

Janusz MAGIERA

OSADY ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIEGO
W PÓŁNOCNO-WSCHODNIM OBRZEŻENIU DOLINY
GÓRNEJ ODRY MIĘDZY KOTLARNIĄ I ZDZIESZOWICAMI

(Pl. I—II, 16 fig.)

*Middle-Polish (Riss) glaciation deposits at the north-eastern
margin of the Upper Odra valley near Kotlarnia
(Southern Poland)*

(Pl. I—II, 16 Figs.)

Janusz Magiera: Middle-Polish (Riss) glaciation deposits at the north-eastern margin of the Upper Odra valley near Kotlarnia (Southern Poland). Summary. Ann. Soc. Geol. Pol. 51—3/4: 547—578, 1981, Kraków.

Abstract: The paper discusses the genesis, lithology and stratigraphy of the Quaternary deposits making up the north-eastern margin of the Upper Odra valley. The deposits in question formed during the maximum and pre-maximum substages of the Middle-Polish (Riss) glaciation. A significant fact for the stratigraphic consideration is the occurrence of peats associated with the Kotlarnia interstadial. Common in the deposits are deformational structures of various genesis.

Key words: Odra valley margin, Middle-Polish (Riss) glaciation, Kotlarnia interstadial, petrographic composition of gravels, deformational structures.

Janusz Magiera: Institute of Geology and Mineral Deposits, Academy of Mining and Metallurgy, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.

manuscript received: April 1980

accepted: september 1980

Treść: Omówiono litologię, genezę i stratygrafię osadów czwartorzędowych, budujących północno-wschodnie obrzeżenie doliny górnej Odry. Osady te powstały w czasie stadiau maksymalnego i przedmaksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Istotne znaczenie dla ich stratygrafii ma występowanie torfów wiązanych z interstadiem Kotlarni. Wśród opisywanych osadów powszechne są struktury zaburzeniowe o różnej genezie.

WSTĘP

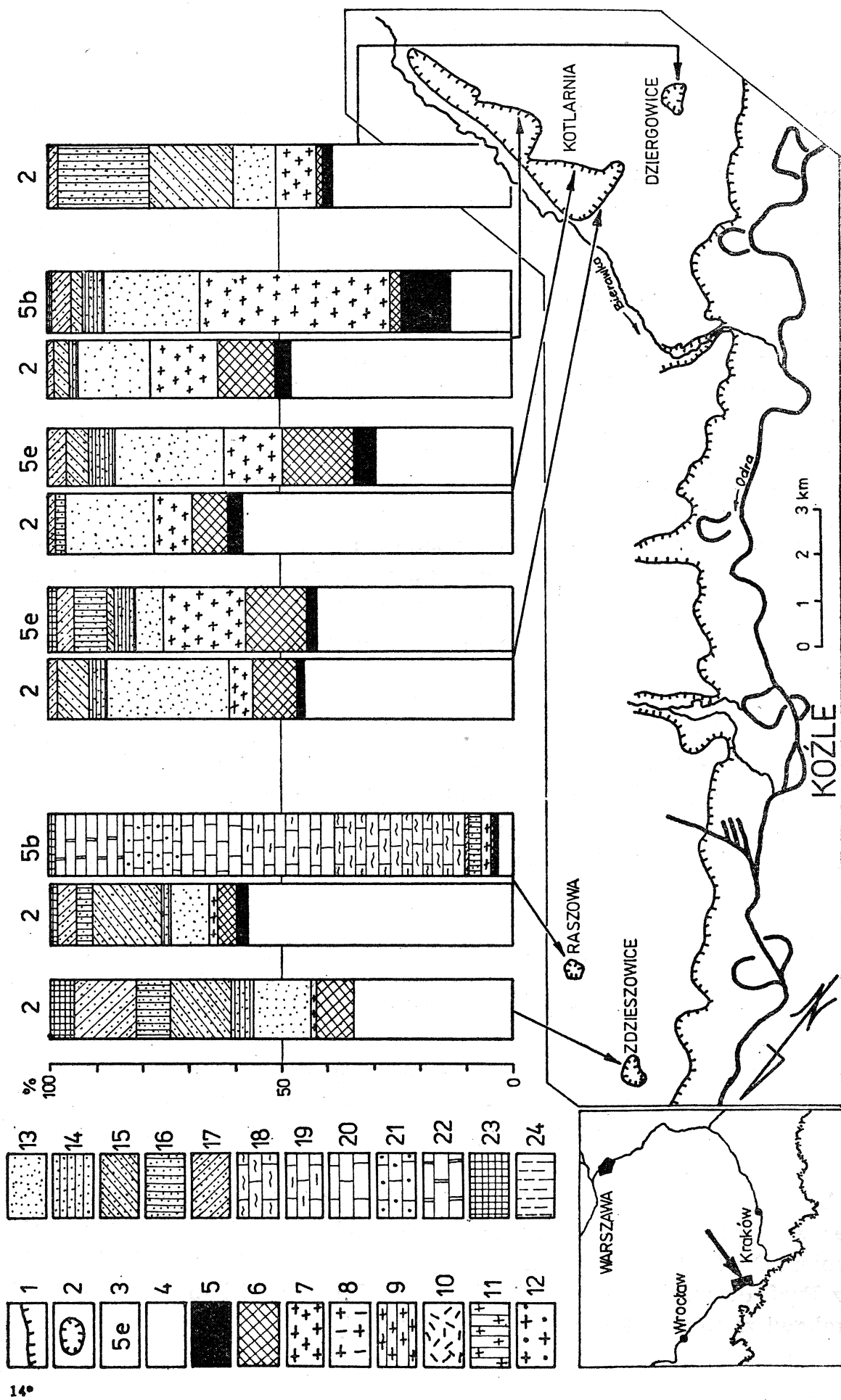
Północno-wschodnie obrzeżenie doliny górnej Odry w Niece Kozielskiej stanowi czwartorzędowy poziom akumulacyjny, wzniesiony około 20—30 m nad średni poziom rzeki. Podłoże podczwartorzędowe budują tam iły warstw kędzierzyńskich i podrzędnie plioceńskie żwiry i piaski serii Gozdnicy (Alexandrowicz, Kleczkowski, 1974, Dyjor et al., 1978). Jest ono rozcięte głęboką rynną erozyjną „Rybnik-Koźle” (Kleczkowski et al., 1972), wypełnioną osadami preglacjalnymi i zlodowacenia krakowskiego (Kotlicka, 1975).

Poziom ten znany jest w literaturze polskiej jako terasa średnia dyluwialna (Jahn, Piasecki, 1952), terasa środkowopolska (Walczakówna, Baranowska, 1964), poziom VI naddenny, kopalny (Szczepankiewicz, 1968), terasa I (Kotlicka, 1975, 1978). Częściowo odpowiada również terasom średnim: młodszej i starszej Assmanna (1934) i Lindnera (1934). W wielu jednak miejscach poziom ten nie ma charakteru terasy, stąd używane tu określenie „poziom ponaddolinny”.

Dolina górnej Odry, sąsiadująca z omawianym obszarem, jest formą zainicjowaną w interstadiale Odra-Warta (wylezińskim) i znacznie rozwiniętą w interglacjale eemskim. Dolinne terasy akumulacyjne, wydzielane przez Assmanna (1934) i Lindnera (1934) wiązane są obecnie ze stadiem Warty zlodowacenia środkowopolskiego, zlodowaceniem bałtyckim i z holocenem (Szczepankiewicz, 1968, 1974, Kotlicka, 1975).

Fig. 1. Mapa okolic Kotlarni i Zdieszowic oraz skład petrograficzny żwirów (frakcja 16—32 mm): 1 — krawędź poziomu ponaddolinnego; 2 — badane odsłonięcia; 3 — opróbowane warstwy, numeracja według fig. 2; składniki petrograficzne: 4 — kwarc, 5 — krzemienie, 6 — lidyty i rogowce, 7 — skały północne nierozdzielone, 8 — granity, 9 — gnejsy, 10 — porfiry, 11 — ciemne skały magmowe, 12 — kwarcyty, 13—17 — piaskowce: 13 — glaukonitowe, 14 — szarogłazowe, 15 — arkozowe, 16 — jasne kwarcowe, 17 — ciemne krzemionkowe; 18 — margle, 19 — wapienie margliste, 20 — wapienie pelityczne, 21 — wapienie średniokrystaliczne z krynoidami, 22 — wapienie drobnokrystaliczne, 23 — jasne skały krzemionkowe, 24 — inne

Fig. 1. Map of the investigated area and variability of the petrographic composition of gravels (grain fraction 16—32 mm): 1 — extent of the Odra over-valley accumulation horizon; 2 — investigated outcrops; 3 — sampled layers; symbols as in fig. 2; 4—24 — petrographic components: 4 — quartz, 5 — flints, 6 — litytes and cherts, 7 — northern rocks in general, 8 — granites, 9 — gneiss, 10 — porphyry, 11 — dark igneous rocks, 12 — quartzite sandstones; 13—17 — sandstones: 13 — glauconitic, 14 — greywacke, 15 — arkosic, 16 — light quartzose, 17 — dark siliceous; 18 — marls, 19 marly limestones, 20 — pelitic limestones, 21 — medium-grained limestones with crinoids, 22 — fine grained limestones, 23 — light siliceous rocks, 24 — other components



CEL I METODYKA PRACY

W dotychczasowych badaniach osadów czwartorzędowych obrzeżenia doliny górnej Odry wykorzystywano klasyczne i od dawna znane odsłonięcia, dawne i współczesne wiercenia oraz istniejące tam od stunkowo niedawna duże wyrobiska kopalni piasków podsadzkowych i żwirowni (Szczepankiewicz, l.c., Kotlicka, l.c.). Postępująca tam eksploatacja ujawniła fakty uprzednio nieznane lub poznane fragmentarycznie. Wydało się zatem celowe ponowne prześledzenie budowy osadów czwartorzędowych w obszarze, gdzie są one szczególnie dobrze odsłonięte. Badania litologii i stratygrafii tych osadów dały podstawę do nieco odmienniej od dotychczasowej interpretacji ich genezy i wieku.

Profile wierceń nie zostały tu uwzględnione, gdyż autor nie miał dostępu do oryginalnych materiałów wiertniczych. Tym samym charakterystyka poniższa nie obejmuje pełnego profilu osadów obrzeżających dolinę.

Badania były prowadzone w latach 1976—1978, głównie w rozległym i głębokim wyrobisku Kopalni Piasków Podsadzkowych w Kotlewni, opisywanym uprzednio przez Kotlicką (1975), Kozłowskiego (1974), Magierę i Sobolewską (1980). Długość wyrobiska w tym czasie wynosiła około 5,5 km, szerokość do ponad 1,5 km, a głębokość do 20 m. Przeprowadzono ponadto obserwacje w żwirowniach w Dziergowicach i w okolicy Zdzeszowic i Raszowej (fig. 1).

W celu określenia kierunku transportu żwirów i piasków mierzone były azymuty kierunków nachylenia lamin przekątnych. Zespoły obejmujące od 25 do 200 pomiarów zestawiono w formie diagramów kierunkowych (fig. 3). Mniej liczne — jako wektory. Obliczono średnie kierunki transportu oraz współczynniki zwartości (według Pottera i Pettijohna, 1963).

W makroskopowej analizie składu petrograficznego żwirów badano oddzielnie frakcje ziarnowe w granicach odpowiadających kolejnym jednostkom skali Φ , powyżej 4 mm (poniżej — 2Φ). Liczebność prób wynosiła od kilkunastu do około 300 ziarn, w zależności od frekwencji frakcji w próbie. Wyniki przedstawiono w procentach ilościowych (fig. 16), analogicznie do metodyki stosowanej m. in. przez Rutkowskiego (1974, 1977). Analizę porównawczą składu różnych żwirów przeprowadzono na frakcji wskaźnikowej 16—32 mm (fig. 1).

Autor dziękuje Doc. drowi hab. inż. Jackowi Rutkowskiemu za zainteresowanie tematem i pomoc w czasie wykonywania pracy. Dziękuje również Dr Marii Sobolewskiej za wykonanie analiz palinologicznych, oraz Prof. drowi Andrzejowi Środowi i Doc. drowi hab. Kazimierzowi Klimkowi za przedyskutowanie szeregu problemów.

BUDOWA POZIOMU PONADDOLINNEGO

W obrębie odsłoniętego profilu można wyróżnić pięć kompleksów różniących się litologią, genezą i stratygrafią. Budują je mułki należące prawdopodobnie do zlodowacenia krakowskiego (kompleks I), żwiry z piaskami stadiału przedmaksymalnego oraz piaski, torfy i gytie interstadiału Kottarni (kompleks II), piaski, żwiry, mułki zastoisłowe i gliny morenowe stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego (kompleks III i IV). Na powierzchni poziomu występuje nieciągła pokrywa osadów ze schyłku zlodowacenia bałtyckiego i z holocenu (kompleks V).

KOMPLEKS I

Kompleks I i zarazem najniższą część całego profilu stanowią ciemne mułki i iły (fig. 2, warstwa 1) widoczne tylko w piaskowni w Kottarni. Miąższość mułków i iłów wynosi do 2 m. W stanie świeżym mają one barwę czarną, zieloną lub stalowoszarą. W pobliżu stropu są rdzawe, wskutek utlenienia żelaza przy zwiętrzeniu.

We frakcji piaszczystej wyszlamowanej z iłów i mułków Prof. dr S. W. Alexandrowicz stwierdził szczątki redeponowanej fauny mioceńskiej i mezozoicznej. Jednak występujące tam także niezwiętrzałe okruszki granitu wskazują na czwartorzędowy wiek osadu.

KOMPLEKS II

Zbudowany jest on z rzecznych żwirów z piaskami (w dalszym ciągu pracy zwanych „żwirami spagowymi”; fig. 2, 5, warstwa 2), o miąższości wynoszącej średnio 5—6 m między Zdzieszowicami i rzeką Rudą oraz około 1,5 m między Rudą i doliną Suminy.

Wprost na stropie kompleksu I lub w dolnej części żwirów spagowych występują głazy północnych skał magmowych i metamorficznych o średnicy do 1,5 m. Rozmiary głazów wykluczają możliwość transportu wodnego i łącznie ze składem petrograficznym wskazują na ich lodowcowe pochodzenie.

Najczęstszą strukturą sedymentacyjną w żwirach jest laminacja przekątna. Żwiry spagowe stanowią dość jednorodny wielozestaw, w którym poszczególne jednostki sedymentacyjne (zestawy lamin) mają miąższość od kilku cm do około 60 cm, przy rozciągłości poziomej do kilku metrów.

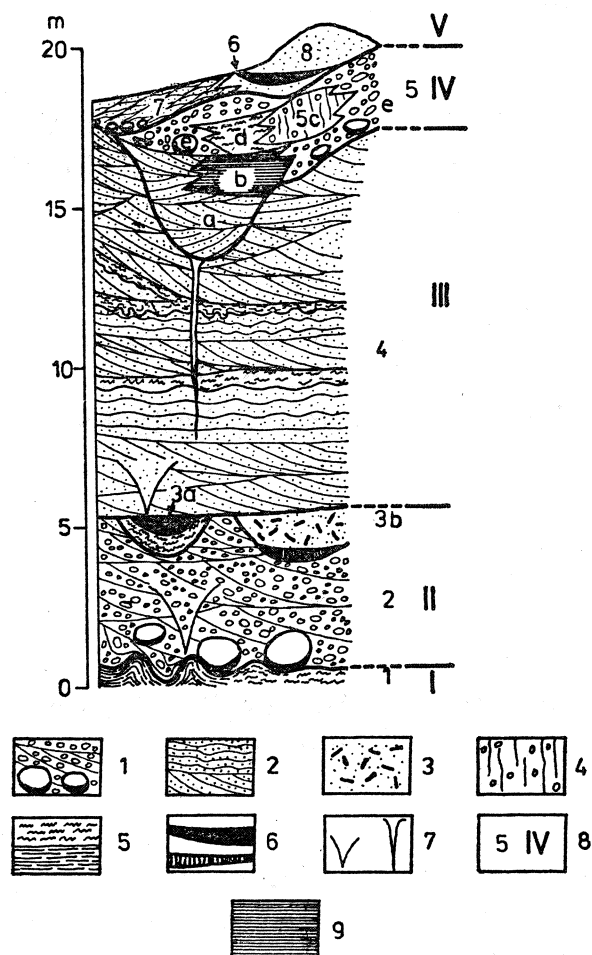


Fig. 2. Syntetyczny profil odsłoneń poziomu ponaddolinnego: 1 — żwiry z głazami laminowane przekątnie; 2 — piaski laminowane przekątnie i faliście; 3 — piaski z węglem drzewnym; 4 — glina morenowa; 5 — mułki i ły; 6 — torfy i gytty; 7 — pseudomorfozy po klinach lodowych; 8 — warstwy i kompleksy opisane w tekście; 9 — muły warwowe

Fig. 2. Synthetic profile of the Odra over-valley accumulation horizon: 1 — cross-laminated gravels with pebbles; 2 — cross- and wavy-laminated sands; 3 — sands with charcoal; 4 — moraine till; 5 — silts and clays; 6 — peats and gyttjas; 7 — pseudomorphs after ice wedges; 8 — layers and complexes described in the text; 9 — varved silts

Kąty nachylenia lamin są na ogół niewielkie lub umiarkowane (według kryteriów Gradzińskiego et al., 1976, str. 182) i najczęściej mieszczą się w granicach 8—25°. Laminy dochodzą stycznie do powierzchni spągowych zestawów, co wskazuje na dość dużą prędkość prądu wodnego transportującego materiał.

Kierunki warstwowań przekątnych wskazują, że przeważał tu transport z południowego zachodu i południa, lokalnie tylko ze wschodu (fig. 3). Opisane struktury sedymentacyjne, profil litologiczny oraz mało zmienne kierunki transportu wskazują, że osady te zostały przyniesione przez rzekę typu roztokowego, zdefiniowanego m. in. przez Leopolda i Wolmana (1957), Doeglasa (1962), Gradzińskiego (1973). Osady facji

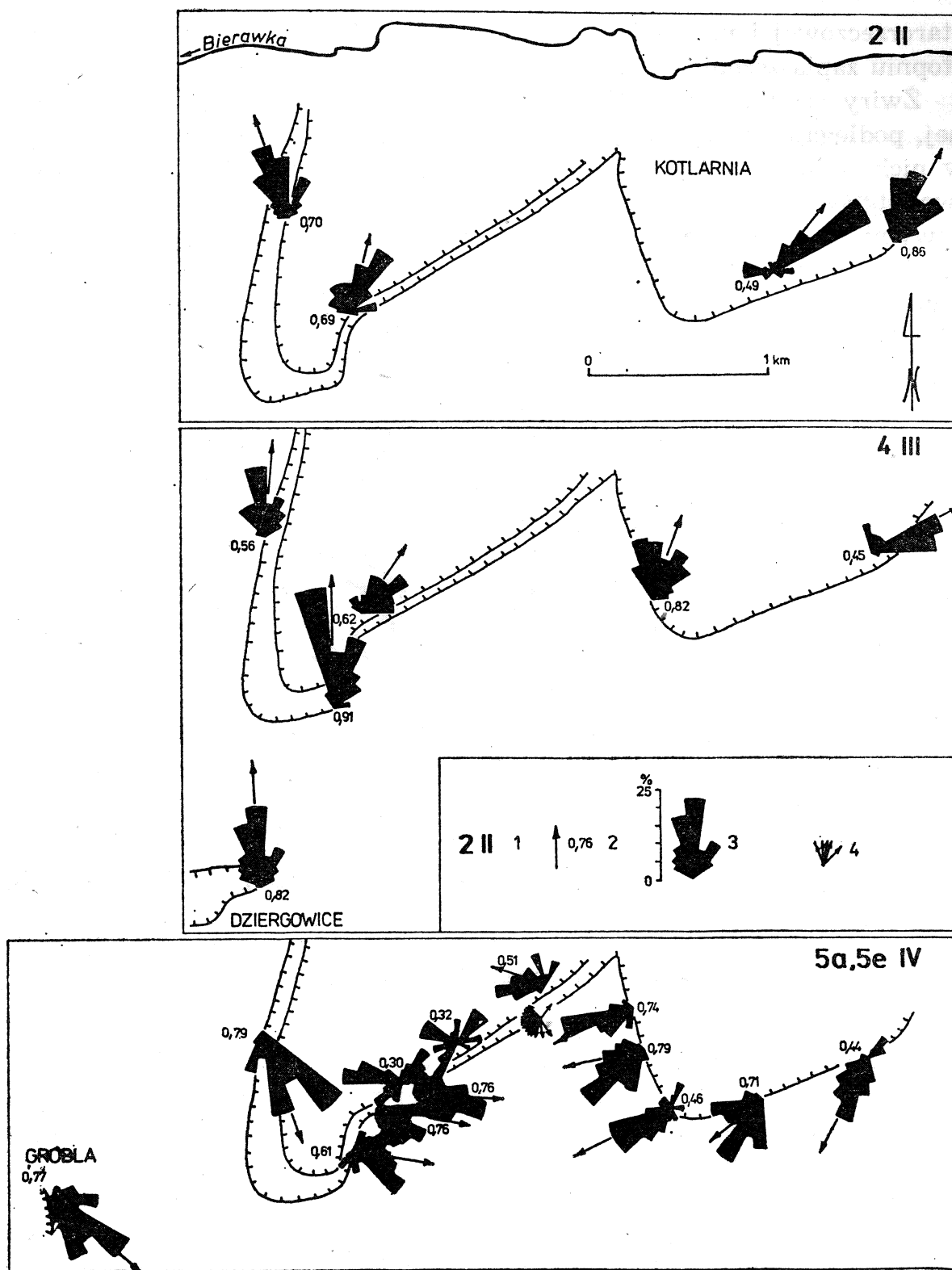


Fig. 3. Kierunki transportu osadów: 1 — warstwy i kompleksy objęte pomiarami; 2 — średnie kierunki transportu i współczynniki zwartości; 3 — diagramy warstwowań przekątnych; 4 — pojedyncze pomiary

Fig. 3. Transport directions of sediments: 1 — investigated layers and complexes; 2 — mean directions of paleocurrents and consistency ratios (after Potter and Pettijohn, 1963); 3 — diagrams of cross-lamination directions; 4 — single directional data

starorzeczowej i powodziowej występują rzadko. Są to mulki o różnym stopniu zapiaszczenia.

Żwirry spągowe niewątpliwie znajdowały się w obrębie strefy czynnej, podlegającej peryglacjalnemu zamrażaniu i rozmrażaniu. Występują w nich pseudomorfozy po szerokich, epigenetycznych klinach lodowych (według systematyki Jahna, 1977), z charakterystycznymi uskokami schodowymi w otaczających osadach, spowodowanymi osuwaniem ścian klina do jego wnętrza. Ten rodzaj klinów wskazuje na stosunkowo małą szybkość osadzania żwirów, pozwalającą na rozbudowanie klina na boki (fig. 4).

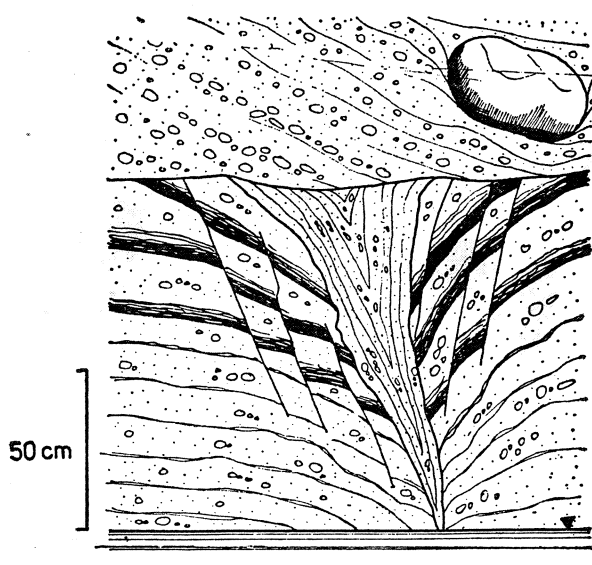


Fig. 4. Pseudomorfoza po szerokim, epigenetycznym klinie lodowym w żwirach spągowych. Kotlarnia, skarpa IV

Fig. 4. Pseudomorph after wide epigenetic ice wedge in the bottom gravels. Sand pit at Kotlarnia, western scarp

Po osadzeniu żwirów spągowych nastąpiła przerwa w dostawie materiału piaszczysto-żwirowego, co sprzyjało powstawaniu rynien erozyjnych, wypełnionych następnie osadami tworzącymi dwa charakterystyczne zespoły: mulkowo-torfowy (3a, fig. 2, 5) i piaszczysty, lokalnie z gytą (3b).

W zespole 3a mulki (zwane w dalszym ciągu „podtorfowymi”) wypełniają dolne części rynien. W stropie zawierają one substancję roślinną (fig. 5a) tak, że przejście do wyżej leżącego torfu jest niekiedy ciągłe.

Ciemnobrunatny torf („torf spągowy”) składa się z silnie sprasowanych i nierozłożonych szczątków roślinnych, w tym także korzeni i pni drzew, niekiedy zachowanych w pozycji stojącej. Często rozdzielony jest mulkiem zapiaszczonym na 2—3 warstwy. Strop i spąg poszczególnych warstw jest nierówny i często zaburzony synsedymencie, natomiast strop najwyższej z nich jest ścięty erozyjnie.

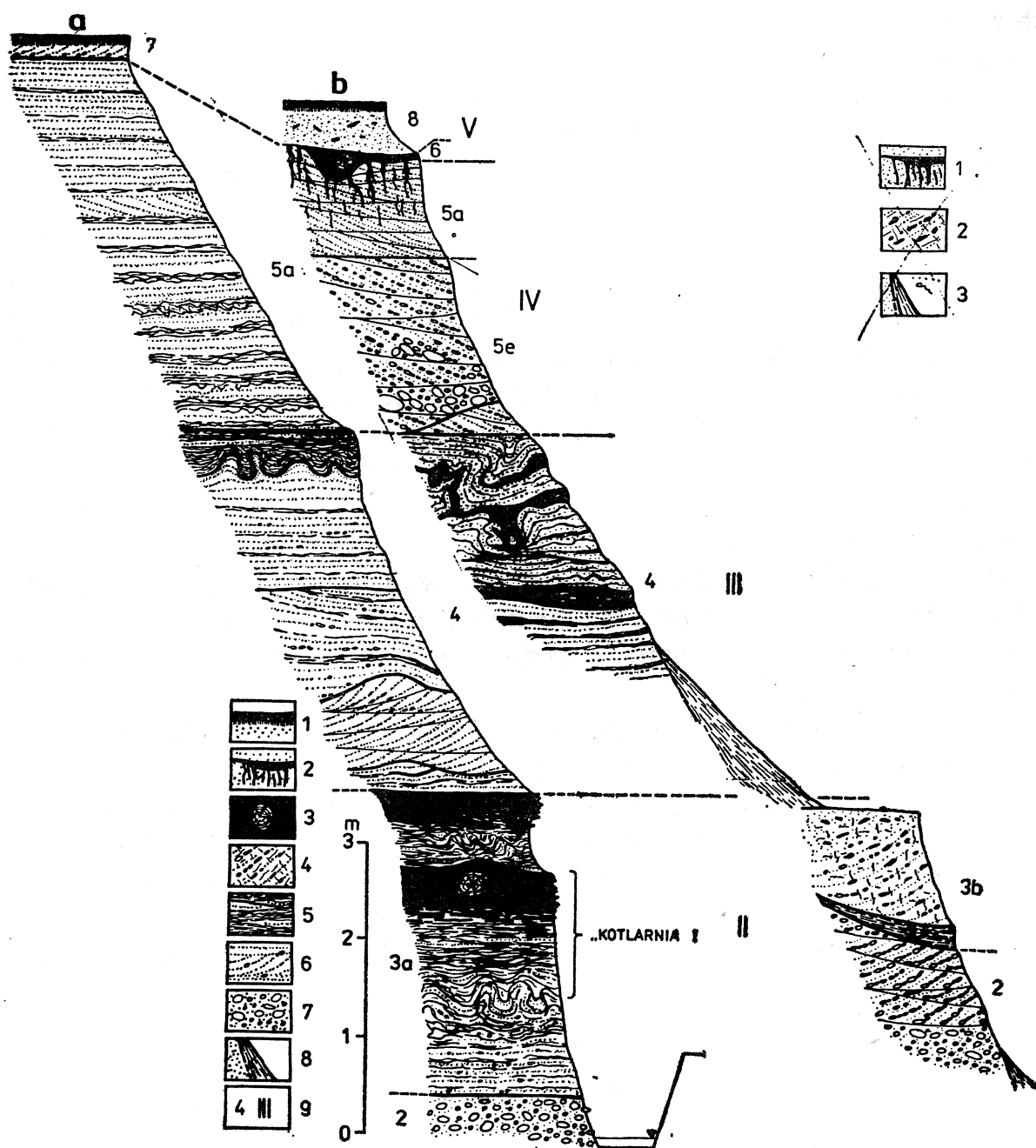


Fig. 5. Szczegółowe profile osadów poziomu ponaddolinnego, Kotlarnia: a — skarpa II, b — skarpa III; 1 — gleba; 2 — torf stropowy i korzenie; 3 — torf spągowy z pniami; 4 — piaski z węglem drzewnym; 5 — mułki zapiaszczone; 6 — piaski laminowane przekątnie; 7 — żwiry spągowe; 8 — osypisko; 9 — warstwy i kompleksy. Zaznaczono profil pyłkowy „Kotlarnia I”

Fig. 5. Detailed profiles of the Odra over-valley accumulation horizon sediments. Sand pit at Kotlarnia: a — south-eastern scarp, b — southern scarp; 1 — soil; 2 — top peat and roots; 3 — bottom peats with trunks; 4 — sands with charcoal; 5 — sandy silts; 6 — cross-laminated sands; 7 — bottom gravels; 8 — talus; 9 — layers and complexes. The “Kotlarnia I” pollen diagram sampling place is indicated

Zespół 3b tworzą jasnoszare lub jasnobrunatne piaski silnie zapyłone, ze żwirkiem o średnicy do 2 cm oraz kawałkami drewna i węgla drzewnego. Lineacja tych okruchów podkreśla niewyraźną laminację przekątną tego osadu (fig. 5b). W części spągowej piaski są silnie brunatne od dużej zawartości substancji organicznej. W jednym przypadku stwierdzono występowanie cienkiej (do 10 cm) warstwy jasnobrunatnej gytii.

Opisane osady tworzą soczewki odpowiadające kształtom rynien erozyjnych. Mulek podtorfowy najczęściej ma większy zasięg poziomy niż leżący na nim torf spągowy, który tworzy soczewki o miąższości od kilku do 70 cm i rozciągłości od kilkunastu do 250 m. Strop torfów generalnie obniża się ku zachodowi, na odcinku około 550 m, od 190 do 186 m npm.

Organiczne osady zespołów 3a i 3b są rezultatem ocieplenia klimatu po osadzeniu żwirów spągowych, powstałych w warunkach peryglacjalnych. Mułki podtorfowe to osady zamkniętych zagłębień wodnych, z nieznacznym przepływem. Sedymentacja bagienna (powstanie torfów) jest ostatnim etapem ewolucji tych zagłębień.

Pylaste piaski z węglem drzewnym wykazują wyraźniejsze ślady transportu. Jest to zapewne osad strumieni płynących w rynnach erozyjnych. Liczne kawałki drewna i węgla drzewnego są pozostałościami po pożarach ówczesnych lasów.

Osady kompleksu II występują również w sąsiedniej piaskowni w Dziergowicach. Liczne wiercenia stwierdziły występowanie w ich podłożu ilów i mułków, które, być może, odpowiadają osadom kompleksu I. W analogicznej sytuacji żwiry spągowe występują w okolicy Zdieszowic i Raszowej. W żadnym z tych odsłonień nie stwierdzono jednak obecności torfów spągowych. Torfy zajmujące podobną pozycję w profilu osadów omawianego regionu stwierdzono w wierceniu w Kuźni Raciborskiej (Dyjur et al., 1978).

KOMPLEKS III

Piaski kompleksu III miąższości 6—14 m najlepiej odsłonięte są w Kotlarni, gdzie stanowią główną kopalinę. Podobnie jak żwiry spągowe, piaski te stanowią osad rzek typu roztokowego, o mało zmiennych kierunkach transportu, głównie z południa i południowego zachodu (fig. 3).

Częste wśród piasków mułki są osadem starorzeczowym lub powodziowym. Mają one miąższość od kilku cm do około 50 cm, wyjątkowo do 2 m i tworzą wśród piasków smugi długości do 1 km, obniżające się ze wschodu ku zachodowi. Przyczyną obniżania było zapewne nierówne podłoże. Obniżaniu smugi mułków towarzyszy zwykle jej rozszczepienie (fig. 6), wywołane równoczesną sedymentacją piasku i mułku w strefie obniżenia.

Piaski są laminowane przekątnie, rzadziej poziomo i faliście. Zestawy lamin przekątnych mają zwykle charakter tabularny, o umiarkowanych lub niewielkich kątach nachylenia lamin (najczęściej 8—25°) i tangencyjnych kontaktach spągowych. Wskazuje to na sedymentację w stosunkowo szybkich prądach wodnych o niedużych głębokościach.

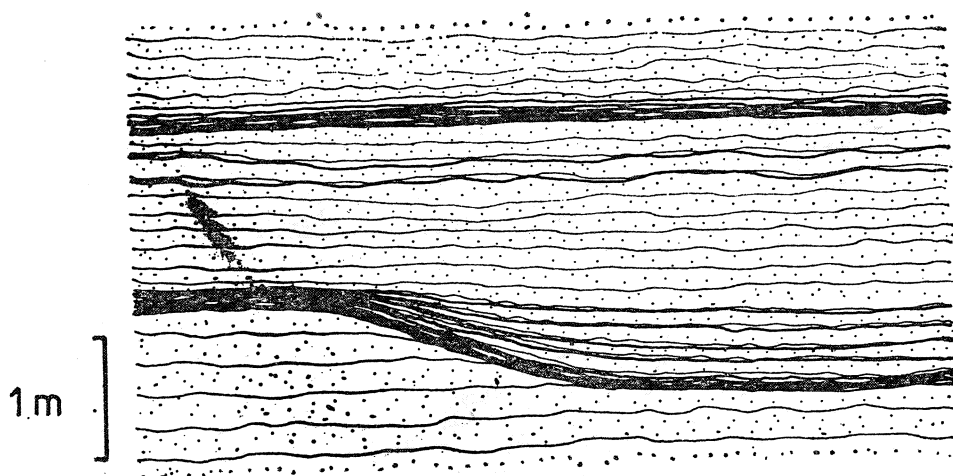


Fig. 6. Przebieg lamin mułkowych w piaskach kompleksu II. Kotlarnia, skarpa III.
Dla uproszczenia pominięto laminację przekątną w piaskach

Fig. 6. Silty laminae intercalating the sands of complex III. Sand pit at Kotlarnia, southern scarp. Simplified, without cross-lamination of sands

O dużym na ogół tempie osadzania piasków świadczą częste syngeneetyczne kliny lodowe, wąskie i niekiedy sięgające 6 m wysokości (fig. 8). Występują tam również pseudomorfozy po szerokich, epigenetycznych klinach lodowych (Pl. I, fig. 3), z charakterystycznymi uskokami schodowymi. Zlokalizowane są one głównie w dolnej części warstwy piasków, której szybkość sedymentacji była znacznie mniejsza.

Piaski kompleksu III są dość szeroko rozprzestrzenione w północno-wschodnim obrzeżeniu doliny górnej Odry. Odsłaniają się także w piaskowni w Dziergowicach, w żwirowniach w Zdieszowicach i Raszowej. W tych dwóch ostatnich miejscach mają one silnie zredukowaną miąższość około 1,5—2,0 m.

KOMPLEKS IV

Strop piasków kompleksu III jest ścięty erozyjnie i zwykle przykryty przez osady bardzo zróżnicowane litologicznie, jednak mające wspólną genezę. Są to piaski ze żwirem (warstwa 5a, fig. 2), mułki i ropy zastoiskowe (5b), gliny morenowe (5c) i żwiry z głazami (5e). Osady te mają łączną miąższość do 9 m.

Piaski warstwy 5a, laminowane przekątnie, rzadziej poziomo, zawierają znacznie mniej przewarstwień mułkowych niż warstwa 4. Kontaktują one boczenie z ciemnym mułkiem laminowanym iłem (5b; fig. 7), o charakterze osadu warwowego.

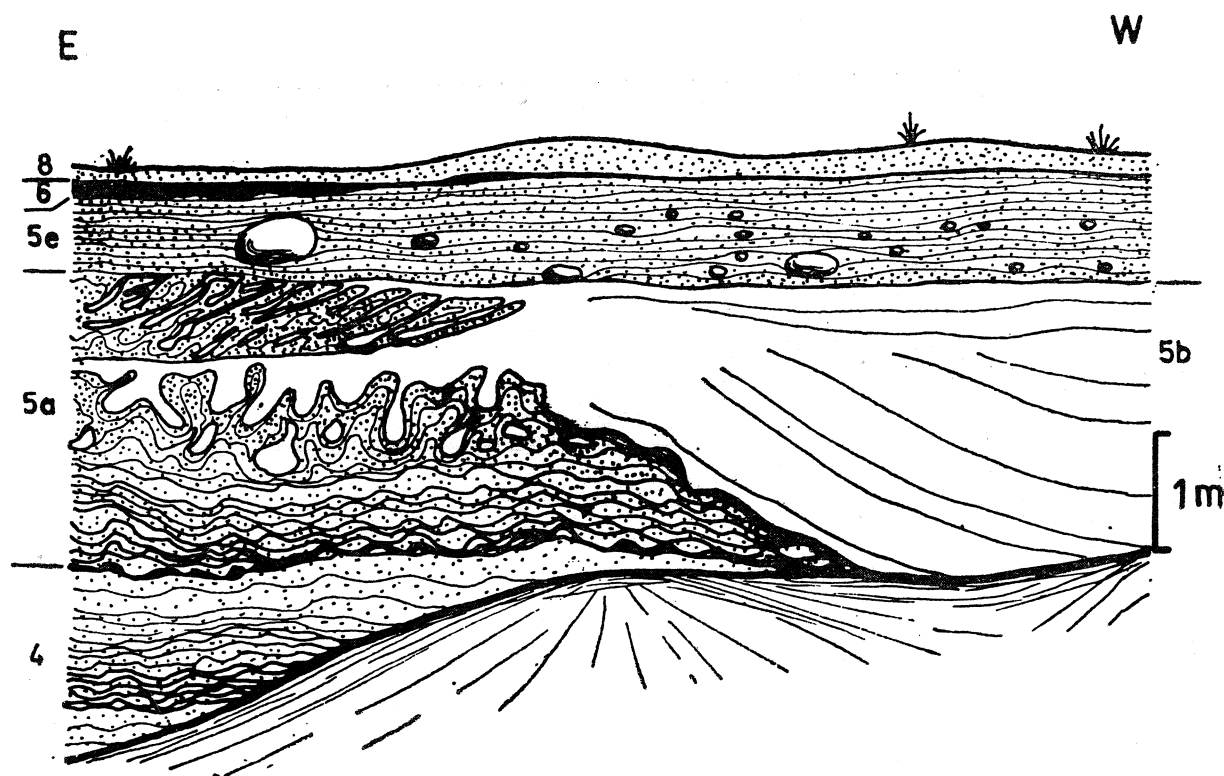


Fig. 7. Kontakt mułku warwowego (jasnego) z piaskami kompleksu IV. Kotlarnia, skarpa II. Oznaczenie warstw zgodne z fig. 2

Fig. 7. Contact of varved silt (light) and the sands of complex IV. Sand pit at Kotlarnia, south-eastern scarp. Layer symbols as in Fig. 2

Żwiry z głazami („żwiry stropowe”) odsłaniają się głównie w Kotlarni i w pobliżu osady Grobla, w krawędzi jaką opisywany poziom akumulacyjny opada ku terasom dennym doliny Odry. Żwiry te (fig. 2, warstwa 5e) są laminowane przekątnie, najczęściej tabularnie, rzadziej rynnowo. Głazy i otoczaki skał północnych, o średnicach najczęściej kilkunastu cm, wyjątkowo do 1 m, tworzą nagromadzenia w części spągowej warstwy (Pl. II, fig. 2). Niekiedy żwiry stropowe zostały rozmyte i wtedy głazy i otoczaki leżą na powierzchni warstwy 4 (kompleksu III).

Gлина morenowa (warstwa 5c), brunatna, po zwiertzeniu rdzawa, jest osadem ilasto-piaszczystym, z domieszką żwirów, otoczaków i głazów. Tworzy kilka izolowanych soczewek w okolicach Kotlarni i Raszowej i osiąga miąższość do 2 m. Można wyróżnić dwie sytuacje geologiczne występowania gliny morenowej: pierwsza, gdy soczewki gliny leżą bezpośrednio wśród żwirów stropowych lub piasków warstwy 5a (fig. 8), druga, gdy glina otulona jest ciemnym mułkiem piaszczystym 5d (fig. 9).

W obu tych przypadkach glina morenowa i mułek tworzą w otaczających osadach struktury zaburzeniowe. Głazy skał północnych, pozostałe po rozmytej morenie zalegają na powierzchni terenu, jak np. w okolicach Zdieszowic, Krapkowic (Walczakówna, Baranowska, 1964) i Opola (Jahn, Piasecki, 1952), bądź też pod cienką warstwą piasków, na zerodowanej częściowo warstwie 4 kompleksu III (w Zdieszowicach, fig. 10), często nosząc ślady obróbki eolicznej.

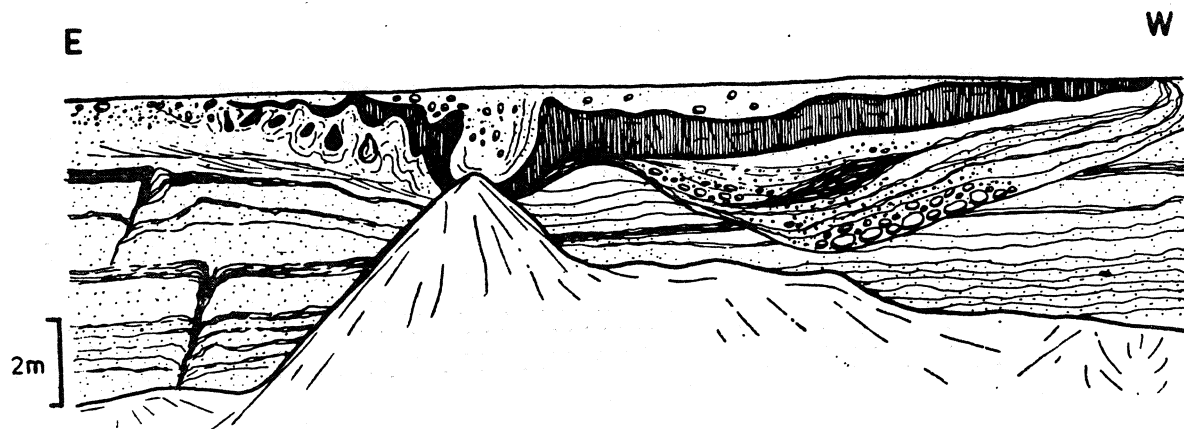


Fig. 8. Kontakt gliny morenowej (ciemnej) ze żwirami stropowymi. Kotlarnia, skarpa II

Fig. 8. Contact of moraine till (dark) and top gravels. Sand pit at Kotlarnia, south-eastern scarp

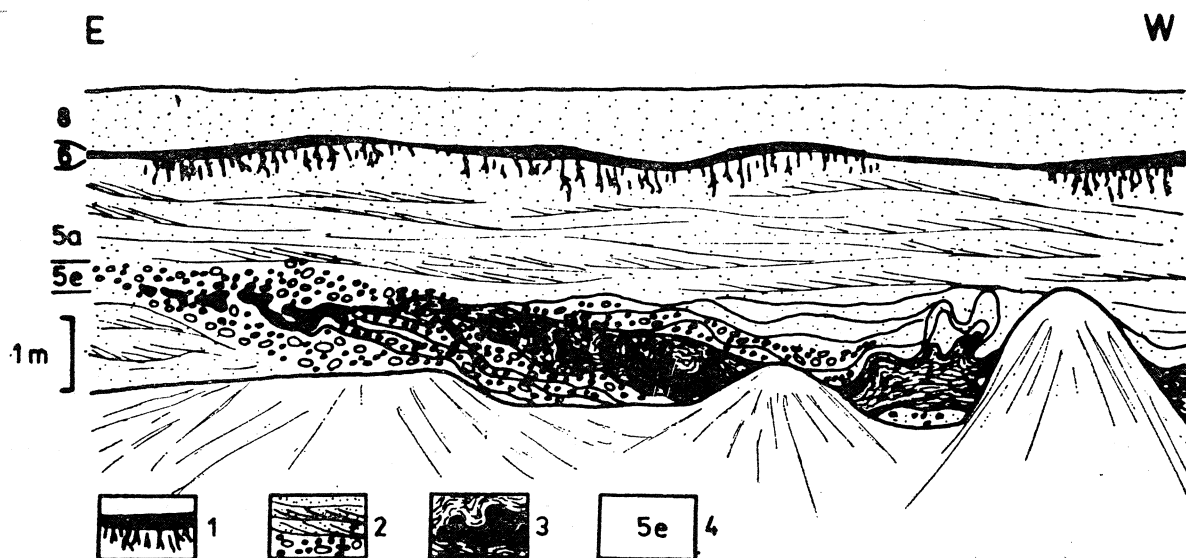


Fig. 9. Kontakt gliny morenowej z mułkiem i żwirami stropowymi. Kotlarnia, skarpa III. 1 — torfy stropowe i korzenie; 2 — żwiry stropowe i piaski kompleksu IV; 3 — glina morenowa i mułek (jaśniejszy); 4 — oznaczenie warstw zgodne z fig. 2

Fig. 9. Contact of moraine till with silt and top gravels. Sand pit at Kotlarnia, southern scarp. 1 — top peat and roots; 2 — top gravels and sands of complex IV; 3 — moraine till (darker) and silt (lighter); 4 — layer symbols as in Fig. 2

Sposób występowania i kontaktowania opisanych osadów kompleksu IV wskazuje na związek ich genezy z lądolodem, który pozostawił glinę morenową. Współwystępowanie gliny i mułku świadczy o wodnym środowisku sedymentacji moreny w pewnych miejscach. Pozwala również przypuszczać, że mułek jest wodną facją osadów lodowcowych, prawdopodobnie typu limnoglacialnego. Bardzo wyraźnie natomiast nawiązuje do środowiska zastoiskowego mułek warwowy (5b).

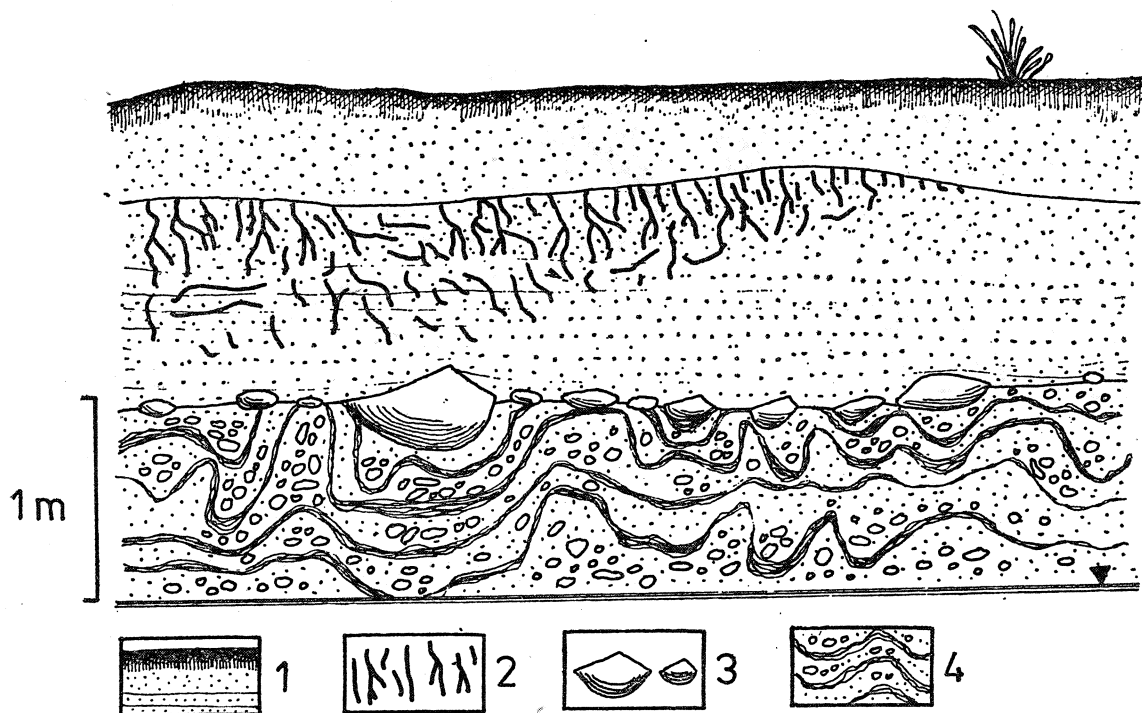


Fig. 10. Stropowa część poziomu ponaddolinnego w Zdzieszowicach: 1 — gleba, piaski laminowane poziomo kompleksu V; 2 — korzenie związane z warstwą 6 kompleksu V; 3 — głazy i graniaki wiatrowe; 4 — piaski i żwiry laminowane mułkiem (warstwa 4)

Fig. 10. Uppermost part of the Odra-valley accumulation horizon. Gravel pit at Zdzieszowice: 1 — soil, sands with horizontal lamination of complex V; 2 — roots connected with eroded layer 6, complex V; 3 — boulders and faced pebbles; 4 — sands with gravels laminated with silt (layer 4)

Sytuacja geologiczna piasków 5a i żwirów stropowych 5e jest dość trudno czytelna. Wydaje się, że powstały one w bezpośredniej bliskości lądolodu i w znacznej części współcześnie z gliną morenową (fig. 9). Zjawisko akumulacji znacznie zróżnicowanych litologicznie osadów przed czołem lądolodu znane jest współcześnie na obszarach zlodowaconych (np. Klimek, 1972). Osady lodowcowe i wodnolodowcowe nakładają się wzajemnie na siebie, co przy równocześnie działającej erozji tworzy skomplikowany obraz.

Kierunki transportu piasków i żwirów stropowych w Kotlarni są przeciwne niż w niżej leżących piaskach kompleksu II i bardziej zmien-

ne. W części zachodniej przeważają kierunki z północnego zachodu, w części wschodniej z północnego wschodu. W okolicy obecnego występowania gliny morenowej następowało mieszanie wód płynących z obu dominujących kierunków (fig. 3).

Charakterystyczną cechą opisanych osadów lodowcowych i wodno-lodowcowych kompleksu IV jest bardzo mała ilość pozostałości po klinach lodowych. Ma to zapewne związek z szybkim zasypywaniem tego terenu materiałem ablacyjnym i z przesyceniem wodą roztopową powstających osadów.

KOMPLEKS V

Nieciągły i cienki, ale szeroko rozprzestrzeniony kompleks osadów o różnej genezie i wieku stanowią ciemnobrunatne piaski laminowane poziomo i przekątnie, z soczewkami torfu i gleby kopalnej z korzeniami (warstwa 6, fig. 5b, 7, 9, 10), piaski ze żwirami o średnicy do 2 cm (7), z powszechnymi ripplemarkami wstępującymi, oraz bezstrukturalne piaski, niekiedy przerobione eolicznie i budujące wydmy (warstwa 8). Miąższość tych osadów zwykle nie przekracza 1,5 m, jedynie w obrębie wydmy dochodzi do kilkunastu metrów. Wzajemne położenie tych osadów wskazuje, że piaski z torfami („stropowymi”) i glebą kopalną oraz piaski z ripplemarkami są prawdopodobnie równowiekowe, natomiast pokrywa piasków eolicznych jest młodsza (fig. 2).

CHARAKTERYSTYKA PALINOLOGICZNA TORFÓW SPĄGOWYCH

Wyniki analizy pyłkowej torfów spągowych, przedstawione w czterech diagramach („Kotłarnia I, II, III, IV”) zostały szczegółowo omówione przez Sobolewską (Magiera, Sobolewska, 1980). Wykazały one różny wiek poszczególnych soczewek torfów zespołu 3a, reprezentujących jednak konsekwentny cykl rozwoju roślinności i zmian klimatycznych. Cykl ten składa się z trzech wyraźnych faz (fig. 11).

Faza obejmująca profil „Kotłarnia IV” charakteryzuje się klimatem chłodnym, lecz ocieplającym się, z którym związana jest roślinność typu tundry parkowej. Są to rośliny zielne (Gramineae, Cyperaceae, *Artemisia*), którym towarzyszy początkowo brzoza (*Betula*) i rokitnik (*Hippophaë*), później sosna (*Pinus*), olsza (*Alnus*), świerk (*Picea*) i bardziej ciepłolubne drzewa liściaste, oraz paprocie (Polypodiaceae) i torfowce (*Sphagnum*).

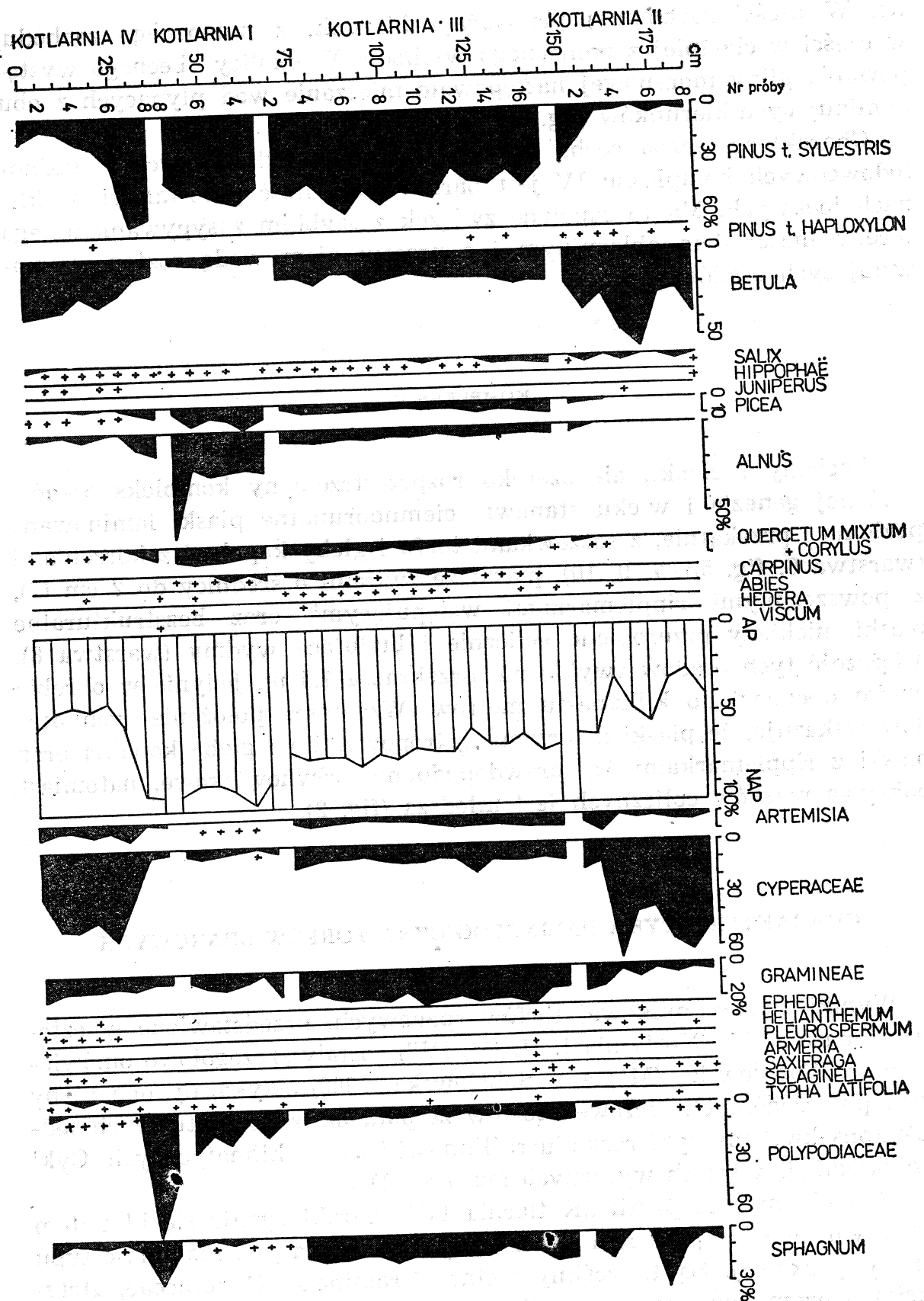


Fig. 11. Diagram pyłkowy torfów spagowych z Kotlarni, według Sobolewskiej (Magiera, Sobolewska, 1980)

Fig. 11. Synthetic pollen diagram of bottom peat from the sand pit at Kotlarnia, after Sobolewska (Magiera, Sobolewska, 1980)

Faza reprezentowana przez profil „Kotlarnia I” obejmuje klimatyczne optimum całego okresu, z borealnym lasem sosnowo-świerkowym, olszynami i grabem.

Faza ochłodzenia klimatycznego (profil „Kotlarnia III i II”) zaznacza się ponownym rozprzestrzenieniem roślin zielnych (głównie *Cyperaceae*) i brzozy, przy zaniku sosny, świerka, olszy oraz paproci i w konsekwencji daje środowisko podmokłej tundry z zaroślami brzozy.

Wyniki badań palynologicznych wskazują jednoznacznie na interstadialny cykl zmian klimatycznych. Odróżniają one wyraźnie torfy spągowe z Kotlarni od osadów interglacjału mazowieckiego, opisanych przez Środonia (1957) z pobliskiego Gościęcina, charakteryzujących się znacznie cieplejszym optimum klimatycznym i odmiennym obrazem roślinności.

STRUKTURY ZABURZENIOWE

W całym profilu osadów kompleksów I—IV powszechne są przewarstwienia mułków, mułków piaszczystych, ilów oraz piasków z różnymi domieszkami żwirów. Osady te, gdy leżą bezpośrednio na sobie, tworzą typowy układ o niestatecznym uwarstwieniu gęstościowym, ułatwiający zaburzenia struktur sedymentacyjnych. Przy interpretacji większości spośród tych zaburzeń odrzucono możliwość zasadniczego wpływu mrozu na ich genezę, zgodnie z argumentami Butryma et al. (1964) i wynikami laboratoryjnych doświadczeń (Dżułyński, 1963, Anketell, Cegła, Dżułyński, 1970). Te struktury deformacyjne, ze względu na ich formę, określono jako inwolucje, zgodnie z klasyczną definicją Sharpa (w: Butrym et al., l.c.). Są to zatem zdeformowane, zaburzone i wzajemnie przenikające się osady, pierwotnie zalegające w pozycji poziomej (fig. 7, 8, 9, 10).

Największe zaburzenia występują na granicy osadów kompleksu I i II, a więc mułków i ilów oraz żwirów spągowych. Osady te często tworzą fałdy, podkreślone laminacją żwirów spągowych. Pierwotnie poziomo ułożone jednostki sedymentacyjne są nachylone, ustawione pionowo (fig. 12) lub przewalone, rzadko tylko zajmują normalną pozycję. Zaburzenia te, mające charakter ciągły, wygasają na przestrzeni około 1,5—3 m od kontaktu ilów i mułków ze żwirami.

Niektóre z zaburzeń trudno wytłumaczyć działaniem samych tylko obciążeń statycznych. Wydaje się, że mogły tu działać zjawiska mrozowe, powodujące powstanie szczelin, wypełnionych później żwirem i piaskami, co jest widoczne niekiedy na kontakcie mułku i żwirów (fig. 13).

Wspomniane głązy lodowcowe niekiedy widoczne są we wnętrzu żwirowych „kieszeni”, powstałych w wyniku zaburzenia żwirów spągowych i ich podłoża (fig. 12). Fakt ten wskazywać może, że rozmywanie glin morenowych było współczesne osadzaniu żwirów, a zaburzenia nastąpiły później.

Łdnie rozwinięte zaburzenia o amplitudzie nie przekraczającej 1 m, występują w warstwie 4 kompleksu III (fig. 5). Na granicy między mułkami i piaskami najczęściej obserwuje się faliste zaburzenia cienkich lamin mułku wśród piasku. Silniejsze zaburzenie powoduje powstawanie diapirów i pogrążów (Pl. I, fig. 1), a ostatecznie prowadzi do powsta-

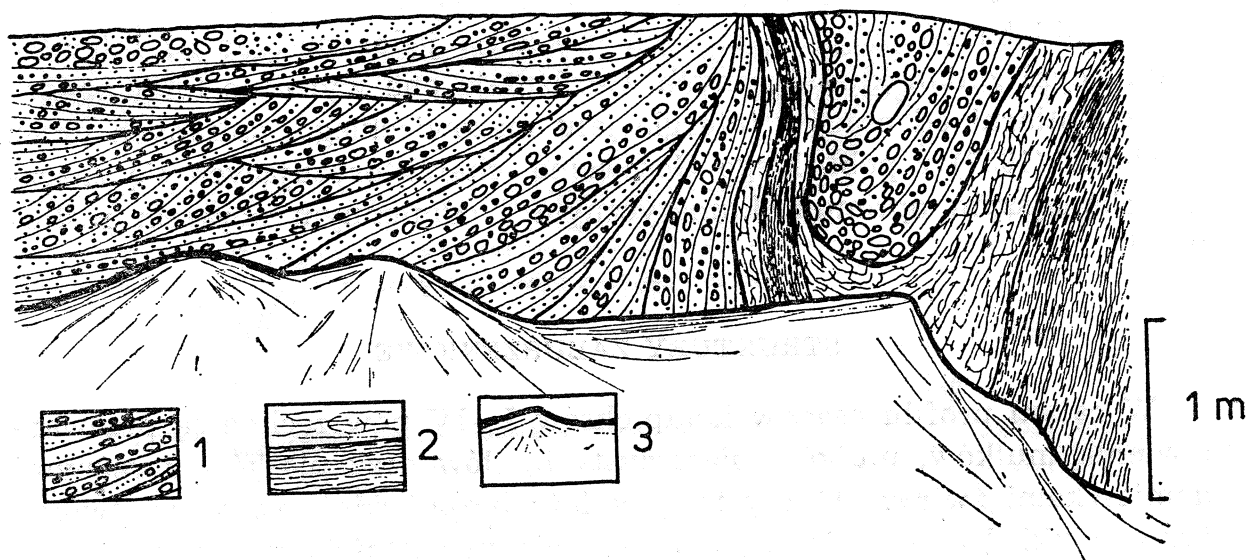


Fig. 12. Zaburzenia warstwy iłowo-mułkowej i żwirów spagowych. Kotlarnia, skarpa IV: 1 — żwiry z piaskami (spagowe) laminowane przekątnie; 2 — iły i mułki zwietrzałe (jasne) i niezwiętrzałe (ciemne); 3 — osypisko

Fig. 12. Deformations of the silt-clayey layer and bottom gravels. Sand pit at Kotlarnia, western scarp: 1 — bottom gravels with sands, cross-laminated; 2 — weathered (light) and unweathered (dark) clays and silts; 3 — talus

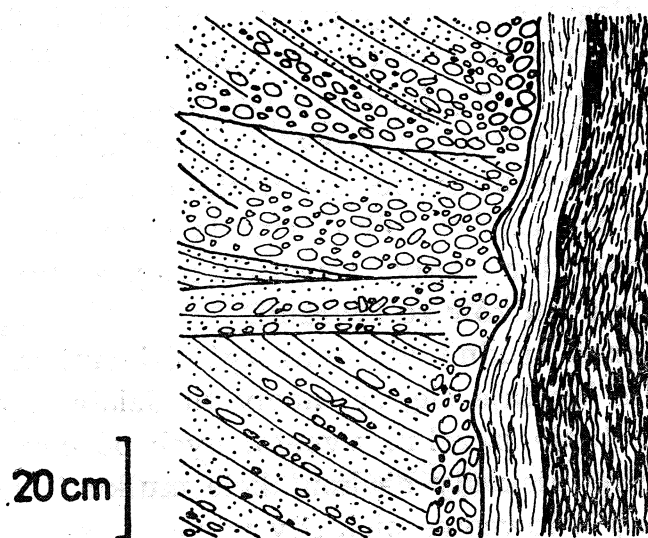


Fig. 13. Szczelina mrozowa na zaburzonym kontakcie mułków i żwirów spagowych. Objasnienia jak na fig. 12

Fig. 13. Frost crack between disturbed silts and bottom gravels. Explanations in fig. 12

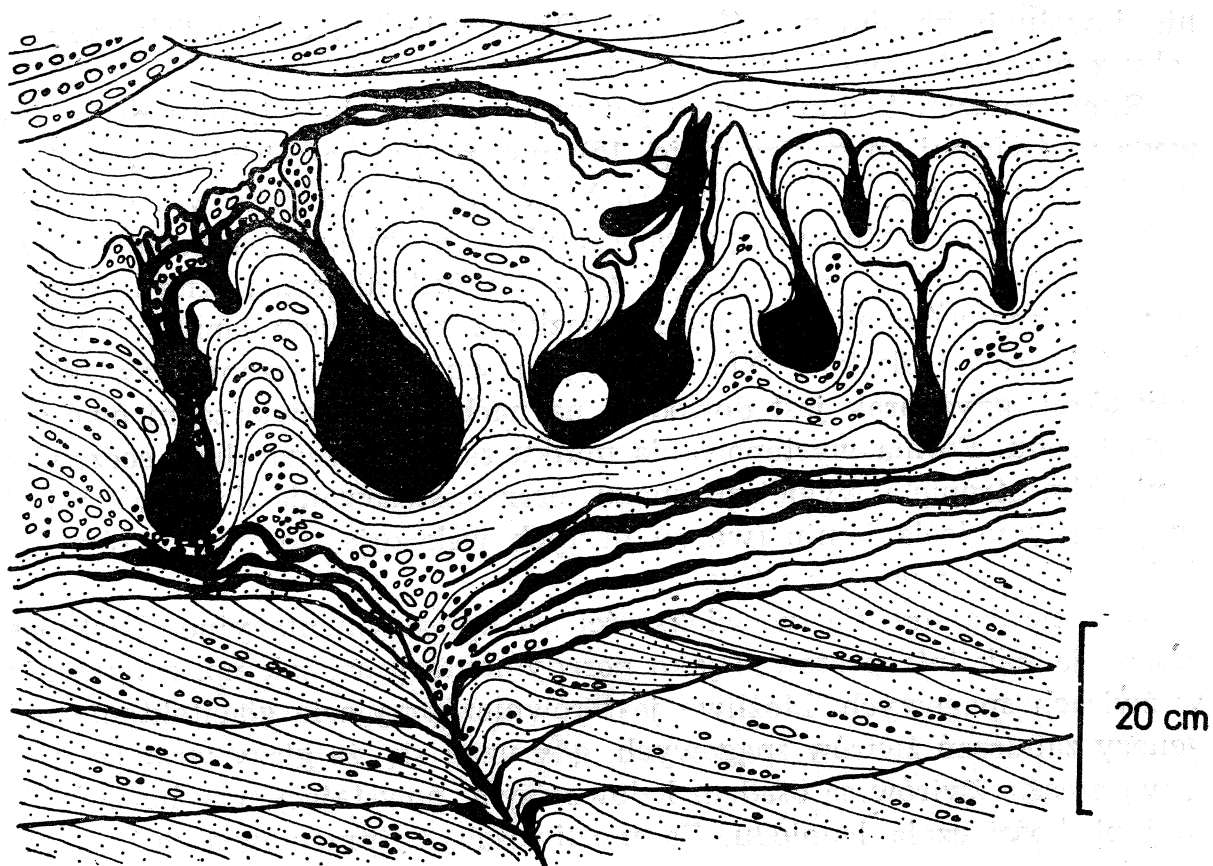


Fig. 14. Inwolucje (pograży) kropłowe w piaskach kompleksu III. Kotlarnia, skarpa IV

Fig. 14. Drop involutions of silt within the sands of complex III. Sand pit at Kotlarnia, western scarp

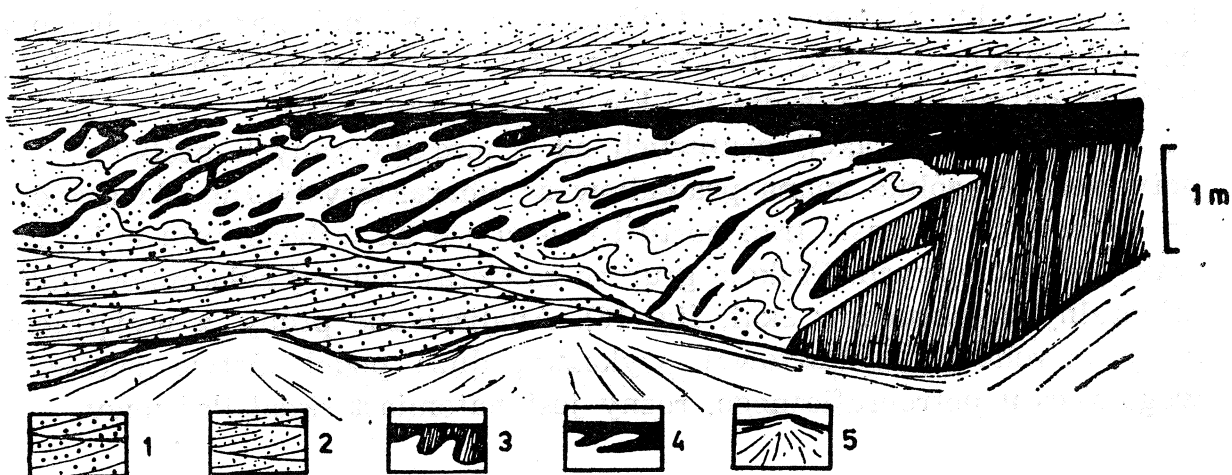


Fig. 15. Kontakt mułku podtorfowego i torfu spągowego ze żwirami spagowymi. Kotlarnia, skarpa II: 1 — żwiry spagowe; 2 — piaski kompleksu III; 3 — mułek podtorfowy; 4 — torf spągowy; 5 — osypisko

Fig. 15. Contact of sub-peat, silt and bottom peat with bottom gravels. Sand pit at Kotlarnia, south-eastern scarp: 1 — bottom gravels; 2 — sands of complex III; 3 — sub-peat silt; 4 — bottom peat; 5 — talus

nia inwolucji kropłowych (fig. 14). Obserwuje się, aczkolwiek rzadko, zaburzenia „festonowe” (Pl. I, fig. 2).

Silnie rozwinięte inwolucje występują na kontakcie mułku podtorfowego ze żwirami spagowymi (fig. 15) oraz mułku zastoiskowego z piaskami kompleksu IV (Pl. II, fig. 1). Wśród piasków i żwirów występują tam kropłowe, wydłużone pogrąży mułku, nachylone na zewnątrz od soczewki mułkowej. Geneza tego zjawiska jest niejasna. Kierunek pochyleń pogrąży nie wykazuje związku z kierunkiem laminacji przekątnej żwirów i piasków. Nie może być również tłumaczony zjawiskiem soliflukcji, gdyż brak jest dowodów na nachylenie powierzchni ówczesnego terenu. Forma występowania mułku zastoiskowego: duża soczewka o płaskim stropie i wygiętym spągu, oraz dostosowanie do powierzchni spagowej wygięcia lamin (warw) ilastych wskazuje, że jest to również duża struktura pogrążowa (fig. 7).

Opisane zaburzenia w większości są synsedymencyjne. Niektóre można jednak interpretować jako posedymencyjne, jak np. zaburzenia w żwirach spagowych. Możliwe jest również przyjęcie glacitektonicznej genezy zaburzeń żwirów spagowych, gdy uzna się, że głązy wraz ze spagową częścią żwirów są osadem lodowcowym, powstającym w bezpośredniej bliskości czoła lądolodu. Za możliwością tą przemawia duża skala zjawiska.

SKŁAD PETROGRAFICZNY ŻWIRÓW

Analiza składu petrograficznego żwirów wykazała bardzo różnorodne pochodzenie budującego je materiału. Zmienność petrograficzna badana na wskaźnikowej frakcji 16—32 mm (fig. 1) pozostaje jednak w dość luźnym związku ze stratygrafią i kierunkami transportu.

Pełna analiza frakcji grubszych od 4 mm wybranych prób żwirów potwierdziła ogólnie znaną prawidłowość, charakterystyczną dla osadów przerabianych w czasie transportu i polegającą na wzbogaceniu w kwarc frakcji drobniejszych. Frakcje grubsze zawierają więcej składników polimineralnych (okruchów skał; fig. 16). Analizowane próby, z wyjątkiem gliny morenowej z Raszowej, wykazują duże podobieństwo jakościowego składu petrograficznego, różny jest natomiast skład ilościowy.

ŻWIRY SPAGOWE

W żwirach spagowych dominuje kwarc i różne odmiany piaskowców, jakkolwiek występują one w zmiennych ilościach (fig. 1). Kwarc stanowi około 35—60% frakcji 16—32 mm. Jest oczywiste, że ze względu na po-

wszechność występowania nie ma on znaczenia jako wskaźnik obszarów alimentacyjnych.

Piaskowce tworzą kilka możliwych do makroskopowego wydzielenia odmian, różniących się głównie barwą i składem mineralnym. Występują tam zielone piaskowce z glaukonitem, pochodzące z Karpat, najprawdopodobniej z warstw godulskich. Jasnoszare piaskowce kwarcowe lub ciemne krzemionkowe, również z glaukonitem, pochodzą także z Karpat, zapewne z warstw lgockich. Ciemne piaskowce szarogłazowe, bez

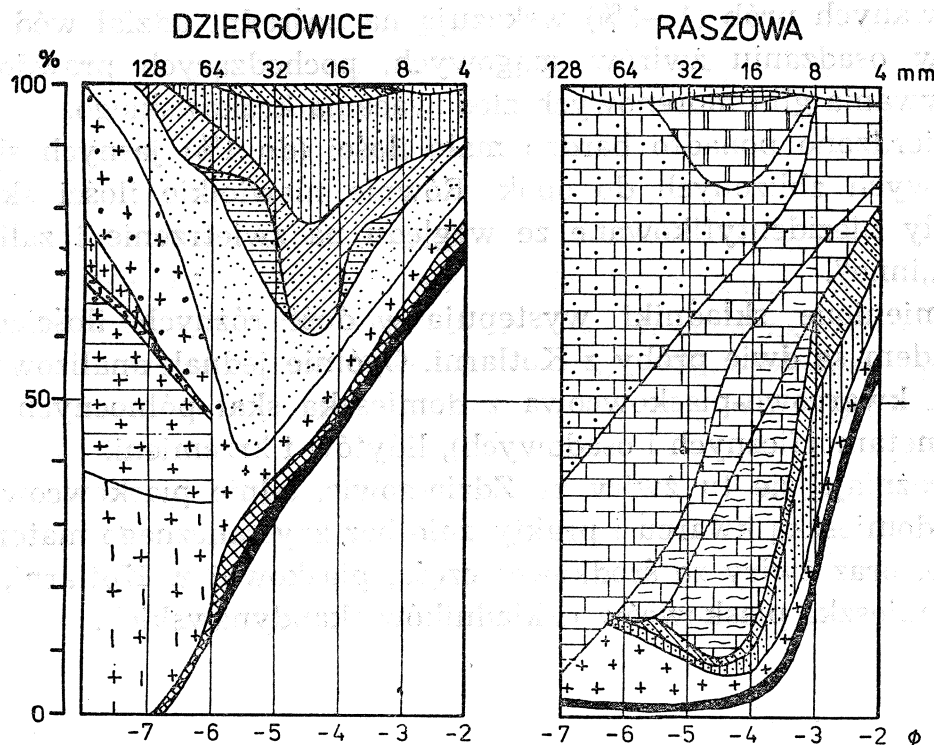


Fig. 16. Skład petrograficzny żwirów spągowych z Dziergowic i żwirów z gliny morenowej z Raszowej (frakcje powyżej 4 mm). Objasnienia jak na fig. 1

Fig. 16. Petrographic composition of bottom gravels from gravel pit at Dziergowice and gravels from moraine till of Raszowa (grain size > 4 mm). Explanations as in Fig. 1

glaukonitu, reprezentują kulm Sudetów Wschodnich, natomiast jasnoszare lub białe piaskowce z dużą ilością zwięzłych skał (arkozowe) prawdopodobnie pochodzą z karbonu produktywnego. Wszystkie odmiany piaskowców tworzą najczęściej dobrze obtoczone ziarna, o kształcie kulistym lub dyskoidalnym, rzadziej wrzecionowatym. Dominują tu piaskowce karpackie (8—29%) oraz karbońskie, arkozowe (do 18%). Pozostałe z wyjątkiem jasnych piaskowców kwarcowych w Dziergowicach, występują w mniejszej ilości (do 7% frakcji 16—32 mm; Magiera, 1975).

Lidyty i rogowce, stanowiące łącznie około 1,5—3% w znacznej części

również przyniesione zostały z południa, z Karpat i Sudetów Wschodnich.

Czerwone i szare granity i pegmatyty, szare gnejsy, czerwone i białe kwarcyty (bardzo zwięzłe piaskowce kwarcowe o spoiwie krzemionkowym) reprezentują głównie skały północne, jakkolwiek możliwa jest tu niewielka domieszka skał krystalicznych i metamorficznych z Sudetów Wschodnich. Wraz z nielicznymi ziarnami ciemnych, zasadowych skał magmowych i porfirów zostały one połączone w jedną grupę, stanowiącą niewielki na ogół, ale istotny element petrograficzny (0,3—8%). Łącznie z krzemieniami jurajskimi lub kredowymi, które są stałym składnikiem analizowanych prób (1—3%) wskazują na pośredni udział wód lodowcowych w osadzaniu żwirów spągowych, pochodzących prawdopodobnie z rozmywania glin morenowych zlodowacenia krakowskiego.

Stwierdzono ponadto bardzo małe ilości (do 1%) jasnych skał krzemionkowych zbliżonych do opok. Równie niewielkie ilości składników pozostały niezidentyfikowane ze względu na zwietrzenie i zaliczone do grupy „inne”.

Wymienione składniki występują w dość różnych ilościach, czego przykładem są dwie próby z Kotlewni. Ogólnie jednak analizowana frakcja jest kwarcowo-piaskowcowa z domieszką skał północnych (magmaowych, metamorficznych i osadowych), litytów i krzemieni.

Wyróżniają się tu żwiry ze Zdzieszowic, silnie piaskowcowe, z niewielką domieszką kwarcu i praktycznie bez krystalicznego materiału północnego, oraz żwiry ze środkowej części piaskowni w Kotlewni, kwarcowe z domieszką piaskowców i składników skandynawskich.

ZWIRY STROPOWE

Żwiry stropowe (warstwa 5e, fig. 2) są zbliżone pod względem składu petrograficznego do żwirów spągowych (fig. 1; Magiera 1978). Zawierają nieco większą ilość składników północnych (granitów, porfirów, gnejsów, kwarcytów), rogowców, litytów i krzemieni, mniej natomiast kwarcu. Przy wspomnianej już ogólnej zmienności petrograficznej żwirów, różnice te są jednak mało istotne.

ZWIRY MORENOWE

Skład żwirów tworzących soczewkę bezpośrednio pod gliną morenową w Kotlewni (warstwa 5c, fig. 2) bardzo odbiega od składu żwirów spągowych i stropowych. Skały północne występują tam we frakcji

16—32 mm w ilości około 42%, a piaskowce stanowią 31% (w tym karpackie 21%). Dużo jest również krzemieni, natomiast kwarc, lidyty i rogowce występują w stosunkowo bardzo małej ilości. Skład petrograficzny tych żwirów, bogatych w materiał północny (granity, gnejsy, kwarcyty a także krzemienie) jest niewątpliwie wynikiem lodowcowego pochodzenia osadu. Z drugiej strony obecność piaskowcowego materiału karpackiego (ponad 20%) i sudeckiego dowodzi, że lądolód egzarował również starsze i niezbyt odległe żwiry piaskowcowe.

Odrębny charakter ma glina morenowa z Raszowej, która zawiera w omawianej facji 16—32 mm ponad 88% materiału lokalnego. Są to szare wapienie drobnokrystaliczne, prawdopodobnie z warstw górażdżańskich (według oznaczeń dra inż. A. Kubicza), margle, wapienie margliste i pelityczne, zapewne z warstw gogolińskich oraz średniokrystaliczne wapienie, podobne do występujących w warstwach terebratulowych lub karchowickich.

Wszystkie okruchy skał węglanowych są silnie spłaszczone, często są to płyty odzwierciedlające pierwotną podzielność ławic. W niektórych strefach nagromadzenie płyt jest tak duże, że morena nabiera charakteru „druzgotu egzaracyjnego” (Różycki, 1976). Skandynawski materiał krystaliczny, kwarc oraz piaskowce występują tam w bardzo małej ilości (łącznie około 9%).

Skały węglanowe, bardzo nieodporne na wietrzenie i przez to nieobecne w innych analizowanych próbach, swą obfitość w glinie z Raszowej zawdzięczają bezpośredniemu sąsiedztwu wychodni osadów triasu w obrębie płyty Chełmu (Progu Środkowotriasowego) i stosunkowo małej przepuszczalności gliny, co uchroniło je przed wyługowaniem. Zjawisko silnego wzbogacania osadów rzecznych lodowcowych i lodowcowych w okruchy skał węglanowych w pobliżu egzarowanych wychodni tych osadów opisane zostało np. z obszaru jury krakowsko-częstochowskiej i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Lamparski, 1971).

Z przedstawionej analizy wynika, że osady poziomu ponaddolinnego zbudowane są z bardzo urozmaiconego petrograficznie materiału pochodzącego z kilku obszarów źródłowych. Jest to zachodnia część Karpat fliszowych, Sudety Wschodnie, Górnośląskie Zagłębie Węglowe, triasowe osady płyty Chełmu, obszar Bałtyku, południowej Skandynawii oraz środkowej i północnej Polski. Pewne znaczenie miały tu również żwirowe osady plioceńskie serii Gozdnicy. Budują one podłoże czwartorzędowe w niektórych strefach omawianego regionu i są silnie wzbogacone w kwarc i inne składniki krzemionkowe oraz w piaskowce (Smoleńska, 1975). Materiał ten był zapewne wielokrotnie redeponowany, a jego obecne położenie jest wynikiem nałożenia się działalności rzek, wód lodowcowych i lądolodu, co znacznie zatarło różnicowanie petrograficzne w profilu pionowym.

GENEZA I STRATYGRAFIA POZIOMU PONADDOLINNEGO

Poziom ponaddolinny ma charakter poligeniczny. Stropowa część osadów (Kompleks IV) związana jest ze stadiem maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego. Interstadialny charakter roślinności torfów spągowych z Kotlarni (Kompleks II) świadczy, że żwiry spągowe osadziły się w stadiale zlodowacenia środkowopolskiego starszym od maksymalnego. Stadiał ten znany jest m. in. jako stadiał Krzny z okolic Łukowa na Podlasiu (Rühle, 1969), stadiał przedmaksymalny z północnej części Kotliny Warszawskiej (Nowak, 1974), glacistadiał G III₋₁ w rejonie dolnego Bugu (Straszewska, 1968). Tym samym interstadiał Kotlarni może odpowiadać interstadiałowi łukowskiemu (Rühle, 1969, Sobolewska, 1969a) lub interstadiałowi Witaszyna (G III₋₁/max; Straszewska, 1968).

W świetle cytowanych badań ładolód stadiału przedmaksymalnego we wschodniej części Polski sięgał po okolice Łukowa. Jego zasięg w części zachodniej nie jest dotychczas znany. Wydaje się jednak mało prawdopodobne, by mógł on sięgać aż po okolice Kotlarni. Dolna seria lodowcowa: głązy rezydualne i zapewne ciemne ily i mułki kompleksu I, powinna być zatem wiązana ze zlodowaceniem krakowskim. Żwiry spągowe są zapewne produktem rozmywania glin tego zlodowacenia.

Torfom spągowym z Kotlarni odpowiadają prawdopodobnie torfy opisane z wiercenia w Kuźni Raciborskiej (Dyjur, Dendewicz, Grodzicki, Sadowska, 1978), którym jednak autorzy przypisują związek z chłodną, początkową lub schyłkową fazą interglacjału mazowieckiego. Profil pyłkowy z Kotlarni został opracowany na podstawie nieporównanie większej ilości prób i mimo że jest profilem kompilacyjnym, zdaje się być bardziej reprezentatywny dla torfów spągowych, które określa jako interstadialne. Poza okresem sedymentacji torfów klimat był zimny, subpolarny, jak o tym świadczą pseudomorfozy po klinach lodowych zachowane w dolnej i środkowej części poziomu ponaddolinnego.

Być może, pełnego profilu pyłkowego torfów spągowych dostarczą próby pobrane z wiercenia rozpoznawczego, zlokalizowanego w miejscu, gdzie torfy te osiągają największą miąższość (około 2,7 m) i złożone do opracowania w Instytucie Botaniki PAN w Krakowie.

Zwraca uwagę fakt, że osady organiczne zajmujące podobną pozycję klimatostratygraficzną opisane zostały wstępnie z Wilamowic na Pogórzu Śląskim (Sobolewska, 1969b), oraz z Olkusza (Sobolewska, 1976). Szczególnie to ostatnie miejsce jest interesujące, ze względu na bardzo zbliżoną do opisanej z Kotlarni sytuację geologiczną torfu.

Żwiry spągowe (kompleks II, warstwa 2) są osadem rzeczny. W świetle wniosków dotyczących wieku torfów, żwiry te mogą być synchronizowane ze stadiem przedmaksymalnym (Krzny) zlodowacenia środkowopolskiego. Ocieplenie interstadiału Kotlarni zahamowało sedymentację materiału żwirowego, sprzyjało natomiast rozwojowi sedy-

mentacji mułków i torfu, związanych z ekspansją roślinności. Ponowne nasilenie akumulacji, głównie piasku (warstwa 4, kompleks III) nastąpiło w fazie anaglacjalnej stadiału maksymalnego (Kotlicka, 1975, 1978). Materiał przynoszony był z południa przez szybkie prądy wodne typu rzek roztokowych. Zbliżenie się czoła lądolodu było zapewne przyczyną odwrócenia kierunku spływu wód tak, że rzecznotodowcowe żwiry i piaszki warstw 5a i 5e (kompleks IV) wykazują kierunki transportu ogólnie z północy (fig. 3) oraz pewne wzbogacenie w lodowcowy materiał północny (fig. 1).

Rezydualne otoczaki i głązy pomorenowe kompleksu IV częściowo uległy eolizacji i niekiedy pogrzebaniu pod piaskami rzecznyymi lub wydmyowymi ostatniego zlodowacenia i holocenu. Pernarowski (1968) główne nasilenie procesów eolicznych na Opolszczyźnie wiąże ze schyłkiem ostatniego zlodowacenia i z początkiem holocenu. Jednak część piasków wydmyowych omawianego poziomu jest znacznie młodsza i pochodzi z górnego holocenu. Świadczy o tym spektrum pyłkowe torfu stropowego, opracowane przez Dr M. Sobolewską (inf. ustna) na podstawie jednej próby, pobranej z soczewki podścielającej piasek eoliczny (fig. 5b). Wykazuje ono młodoholocenijski wiek torfu.

Wśród osadów poziomu ponaddolinnego powszechne są inwolucyjne struktury obciążeniowe w układzie: piasek, żwir — mułek, ił, oraz piasek, żwir — glina morenowa. Jahn i Piasecki (1952) powstanie inwolucji oraz klinów lodowych koło Opola datują na zlodowacenie bałtyckie. Odslonięcia w Kotlarni i Zdieszowicach dowodzą, że powstawały one także przed stadiem maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego, którego morena przykrywa osady z inwolucjami i klinami.

Ponaddolinny poziom akumulacyjny prawdopodobnie kontynuuje się wzdłuż doliny Odry aż po okolice Opola. Jego odpowiednikiem w rejonie przełomu krapkowickiego jest zapewne „terasa wysoka” (środkowopolska) wydzielona przez Walczakówną i Baranowską (1964), a w okolicach Opola terasa 6—8 metrowa (Jahn, Piasecki, 1952).

Jahn (1955) opisał z kopalnej doliny Kłodnicy miąższy zespół rzecznych osadów piaszczystych i mułowych z inwolucjami, zalegających na bruku morenowym, uważając, że osady te powstały w okresie zlodowacenia bałtyckiego. Znaczne podobieństwo do profilu z Kotlarni wskazuje, że duża część osadów kopalnej doliny Kłodnicy może być starsza i reprezentować zlodowacenie środkowopolskie.

Powierzchnia poziomu obniża się wzdłuż biegu rzeki, od około 195—290 m n.p.m. (23—28 m nad średni poziom rzeki) w okolicy Dziergowic, do około 160 m n.p.m. (6—8 m np rzeki) koło Opola. Jest ona urozmaicona kilkunastometrowej wysokości wydmyami, a także pagórami, zbudowanymi z grubych pakietów żwirów stropowych i z gliny morenowej, interpretowanymi w okolicy Groszowic koło Opola jako ostańce erozyjne (Jahn, Piasecki, l.c.), bądź jako kemy (Szczepankiewicz, 1974). Poziom ten nie

tworzy jednak równiny charakterystycznej dla teras, z wyjątkiem okolic Zdzieszowic i Groszowic. Biorąc pod uwagę niewielki udział wód płynących w kształtowaniu jego powierzchni, a także jej złożoną budowę geologiczną, określenie „terasa” wydaje się niewłaściwe, zwłaszcza dla części położonej na południe od Zdzieszowic. Stąd też stosowane w tej pracy określenie „ponaddoliny poziomy akumulacyjny”.

UWAGI KOŃCOWE

Występowanie wśród osadów omawianego poziomu torfów interstadialnych pod gliną morenową stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego, stanowi bardzo istotny element w stratygrafii tego obszaru. Stwarza to przesłankę dla wydzielenia w rejonie doliny górnej Odry stadiału przedmaksymalnego.

Duże podobieństwo wielu szczegółów ze współcześnie powstającymi u czoła lądolodu formami pomaga w określaniu genezy poziomu. Jednak wpływ na jego ukształtowanie miało znacznie więcej czynników, przede wszystkim ząbienie i nakładanie się sedymentacji rzecznej i lodowcowej, co odbija się np. w składzie petrograficznym, obfitującym w elementy pochodzące z różnych obszarów alimentacyjnych i w zróżnicowanych kierunkach transportu. Trudno jest zatem porównywać opisany poziom z sandrami Polski północnej i środkowej (Słowański, Skompski, 1963, Wiśniewski, 1971), powstałymi w mniej zmiennych warunkach.

Wreszcie niejasne jest źródło pochodzenia tak dużej ilości materiału piaszczystego, budującego miąższy i rozległy kompleks III. Kierunki transportu wskazują, że powinno ono leżeć na południu i mogło być związane z osadami zlodowacenia krakowskiego, nie zachowanymi jednak do czasów obecnych. Objęcie szczegółowymi badaniami obszaru występowania piasków tzw. Pustyni Błędowskiej, wykazującej istotne związki z pokrywą piaszczysto-żwirową obrzeżenia doliny górnej Odry, pozwoli, być może, na wyjaśnienie tego i innych problemów.

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Alexandrowicz S. W., Kleczkowski A. S. (1974), Osady trzeciorzędowe Opolszczyzny. *Przew. XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Opolu*: 38—48. Warszawa.
- Anketell J. M., Cegła J., Dżułyński S. (1970), On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* 40, 1: 3—30. Kraków.

- Assmann P. (1934), Zur Frage der Terrassenbildung an der oberen Oder. Schiff-
tenreihe der Vereinigung für Oberschl. *Heimatkunde* 12: 3—13. Oppeln.
- Butrym J., Cegła J., Dżułyński S., Nakonieczny S. (1964), New inter-
pretation of "periglacial structures". *Fol. Quaternaria* 17: 1: 34. Kraków.
- Doeglas D. J. (1962), The structure of sedimentary deposits of braided rivers.
Sedimentology 1: 167—190.
- Dyjor S., Dendewicz A., Grodzicki A., Sadowska A. (1978), Neogeńska
i staroplejstocenska sedymentacja w obrębie stref zapadliskowych rowów Pacz-
kowa i Kędzierzyna. The Neogene and old-Pleistocene sedimentation in the
Paczków and Kędzierzyn graben zones. Southern Poland. *Geol. Sudetica* 13,
1: 31—65.
- Dżułyński S. (1963), Polygonal structures in experiments and their bearing
upon some periglacial phenomena. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. géol. géogr.*
11: 145—150. Warszawa.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R. (1976), Sedy-
mentologia, 1—614. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Gradziński R. (1973), Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych.
Post. Nauk Geol. 5: 57—112. Warszawa.
- Jahn A. (1955), Dolina Kłodnicy i stratygrafia utworów plejstocenskich pod
Gliwicami (Górny Śląsk). Kłodnica Valley and the Stratigraphy of the Pleisto-
cene Deposits near Gliwice (Upper Silesia). *Biul. Inst. Geol.* 97: 311—335.
Warszawa.
- Jahn A. (1977), Struktury związane z klinami lodowymi w osadach plejstocen-
skich. Structures connected with ice wedges in Pleistocene deposits. *Stud.*
geol. pol. 52: 177—194. Warszawa.
- Jahn M., Piasecki H. (1952), Zjawiska peryglacjalne na terasach Odry. *Czas.*
geogr. 21/22: 392—402. Wrocław.
- Kleczkowski A. S., Dendewicz A., Dyjor S., Kowalski J., Miłkow-
ski M. (1972), Pliocene-Quaternary Rybnik—Koźle Through and his hydrogeo-
logical properties. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. sc. de la Terre* 20, 1: 71—83. War-
szawa.
- Klimek K. (1972), Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarár-
sandur (Islandia). Present-day fluvial processes and relief of the Skeidarár-
sandur Plain (Iceland). *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN* 94: 5—139.
- Kotlicka G. N. (1975), Czwartorzęd okolic Kotlarni na zachód od Gliwic. The
Quaternary of the Vicinity of Kotlarnia, West of Gliwice. *Biul. Inst. Geol.*
282: 475—521. Warszawa.
- Kotlicka G. N. (1978), Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie Odry
koło Raciborza. Stratigraphy of Quaternary deposits in the Odra valley near
Racibórz. *Biul. Inst. Geol.* 300: 303—387. Warszawa.
- Kozłowski S. (1974), Złoże piasku podsadzkowego — Kotlarnia. *Przew. XLVI*
Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Opolu: 250—251. Warszawa.
- Lamparski Z. (1971), Egzaracja lodowcowa w marginalnej strefie zlodowace-
nia środkowopolskiego. Glacial erosion in the marginal zone of the ice sheet
of Middle Polish (Riss) Glaciation. *Biul. geol. Wydz. Geol. UW* 13: 5—85.
Warszawa.
- Leopold L. B., Wolman M. G. (1957), River channel patterns: braided, me-
andering, and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 262-B: 39—73.
- Lindner H. (1934), Das Taldilluvium der Oder bei Ratibor. *Jhrb. der Geol.*
Ver. Oberschl. 40—46. Gleiwitz.
- Magiera J. (1975), Wstępna charakterystyka petrograficzna żwirów doliny Odry

- i terenów przyległych. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk PAN Oddz. w Krakowie* 19, 2: 438—440. Warszawa—Kraków.
- Magiera J. (1978), Uwagi o sedymentacji czwartorzędowych piasków i żwirów w okolicy Kotłarni koło Gliwic. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk PAN Oddz. w Krakowie* 22, 2: Warszawa—Kraków.
- Magiera J., Sobolewska M. (1980), Profil osadów czwartorzędowych z piaskowni w Kotłarni koło Gliwic. *Prz. Geol.* 28, 2: 114—116. Warszawa.
- Nowak J. (1974), Stratygrafia plejstocenu północnej części Kotliny Warszawskiej. *Stratigraphy of the Pleistocene in the Northern Part of the Warsaw Depression. Biul. Inst. Geol.* 268: 91—164. Warszawa.
- Pernarowski L. (1968), Obszary wydymowe Opolszczyzny. *Stud. geogr.-fiz. z obsz. Opolszczyzny* 1: 102—134. Opole.
- Potter P. E., Pettijohn F. J. (1963), *Paleocurrents and basin analysis.* 1—296. Springer Verlag. Berlin.
- Rutkowski J. (1974), Niektóre problemy litologiczne żwirów Nysy Kłodzkiej. *Przew. XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Opolu*: 263—269. Warszawa.
- Rutkowski J. (1977), On petrographic variability of Holocene gravels in the Polish Carpathians. *Stud. Geomorph. Carp. Balc.* 11: 53—65. Kraków.
- Rühle E. (1969), Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu. *The Section of Quaternary Deposits at Łuków in Podlasie. Biul. Inst. Geol.* 220: 81—104. Warszawa.
- Różycki S. Z. (1976), Kry i przesunięcia egzaracyjne w zachodniej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przew. symp. „Czwartorzęd zachodniej części regionu świętokrzyskiego”.* Warszawa.
- Słowański W., Skompski S. (1963), Sandry i terasy rzeczne w dolinie Skrwy i Wisły koło Płocka. *Outwash and Fluvial Terraces of the Skrwa and Vistula Rivers in the Vicinity of Płock (Central Poland). Biul. Inst. Geol.* 187: 329—348. Warszawa.
- Smoleńska A. (1975), Osady plioceniczne z Sośnicowic koło Gliwic. *The Sośnicowice near Gliwice Pliocene deposits. Zesz. nauk. AGH Geologia* 1, 3: 71—80. Kraków.
- Sobolewska M. (1969a), Osady interglacjalne w Łukowie na Podlasiu. *Interglacial Deposits at Łuków in Podlasie in the Light of Pollen Analysis. Biul. Inst. Geol.* 220: 105—114. Warszawa.
- Sobolewska M. (1969b), Diagram pyłkowy plejstocenicznych osadów z Wilamowic na Pogórzu Śląskim. *Pollen diagram of the Pleistocene deposits at Wilamowice in the Silesian Highland. Acta palaeobot.* 10, 2: 3—9. Kraków.
- Sobolewska M. (1976), Spektra pyłkowe prób torfu występującego w plejstocenским złożu piasków koło Olkusza. *Pollen spectra of peat samples from Pleistocene sand deposits near Olkusz (NW from Kraków). Acta palaeobot.* 17, 1: 39—44. Kraków.
- Straszewska K. (1968), Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. *Pleistocene stratigraphy and palaeogeomorphology in the lower Bug region, Central Poland. Stud. geol. pol.* 23: 5—149. Warszawa.
- Szczepankiewicz S. (1968), Rzeźba doliny Odry na Opolszczyźnie. *Stud. geogr.-fiz. z obsz. Opolszczyzny*, 1: 45—86. Opole.
- Szczepankiewicz S. (1974), Osady i formy czwartorzędowe Opolszczyzny. *Przew. XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Opolu*: 69—86. Warszawa.
- Środoń A. (1957), Flora interglacjalna z Gościęcina koło Koźła. *Interglacial Flora from Gościęcina near Koźle (Sudeten Foreland). Biul. Inst. Geol.* 118: 7—60. Warszawa.

Walczakówna M., Baranowska W. (1964), Epigenetyczny przełom Odry pod Krapkowicami. Epigenetic gap of Odra at Krapkowitz. *Czas. geogr.* 35, 2: 201—212. Wrocław.

Wiśniewski E. (1971), Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. Structure and texture outwash, and terrace of upper Drwęca valley. *Pr. geogr. Inst. Geogr. PAN* 83: 5—95. Warszawa.

SUMMARY

The deposits making up an extensive accumulation horizon at the north-eastern margin of the Upper Odra valley were recently well exposed in an open-pit of sandy gob stuff at Kotlarnia and in the neighbouring gravel pits (fig. 1). Due to this, it was possible to revise the views held till now on their genesis and stratigraphy, which were presented, e.g. by Kotlicka (1975) and Szczepankiewicz (1974). According to the new data, five sedimentary complexes have been distinguished (fig. 2).

The lowermost complex I consists of dark clays and silts (layer 1) containing quartz and granite grains. They were presumably deposited during the South-Polish (Mindell) glaciation.

Complex II comprises gravels with sands (layer 2) and dark silts, peats and gyttja occurring in their top (layers 3a and 3b). The gravels and sands ("bottom gravels") are a deposit of braided rivers flowing mainly from the south and south-west (fig. 3). They are, as a rule, cross-laminated. In the bottom part they contain boulders of Scandinavian igneous and metamorphic rocks up to 1.5 m in diameter, owing their origin to the erosion of moraines of the South-Polish (Mindell) glaciation. The bottom gravels are intensely deformed in their lower part, together with the clays and silts of complex I. These deformational structures are of a load origin (figs. 12, 13). However, glacitectonic genesis of the deformations cannot be ruled out if it is assumed that the lower part of gravels with boulders is a glacial deposit. The common wide, epigenetic ice wedges (fig. 4) and the less common cracks filled with gravels (fig. 13) are indicative of the frost action.

The whole layer of bottom gravels or their upper part, devoid of boulders, formed during the pre-maximum substage of the Middle-Polish glaciation (Krzna substage, Rühle 1969).

There are erosional troughs in the top of bottom gravels. They are filled with silts grading upwards into "bottom peat" (layer 3a, figs. 2, 5), as well as with brown sands with charcoal and gyttja (layer 3b). The silts and bottom peats form inclined drop involutions of obscure origin within the surrounding sands and gravels (fig. 15).

The peats yielded four pollen diagrams, shown on a synthetic diagram (fig. 11). It is evident that the cycle of climatic changes was of interstadial nature and consisted of three stages. The climatic optimum in the second stage was characterized by the occurrence of a boreal pine and spruce forest. Thus the bottom peats from Kotlarnia differ from the Mazowsze interglacial deposits (Mindell/Riss) from the nearby Gościęcin (Środoń 1957). The interstadial which they represent is referred to as the Kotlarnia interstadial. It separates the pre-maximum substage of the Middle-Polish glaciation from the maximum substage, and presumably corresponds to the Łuków interstadial (Sobolewska 1969a).

Complex III is made up of thick, cross-laminated sands intercalated with silts (layer 4, figs. 2, 5, 6). They are a deposit of braided rivers flowing mainly from the south and south-west (fig. 3). The silts, which are an overbank deposit, commonly form load deformations within the sands (Anketell et al. 1970, Butrym et al. 1964): wave lamination, up- and down-facing domes (Pl. I, fig. 1), drop involutions (fig. 14), and scarce festoon involutions (Pl. I, fig. 2).

The sedimentation of the sands of complex III proceeded in cold climate. Initially it was slow, which favoured the formation of wide epigenetic ice wedges (Pl. I, fig. 3). Then the sedimentation rate increased, giving rise to narrow syngenetic ice wedges which attained a height of 6 m (fig. 8).

The deposition of the sands in question preceded immediately the maximum substage of the Middle-Polish (Riss) glaciation. The aqueoglacial and glacial deposits of this substage form complex IV. They are represented by sands showing cross- and less common horizontal-lamination (layer 5a, fig. 2), contacting with deformed dark-grey varved silt (layer 5b, fig. 7), as well as by gravels with boulders ("top gravels", layer 5e, fig. 2; Pl. II, fig. 2), moraine till (layer 5c), and dark sandy silt (layer 5d).

The position of all the discussed deposits and the contacts between them provide evidence that they arose in close association with the ice sheet (figs. 8, 9), as was the case, e.g., in Iceland (Klimek 1972). It has been found that the transport of the sands and gravels of complex IV proceeded in the opposite direction to that of the underlying deposits of complexes II and III (fig. 3).

The glacial series of complex IV is overlain by a thin but widespread cover of deposits of different age and origin (complex V). These are dark-brown Holocene sands exhibiting cross- and horizontal-lamination, with "top peat", fossil soil and roots (layer 6, figs. 2, 5b, 7, 9, 10), sands with climbing-ripple cross-lamination (layer 7), and aeolian sands (layer 8) deposited towards the close of the last (Würm) glaciation and in Holocene.

The described accumulation horizon extends presumably along the Odra valley as far as Opole. It also occurs in the Kłodnica valley near Gliwice. The constituent deposits are made up of the material deriving from several source areas. In their petrographic composition there are Carpathian sandstones, grey-wackes of the East Sudetic Culm, and Carboniferous sandstones of the Upper Silesian Coal Basin. Amply represented are northern rocks, originating mainly from the Baltic area, southern Scandinavia and central and northern Poland: red and grey granite, gneiss, porphyry, red and white quartzite sandstones, flints. Abundant is quartz of various origin (fig. 1).

The gravels are generally of quartz-sandstone nature, with an admixture of northern rocks. The top gravels of complex IV contain somewhat greater amount of northern material than the bottom gravels, richer in sandstones. This is most likely due to the different transport directions observed in the two layers.

The petrographic composition of moraine gravels is controlled by the direct influence of the ice-sheet on their sedimentation. They contain a particularly large amount of Scandinavian material or carbonate rocks (fig. 1) owing their origin to the abrasion of the nearby outcrops of Triassic sediments.

The gravel material has been subject to reworking during the transport, which is evidenced by the enrichment of the finer grain fractions in quartz (fig. 16).

The Odra over-valley accumulation horizon is polygenic in nature, and its complex structure is a result of the interfingering and superposition of the processes of fluvial, glacifluvial and glacial sedimentation.

OBJAŚNIENIA DO TABLIC — EXPLANATION OF PLATES

Plansza — Plate I

- Fig. 1. Zaburzenia obciążeniowe piasków laminowanych mułkiem: laminacja falista, pogrąży i diapiry. Kotlarnia, skarpa II.
- Fig. 1. Load deformations of sands intercalated with silt: wavy lamination, up- and down-facing domes. Sand pit at Kotlarnia, south-eastern scarp.
- Fig. 2. Zaburzenia festonowe piasków laminowanych mułkiem. Kotlarnia, skarpa IV.
- Fig. 2. Festoon deformations of sands intercalated with silt. Sand pit at Kotlarnia, western scarp.
- Fig. 3. Pseudomorfoza po szerokim, epigenetycznym klinie lodowym w spągu piasków kompleksu III. Kotlarnia, skarpa III.
- Fig. 3. Wide epigenetic ice wedge. Pseudomorph. Bottom part of the sandy complex III. Sand pit at Kotlarnia, southern scarp.

Plansza — Plate II

- Fig. 1. Nachylone pograży mułku warwowego wśród piasków. Brzeżna część soczewki widocznej na fig. 7. Kotlarnia, skarpa II. Por. fig. 15.
- Fig. 1. Inclined drop involutions of varved silt within sands. Marginal part of silty lens shown in fig. 7. Sand pit at Kotlarnia, south-eastern scarp. Cf. fig. 15.
- Fig. 2. Nagromadzenie głazów lodowcowych w spągowej części żwirów stropowych. Niżej widoczne piaski kompleksu III. Kotlarnia, skarpa III.
- Fig. 2. Glacial boulders. Lowermost part of top gravels. Sandy complex III is the boulder substratum. Sand pit at Kotlarnia, southern scarp.

