

ROZPRZESTRZENIENIE I GENEZA TRZECIORZĘDOWYCH OSADÓW GLAUKONITOWYCH  
NA OBSZARZE NE OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

UKD 551.352.3:552.517.4:549.623.5:551 781.51:552.14(438.13—11)

Obecność morskich osadów glaukonitowych na północno-wschodnim, mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich znana była już od dawna (2, 5, 14, 15, 17, 20). W trakcie badań prowadzonych przez Katedrę Geologii Inżynierskiej Uniwersytetu Warszawskiego na północno-wschodnim, mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich stwierdzono, że chociaż występują one jedynie punktowo, są jednak znacznie bardziej rozpowszechnione niż dotychczas przyjmowano. Jak wynika z ryc. 1 obejmują one swym zasięgiem prawie cały obszar wychodni utworów górnourajskich i częściowo również utworów środkowourajskich. Część tych stanowisk znana była już wyżej wymienionym autorom. Na rycinie nie zaznaczono licznych punktów występowania osadów glaukonitowych z obszaru wychodni utworów kredy górnej.

Morskie osady glaukonitowe rozpatrywanego obszaru występują wyłącznie w korozyjnie poszerzonych szczelinach oraz w depresjach krasowych podłoża jurajskiego. W związku z tym należy przypuszczać, że nie zawsze znajdują się one *in situ* i w większości uległy późniejszym procesom redepozycji. Granulometrycznie osady te są silnie zróżnicowane i obejmują piaski drobnodziarniste, piaski pylaste i gliniaste, gliny piaszczyste, gliny oraz ły. Ekstremalnie wartości zawartości poszczególnych frakcji są następujące:

frakcja żwirowa ( $\phi > 2,0$  mm) — od 0,0 do 8,4%,  
frakcja płaskowa ( $\phi 0,05 + 2,00$  mm) — od 18,0 do 96,0%,  
frakcja pyłowa ( $\phi 0,002 + 0,05$  mm) — od 4,0 do 62,0%,  
frakcja łąowa ( $\phi < 0,002$  mm) — od 0,0 do 28,0%.

Uziarnienie badanych próbek osadów glaukonitowych przedstawiają ryc. 2, 3 i 4. Na ryc. 2 i 4 podano również dla porównania uziarnienie albskich piasków glaukonitowych oraz nierozpuszczalnego rezydium glaukonitowych piaskowców wapnistych, wapieni i dolomitów piaszczystych keloweju tego obszaru.

W porównaniu z wynikami analiz granulometrycznych piasków glaukonitowych Wyżyny Lubelskiej podawanymi przez J. Morawskiego (9, 10) uwagę zwraca przede wszystkim znacznie wyższa zawartość frakcji drobnodispersyjnych — pyłowej oraz łąowej i niższa zawartość frakcji żwirowej; przy tym wielkość żwirów, dochodząca na Lubelszczyźnie do kilku centymetrów, na rozpatrywanym obszarze nie przekracza nigdzie 6,0 mm (najczęściej poniżej 4 mm).

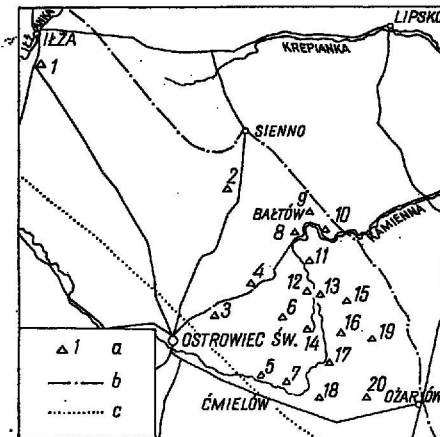
Skład petrograficzny tych utworów, stopień obtoczenia ziarn oraz charakter powierzchni frakcji żwirowej i płaskowej są prawie identyczne do tychże cech dolnooligocenich piasków glaukonitowych środkowej i północnej części Wyżyny Lubelskiej (9, 10). We frakcji pyłowej obok ostrokrawędzistego, przezroczystego kwarcu przeważa glaukonit, którego ilość jest często znacznie wyższa od zawartości tego pierwiastka.

Glaukonit, którego ilość waha się w granicach od 0,5 do 65% (przeciętnie od 20 do 35%), występuje głównie we frakcji od 0,01 do 0,1 mm; pokrój ziarn jest kulisty lub owoidalny, gronowy albo blaszkowaty, barwa — najczęściej ciemnozielona. We frakcji łąowej zdaje się przeważać illit i montmorylonit, choć stwierdzono również obecność glaukonitu, na co wskazywać może charakterystyczny dla niego pik endotermiczny przy temperaturze 970° (ryc. 5). W niewielkich ilościach zdaje się występować również kaolinit.

Pozycja wiekowa morskich osadów glaukonitowych omawianego obszaru nie jest jednoznacznie

określona. W chwili obecnej przyjmuje się najczęściej za J. Samsonowiczem (17) i J. Morawskim (9, 10) dolnooligocenicki wiek tych osadów. Jednak jeszcze w 1959 r. J. Samsonowicz (inf. ustna) stwierdza, że problem wieku morskich utworów glaukonitowych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie jest definitywnie rozwiązany. Zagadnienie określenia wieku tych utworów utrudnia fakt, że przynajmniej dla ich części stwierdzono wiek albski (5), cenomański i dolnoturoński (6). S. Z. Różycki (inf. ustna) stwierdza, że osady te mogą być częściowo również wieku dolnoturońskiego, co zdają się potwierdzać niektóre, zebrane w odniesieniu do badanego terenu, fakty. Ponadto część z nich stanowić mogą redeponowane (proluwalne, deluwalne itd.) rezydualne wietrzeniowe utworów górnego wezulu, batonu i keloweju, posiadające niekiedy wręcz identyczne uziarnienie, skład mineralny i morfologię ziarn. Dla części osadów glaukonitowych Wyżyny Lubelskiej stwierdzono ostatnio również wiek górnocenicki.

Jednak na podstawie analizy porównawczej uziarnienia, składu petrograficznego i mineralnego, morfologii ziarn glaukonitu i jego barwy oraz stopnia

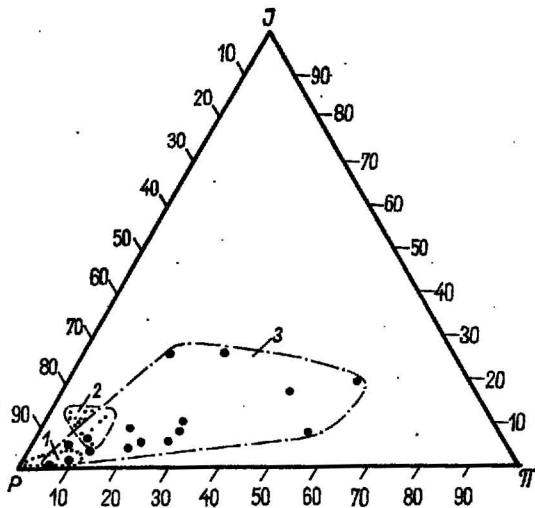


Ryc. 1. Szkic rozmieszczenia punktów występowania dolnooligocenickich piasków i mulków glaukonitowych na obszarze wychodni utworów górnourajskich NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

a — miejsca występowania osadów glaukonitowych (stanowiska: 1 — Białzyń, 2 — Olechów, 3 — Kozary, 4 — Sudół, 5 — Piaski Brzustowskie, 6 — Lipnik, 7 — Piaski Podwójtowskie, 8 — Rudka Bałtowska, 9 — Ponik, 10 — Skarbką Dolna, 11 — Lemierze, 12 — Boria, 13 — Kol. Stoki, 14 — Ruda Kościelna, 15 — Skałecznicza, 16 — Folwarczysko, 17 — Borownia, 18 — Przepaść k. Ćmielowa, 19 — Gliniany, 20 — Zielonka Jasińska), b — granica jurajsko-kreda, c — przypuszczalny zasięg morza dolnooligocenickiego.

Fig. 1. Sketch of distribution of occurrence points of Lower Oligocene glauconite sands and silts in the area of Upper Jurassic outcrops of the north-eastern margin of the Świętokrzyskie Mountains.

a — occurrence sites of glauconite deposits (1 — Białzyń, 2 — Olechów, 3 — Kozary, 4 — Sudół, 5 — Piaski Brzustowskie, 6 — Lipnik, 7 — Piaski Podwójtowskie, 8 — Rudawka Bałtowska, 9 — Ponik, 10 — Skarbką Dolna, 11 — Lemierze, 12 — Boria, 13 — Kolonia Stoki, 14 — Ruda Kościelna, 15 — Skałecznicza, 16 — Folwarczysko, 17 — Borownia, 18 — Przepaść near Ćmielów, 19 — Gliniany, 20 — Zielonka Jasińska), b — Jurassic — Cretaceous boundary, c — probable extent of the Lower Oligocene sea.

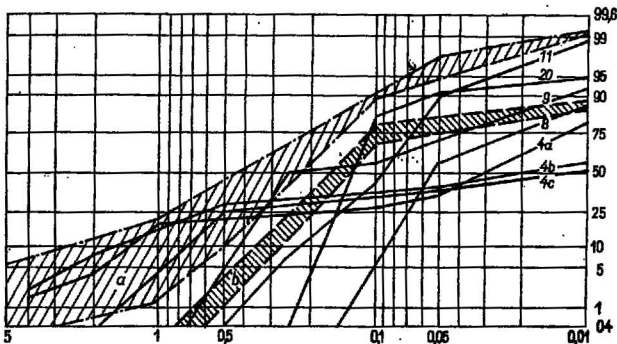


Ryc. 2. Diagram uziarnienia badanych próbek osadów glaukonitowych:

1 — piaski glaukonitowe albu, 2 — piaski i mułki wezulu, batonu i keloweju, 3 — piaski, mułki i gliny glaukonitowe oligocenu.

Fig. 2. Grain size diagram of the glauconite samples analysed:

1 — Albian glauconite sands, 2 — Vesulian, Bathonian and Callovian sands and silts, 3 — Oligocene glauconite silts and loams.

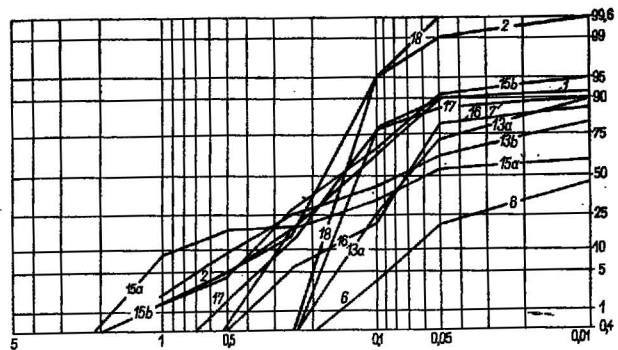


Ryc. 4. Wykresy uziarnienia badanych osadów glaukonitowych albu (a), wezulu, batonu i keloweju (b) oraz dolnego oligocenu (numeracja wg ryc. 1).

Fig. 4. Grain size diagram of the Albian (a), Vesulian, Bathonian and Callovian (b), and Lower Oligocene glauconite deposits (numeration according to that of Fig. 1).

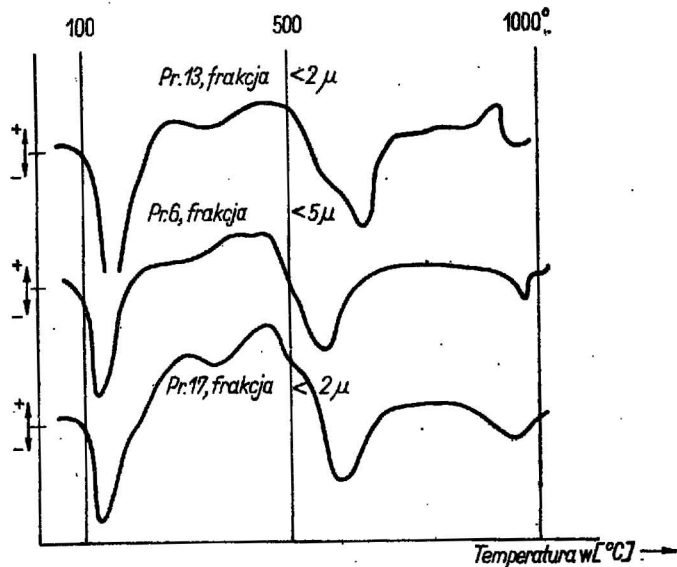
obtoczenia ziarn kwarcu większość badanych osadów różni się zasadniczo od utworów wezulu, batonu i keloweju, albu i cenomanu oraz tortonu dolnego. Są one niewątpliwie najbardziej zbliżone do utworów dolno-oligocenicznych Wyżyny Lubelskiej (9, 10). Wobec powyższego wydaje się, że przyjęcie wieku dolnooligocenicznego ewentualnie górnooligocenicznego dla tych utworów jest najbardziej uzasadnione.

Jako cechy rozpoznawcze dolnooligocenicznych osadów glaukonitowych należy wymienić: typowy dla ziarn kwarcowych frakcji żwirowej tłusty połysk, obecność licznych drobnych sylicyfikatów we frakcji żwirowej i piaskowej oraz wysoka zawartość glaukonitu, szczególnie we frakcji grubopłykowej i drobno-piaskowej ( $\phi = 0,01 + 0,1$  mm), przeciętnie znacznie wyższa od tejże utworów keloweju, albu i cenomanu oraz dolnego tortonu. Pozwala to na dalsze uściślenie paleogeografii paleogenu tego obszaru i przesunięcie granicy zasięgu transgresji dolnooligocenicznej podanej przez B. Arenia (1) bardziej na południe i południowo-zachód (ryc. 1). Zachodnia granica



Ryc. 3. Wykresy uziarnienia badanych próbek dolno-oligocenicznych osadów glaukonitowych w statce prawdopodobieństwa (numeracja odpowiada punktom występowania osadów glaukonitowych nr ryc. 1).

Fig. 3. Grain size diagrams of the Lower Oligocene glauconite deposits analysed in the probability net (the numeration corresponds to the occurrence points of the glauconite deposits shown in Fig. 1).



Ryc. 5. Wykresy termicznej analizy różnicowej frakcji ilowej dolnooligocenicznych osadów glaukonitowych (numeracja próbek wg ryc. 1).

Fig. 5. Diagrams of thermal-differential analysis of clay fraction of the Lower Oligocene glauconite deposits (numeration of samples according to Fig. 1)

transgresji dolnooligocenicznej sięgała na odcinku między Żębciem a Ostrowcem Świętokrzyskim przypuszczalnie do podnóża eoceńskiego (?) progu denudacyjnego, między utworami bajosu oraz wezulu i batonu.

Warunki sedimentacji dolnooligocenicznych osadów glaukonitowych są trudne do określenia. Znaczne zróżnicowanie granulometryczne tych utworów oraz zmienna zawartość glaukonitu zdaje się wskazywać na zróżnicowane warunki fizyko-chemiczne środowiska sedimentacji. Stosując empiryczno-statystyczną metodę synoptycznej analizy porównawczej krzywych uziarnienia H. Sindowskiego (21) oraz na podstawie rozpoznania i obliczenia statystycznych wskaźników uziarnienia (24), można stwierdzić, że badane próbki dolnooligocenicznych osadów glaukonitowych zbliżają się swym rozkładem uziarnienia do osadów morskich strefy litoralnej otwartego i (lub) częściowo odizolowanego basenu morskiego oraz częściowo do morskich i estuariowych osadów rezydualnych.

Badane krzywe odpowiadają swym kształtem średnio i słabo wysortowanym piaskom plażowym, słabo wysortowanym mułkom lub spokojnych wód otwartego szelfu i lagun oraz drobnoziarnistych osadów podmorskich płyczn strefy litoralnej (7, 21). Na diagramie „CM-Patterns” R. Passegi (1, 12) większość badanych próbek układa się w polu charakteryzującym osady typu „mudflows”, tj. osady, których transport odbywał się poprzez zawiesiny denne i toczenie, częściowo natomiast poprzez prądy o charakterze zawieszinowym.

Warunki energetyczne środowiska sedymentacyjnego były silnie zróżnicowane choć na ogół niskie. Przy średnich rozmiarach ziarn badanych utworów między 0,01 + 0,25 mm, według F. Hjulströma i in. (18), konieczne byłyby następujące czysto teoretyczne minimalne lub maksymalne prędkości wody: dla erozji od 30 ÷ 45 cm/sek do 50 ÷ 80 cm/sek; dla ruchu osadu dennego od 9 ÷ 12 cm/sek do 15 ÷ 22 cm/sek, a dla akumulacji poniżej 6 ÷ 7 cm/sek. Tego rzędu prędkości są zupełnie realne w strefie przybrzeżnej. Średnica ziarn pozwala również wyciągnąć pewne wnioski dotyczące nachylenia platformy akumulacyjnej. Jeśli przyjąć podane wyżej średnie rozmiary ziarn, to dla tych średnic można przyjąć za J. W. Johnsonem (4) i F. P. Shepardem (18) nachylenia platformy akumulacyjnej rzędu 0,5 ÷ 1,0°, maksymalnie do 3°. Silne zróżnicowanie uziarnienia badanych gruntów może być częściowo uwarunkowane deniwelacjami rzeźby dna strefy brzegowej i platformy akumulacyjnej (determinowanymi, np. eoceńskimi procesami krasowymi), a zróżnicowane wysortowaniem — zmiennymi prędkościami prądów.

Charakterystyczna dla badanych próbek dolno-oligocenijskich osadów glaukonitowych wysoka zawartość frakcji pyłowej i ilowej oraz wysoka zawartość glaukonitu są również cechami o wyraźnej wymowie genetycznej. Wysoka zawartość tych frakcji jest charakterystyczna dla sedymentacji w strefie pływów (= mediolitoralnej, intertidalnej — 25), a wysoka zawartość glaukonitu — dla niskoenergetycznych warunków częściowo odizolowanych basenów morskich — zatok i lagun (19).

Reasumując można przypuszczać, że sedymentacja dolnooligocenijskich osadów glaukonitowych odbywała się w środowisku częściowo odizolowanego basenu morskiego, w strefie mediolitoralnej (pływów). Platforma akumulacyjna o minimalnym nachyleniu generalnie zbliżona była prawdopodobnie do planu morfologii strefy pływów Morza Północnego (Watten-See).

Jeśli chodzi o genezę składu mineralnego oraz źródło materiału terygenicznego, to zagadnienia te omówił już szeroko J. Morawski (9, 10). Dla materiału terygenicznego frakcji żwirowej i grubopiaskowej autor ten przyjmuje, że może on pochodzić m. in. ze zniszczenia starszych formacji skał osadowych (lub ich rezydów wietrzeniowych) paleozoiku i mezozoiku Gór Świętokrzyskich. Przyjęcie tej hipotezy nie tłumaczy jednak faktu, że na Wyżynie Lubelskiej materiał terygeniczny jest ogólnie biorąc wyraźnie bardziej gruboziarnisty i lepiej wysortowany, niż na rozpatrywanym obszarze, leżącym 20 do 50 km bliżej obszaru alimentacyjnego. Wydaje się, że obszar świętokrzyski mógł być obszarem alimentacyjnym jedynie dla kwarcu terygenicznego frakcji średnio i drobniopiaskowej oraz pyłowej osadów glaukonitowych badanego terenu; źródłem mogły tu być przede wszystkim paleogenejskie (eocenejskie) pokrywy wietrzeniowe utworów wezulu, batonu i keloweju i być może również starszych utworów.

Jeśli chodzi o glaukonit, to zagadnienie jego genezy najlepiej tłumaczy teoria K. Smulikowskiego (22, 23) (patrz również — 9, 10). Źródłem żelaza ewentualnie glinu — potrzebnych w procesie glaukonityzacji nie musiały jednak być jedynie ilaste syderyty retyko-iliasu Gór Świętokrzyskich, czy inne skały osadowe zawierające żelazo (np. utwory wezulu, keloweju), jak to sugeruje W. Pawlica (13) i J. Morawski

(9, 10). Wydaje się, że wystarczających ilości żelaza i glinu mogły dostarczyć eocenejskie, ferrytowe i ferro-żelazne (laterytowe) pokrywy wietrzeniowe rozwinięte na skałach osadowych mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, szczególnie na wychodniach utworów wezulu, batonu i keloweju oraz jury górnej (6, 14, 16, 17). Pokrywy te mogły również stanowić źródło dużej ilości krzemionki, koniecznej w procesie glaukonityzacji. Zmiana pH środowiska w kwaśnego w pokrywach laterytowych na zasadowe w środowisku morskim, musiała wywołać transformację i degradację pierwotnych minerałów ilowych (głównie kaolinitu i illitu) w bardziej stabilne w warunkach morskich minerały ilowe z grupy illitu i montmorillonitu (8). Równolegle obok siebie mogły więc przebiegać dwa procesy glaukonityzacji:

- 1° — bezpośrednia transformacja pierwotnych minerałów ilowych pokryw wietrzeniowych w środowisku morskim drogą resylicyfikacji i absorpcji żelaza i potasu z wody morskiej,
- 2° — glaukonityzacja drogą wiązania żelaza i absorpcji potasu z wody morskiej przez żele krzemionkowe, a następnie koagulację tych żelów pod wpływem elektrolitycznego działania wody morskiej zgodnie z teorią K. Smulikowskiego (22).

Ten ostatni proces ułatwiony był dzięki wysokiej zawartości krzemionki w wodzie morskiej.

#### LITERATURA

1. Areń B. — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Trzeciorzęd, z. 11, IG, Warszawa 1957.
2. Czarnocki B. — Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych na arkuszu Opatów. Dokum. geogr. 3, Inst. Geogr. PAN, Warszawa 1957.
3. Hjulström F. — Transportation of detritus by running water, In: P. D. Trask (Editor), Recent Marine Sediments, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Tulsa, 1948.
4. Johnson J. W. — Dynamics — of nearshore sediment movement, Am. Assoc. Petrol. Geologists, Bull. 1956, vol. 40.
5. Kowalski W. C. — Utwory ablu z Maziaraki pod Ćmielowem, Acta geol. pol., 1959, vol. IX, z. 3.
6. Liszkowski J. — Inżyniersko-geologiczna charakterystyka rozwoju krasu na tle litologii utworów górnopaleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska (maszynopis), Warszawa 1966.
7. Mabesoone J. M. — Origin and age of Sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brasil). J. of Sedim. Petrology, 1964, Vol. 34, nr 4.
8. Millot G. — Géologie des argiles. Masson Cie. Paris 1964.
9. Morawski J. — Z zagadnień sedymentacji i rzeźby trzeciorzędu środkowej i północnej Lubelszczyzny. Ann. Univ. MC-S, sect. B, vol. XII, Lublin 1959.
10. Morawski J. — Charakterystyka piasków strefy litoralnej morza dolnooligocenijskiego na Lubelszczyźnie. Prz. geol. 1960, nr 12.
11. Passaga R. — Texture as characteristic of clastic deposition. Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull., 1957, V. 42, nr 9.
12. Passaga R. — Grain size representation by CM-Patterns as a geological tool. Sedim. Petrology, 1964, Vol. 34, nr 4.
13. Pawlica W. — Maste rudy żelazne ze Starchowic. Spraw. PIG 1920, t. I, z. 1.
14. Pożaryski W. — Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpłocie Gór Świętokrzyskich. Błul. PIG, nr 75, 1951.
15. Radłowska C. — Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Prace geogr. 38, Inst. Geogr. PAN, 1963.

16. Różycki S. Z. — Guide Book of Excursion. From the Baltic to the Tatras. Part 2, vol. 1. Middle Poland. VI Congress INQUA, 1961.
17. Samsonowicz J. — Objaśnienia arkusza Opatów, PIG. Warszawa 1934.
18. Shepard F. P. — Submarine Geology, Harper a. Row Publ. New York — Ewanston — London, 1963.
19. Shvetzov M. S. — Near-shore and shallow water deposits of aptian and albian age in the Moscow Region. Deltaic and Shallow Marine Deposits, Proc. of the 6-th Int. Sedim. Congr. Netherlands and Belgium 1963. Developments in Sedimentology, vol. 1, Elsevier Publ. Company, Amsterdam-London-New York, 1964.

#### SUMMARY

The article presents some new data on the distribution of the Tertiary glauconite deposits found to occur within the Mesozoic north-eastern marginal zone of the Świętokrzyskie Mountains. A comparison of the grain size curves of these deposits and of their petrographical features with the Callovian, Albian and Cenomanian glauconite deposits of the area in study, and the Upper Lower Oligocene and Lower Tortonian glauconite deposits of the western part of the Luolin Upland, allowed the author to determine their age as Lower Oligocene or Upper Eocene.

It may be ascertained on the basis of genetical interpretation of grain size curves and of glauconite contents in the deposits considered that the sedimentation of the Lower Oligocene glauconite deposits has taken place in an environment of a partly isolated marine basin, within a mediolittoral zone similar to the morphological plan of the tide zone of the North Sea (Watten-See). Moreover, in the light of a new conception, the origin of terrigenous material is discussed, and the problem of glauconitization of these deposits is considered.

20. Siemiradzki J. — Geologia Ziemi Polskiej, t. 1 Formacje starsze do jurajskiej włącznie. Wyd. 2, Lwów, 1922.
21. Sindowski H. — Die synoptische Methode des Korankurven-Vergleiches zur Austeutung fossiler Sedimentationsräume. Geol. Jb., 1958, t. 73.
22. Smulikowski K. — O glaukonitach. Kosmos, t. 49, Lwów, 1924.
23. Smulikowski K. — Rozważania na temat glaukonitu. Prz. geol. 1953, nr 2.
24. Stochlak J. — Statystyczne wskaźniki uzarnienia gruntów sypkich. Prz. geol. 1968, nr 3.
25. Straaten van L. M. J. U., Kuenen Ph. H. — Tidal action as a cause of clay accumulation, J. Sedim. Petrology, 1958, vol. 28, nr 3.

#### РЕЗЮМЕ

В статье приводятся новые данные о распространении третичных глауконитовых отложений в северо-восточном мезозойском обрамлении Свентокшиских гор. На основании сравнения гранулометрических кривых и петрографического состава этих пород с глауконитовыми отложениями келловей, альба и сеномана на исследованной площади и с отложениями веросного эоцена, нижнего олигоцена и нижнего тортона западной части Люблинской возвышенности был определен нижнеолигоценовый или верхнеоценовый возраст рассматриваемых пород.

Как показала генетическая интерпретация гранулометрических кривых и содержания глауконита, осадконакопление нижнеолигоценовых глауконитовых отложений происходило в условиях частично изолированного морского бассейна, в медиолиторальной зоне, характеризующейся морфологией сходной с зоной ваттов Северного моря. В статье рассматривается также вопрос о происхождении терригенного материала и дается новое объяснение глауконитизации отложений.