

## Facje młodoczwartorzędowych aluwiów dorzecza środkowego Bugu

### WSTĘP

Badaniami objęty został obszar doliny Bugu między Skryhiczynem (pow. hrubieszowski) a Świerzem (pow. chełmski) oraz doliny Udalu i Wełnianki. Na podstawie cech strukturalnych podzielono osady aluwialne na facje: powodziową, korytową i starorzeczy. Następnie zestawiono wyniki analiz granulometrycznych i mineralogicznych dla poszczególnych facji, w celu uchwycenia ich różnic i podobieństw. Wykorzystano analizy uziarnienia, morfometrię ziarn kwarcu, skład mineralny frakcji lekkiej i ciężkiej.

### STRATYGRAFIA ALUWIÓW

Na badanym obszarze występują trzy poziomy tarasowe (fig. 1). Dno doliny Bugu tworzy taras powodziowy (I), wysłany dwudzielnym pokładem holocenijskich utworów pylastych typu mad, z korytem Bugu wciętym do głębokości 5 m. W dnach dolin Udalu i Wełnianki mady są zastąpione torfami (J. Rzechowski, 1962). Taras II erozyjny wznosi się około 5 m ponad tarasem powodziowym; jest on częściowo zatopiony w osadach holocenijskich. Zachował się tylko w nieciągłych fragmentach. Formowanie tarasu erozyjnego miało miejsce od Allerödu po starszy holocen (faza preborealna). Taras III akumulacyjny, o wysokości względnej 8÷10 m (ponad dnem doliny Bugu), zbudowany jest — podobnie jak i taras II erozyjny — z dwu serii aluwiów: górnej, bałtyckiej (P<sub>1</sub> na fig. 1) i dolnej, najprawdopodobniej środkowopolskiej (P<sub>2</sub>). Obie te serie oddziela granica erozyjna, powleczonea brukiem złożonym ze żwirów o  $\Phi$  4÷60 mm. Skład petrograficzny żwirów przedstawia się następująco: skały krystaliczne — 73%, piaskowce — 17%, krzemienie — 9%, inne — 1%.

Bardziej szczegółowe omówienie stratygrafii aluwiów w połączeniu z morfologią doliny Bugu, jak też historię badań wymienionego obszaru zawierają poprzednie prace autora (R. Racinowski, J. Rzechowski, 1960 i J. Rzechowski, 1962).

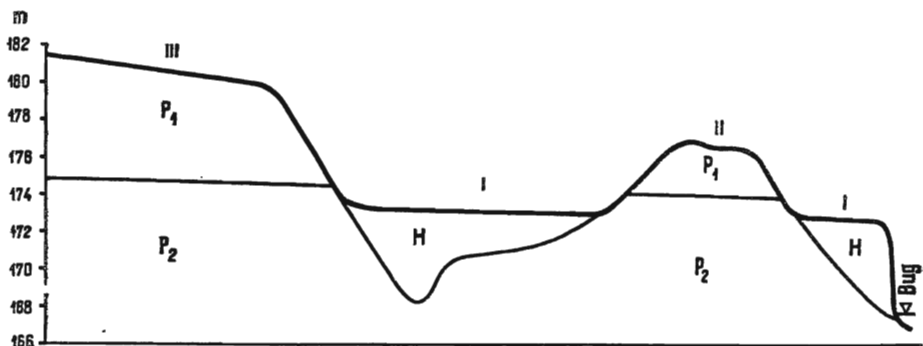


Fig. 1. Schemat rozmieszczenia tarasów i podziału na serie osadów  
 Scheme of distribution of terraces and subdivision into sedimentary series  
 I — taras powodziowy; II — taras erozyjny; III — taras akumulacyjny; H — osady holocenijskie; P<sub>1</sub> — młodsza seria plejstocenijska; P<sub>2</sub> — starsza seria plejstocenijska  
 I — flood terrace; II — erosional terrace; III — accumulation terrace; H — Holocene deposits; P<sub>1</sub> — younger Pleistocene series; P<sub>2</sub> — older Pleistocene series

#### FACJE I ICH CECHY MAKROSTRUKTURALNE

W holocenijskim tarasie powodziowym Bugu można wyróżnić facje: powodziową, korytową i starorzeczy. Dominuje tutaj facja powodziowa, co jest zrozumiałe zważywszy, że tworzenie osadów dna doliny Bugu odbywało się i odbywa poprzez depozycję materiału w okresach wysokich stanów wód.

Facja ta złożona jest głównie z materiału pylastego (mułki) lub pylasto-iłastego, warstwowanego poziomo. Przy obecności materiału piaszczystego pojawia się warstwowanie wstęgowe lub laminarne, poziome. O wiele rzadsze jest warstwowanie poziome, faliste, przy czym amplituda fal jest nieznaczna (kilka cm na odcinku około 1 m). W Uchańce i Kolemczycach obserwowano na powierzchni ławic zmarszczki (pręgi) prądowe. Niektóre z nich są nieregularnie zniszczone przez erozję. D. J. Doeglas (1962) uważa występowanie nieregularnych powierzchni erozyjnych wśród ripplemarksów za cechę facji powodziowej. Maksymalna miąższość tej facji wynosi 2,5÷3,0 m.

W facji korytovej przeważa materiał piaszczysty, ułożony zwykle przekątnie, rzadziej krzyżowo. Dość często pojawiają się w tej facji drobne pręgi prądowe. W obrębie poszczególnych warstw można zauważyć segregację frakcjonalną, normalną. Na granicy warstw piaszczystych, o grubości kilku cm, znajdują się cienkie, kilkumilimetrowe laminy pylaste. Miąższość tej facji przekracza 4 m.

Facja starorzeczy została stwierdzona zaledwie w kilku punktach, co wynika zapewne nie tyle z jej małego rozpowszechnienia w dolinie Bugu, ile z małej ilości odsłoneń w tarasie powodziowym. Sądząc po liczbie martwych koryt Bugu, facja ta powinna być dość powszechna w dnie doliny. Maksymalna stwierdzona miąższość wynosi tu 3,8 m. Tworzą ją mułki, mułki ilaste lub iły z soczewkami torfu lub gytii. Słabo zaznacza się cienka laminacja pozioma, częste są także ławice pozbawione

warstwowania. Z facją tą związane jest występowanie obfitej fauny ślimaków i małżów.

W tarasach plejstocęńskich najpospolitsza jest facja korytowa, przy czym niemal wszystkie zbadane profile reprezentują subfację ławic przybrzeżnych. Charakterystyczne jest tutaj warstwowanie horyzontalne, nieciągłe. Naprzemianległe warstwy piasku (1÷25 cm) i mułku (maksymalnie 2 cm) wyklinowują się na odcinku kilku metrów. Często jest warstwowanie przekątne, ale nachylenie warstw ma bardzo małe wartości, rzadko przekracza 4°. W obrębie grubszych warstw piasku widoczne jest frakcjonalne ułożenie materiału. Dla starszej serii plejstocęńskiej charakterystyczne są większe miąższości warstw (zwykle ponad 10 cm) oraz przewaga warstwowania przekątnego. Cechy te wskazywałyby na większą szybkość akumulacji starszej serii. Maksymalna miąższość facji korytowej wynosi dla serii młodziej 4,0÷4,5 m, a dla starszej ponad 6,0 m. Obecność pseudomorfoz po syngenetycznych szczelinach lodowych wskazuje, że akumulacja młodziej serii odbywała się w warunkach klimatu peryglacialnego.

W osadach facji korytowej spotyka się często pręgi prądowe. W profilu Kolemczyc zaobserwowano takie pręgi pogrzęźnięte w niżej leżącym osadzie. Obok pręgów pospolite są tutaj nieregularne rozmycia i bruzdy erozyjne. Powierzchnia pręgów prądowych powleczone jest zwykle (zwłaszcza w serii młodziej) warstewką mułku.

Podobne powlekanie obserwował D. J. Doeglas (1962) w korycie rzeki Durance stwierdzając, że te cienkie powłoki drobnego materiału osadzają się podczas niskiej lub średniej wody. Można jednak przypuszczać, że tego rodzaju powłoki mogą tworzyć się również podczas wysokiej wody, będąc prawie synchroniczne z warstwami piasku. Interpretowanie tych par warstw (piasek + mułek) jako osadu jednorocznego — jak to próbują robić J. A. Ławruszin (1961) i E. W. Szancer (1951) — dla aluwiiów doliny Bugu jest niemożliwe.

Plejstocęńska facja powodziowa utworzona jest przeważnie z mułków, piasków pylastych, rzadziej drobnoziarnistych, a wyjątkowo średnioziarnistych. Młodza seria różni się od starszej mniejszą grubością warstw i większym udziałem piasków. Przeważa w niej warstwowanie poziome, wstęgowie lub lekko faliste, nieciągłe. Natomiast w serii starszej obok wymienionych pojawia się często warstwowanie poziome laminowane, zwłaszcza w grubych ławicach materiału pylastego. Plejstocęńskie serie facji powodziowej trzeba by raczej zaliczyć już do osadów przejściowych rzeczno-jeziornych; wskazuje na to warstwowanie i wykształcenie litologiczne. Musiały się one wytworzyć w zbiorniku jeziorno-rozlewiskowym, powstającym w dolinie rzeki przez zatamowanie odpływu. Wiadomo skądinąd, że takie warunki istniały w młodszym plejstoceniu, szczególnie w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. Miąższość facji powodziowo-rozlewiskowej w tarasach Bugu jest zmienna i wynosi w serii młodziej 1,5÷3,3 m, a w starszej 0,5÷2,5 m (najczęstsze miąższości rzędu 1,0÷1,5 m). Ze struktur prądowych zaobserwowano tutaj bardzo nieregularne pręgi, noszące ślady rozmyć, przy czym strona doprądowa ułożona jest niemal poziomo. Stropowa część facji powodziowej

starszej serii zawiera pseudomorfozy po epigenetycznych szczelinach lodowych.

Facja starorzeczy została stwierdzona dotychczas tylko w starszej serii. Jej maksymalna miąższość wynosi 1,0 m. Tworzą ją mułki ilaste o warstwowaniu laminowanym, słabo falistym, zawierające miejscami szczątki roślin.

#### WŁASNOŚCI GRANULOMETRYCZNO-MINERALOGICZNE FACJI

Własności granulometryczne i mineralogiczne wydzielonych facji przedstawiono na fig. 2—6 i tabeli 1. Dla scharakteryzowania uziarnienia osadów obliczono wartości średniego rozmiaru ziarn (Md) i współczyn-

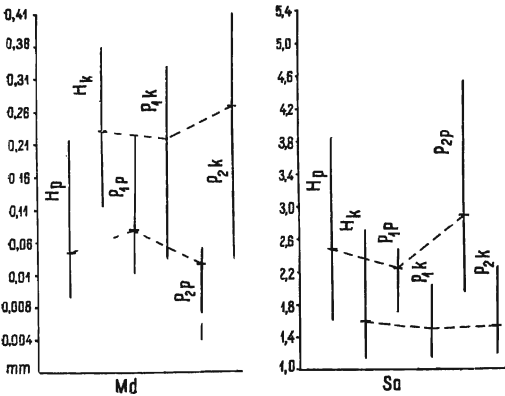


Fig. 2

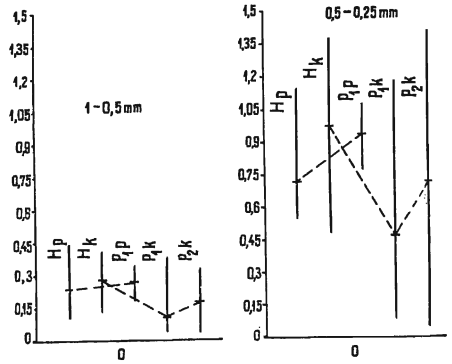


Fig. 3

Fig. 2. Średni rozmiar ziarn (Md) i wysortowanie (So)  
Mean dimension of grains (Md) and sorting (So)

Hp — holocenska facja powodziowa; Hk — holocenska facja korytowa; P<sub>1p</sub> — facja powodziowa młodszej serii plejstocenskiej; P<sub>1k</sub> — facja korytowa młodszej serii plejstocenskiej; P<sub>2p</sub> — facja powodziowa starszej serii plejstocenskiej; P<sub>2k</sub> — facja korytowa starszej serii plejstocenskiej; linia przerywana łączy wartości średnie

Hp — Holocene flood facies; Hk — Holocene channel facies; P<sub>1p</sub> — flood facies of the younger Pleistocene series; P<sub>1k</sub> — channel facies of the younger Pleistocene series; P<sub>2p</sub> — flood facies of the older Pleistocene series; P<sub>2k</sub> — channel facies of the older Pleistocene series. Dotted line joins the mean values

Fig. 3. Amplituda zmienności współczynnika obtoczenia (O) ziarn kwarcu we frakcji 1,0—0,5 mm i 0,5—0,25 mm  
Amplitude of changing of rounding coefficient of quartz grains in fractions of 1—0,5 and 0,5—0,25 mm

nika wysortowania (So) wg wzoru Trask'a. Najdrobniejsze ziarno występuje w facji starorzeczy, gdzie Md = 0,034 i 0,039 mm oraz w facji powodziowej, odpowiednio: 0,028; 0,044 i 0,08 mm (wartości średnie dla facji). W facji powodziowej najgrubsze ziarno ma młodsza seria plejstocenska, najdrobniejsze starsza seria (fig. 2). Najdrobniejszemu ziarnu starszej serii towarzyszy najgorsze wysortowanie (So = 2,88), gdy młodsza seria powodziowa ma So = 2,46. Ta sama facja serii holocenskiej ma So = 2,46.

W facji korytowej najgrubsze ziarno ma starsza seria plejstocenska (Md = 0,27 mm), a najdrobniejsze młodsza (Md = 0,22 mm). Holocenske

osady korytowe mają Md bardzo zbliżone do młodszej serii (0,23 mm), różnią się zaś od niej gorszym wysortowaniem ( $So = 1,59$ , przy 1,49 w serii młodszej). Facja korytowa, przy znacznie grubszym ziarnie, ma o wiele lepsze wysortowanie niż facja powodziowa.

| Facja powodziowa |             | Facja korytowa |             |
|------------------|-------------|----------------|-------------|
| Md               | So          | Md             | So          |
| 0,028 ÷ 0,08 mm  | 2,24 ÷ 2,88 | 0,22 ÷ 0,27 mm | 1,49 ÷ 1,59 |

Średnie wartości Md i So grupują się w zupełnie różnych przedziałach, co jest dobrze widoczne na fig. 2 (linie przerywane). Powstaje pytanie, czy różnice w wysortowaniu wiążą się z wielkością ziarna (mniejsze ziarno — gorsze wysortowanie), czy też są wynikiem odmiennej dynamiki procesów depozycyjnych osadów powodziowych i koryto-

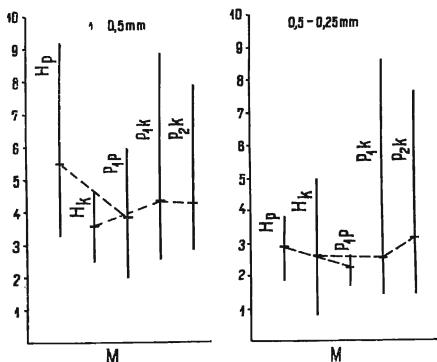


Fig. 4. Amplituda zmienności współczynnika zmatowienia (M) ziarn kwarcu we frakcji 1,0—0,5 mm i 0,5—0,25 mm

Amplitude of changing of dullness coefficient of quartz grains in fractions of 1—0,5 and 0,5—0,25 mm

wych. Oczywiście, że sam rozmiar ziarn jest już rezultatem tej dynamiki, ale równocześnie stwierdzono, że przy tej samej wartości Md różnica w wysortowaniu facji korytowej i powodziowej osiąga wartość So rzędu 1,0.

Współczynniki obtoczenia (O) i zmatowienia (M) ziarn kwarcu osadów różnych facji nie wykazują już tak wyraźnych różnic. Wynika to częściowo z faktu, że aluwia doliny Bugu, jak również innych rzek wschodniej Polski podlegały wielokrotnemu działaniu procesów eolicznych. Stąd ziarna kwarcu są z reguły dobrze obtoczone, a ogromna ich większość ma powierzchnię matową. Niemniej jednak można zauważyć pewne różnice w wartościach O i M dla facji korytowej i powodziowej (fig. 3, 4). Współczynnik obtoczenia w osadach facji korytowej plejstocenijskiej dla frakcji 1 — 0,5 mm wynosi 0,12 i 0,18 (średnio), a w facji powodziowej = 0,27. Odpowiednio dla frakcji 0,5 — 0,25 mm współczynnik obtoczenia = 0,47 i 0,72 oraz 0,94 (fig. 3).

Z zestawienia wynikałoby, że obtoczenie ziarn kwarcu w facji korytowej jest niemal dwukrotnie lepsze niż w facji powodziowej tego samego wieku. Lepszemu obtoczeniu towarzyszy większy udział ziarn matowych (większe wartości M). W utworach holocenijskich obserwuje się odwrotne wartości O i M niż w plejstocenijskich. Lepsze obtoczenie i większe udziały ziarn matowych wykazują osady facji powodziowej, przy czym amplituda różnic między facjami jest o wiele mniejsza niż w seriach plejstocenijskich. To zjawisko jest obecnie trudne do wytłumaczenia.

Obróbka ziarn kwarcu w osadach facji starorzeczy jest bardzo zbliżona do obróbki w facji powodziowej tego samego wieku.

Fig. 5 ilustruje zawartość kwarcu i skaleni we frakcjach 1 — 0,5 i 0,5 — 0,25 mm. Rzuci się tu w oczy duża monotonia składu mineralnego osadów plejstocenijskich, w których zawartość kwarcu w różnych facjach różni się zaledwie o ułamek procentu; to samo dotyczy skaleni. Wyraźna różnica w zawartości tych dwu minerałów zaznacza się tylko między utworami holocenijskimi a plejstocenijskimi. Tak więc, gdy w utworach plejstocenijskich kwarc stanowi średnio ponad 97,5%, to holocenijska facja korytowa ma przeciętnie 68,8% kwarcu we frakcji 1 — 0,5 mm, a powodziowa — 21,8%. W tej samej frakcji osady plejstocenijskie zawierają 1,5 — 1,8% skaleni, holocenijska facja korytowa — 0,6%, a powodziowa — 0,06%. Dodać tu trzeba, że w utworach holocenijskich — obok kwarcu — głównym składnikiem mineralnym są węglany wapnia.

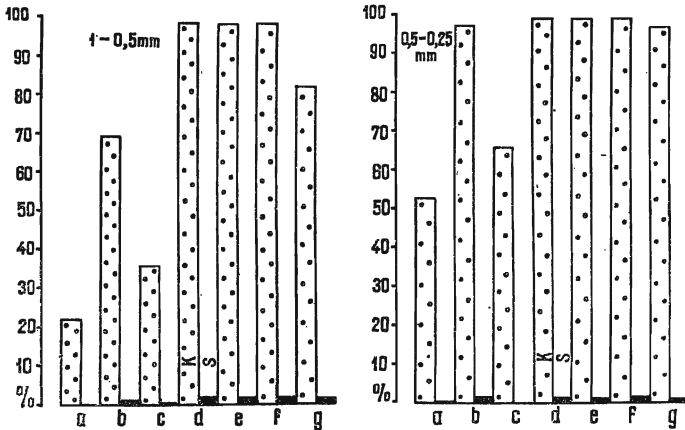


Fig. 5. Zawartość kwarcu (K) i skaleni (S) we frakcjach 1,0—0,5 mm i 0,5—0,25 mm

Contents of quartz (K) and of feldspars (S) in fractions of 1—0,5 and 0,5—0,25 mm

holocen: a — facja powodziowa, b — facja korytowa, c — facja starorzeczy; młodsza seria plejstocenijska: d — facja powodziowa, e — facja korytowa; starsza seria plejstocenijska: f — facja korytowa, g — facja starorzeczy

Holocene: a — flood facies, b — channel facies, c — dead channel facies; Younger Pleistocene series: d — flood facies, e — channel facies; Older Pleistocene series: f — channel facies, g — dead channel facies

Osady holocenijskie posiadają poza tym ogromną amplitudę skrajnych zawartości minerałów lekkich. Na przykład krańcowe udziały kwarcu we frakcji 1—0,5 mm wynoszą w facji powodziowej 86,7% i 0,3%, a w korytowej — 98,7% i 26,3%. Różnice te są nieco mniejsze we frakcji 0,5 — 0,25 mm.

Wobec dużej monotonii mineralnej we frakcji lekkiej, zestawiono wyniki analiz minerałów ciężkich w klasie 0,3 — 0,05 mm. Fig. 6 przedstawia średnie zawartości minerałów ciężkich w poszczególnych facjach.

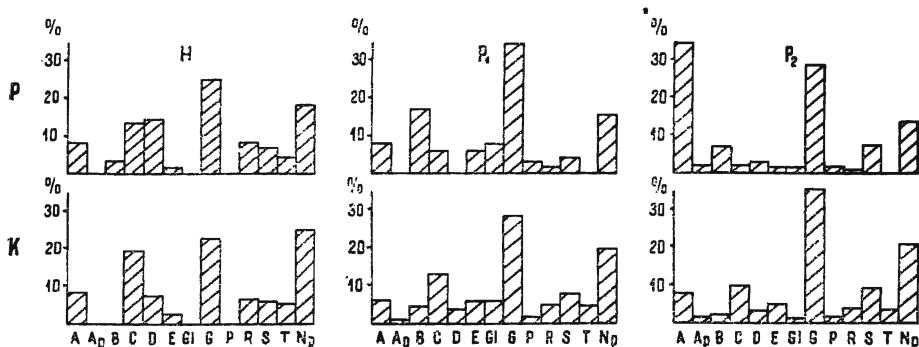


Fig. 6. Minerale ciężkie w aluwium dorzecza środkowego Bugu

Heavy minerals in alluvium of the Middle Bug River basin

P — facje powodziowe; K — facje korytowe; H — osady holoceni, P<sub>1</sub> — młodsza seria plejstoceni; P<sub>2</sub> — starsza seria plejstoceni; minerale: A — amfibole, Ap — apatite, B — biotite, C — cyrkon, D — dysten, E — epidot, Gl — glaukonit, G — granat, P — piroksen, R — rutil, S — staurolit, T — turmalin, Np — minerale nieprzezroczyste

P — flood facies; K — channel facies; H — Holocene deposits; P<sub>1</sub> — younger Pleistocene series; P<sub>2</sub> — older Pleistocene series; Minerals: A — amphibole, Ap — apatite, B — biotite, C — zircon, D — disthen, E — epidote, Gl — glauconite, G — garnet, P — pyroxene, R — rutile, S — staurolite, T — tourmaline, Np — opaque minerals

Dominuje tutaj wyraźnie granat, poza tym występuje cyrkon i dysten (zwłaszcza w osadach holoceni), staurolit, epidot (szczególnie w osadach plejstoceni) oraz minerale nieprzezroczyste. Wśród minerałów nieprzezroczystych najpospolitsze są: magnetyt, ilmenit, hematyt i piryt. Duża ilość amfibolu w facji powodziowej starszej serii plejstoceni (P<sub>2</sub>) jest zapewne częściowo wynikiem obecności bruku morenowego w stropie tej serii. Pewną prawidłowość wykazuje rozmieszczenie biotytu i cyrkonu. W facji korytovej jest zawsze więcej cyrkonu (około dwukrotnie), a w facji powodziowej biotytu.

Zespół minerałów ciężkich dobrze różnicuje przede wszystkim osady różnowiekowe: holoceni od plejstoceni. Wykładnikiem tych różnic są wartości współczynnika zwietrzenia, tj. stosunku minerałów odpornych do mało odpornych na niszczenie, oraz wskaźnik  $\frac{G}{A}$  (granat: amfibol).

Osady holoceni mają współczynnik zwietrzenia: 5,66 w facji powodziowej i 6,38 — w korytovej; natomiast osady plejstoceni w facji powodziowej — 1,12 i 0,86, a w korytovej — 2,59 i 3,56. W tych ostatnich drugie wartości odnoszą się do starszej serii aluwium (tabela 1). Wyraź-

niejsze różnice wykazuje wskaźnik  $\frac{G}{A}$ . I tak w osadach holoceni wynosi on 3,06 i 2,8, gdy w plejstoceni: 4,3; 4,4 i 4,7 oraz 0,82. Ta ostatnia wartość dotyczy starszej serii (facja powodziowa) i nosi cechę przypadkowości (wpływ morenowego).

Dla określenia wyraźniejszych różnic między facjami spróbowano wyrazić liczbowo stosunek minerałów najcięższych do najlżejszych, wychodząc z założenia, że facja korytova powinna zawierać większe ilości minerałów o największym ciężarze właściwym. Taką prawidłowość można

Tabela 1

## Wskaźniki mineralne w aluwiałch dorzecza środkowego Bugu

| Wiek       | Facje            | Współczynnik<br>zwietrzenia | $\frac{G}{A}$ | $\frac{C}{B}$ | $\frac{R}{B}$ |      |
|------------|------------------|-----------------------------|---------------|---------------|---------------|------|
| Holocen    | powodziowa       | 5,66                        | 3,06          | 4,3           | 2,5           |      |
|            | korytowa         | 6,38                        | 2,8           | 0             | 0             |      |
| Plejstocen | seria<br>młodsza | powodziowa                  | 1,12          | 4,3           | 0,34          | 0,07 |
|            |                  | korytowa                    | 2,59          | 4,7           | 3,0           | 1,01 |
|            | seria<br>starsza | powodziowa                  | 0,86          | 0,82          | 0,28          | 0,06 |
|            |                  | korytowa                    | 3,56          | 4,4           | 5,3           | 1,89 |

było odczytać zresztą z fig. 6. Na fakt takiej segregacji frakcji ciężkiej zwracano już uwagę w literaturze (I. P. Kartaszow, 1961; J. A. Ławru-szin, 1961; A. Sundborg, 1956; J. W. Szancer, 1951). Jako minerały nacieńsze wybrano cyrkon ( $4,6 \text{ g/cm}^3$ ) i rutyl ( $4,2 - 5,3 \text{ g/cm}^3$ ). Jako naj-lżejszy — biotyt ( $2,2 - 2,8 \text{ g/cm}^3$ ).

Wyliczono wskaźniki  $\frac{C}{B}$  i  $\frac{R}{B}$ . Różnią się one wyraźnie w osadach holocenijskich i plejstocenijskich, ale jeszcze wyraźniejsze różnice wystę-pują między poszczególnymi facjami (tabela 1). Szczególnie łatwo wy-odrębniają się facje w obu seriach plejstocenijskich: wskaźnik  $\frac{C}{B}$  w facji powodziowej wynosi 0,34 i 0,28, a w facji korytowej — 3,0 i 5,3. Natomiast proporcja rutyl: biotyt ma następujące wartości: w facji koryto-wej — 1,01 i 1,89, a w facji powodziowej — 0,07 i 0,06. Te różnice w proporcjach minerałów ciężkich należy chyba interpretować przede wszystkim jako wynik różnic w dynamice procesów sedymentacyjnych facji powodziowej i korytowej.

## UWAGI

Powyższa praca jest próbą zestawienia charakterystyki makrostrukturalnej poszczególnych facji aluwiałch z ich własnościami granularno-mineralnymi. Dotychczas pojawiło się szereg prac omawiających struk-tury prądowe osadów wodnych (Ł. N. Botwinkina, 1962; S. Dzułyński, 1963) czy podział aluwiałch na facje (I. P. Kartaszow, 1961; J. A. Ławru-szin, 1961; J. W. Szancer, 1951). Noszą one często charakter mono-graficzny. Natomiast do wyjątków należą prace uśiujące powiązać badania makrostrukturalne z granulometrycznymi lub mineralogicznymi (D. J. Doeglas, 1962; A. Sundborg, 1956), czy czym podział na facje jest tu prawie zupełnie nie uwzględniany.

Omówione powyżej wyniki analiz granulometryczno-mineralogicz-nych wykazują, że występują wyraźne różnice między uziarnieniem osadów, obróbką ziarn kwarcu i składem frakcji ciężkiej w różnych



facjach aluwiów; szczególnie wyraźnie jest to widoczne w seriach jednowiekowych. Przeanalizowane materiały pochodzą tylko z dorzecza środkowego Bugu, ale uchwycone prawidłowości pozwalają przypuszczać, że również w aluwiach innych rzek dadzą się zaobserwować takie różnice między facjami.

Zakład Zdjęć Geologicznych Niżu  
i Badań Czwartorzędu Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4  
Nadesłano dnia 31 października 1964 r.

### PIŚMIENNICTWO

- DOEGLAS D. J. (1962) — The Structure of Sedimentary Deposits of Braided Rivers. *Sedimentology*, 1, p. 167—190, nr 3. Amsterdam.
- DZUŁYŃSKI S. (1963) — Wskaźniki kierunkowe w osadach fliszowych. *Studia Geol. Pol.*, 12. Warszawa.
- RACINOWSKI R., RZECHOWSKI J. (1960) — Z badań nad granulometrią osadów plejstoceńskich okolic Chełma Lubelskiego. *Ann. UMCS, [B]*, 14, p. 207—270. Lublin.
- RZECHOWSKI J. (1962) — Młodozwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki. *Ann. UMCS, [B]*, 16, p. 37—62. Lublin.
- SUNDBORG Å. (1956) — The River Klarälven (A Study of Fluvial Processes). *Geogr. Annaler*, 38, nr 2—3. Stockholm.
- БОТВИНКИНА Л. Н. (1962) — Слоистость осадочных пород. *Труды Геол. Ин-та АН СССР*, вып. 59. Москва.
- КАРТАШОВ И. П. (1961) — Фации, динамические фазы и свиты аллювия. *Изв. АН СССР, с. геол.*, 9, стр. 77—90. Москва.
- ЛАВРУШИН Ю. А. (1961) — Типы четвертичного аллювия нижнего Енисея. *Труды Геол. Ин-та АН СССР*, вып. 47. Москва.
- ШАНЦЕР Е. В. (1951) — Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. *Труды Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол.*, вып. 135, № 55. Москва.

Ян ЖЕХОВСКИ

### ФАЦИИ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ СРЕДНЕГО БУГА

#### Резюме

Автор пытается сопоставить макроструктурные особенности различных фации аллювиальных отложений с их гранулометрически-минеральными свойствами. На изучаемой территории распространены три разновозрастные свиты аллювиальных отложений (фиг. 1): голоценовая (Н), плейстоценовая младшая (P<sub>1</sub>) и плейстоценовая старшая (P<sub>2</sub>). В этих свитах выделяются фации: пойменная, русловая и стариц.

В пойменной фации преобладает суглинистый и пылюсто-глинистый материал над песчаным; он обладает горизонтальной ламинарной, реже ленточной прерывистой или слабоволнистой слоистостью. На поверхности слоев наблюдаются ряби течения со следами нерегулярных размывов.

Русловая фация представлена перемежающимися слоями песка с тонкими прослойками суглинков; здесь преобладает диагональная слоистость. Часто наблюдаются ряби течения.

Фация стариц была изучена в немногих точках. Эта фация складывается обычно суглинками или глинистыми суглинками с линзами торфа или гиттий. Слабо подчеркивается горизонтальное напластование. На фиг. 2—6 приводятся результаты анализов зернистости, степени окатанности зерен кварца и минерального состава легкой и тяжелой фракций.

Оказывается, что отдельные фации аллювиальных отложений резко отличаются по зернистости, окатанности зерен кварца и составу тяжелой фракции. Эти отличия особенно резко проявляются в одновозрастных свитах. Автор предполагает, что эти отличия являются результатом различной динамики процессов отложения в пределах осадков разных фаций.

---

Jan RZECHOWSKI

#### FACIES OF LATE QUATERNARY ALLUVIA IN THE MIDDLE BUG RIVER BASIN

##### Summary

The present author takes a try at comparing the macro-structural features of various alluvial facies with their granular and mineral properties. Three alluvial series differing in their age are found within the area under study (Fig. 1): Holocene series (H), younger Pleistocene series ( $P_1$ ) and older Pleistocene series ( $P_2$ ). The following facies have been distinguished in the series mentioned above: flood facies, channel facies and dead channel facies.

In the flood facies the silty and silty-argillaceous material, horizontally laminated, predominates over the arenaceous one. Varved bedding, noncontinuous or slightly undulated bedding are rarely found here. Some current ripples showing traces of irregular scour-casts may be seen on the bank surfaces.

The channel facies consists of alternating sand layers and silt laminae. Here, the cross bedding prevails. Current ripples, sunk at place, are numerous.

The dead channel facies was found at few places only. As a rule, it consists of silt or clayey silts with lenses of peat or gytja. Horizontal lamination is feebly expressed.

In Figs 2—6 are shown the results of analyses of granulation, roundness of quartz grains, as well as mineral composition of both light and heavy fractions. It was found that the individual alluvial facies distinctly differ in granulation, in roundness of quartz grains and in composition of heavy fraction. The differences are particularly distinct in the series of similar age. The author supposes that the differences here considered are the results of various dynamics of the sedimentary processes having taken place in the deposits of various facies.