografia dorzecza Raduni i morfogeneza jej doliny. "Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku". R. IV. Gdańsk.
- P i ą t k o w s k i J., 1960 - Pradolina Redy. Mierzeja Łebska i Zastoisko Łęborskie. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 29.
- P i ą t k o w s k i J., 1961 - Ice-dammed lake of Łębork. W: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I:

- North Poland, VI-th Intern. Congr. on Quatern., Warsaw 1961. Łódź.
- P i ą t k o w s k i J., 1972 - Sedymentacja utworów zastoiska łęborskiego. Przewodnik XLIV Zjazdu Pol. Tow. Geol. Cetniewo 2-4 września 1972. Warszawa.
- P o ż a r y s k i W. redakcja, 1974 - Budowa geologiczna Polski. t. 4. cz. 1. Warszawa.
- R o s a B., 1958 - O postglacialnej transgresji Bałtyku na polskim wybrzeżu. Czas. Geogr. t. 29.
- R o s a B., 1959 - Die postglaziale Transgression and der polnischen Küste. Geogr. Berichte H. 10/11.
- R o s a B., 1961a - End-moraines in the neighbourhood of Bytów. W: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland VI, Intern. Congr. on Quatern, Warsaw 1961, Łódź.
- R o s a B., 1961b - Structure of the outwash plain of the Pomeranian stage near Korne. W: Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland, Intern. Congr. on Quatern. Warsaw 1961, Łódź.
- R o s a B., 1963 - O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Soc. Sc. Tor. Sec. C v. 5.
- R o s a B., 1964 - O utworach aluwialnych i biogenicznych wyscielających dna dolin rzek nadbałtyckich, ich związku z transgresją morza i znaczeniu dla badań nad neotektoniką obszaru. Zesz. nauk. UMK. Nauki mat.-przyr. z. 10. Geografia 3. Toruń.
- R o s a B., 1968 - Obszar południowobałtycki w okresie ostatniego zlodowacenia i w holocenie. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN nr 74.
- R o s z k o L., 1968 - Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN nr 74.
- R ũ h l e E., 1968 - Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów zlodowacenia północnopolskiego /bałtyckiego/. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN nr 74.
- S c h m i d t A., 1906 - Die Leba und ihr Ost-West Tal, geographisch-geologisch geschildert. Schr. Naturforsch. Ges. Danzig. N. F. Bd. 12. H. 1.

- S o k o ł o w s k i S., redakcja, 1973 - Budowa geologiczna Polski, t. I. cz. 2. Warszawa.
- S o n n t a g P., 1915 - Zur Frage der Verbiegung des Leba-Rheda Urstromtales. Zbl. Miner.
- S o n n t a g P., 1919 - Geologie von Westpreussen. Berlin.
- S o s z k a G., 1969 - Dowody obecności jeziora postglacjalnego na terenie Niziny Gardziensko-Lębskiej. Prz. geogr. t. 41 z. 3.
- S y l w e s t r z a k J., 1961 - Morfologia Rynny Raduńskiej. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku. R. III.
- S y l w e s t r z a k J., 1965 - Wstępne wyniki badań nad fazami recesji lądolodu we wschodniej części Wysoczyzny Lęborskiej. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku R. VII.
- S y l w e s t r z a k J., 1968a - Zagadnienie łąk lęborskich. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku R. X.
- S y l w e s t r z a k J., 1969 - Odpływ wód roztopowych na tle recesji lądolodu we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku R. XI.
- S y l w e s t r z a k J., 1971a - Powierzchnia podczwartorzędowa i jej związek z rzeźbą współczesną we wschodniej części Równiny Słupskiej i Wybrzeża Słowińskiego. Zesz. nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi Uniw. Gdańskiego. Geografia 1.
- S y l w e s t r z a k J., 1971b - Zagadnienia geomorfologiczne Wysoczyzny Stanisławskiej /Pojezierze Kaszubskie/. Zesz. nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi Uniw. Gdańskiego. Geografia 1.
- S y l w e s t r z a k J., 1972a - Evolution of the late-glacial drainage system in the NE part of Pomerania. Geogr. pol. nr 20.
- S y l w e s t r z a k J., 1972b - Główne fazy rozwoju Pradoliny Redy-Lęby. Przewodnik XLIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Cetniewo 2-4 września 1972. Warszawa.
- S y l w e s t r z a k J., 1972c - Opis wycieczki na trasie: Cetniewo-Chłapowo-Karwia-Żarnowiec-Wicko-Lęba-Lębork-Reda-Gdynia-Gdańsk. Przewodnik XLIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Cetniewo 2-4 września 1972. Warszawa.
- S y l w e s t r z a k J., 1972d - Paleomorfologia powierzchni podczwartorzędowej północno-wschodniej części Pomorza. Rozpr. Wydz. III GTN z. 9. Gdańsk.
- S y l w e s t r z a k J., 1972e - Stosunki geomorfologiczne Wysoczyzny Kamienicko-Sierakowskiej. Rozpr. Wydz. III GTN z. 9. Gdańsk.

- S y l w e s t r z a k J., 1972f - Sytuacja morfologiczna i stanowisko stratygraficzne łąk lęborskich. Przewodnik XLIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Cetniewo 2-4 września 1972. Warszawa.
- S y l w e s t r z a k J., 1972g - Uwagi o rozwoju morfologicznym Mierzei Lębskiej na tle obszaru przyległego. Przewodnik XLIV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Cetniewo 2-4 września 1972. Warszawa.
- S y l w e s t r z a k J., 1972h - Zagadnienie recesji krawędzi lądowej lobu bytowskiego i uwagi o rozwoju morfologicznym doliny górnej Łupawy. Zesz. nauk. Wydz. Biol. i Nauk o Ziemi Uniw. Gdańskiego. Geografia 1.
- S y l w e s t r z a k J., 1973a - Rozwój sieci dolinnej na tle recesji lądolodu w północno-wschodniej części Pomorza. Gdańsk.
- S y l w e s t r z a k J., 1973b - Z zagadnień czwartorzędu okolic Kościerzyny. Roczn. Pol. Tow. Geol. t. 43 z. 4.
- S y l w e s t r z a k J., 1978 - Zagadnienia morfologii i typizacji dolin północnego skłonu Pomorza. Biul. Inst. Geol. nr 21.
- S y l w e s t r z a k J., R a c h o c k i A., 1972 - Rozwój dolin Bolszewki i Gościęciny na tle morfologii terenu przyległego. Bad. fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 25.
- S z u k a l s k i J., 1968 - Zagadnienie predyspozycji podłoża czwartorzędu w obrębie Wzgórz Szymborskich. Zesz. geogr. WSP w Gdańsku R. X.
- T o b o l s k i K., 1972a - Pollen analysis of the deposits of the Brenkovo profile. W: Guide-Book of the Excursions. INQUA. Subcommission on Shorelines of Northwestern Europe, International Conference in Poland, Sopot, September 22-26, 1972. Toruń.
- T o b o l s k i K., 1972b - Wiek i geneza wydmy przy południowo-wschodnim brzegu jeziora Lęsko. Bad. fizjogr. nad Polską Zach. Pozn. Tow. Przyj. Nauk t. 25.
- U b e r n a T., 1974 - Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. Biul. Inst. Geol. nr 281.
- Z a b o r s k i B., 1933 - Zarys morfologii północnych Kaszub. Toruń.
- Z n o s k o J., 1966 - Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. Kwart. geol. t. 10 nr 3.