

Maria ŁANCZONT, Roman RACINOWSKI

**Z BADAŃ NAD OSADAMI ŻWIROWO-PIASZCZYSTYMI OKOLIC PIKULIC
KOŁO PRZEMYŚLA**

From the Studies on the Gravelly-Sandy Deposits at Pikulice, near Przemyśl

POGLĄDY NA WIEK I GENEZĘ OSADÓW PLEJSTOCENSKICH OKOLIC PRZEMYŚLA

Pierwsze wzmianki o występowaniu plejstocenских osadów w strefie brzeżnej Karpat i jej przedpola pochodzą jeszcze z ubiegłego wieku (V. Hilber 1882, E. Tietze 1883, V. Uhling 1883, 1884). Już wówczas zwrócono uwagę na potężną serię żwirów mieszanych (Mischschotter) w Pikulicach w rejonie wzgórza Optyń, zawierających w podstawowej masie otoczków skał miejscowych domieszkę materiału skandynawskiego. Profil Pikulice był następnie komentowany przez polskich geologów systematycznie kartujących obszar Galicji (W. Friedberg 1906, M. Łomnicki 1900, W. Łoziński 1907, W. Przepiórski 1938, E. Romer 1907, S. Rudnicki 1907, W. Szajnocha 1901, H. Teisseyre 1933, T. Wiśniowski 1908) ze względu na powinowactwo tych utworów z innymi żwirami o mieszanym charakterze petrograficznym, które w licznych stanowiskach rejestrowano w dorzeczach Sanu i górnego Dniestru. Odślonięcia żwirów w Pikulicach wiązały się z masową ich eksploatacją, zapoczątkowaną dla celów budowy fortyfikacji austro-węgierskiej twierdzy Przemyśl i kontynuowaną najmniejszą skalę do czasów obecnych. Skupiała się ona głównie na prawym zboczu doliny Błoni, dopływu Wiaru.

Pokrywa mieszanych utworów żwirowo-piaszczysto-mułkowych według E. Romera (1907) o miąższości 45 m spoczywa na podłożu tortońskim, reprezentowanym przez różne ility, mułowce i piaskowce warstw balickich i skawińskich, otulając kulminację zbudowaną z odpomych zlepieńców radyckich (S. Gucik, A. Wójcik 1982, J. Kotlarczyk 1988, R. Ney 1958, T. Wiśniowski 1908).

S. Rudnicki (1907) opisał wśród żwirów pikulickich skały północne, takie jak drobnoziarniste granity, gruboziarniste granity, pegmatyty, sjenity, gnejsy, łupki amfibolowe, arkozy i kwarcyty Dała oraz skały miejscowe, głównie fliszowe piaskowce inoceramowe, rogowce menilitowe, margle fukoidowe i jurajskie, egzotyczne wapienie sztramberskie.

Zróznicowanie poglądów w kwestii wieku i warunków akumulacji żwirów mieszanych według M. Ł a n c z o n t (1986) wiąże się pośrednio z podejmowanymi próbami rekonstrukcji maksymalnego zasięgu i miąższości lądolodu skandynawskiego, skorelowanego później ze zlodowaceniem krakowskim (= południowopolskim, sanian, Elsterian, Mindel). Z zagadnieniem tym wiąże się z kolei problem głębokości wcięcia dolin w stosunku do dzisiejszego poziomu w okresie przed nasunięciem lądolodu skandynawskiego. Początkowo powszechnie przyjmowany był pogląd o niskim położeniu – w poziomie rzek dzisiejszych – erozyjnych den dolin preglacjalnych w dorzeczach Sanu i Dniestru (W. Ł o z i ń s k i 1909, S. P a w ł o w s k i 1920, W. P o k o r n y 1913, E. R o m e r 1907, S. R u d n i c k i 1907, H. T e i s s e y r e 1933). Jedynie M. Ł o m n i c k i (1900) uważał, że cokoły skalne starodyluwialnych dolin znajdują się na wysokości 220–230 m n.p.m. w strefie brzeżnej i na przedpolu Karpat. Pogląd ten został rozwinięty i ugruntowany przez M. K l i m a s z e w s k i e g o (1936 a, b, 1937), który podał, że w interglacjale kromerskim dna dolinne na Pogórzu Karpackim i w Kotlinie Sandomierskiej znajdowały się na wysokościach 10–30 m nad poziomem współczesnych koryt. Preglacjalne doliny zostały wypełnione serią żwirów fliszowych i piasków tworzących tzw. poziom wysokiego zasypania. Reprezentują one okres transgresji lądolodu krakowskiego (M. K l i m a s z e w s k i 1948, 1952, S. P a w ł o w s k i 1920).

Zgodnie z różnymi poglądami sedymentacja żwirów mieszanych związana była głównie z bezpośrednią działalnością lądolodu lub następowała przy współdziałaniu wód roztopowych i proniwalnych.

Zgodnie z pierwszą koncepcją, rozmieszczenie żwirów mieszanych odpowiada rozprzestrzenieniu lądolodu, który w swoim największym zasięgu stagnował w strefie brzeżnej Karpat, wsuwając w głąb nisko położonych dolin „języki lodowcowe” (W. F r i e d b e r g 1906, V. H i l b e r 1882, W. Ł o z i ń s k i 1909, E. R o m e r 1907) i pozostawiając w poziomie 210–260 m n.p.m. morenę denną ze żwirów północnych i redeponowanych preglacjalnych fliszowych żwirów rzecznych. Miejsca postoju lądolodu znaczą dwie strefy ze zwartymi pokrywami żwirów mieszanych (W. F r i e d b e r g 1906): północną (Radochońce, Bolanowice, Krukienice) i południową (Radycz, Sąsiadowice, Szaple, Dąbrówka).

Żwiry mieszane, poza wyznaczonym w ten sposób zasięgiem lądolodu, mogły być akumulowane przy równoczesnym współdziałaniu lodu i spiętrzonych wód.

W obrębie jezior zastoiskowych, w podpartych dolinach była to sedymentacja typu deltowego. Według W. P r z e p i ó r s k i e g o (1938) obejmowała utwory klastyczne fliszowe redeponowane i mieszane z eratykami w środowisku wód proglacjalnych z bliskiego transportu w stadium transgresji zlodowacenia. H. T e i s s e y r e (1938) sądził, że delty w Pikulicach, Popowicach, Pleszowicach, Lutkowie, Bolanowicach i Krukienicach zbudowane są z utworów pochodzących z rozmycia moren i żwirowisk preglacjalnych oraz z transportu proniwalnego w fazie recesyjnej. W składzie petrograficznym żwirów zdecydowanie przeważa materiał karpacki (95%).

Żwiry mieszane mogły być też osadzone przez potoki fluwioglacjalne, odprowadzające nadmiar wód z przedpola lodowca (W. Ł o z i ń s k i 1909, W. P r z e p i ó r s k i 1938). Wtedy są to przeważnie żwiry drobne, dobrze obtoczone ze znikomą domieszką materiału północnego na wtórnym złożu.

E. R o m e r (1907) opisał wśród żwirów delty pikulickiej poziom z blokami skał północnych na wysokości 253 m n.p.m., interpretując je jako osad bezpośredniej akumulacji glacialnej. W trzydzieści lat później W. P r z e p i ó r s k i (1938) zidentyfikował w Pikulicach ponad spągowymi żwirami wyłącznie fliszowymi (o których wspominał także E. R o m e r 1907) dwa horyzonty glazowe w obrębie żwirów mieszanych. Rozdziela je warstwa piasków gliniastych. Zinterpretował ten fakt jako dowód na dwufazowość transgresji zlodowacenia krakowskiego u brzegu Karpat, przerwanej epizodem recesyjnym, któremu odpowiadają wspomniane piaski.

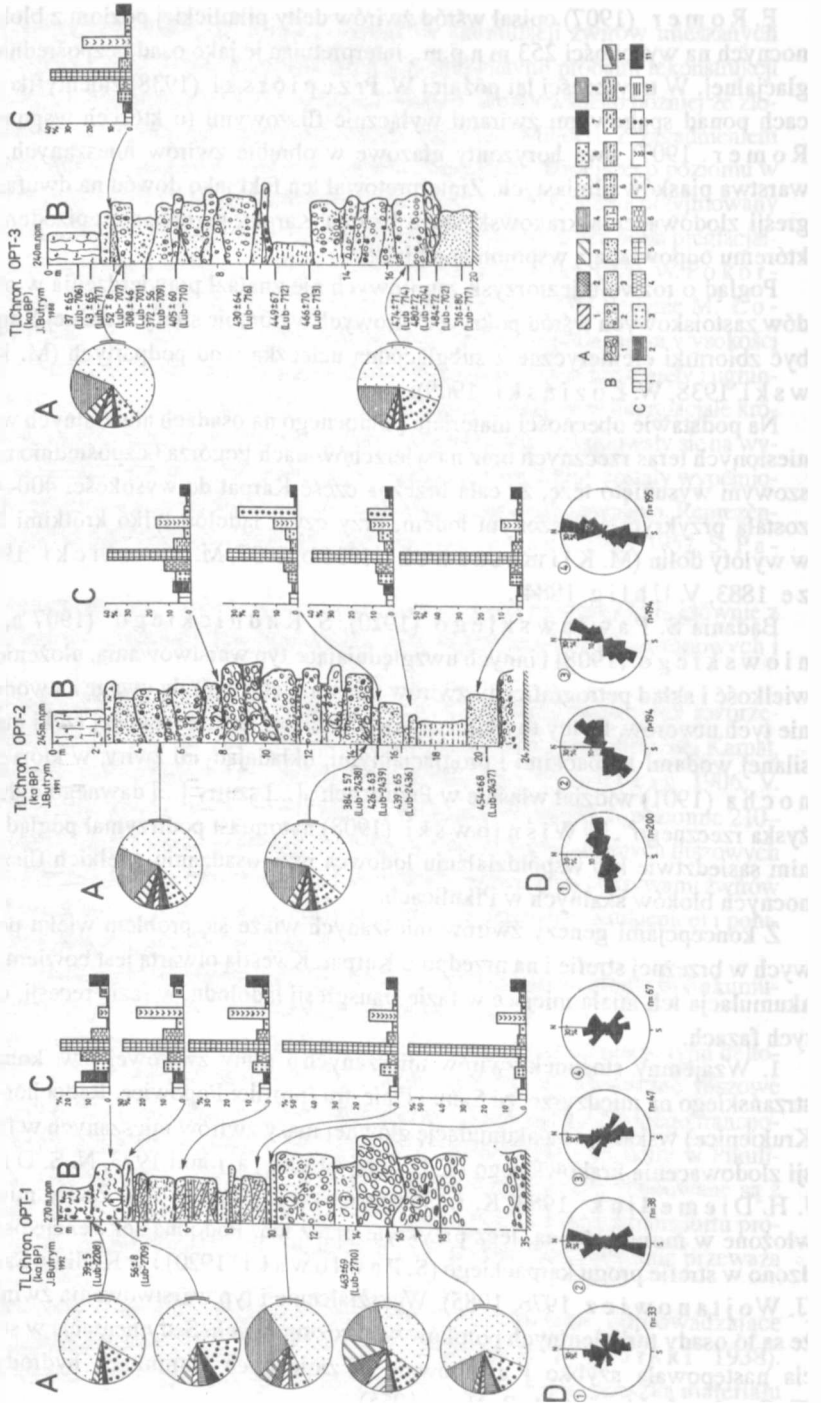
Pogląd o rozwoju jeziorzysk zaporowych nie znalazł potwierdzenia w obecności osadów zastoiskowych wśród pokryw żwirowych w obrębie strefy brzeżnej Karpat. Mogły to być zbiorniki efemeryczne z subglacialną ucieczką wód podpartych (M. K l i m a s z e w s k i 1938, W. Ł o z i ń s k i 1909).

Na podstawie obecności materiału północnego na osadach aluwialnych w obrębie podniesionych teras rzecznych oraz na wierzchołkach Pogórza bezpośrednio na podłożu fliszowym wysunięto tezę, że cała brzeżna część Karpat do wysokości 400–420 m n.p.m. została przykryta spiętrzoną lodem, przy czym lądolód tylko krótkimi łobami sięgał w wyloty dolin (M. K l i m a s z e w s k i 1936 b, 1937, M. Ł o m n i c k i 1909, E. T i e t z e 1883, V. U h l i g 1884).

Badania S. P a w ł o w s k i e g o (1920), S. R u d n i c k i e g o (1907 a, b), T. W i ś n i o w s k i e g o (1908) i innych uwzględniające typ warstwowania, ułożenie, obtoczenie, wielkość i skład petrograficzny żwirów mieszanych zwróciły uwagę na wodne pochodzenie tych utworów. Byłby to osad korytowy wielkiej ekstraglacialnej rzeki marginalnej zasilanej wodami karpaccskimi i proglacialnymi, układającymi żwiry, w których W. S z a j n o c h a (1901) widział właśnie w Pikulicach „[...] szutry [...] dawnego dyluwialnego łożyska rzecznego”. T. W i ś n i o w s k i (1908) natomiast podtrzymał pogląd o bezpośrednim sąsiedztwie lub współdziałaniu lodowca przy osadzaniu wielkich fliszowych i północnych bloków skalnych w Pikulicach.

Z koncepcjami genezy żwirów mieszanych wiąże się problem wieku pokryw żwirowych w brzeżnej strefie i na przedpolu Karpat. Kwestią otwartą jest bowiem problem, czy akumulacja ich miała miejsce w fazie transgresji lądolodu, w fazie recesji, czy też w obu tych fazach.

1. Wzajemny stosunek żwirów mieszanych i gliny zwałowej tzw. kompleksu dnieszczańskiego na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (profile: Popowice, Radochońce, Bojanice, Krukienice) wskazuje na akumulację głównej masy żwirów mieszanych w fazie transgresji zlodowacenia krakowskiego (T. D. B o j a r s k a j a i inni 1973, N. S. D i e m e d i u k , J. H. D i e m e d i u k 1988, K. I. G i e r e n c z u k i inni 1972). Żwiry mieszane nie są włożone w morenę denną, lecz przykryte przez nią. Podobną sekwencję osadów stwierdzono w strefie progu karpaccskiego (S. P a w ł o w s k i 1920) i w Kotlinie Sandomierskiej (J. W o j t a n o w i c z 1978, 1985). Wykształcenie i typ warstwowania żwirów świadczą, że są to osady turbulentnych potoków wód roztopowych. Sedymentacja w strefie podparcia następowała szybko i gwałtownie w zmiennych warunkach hydrodynamicznych (T. G e r l a c h i inni 1981, R. N e y 1955).



2. Według M. Klimaszewskiego (1936 a,b, 1937, 1952) i M. Książkiewicza (1935) główna faza akumulacji żwirów mieszanych wiązała się ze stadiem recesyjnym zlodowacenia krakowskiego. Maksymalny zasięg lądolodu w sytuacji braku wód proniwalnych z Karpat wyrażony był osadzeniem subglacialnej moreny piaszczystej z dużymi głazami na zubożonych żwirach fliszowych z poziomu wysokiego zasypania. Podczas recesji wody roztopowe rozciąły pokrywy preglacialne. Materiał karpacki zmieszany z północnym osadzany był w formie stożków podpartych na odstaniającej się powierzchni moreny. Osady glacialne były wielokrotnie przemywane i redeponowane w czasie wytapiania martwych lodów, a następnie w interglacjale wielkim w związku z ruchami dźwigającymi Karpaty (J. Butrym i inni 1988, M. Klimaszewski 1952, M. Łanczont i inni 1988). Przemawiają za tym oznaki silnego zwietrzenia materiału północnego w tych redeponowanych żwirach mieszanych, daleko posunięty stopień zubożenia ich w składniki mniej odporne oraz wyraźny hiatus sedymentacyjny i czasowy w stosunku do podległych osadów (M. Łanczont, J. Nowak 1992, E. Stupnicka 1962). W interglacjale wielkim s.l. doliny rzeczne zostały rozcięte poniżej cokołów skalnych terasy krakowskiej (M. Klimaszewski 1936 a, b).

3. Mieszane utwory żwirowo-piaszczyste i piaszczysto-mułkowe z okresu recesji zlodowacenia południowopolskiego złożone są na starszej serii glacialnej występując w strefie brzeżnej i na przedpolu karpackim. Wielu badaczy (J. Butrym, T. Gerlach 1985, W. Laskowska-Wysoczańska 1972, 1993, W. Laskowska-Wysoczańska, T. Wysoczański-Minkiewicz 1992) podaje, że główna masa żwirów była akumulowana w warunkach inglacialnych lub szczelinach lodowych. Sedymentacja

Ryc. 1. Syntetyczne profile litologiczne osadów plejstoceńskich w Pikulicach koło Przemyśla (OPT-1, OPT-2, OPT-3; wg M. Łanczont). A. Petrografia frakcji żwirów 10–5 mm; skały skandynawskie: 1 – krystaliczne, 2 – wapień, 3 – piaskowce paleozoiczne + kwarcz paleozoiczne; skały lokalne: 4 – wapień, 5 – piaskowce, 6 – kwarcz, 7 – rogowce, 8 – inne (oznaczenia wykonał dr J. Nowak, Zakład Geologii UMCS). B. Uziarnienie: 1 – grube żwiry, bloki skalne o mieszanym składzie petrograficznym, 2 – piaski ze żwirami mieszane *in situ* i na wtórnym złożu, 3 – piaski średnie i grube, 4 – piaski drobnoziarniste i drobnoziarniste ze żwirkami, 5 – lessy i lessy oglejone, 6 – gliny zboczowe, 7 – piaski mułkowe, 8 – piaski pylaste, 9 – mulki ilaste, 10 – skaliste podłoże podczwartorzędowe (oznaczenia wg Instrukcji PIG). C. Minerale ciężkie przezroczyste: 1 – cyrkon, 2 – rutyl, 3 – turmalin, 4 – staurolit, 5 – granat, 6 – epidot, 7 – apatyt, 8 – amfibole i pirokseny, 9 – biotyt i chloryt, 10 – inne (topaz, tytanit, sylimanit), 11 – minerale nieoznaczone i zwietrzałe (oznaczenia wykonała dr M. Wilgat, Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii UMCS). D. Diagramy orientacji dłuższych osi żwirów (n – liczba pomiarów)

Synthetic lithologic profiles of the Pleistocene deposits at Pikulice near Przemyśl (OPT-1, OPT-2, OPT-3, after M. Łanczont). A. Petrographic composition of the gravels 10-5 mm; Scandinavian rocks: 1 – crystalline, 2 – limestones, 3 – Paleozoic sandstones + Paleozoic quartz; local rocks: 4 – limestones, 5 – sandstones, 6 – quartz, 7 – cherts, 8 – others (analyses were carried out by dr J. Nowak in Department of Geology UMCS). B. Granulation: 1 – coarse gravels, stones with mixed petrographic composition, 2 – sands with gravels mixed *in situ* and in secondary deposit, 3 – medium and coarse sands, 4 – fine sands and fine sands with little gravels, 5 – loesses and gleyfied loesses, 6 – slope loams, 7 – muddy sands, 8 – silty sands, 9 – clayey muds, 10 – pre-Quaternary bedrock (analyses were carried out according to instructions of State Geological Institute). C. Transparent heavy minerals: 1 – zircon, 2 – rutile, 3 – tourmaline, 4 – staurolite, 5 – garnet, 6 – epidotes, 7 – apatite, 8 – amphiboles and pyroxenes, 9 – biotite and chlorite, 10 – others (topaz, titanite, silimanite), 11 – non-determined and weathered minerals (analyses were carried by dr M. Wilgat in Department of Physical Geography and Paleogeography UMCS). D. Diagram of orientation of longer axes of gravels (n – number of measurements)

ich zachodziła nie dłużej niż trwało zlodowacenie na tym obszarze i jego deglacjacja. Żwiry mieszane stanowią zatem ekwiwalent wiekowy gliny zwałowej sanianu.

REZULTATY ARCHIWALNYCH BADAŃ LITOLOGICZNYCH OSADÓW ZE ŻWIROWNI W PIKULICACH KOŁO PRZEMYŚLA

WPROWADZENIE

W trakcie badań glin zwałowych Polski wschodniej (R. R a c i n o w s k i 1966, 1969 a,b) prowadzonych w latach 1960–1964 penetrowano również okolice Przemyśla. Niestety nie znaleziono tam „typowych” glin zwałowych, które mogłyby posłużyć do celów porównawczych w wykonywanym opracowaniu. Pobrano wtedy próbki osadów ze żwirowni w Pikulicach. Lokalizacja tego wyrobiska znajduje się na wydanej przez WIG przedwojennej mapie topograficznej w skali 1 : 100 000. Próbkę poddano analizie uziarnienia, składu petrograficznego i mineralnego oraz morfometrii żwirów.

W ostatnich latach ożywiła się dyskusja dotycząca genezy i wieku osadów w strefie marginalnej maksymalnego zasięgu zlodowacenia sanianu, a to za przyczyną coraz liczniej publikowanych oznaczeń wieku bezwzględnych tych utworów (J. B u t r y m, T. G e r l a c h 1985, J. B u t r y m, A. H e n k i e l, K. P ę k a l a 1988, J. B u t r y m, H. M a r u s z c z a k, J. W o j t a n o w i c z 1988, B. K w a p i s z, J. S z a j n 1987, H. M a r u s z c z a k, L. D o l e c k i, M. Ł a n c z o n t 1992).

Miarodajne wyniki z geologicznego punktu widzenia uzyskano dla utworów czwartorzędowych ze żwirami mieszanymi w profilu Pikulice – OPT-2 (H. M a r u s z c z a k i inni 1992) oraz w sąsiednich odślonięciach na NE zboczu góry Optyń (OPT-1, OPT-3) (M. Ł a n c z o n t i inni 1988), które zaprezentowano na ryc. 1. W innych odślonięciach (OPT-3) na erozyjnie ściętych spagowych piaskach (data TL 516 i 484 ka) występują głązy, kamienie i żwiry skał północnych w postaci bruku oraz serie żwirów mieszanych i piasków (data TL 474 ka). Kompleks tych osadów zamyka seria rozlewiskowo-rzeczna mułków warstewkowanych (data TL 466 i 449 ka) erozyjnie ściętych i zredukowanych do miąższości 0,5–1,0 m, a niekiedy całkiem usuniętych. Pod względem litologicznym i wiekowym korelują z nimi węglanowe mułki pylaste facji aluwialnej (data TL 454 i 426 ka) odślaniające się do głębokości 7–8 m w dolnej części żwirowni Pikulice (OPT-2). Mułki są także erozyjnie ścięte i nadbudowane przez kompleks grubych żwirów oraz piasków ze żwirami mieszanymi, których wiek określony metodą TL wynosi 437–308 ka. Ta seria piaszczysta została denudacyjnie ścięta w vistulianie i przykryta cienką warstwą glin piaszczystych z redeponowanymi żwirami północnymi (wiek TL 52 ka). Zalegają na nich lessy ze środkowej części plenivistulianu.

W świetle datowań TL spagowe piaski i żwiry mieszane pod mułkami można powiązać ze stadiem maksymalnym i recesyjnym sanianu. Utwory mułkowate reprezentują późniejsze stadia tego samego zlodowacenia. Nadległe żwiru i piaski należałoby powiązać z szeroko pojętym okresem interglacjału wielkiego (L. L i n d n e r 1991).

Zwiry nad mułkami nie reprezentują więc chyba pierwotnej facji tych utworów, lecz tylko produkty ich redepozycji. Wycinkowa analiza petrograficzna wykazała, że materiał skandynawski w tych redeponowanych warstwach jest silnie zubożony wskutek wielokrotnego przemywania, zwietrzały i rozdrobniony na pojedyncze ziarna minerałów, co może dawać efekt pozomego wzbogacenia w składniki północne (M. Łanczont, J. Nowak 1992).

Mając na uwadze zaprezentowane powyżej poglądy skłoniono się do przedstawienia wyników archiwalnych badań z roku 1963, opartych na próbkach i materiałach zlikwidowanego przed laty odslonięcia wyrobiska zwirowni w Pikulicach. Uważano bowiem, że rezultaty tych analiz i ich interpretacja wzbogacić mogą materiał faktograficzny i poznawczy dotyczący rozwoju paleogeograficznego tego terenu.

W odslonięciu zwirowni w Pikulicach w roku 1963 stwierdzono układ warstw, który w większości ścian miał następujące miąższości:

0,0–2,0 m	warstwa utworów gliniasto-pylastych, brunatnożółtawa;
2,0–3,5 m	warstwa utworów gliniastych z domieszką żwirów i gładzików, brunatno-szarożółta;
3,5–8,0 m	piaski drobne i średnie o poziomym i przekątnym warstewkowaniu, jasnożółtawe;
8,0–9,8 m	warstwa silnie skompromowanych żwirków i gładzików, brunatnożółtawa i rdzawa;
9,6–15,5 m	warstwa ukośnie uławicznych osadów zwirowo-piaszczystych, z domieszką gładzików, o zabarwieniu szaro-żółtobrunatnym;
powyżej 15,5 m	ciężko laminowane osady mułkowe, popielatożółtawe.

Bardziej szczegółowe uwagi o cechach teksturalnych osadów w ścianie wyrobiska przedstawiono przy omawianiu charakterystyki litologicznej poszczególnych kompleksów osadów.

METODYKA BADAŃ

W trakcie badań terenowych w ławicach osadów zasobnych w materiał zwirowy i kamienisty prowadzono pomiary dłuższych osi składników o średnicach 5–10 cm. Rezultaty tych pomiarów zgrupowane zostały w klasy o interwale 30°. Dokonano też orientacyjnego rozpoznania przeciętnych kierunków nachylenia tego materiału. Uzyskane wyniki mają jednak tylko charakter przybliżony, co jest efektem występowania wśród materiału zwirowego i kamienistego głównie składników izometrycznych, dla których trudno jest ustalić osie cechujące długość, szerokość i grubość.

Z odslonięcia w zwirowni pobrane zostały próbki do badań uziarnienia i składu petrograficzno-mineralnego. Wyniki badań laboratoryjnych dla syntetycznego profilu geologicznego przedstawiono na ryc. 2-5. Z poziomu, w którym zostały pobrane próbki, w pasie o szerokości 20 cm i długości 2 m wybierano zwiry o średnicy 5–2 cm w celu określenia ich cech petrograficznych oraz charakteru morfometrycznego. Ilość pobieranych żwirów wynosiła 300–500 sztuk.

Uziarnienie próbek ustalono za pomocą metody sitowej i areometrycznej. Symbolikę rodzajów osadów przyjęto zgodnie z normą PN-86/B-02480. Na podstawie krzywych

uziarnienia określono wskaźniki uziarnienia według Folka, Warda (R. Racinowski, T. Szczypek 1985). W przypadku próbek, w których występował duży udział frakcji o średnicy powyżej 10 mm oraz poniżej 0,002 mm, wskaźniki uziarnienia obliczano na podstawie średnic ekstrapolowanych przy założeniu, że ogony rozkładów prostolinijnie schodzą w stronę frakcji grubszych lub drobniejszych.

Dla żwirów o średnicy 5–2 cm określony został skład petrograficzny. Wydzielono następujące grupy składników: a – północne skały krystaliczne, b – krzemieniec, c – lokalne rogowce, d – lokalne łupki ilaste, e – lokalne piaskowce o lepiszczu krzemionkowym, f – lokalne piaskowce o lepiszczu węglanowym, g – lokalne wapienie.

Badania morfometryczne frakcji 5–2 cm objęły wyliczenie wskaźnika spłaszczenia i zaokrąglenia. Badania te odrębnie prowadzono dla lokalnych: 1 – piaskowców o lepiszczu krzemionkowym, 2 – piaskowców o lepiszczu węglanowym, 3 – wapieni. Z każdej grupy petrograficznej analizowano po 50 żwirów.

Wskaźnik spłaszczenia określono według metody Wentwortha ($L+1$): $2e$; gdzie L – długość, l – szerokość, e – grubość żwiru. Przyjęto, że klasa 1–2 reprezentuje żwiry sferyczne, 2–3 żwiry wrzecionowate, powyżej 4 żwiry płytkowate.

Wskaźnik zaokrąglenia konturów żwirów ustalono według metody Cailleux $2r_1$: L ; gdzie r_1 – promień koła wpisanego w najbardziej ostrą wypukłość żwiru, L – długość żwiru. Przyjęto następujące klasy zaokrąglenia żwirów: poniżej 0,1 niezaokrąglone, 0,1–0,3 słabo zaokrąglone, 0,3–0,5 zaokrąglone, powyżej 0,5 dobrze zaokrąglone.

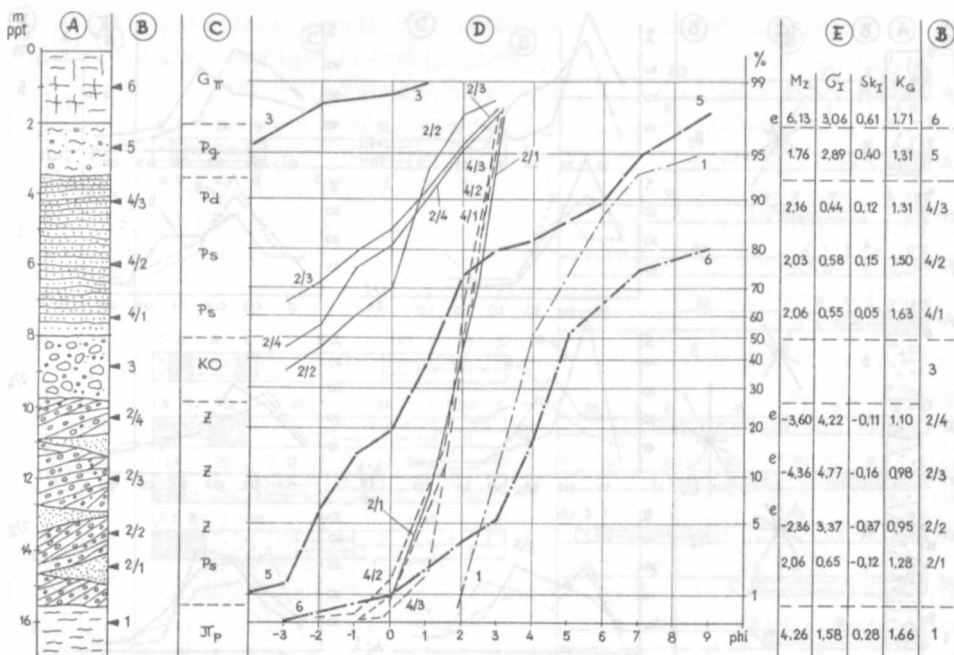
Skład mineralno-petrograficzny piasków określono dla frakcji 1,0–0,5 mm. Wydzielono następujące grupy składników: h – kwarc, i – skalenie, j – inne minerały skał krystalicznych, k – wapienie lokalne, l – lokalne piaskowce węglanowe, ł – inne okruchy lokalnych skał osadowych.

Minerały ciężkie oznaczono oddzielnie dla frakcji 0,25–0,1 mm, 0,1–0,05 mm, 0,05–0,01 mm. Ustalono zawartość minerałów ciężkich w danej frakcji w procentach wagowych (M_c) oraz N – udział minerałów nieprzezroczystych w procentach ilościowych. W obrębie przezroczystych minerałów ciężkich (pMC) traktowanych jako 100% wydzielono następujące grupy mineralne: Ł – tyszczyki (muskowit, chloryt, biotyt), Am – amfibole, P – pirokseny, Ep – epidoty i zoizyty, D – dysten, St – staurolit, T – turmalin, Gr – granaty, R – rutyl i inne minerały tytanowe, C – cyrkon, I – inne minerały przezroczyste (apatyt, andaluzyt, monacyt, glaukonit).

CHARAKTER LITOLOGICZNY BADANYCH OSADÓW

Kompleks 1, osady mułkowe

W dolnej części odsłonięcia poniżej 15,5 m p.p.t. widoczny był kompleks cienko lamiowanych poziomo utworów mułkowych reprezentowanych przez pyły piaszczyste (ryc. 2.1). We frakcji 1,0–0,5 mm obok dominującego kwarcu znaczącą rolę odgrywają ziarna lokalnych skał węglanowych. W niewielkim udziale występują minerały skał krystalicznych, w sposób śladowy okruchy lokalnych piaskowców węglanowych (ryc. 4.1). Wśród przezroczystych minerałów ciężkich (ryc. 5.1) wiodącymi składnikami są tyszczyki i granaty wspierane przez cyrkon i rutyl.



Ryc. 2. Uziarnienie osadów z odslonięcia żwirowni w Pikulicach (1963 r.). A – schematyczny profil geologiczny; B – symbole próbek i miejsca ich pobrania; C – symbole uziarnienia wg PN-86/B-02480, KO – otoczaki, Z – żwiry, Ps – piasek średni, Pd – piasek drobny, Pq – piasek gliniasty, π_p – pył piaszczysty, G_π – glina pylasta; D – krzywe uziarnienia badanych próbek; E – graficzne wskaźniki uziarnienia wg Folk, Ward (Mz – przeciętna wielkość ziarn w jednostkach skali phi, δ_1 – wysortowanie, Sk₁ – asymetria rozkładów uziarnienia, K_q – spłaszczenie rozkładów uziarnienia); e – wskaźniki ekstrapolowane

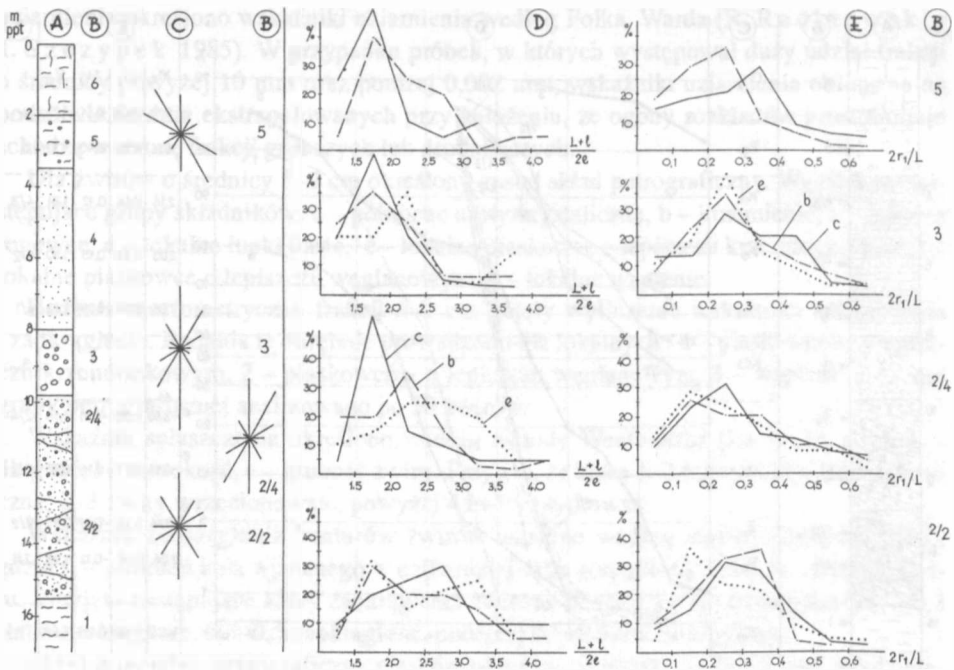
Granulation of deposits from exposure in gravel-pit at Pikulice (1963 y.) A – schematic geologic profile; B – symbols of samples and sampling localization; C – symbols of granulation acc. to PN-86/B-02480, KO – pebbles, Z – gravels, Ps – medium sand, Pd – fine sand, Pq – loamy sand, π_p – sandy silt, G_π – silty loam; D – granulation curves of examined samples; E – graphic indices of granulation after Folk, Ward (Mz – mean size in units of phi scale, δ_1 – standard deviation, Sk₁ – skewness index, K_q – kurtosis index); e – extrapolated indices

Na podstawie badań litologicznych sądzić można, że omawiany kompleks formował się w efekcie spokojnej akumulacji typu jeziorzyskowego lub rozlewiskowego. Materiał pochodził głównie z rozmytych i przewiewanych deluwii zwietrzałych skał lokalnych oraz częściowo z selektywnie redeponowanych zwietrzałych osadów glacialnych.

Kompleks 2, osady żwirowo-piaszczyste

Powyżej kompleksu 1 zalegało około 7,5 m (9,8–15,5 m p.p.t.) osadów żwirowo-piaszczystych z domieszką kamieni (fot. 1, 2). Materiał żwirowy przeławicony był piaskami grubymi lub średnimi. Generalnie zaznaczała się tendencja do nachylenia poszczególnych ławic pod kątem 10–20° ku E i S.

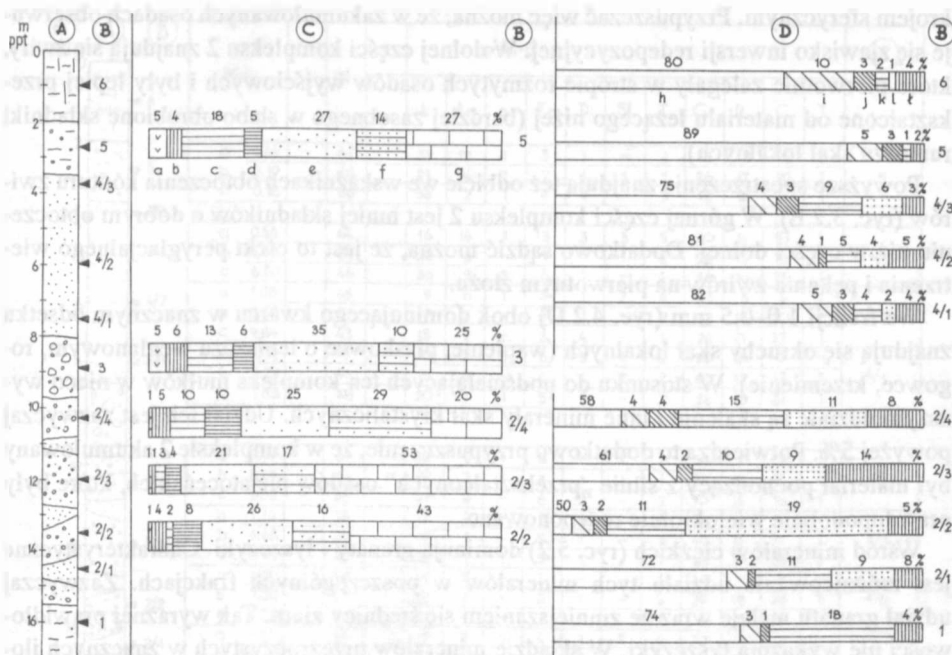
Układ dłuższych osi składników grubożwirowych (ryc. 3.2) wyznaczony został tylko orientacyjnie. Wynikało to z przewagi w osadzie składników o pokroju sferycznym. Prze-



Ryc. 3. Wybrane cechy składników frakcji 5–2 cm. A – schematyczny profil geologiczny; B – symbole badanych próbek jak na ryc. 2; C – orientacja dłuższych osi składników; D – wskaźnik spłaszczenia składników $(L+L):2e$; E – wskaźnik zaokrąglenia konturu składników $2r_1:L$; analizowane składniki skalne: e – lokalne piaskowce o lepiszczu krzemionkowym, f – lokalne piaskowce o lepiszczu węglanowym, g – lokalne wapienie
 Selected features of components of fraction 5–2 cm. A – schematic geologic profile; B – symbols of examined samples as in Fig. 2; C – orientation of longer axes of components; D – flatness index of components $(L+L):2e$; E – roundness index of components $2r_1:L$; analysed rock components: e – local sandstones with siliceous cement, f – local sandstones with carbonate cement, g – local limestones

waża tu orientacja dłuższych osi skierowana ku N-S oraz NE-SW. Tylko częściowo znajduje się materiał o orientacji dłuższych osi NW-SE. Przyjmując pogląd, że w środowisku szybko płynących wód w wyniku transportu masowego żwiru układają się dłuższymi osiami prostopadle do kierunku prądu wody założyć trzeba, że transport ten odbywał się głównie z zachodu ku wschodowi. Stanowisko takie potwierdzają wycinkowo prowadzone obserwacje wskazujące, że upad głównych powierzchni żwirów (w przekroju L , 1) skierowany był zasadniczo ku E.

Pod względem uziarnienia (ryc. 2.2) w kompleksie osadów 2 występują głównie ławice materiału żwirowego (Ż). Wyliczone wskaźniki uziarnienia sugerują jego słabe wysortowanie, rozkłady uziarnienia są prawie symetryczne, a spłaszczenia zbliżone do rozkładu normalnego. Wskazuje to na sedymentację w środowisku gwałtownego, szybkiego transportu masowego materiału, z którego eliminowane były składniki o średnicach mniejszych od 0,1 mm. Okresowo jednak akumulacja odbywała się w warunkach słabszej ener-



Ryc.4. Skład petrograficzny i mineralny frakcji 50-20 mm i 1,0-0,5 mm. A – schematyczny profil geologiczny; B – symbole badanych próbek jak na ryc.2; C – skład frakcji 50-20 mm: a – skały krystaliczne, b – krzemienie, c – rogowce, d – łupki ilaste, e – lokalne piaskowce o lepszczu krzemionkowym, f – lokalne piaskowce o lepszczu węglanowym, g – lokalne wapienie; D – skład frakcji 1,0-0,5 mm: h – kwarc, i – skalenie, j – inne minerały skał krystalicznych, k – wapienie lokalne, l – piaskowce węglanowe, t – inne okruchy skał osadowych

Petrographic and mineral composition of the fraction 50-20 mm and 1.0-0.5 mm. A – schematic geologic profile; B – symbols of examined samples acc. to Fig.2; C – composition of the fraction 50-20 mm: a – crystalline rocks, b – flints, c – cherts, d – clayey shales, e – local sandstones with siliceous cement, f – local sandstones with carbonate cement, g – local limestones; D – composition of the fraction 1.0-0.5 mm: h – quartz, i – feldspars, j – other minerals of crystalline rocks, k – local limestones, l – carbonate sandstones, t – other debris of sedimentary rocks

getyki wody. Świadczą o tym przelawienia piasku średniego i grubego. Materiał ten nie był jednak brany do szczegółowych badań laboratoryjnych.

Żwiry frakcji 5–2 cm reprezentowane są głównie przez materiał lokalny. Składniki skandynawskie występują tylko w udziale 1% i reprezentowane są głównie przez skały krystaliczne. Dominujące są lokalne żwiry wapienne, piaskowce o lepszczu węglanowym oraz lokalne piaskowce o lepszczu krzemionkowym (ryc. 4.2).

Lokalne żwiry cechują się zmiennymi wskaźnikami spłaszczenia (ryc. 3.2). Generalnie są to jednak składniki o pokroju sferycznym i wrzecionowatym. Rzadziej jest to materiał o pokroju płytkowatym (głównie dotyczy to żwirów uformowanych z piaskowców o lepszczu krzemionkowym). Założyć należy bardzo krótki transport materiału lokalnego, w trakcie którego nie było warunków do spłaszczania poszczególnych składników. Zwraca uwagę fakt, że w górnej części kompleksu 2 żwiry lokalnych wapieni cechują się po-

krojem sferycznym. Przypuszczać więc można, że w zakumulowanych osadach obserwuje się zjawisko inwersji redepozycyjnej. W dolnej części kompleksu 2 znajdują się żwiry, które pierwotnie zalegały w stropie rozmytych osadów wyjściowych i były lepiej przekształcone od materiału leżącego niżej (bardziej zasobnego w słabo obrobione składniki rumoszu skał lokalnych).

Powyższe spostrzeżenia znajdują też odbicie we wskaźnikach obtoczenia konturu żwirów (ryc. 3.2.E). W górnej części kompleksu 2 jest mniej składników o dobrym obtoczeniu niż w części dolnej. Dodatkowo sądzić można, że jest to efekt peryglacialnego wietrzenia i pękania żwirów na pierwotnym złożu.

We frakcji 1,0–0,5 mm (ryc. 4.2.D) obok dominującego kwarcu w znacznym odsetku znajdują się okruchy skał lokalnych (wapień, piaskowce o lepiszczu węglanowym, rogowce, krzemienie). W stosunku do podścielających ten kompleks mułków w nieco wyższym udziale są skalenie i inne minerały skał krystalicznych. Udział ich jest zazwyczaj powyżej 5%. Potwierdza to dodatkowo przypuszczenie, że w kompleksie 2 akumulowany był materiał pochodzący z silnie „przekształconych” osadów plejstocenijskich, które były prawdopodobnie wielokrotnie redeponowane.

Wśród minerałów ciężkich (ryc. 5.2) dominują granaty i łuszczyki. Charakterystyczne jest zróżnicowanie udziału tych minerałów w poszczególnych frakcjach. Zazwyczaj udział granatu maleje wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarn. Tak wyraźnej prawidłowości nie wykazują łuszczyki. W składzie minerałów przezroczystych w znacznych ilościach występują cyrkon i rutil. Przypuszczać można, że są to produkty rozpadu lokalnych skał karpaccyckich. Minerały typowe dla osadów plejstocenijskich (amfibole, pirokseny, epidoty) występują w stosunkowo niewielkim udziale.

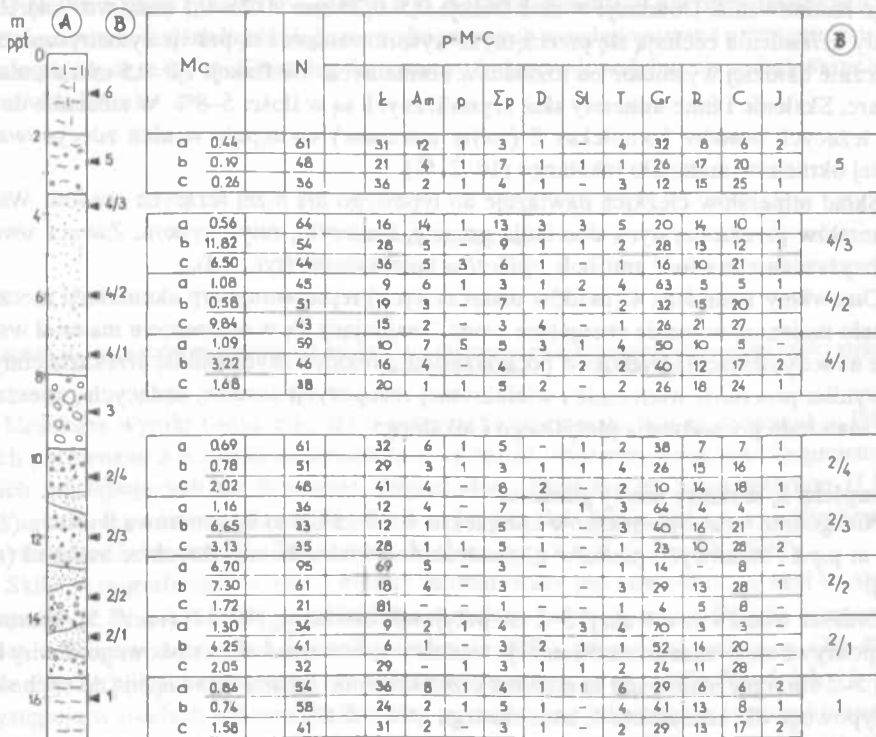
Kompleks 3, osady kamieniste

Powyżej kompleksu żwirów mieszanych zalega około 2-metrowa (8,0–9,8 m p.p.t.) warstwa silnie skompresowanych składników kamienistych z domieszką gładzików. Orientacja dłuższych osi materiału o średnicy 5–2 cm ukierunkowana była głównie południkowo, a częściowo znajdowała się w sektorze NE (ryc. 3.3.C).

W składzie petrograficznym frakcji 5–2 cm (ryc. 4.3.C) w sposób wyraźny wzrasta udział materiału skandynawskiego. Wśród składników lokalnych podwyższeniu ulega odsetek rogowców oraz piaskowców o lepiszczu krzemionkowym. Żwiry pochodzące z miejscowych skał wapiennych w znacznym stopniu są odwapnione.

Żwiry skał lokalnych mają głównie wskaźniki spłaszczenia poniżej 2,5. Świadczy to o dominacji wśród żwirów materiału o formach sferycznych lub wrzecionowatych. Stosunkowo największym spłaszczeniem cechują się piaskowce o lepiszczu krzemionkowym (ryc. 3.3.D). W rozkładzie wskaźników zaokrąglenia (ryc. 3.3.E) zaznacza się wyraźna dominacja klasy 0,2–0,3 (żwiry słabo zaokrąglone). Stosunkowo najlepiej zaokrąglonymi konturami cechują się żwiry lokalnych wapieni.

Kompleks osadów kamienistych traktuje się jako odrębną genetycznie warstwę w stosunku do niżej leżących żwirów. Przyjąć można, że po akumulacji osadów kompleksu 2 nastąpił intensywny proces odpreparowywania zasypanych obniżzeń dolinnych. Na rozległych równinach zalewowych wody płynące o zmiennych sezonowo przepływach wynosiły



Ryc. 5. Skład minerałów ciężkich we frakcji: a – 0,25-0,1 mm, b – 0,1-0,05 mm, c – 0,05-0,01 mm. A – schematyczny profil geologiczny; B – symbole badanych próbek wg ryc.2; Mc – udział minerałów ciężkich we frakcjach w procentach wagowych; N – zawartość minerałów nieprzezroczystych; pMC – przezroczyste minerały ciężkie (suma odpowiada 100%): Ł – tyszczki, Am – amfibole, P – pirokseny, Ep – epidoty i zoizyty, D – dysten, St – staurolit, T – turmaliny, Gr – granaty, R – rutył, C – cyrkon, I – inne minerały przezroczyste

Heavy minerals composition in the fraction: a – 0.25-0.1 mm, b – 0.1-0.05 mm, c – 0.05-0.01 mm. A – schematic geologic profile; B – symbols of examined samples as in Fig.2; Mc – weight percent of heavy minerals in grain fractions; N – content of opaque minerals; pMC – transparent heavy minerals (sum = 100%): Ł – micas, Am – amphiboles, P – piroxenes, Ep – epidotes and zoisites, D – disthene, St – staurolite, T – turmaline, Gr – garnet, R – rutile, C – zircon, I – other transparent minerals

w kierunku SE materiał piaszczysty i drobnożwirowy z rozmywanych den dolinnych. Składniki grube były tylko na drodze trakcji przemieszczane po dnie koryta wielkiej wody.

Podwyższony udział żwirów skandynawskich w kompleksie 3 świadczyć może, że w stropie zasypania dolin żwirami mieszanymi znajdować się mogło więcej materiału północnego niż w partiach leżących głębiej.

Kompleks 4, osady piaszczyste

Na erozyjnej powierzchni kamienistej zalegał około 4,5-metrowy kompleks piasków (3,5–8,0 m p.p.t.). Miejscami w odslonięciu żwirowni grubość jego była mniejsza i osiągała tylko 2,5 m (fot. 3). Są to piaski drobne i średnie o tendencji do poziomego i przekąt-

nego laminowania. Dominuje w nich frakcja 0,5–0,25 mm i 0,25–0,1 mm (ryc. 2.4). Rozkłady uziarnienia cechują się przeciętnym wysortowaniem i są prawie symetryczne oraz znacznie bardziej wysmukłe od rozkładów normalnych. We frakcji 1,0–0,5 mm dominuje kwarc. Skalenie i inne minerały skał krystalicznych są w ilości 5–8%. W stosunku do niżej leżących osadów kompleksu 2 (żwiry mieszane) występuje w nich zdecydowanie mniej okruchów materiału lokalnego (10–21%).

Skład minerałów ciężkich nawiązuje do typowego dla niżej leżących osadów. Wśród minerałów przezroczystych dominują granaty, łuszczyki, rutil, cyrkon. Zwraca uwagę podwyższona zawartość amfiboli, epidotów i piroksenów (ryc. 5.4).

Omawiany kompleks 4 (osadów piaszczystych) reprezentuje typ akumulacji rzecznej o mało zmiennej w czasie energetyce wody. Znajdujący się w odślonieniu materiał wskazuje na sedymentację składników pochodzących z rozmywanych i silnie przekształconych w wyniku procesów wietrzenia i wielokrotnej redepozycji osadów, będących „mieszanią” materiału pochodzenia glacialnego i lokalnego.

Kompleks 5, stokowe osady gliniaste

Niezdolnie na stropie piasków kompleksu 4 zalega około 1,5-metrowa warstwa (2,0–3,5 m p.p.t.) stokowych piasków gliniastych deluwialno-koluwalnych ze żwirami (ryc. 2.5).

Dłuższe osie żwirów frakcji 5–2 cm przyjmują orientację NW i N (ryc. 3.5). Kierunek ten pokrywa się w zasadzie z orientacją tendencji spływu materiału stokowego. Żwiry frakcji 5–2 cm reprezentowane są głównie przez składniki lokalne i nawiązują do cech składu typowego dla kompleksu 3, kamienistego (ryc. 4.5.C).

Żwiry charakteryzują się formami sferycznymi. Wśród piaskowców o lepszemu krzemionkowym stwierdza się składniki o pokroju wrzecionowatym i płytkowatym (ryc. 3.5.D). Kontury analizowanych żwirów są niewyglądzone lub słabo wyglądzone (wskaźniki są zasadniczo poniżej 0,4). We frakcji 1,0–0,5 mm dominuje kwarc (89%), stosunkowo niewiele jest okruchów skał lokalnych (6%).

Minerały ciężkie w kompleksie 5 występują w zdecydowanie mniejszym udziale wagowym niż w znajdujących się niżej kompleksach osadów. Jest to jednak względność odniesienia odsetka tych składników do frakcji, a nie do całego osadu. W omawianych glinach udział przezroczystych minerałów ciężkich nawiązuje pod względem jakościowym i ilościowym do niżej leżących osadów (ryc. 5.5).

Sądzić można, że kompleks 2 osadów gliniastych jest znacznie młodszy od podścielających piasków i uformowany został przez procesy soliflukcyjne w najmłodszym plejstocenie, w warunkach wilgotnego klimatu periglacialnego.

Kompleks 6, eoliczno-deluwialne gliny pylaste

W stropie odślonienia w Pikulicach zalegał około 2-metrowy kompleks warstewkowanych glin pylastych. W zasadzie dominują w nim frakcje 0,05–0,02 mm (34%) i 0,02–0,006 mm (23%). Jako domieszki stwierdzono pojedyncze żwirki o średnicy dochodzącej do 1 cm. Dla kompleksu 6 określono tylko skład mineralny frakcji 1,0–0,5 mm (ryc. 4.6). Różni się on od niżej leżących glin piaszczystych mniejszą zawartością kwarcu oraz relatywnie dużymi udziałami skaleni oraz innych minerałów skał krystalicznych.

Omawiane gliny pylaste kompleksu 6 są efektem akumulacji utworów lessowych wykształconych w facji deluwialnej oraz wzbogaconych w redeponowane przez procesy stokowe pojedyncze żwiry. Osad ten formowany był prawdopodobnie w najmłodszych fazach vistulianu.

UWAGI KOŃCOWE

PORÓWNANIE OSADÓW ZE ŻWIROWNI W PIKULICACH Z UTWORAMI PLEJSTOCENSKIMI WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY SANDOMIERSKIEJ

Uzyskane wyniki badań mineralno-petrograficznych materiału ze żwirowni w Pikulicach porównano z rezultatami standardowych badań laboratoryjnych osadów plejstocенских występujących na Równinie Biłgorajskiej, Płaskowyżu Tamogrodzkim (J. B u t r y m , R. R a c i n o w s k i 1983, R. R a c i n o w s k i 1966, 1969 a,b) i Płaskowyżu Chyrowsko-Gródeckim (L. D o l e c k i , M. Ł a n c z o n t , J. N o w a k 1993).

Skład petrograficzny żwirów z Pikulic zdominowany jest przez okruchy skał lokalnych karpackich. W osadach plejstocенских akumulacji lodowcowej na Nizinie Sandomierskiej dominują żwiry skał krystalicznych (50–60%), piaskowce północne (30–40%), w mniejszych ilościach są wapienie paleozoiczne północne (do 10%). W udziale 10–30% występują w osadach lodowcowych żwiry pochodzące z lokalnego materiału kredowego i trzeciorzędowego, które są czasem silnie odwapnione. W glinie zwalowej w maksymalnym zasięgu łądolodu sanu u progu Karpat obserwuje się nieco mniejszy udział żwirów skał północnych (25–30%), a większy materiału ściśle lokalnego zagarniętego z podłoża (około 50%).

We frakcji 1,0–0,5 mm osadów lodowcowych obok kwarcu w znacznym udziale są skaleni i inne minerały skał krystalicznych. W utworach z Pikulic obok dominującego kwarcu znacząca rola przypada okruchom skał lokalnych. Generalnie jest tu mniej skaleni, a inne minerały skał krystalicznych występują tylko śladowo. Wśród minerałów ciężkich osadów lodowcowych dużo jest amfiboli i piroksenów. Osady z Pikulic mają cechy zbliżające je do mułków eoplejstocенских okolic Lubaczowa i Biłgoraja.

Zaprezentowane porównanie w sposób wyraźny wskazuje na istotne odrębności mineralno-petrograficzne okruchów będących składnikami typowych osadów akumulacji lodowcowej i prezentowanego w pracy materiału ze żwirowni w Pikulicach.

PRÓBA RANGOWEJ OCENY ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNEGO OSADÓW ŻWIROWNI W PIKULICACH

Na podstawie wyników badań uziarnienia przeprowadzono próbę rangowej oceny środowiska sedymentacyjnego, w jakim formowały się utwory typu prądowego w Pikulicach. Przy ocenie tej zastosowano metodykę podaną w opracowaniu R. R a c i n o w s k i e g o i T. S z c z y p k a (1985).

Kompleks osadów 1

Na podstawie interpretacji analiz uziarnienia w sposób rangowy sądzić można, że cały materiał jednorodnej zawiesiny akumulowany był w przepływowym zbiorniku rozlewiskowym i/lub jeziorzyskowym. Składniki mineralne wytrącały się z zawiesiny przy prędkościach przydennych mniejszych od 5 cm/sek. Okresowo jednak prędkości wody mogły przekraczać wartość 20 cm/sek.

Kompleks osadów 2

Środowisko sedymentacyjne, w którym akumulowany był materiał, cechowało się znaczną ruchliwością, a rumowisko przemieszczane było na drodze traktacji. Okresowo przy burzliwym charakterze prądu wodnego rumowisko mogło być zróżnicowane w pionie. Część składników transportowana była w wyniku traktacji dennej. W diagramie Passegi (R. R a c i n o w s k i, T. S z c z y p e k 1985) osady tego kompleksu nawiązują do większości żwirowo-piaszczystych osadów fluwioglacjalnych, a częściowo fluwialnych. W sposób szacunkowy przyjąć można, że prędkości przydenne wody przekraczały znacznie 1 m/sek, a spadek hydrauliczny zwierciadła wody okresowo przekraczał 4%. Jednak sezonowo dynamika procesów sedymentacyjnych była znacznie słabsza i prędkości przydenne wody mogły być mniejsze od 20 cm/sek, a spadek hydrauliczny lustra wody był rzędu 0,05%.

Kompleks osadów 3

Szczególnie złożony charakter miała sedymentacja kamieni i głazików w kompleksie 3. Założyć można, że jest to osad rezidualny powstały z przemycia stropowych partii kompleksu 2, w facji korytowej cieków przy dużym spadku hydraulicznym zwierciadła wody, dużej jej prędkości i dynamice. Równocześnie nie było warunków do zasilania równi zalewowych w materiał drobnoklastyczny.

Kompleks osadów 4

Osady kompleksu 4 uformowane zostały w wyniku frakcjonalnego transportu rumowiska i jego akumulacji z zawiesiny przydennej oraz unieruchamianych składników przemieszczanych traktacją po dnie. W całym badanym kompleksie 4 warunki sedymentacyjne nie wykazywały większego zróżnicowania. Położenie punktów projekcyjnych w diagramie Passegi nawiązuje do piaszczystych osadów fluwioglacjalnych i fluwialnych. Przyjąć można, że rangowe prędkości przydenne powodujące przemieszczanie rumowiska były rzędu 20-40 cm/sek. Większość materiału osadzana była w sytuacji, gdy prędkości przydenne wody zmniejszały się do 2-20 cm/sek. Dla omawianego środowiska sedymentacyjnego założyć można, że rangowy spadek hydrauliczny zwierciadła wody w cieku był zasadniczo mniejszy od 0,07%.

Kompleksy osadów 5 i 6

Z względu na nieprądowy charakter środowiska sedymentacyjnego, w jakim tworzyły się osady stokowe nie przypisywano im rangowych cech ilościowych zjawisk litodynamicznych.

PRÓBA USTALENIA LITOCRONOSTRATYGRAFII ZJAWISK SEDYMENTACYJNYCH NA PODSTAWIE BADAŃ OSADÓW W REJONIE PIKULIC

W świetle dotychczasowych badań litostratygraficznych nad czwartorzędem rejonu Optynia (M. Łanczont 1986, M. Łanczont, J. Butrym, K. Pękała 1988, M. Łanczont, J. Nowak 1992, H. Maruszczak, L. Dolecki, M. Łanczont 1992), wspartych oznaczeniami wieku metodą TL, sądzić należy, że w badanym na początku lat sześćdziesiątych wyrobisku żwirowni były odsłonięte tylko młodsze ogniwa osadów z mezoplejstocenu. Nie stwierdzono utworów starszych, związanych z bezpośrednią akumulacją fluwioglacjalną w okresie maksymalnego zasięgu lądolodu sanu.

Zaprezentowany materiał faktograficzny i poznawczy pozwala przedstawić następującą rekonstrukcję stratygraficzną zdarzeń sedymentologicznych.

Można sądzić, że spagowy kompleks 1 osadów mułkowych reprezentuje młodszą część zlodowacenia sanian, wyodrębnianą jako postmaksymalny stadiał recesyjny lub stadialne zlodowacenie wilgi (L. Dolecki, M. Harasimiuk, J. Wojtanowicz 1991). Pod względem litogenetycznym są to te same mułki, które były badane w dolnej części żwirowni oznaczonej jako OPT-2 oraz środkowej części żwirowni OPT-3 (ryc. 1). Mułki reprezentują ówczesny ekstraglacjalny krajobraz rzeczno-rozlewiskowy lub jeziorzyskowy, który mógł się rozwijać podczas pesimum klimatycznego tego stadiału z oznakami kontynentalizacji i w warunkach osłabienia procesów fluwialnych. Mułki w dużej części składają się z materiału eolicznego osadzonego w wodzie. Można je interpretować jako utwór lessopodobny facji aluwialnej.

Ze wzrostem erozyjnej aktywności rzecznej na przejściu od zlodowacenia sanu do interglacjału wielkiego (mazowieckiego) można wiązać kompleks 2, warstwowane osady żwirowo-piaszczyste, który złożony został na erozyjnej powierzchni ścinającej mułki kompleksu 1. Na podstawie uzyskanych wyników wydaje się, że kompleks 2 stanowi osad stożka napływowego, który akumulowany był w efekcie silnego przepływu wody skierowanego dawnym obniżeniem dolinnym ku wschodowi. Obfitość wody może być wiązana z szybkim odprowadzaniem wód proniwalnych i pluwialnych ze zlewni, co prowokowało także duże wahania przepływów. Sytuację taką można odnieść do warunków klimatu jeszcze chłodnego z cechami kontynentalizmu oraz wiązać z występowaniem formacji lasostepu w strefie międzyrzecza Sanu i Dniestru w fazie wstępującej interglacjału wielkiego (T. D. Bojarska i inni 1973). Sądzi się, że kompleks ten traktować należy jako żwir mieszaną na wtórnym złożu.

Kompleks 3 osadów kamienistych reprezentuje korytowe środowisko sedymentacyjne i może być wiązany z rozwojem erozji i wyprzątaniem zasypanych dolinnych obniżen w następstwie ruchów wypiętrzających o charakterze ponadregionalnym w tym interglacjale. Zapewne z tymi ruchami można wiązać deformacje natury neotektonicznej, które stwierdzono w warstwach mułkowych w żwirowni OPT-2. Są to wyraźne płaszczyzny poślizgu po powierzchniach sedymentacyjnych zapadających pod kątem 15° ku NE. Wydaje się, że kompleks 3 formował się w warunkach silnych przepływów wody przy jednoczesnym braku doprowadzania materiału ze zwietrzałych osadów stokowych. W stosunku do osadów kompleksu 2 zaznacza się dłuższa chyba przerwa sedymentacyjna. Przemawia za tym podwyższony udział wśród żwirów składników bardziej odpornych oraz oznaki zwietrzenia (odwapnienia) żwirów wapiennych.

Kompleks 4 osadów piaszczystych złożony w wyniku spokojnej sedymentacji rzecznej na erozyjnej powierzchni kamienistej wiązać można z warunkami panującymi w młodszych fazach interglacjału wielkiego. Zakończenie akumulacji typu dolinnego w rejonie Pikulic prawdopodobnie odnieść należy do okresu schyłkowego tego interglacjału lub do przełomu interglacjał – zlodowacenie odry. Nastąpiło wówczas ostateczne przerwanie odpływu wód w strefie progu Karpat Przemyskich, zainicjowane jeszcze w okresie maksymalnego zlodowacenia sanu, początkowo w kierunku S, a następnie E i SE. W pogłębionej wtedy w fazie erozji dolinie Wiaru, w pobliskiej Nehrybce akumulowane były na zwiarach piaski i warstewkowane utwory lessowate facji rzeczno-rozlewiskowej, które najogólniej można paralelizować ze zlodowaceniem środkowopolskim (S. W. Alexandrowicz, J. Butrym, H. Maruszczak 1989).

Powierzchnia denudacyjna na głębokości 3,5 m w profilu badanej zwirowni oznacza długotrwałą lukę stratygraficzną. Występujące nad nią utwory zboczowe i lessowe kompleksów 5 i 6 akumulowane były prawdopodobnie w plenivistulianie.

Dotychczasowe badania pokryw czwartorzędowych w rejonie Optynia wykazują dużą różnorodność litofacjalną osadów fluwioglacjalnych, fluwioperyglacjalnych i rzecznych występujących w skomplikowanych układach wzajemnych, z licznymi lukami sedymentacyjnymi, nieciągłościami erozyjnymi oraz zaburzeniami o genezie neotektonicznej. W świetle zaprezentowanych wyników wydaje się, że zastosowana w niniejszym opracowaniu metodyka daje możliwość korelacji warstw z różnych, fragmentarycznych, niewielkich odsonięć w okolicy Pikulic. Dzięki temu rozpoznac można środowiska sedymentacyjne, ich cechy oraz genezę osadów. Uważa się, że jest to metoda perspektywiczna z punktu widzenia projektowania dalszych badań tego terenu.

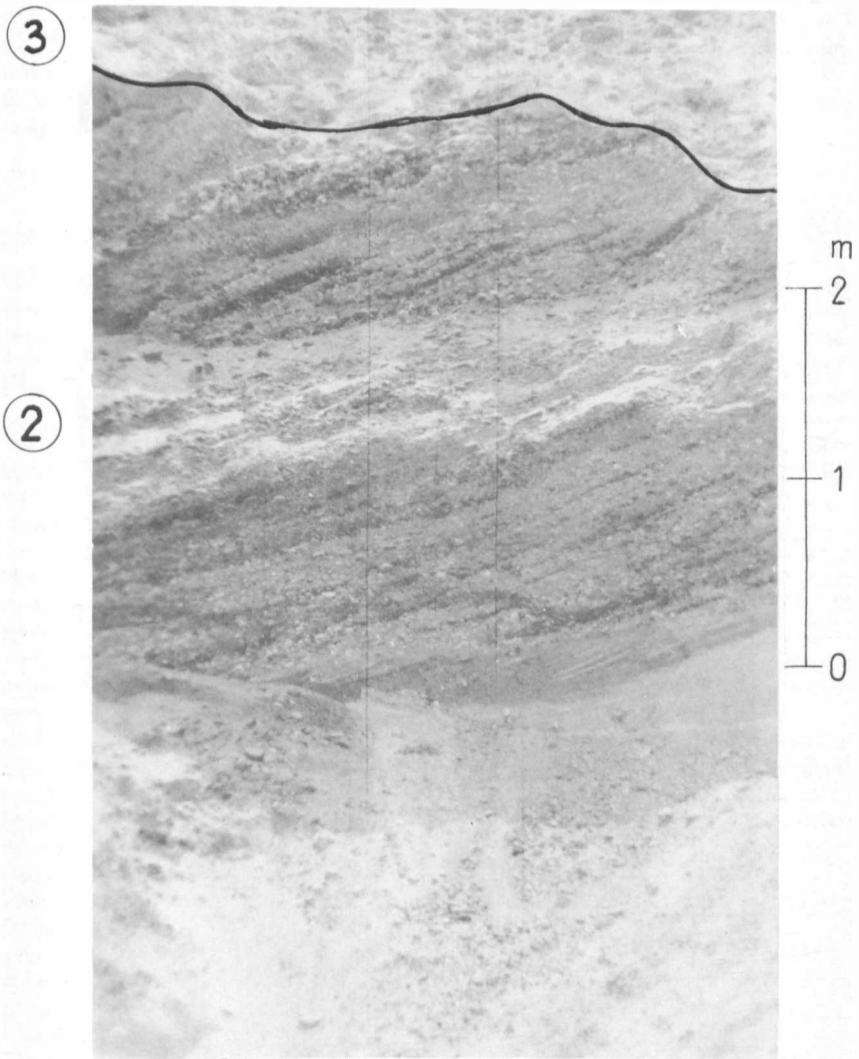
LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., Butrym J., Maruszczak H. 1989; The malacofauna of younger and older loess of Przemyśl Region, SE Poland. Zesz. Nauk. AGH, Folia Malacologica, 3, Kraków, s. 7–21.
- Bojarskaja T. D., Dobrodiejew O. P., Muratowa M. W. 1973; Paleogeograficzeskije ustowija nakoplenija pleistocenowych otloženij bliz s. Krukienicy. Wiestnik Mosk. Uniw., Geografija, 3, Moskwa, s. 80–84.
- Butrym J., Gerlach T. 1985; Przyczynek do chronostratygrafii osadów zlodowacenia południowopolskiego na Pogórzu Dynowskim (sum. Contribution à la chronostratigraphie des dépôts de glaciation Cracovienne (Mindel) dans l'avant-pays de Dynów). St. Geomorph. Carpatho-Balcanica, 19, Kraków, s. 29–35.
- Butrym J., Henkiel A., Pękala K. 1988; Osady czwartorzędowe w Krasicach nad Sanem. Przew. LIX Zjazdu PTGeol., Kraków, s. 228–231.
- Butrym J., Maruszczak H., Wojtanowicz J. 1988; Chronologia termoluminescencyjna osadów lądolodu sanian (=Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru (sum. Thermoluminescence chronology of Sanian (=Elsterian II) inland-ice deposits in the San and upper Dniester river basin). Ann. Soc. Geol. Pol. 58, Warszawa–Kraków, s. 191–205.
- Butrym J., Racinowski R. 1983; Analiza porównawcza osadów drobnodziarnistych wschodniej części Niziny Sandomierskiej na podstawie badań minerałów ciężkich. Pr. Nauk. US 631, Geografia 7, Katowice, s. 68–83.
- Die mediuk N. S., Die mediuk J. H. 1988; Dniestrowskij lednikowyj kompleks Predkarpatja. Akad. Nauk. Ukr. SSR, preprint, Kijów, s. 52.

- Dolecki L., Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1991; Stratigrafia glacialnych obrazowań średniego i wierzchniego plejstocenu jugo-wschodniej Polski. Sbornik Naucz. Trudow k Kongresu INQUA, Kijew, s. 35–43.
- Dolecki L., Łanczont M., Nowak J. 1993; Osady glacialne mezoplejstocenijskie Polski południowo-wschodniej na pograniczu z Ukrainą. II Sem. „Geneza, litologia i stratigrafia utworów czwartorzędowych”, streszczenia referatów i posterów, Poznań, s. 22–23.
- Friedberg W. 1906; Atlas Geol. Galicji. Tekst do zeszytu 19. Ak. Um., Kraków, s. 37.
- Gierenczuk K. I., Diemediuk N. S., Zdieniuk M. W. 1972; Okskoje materikowe oledienienie na zapadzie Ukrainy i jego krajeje formy. Krajeje obrazowanija materikowych oledienienij, Moskwa, s. 238–245.
- Gerlach T., Koszarski L., Koszarski A. 1981; Pełny profil osadów zlodowacenia krakowskiego w paleodolinie w Niebylcu na Pogórze Dynowskim. Spraw. Pos. Kom. Nau. PAN, 25, 2, Kraków, ss. 323–324.
- Gucik S., Wójcik A. 1982; Objaśnienia do Mapy Geologicznej 1:200 000, ark. Przemyśl, Kalników, Wyd. Geol. Warszawa, s. 91.
- Hilber V. 1882; Geologische Aufnahmen um Jarosław und Leżajsk in Galizien. Verh. d. Geol. Reichsanstalt, Wien, s. 243–247.
- Klimaszewski M. 1936 a; Zasięg maksymalny zlodowacenia w Karpatach Wschodnich. Wiad. Geogr., 14, Kraków, s. 22–28.
- Klimaszewski M. 1936 b; Zur Stratigraphie der Diluvialblagerungen in den Westkarpaten und ihren Vorland. Starunia 15, Kraków.
- Klimaszewski M. 1937; O wpływie zlodowaceń północnych na działalność rzek w Karpatach Zachodnich. Wiad. Geogr. 15, Kraków, s. 36–48.
- Klimaszewski M. 1948; Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Acta Univ. Wratisl., B, 7, Wrocław, s. 237.
- Klimaszewski M. 1952; Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. Biul. PIG, 65, Warszawa, s. 137–268.
- Kotlarczyk J. 1988; Problemy sedymentologii, stratigrafii i tektoniki Karpat Przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. Przew. LIX Zjazdu PTGeol., Kraków, s. 23–62.
- Książkiewicz M. 1935; Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego. Pr. Geol. Akad. Um., 2, Kraków.
- Kwapisz B., Szajn J. 1987; Nowe dane na temat pozycji stratygraficznej żwirów z północnego skłonu Płaskowyżu Kolbuszowskiego. Mat. Sym. „Trzecio- i staroczwartorzędowe żwiry Kotliny Sandomierskiej” Kraków, s. 56–62.
- Laskowska-Wysocka W. 1971; Stratigrafia i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i Przedpola Karpat rejonu rzeszowskiego. St. Geol. Pol., 21, Warszawa, s. 109.
- Laskowska-Wysocka W. 1993; Wpływ zjawisk neotektonicznych i glacialnych na ewolucję morfostrukturalną brzeżnej strefy Karpat i Zapadliska Przedkarpackiego (sum. Neotectonic and glacial control of morphostructural evolution of the boundary zone between the Carpathians and the Carpathian Foredeep). Ann. Soc. Sci. Pol., 63, Warszawa, s. 119–151.
- Laskowska-Wysocka W., Wysocki M., Minkowicz T. 1992; Uwagi do dyskusji dotyczącej dat TL na przykładzie Kotliny Sandomierskiej i obszarów przyległych. Przegl. Geol. 9, Warszawa, s. 542–545.
- Lindner L. 1991; Problemy korelacji głównych jednostek stratygraficznych czwartorzędu środkowozachodniej Europy. Przegl. Geol., 5-6, Warszawa, s. 249–255.
- Łanczont M. 1986; Znaczenie paleogeograficzne czwartorzędowych pokryw żwirowych w strefie brzeżnej Karpat i ich przedpola. Czas. Geogr. 62, 3, Wrocław, s. 419–433.
- Łanczont M., Butrym J., Pękala K. 1988; Stratigraphic and paleogeographic significance of Quaternary deposits from the Optyń Hill near Przemyśl (East Carpathians). Quatern. Stud. in Poland, 8, Warszawa-Poznań, s. 77–84.
- Łanczont M., Nowak J. 1992; Geneza żwirów mieszanych na wzgórzu Optyń koło Przemyśla. Przew. Sem. Sedyment., Poznań, s. 72–73.
- Łomnicki M. 1900; Atlas Geol. Galicji. Tekst do zesz. 12, Kraków, s. 77.

- Łoziński W. 1907; Quartärstudien im Gebite der nordischen Vereisung Galizien, *Jahrb. der K.-K. Geol. Reichsanstalt*, 57, Wien, s. 375–398.
- Łoziński W. 1909; Glacialne zjawiska u brzegu północnego dyluwium wzdłuż Karpat i Sudetów. *Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Um.*, 43, Kraków, s. 3–54.
- Maruszczak H., Dolecki L., Łanczont M. 1992; Możliwości zastosowania metody termoluminescencyjnej do datowania utworów czwartorzędowych starszych od 0,3-0,5 Ma. *Prz. Geol.*, 9, Warszawa, s. 538–542.
- Ney R. 1955; Zdjęcie geologiczne strefy Chodowic na wschód od Przemyśla. *Rsp., Inst. Geol., Zakład Dok. Geol. Kraków*.
- Ney R. 1958; Niektóre problemy z tektoniki Przedgórze i brzegu Karpat na południe od Przemyśla. *Nafta*, 14, 3, Kraków, s. 59–64.
- Pawłowski S. 1920; O utworach dyluwialnych w dorzeczu Mleczy. *Spraw. Kom. Fizjogr. Pol. Ak. Um.*, 53-54, Kraków, s. 1–11.
- Pokorny W. 1913; Kilka spostrzeżeń odnoszących się do historii doliny Strwiąża. *Kosmos*, 38, Lwów, s. 1–20.
- Przepiórski W. 1938; Dyluwium na Płaskowyżu Chyrowsko-Gródeckim. *Kosmos*, 63, Lwów, s. 146–183.
- Racinowski R. 1966; Morfometria żwirów z glin zwałowych Polski wschodniej. *Kwart. Geol.*, 10, 2, Warszawa, s. 475–496.
- Racinowski R. 1969 a; Badania granulometryczne i mineralno-petrograficzne glin zwałowych Polski wschodniej. *Biul. IG 220*, Warszawa, s. 289–323.
- Racinowski R. 1969 b; Sedymentacja osadów czwartorzędowych w okolicach Bilgoraja. *Biul. IG 220*, Warszawa, s. 275–288.
- Racinowski R., Szczypek T. 1985; Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. *Wyd. UŚ, Katowice*.
- Romer E. 1907; Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemyślem a Dobromilem. *Kosmos*, 32, Lwów, s. 423–440.
- Rudnicki S. 1907 a; Znadoby do morfologii podkarpacko stoczyszcz Dnistra. *Zbirknik Mat.-prirodopysno-likarskoj sekcji Nauk. Tow. im. Szewczenka*, 11, Lwów, s. 80.
- Rudnicki S. 1907 b; Polemika. Odpowiedź na recenzję Dra Romera. *Kosmos*, 32, Lwów, s. 769–770.
- Stupnicka E. 1962; Żwiry mieszane na Pogórzu Cieszyńskim. *Acta Geol. Pol.*, 12, 2, Warszawa, s. 263–294.
- Szajnocha W. 1901; Atlas Geol. Galicji. *Tekst do zes. 13*, Kraków, s. 54.
- Teisseyre H. 1933; Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. *Spraw. Pol. Inst. Geol.* 7, 23, Warszawa, s. 421–444.
- Teisseyre H. 1938; Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 13, Kraków, s. 13–81.
- Tietze E. 1883; Das Hügelland und die Ebene von Rzeszów. *Jahrb. K.-K. Geol. Reichsanstalt*, 33, Wien, s. 286–288.
- Uhlig V. 1883; Beiträge zur Geologie der Westgalizischen Karpathen. *Jahrb. K.-K. Geol. Reichsanstalt*, 33, Wien, s. 552–556.
- Uhlig V. 1884; Ueber die geologische Beschaffenheit eines Theiles der Ost- und Mittelgalizischen Tiefebene. *Jahrb. K.-K. Geol. Reichsanstalt*, 34, Wien, s. 223–226.
- Wiśniewski T. 1908; Atlas Geol. Galicji. *Tekst do zes. 21*, Kraków, s. 104.
- Wojtanowicz J. 1978; Rozwój równinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej. *Rozpr. habil. UMCS, Lublin*.
- Wojtanowicz J. 1985; Datowany (TL) profil czwartorzędu w Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej. *St. Geomorph. Carp.-Balc.*, 19, Kraków, s. 37–44.

Tabl. I.



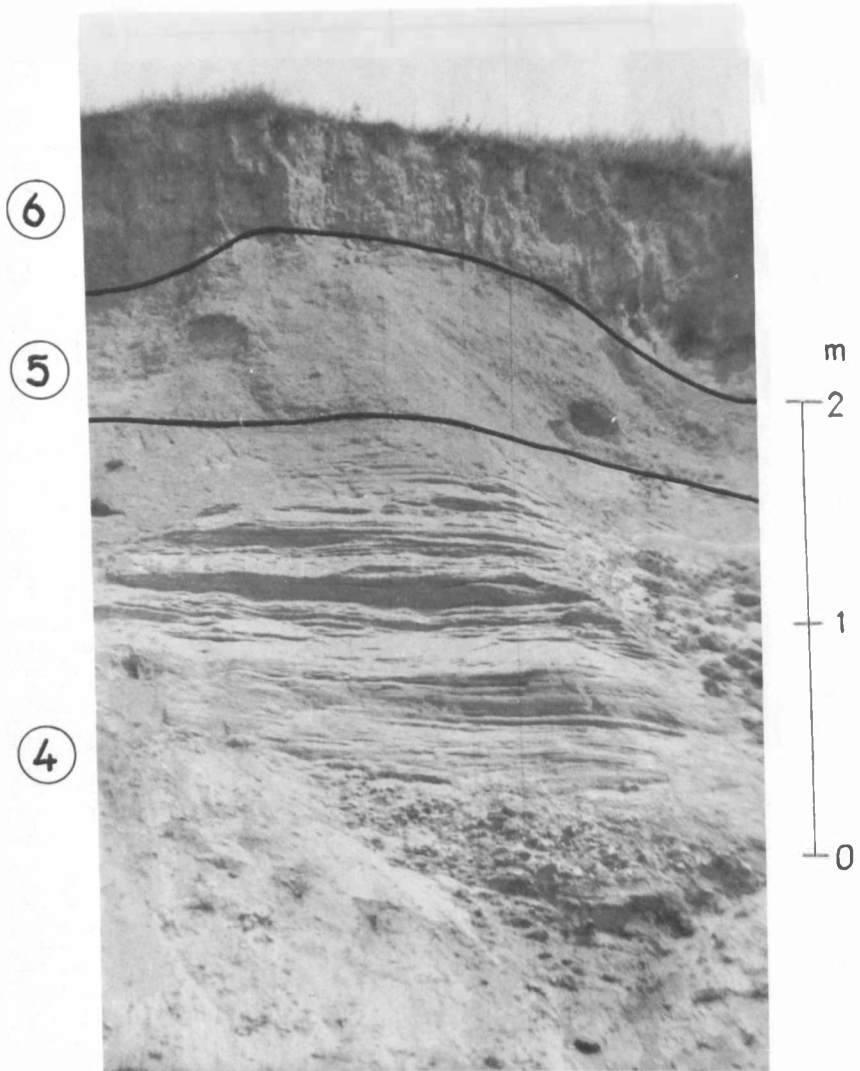
СИТАНИЩА ПО БУРНАВУ



(0.18 м) — дължина на ...
 в края на дупка ...

2

Tabl. III



OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII

Fot.1. Górna część kompleksu osadów zwirowo-piaszczystych (2) oraz dolna część kompleksu osadów kamiennych (3). Orientacja zdjęcia równoległa do upadu ławic kompleksu 2. Fot. Racinowski (1963).

Fot.2. Środkowa część kompleksu osadów zwirowo-piaszczystych (2). Orientacja zdjęcia prostopadła do upadu ławic kompleksu 2. Fot. Racinowski (1963).

Fot.3. Górna część kompleksu osadów piaszczystych (4) oraz kompleksy stokowych osadów gliniastych (5) i eoliczno-deluwialnych glin pylastych (6). Fot. Racinowski (1963).

SUMMARY

The paper presents the results of detailed lithological analysis of the deposits investigated in 1963 in the excavation of the gravel-pit closed down many years ago at Pikulice, in the foreland of the Przemysł Carpathians. Series of the gravelly-sandy-silty deposits occur here. Such a type of deposits is commonly called the mixed gravels, because among the pebbles of local rocks the admixture of Scandinavian material occurs. These deposits are a cover lying around the top of the Optyń hill, which is built of resistant Radycz conglomerates. Mixed gravels at Pikulice have been examined for more than 100 years considering their affinity to the other gravels of mixed petrographic character, which are found at many sites in the catchments of the San river and the upper Dniester river. They were commonly connected with the Sanian glaciation.

The sequence of strata in the exposure of the studied gravel-pit was classified into six complexes of deposits, over 16 m thick as a whole. The following analyses of these deposits were carried out: grain-size distribution (Fig. 2), petrographic composition of the fraction 50-20 mm and mineral composition of the fractions 1.0-0.5 mm (Fig. 4), heavy mineral composition of the fractions 0.25-0.1 mm, 0.1-0.05 mm, 0.05-0.01 mm (Fig. 5). Moreover, the textural features of the gravel deposits were determined, i.e. the orientation of grains 5-10 cm in diameter and the morphometric studies of the grains of fraction 5-2 cm; the flatness indices after C.W. Wentworth and roundness indices after A. Cailleux were calculated (Fig. 3). An attempt of indirect valuation of the sedimentation environment was made for the deposits of the current type (complexes 1-4).

Complex 1 (below 15.5 m). Silty deposits were formed as a result of quiet accumulation within the extensive flood plain, seasonally without flow. Material derived from the washed and deflated eluvium of local rocks and from the weathered glacial sediments.

Complex 2 (9.8-15.5 m). Gravelly-sandy deposits, with predominance of gravel layers, were accumulated in the environment of fast running waters as a results of mass transport. Dynamics of the sedimentation processes was seasonally weaker. The studied gravels are represented mainly by local material (99%). Zircon and rutile which dominate among heavy minerals derive probably from the disintegration of local rocks. Heavy minerals typical for the Pleistocene glacial deposits (amphiboles, pyroxenes, epidotes) occur in little quantities.

Complex 3 (8.0-9.8 m) – strongly compressed stony deposits of channel facies. In comparison with the complex 2 we found here a little more Scandinavian gravels, and more cherts and siliceous sandstones among local components. Sedimentation of the deposits was probably the result of washing off the upper parts of the complex 2.

Complex 4 (3.5-8.0 m). Sandy deposits with horizontal and cross lamination are deposited on the erosional surface of the stony layers. It represents the accumulation of fluvial type with water energy little changing with time.

Complex 5 (2.0-3.5 m). Slope sandy loams with gravels of deluvial-colluvial facies were formed in the conditions of wet periglacial climate.

Complex 6 (0-2.0 m) – silty loess-like deposits of deluvial facies.

On the basis of the studies on the deposits at Pikulice, the lithochronostratigraphy of sedimentation process was established, with reference to the former results of investigations of Quarternary cover deposits from the Optyń area.

The lower complex of silty deposits represent the post-maximum stadial of the Sanian glaciation. On the erosional surface truncating the silts, the complex 2 of sandy-gravelly deposits was accumulated. These are mixed gravels forming the secondary deposits. Their accumulation can be connected with the increase of erosional ac-

tivity of rivers during the last period of the Sanian glaciation and the beginning of the Mazovian interglacial. Complex 3 was formed during the phases of intensive erosion and cleaning of valleys due to the neotectonic uplift movements. Complex 4 is connected with valley accumulation in the next periods of Mazovian interglacial. Sedimentation of the sands of complex 4 was definitively broken in the latter part of this interglacial or in the pre-maximum phase of the Odranian glaciation. Denudation surface at a depth 3.5 m marks a long-lasting stratigraphic hiatus, because the slope deposits occurring above it were accumulated during the Vistulian period.

EXPLANATIONS OF PHOTOGRAPHS

Phot.1. Upper part of gravelly-sandy deposits (2) and lower part of stony deposit complex (3). Position of photo parallel to dip of layers of complex 2. Phot. by R.Racinowski (1963).

Phot.2. Middle part of gravelly-sandy deposits (2). Position of the photo normal to dip of layers of complex 2. Photo by R.Racinowski (1963).

Phot.3. Upper part of sandy deposit complex (4) and complexes of slope loamy deposits (5) and eolian-slope wash silty loams (6). Phot. by R.Racinowski (1963).