

Leszek KOSZARSKI, Wiesław NOWAK, Kazimierz ŻYTKO

W sprawie wieku warstw godulskich

WSTĘP

W profilu stratygraficznym fliszu serii śląskiej Karpat Zachodnich najsilniej rozwiniętym ogniwem są warstwy godulskie, których miąższość na obszarze Beskidu Śląskiego i zachodniej części Beskidu Małego przekracza miejscami 2000 m. Równocześnie jednak wiek tego potężnego zespołu osadów jest jak dotychczas najslabiej udokumentowany pod względem faunistycznym w porównaniu z innymi ogniwami serii śląskiej. Z tego względu wiek warstw godulskich nie został dotychczas określony w sposób nie budzący wątpliwości.

W ostatnich latach autorzy tego opracowania uzyskali szereg nowych danych (między innymi stwierdzono nowe stanowiska z fauną), rzucających nieco światła na zagadnienie zasięgu wiekowego tych warstw. Krótkie zestawienie tych nowych materiałów będzie treścią niniejszego wstępnego opracowania, mającego charakter tymczasowego komunikatu¹.

Na wstępie kilka uwag poświęcić należy samemu pojęciu warstw godulskich, ponieważ nazwa „warstwy godulskie“ bywa w literaturze stosowana w różnym znaczeniu.

W pierwotnym ujęciu L. Hoheneggera (1861) warstwy godulskie (ściślej „piaskowiec godulski“) obejmowały serię osadów o ogromnej miąższości, z której zbudowany jest Beskid Śląski, Beskid Mały i Beskid Jabłonkowski. Nazwą tą określił więc Hohenegger wszystkie utwory leżące powyżej warstw wierzowskich, a poniżej łupków istebniańskich dolnych w dzisiejszym ujęciu. Później C. M. Paul i E. Tietze (1877) wyróżnili osobno najniższą część tej serii jako warstwy lgockie („*Elgother Schichten*“), a następnie V. Uhlig (in: A. Liebus, 1902) włączył górną część „piaskowca godulskiego“ L. Hoheneggera do warstw istebniańskich jako dolny ich oddział. Ponieważ granice zwężonego w ten sposób w swym zasięgu pionowym „piaskowca godulskiego“ zostały jednak niezbyt ściśle określone, było to przyczyną wielu omyłek w latach późniejszych. Zwłaszcza dolną część warstw godulskich różni autorzy zaliczali niejednokrotnie do warstw lgockich.

¹ Nowe dane z arkusza Biała-Bielsko pochodzą od W. Nowaka, z arkuszy Pilzno i Sanok oraz z okolicy Węglówki-Domaradza od L. Koszarskiego, a z arkusza Żywiec od K. Żytki. Obserwacje z innych obszarów zebrali autorzy wspólnie.

Granice warstw godulskich zostały ostatecznie sprecyzowane dopiero w pracy trzech autorów o Karpatach Śląskich (J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz, 1937). W pracy tej nazwą „warstw godulskich“ objęto serię piaskowców glaukonitowych i łupków szarozielonych, leżącą powyżej rogowców mikuszowickich (= górnych warstw lgockich), a poniżej pierwszego stałego poziomu dolnych piaskowców istebniańskich. Gruba ta seria została rozdzielona, najpierw² we wschodniej części Beskidu Małego na arkuszu Wadowice³ (M. Książkiewicz, 1933), następnie w Beskidzie Śląskim (J. Burtan, 1936; J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz, 1937) oraz w zachodniej części Beskidu Małego (K. Konior, 1938) na trzy główne ogniwa: dolne, środkowe i górne, przy czym w obrębie dolnego i górnego ogniwa wydzielono miejscami osobno wkładki zlepieńców i piaskowców gruboławicowych.

Rozprzestrzenienie warstw godulskich ograniczone jest tylko do wewnętrznej i częściowo centralnej części płaszczowiny śląskiej. Dawniejsi autorzy przyjmowali, iż zasięg ich w kierunku wschodnim nie przekracza okolic Kalwarii Zebrzydowskiej. Nowsze badania przeprowadzone przez F. Biedę, J. Burtanównę, K. Skoczylas-Ciszewską, M. Książkiewicza, S. Sokołowskiego, H. Świdzińskiego (vide M. Książkiewicz, 1951a, 1953; H. Świdziński, 1953) wykazały, że rozprzestrzenienie warstw godulskich sięga aż po pasmo Liwocza. Ostatnio warstwy te zostały stwierdzone jeszcze dalej na wschodzie — w okolicach Węglówki⁴ oraz w fałdzie Bóbrki (A. Tokarski, 1957).

W spągu warstw godulskich występuje prawie wszędzie (z wyjątkiem obszaru Beskidu Śląskiego) cienki kompleks pstrych łupków, który stwierdzony został najpierw na Morawach (V. Uhlig, 1888; H. Beck, 1911; B. Zahálka, 1927) a następnie w polskiej części Karpat Zachodnich (J. Burtanówna, 1933; J. Burtanówna, M. Książkiewicz, S. Sokołowski, 1933; M. Książkiewicz, 1933), gdzie zaobserwowano także wkłady pstrych łupków w wyższych ogniwach warstw godulskich. Stwierdzenie tych faktów dało podstawę do przyjęcia poglądu, że w bardziej zewnętrznych strefach płaszczowiny śląskiej warstwy godulskie są częściowo (M. Książkiewicz, 1933) lub nawet całkowicie (M. Książkiewicz, 1936) zastąpione facjalnie przez pstre łupki „środkowokredowe“. W ten sposób wyróżnione zostały w Zachodnich Karpatach trzy typy rozwoju facjalnego kredy śląskiej (M. Książkiewicz, 1939): 1) śląski (*sensu stricto*) — o pełnym rozwoju warstw godulskich, 2) lanckoroński, w którym silnie zredukowane warstwy godulskie zająbiają się facjalnie z pstryimi łupkami, 3) wielicki, w którym warstwy godulskie są całkowicie zastąpione przez pstre łupki.

Szczegółowe zdjęcia wykonane w Karpatach przez różnych autorów w ciągu ostatnich trzydziestu lat wykazały, że facja pstrych łupków ma duże rozprzestrzenienie w płaszczowinie śląskiej, zarówno na terenie

² Próby podziału warstw godulskich na dwa oddziały przeprowadził już wcześniej na Morawach H. Beck (1911), podział ten jednak nie przyjęł się.

³ Wszystkie nazwy arkuszy cytowane w tej pracy odnoszą się do dawniejszego cięcia map 1 : 100 000.

⁴ Stwierdzono je w czasie wycieczki odbytej w sierpniu 1954 r., w której uczestniczyli prof. dr M. Książkiewicz, mgr W. Sikora oraz autorzy tego komunikatu.

Karpat Zachodnich, jak i w większym jeszcze stopniu na obszarze Karpat Środkowych⁵.

Pstre łupki stwierdzono również w płaszczynie skolskiej w stropie górnych łupków spaskich⁶, w Karpatach Czarnohorsko-Bukowińskich ponad tzw. II serią szypocką odpowiadającą warstwom Igockim oraz we fliszu Wienerwaldu⁷.

Wszyscy autorzy wypowiadają się zgodnie, że pstre łupki w wymienionych czterech obszarach odpowiadają sobie wiekowo (J. Burtanówna, M. Książkiewicz, S. Sokołowski, 1933; K. Skoczylas-Ciszewska, M. Książkiewicz, 1937; Z. Sujkowski, 1938; H. Świdziński, 1947; B. Kokoszyńska, 1949; M. Książkiewicz, 1951a, 1956a).

Należy jeszcze dodać, że pstre łupki w tej samej pozycji stwierdzone zostały ostatnio także w płaszczynie podśląskiej ponad warstwami geozowymi⁸ oraz w płaszczynie magurskiej jako najstarsze znane jej ogniwo⁹.

W roku 1947 H. Świdziński wprowadził pojęcie „serii godulskiej“. Nazwą tą objął on nie tylko właściwe warstwy godulskie ale także odpowiadające im wiekowo pstre łupki, które ze względu na swe ogromne rozprzestrzenienie uznał za główny, najbardziej charakterystyczny i stały składnik tej serii. Zdaniem tego autora „takie ujęcie warstw godulskich jest zgodne z podstawową zasadą stratygrafii karpackiej, w myśl której utwory ilasto łupkowe są zwykle elementem bardziej stałym i jednolitym niż piaskowce, będące składnikami nietrwałymi i zmiennymi“ (H. Świdziński, 1947, str. 18).

Niemal wszyscy geolodzy pracujący następnie w Karpatach Środkowych w obrębie serii śląskiej używają terminu „pstre łupki godulskie“ lub częściej — wprost „warstwy godulskie“, nawet w tym wypadku, gdy omawiane ogniwo wykształcone jest wyłącznie w facji pstrych łupków.

W niniejszej pracy, celem uniknięcia nieporozumień, nazwę „w a r s t w g o d u l s k i c h“ zachowujemy tylko dla facji właściwych warstw go-

⁵ W Karpatach Zachodnich stwierdzono pstre łupki na arkuszu Wieliczka (J. Burtanówna 1933, oraz obserwacje niepublikowane) na arkuszu Bochnia (K. Skoczylas-Ciszewska 1952 oraz obserw. niepubl.) na arkuszu Wadowice (M. Książkiewicz, 1933—1956) i na arkuszu Biała-Bielsko (W. Nowak, 1956—1957); w Karpatach Środkowych na arkuszu Pilzno (F. Bieda obserw. niepubl. i H. Świdziński 1947, 1953 — w części południowej arkusza, oraz J. Wdowiarsz 1951 i H. Teisseyre obserw. niepubl. w części północnej), na arkuszu Strzyżów (H. Teisseyre obserw. niepubl., H. Świdziński 1947, 1953, J. Obtulowicz obserw. niepubl., F. Szymakowska obserw. niepubl.), w okolicach Węglówki i Domaradza (S. Jaskólski 1932, J. Obtulowicz 1933, 1936, H. Świdziński 1947, 1953, H. Teisseyre 1947), w fałdzie Grabownicy (J. Obtulowicz 1945 i S. Wdowiarsz 1953 — w części zachodniej oraz L. Koszarski 1956 — w części wschodniej fałdu), w fałdzie Turzego Pola (S. Wdowiarsz obserw. niepubl., J. Zieliński 1952), w okolicach Baligrodu (A. Ślaczka, 1956) oraz w niektórych wierceniach obszaru krośnieńsko-sanockiego.

⁶ W okolicy Dobromila (M. Styrnałówna, 1925), Rybnika (M. Styrnałówna, H. de Cizancourt, 1925), Kropiwnika (M. Styrnał — de Cizancourt, H. de Cizancourt, 1927), w kilku profilach w Karpatach Starosamborskich (B. Kokoszyńska, 1949) oraz w okolicach Tarnowa (J. Wdowiarsz, 1951 i H. Świdziński, 1947).

⁷ A. Matejka, L. Zelenka, 1932, K. Skoczylas-Ciszewska, M. Książkiewicz, 1937; Z. Sujkowski, 1936, 1938, H. Świdziński, 1947.

⁸ Na arkuszu Wadowice (M. Książkiewicz, 1956d), na terenie Węglówki (S. Wdowiarsz, 1953), (F. Huss, 1957), u czoła fałdu Grabownicy (L. Koszarski, 1956), na arkuszu Pilzno (L. Koszarski obserw. niepubl.) oraz na arkuszu Biała-Bielsko (W. Nowak, 1956 oraz obserw. niepubl.).

⁹ Na arkuszu żywiec (W. Sikora, K. Żytko, 1956) i Gorlice (W. Sikora, 1957).

dulskich, tj. serii złożonej z szarozielonawych łupków i piaskowców glaukonitowych. Jeśli natomiast chodzi o pstre łupki, to wydaje się, że zarówno nazwa „pstre łupki środkowokredowe“ jak i „pstre łupki godulskie“ (a tym bardziej „warstwy godulskie“), jest dla nich nieodpowiednia, gdyż łupki te, jak zobaczymy z dalszej części tekstu, reprezentują głównie kredę górną, a ponadto w niektórych obszarach, gdzie są najsilniej rozwinięte, stanowią ekwiwalent wiekowy nie tylko właściwych warstw godulskich, ale także, częściowo przynajmniej — warstw istebniańskich. Ze względu jednak na pewną tradycję zachowujemy nazwę „pstrych łupków godulskich“. Termin ten będziemy stosować zarówno w tych wypadkach, gdy pstre łupki zastępują całe warstwy godulskie, jak i wtedy gdy zastępują je tylko częściowo.

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA WIEK WARSTW GODULSKICH

Warstwy godulskie dostarczyły, jak dotychczas, niezmiernie ubogiej fauny, stąd też ustalenie ich wieku od dawna napotykało na duże trudności. Oprócz kilku nieoznaczalnych odcisków amonitów i ułamków inoceramów (L. Hohenegger, 1861; A. Liebus, 1902; J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz, 1937; K. Konior, 1938), z warstw tych znany jest tylko jeden egzemplarz amonita, znaleziony przez L. Hoheneggera (1861) w luźnym fragmencie piaskowca w korycie potoku w Brennej na Śląsku Cieszyńskim. Forma ta oznaczona została jako *Desmoceras* aff. *dupinianum* d'Orb. (A. Liebus, 1902). Ponieważ wskazuje ona na alb, przeto wszyscy dawniejsi autorzy przypisywali warstwom godulskim wiek albski¹⁰. Dopiero J. Nowak (1927) ograniczył ich zasięg wiekowy do górnego albu, przyjmując równocześnie na okres dolnego albu osadzenie się warstw lgockich, a na cenoman — lukę stratygraficzną. W kilka lat później J. Burtanówna (1933) i M. Książkiewicz (1933) przyjęli dla warstw godulskich wiek górnego albu i częściowo cenomanu, w późniejszych zaś pracach podali, że warstwy te reprezentują górny alb i cały cenoman (J. Burtan, 1936; J. Burtanówna, K. Konior, M. Książkiewicz, 1937), ponieważ wskazuje na to ich duża miąższość i obecność przejść stratygraficznych do warstw istebniańskich dolnych zaliczanych do turonu i senonu. Pogląd ten został przyjęty we wszystkich późniejszych syntetycznych zestawieniach stratygrafii kredy fliszowej (H. Świdziński, 1947; M. Książkiewicz, 1951a, 1951b, 1953).

Pstre łupki godulskie nie dostarczyły dotąd żadnej fauny, oprócz radiolarii i ubogich zespołów otwornic aglutynujących o niesprecyzowanym na razie znaczeniu stratygraficznym. Jedynie ostatnio E. Hanzlikova (in: E. Hanzlikova, A. Matejka, Z. Roth, F. Chmelik, 1954) podaje wiadomość o znalezieniu w nich na Morawach form z rodzaju *Ticinella*, co zdaniem wspomnianej autorki wskazuje na albski wiek pstrych łupków.

Ponieważ pstre łupki są odpowiednikiem wiekowym warstw godulskich, rozwiniętym w odmiennej facji, uważa się więc, że mają one ten

¹⁰ Jedynie W. Szajnocha (1923, 1927) przyjmował dla warstw godulskich wiek cenomański, turonański i dolnosenoński. Pogląd ten nie zyskał jednak aprobaty do ostatnich czasów.

sam zasięg wiekowy co warstwy godulskie, tj. górny alb-cenoman¹¹, (M. Książkiewicz, 1951a, 1951b, 1953). Takie ujęcie wiekowe pstrych łupków było dotychczas powszechnie przyjęte przez wielu autorów; nieco odmienny pogląd reprezentują tylko J. Czernikowski (1949a, 1949b) oraz S. Wdowiarz (1953).

Pierwszy z wymienionych autorów zaliczył pstre łupki godulskie występujące w jednostce czarnorzeckiej (= śląskiej) w okolicy Węglówki do górnego albu — górnego turoonu, na podstawie porównania mikrofauny tych łupków z mikrofauną margli węglowieckich, którym przypisał ten sam wiek. Wprawdzie wyniki badań mikrofaunistycznych J. Czernikowskiego (op. cit.) spotykały się ze słuszną krytyką w późniejszych autorów (M. Książkiewicz, 1950; F. Huss, 1957) — ze względu na błędną interpretację zasięgu wiekowego niektórych gatunków otwornic — niemniej należy zaznaczyć, iż jest on pierwszym, który zwrócił uwagę na możliwość również turońskiego wieku pstrych łupków godulskich (J. Czernikowski — op. cit.).

S. Wdowiarz (1953) na obszarze zachodniej części fałdu Grabownicy włączył pstre łupki godulskie do cenomanu. Jednakże seria pstra, którą określił jako „warstwy godulskie“ obejmuje, jak wykazały ostatnie badania (L. Koszarski, 1956), oprócz właściwych pstrych łupków godulskich, także kompleks pstrych margli węglowieckich z mikrofauną górnego senonu (J. Liszkowa 1956), stanowi więc ona odpowiednik nie tylko warstw godulskich, ale także istebniańskich dolnych.

W ostatnich latach wysuwane są sugestie, że wiek warstw godulskich i pstrych łupków może być nieco młodszy od dotychczas przyjmowanego. M. Książkiewicz w ostatnich pracach wyraził przypuszczenie, że warstwy godulskie mogą obejmować oprócz górnego albu-cenomanu także i turoon (M. Książkiewicz, 1956a, 1956c). F. Huss (1957) zaliczyła na podstawie badań mikropaleontologicznych zielone i czerwone łupki występujące w jednostce Węglówki (= podśląskiej) ponad „piaskowcem węglowieckim“, a pod marglami węglowieckimi do najwyższego albu (op. cit., tabl. I, II), cenomanu i turoonu i ten sam wiek przyjęła także dla pstrych łupków godulskich płaszczowiny śląskiej, na południe od Węglówki. Również w tym samym okresie autorzy niniejszego opracowania na podstawie nowych materiałów uzyskanych w czasie prac terenowych w r. 1954¹², doszli do wniosku, że warstwy godulskie i związane z nimi pstre łupki obejmują prawdopodobnie cenoman, turoon i dolny senon. Pogląd ten został następnie przez autorów przedstawiony w referatach na Sesji Naukowej Kärpackiej Stacji I.G. w maju 1956 r. i opublikowany w streszczeniach tych refe-

¹¹ Dotyczy to tylko takich profilów, w których pstre łupki są silnie rozwinięte i zastępują całe warstwy godulskie. Natomiast w przypadku, jeżeli pstre łupki tworzą wkładki wśród warstw godulskich lub w ich spągu, uważa się, że wiek ich obejmuje tylko pewien wycinek podanego interwału czasowego. Tak np. w Beskidzie Małym, gdzie łupki pstre występują w formie cienkiej wkładki pomiędzy warstwami lgockimi a grubą serią warstw godulskich dolnych, przypuszcza się, że reprezentują one tylko pewne poziomy albu (M. Książkiewicz, 1951a, 1953). Podobny wiek podawany jest również dla pstrych łupków w płaszczowinie skolskiej, gdzie tworzą one cienki horyzont pomiędzy czarnymi łupkami spaskimi a marglami krzemionkowymi, zaliczanymi do albu (B. Kokoszyńska, 1949).

¹² Prowadzonych na obszarze fałdu Grabownicy, w okolicach Węglówki—Domaradza, na arkuszu Biała-Bielsko i na arkuszu Żywiec.

ratów (L. Koszarski, 1956, str. 462; W. Nowak, 1956, str. 460; W. Sikora, K. Żytko, 1956; str. 470).

W wyniku dalszej współpracy autorów w latach 1956—1957 — zwłaszcza dzięki zebraniu obserwacji z większego obszaru, możliwe było przygotowanie wspólnych referatów specjalnie poświęconych zagadnieniu wieku warstw godulskich i pstrych łupków¹³. W referatach tych autorzy w całej rozciągłości podtrzymali swój pogląd o cenomańsko-dolnosenońskim wieku warstw godulskich opublikowany w 1956 r., podając równocześnie szereg nowych argumentów paleontologicznych na jego potwierdzenie. Ten sam wiek przyjął następnie, w nawiązaniu do wspólnych wyników, jeden z autorów tego komunikatu (W. Nowak, 1957), dla pełnego profilu warstw godulskich w serii śląskiej dorzecza Wielkiej Puszczy (Beskid Mały); z profilu tego pochodzą pierwsze stanowiska globotruncan (ex gr. *lapparenti*) stwierdzone w warstwach godulskich.

ZAGADNIENIE DOLNEJ GRANICY WARSTW GODULSKICH I PSTRYCH ŁUPKÓW GODULSKICH

Dla ustalenia wieku warstw godulskich i pstrych łupków, decydujące znaczenie mają przede wszystkim nowe fauny, znalezione w ostatnich latach w obrębie tych serii lub w warstwach bezpośrednio od nich starszych. Część tych stanowisk została stwierdzona w pobliżu dolnej granicy warstw godulskich lub pstrych łupków (zarówno powyżej, jak i poniżej tej granicy), ale w różnych obszarach i w różnych jednostkach tektoniczno-facjalnych. W związku z tym należałoby ustalić, czy granica pomiędzy pstrymi łupkami (i warstwami godulskimi), a warstwami lgocikimi i gezowymi jest granicą stałą, czy też zajmuje zmienne położenie w tabeli stratygraficznej, gdyż dotychczas, jak wynika z literatury, kwestia ta nie została definitywnie rozstrzygnięta.

Jak wynika z ostatnich obserwacji autorów, na pograniczu warstw lgocikich i gezowych (a także spaskich) z nadległą serią pstrych łupków godulskich lub warstw godulskich, występuje kilka bardzo charakterystycznych horyzontów litologicznych, które mogą posłużyć jako doskonałe wskaźniki korelacyjne. Z górnej części warstw lgocikich i gezowych wymienić należy rogowce spongiolitowe, niektóre charakterystyczne odmiany gez i piaskowców, ciemne i ciemnoszarzielonawe łupki, piaszczyste margle krzemionkowe ze spikulami i otwornicami (I margle krzemionkowe), wreszcie granatowoczarne, bitumiczne łupki „manganowe” z nalotami aluminowymi i drobnymi kongrecjami rud manganu, występujące w serym nowym warstw lgocikich, gezowych i spaskich. W najniższej części pstrych łupków godulskich charakterystyczny horyzont tworzą zielone, żółtawo wietrzące łupki ilaste, w dolnej części zwykle twarde i częściowo skrzemieniałe, które, ze względu na częste występowanie w nich licznych radiolarii, nazywać będziemy „zielonymi łupkami radiolario wymi”. W łupkach tych występują dodatkowe wskaźniki korelacyjne: jaspisy radiolarytowe, margle krzemionkowe

¹³ L. Koszarski, W. Nowak, K. Żytko: 1) „W sprawie wieku warstw godulskich i istebniańskich” (referat wygłoszony w dniu 30.IV.1957 r. na posiedzeniu Karpackiej Stacji Terenowej I. G. w Krakowie); 2) „Uwagi w sprawie wieku warstw godulskich” (referat wygłoszony w dniu 2.XII.1957 r. na posiedzeniu PTG w Krakowie).

(II margle krzemionkowe), bardziej miękkie margle kremowozielona we i kremowoszare (przypominające nieco wyglądem margle globigerinowe podmenilitowe) oraz drobne konkracje rud manganowych.

Powyżej całego tego zespołu korelacyjnego leżą zwykle normalne czerwone łupki godulskie, niekiedy zaś wprost margle krzemionkowe serii skolskiej (III margle krzemionkowe), lub twarde margle typu Jastrzębiejwsi (M. Książkiewicz, 1950, 1951b), lub wreszcie właściwe warstwy godulskie (np. w szeregu profili w Beskidzie Małym). Wyjątkowo brakuje wymienionych korelatorów w spagu warstw godulskich w Beskidzie Śląskim, ale brak ten jest zapewne wywołany, przynajmniej częściowo, erozją podmorską (patrz str. 136).

Część wymienionych elementów litologicznych znana była lokalnie już wcześniej niektórym geologom, nie podkreślano jednak ich znaczenia korelacyjnego. Wyjątek stanowią rogowce spongiolitowe, a zwłaszcza radiolaryty, odkryte w Karpatach Wschodnich przez Z. Sujkowskiego i S. Z. Różyckiego (1930), a w Karpatach Zachodnich przez J. Burtanównę, M. Książkiewicza i S. Sokołowskiego (1933). Wielkie ich rozprzestrzenienie w Karpatach było wielokrotnie podkreślane (K. Skoczył-Ciszewska, M. Książkiewicz, 1937; Z. Sujkowski, 1938; H. Świdziński, 1947; B. Kokoszyńska, 1949; M. Książkiewicz, 1951a, 1951b, 1956a). Pełny zespół wymienionych horyzontów korelacyjnych został ostatnio wyróżniony najpierw w serii śląskiej i podśląskiej między Węglówką a Sanokiem¹⁴, następnie na arkuszach Pilzno i Biała-Bielsko oraz w niektórych innych obszarach. Obecność tych składników w seriach śląskiej, podśląskiej i skolskiej, zarówno na obszarze Karpat Zachodnich jak i Środkowych, jest, jak się wydaje, decydującym argumentem przemawiającym za stałością granicy pomiędzy warstwami lgockimi, spaskimi i gezowymi a pstrykami łupkami godulskimi.

WIEK WARSTW GODULSKICH DOLNYCH

Obecnie rozpatrzmy nowe materiały paleontologiczne, które mogą posłużyć do określenia wieku warstw godulskich i pstrych łupków godulskich.

W górnej części warstw gezowych górnych jednostki podśląskiej w Beštwinie na arkuszu Biała-Bielsko stwierdzono faunę cenomanu (W. Nowak, 1956). W próbkach pobranych z wkładek łupkowych występujących w tych warstwach wyszlamowane zostało, oprócz licznych spikul gąbek i niewielkiej ilości otwornic aglutynujących, kilka okazów globotruncan, z których jeden oznaczony został przez prof. M. Książkiewicza jako *Rotalipora cf. cushmani* (Morrov)¹⁵.

¹⁴ Krótki opis litologiczny wszystkich składników tego zespołu podany został w pracy jednego z autorów (L.K.) pt.: „Stratygrafia serii śląskiej i podśląskiej na północ od Grabownicy, Sanoka i Leska“, (w przygotowaniu, Biuletyn I.G.).

¹⁵ Poprzednio formy te zostały oznaczone jako *Rotalipora apenninica* (Renz) (J. Liszkowa, 1956), co nie jest dziwne, gdyż różnice między tymi gatunkami są bardzo subtelne.

Należy też wspomnieć, że również w serii rogowców mikuszowickich (= górne warstwy lgockie na terenie Czańca Małego, w szlifie mikroskopowym, wykonanym z ławicy marglu

Ponieważ jak poprzednio zaznaczono, górne granice warstw lgockich i gezowych odpowiadają sobie wiekowo, należałoby przyjąć, że obie te facje w swej najwyższej części przechodzą do dolnego cenomanu, gdyż powszechnie przyjmuje się, że *R. cushmani* nie schodzi poniżej tego piętra (J. Sigal, 1952; F. Dalbiez, 1955). Tym samym trzeba by wykluczyć przyjmowaną dotąd obecność albu w warstwach godulskich i w zastępujących je pstrych łupkach, na co zresztą wskazują także fauny stwierdzone w dolnej części tych ogniów.

W Łękawce na północ od Tuchowa (arkusz Pilzno), w próbce pobranej z kremowo-szaro-zielonawych margli, które tworzą wkładki wśród zielonych łupków radiolariowych, stwierdzono oprócz licznych radiolarij trzy okazy *Globotruncana stephani* Gandolfi¹⁶ oraz kilka innych gatunków otwornic.

Stanowisko to znajduje się w dolnej części poziomu zielonych łupków radiolariowych, w odległości prawie 2 m ponad kilkudziesięciocentymetrową warstwą łupków „manganowych“, występującą w stropie grubego kompleksu gez, piaskowców i rogowców spongiolitowych. Powyżej punktu pobrania wspomnianej próbki występuje wśród zielonych łupków dwucentymetrowa ławiczka radiolarytu.

Globotruncana stephani występuje w cenomanie i turonie dolnym, przy czym maksimum jej występowania przypada na pogranicze cenomanu i turonu (H. Hagn, W. Zeil, 1954; M. Książkiewicz, 1956b).

Kilka globotruncan stwierdzono też w zielonych łupkach na obszarze arkusza Biała-Bielsko w profilu Targanic (seria śląska Beskidu Małego) i w profilu Czańca Małego (seria podśląska). W obydwu wypadkach globotrunkany stwierdzone zostały w szlifach mikroskopowych z margli krzemionkowych, występujących w spągu zielonych łupków z radiolarytami, a bezpośrednio ponad łupkami manganowymi stropu warstw lgockich i gezowych. Ponieważ nie były to przekroje osiowe skorupek, trudno więc te globotrunkany zidentyfikować gatunkowo.

Mikrofauna cenomanu została ostatnio opisana z jednostki podśląskiej w Węglówce (F. Huss, 1957) z „zielonych ilów bezwapiennych“ leżących ponad „piaskowcem węglowieckim“¹⁷ a pod czerwonymi łupkami ilastymi, podścielającymi pstre margle węglowieckie. Z ostatnio przeprowadzonych w tym obszarze badań porównawczych wynika, że te zielone łupki, znane już H. Teisseyre'owi (1947), reprezentują niewątpliwie wymieniony poprzednio horyzont korelacyjny najniższej części pstrych łupków godulskich, rozprzestrzeniony szeroko w całych Karpatach. W związku z tym szerszego znaczenia nabiera mikrofauna z tych łupków z wierceń „D₁“ i „E₁“ podana przez F. Huss (1957). Spośród szeregu gatunków otwornic, jakie tu zostały stwierdzone, znaczenie stratygraficzne

krzemionkowego, występującej tuż poniżej stropu warstw lgockich, stwierdzono przekrój przypominający zarysem rotalporę. Fragmentarycznie przekroje globotruncan stwierdzono też w płytkach cienkich, sporządzonych z margli krzemionkowych, występujących w obrębie najwyższej partii górnych warstw gezowych w Trepczy koło Sanoka (fałd Grabownicy — jednostka śląska).

¹⁶ Oznaczone przez prof. dr M. Książkiewicza i mgr J. Liszkową.

¹⁷ Według M. Książkiewicza (1950) górna część tego piaskowca może być określona jako warstwy gezowe górne.

mają zdaniem autorki: *Trocholina elevata* Paal z ow, *Trocholina lenticularis* v. *minima* Henson, *Placopsilina cenomana* (d'Orb.), a szczególnie ważne stratygraficznie są: *Schackoia cenomana* (Schacko) i *Rotalipora apenninica* (Ren z).

Jak wynika z załączonych tabel w pracy F. Huss, 1957; tabl. II, III, fauna cenomańska stwierdzona została w obydwu wierceniach w górnej części zielonych łupków, które są tutaj szczególnie silnie rozwinięte (miąższość ich przekracza miejscami 50 m). Można więc przypuszczać, że oba stanowiska znajdują się nieco powyżej pozicmu radiolarytów, które nie zostały wprawdzie stwierdzone w otworach, ale które w tym obszarze występują w dolnej części zielonych łupków (L. Koszarski, 1956). Ponieważ wspomniana poprzednio z Łękawki *Globotruncana stephani* Gandolfi została stwierdzona niemal w spągu zielonych łupków, poniżej radiolarytów, wypada więc zaliczyć karpacki horyzont radiolarytów środkowokredowych, podobnie zresztą jak i cały poziom zielonych łupków „radiolariowych” do cenomanu. Należałoby przy tym wykluczyć najniższy poziom cenomanu, który jak zaznaczono mieści się prawdopodobnie w stropowej części warstw gezowych¹⁸, lgockich i ich odpowiedników (łupków spaskich, szypockich itp.).

Podkreślić należy, że przesunięcie dolnej granicy pstrych łupków godulskich z albu do cenomanu daje możliwości szerszych porównań. Zarówno sedimentacja pstrych margli w Pieninach (L. Horwitz, 1936; K. Birkenmajer, 1953), jak i pstrych wapieni w strefie Bachowic (M. Książkiewicz, 1956b) rozpoczęła się w cenomanie. Wynika z tego, że pojawienie się pstrych facji kredy na obszarze całych Karpat było zjawiskiem bardzo zbliżonym w czasie, jeśli nie równoczesnym. Pokrywa się ono z początkiem drugiego „cyklu” sedimentacyjnego wyróżnionego w rozwoju karpackiej geosynkliny fliszowej przez L. Koszarskiego (1956).

Ponieważ wyższa część zielonych łupków radiolariowych, aż po horyzont radiolarytów, bywa niekiedy zastąpiona przez czerwone łupki, a w Karpatach Śląskich przez właściwe warstwy godulskie (tzw. I seria łupkowa warstw godulskich dolnych — patrz poniżej), przeto dla najniższej partii warstw godulskich dolnych oraz dla najniższej partii czerwonych łupków (o ile leżą one wprost nad radiolarytami) należałoby przyjąć wiek wyższego cenomanu.

Młodsze fauny zostały znalezione w obrębie dolnych warstw godulskich serii śląskiej Beskidu Małego i Beskidu Śląskiego w granicach arkusza Biała-Bielsko. Stwierdzono tutaj w różnych miejscowościach i w różnych pozycjach w profilu stratygraficznym trzy stanowiska z globotruncanami i sześć stanowisk z inoceramami.

Warstwy godulskie dolne zostały na tym obszarze ostatnio rozdzielone (W. Nowak, 1957) na następujące ogniwa (idąc od dołu):

1. „Seria pstra” z radiolarytami

¹⁸ Możliwość cenomańskiego wieku najwyższej części warstw gezowych przyjmował już M. Książkiewicz (1950, 1953).

2. I seria łupkowa
3. I seria zlepieńców i piaskowców gruboławicowych
4. II seria łupkowa
5. II seria piaskowców gruboławicowych i zlepieńców
6. III seria łupkowa.

Serie łupkowe (I, II, III) utworzone są z łupków brudnozielonych, popielatych lub ciemnych z podrzędnymi wkładkami cienkoławicowych, rzadziej średnioławicowych, twardych piaskowców drobnoziarnistych. Serie gruboławicowych piaskowców ze zlepieńcami (I, II) mają tylko podrzędne wkładki łupków. Piaskowce te szybko zmniejszają swą miąższość ku wschodowi, aż do zupełnego wyklinowania. „Seria pstra“ stanowi cienki spągowy horyzont utworzony z zielonych łupków ilasto-krzemionkowych, z podrzędnymi drobnymi smugami łupków czerwonych. Występują w nich wkładki pstrych radiolarytów oraz niekiedy margli krzemionkowych (w spągu). W niektórych profilach w zachodniej części Beskidu Małego i w Beskidzie Śląskim lokalnie zaznacza się brak tego horyzontu w spągu warstw godulskich. Ponadto w Beskidzie Śląskim obserwuje się też lokalny brak I serii łupkowej warstw godulskich dolnych. Prawdopodobnie brak ten jest jednak, przynajmniej częściowo, wtórny i może być wytłumaczony podmorską erozją prądów zawieszinowych, poprzedzającą bezpośrednio osadzenie się I serii piaskowcowo-zlepieńcowej. W zlepieńcach tej serii spotyka się bowiem fragmenty radiolarytów, zielonych łupków, rogowców mikuszowickich itp.

Nowe stanowiska globotruncan w warstwach godulskich dolnych stwierdzone zostały na terenie Beskidu Małego (W. Nowak, 1957). Najniższe z nich występują w dolnej części I serii piaskowcowo-zlepieńcowej w Targanicach. W spoiwie zlepieńca stwierdzono w płycie cienkiej kilka przekrojów *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau, natomiast w jednym z egzotyków wapieni występujących w tym zlepieńcu została stwierdzona w szlifie forma przypominająca *G. lapparenti lapparenti* Bolli.

W próbcie pobranej w Targanicach z dolnej części III serii łupkowej uzyskano oprócz takich form jak *Globigerina infracretacea* Glaesner i *Gümbelina globulosa* Ehrenberg dwa egzemplarze globotruncan z grupy *G. lapparenti*¹⁹.

Najwyższe stanowisko z globotruncanami stwierdzono w Wielkiej Puszczy, w górnej części III serii łupkowej, w pobliżu granicy z środkowymi warstwami godulskimi. Występują tu również formy z grupy *G. lapparenti*²⁰.

Ponieważ globotrunkany z wszystkich trzech stanowisk należą do grupy *G. lapparenti*, której zasięg nie schodzi poniżej turonu (M. Książkiewicz, 1950, 1956b; H. Hagn, W. Zeil, 1954; F. Bettenstaedt, C. A. Wicher, 1956; M. B. Cita, 1956, W. Pożaryski, E. Witwicka, 1956), przeto wydaje się, że te ogniwa, w których one występują, nie mogą być starsze od turonu.

¹⁹ Stanowisko to żądzięczamy mgr M. Witkowskiej, która stwierdziła wymienione formy przy okazji wykonywania pracy magisterskiej na Uniwersytecie Jagiellońskim w latach 1955—1956.

²⁰ Według oznaczenia mgr J. Morgielowej.

Stanowiska z inoceramami znaleziono (z wyjątkiem jednego) w Beskidzie Śląskim, w różnych profilach warstw godulskich dolnych²¹.

W obrębie II serii łupkowej, w profilu Olszówka Górna znaleziony został jeden okaz *Inoceramus propinquus* Münster. W bezpośrednio młodszym ogniwie, tj. w II serii piaskowcowo-zlepieńcowej, znaleziono w profilu Kołowrotu jeden egzemplarz *I. crippsi* Mantel. Z dolnej części III serii łupkowej, z profilu Bystrej Śląskiej pochodzą dwa egzemplarze *I. crippsi* Mantel oraz jeden okaz *I. etheridgei* Woods. Na pograniczu III serii łupkowej warstw godulskich dolnych z warstwami godulskimi środkowymi stwierdzone zostało najwyższe stanowisko inoceramów w tym ogniwie. Pochodzą stąd dwa egzemplarze *I. pictus* Sowerby, znalezione w Straconce, w zachodniej części Beskidu Małego. Wreszcie jeden okaz *I. pictus* Sowerby znaleziony został luźno poniżej stacji kolejki linowej Szyndzielnia Dolna. Wprawdzie w profilu potoku powyżej tego znaleziska odślaniają się różne ogniwa — od warstw łgocich środkowych po godulskie środkowe (z lokalnym brakiem I serii łupkowej warstw godulskich dolnych), jednakże typ litologiczny piaskowca z tymi inoceramami najbardziej przypomina płytową odmianę piaskowców z serii łupkowych warstw godulskich dolnych.

Według informacji doc. F. Mitury *Inoceramus crippsi* Mantel znany jest z górnego albu i cenomanu, *I. etheridgei* Woods z cenomanu, natomiast *I. propinquus* Münster i *I. pictus* Sowerby z cenomanu środkowego i górnego. Ten ostatni podawany jest też niekiedy z warstw zaliczanych do turonu dolnego.

Najniższą pozycję w profilu dolnych warstw godulskich zajmuje *Inoceramus propinquus*, najwyższą zaś *Inoceramus pictus*. Wynika z tego, że przeważająca część warstw godulskich dolnych (od II serii łupkowej włącznie) należy do wyższego cenomanu (nie może być starsza od środkowego cenomanu), a być może obejmuje również część turonu dolnego. Za nieco młodszym, turońskim wiekiem dolnych warstw godulskich przemawiają globotrunkany stwierdzone w tych warstwach. Ponieważ najniższe ich stanowisko pochodzi z dolnej partii I serii zlepieńcowo-piaskowcowej, należałoby na ich podstawie przyjąć, że warstwy godulskie dolne reprezentują dolny turon, a jedynie ich najniższe ogniwo, to jest I seria łupkowa może należeć do górnego cenomanu. W profilu Targanic, z którego pochodzi najniższe stanowisko globotrunkan, seria ta mierzy zaledwie około 50 m.

Z przytoczonych danych wynika, że istnieje pewna niezgodność w określeniu wieku dolnych warstw godulskich na podstawie inoceramów i globotrunkan. Niemniej jednak zarówno jedne jak i drugie wykluczają możliwość obecności w tych warstwach albu a nawet najniższych poziomów cenomanu tym bardziej, że jak już zaznaczono, starszy od warstw godulskich horyzont pstrych łupków z radiolarytami zawiera również faunę cenomańską.

Fakt równoczesnego występowania w dolnych warstwach godulskich inoceramów o zasięgu nieprzekraczającym cenomanu górnego (z wyjąt-

²¹ Wiadomość o znalezieniu tych inoceramów podana została przez W. Nowaka (1958) w osobnej notatce pt.: „Nowe stanowiska skamieniałości w warstwach godulskich“. Oznaczenia inoceramów oraz określenie ich wieku zawdzięczamy doc. F. Miturze.

kiem *Inoceramus pictus*) oraz globotruncan, których pojawienie podawane jest z dolnego turonu, wskazuje na wcześniejsze pojawienie się globotruncan z grupy *lapparenti* albo na przetrwanie przytoczonych gatunków inoceramów lub też na oba te zjawiska równocześnie. Wynika z tego, że na razie nie można jeszcze ściśle określić wieku kompleksu warstw od pierwszej serii piaskowcowej po dolną część III serii łupkowej. Dla tego okresu przejściowego używamy określenia wyższy cenoman — niższy turon.

Jeżeli dolne warstwy godulskie reprezentują głównie wyższy cenoman — niższy turon, to należałoby przyjąć, że odpowiadająca im dolna część pstrych łupków godulskich jest tego samego wieku, z wyjątkiem oczywiście ich najniższej partii (z zielonymi łupkami radiolariowymi włącznie), którą zaliczyliśmy do cenomanu.

Potwierdzeniem tego może być fakt, że w czerwonych łupkach ilastych jednostki podśląskiej Węglówki, które niewątpliwie stanowią odpowiednik części warstw godulskich, stwierdziła F. Huss (1957) zespół mikrofauny, w którym takie formy jak: *Stensiöina praeexculpta* (Keller), *Spiroplectoides praelonga* (Reuss) i *Gaudryina serrata* (Wedekind) wskazują zdaniem autorki na turon²².

Dalszym dowodem turońskiego wieku niższej części czerwonych łupków godulskich jest fakt, że w serii podśląskiej w Jastrzębiej (arkusz Wadowice), w obrębie „twardych margli z Jastrzębiej-wsi“ zawierających wkładki gez, opisanych przez M. Książkiewicza (1950, 1951a), stwierdzona została przez tego autora mikrofauna z *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli, *G. lapparenti coronata* Bolli i *Globigerina cretacea* (d'Orb.), a więc formy nie starsze od turonu.

Margle z Jastrzębiej-wsi tworzą niewielki kompleks w spągu pstrych margli typu węglowieckiego. Poniżej nich został ostatnio stwierdzony cienki horyzont typowych zielonych łupków radiolariowych z wkładkami kremowozielonawych margli i twardych margli krzemionkowych w dolnej części oraz z cienką warstwą łupków „manganowych“ w spągu, leżących na warstwach gezowych górnych. Wynika stąd, że „twarde margle z Jastrzębiej-wsi“ zastępują tu facjalnie niższą część czerwonych łupków godulskich, która w innych profilach spoczywa bezpośrednio na zielonych łupkach radiolariowych.

W zupełnie podobnej pozycji została stwierdzona mikrofauna o charakterze wyższego turonu w serii podśląskiej w Hałcnowie (arkusz Biała-Bielsko). W twardych marglach z wkładkami gez nie różniących się litologicznie od „margli z Jastrzębiej-wsi“, leżących pod marglami węglowieckimi a na łupkach zielonych radiolariowych, podścielonych łupkami manganowymi, stwierdzono zespół z *Globigerina ex gr. cretacea* d'Orb., i *Pernerina depressa* (Perner)²³.

WIEK WARSTW GODULSKICH ŚRODKOWYCH I GÓRNYCH

Warstwy godulskie środkowe i górne nie dostarczyły dotychczas żadnej fauny, ustalenie więc ich wieku napotyka na poważne trudności. Ponieważ jednak dolne warstwy godulskie uważane dotychczas

²² *Stensiöina praeexculpta* (Keller) występuje także w emszerze.

²³ Oznaczenia mgr J. Morgielowej.

za wyższy alb, zaliczyliśmy na podstawie przytoczonej powyżej fauny do wyższego cenomanu i dolnego turonu, należałoby więc konsekwentnie przesunąć także w górę wiek granicy pomiędzy warstwami godulskimi (godulskimi górnymi) a istebniańskimi. Wniosek taki nasuwa się szczególnie, jeśli zagadnienie to rozważymy z punktu widzenia sedymentacji fliszu.

Ogromna seria warstw godulskich, mierząca maksymalnie ponad 2 000 m miąższości, złożona jest głównie z szarozielonawych łupków ilastych, przekładanych cienkoławicowymi piaskowcami drobnoziarnistymi, a w środkowym ogniwie tych warstw także piaskowcami średnioławicowymi. Piaskowce gruboławicowe i zlepieńce stanowią w niej raczej składnik drugorzędny. Tymczasem seria warstw istebniańskich dolnych o nieco mniejszej miąższości składa się w przeważającej masie z gruboławicowych piaskowców gruboziarnistych i zlepieńców, łupki zaś grają tutaj podrzędną rolę. Wynika stąd, że seria warstw godulskich osadzała się wielokrotnie dłużej niż warstwy istebniańskie dolne, zwłaszcza jeśli weźmiemy pod uwagę teorię prądów zawieszinowych, w myśl której sedymentacja piaskowców i zlepieńców gruboławicowych deponowanych tymi prądami odbywała się gwałtownie, podczas gdy łupki osadzały się bez porównania wolniej.

Do podobnych wniosków doprowadza nas również analiza miąższości pstrych łupków godulskich w płaszczynie śląskiej. Na obszarze Węglówki miąższość pstrych łupków, odpowiadających czasowo warstwowi godulskiemu, dochodzi maksymalnie do 90 m, podczas gdy pstre łupki, stanowiące odpowiednik warstw godulskich i istebniańskich dolnych, rozwinięte w zachodniej części fałdu Grabownicy na obszarze Domaradza, mierzą maksymalnie 120 m. Warstwowi istebniańskiemu dolnemu odpowiada więc około 30 m pstrych łupków, tj. trzykrotnie mniej niż warstwowi godulskiemu, co mogłoby sugerować, że sedymentacja warstw godulskich trwała trzykrotnie dłużej²⁴.

Jeśli porównamy z kolei miąższości łupków z różnych ogniw warstw godulskich w zachodniej części Beskidu Małego (nie biorąc pod uwagę miąższości kompleksów piaskowcowo-zlepieńcowych, których sedymentacja była zapewne krótkotrwała), to okaże się, że sumaryczna miąższość łupków z dolnych warstw godulskich wynosi około 350 m, podczas gdy miąższość łupków ze środkowych i górnych warstw godulskich ma przeszło 800 m, a więc ponad dwukrotnie więcej. Ponieważ łupki wszystkich oddziałów warstw godulskich mają podobny charakter litologiczny, należy przypuszczać, że ich sedymentacja odbywała się mniej więcej z jednakową prędkością. Wynika stąd, że okres sedymentacji warstw godulskich środkowych i górnych był dłuższy niż czas osadzania się dolnych warstw godulskich.

Wszystkie te fakty zdają się wskazywać, że jeśli warstwy godulskie dolne zaliczymy do wyższego cenomanu i dolnego turonu, to warstwy godulskie środkowe i górne (a także odpowiadająca im wyższa część pstrych łupków godulskich) będą zapewne obejmowały nie tylko wyższe ogniwo turonu, ale

²⁴ Rozważania dotyczące miąższości pstrych łupków muszą być jednak traktowane z dużą ostrożnością, gdyż łupki pstre są szczególnie podatne na redukcje tektoniczne.

i większą część dolnego senonu, natomiast warstwy dolno-istebniańskie reprezentować będą głównie senon górny (kampan-mastrycht).

Za takim ujęciem wiekowym zdaje się przemawiać fakt, że warstwy dolnoistebniańskie nie dostarczyły dotąd faun starszych od górnego senonu, wszystkie zaś skamieniałości, jakie zostały w nich znalezione, wskazują na kampan lub mastrycht. W północnej strefie płaszczowiny śląskiej na arkuszu Wadowice, stwierdził M. Książkiewicz (1950, 1951b) w popielatych łupkach piaszczystych, silnie marglistych, występujących w spągu warstw istebniańskich, dwa stanowiska z mikrofauną globotruncanową: w Woli Radziszowskiej i w Leńczach. Łupki te leżą pod piaskowcami istebniańskimi dolnymi, a na pstrych łupkach godulskich. Występuje w nich *Globotruncana arca* Cushman, *G. leupoldi* Bolli, *G. ventricosa* (White) Brotzen i *G. globigerinoides* Brotzen, ponadto *Reussella szajnochae* (Grzyb.), *Globigerina cretacea* (d'Orb.), *Globigerina aspera* d'Orb. i inne otwornice. Zespół ten zdaniem M. Książkiewicza (l. c.) nie jest starszy od poziomu granicznego między santonem a kampanem, w tym więc okresie rozpoczęła się sedymentacja dolnych warstw istebniańskich na tym obszarze.

Dalszą wskazówką przemawiającą za obecnością dolnego senonu w warstwach godulskich górnych może być fakt, że w jednostce podśląskiej oraz w brzeżnej strefie jednostki śląskiej stwierdzono w kilku punktach (na arkuszach Biała-Bielsko, Pilzno i Sanok) w obrębie wyższej części pstrych łupków zespoły mikrofauny nie starsze od dolnego senonu. Łupki te mają zwykle w nadkładzie pstre margle z mikrofauną kampanu-mastrychtu (J. Liszkowa 1956, oraz materiały niepubl., J. Morgielowa — materiały niepublikowane). Jednakże wobec braku w tych profilach warstw istebniańskich dolnych, nie można mieć pewności, czy oprócz pstrych margli także i najwyższa część pstrych łupków godulskich nie zastępuje tu facjalnie dolnych warstw istebniańskich.

Pewne wskazówki odnośnie wieku górnej części warstw godulskich mogą także wynikać pośrednio z analizy stratygrafii kredy serii magurskiej na arkuszu Żywiec. Na obszarze tym kreda została ostatnio rozdzielona na kilka ogniwi, przy czym wyróżnione zostały utwory starsze od warstw inoceramowych, nieznanne dotychczas z serii magurskiej (W. Sikora, K. Żytko 1956)²⁵.

Najniższym ogniwiem są pstre łupki ilaste z wkładkami pstrych margli fukoidowych i margli krzemionkowych, miąższości około 200 m. Pstre łupki przechodzą w sposób ciągły w kompleks gruboławicowych piaskowców ze Szczawiny, których miąższość wynosi 350 m. Piaskowce te są silnie mikowe i często też zawierają glaukonit. Składem mineralnym, barwą, pokrojem i grubością ławic upodabniają się one bardzo do warstw godulskich serii śląskiej, a zwłaszcza do ich środkowego ogniwa.

Ponad piaskowcami ze Szczawiny leżą warstwy inoceramowe, w obrębie których wydzielono kartograficznie na terenie Beskidu Wysokiego trzy facje: 1) warstwy inoceramowe normalne, 2) warstwy inoceramowe z wkładkami łupków pstrych oraz 3) piaskowce gruboławicowe i zlepień-

²⁵ Szczegółowy opis stratygrafii kredy magurskiej zamieszczony został w pracy W. Sikory i K. Żytko pt. „Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca” (Biuletyn I. G., w druku).

ce. Na piaskowcach ze Szczawiny leżą albo warstwy inoceramowe normalne, ale też częściej (w południowej części obszaru) warstwy inoceramowe z wkładkami pstrych łupków. Warstwy te, miąższości do 150 m, mają rozwój silnie łupkowy; charakterem litologicznym piaskowców i łupków zbliżają się bardzo do warstw godulskich górnych serii śląskiej. Podobieństwo to podkreślone jest jeszcze występowaniem wkładek pstrych łupków, które często tworzą wtrącenia w warstwach górnogodulskich serii śląskiej²⁶.

Powyżej warstw inoceramowych z wkładkami pstrych łupków lub — jeśli ich brak — powyżej dolnej części warstw inoceramowych normalnych, leżą piaskowce gruboławicowe i zlepieńce warstw inoceramowych. Nie tworzą one jednak stałego poziomu, lecz ograniczone są w swym występowaniu do zewnętrznej i środkowej części płaszczowiny magurskiej, nie występują też nigdy w najniższej części warstw inoceramowych, leżących bezpośrednio ponad piaskowcami ze Szczawiny. Kompleks piaskowców gruboławicowych i zlepieńców wykazuje podobieństwa litologiczne do warstw istebniańskich dolnych. Podkreślić należy zwłaszcza identyczny skład mineralny (obfite skalenie, egzotyki krystaliczne), pokrój, barwę i sposób wietrzenia ławic zlepieńców.

Należy jeszcze zwrócić uwagę, że w brzeżnej części płaszczowiny magurskiej na południe od Żywca stwierdzono na pograniczu kredy i paleogenu lokalnie występujące utwory (piaskowce z Mutnego) o cechach litologicznych bardzo zbliżonych do górnych warstw istebniańskich.

Opisane następstwo i rozwój warstw w Beskidzie Wysokim przypomina bardzo rozwój kredy w tzw. facji lanckorońskiej, według M. Książkiewicza (1939, 1951b). Jako przykład można tu podać pasmo Bukowca (M. Książkiewicz 1951b, 1956b), gdzie na serii pstrych łupków, zastępujących facjalnie dolne ogniwo warstw godulskich, leży gruby kompleks piaskowców warstw godulskich środkowych, a powyżej niego seria łupkowa górnogodulska z wkładem pstrych łupków w niższej części, przykryta piaskowcami i zlepieńcami dolnoistebniańskimi.

Opierając się na podobieństwie następstwa warstw i podobieństwach litologicznych, można poszczególne ogniwa kredy wydzielone w Beskidzie Wysokim uznać za odpowiedniki wiekowe i facjalne analogicznych ogniw serii śląskiej. Tak więc najstarsze pstry łupki z Beskidu Wysokiego stanowiłyby odpowiednik pstrych łupków zastępujących warstwy godulskie dolne, a występujące w nich margle krzemionkowe można by porównać z tzw. marglami krzemionkowymi górnymi, opisanymi z serii śląskiej Beskidu Małego (M. Książkiewicz 1951a, 1951b) z pogranicza pstrych łupków godulskich i warstw godulskich dolnych (Kaczyna). Piaskowce ze Szczawiny można uważać za odpowiednik warstw godulskich środkowych, a „warstwy inoceramowe z wkładkami pstrych łupków“ — za odpowiednik warstw godulskich górnych. Piaskowce gruboławicowe i zlepieńce warstw inoceramowych odpowiadałyby piaskowcom i zlepieńcom istebniańskim dolnym, a piaskowce z Mutnego — piaskowcom istebniańskim górnym.

²⁶ Podobny rozwój serii magurskiej stwierdził ostatnio w okolicy Grybowa W. Sikora (1957), co świadczy o szerszym rozprzestrzenieniu opisanego rozwoju kredy magurskiej.

Korelacja taka wydaje się tym bardziej prawdopodobna, że w górnej kredzie materiał do basenu śląskiego i basenu magurskiego dostarczany był prądami zawieszinowymi ze wspólnego źródła, tj. wału rozdzielającego obydwie baseny, na co wskazują pomiary kierunków sedymentacji (K. Skoczylas-Ciszewska, M. Książkiewicz 1937; M. Książkiewicz 1956c; W. Sikora, K. Żytko 1956; W. Nowak 1957). Wszystkie więc przejawy diastrofizmu, jakiemu podlegała ta kordyliera, były w podobny sposób rejestrowane równocześnie w obu basenach i to właśnie spowodowało upodobnienie się osadów górnej kredy serii śląskiej i serii magurskiej.

Korelacja ta może być jednak przeprowadzona tylko wtedy, jeśli przyjmiemy znaczne odmłodzenie wieku warstw godulskich w serii śląskiej, ponieważ nieliczne fauny znalezione w niższych ogniach kredy magurskiej wskazują na stosunkowo młody wiek tych ogni.

W dolnej części najniższego ogniwa, tj. pstrych łupków stwierdzono w potoku Riečka w Mutném (ČSR), oprócz ubogiej mikrofauny aglutynującej, kilka okazów *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau, co zdaje się wskazywać, że łupki te nie są starsze od turonu. Piaskowce ze Szczawiny nie dostarczyły fauny oprócz otwornic aglutynujących o charakterze górnokredowym, z których najczęstsza jest *Hormosina ovulum* Grzyb. v. *gigantea* Gerösch. Trudno więc zdecydować, czy należą one jeszcze do turonu, czy już do senonu dolnego. Natomiast w górnej części ogniwa „warstw inoceramowych z pstrymi łupkami” znaleziono w profilu potoku Zimna Roztoka kilka fragmentów inoceramów²⁷, które według F. Mitury wskazują na górny santon. Ponieważ inoceramy te zostały stwierdzone zaledwie kilkanaście metrów poniżej granicy z gruboławicowymi piaskowcami i zlepieńcami, można by więc określić czas rozpoczęcia sedymentacji gruboławicowych piaskowców i zlepieńców w warstwach inoceramowych (a pośrednio także piaskowców istebniańskich dolnych) na koniec santonu. Trzeba jednak podkreślić, że wniosek powyższy należy traktować z dużą ostrożnością, gdyż wszystkie wspomniane inoceramy z warstw inoceramowych zostały stwierdzone jako niewielkie fragmenty skorup występujące obok siebie na jednym okazie piaskowca, co może obniżać przydatność stratygraficzną tego znaleziska.

UWAGI KOŃCOWE

Wszystkie wymienione w tym opracowaniu fauny oraz inne dane zdają się wskazywać, że sedymentacja warstw godulskich i odpowiadających im pstrych łupków godulskich, jak już przypuszczał W. Szajnocha (1923), rozpoczęła się w cenomanie, a zakończyła przy końcu dolnego senonu. Z dotychczas przytaczanych w literaturze danych faunistycznych nic nie przeczy odmłodzeniu zasięgu wiekowego górnej granicy warstw godulskich. Przeciw przesunięciu dolnej granicy warstw godulskich z albu do cencmanu przemawia natomiast jedna forma, mianowicie podawany z warstw godulskich *Desmoceras* aff. *dupinianum* d'Orb. (A. Liebus,

²⁷ Według oznaczenia doc. F. Mitury występują tu następujące formy: *Inoceramus brancoti* Wagner, *I. lingua* Goldfuss, *Haenleinia flexuosa* v. *Haenlein*, oraz *I. cf. salisburyensis* Fug. et Kastn.

1902). Jednakże wobec faktu, że szereg nowych przytoczonych tutaj faun wskazuje na nieobecność albu w warstwach godulskich i pstrych łupkach godulskich, można podejrzewać, że forma ta znajduje się w warstwach godulskich na drugorzędnym złożu. Należy również podkreślić, że amonit ten został znaleziony przez L. Hoheneggera (1861) na luźnym okazie piaskowca w korycie potoku Brenna, w którym odsłaniają się nie tylko warstwy godulskie, ale także warstwy lgockie. Nie można więc wykluczyć i tej możliwości, że pochodzi on z warstw lgockich, tym bardziej, że L. Hohenegger utwory należące do warstw lgockich włączał jeszcze do „piaskowca godulskiego“. Wreszcie trzeba też wziąć pod uwagę, że wspomniany desmoceras oznaczony został jako *affinis*, musiał więc niewątpliwie wykazywać znaczne różnice w stosunku do holotypu d'Orbigny'ego. Mógł to być więc inny gatunek desmocerasa, o wyższym zasięgu wiekowym. Należy podkreślić że desmocerasy rozbite obecnie na szereg podgatunków są ostatnio podawane także z pięter wyższych od albu (T. Matsumoto, I. Obata, 1955).

Jeśli chodzi o *ticinellé* podane przez E. Hanzlikową z pstrych łupków godulskich (in: E. Hanzlikova, A. Matejka, Z. Roth, J. Chmelik 1954), to niekoniecznie świadczą one o albskim wieku, gdyż rodzaj *Ticinella* znany jest także z cenomanu (J. Sigal, 1952; F. Dalbier, 1955).

Jak widać z przedstawionych uwag, zebrane przez nas nowe materiały paleontologiczne są może jeszcze zbyt szczupłe dla ostatecznego rozstrzygnięcia wieku warstw godulskich i pstrych łupków godulskich, niemniej już obecnie można powiedzieć, że przeważająca większość faktów przemawia za odmłodzeniem zasięgu wiekowego tych warstw. Przytoczone wnioski oparte są częściowo na inoceramach, a głównie na globotrunkanach, które ostatnio są powszechnie używane przy korelacji stratygraficznej. W obrębie Karpat polskich na globotrunkanach oparta jest stratygrafia pstrych margli jednostki podśląskiej (M. Książkiewicz, 1950) i pstrych wapieni bachowickich (M. Książkiewicz, 1956b) oraz określenie wiekowe niektórych ogniw kredy w pienińskim pasie skałkowym (K. Birkenmajer, 1953; M. Książkiewicz, 1956c), trudno więc przypuszczać, by w sąsiednich strefach o sedymentacji fliszowej te same globotrunkany miały odmienne zasięgi wiekowe.

Zaliczenie warstw godulskich i związanych z nimi pstrych łupków do cenomanu, turonu i dolnego senonu pociągnęłoby za sobą w konsekwencji także pewne zmiany w określeniu wieku niektórych innych ogniw kredy fliszu karpackiego. Jak już wspomniano, warstwy lgockie i gezowe, a także górne łupki spaskie w płaszczowinie skolskiej i górną część czarnych łupków szypockich w Karpatach Czarnohorsko-Bukowińskich wypadnie zapewne zaliczyć do albu i najniższego cenomanu. Należy podkreślić, że za odmłodzeniem łupków szypockich wypowiadają się ostatnio także geologowie radzieccy (W. Muratow, N. J. Masłakowa, 1952) i rumuńscy (M. G. Filipescu, I. Drăghindă, V. Mutihac, 1952; M. G. Filipescu, 1952, 1955), chociaż, jak się wydaje, idą oni w swych wnioskach nieco za daleko.

Ponieważ pstre łupki w płaszczowinie skolskiej również należałoby włączyć do cenomanu, leżące więc wyżej margle krzemionkowe, zaliczane dotychczas do albu, mogłyby reprezentować turon, za czym przemawiają zresztą także pewne dane paleontologiczne. Niedawno w najniższych ławicach margli krzemionkowych, leżących wprost na zielonych łupkach

radiolariowych, została stwierdzona w Szczepanowicach na arkuszu Pilzno, w płytkach cienkich, obfita fauna globotruncan dwulistewkowych z grupy *Globotruncana lapparenti*, wskazująca, że spąg margli krzemionkowych mieści się już w turonie. Najwyższa ich część sięga być może nawet początku senonu dolnego, gdyż w jednej z próbek pochodzących z tych margli stwierdzone zostały w Rybotyczach (arkusz Dobromil) takie formy, jak *Globotruncana arca* C u s h m. i *Reussella szajnochae* (G r z y b.)²⁸. Przydzielenie margli krzemionkowych do turonu pociągnęłoby za sobą z kolei pewne odmłodzenie zasięgu wiekowego dolnej części warstw inoceramowych, które w takim wypadku mieściłyby się w obrębie senonu.

Przeciwko wprowadzeniu zmian w stratygrafii kredy płaszczowiny skolskiej przemawiają jednak poważne fakty, jak podawane z warstw inoceramowych *Exogyra columba* L a m. (S. Wdowiarz, 1939) i *Alectryonia carinata* L a m. (W. Rogala, 1921), wskazujące na cenoman, oraz znaleziony w zlepieńcu poniżej margli krzemionkowych *Neohibolites minimus* (L i s t.), wskazujący na alb (B. Kokoszyńska, 1949).

Szczegółowe przedyskutowanie tych wszystkich zagadnień oraz rozbieżności wykracza znacznie poza ramy tego opracowania posiadającego charakter informacyjnego komunikatu, w którym ograniczyliśmy się zasadniczo tylko do omówienia kwestii wieku warstw godulskich i pstrych łupków godulskich. Szersza dyskusja zostanie przeprowadzona w bardziej obszernej pracy, po zakończeniu opracowania zebranych materiałów. W pracy tej zostaną podane także szczegółowe profile, w których stwierdzono faunę, fotografie skamieniałości itp.

Na zakończenie pragniemy podziękować prof. dr M. Książkiewiczowi za przedyskutowanie poruszonych w tej notatce zagadnień i za przegłębienie i oznaczenie niektórych globotruncan. Dziękujemy również mgr J. Liszkowej i mgr J. Morgielowej z Pracowni Stratygraficznej Karpackiej Stacji Terenowej I. G. za oznaczenie części przytoczonych otwornic oraz doc. F. Miturze za oznaczenie inoceramów.

Karpacka Stacja Terenowa I. G.
Wyłożono dnia 30 kwietnia 1957 r.

PIŚMIENNICTWO

- BECK H. (1911) — Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkreideablagungen in nordöstlichen Mähren. Jb. geol. Reichsanst., 61, p. 711—779. Wien.
- БЕТЕНШТЕД Ф., ВИХЕР С. А. (1956) — Стратиграфическая корреляция верхне и нижнемеловых отложений в области Тетиса и бореальной области на основании микрофауны. Международный Нефтяной Конгресс. Геология, 1, стр. 484—505. Москва.
- BIRKENMAJER K. (1953) — Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen-belt series in Poland. Bull. Acad. Pol. Sc., Cl. III, 1, nr 6, p. 271—274. Warszawa

²⁸ Oznaczone przez mgr J. Morgielową.

- BURTANÓWNA J. (1933) — Geologia okolicy Myślenic na zachód od Raby. Roczn. Pol. Tow. Geol., 9, p. 279—293. Kraków.
- BURTANÓWNA J., KSIĄŻKIEWICZ M., SOKOŁOWSKI S. (1933) — O występowaniu łupków radiolarytowych w kredzie średniej Beskidów Zachodnich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 9, p. 96—99. Kraków.
- BURTAN J. (1936) — Stratigraphie der Schlesischen Beskiden. Bull. Intern. Acad. Pol. Sc. et Lett., Ser. A, p. 195—209. Cracovie.
- BURTANÓWNA J., KONIOR K., KSIĄŻKIEWICZ M. (1937) — Mapa geologiczna Karpat Śląskich. Pol. Akad. Umiej. Pr. geol. Wyd. śląskie. Wyniki badań i objaśnienie do mapy. Kraków.
- ЦИТА М. В. (1956) — Граница мела и эоцена в Италии. Международный Нефтяной Конгресс. Геология, 1, стр. 419—446. Москва.
- CZERNIKOWSKI J. (1949a) — Otwornice serii fliszowej faciesu śląskiego na pograniczu kredy górnej i dolnej. Nafta, 5, nr 5, p. 111—112. Kraków.
- CZERNIKOWSKI J. (1949b) — Wiek warstw godulskich i margli węglowiekich. Nafta, 5, nr 7—8, p. 177—180. Kraków.
- DALBIEZ F. (1955) — The genus *Globotruncana* in Tunisia. Micropaleontology, 1, nr 2, p. 161—171. New York.
- FILIPESCU M. G., DRAGHINDA I., MUTIHAC V. (1952) — Contributii la orizontarea și stabilirea vârstei sisturilor negre din zonă mediană a flisului Carpaților orientali. Com. Acad. R. P. R. 2, nr 9—10, p. 129—136. București.
- FILIPESCU M. G. (1952) — Cercetări geologice în Zonă internă și mediană a Flisului dintre V. Uzului și v. Târlungului (comunicare preliminară). Dări de Seamă ale ședintelor Comitetului Geologic, 39, p. 156—171. București.
- FILIPESCU M. G. (1955) — Vederi noi asupra tectonicii flisului Carpaților orientali. Rev. Univ. C. I. Parhon și Politehnicii București (ser. Științ., Naturii), nr 6—7, p. 241—261. București.
- HAGN H., ZEIL W. (1954) — Globotruncanen aus den Ober Cenoman und Unter Turon der Bayerischen Alpen. Ecl. geologicae Helvetiae, 47, nr 1, p. 1—60, tabl. I—VII. Basel.
- HANZLIKOVÁ E., MATEJKA A., ROTH ZD., CHMELIK F. (1954) — Zpráva o výzkumech v údolí Bečvy mezi Valašským Mezifičím a Černoštinem. Zprávy o geol. výzk. v 1954 roce. Praha.
- HOHENEGGER L. (1861) — Die geognostische Verhältnisse der Nordkarpathen. Gotha.
- HORWITZ L. (1936) — Stratygrafia „osłony“ kredowej Pienińskiego Pasa skałkowego. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol. nr 45, p. 56—59. Warszawa.
- HUSS F. (1957) — Stratygrafia jednostki Węglówki na podstawie mikrofauny. Acta Geol. Pol., 7, nr 1, p. 29—69. Warszawa.
- JASKÓLSKI S. (1932) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1931 w okolicach Domaradza na ark. Tyczyn-Dynów. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr 33, p. 22—24. Warszawa.
- KOKOSZYŃSKA B. (1949) — Stratygrafia dolnej kredy Północnych Karpat fliszowych. Pr. Państw. Inst. Geol., 6. Warszawa.
- KONIOR K. (1938) — Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała-Bielsko. Pol. Akad. Umiej. Pr. geol. Wyd. śląskie, 5. Kraków.
- KOSZARSKI L. (1956) — Stratygrafia serii śląskiej i podśląskiej na północ od Sannoka. (streszczenie). Prz. Geol., 4, nr 10, p. 461—462. Warszawa.

- KSIĄŻKIEWICZ M. (1933) — przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 9, p. 88—95. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1936) — La structure de la zone de Lanckorona. *Bull. Intern. Acad. Pol. Sc., Ser. A.*, p. 299—314. Cracovie.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1939) — Fauna górnoneokomska z Lanckorony. *Spraw. Kom. Fizjogr. Pol. Akad. Umiej.*, 72 (za 1938 r.) p. 223—261. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1950) — O wieku pstrych margli we fliszu Karpat Zachodnich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 19, nr 2 (za 1949), p. 315—358. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1951a) — Kreda Karpat zewnętrznych. *Regionalna Geologia Polski*, 1, nr 1, p. 86—113. Wyd. Pol. Tow. Geol. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1953) — Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. *Regionalna geologia Polski*. Wyd. Pol. Tow. Geol., 1, nr 2, p. 305—362. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956a) — Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rundsch.*, 45, nr 2, p. 369—411. Stuttgart.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956b) — Jura i kreda Bachowic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 24, z. 2—3 (za rok 1954) p. 121—405. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956c) — Zagadnienie stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. *Prz. Geol.*, nr 10, p. 445—455. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1956d) — Przewodnik wycieczki w Karpaty wadowickie XXVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 24, (za rok 1954), str. 421—434. Kraków.
- LIEBUS A., UHLIG V. (1902) — Über einige Fossilien aus der karpatischen Kreide und stratigraphische Bemerkungen. *Beitr. Paläont. Geol. Öster. Ung.*, 14, str. 113—130. Wien.
- LISZKOWA J. (1956) — Mikrofauna serii podśląskiej. *Prz. Geol.*, nr 10, p. 463—469. Warszawa.
- MATEJKA A., ZELENKA L. (1932) — Contribution á la connaissance de la geologie des environs de Jasina en Russie Subcarpathique. *Vest. Statn. Geolog., Ustavu CSR.* 8, nr c. 4—5, p. 181—198. Praha.
- MATSUMOTO T., OBATA I. (1955) — Some Upper Cretaceous Desmoceratids from Hokkaido and Saghalien. *Mém. Fac. Sc., Kyushu Univ., Ser. D, Geology*, 5, nr 3, p. 119—151. Fukuoka.
- МУРАТОВ В. М., МАСЛАКОВА Н. И. (1952) — Основные этапы геологической истории Вост. Карпат. *Тр. Моск. Общ. Исп. Природы, от. геол.*, 26 (3), стр. 3—26. Москва.
- NOWAK J. (1927) — Zarys tektoniki Polski. Kraków.
- NOWAK W. (1956) — Seria podśląska na obszarze arkusza Biała-Bielsko. (Streszczenie). *Prz. Geol.*, nr 10, p. 460—461. Warszawa.
- NOWAK W. (1957) — Seria śląska w dorzeczu Wielkiej Puszczy (Beskid Mały). *Kwart. Geologiczny*, 1, nr 3—4, p. 513—540. Warszawa.
- NOWAK W. (1958) — Nowe stanowiska skamieniałości w warstwach godulskich. *Kwart. Geol.*, 2, nr 4 p. 857—859. Warszawa.
- OBTUŁOWICZ J. (1938) — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1932 na ark. Dynów. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 36, p. 51—53. Warszawa.
- OBTUŁOWICZ J. (1936) — Stosunki geologiczne oraz możliwość uzyskania nowych złóż ropnych w rejonie Węglówki. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 12, p. 631—643. Kraków.

- OBTUŁOWICZ J. (1945) — Postępy w dziedzinie geologii w polskim przemyśle naftowym w ostatnim pięcioleciu. *Inst. Naft. Nafta*, 1, nr 1, p. 6—7, nr 2, pp. 34—37. Kraków.
- PAUL C. M., TIETZE E. (1877) — Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrb. d. geol. Reichsanst.*, 27, p. 33—130. Wien.
- POŻARYSKI W., WITWICKA E. (1956) — Globotrunkany kredy górnej Polski Środkowej. *Biul. I. G.*, 102, p. 5—30. Warszawa.
- ROGAŁA W. (1921) — Materiały do geologii Karpat II. 1. *Ostrea carinata* Lam. z warstw inoceramowych górnych wschodnich Karpat. *Kosmos*, 66, p. 666—672. Lwów.
- SIGAL J. (1952) — Aperçu stratigraphique sur la mikropaleontologie du Cretacé. *XIX Congr. Geolog. International*, p. 3—47. Alger.
- SIKORA W., ŻYTKO K. (1956) — Stratygrafia serii magurskiej Beskidu Wysokiego na arkuszu Żywiec. (Streszczenie). *Prz. Geol.*, nr 10, p. 469—471. Warszawa.
- SIKORA W. (1957) — Nowe dane o stratygrafii serii magurskiej w okolicy Grybowa. *Kwart. geol.*, 1, nr 3—4, p. 498—512. Warszawa.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K., KSIĄŻKIEWICZ M. (1937) — Ein Vergleich des Wienerwald-Flysches mit dem Karpaten-Flysch. *Bull. Int. Acad. Pol. Sc., Ser. A*, nr 6, p. 443—507. Cracovie.
- SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. (1952) — Budowa geologiczna brzegu Karpat w okolicy Bochni. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 77, p. 5—77. Warszawa.
- ŚLĄCZKA A. (1956) — Stratygrafia serii śląskiej na przedpolu fałdów dukielskich. *Prz. Geol.*, nr 10, p. 459—460. Warszawa.
- STYRNAŁÓWNA M. (1925) — Łupki spaskie a warstwy wernsdorfskie z okolicy Dobromila. *Kosmos*, 50, p. 1—12. Lwów.
- STYRNAŁÓWNA M., CIZANCOURT H. (1925) — O budowie geologicznej Rybnika nad Stryjem. *Kosmos*, 50, p. 13—30. Lwów.
- STYRNAŁ — DE CIZANCOURT M., i DE CIZANCOURT H. (1927) — Warstwy kredowe w okolicy Kropiwnika. *Kosmos*, 51, p. 365—372 (za 1926). Lwów.
- SUJKOWSKI Z., RÓŻYCKI S. Z. (1930) — Znaleźnienie typowych radiolarytów w Karpatach Wschodnich. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 25, p. 14—15. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1936) — Budowa serii szypockiej. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.* nr 44, p. 9—11. Warszawa.
- SUJKOWSKI Z. (1938) — Serie szypockie na Huculszczyźnie Pr. Państw. Inst. Geol., 3. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1947) — Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 37. Warszawa.
- ŚWIDZIŃSKI H. (1953) — Karpaty fliszowe między Dumajcem a Sanem. *Reg. Geol. Polski. Pol. Tow. Geol.*, 1, nr 2, p. 362—422. Kraków.
- SZAJNOCHA W. (1923) — Przekrój warstw karpaccich między Ustroniem a źródłami Wisły pod Magórką i Baranią. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 1, p. 1—20. Kraków.
- SZAJNOCHA W. (1927) — Dolina Brennicy pod Skoczowem na Śląsku Cieszyńskim. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 4, p. 106—134. Kraków.
- TEISSEYRE H. (1947) — Budowa geologiczna okolic Węglówki. *Nafta*, 3, nr 5, p. 146—149, nr 6, p. 185—190, nr 7—8, p. 220—224, nr 9, p. 258—261. Kraków.

- TOKARSKI A. (1957) — Tufity w przekrojach Karpat Jasielskich. *Acta geol. pol.*, 7, nr 2, p. 187—208. Warszawa.
- UHLIG V. (1888) — Vorlage des Kartenblattes Teschen-Mistek-Jablunkau. *Verh. Geol. Reichsanst.*, nr 2, p. 129. Wien.
- WDOWIARZ J. (1951) — Geologia Karpat i przedgórze okolic Tarnowa, Pilzna i Tuchowa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 7, Księga Pamiątkowa ku czci Prof. K. Bohdanowicza, p. 217—255. Warszawa.
- WDOWIARZ S. (1939) — Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 11, Warszawa.
- WDOWIARZ S. (1953) — Geologia fałdu Grabownicy. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 120. Warszawa.
- ZAHÁLKA B. (1927) — Geologie Moravských Beskyd v okolí Rožnova. *Sborn. geol. Úst. Č. S. R.*, 7, p. 1—47. Praha.
- ZIELIŃSKI J. J. (1952) — Budowa geologicznego fałdu czarnorzeckiego w rejonie Starej Wsi, Zmiennicy, Malinówki, Orzechówki i Jabłonicy. *Geol. Biul. inform.*, nr 3, p. 76. Warszawa.

Leszek KOSZARSKI, Wiesław NOWAK, Kazimierz ŻYTKO

NOTES ON THE AGE OF THE GODULA BEDS (CARPATHIANS FLYSCH)
(PRELIMINARY REPORT)

Summary

In the Silesian series of the Western Carpathians, the Godula beds with their thickness reaching up to 2000 m. are the most powerful member. Eastwards their thickness decreases, and within them there appear intercalations of variegated shales. In the Middle Carpathians, the Godula beds are usually replaced by the Godula variegated shales.

Variegated shales occurring in a similar stratigraphical position are known from the Skole, the Subsilesian and the Magura units, from the Czarnohora — Bukowina Carpathians and from Wienerwald.

In the Godula beds has been found *Desmoceras* aff. *dupinianum* d'Orb. (A. Liebus 1902), and for this reason many authors assign these beds to the Albian. W. Szajnocha (1923, 1927) is the only one who assigned them to the Cenomanian — Lower Senonian; but, later on, they were ascribed to Upper Albian — Cenomanian age. — The Godula variegated shales supplied but scanty assemblages of foraminifers and radiolarias; owing to their facial interfingering with the Godula beds, the majority of authors have assumed that these shales also represent the Upper Albian — Cenomanian.

Recently M. Książkiewicz (1956a, 1956b) proclaimed the supposition that the Godula beds may also comprise the Turonian. F. Huss (1957) on the basis of microfauna assigned the variegated shales to the Subsilesian and Silesian units

from Węglówka to the uppermost Albian — Turonian. A number of scientists reached the conclusion that the Godula beds and variegated shales most probably embrace the Cenomanian, Turonian and Lower Senonian (L. Koszarski, 1956, W. Nowak, 1956; W. Sikora, K. Żytko, 1956). Later investigations of W. Nowak (1957) confirmed this conclusion.

For determining the age of the Godula beds it appears important to ascertain whether the boundary between the variegated shales (and the Godula beds too), and the Lgota, the gaize and the Spas beds of identical age. The authors of the present paper indicate that in the uppermost part of the Lgota, the gaize and the Spas beds there appears a number of characteristic lithological horizons (details see in Polish text). Some of these lithological horizons were known earlier already. The complete group of these rocks has recently been distinguished by the present authors. The presence of these formations upon the entire Silesian, Subsilesian and Skole nappe seems to be an important argument in favour of the stability of the boundary between the Lgota, Spas and gaize beds, and the Godula variegated shales.

From the upper gaize beds at Bestwina (sheet Biała — Bielsko) has been collected a Cenomanian fauna (W. Nowak, 1956), i.e. form *Rotalipora* cf. *cushmani* (Morrova). Since the upper boundaries of both the Lgota and the gaize beds correspond to each other as these facies pass into the Lower Cenomanian. This would exclude the present of the Albian in the Godula beds and the variegated shales.

In the lowermost part of the green radiolarite shales at Łękawka* were found specimens of *Globotruncana stephani* Gandolfi, characteristic for the Cenomanian or the Lower Turonian. On the basis of the appearance of this form and of the other Cenomanian microfauna which in the green shales of Węglówka (F. Huss, 1957) identical with the so-called green radiolarite shales mentioned by the present authors, we assign this horizon, together with the radiolarites appearing in these beds, to the Cenomanian. Frequently the upper part of the green radiolarite shales is replaced by the red Godula shales and — in the Silesian Carpathians — by the Godula beds proper. Thus it follows from the described data that to the Cenomanian should also be assigned the highermost part of the gaize beds and of the Lgota, Spas and Shipót beds as well as the lowermost part of the Godula beds and the red shales, as far as they are laid down directly on top of the radiolarites. The authors point out that the appearance of the variegated facies in the Cenomanian is a trait contemporaneous upon the entire area of the Carpathians.

Younger faunae are reported by the authors from the Lower Godula beds occurring in Mały Beskid and in the Silesian Beskid. In the lower part of the first sandstone-conglomerate series of Beskid Mały there was identified, in the conglomerate matrix, *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau, and in a calcareous pebble a form resembling *G. lapparenti* Bolli. From the second shale series of the Lower Godula beds was reported an assemblage comprising *Globigerina infracretacea* Glaesner, *Gümbelina globulosa* Ehrenberg and *Globotruncana* ex gr. *lapparenti*.

The *Globotruncana* forms of the *G. lapparenti* group are considered to be forms not older than of Turonian age.

In the middle shale series there has been identified *Inoceramus propinquus* Münster, in the first sandstone-conglomerate series *I. crippei* Mantel, in the lower part of the highest shale series *I. crippei* and *I. etheridgei* Woods, and on the boundary between the second shale series and the Middle Godula beds,

* Sheet Pilzno.

I. pictus Sowerby. On the basis of these forms the age of the upper part of the Lower Godula beds might be claimed to be Upper Cenomanian — Lower Turonian. Since globotruncanas forms are found in the same beds as in Lower Turonian beds, the conjecture seems justified that the Lower Godula beds represent the Upper Cenomanian — Lower Turonian. Part of the variegated Godula shales, corresponding to the Lower Godula beds, should also be assigned to the Upper Cenomanian — Lower Turonian.

From the "hard marls at Jastrzębia-wieś", M. Książkiewicz (1950, 1951b) described its microfauna which proved to be no older than of Turonian age. Below these marls there was found a bed of green radiolarite shales and "manganese" shales. This tends to show that these marls take the place of the lower part of the red Godula shales which, in other sections, proved to lie directly upon the green radiolarite shales.

Marls of the "Jastrzębia-wieś" type appear likewise on top of the radiolarite shales and the "manganese" shales at Hałcnów, near Biała-Bielsko. They contain a microfauna of Upper Turonian character, with *Pernerina depressa* (Perner) and *Globigerina ex gr. cretacea* (d'Orb.).

Comparing the thickness of the summed up shale intercalations determined in the Godula and the Istebna beds, the authors reached the conclusion that the Godula beds were being deposited during a considerably longer period than the Lower Istebna beds. Similar conclusions are reached by analysing the thickness of the variegated shales replacing of both the above mentioned members. By means of analogous methods we may conclude that sedimentation of the Middle and Upper Godula beds lasted longer than that of the Lower Godula beds.

Therefore, if the latter beds belong to the Upper Cenomanian and Lower Turonian, it is probable that the Middle and Upper Godula beds (together with their corresponding part of the variegated Godula shales) comprise the Upper Turonian as well as the major part of the Lower Senonian, — whereas the Lower Istebna beds represent chiefly the Upper Senonian.

The latter beds have not supplied any older faunae than Upper Senonian, and the discovered fossils are of Campanian or Maestrichtian age. M. Książkiewicz (1950) described the microfauna of the bottom part of the Lower Istebna beds as being not older than Santonian — Campanian. In the Subsilesian series there appears, in the upper part of the variegated Godula shales, a Senonian microfauna. Usually, these shales are overlain by variegated marls with a Campanian — Maestrichtian microfauna.

Indications as to the age of the upper part of the Godula beds are gained too by an analysis of the stratigraphy of the Cretaceous beds of the Magura series in Wysoki Beskid. There the oldest variegated shales of the Magura series, may, both as to age and facies, correspond to the variegated shales which replace the Lower Godula beds; the Szczawina sandstones may correspond to the Middle Godula beds, and the lower part of the Inoceramus beds, especially their variety with variegated shales, to the Upper Godula beds. Then the thick-bedded sandstones and conglomerates of the Inoceramus beds would correspond to the Lower Istebna beds.

It should be added here that in the Upper Cretaceous the material filling the Silesian and the Magura Basin was derived from the ridge separating these two basins, as shown by measurements of directions of sedimentation. Thus all symptoms of diastrophism which this cordillera has undergone, have been recorded in an analogous manner in the sediments of both these basins.

Correlation between deposits of the Silesian and the Magura series will only be possible, if we rejuvenate the age of the Godula beds in accordance with suggestions put forth in the present paper.

In the lower part of the variegated shales of the Magura series there has been identified *Globotruncana lapparenti tricarinata* Quereau, indicating that these shales are of no more than Turonian age. From the boundary between the Inoceramus beds, with their intercalations of variegated shales, and the thickbedded sandstones there were collected fragments of Inoceramus tests, disclosing features of Upper Santonian species (vide Polish text). Thus it appears that, in the Magura series, sedimentation of deposits similar to the Lower Istebna beds has begun in the Santonian — Campanian.

The above presented data show that sedimentation of the Godula beds started in the Cenomanian and was terminated at the close of the Lower Senonian. Against the shifting of the lower boundary of Godula beds from the Albian to the Cenomanian speaks the finding, in the Godula beds, of form *Desmoceras aff. dupinianum* d'Orb. (A. Liebus, 1902). However, it is conceivable that, this specimen found loosely in the creek bed is not from the Godula beds or, that this is another species of *Desmoceras*, with a wider age range.

If we assign the Godula beds and their accompanying variegated shales to the Cenomanian, Turonian and Lower Senonian, assuming at the same time the stability of the upper boundary of the gaize and the Lgota beds, the black Spas shales and the Shipot beds, this in turn brings about changes in the age determination of other members of the Carpathian Flysch.

The authors report new localities of numerous specimens of *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* from the lowest part of the siliceous marls of the Skole series at Szczepanowice (sheet Pilzno), and of *Globotruncana arca* Cushman and *Reussella szajnochae* (Grzyb.) from the siliceous marls at Rybotycze. Thus the siliceous marls of the Skole series might represent the Turonian and even part of the Lower Senonian, whereas the Inoceramus beds would then be limited to the Senonian.