

Jerzy ZNOSKO, Roman CHLEBOWSKI

REWIZJA STRATYGRAFII DOLNEGO ORDOWIKU W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

(3 fig.)

*Revision of the Lower Ordovician stratigraphy
in the Holy Cross Mts. (Central Poland)*

(3 Figs.)

Treść. W pracy dokonano przeglądu stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich i na obszarze Białowieży—Mielnika w NE Polsce. Ustalono, że pierwotnie osady tremadoku istniały na całym obszarze Gór Świętokrzyskich. Faza sandomierska zaznaczyła się w poziomie *Dichograptus* dolnego arenigu i była równoczesna fazie starokaledońskiej w pozostałych częściach geosynkliny. Spowodowała ona znaczną erozję osadów tremadoku i kambru. Sedymentacja wznowiła się w poziomie *Didymograptus extensus* dolnego arenigu.

STAN ROZPOZNANIA STRATYGRAFII DOLNEGO ORDOWIKU W POLSCE

GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE

Problem podziału stratygraficznego dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich i charakter jego kontaktu z kambrem jest sprawą ciągle żywą i nie tracącą niczego ze swej aktualności. Ustalenia stratygraficzne dokonane w Górach Świętokrzyskich były przez długi czas wzorcowe dla pozostałych obszarów kraju. W ostatnich latach zaznacza się pod tym względem ruch zwrotny w tym sprzężonym zjawisku — ustalenia stratygraficzne dokonane poza Górami Świętokrzyskimi zaczynają odgrywać rolę konfrontacyjną i to zarówno w próbach korelacji na dużą — regionalną skalę, jak i korelacjach szczegółowych obejmujących małe, ale szczegółowo rozdzielone diapazony profilów.

Wyrazem ewolucji w poglądach na stratygrafię dolnego ordowiku Gór Świętokrzyskich jak i zresztą całego starszego paleozoiku są klasyczne prace A. Michalskiego (1883), G. Güricha (1896, 1901), na-

stępnie liczne i odkrywczce prace naszych klasyków J. Czarnockiego (1919, 1928a,b, 1939, 1950, 1957), J. Samsonowicza (1916, 1920, 1934, 1952) oraz R. Kozłowskiego (1948), w końcu lawina opracowań powojennych w ogromnej przewadze młodszego pokolenia geologów, spośród których trzeba wymienić takich jak H. Tomczyk (1957, 1962),

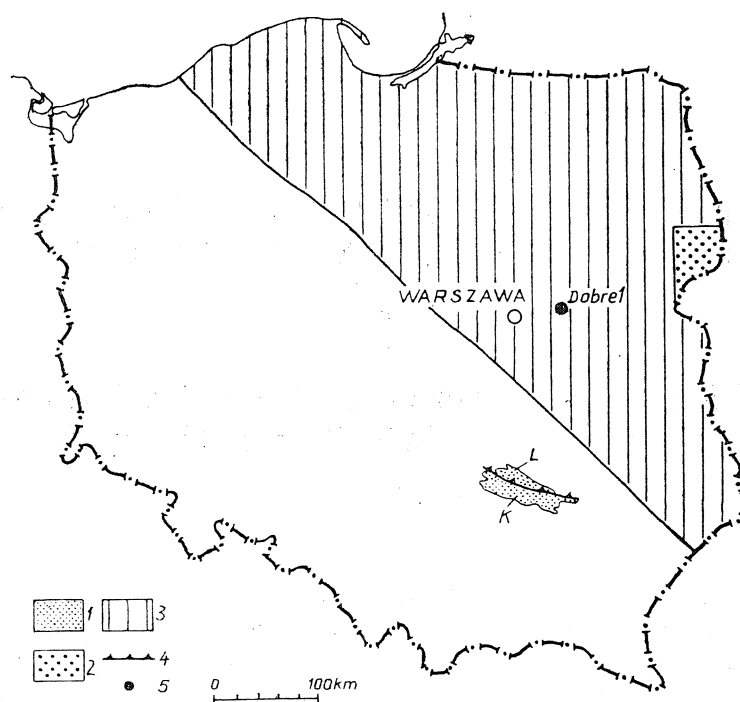


Fig. 1. Mapka lokalizacji regionów geologicznych; 1 — Góry Świętokrzyskie; 2 — obszar Białowieży, Mielnika; 3 — platforma prekambryjska; 4 — dyslokacja łyso-górska; 5 — sytuacja otworu Dobre 1; K — jednostka kielecka Gór Świętokrzy-skich; L — jednostka łysogórska Gór Świętokrzyskich

Fig. 1. Localization map of geologic regions; 1 — Holy Cross Mts.; 2 — the area of Białowieża and Mielnik; 3 — Pre-Cambrian platform; 4 — Łysogóry dislocation; 5 — position of the bore-hole Dobre 1; K — Kielce region of the Holy Cross Mts.; L — Łysogóry region of the Holy Cross Mts.

H. Tomczyk i M. Turnau-Morawska (1964, 1967), Z. Kielan (1956, 1959), W. Bednarczyk (1959, 1964, 1966a, 1966b, 1966c, 1971), J. Znosko i B. Szymański (1968), W. Bednarczyk, R. Chle-bowski, Z. Kowalczewski (1966, 1970), P. Filonowicz (1970).

Badania petrograficzne, które niejednokrotnie okazały się bardzo po-mocne przy korelacjach stratygraficznych utworów niezbyt pewnie dato-wanych faunistycznie, zostały wykonane głównie przez M. Turnau-Morawską (1958, 1960, 1961, 1964) i R. Chlebowskiego (1971).

Szczegółowa analiza stratygraficzna, tektoniczna i paleogeograficzna dolnego paleozoiku Gór Świętokrzyskich dokonywana sukcesywnie od czasów badań A. Michalskiego i G. Güricha, a w szczególności przeprowadzona przez J. Czarnockiego pozwoliła wyróżnić dwa

główne regiony zasadniczo różniące się na przełomie kambru-ordowiku konfiguracją dna zbiornika i związanym z tym zróżnicowaniem facjalnym osadów najniższego ordowiku. Zdecydowanie odmiennie wykształcone są utwory dolnego ordowiku w tzw. regionie kieleckim (południowym) i regionie łysogórskim (północnym) Gór Świętokrzyskich.

Region kielecki. W zachodniej części tego regionu (okolice Kielc) utwory dolnego ordowiku odsłaniają się w wielu miejscach: góra Bukówka i góra Skała koło Mójczy, góra Telegraf, Biesak koło Białogonu, Zalesie koło Słowika i nieco dalej na S od Kielc w Brzezinach i w Zbrzy. Wszędzie są to utwory drobno- lub średnioklastyczne: mułowce lub piaskowce z glaukonitem, w niektórych miejscach podścielone cienką warstwą zlepieńca (Biesak, Telegraf). W profilach Zbrzy i Biesaka odnotowuje się w piaszczysto-glaukonitowych utworach wkładki chalcedonitów, a w Biesaku wkładkę bentonitu o miąższości około 15 cm. W składzie mineralnym utworów piaskowcowo-mułowcowych oprócz kwarcu i glaukonitu oraz spoiwa krzemionkowo-ilastego stwierdza się domieszki skaleni i biotyту oraz minerałów akcesorycznych, a w Zalesiu koło Słowika ponadto w składzie piaskowców występują okruchy ciemnych łupków ilastych.

Na podstawie cech litologicznych, ale przede wszystkim na podstawie fauny brachiopodowej występującej w tych utworach — głównie *Thysanotos* (*Obolus*) *siluricus* Eichwald, *Acrothele ceratopygarum* Brögger, *Lingulella* i inne W. Bednarczyk wyróżnił dla najniższego ordowiku Gór Świętokrzyskich następujące poziomy litostratygraficzne: warstwy z bułuckie reprezentujące dolny tremadok i warstwy kozielskie reprezentujące górny tremadok.

Powyżej tych poziomów występują w niektórych profilach omawianego regionu piaskowce glaukonitowe lub wapienie żelaziste zaliczane do tzw. warstw z Bukówki dolnego arenigu oraz tzw. piaskowce ortildowe reprezentujące warstwy dymińskie górnego arenigu (góra Bukówka, góra Telegraf, góra Skała).

Nieco odmiennie przedstawia się profil dolnego ordowiku w Brzezinach, gdzie najniższe partie ordowiku w wykształceniu piaszczysto-glaukonitowym według H. Tomczyka i M. Turnau-Morawskiej (1964) reprezentować miałyby pogranicze tremadoku-arenigu, natomiast według W. Bednarczyka (1966c) należą do warstw kozielskich górnego tremadoku.

Powyżej tych utworów obserwuje się ciągle przejście poprzez utwory mułowcowe do ilowców dolnego arenigu i do łupków ilastych z graptolitami reprezentującymi górny arenig. Występujące tu graptolity *Didymograptus deflexus* Elles et Wood, *D. extensus* Hall i *D. hirundo* Salter jednoznacznie wskazują na arenig reprezentowany przez lokalnie wydzielone dolne warstwy brzezińskie, które ku górze prze-

chodzą w również graptolitowe górne warstwy brzezińskie należące według W. Bednarczyka (1966c) do lanwirnu.

W środkowej części regionu kieleckiego dobrze poznane zostały utwory dolnego ordowiku w rejonie synkliny bardziańskiej: Zalesie Nowe obok Łagowa, Chojnów Dół obok Zbilutki, Koziel, Szumsko, Wilcza Góra, Maliniak, Powalisko.

Na całym tym obszarze dolny ordowik wykształcony jest w facji mułowcowo-piaskowcowo-tufitowej z chalcedonitami. Są to mułowce tufitowe z glaukonitem oraz chalcedonity z przewarstwieniami czertów ilastych. Utwory te przeławicają się wielokrotnie i tworzą bardzo charakterystyczny, przydatny przy korelacjach litostratygraficznych zespół skalny, zawierający w sobie wyraźne produkty działalności wulkanicznej jak materiał piroklastyczny, czerty ilaste i chalcedonity (R. Chlebowski, 1971). W wielokrotnie powtarzających się wkładkach chalcedonitowych znajduje się bardzo duża ilość drobnego detrytusu graptolitowego dobrze zakonserwowanego w żelu krzemionkowym (R. Kozłowski, 1948).

Ten zespół skalny podścielony jest wszędzie cienką warstwą zlepieńca, który złożony jest z otoczków skał kambryjskich tkwiących w masie piaszczysto-glaukonitowej. Zlepieniec niezgodnie kontaktuje z utworami kambru dolnego.

Na podstawie zespołu brachiopodów: *Thysanotos (Obolus) siluricus* Eichwald, *Conotreta czarnockii* Bednarczyk, *Lingulella zejszneri* Bednarczyk występujących w mułowcach i piaskowcach W. Bednarczyk (1966) zaliczył pierwotnie utwory te do warstw zbiluckich i kozielskich tremadoku, a później zdefiniował wiek tych utworów jako wyłącznie górnotremadocki.

Ponad tymi utworami występują warstwy z Bukówki dolnego arenigu oraz piaskowce ortidowe warstw dyمیńskich górnego arenigu.

We wschodniej części regionu kieleckiego utwory dolnego ordowiku występują w Pułaczowie, Wysoczkach, Międzygórzu i Lenarczycach. W Pułaczowie i Wysoczkach cały kompleks utworów dolnoordowickich jest prawie identyczny jak w synklinie bardziańskiej. Są to piaskowce tufitowe z glaukonitem, wielokrotnie przeławicane wkładkami chalcedonitów oraz czertami ilastymi. W Wysoczkach szczególnie dobrze wykształcone są chalcedonity zawierające bardzo dużo dobrze zakonserwowanego detrytusu graptolitowego (R. Kozłowski, 1948). Na podstawie brachiopodów występujących w tych osadach, mianowicie *Thysanotos (Obolus) siluricus* Eichwald, *Lingulella* i *Acrotreta*, W. Bednarczyk (1964, 1971) zaliczył początkowo te utwory do warstw zbiluckich, a następnie ustalił ich wiek jako górnotremadocki.

W Międzygórzu (kamieniołom Chełm) dolny ordowik, kontaktujący niezgodnie z utworami kambru środkowego, wykształcony jest w dolnej partii odmiennie niż w poprzednich miejscach. Jest to kilkunastometrowy kompleks utworów zlepieńcowych (tzw. zlepieniec międzygórski),

złożony z kilku warstw zlepieńca przekładanych piaskowcami kwarcowo-glaukonitowymi lub piaskowcami kwarcytowymi o spoiwie krzemionkowym, zawierającym także dość nieliczne ziarna glaukonitu. W całym tym kompleksie, zarówno w zlepieńcach jak i w piaskowcach, oprócz innych składników detrytycznych dość licznie występują okruchy łupków ilastych o barwie czarnej, ciemnoszarej i szarozielonkawej z licznymi blaszkami muskowitu.

Pozycja stratygraficzna tego kompleksu zlepieńcowo-piaskowcowego została ustalona przez W. Bednarczyka (1971) na górny tremadok

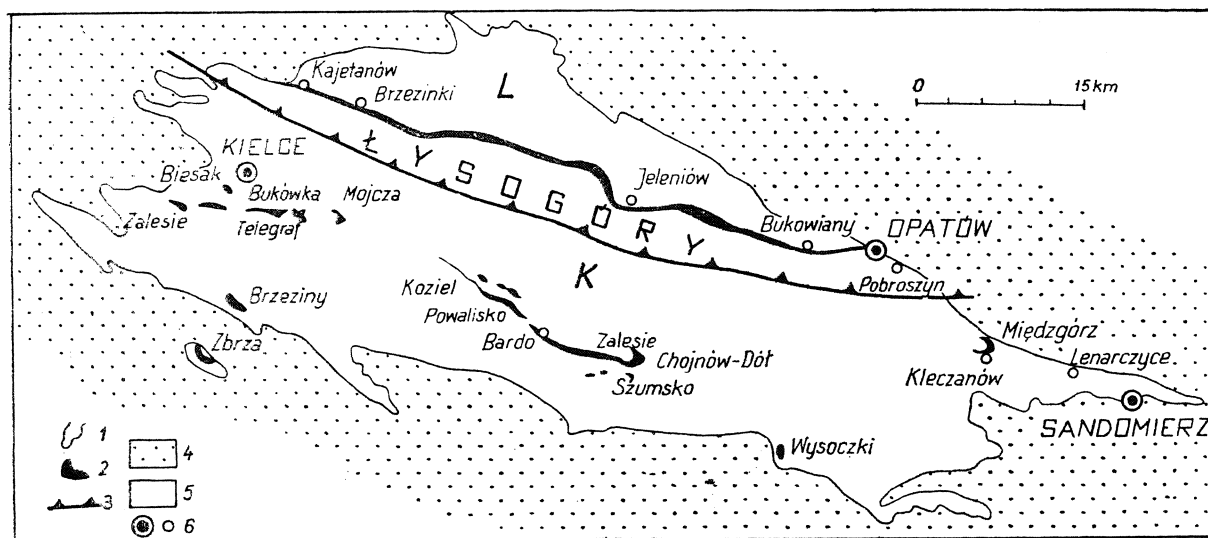


Fig. 2. Mapa występowania utworów ordowiku w Górach Świętokrzyskich; 1 — zarys wychodni paleozoiku; 2 — wychodnie utworów ordowiku; 3 — dyslokacja łysogórska — granica regionu łysogórskiego i kieleckiego Gór Świętokrzyskich; 4 — osłona mezozoiczna trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich; 5 — utwory paleozoiczne Gór Świętokrzyskich; 6 — ważniejsze miejscowości; L — jednostka łysogórska Gór Świętokrzyskich; K — jednostka kielecka Gór Świętokrzyskich

Fig. 2. Map of Ordovician rocks in the Holy Cross Mts.; 1 — outline of Palaeozoic outcrops; 2 — outcrops of Ordovician rocks; 3 — Łysogóry dislocation — the boundary of the Łysogóry and Kielce regions of the Holy Cross Mts.; 4 — Mesozoic mantle of the Palaeozoic core of the Holy Cross Mts.; 5 — Palaeozoic rocks of the Holy Cross Mts.; 6 — more important localities; L — Łysogóry region of the Holy Cross Mts.; K — Kielce region of the Holy Cross Mts.

na podstawie brachiopodów — m. in. *Thysanotos (Obolus) siluricus* (Eich.).

Na utworach tych bezpośrednio leżą piaskowce ortidowe należące do warstw dymińskich górnego arenigu. W takiej interpretacji stratygraficznej istniałaby tu według W. Bednarczyka (1971) luka obejmująca dolny arenig.

W Lenarczycach bezpośrednio na utworach kambru środkowego występuje cienka warstewka zlepieńca podstawowego, na którym leżą piaskowce kwarcowe z glaukonitem zawierające brachiopody — m. in. *Thysanotos (Obolus) siluricus* Eichwald. Utwory te W. Bednarczyk (1971) zalicza do tremadoku górnego. Ponad nimi występują utwory piaskowcowe należące do warstw z Bukówki dolnego arenigu.

Region łysogórski. W regionie łysogórskim istnieje ciągłość sedymentacyjna osadów górnokambryjskich i dolnoordowickich, a zatem istnieje między nimi również i zgodność strukturalna.

Ciągłość sedymentacyjna górnego kambru — dolnego ordowiku wyrażona jest według E. Tomczykowej (1968) warstwami łysogórskimi, które wykształcone są jako ciemnoszare i czarne łupki ilaste z blaszkami muskowitu i z kilkoma cienkimi wkładkami wapieni. W dolnej części tych łupków E. Tomczykowa (1968) stwierdziła typowy zespół *Parabolina* sp. div., *Beltella* sp. div., *Peltura* sp. div., *Acero-care* sp. wskazujący na najwyższy kambr górny, a w górnej części łupków ilastych graptolity w rodzaju *Dictyonema*, które określają przynależność wiekową tych łupków do dolnego tremadoku. Powyżej ciemnych łupków ilastych dolnego tremadoku istnieje duża luka stratygraficzna obejmująca górny tremadok, arenig i lanwirn, a następnie występują osady landeila. Landeil wykształcony jest jako wapienie organodetrytyczne lub wapienie z oolitami szamozytowymi, które podścielone są drobnoziarnistym zlepieńcem zbudowanym z różnych skał węglanowych oraz ciemnych łupków ilastych, mułowców, z okruchów fosforytów i kwarcu.

Podobna sytuacja notowana jest w profilach Jeleniowa i Brzezinek regionu łysogórskiego, natomiast w innych miejscach brak jest w ogóle utworów dolnego ordowiku i osady landeila leżą bezpośrednio na różnych ogniwach kambru.

POLSKA PÓŁNOCNO-WSCHODNIA

Osady ordowiku Polski północno-wschodniej utworzyły się w tak zwanym basenie bałtyckim (R. Männil, 1966). Są one rozwinięte bez reszty w facji epikontynentalnej i wchodzi w skład pokrywy osadowej starej, prebajkalskiej platformy (J. Znosko, 1965, 1966), którą zwyczajowo przywykliśmy nazywać prekambryjską. Pokrywę osadową tej platformy, której podłoże zbudowane jest wyłącznie ze skał głębinowych i metamorficznych, tworzą osady wendu, kambru, ordowiku i syluru budujące dolne piętro tej pokrywy oraz osady permo-kenozoiczne tworzące piętro górne tejże pokrywy. Pomiedzy obu piętrami pokrywy osadowej zaznacza się niewielka, ale wyraźna, regionalna dyskordancja kąтова, podkreślona rozległą luką obejmującą utwory dewonu, karbonu i permu dolnego.

Wykształcenie facjalne dolnego ordowiku tego obszaru, jak też i jego stosunek do podścielającego kambru, wreszcie stratygrafia tych utworów są rozpoznane dobrze i mają o wiele lepsze udokumentowanie faunistyczne niż w Górach Świętokrzyskich; profile są nie zaburzone, wykazują niewiele luk, a i to dobrze czytelnych. Z tych też powodów wnioski korelacyjne, jakie wynikają przy porównaniu z ordowikiem Gór Świętokrzyskich, mają dla tych ostatnich bardzo istotne znaczenie, szczególnie

jeśli się uwzględni, że i w Górach Świętokrzyskich należałoby się liczyć, jak na to wskazują wyniki badań E. Tomczykowej (1968), z regionalną pierwotnie ciągłością sedymentacyjną górnego kambru — dolnego ordowiku.

Utwory kambru w obrębie dolnego ogniwa pokrywy osadowej Polski północno-wschodniej wykształcone są jako piaskowce, które z ciągłością sedymentacyjną przechodzą w piaskowce najniższego ordowiku. Tremadok reprezentowany jest przez piaskowce obolusowe dolne i górne, łupki dzielące oraz łupki dictyonemowe i bryograptusowe tworzące tzw. warstwy krzyżańskie (J. Znosko, 1964; B. Szymański, 1966). Arenig reprezentują glaukonityty, dolomity i wapienie glaukonitowe; lanwim wykształcony jest jako wapienie z oolitami żelazistymi, a wyżej leżący kompleks wapienno marglisty reprezentuje landeill-aszgil.

Szczególnie wyraźnie zaznaczony jest zgodny stosunek dolnego ordowiku i górnego kambru w rejonie Białowieży i Mielnika (B. Szymański, 1973). Zaznacza się tam ciągłość sedymentacyjna klastycznie wykształconego cyklotemu sedymentacyjnego górnokambryjsko-dolnoordowickiego. Na łupkach ilastych i ilasto-piaszczystych górnego kambru leży zgodnie — z ciągłością sedymentacyjną — kompleks drobnoziarnistych piaskowców obolusowych dolnych i górnych przedzielonych kompleksem łupków i iłołupków tzw. dzielących. Na tym kompleksie utworów piaskowcowo-ilastych leżą ciemnoszare łupki dictyonemowe i bryograptusowe, zawierające nagromadzenia graptolitów i ich detrytusu. W dolnej części tych łupków stwierdzono m. in. *Dictyonema flabelliforme graptolitinum* Kierulf wskazującą na dolny tremadok, w górnej części natomiast m. in. *Bryograptus ramosus* (Brögger) charakterystyczny dla tremadoku górnego (B. Szymański 1973). Zatem tremadok dolny tego regionu reprezentują łupki dictyonemowe, piaskowce obolusowe górne, łupki dzielące i piaskowce obolusowe dolne w ciągłości sedymentacyjnej z utworami górnego kambru, natomiast górny tremadok reprezentują łupki bryograptusowe.

Na łupkach bryograptusowych górnego tremadoku występują zgodnie kątowno glaukonityty, a następnie wapienie glaukonitowe i dolomity należące do tzw. warstw białowieskich arenigu (E. Tomczykowa, 1964; J. Znosko, 1964). Tylko lokalnie w niektórych profilach Białowieży zaznacza się na granicy tremadok-arenig luka różnej wielkości spowodowana wtórnym brakiem łupków dictyonemowych i bryograptusowych.

Trzeba zaznaczyć, że znaczenie tej wtórnej luki jest o wiele większe i jest reprezentatywne nie tylko dla obszaru Białowieży—Mielnika, ale i dla całej północnej i północno-wschodniej Polski, dla której generalnie wielu badaczy przyjmowało pierwotny brak utworów górnego kambru i tremadoku. Ostatnio Z. Modliński, B. Szymański (1972) udo-

wodnili obecność strzępów utworów tremadockich na obszarze syneklizy perybałtyckiej, gdzie w sprzyjających okolicznościach zachowały się one przed wielokrotnymi, późniejszymi aktami erozyjnymi. Dokumentują one tym samym regionalną pierwotnie obecność osadów tremadoku na całym obszarze aczkolwiek w odmiennej facji niż na obszarze Białowieży—Mielnika.

B. S z y m a ń s k i (1973) generalnie zresztą podkreśla, że brak pewnych ogniw dolnego arenigu i górnego tremadoku na niektórych obszarach Polski północno-wschodniej lub brak w ogóle całego tremadoku na wielu obszarach starej, prebajkalskiej platformy należy tłumaczyć wtórnym, erozyjnym zniszczeniem tych utworów lub, w wielu zapewne przypadkach, ciągle jeszcze niedostatecznym rozpoznaniem wiertniczym.

PRAWIDŁOWOŚĆ ROZWOJU LITOSTRATYGRAFICZNEGO TREMADOKU I ARENIGU W RÓŻNYCH REGIONACH POLSKI I MOŻLIWOŚCI KORELACYJNE

Przegląd rozwoju utworów dolnego ordowiku (tremadoku i arenigu) jak też i stosunek tych utworów do kambru w wielu profilach różnych regionów skłania do przeprowadzenia porównań i korelacji, zwłaszcza w Górach Świętokrzyskich i z kolei tego regionu z innymi. Staje się to szczególnie aktualne w świetle nowych danych litostratygraficznych.

Kluczem do wszelkich rozważań nad problemem stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich jest tzw. zlepienieć międzygórski, zaliczony przez W. B e d n a r c z y k a (1971) do górnego tremadoku, a szczególnie jego pozycja w stosunku do znanego aktu diastroficznego, jaką była faza sandomierska. Ponieważ bezpośrednio ponad tym zlepieniem występują piaskowce ortidowe należące do warstw dyminińskich górnego arenigu, występowałyby tu według W. B e d n a r c z y k a (1971) luka stratygraficzna obejmująca dolny arenig. Rozwój stosunków sedymentacyjnych jak również paleogeograficznych w Górach Świętokrzyskich przeczy istnieniu luki stratygraficznej między zlepieniem międzygórskim a piaskowcami ortidowymi, jak również zaprzecza możliwości współwystępowania w tym samym czasie łupków dictyonemowych warstw lyso-górskich z jednej strony a zlepieńca międzygórskiego z drugiej strony.

Uzyskane ostatnio argumenty litologiczne, petrograficzne i biostratygraficzne pozwalają zupełnie inaczej spojrzeć na pozycję stratygraficzną warstw międzygórskich. Punktem wyjścia do rozważań w tej dziedzinie stało się opracowanie petrograficzne utworów zlepieńcowych opublikowane przez M. T u r n a u - M o r a w s k ą (1960), która między innymi bacznie uwagę poświęca fragmentom łupków ilastych występujących w składzie zlepieńca i towarzyszącym im piaskowców. Według R. B ł a s z k e (1957) okruchy tych łupków ilastych stanowią od 1,3 do 8,6% składu zlepieńców. Co do pochodzenia okruchów łupków ilastych M. T u r n a u -

Morawska (1960) wypowiedziała pogląd, że należy przyjąć alternatywnie: 1) albo są to na wtórnym złożu rozmyte ily kambryjskie, 2) albo śródformacyjnie przerobione i redeponowane okruchy skał ordowickich.

Tak wyrażony przez M. Turnau-Morawską pogląd spowodował, że autorzy ze szczególną uwagą zajęli się właśnie fragmentami łupków ilastych. Występują one przede wszystkim w najniższych partiach zlepieńca jako jeden z jego składników polimiktycznych, a także w mniejszych ilościach w składzie piaskowców kwarcowo-glaukonitowych współwystępujących ze zlepieńcami i kilkakrotnie je przewarstwiających. Są to okruchy łupków ilastych barwy czarnej, ciemnoszarej lub niekiedy czarnozielonkawej, które charakteryzuje znaczna zawartość blaszek muskowitu. Okruchy te z reguły wykazują wymiary od kilku mm do kilku cm, są na ogół dość kruche, czasem lekko plastyczne.

Z wielu próbek zlepieńca wydobyto dość znaczne ilości okruchów łupków ilastych i poddano je badaniom w celu wydobycia z nich ewentualnie znajdującej się w nich mikrofauny, która by mogła przesądzić ich wiek. W reziduum, które pozostało po rozpuszczeniu okruchów łupków ilastych w kwasie fluorowodorowym, dr H. Szaniawski z Zakładu Paleozoologii PAN stwierdził obecność bardzo licznych fragmentów Chitinozoa oraz detrytus graptolitów, a wśród nich fragmenty kolonii z rodzaju *Dictyonema* oraz sikule. Już sam fakt występowania detrytusu graptolitowego w łupkach ilastych, w tym fragmentów kolonii *Dictyonema*, świadczyć może o wieku tych łupków na ich pierwotnym złożu — podobnie jak detrytus graptolitowy w łupkach dictyonemowych obszaru Białowieży i Mielnika (B. Szymański, 1973). Natomiast występowanie tych łupków ilastych na wtórnym złożu, jako materiału zerodowanego a następnie redeponowanego w składzie polimiktycznego zlepieńca międzygórskiego przesądza następujące wnioski:

1. okruchy łupków ilastych nie są pochodzenia kambryjskiego;
2. najstarszy ich wiek może być tremadocki;
3. zlepieniec międzygórski zawierający w swym składzie fragmenty skał wieku tremadockiego musi być od nich młodszy.

W uściśleniu tych rozważań bardzo pomocne okazują się stwierdzone w łupkach liczne Chitinozoa. Zespół tych mikroskamieniałości, mimo że nie mają one jeszcze ściśle sprecyzowanej wymowy stratygraficznej i nie mogą określać poziomów stratygraficznych, to jednak pozwalają na przybliżoną orientację, co będzie przedmiotem odrębnej publikacji dra H. Szaniawskiego. Mianowicie ten zespół Chitinozoa o dość szerokim zasięgu stratygraficznym nigdzie jeszcze nie został stwierdzony poniżej arenigu, natomiast w wielu profilach ordowiku różnych rejonów Europy były one notowane zawsze nieco wyżej. Na tej podstawie można z dość dużą wiarygodnością wypowiedzieć pogląd o arenickim wieku zlepieńca międzygórskiego. Dokładniej jeszcze wiek tych utworów można sprecyzować biorąc pod uwagę fakt, iż bezpośrednio po-

nad serią zlepieńcową w Międzygórzu występują piaskowce ortidowe reprezentujące „warstwy dymińskie” górnego arenigu. Trudno więc dopatrywać się jakiegokolwiek luki stratygraficznej między kompleksem zlepieńcowo-piaskowcowym warstw międzygórskich a piaskowcami ortidowymi. Istnieje tu natomiast konsekwentna ciągłość sedymentacyjna i stratygraficzna. Ten konsekwentny obraz skłania do wypowiedzenia poglądu o braku tremadoku w Międzygórzu i o całkowitej przynależności utworów zlepieńcowo-piaskowcowych do niższego arenigu.

Pogląd o prawdopodobnej przynależności zlepieńca międzygórskiego do utworów dolnego arenigu wyrazili już J. Znosko i B. Szymański (1968) oraz B. Szymański (1973). O ile jednak przypuszczenie takie można było dotychczas wysnuwać na podstawie ogólnych prawidłowości paleogeograficznych i porównań z innymi regionami Polski, to obecnie przypuszczenie to znajduje pełne uzasadnienie w argumentach litostratygraficznych. Obserwacje petrograficzne prowadzą ponadto do wniosku, że tzw. zlepieniec międzygórski nie jest zlepieńcem sensu stricto, a tym bardziej zlepieńcem podstawowym. W istocie jest to kompleks utworów zlepieńcowo-piaskowcowych przewarstwiających się kilkakrotnie. W jego stropowej partii występują zwężłe piaskowce kwarcowo-glaukonitowe z dużą zawartością krzemionki w spoiwie. Bezpośrednio ponad nimi, sedymentacyjnie konsekwentnie, występują piaskowce ortidowe warstw dymińskich górnego arenigu.

W zlepieńcu międzygórskim obserwować można ponadto inne jeszcze interesujące fakty, które stać się mogą bardzo przydatne przy rozważaniach paleogeograficznych i interpretacji korelacyjnej z innymi regionami. Przede wszystkim zwraca uwagę zielona barwa tej skały pochodząca od rozproszonego glaukonitu w masie wypełniającej zlepieńca lub w składzie towarzyszących im piaskowców. Ilość glaukonitu jest zmienna w różnych partiach, średnio występuje on w ilościach około 5—10%. Zauważalnym składnikiem są również łyszczyki, a zwłaszcza biotyt w formie blaszek o znacznych rozmiarach, który najczęściej występuje w różnych stadiach rozkładu — glaukonityzacji.

W składzie zlepieńca często spotykane są także nieregularnie skupienia ilaste, występujące również w masie wypełniającej zlepieńca. Mają one barwę szarozielonkawą lub seledynową. Są to niewielkie nagromadzenia minerałów ilastych z grupy montmorillonitu, czasem o wyglądzie zbliżonym do seladonitu. Nieregularne skupienia tych minerałów zawierają w swym składzie dość znaczne ilości bardzo drobnego materiału piroklastycznego, a mianowicie skaleni, kwarcu i biotyту. Materiał ten wraz z prawdopodobnie obecnym tu pierwotnie szkliwem wulkanicznym, które uległo całkowitemu rozkładowi, jest niewątpliwie pochodzenia wulkanicznego i jest rozproszony podobnie jak glaukonit w całej serii zlepieńcowej.

Interpretacja tych faktów odnotowanych w kompleksie zlepieńcowym

z Międzygórza będzie o wiele przejrzystsza i oczywista, jeżeli będzie dokonana na tle przeglądu utworów dolnego ordowiku pozostałych obszarów Gór Świętokrzyskich.

W całym regionie kieleckim, a więc na obszarze synkliny bardziańskiej, następnie w okolicach Kielc oraz na południowy zachód od centrum regionu kieleckiego — a więc w okolicach Zbrzy, utwory dolnego ordowiku wszędzie wykształcone są podobnie. Są to skały facji tufitowo-glaukonitowej: piaskowce i mułowce tufitowe z glaukonitem, wielokrotnie przeławicane cienkimi wkładkami chalcedonitów i czertów ilastych, a w niektórych miejscach także z wkładkami bentonitów.

W innych miejscach tego regionu, mianowicie w Bukówce, Mójczy, Brzezinach najniższy ordowik wykształcony jest jako utwory piaskowcowo-glaukonitowe. Najdalej na południowym wschodzie regionu kieleckiego w okolicach Międzygórza, w obrębie utworów średnio- i gruboklastycznych, podobnie jak w całym regionie południowym, obecne są widoczne ilości glaukonitu oraz również materiał wulkanogeniczny. Pomimo częściowo odmiennego charakteru litologicznego występujących tu utworów stwierdzenie udziału tych samych składników mineralnych nie nastręcza trudności.

Jaka może być interpretacja litostratygraficzna przytoczonych faktów na tle stosunków diastroficzno-sedymentologicznych, paleogeograficznych i tektonicznych na przełomie kambru-ordowiku i w dolnym ordowiku Gór Świętokrzyskich?

Przytoczone fakty uwypuklają rażącą sprzeczność ich wymowy na tle stosowanej jeszcze dziś mylnej stratygrafii opartej na schematach F. Schmidta i W. W. Lemańskiego, a wywodzącej się z czasów badań J. Czarnockiego i J. Samsonowicza w Górach Świętokrzyskich. Badaczom tym nie znane były takie fakty, jak obecność w Łysogórach łupków dictyonemowych i ich ciągłości sedymentacyjnej z kambrem górnym, co zostało zaakcentowane wyróżnieniem warstw łysogórskich (E. Tomczykowa, 1968; S. Orłowski, 1968). Odkrycie warstw łysogórskich najwyższego kambru i tremadoku dictyonemowego, rozwiniętych w facji czarnych łupków ilastych lub łupków ilasto-mułowcowych zmusza do zastanowienia się nad rolą fazy sandomierskiej i jej usytuowaniem w czasie.

Wymowa łupków dictyonemowych jest z punktu widzenia paleosedymentacyjnego jednoznaczna. W zbiorniku górnego kambru-tremadoku trwa schyłkowa sedymentacja ilasto-mułowcowa zamykająca cyklotem kambryjsko-tremadocki i wskazująca na całkowicie ustabilizowane warunki sedymentacyjno-erozyjne w makroregionalnym ujęciu. Jeśli łupki dictyonemowe, znane punktowo, ale na ogromnym obszarze (Góry Świętokrzyskie, obszar Białowieży—Mielnika, Bornholm etc.), są wyrazem bajor rozdzielonych od siebie obszarami piaszczystej, ale na pewno pelitycznej i drobnoziarnistej sedymentacji, to nic się nie zmienia w ogólnym

poglądzie na ówczesne warunki paleosedymentacyjne i erozyjne na odległych obszarach alimentacyjnych.

Dźwignięcie sandomierskie regionu kieleckiego na przełomie kambru i ordowiku i teoretycznie i praktycznie uniemożliwiłoby dalszą sedymentację warstw łysogórskich tremadoku na obszarze sąsiednim, przez międzę niejako, a mianowicie w łysogórskim zbiorniku. W efekcie fazy sandomierskiej na przełomie kambru-ordowiku tremadok Łysogór powinien rozpoczynać się zlepieńcami albo przynajmniej gruboziarnistym materiałem. Tymczasem spokojnie dożywa swego końca właśnie sedymentacja cyklotemu schyłkowego zapowiadająca, jak każe reguła, rozpoczęcie nowego cyklotemu w odmiennych warunkach i inaczej wyrażonego.

Z rozważań tych jednoznacznie wynika, że w tremadoku dictyonemowym cały obszar Gór Świętokrzyskich był zalany, i że faza sandomierska nastąpiła po tremadoku dictyonemowym. Doskonałe dowody paleontologiczne i litologiczne, które konsekwentnie potwierdzają taki punkt widzenia, dostarcza kompleks utworów zlepieńcowych z Międzygórza. W składzie tych utworów uczestniczą otoczaki, toczne i okruchy różnych skał — na ogół piaskowcowych i mułowcowych, wśród których tkwią także duże i małe płaskie okruchy czarnych łupków z drobnoziarnistym muskowitem. W łupkach tych stwierdzono fragmenty *Dictyonema* sp., a cechy litologiczne wskazują na łudzace podobieństwo do łupków dictyonemowych warstw łysogórskich oraz do łupków dictyonemowych obszaru Białowieży.

Przyjąć można, że są to utwory identyczne, a zatem trzeba postawić tezę, że zlepieniec międzygórski zawiera bardzo liczne okruchy czarnych łupków dictyonemowych, które były w tymże samym regionie rozmywane i redeponowane. Transport, z uwagi na stan zachowania i ostrokrawędzistość okruchów, nie mógł być daleki.

Następnym bardzo istotnym faktem notowanym od dawna w zlepieńcu międzygórskim i umożliwiającym wyciągnięcie nawet daleko idących wniosków korelacyjnych jest obecność w nim znacznych ilości glaukonitu oraz nowe stwierdzenie dotyczące obecności w zlepieńcu domieszek materiału tufogenicznego.

Obecność znacznych ilości glaukonitu autigenicznego obok okruchów łupków dictyonemowych w składzie zlepieńca międzygórskiego sugeruje istnienie logicznej konsekwencji, która powinna być wyrażona w nie naruszonych i zachowanych profilach występowaniem skał glaukonitowych stratygraficznie ponad łupkami dictyonemowymi. Istotnie, w pokrywie osadowej platformy na rozległych obszarach istnieją skały przepelnione glaukonitem (glaukonityty) i chociaż nie wszędzie datowane bezpośrednio, to zawsze występujące stratygraficznie wyżej od łupków dictyonemowych oraz zawsze przykryte wapieniami glaukonitowymi lub jego facjalnymi odpowiednikami o dobrze określonej biostratygraficznie pozycji. Znale-

zione przez Z. Modlińskiego (1968) w glaukonitycie profilu otworu Dobre 1 graptolity: *Didymograptus deflexus* Elles et Wood, *D. nanus* Lapworth, *D. cf. minutus* Tornquist, *D. cf. extensus* Hall, *Clonograptus* (= *Herrmannograptus*) cf. *milesi* Hall i *Tetragraptus* sp. — decydują ostatecznie i powszechnie o arenickim wieku glaukonitytu. Fakty te obalają ostatecznie poglądy T. N. Alichowej (1958, 1960 a, b), J. A. Bałaszowej i Z. G. Bałaszowa (1959) oraz W. Bednarczyka (1964, 1966, 1968), który podzielał ich poglądy, oraz na nowo postawiły problem równowiekowości glaukonitytu arenickiego.

Biorąc pod uwagę fakt ogromnego rozprzestrzenienia glaukonitytu w pokrywie osadowej platformy od Wołynia aż po obszar leningradzki oraz występowanie glaukonitowych utworów również w Skanii, na Bornholmie, a z drugiej strony skał z glaukonitem w Górach Świętokrzyskich nie sposób uznać diachronizmu tych utworów (E. Tomczykowa, 1964), i nie sposób pogodzić się z ich niejednakowym wiekiem.

Powszechna obecność glaukonitu lub glaukonitytu, często prawie chemicznie czystego, przemawia za jednolitymi i bardzo spokojnymi warunkami sedymentacji chemicznej, którą na podobieństwo sedymentacji salinarnej również musi cechować na dużych obszarach jednoczesność, a nie diachronizm. Pogląd taki uzupełnia tylko i popiera dodatkowo przytoczone powyżej decydujące dane paleontologiczne i litostratygraficzne i utwierdza o słuszności przeprowadzonych korelacji stratygraficznych.

Pogląd o jednoczesności warunków sedymentacji chemicznej naprowadza nas na pytanie — skąd pochodzi tak ogromna ilość potasu potrzebna do jednoczesnej sedymentacji glaukonitytu albo glaukonitu jako domieszki o różnej intensywności rozproszenia w skałach? W tych rozważaniach pomocne mogą być wyniki badań R. Chlebowskiego (1971), który dowiódł tufitowego charakteru mułowców warstw zbiluckich, kozielskich i częściowo warstw z Bukówki. Równie ważne jest także stwierdzenie tego autora, że wulkanogeniczne pochodzenie mają również chalcedonity i czerty ilaste. Hipoteza, że źródłem, które mogło dostarczać materiału piroklastycznego zasobnego w potas, głównie oczywiście biotyту, który szybko ulega glaukonityzacji oraz skaleni potasowych i szkliwa, mógł być wulkanizm, narzuca się samo przez się. Należałoby tylko odpowiedzieć na pytanie, czy wulkanizm ten był dostatecznie potężny i obszarowo rozległy i czy pyły wulkaniczne zawierające minerały potasozasobne mają potwierdzenie w charakterze skał z tym wulkanizmem związanych, i wreszcie gdzie się tego rodzaju kompleksy skał znajdują.

Już N. Spjeldnaes (1961) zwrócił uwagę na bardzo intensywny i wielokrotnie notowany wulkanizm ordowicki Europy, ale jego dotychczasowe naświetlenie nie wyczerpuje jednak sprawy. Dlatego też trzeba jeszcze dodatkowo podkreślić, że jeśli uwzględnić ordowickie andezyty,

ryolity, trachity i ich tufy oraz sjenity na obszarze Walii i Szkocji, przede wszystkim w arenigu i w utworach młodszego ordowiku, jeśli uwzględnić na tle teorii tektoniki wielkich kier kontynentalnych (plate tectonics) ogromne kompleksy skał wulkanicznych Appalachów i Nowej Funlandii wieku ordowickiego, które w ówczesnym czasie przyrosnięte były do kaledonidów brytyjsko-skandynawskich, to w sumie otrzymamy obraz przepotężnie wyrażonego magmatyzmu kaledońskiego w tym i działalności ekstruzywnej i efuzywnej. Jej źródłem był zatem wulkanizm ogromnych łuków wysp oceanicznych — geosynklinalnych, które dymiąc dostatecznie długo i dostatecznie intensywnie mogły dostarczać pyłu (w tym i biotytowego) na dalekie odległości — jak wiadomo do kilku tysięcy km. Pył wulkaniczny opadał sukcesywnie i w zbiorniku geosynklinalnym i w dalej położonych zbiornikach płytkich mórz epikontynentalnych. Uwzględniając różnicowany chemizm tych zbiorników i różny stosunek pyłów do ilości wód w zbiorniku oceanicznym i zbiornikach płytkich — epikontynentalnych, można sobie również odpowiedzieć na pytanie, jaka była dalsza historia tych pyłów. W przypadku zbiorników płytkich mogło dochodzić do powstawania glaukonitytu, natomiast w zbiornikach głębszych powstawał glaukonit o różnym stopniu jego rozproszenia w tworzących się skałach osadowych.

Wulkanizm ten powinien mieć ścisły związek z paroksyzmami tektonicznymi, które spowodowały w kaledonidach europejskich dyskordancję kątową pomiędzy tremadokiem a arenigiem, co szczególnie dobrze wyrażone jest w Walii i Szkocji, a także doskonale datowane na obszarze Białowieży. W Walii ponadto stwierdzono jednoznacznie w profilach Girvan, Mona-Anglesey, Snowdon, Caernavon i Bala oraz Arenig, że: 1) arenig leży niezgodnie i przekraczając na różnych starszych od niego ogniwach, 2) arenig często wyrażony jest albo skałami wulkanicznymi — aglomeratami i kwaśnymi oraz średniokwaśnymi lawami albo wręcz zlepieńcami.

Stosunki te są zastanawiające przez swoją analogię w porównaniu z tym, co stwierdza się w Górach Świętokrzyskich, szczególnie jeśli uwzględnić pozycję stratygraficzną i rolę tzw. zlepieńca międzygórskiego. Wypływa z tego następny wniosek, że wszystko, co z tym diastrofizmem i wulkanizmem jest genetycznie związane, powinno być młodsze od tremadoku. Wnioski biostratygraficzne znajdują pełne potwierdzenie w diastrofizmie, wulkanizmie i konsekwencjach paleosedymencyjnych.

Konsekwencje paleosedymencyjne znajdują swe odzwierciedlenie przede wszystkim w bardzo charakterystycznym dla dolnego ordowiku świętokrzyskiego typie skał, a mianowicie charakterystycznych chalcedonitach zawierających detrytus dendroidea. Wielokrotnie w literaturze geologicznej znajdujemy powoływanie się na stratygraficzne znaczenie tych dendroidea, zbadanych i oznaczonych przez R. Kozłowskiego (1948) jako *Dendrograptus*, *Idiotubus*, *Acanthograptus*, *Dictyonema* i inne.

Znaczenie ich jest rzeczywiście wyjątkowe, jednak w zupełnie innym sensie, gdy weźmie się pod uwagę fakt, iż dendroidea w chalcedonitach z Wysoczek, Złelutki czy Zalesia występują jako mikrodetrytus. Podobnie więc jak i okruchy czarnych łupków dictyonemowych w zlepieńcu międzygórskim, dendroidea są wypłukane przy redepozycji tych łupków, a następnie uwięzione i dobrze zakonserwowane w żelu krzemionkowym, tak jak i igły gąbek — o czym pisał R. Chlebowski (1971). W tym sensie dendroidea jako detrytus potwierdzają dodatkowo pierwotną obecność w regionie kieleckim (sandomierskim) łupków dictyonemowych, które uległy zniszczeniu, a ich okruchy włączone zostały w zlepieniec międzygórski, natomiast wypłukane z nich dendroidea, i przy procesie tym przekształcone w mikrodetrytus, włączone zostały w równowiekowe zlepieńcowi chalcedonity warstw zbiluckich.

Mamy zatem do czynienia z procesem erozyjno-sedymencyjnym, który nastąpił w wyniku fazy sandomierskiej po tremadoku dictyonemowym. Jeśli uwzględnić uwagę H. Tomczyka (1962, s. 28), to trzeba by przyznać, że faza sandomierska nastąpiła po tremadoku bryograptusowym, ponieważ dendroidea z chalcedonitów pochodzą z poziomu bryograptusowego, a więc z górnego tremadoku. Nie powinno to ustalenie zaskoczyć nikogo, ponieważ już od roku 1968 (J. Znosko, B. Symański, 1968) wiemy, że gwałtowna i bardzo intensywna faza sandomierska rozegrała się pomiędzy tremadokiem a arenigiem, a właściwie w poziomie *Dichograptus* najniższego arenigu.

W takim ujęciu zdarzeń istnieje pełna zbieżność w rozwoju różnych regionów Polski i nie tylko Polski. W Górach Świętokrzyskich faza sandomierska musiała się odbyć po tremadoku bryograptusowym. Była gwałtowna i krótkotrwała. W jej wyniku nastąpiło sfałdowanie, częściowe wypiętrzenie, w związku z tym gwałtowna erozja i zmiana profilu wykształcenia osadów, który zaczyna nowy cyklotem chemiczno-węglanowo-terrygeniczny. W spągu tego cyklu pojawiają się konglomeraty. Towarzyszy tym zdarzeniom również wulkanizm, który w Górach Świętokrzyskich jak i w Skandynawii, Szkocji i Walii, a również i w odszczepionym i odsuniętym na drugą półkulę segmencie kaledonidów appalachijskich, przejawiał się w związku z fazą starokaledońską (= młodosardyjską = prearenicką) na przełomie tremadoku i arenigu a dokładnie w dolnym arenigu. Jak widzimy zatem, fakty paleontologiczne, tektoniczne, diastroficzne, wulkaniczne, paleosedymencyjne i erozyjne — czyli cała skomplikowana historia rozwoju geologicznego Gór Świętokrzyskich w tremadoku i arenigu jest logicznie związana i układa się identycznie jak i w innych częściach kaledońskiej geosynkliny. Przy uznaniu zlepieńca międzygórskiego, chalcedonitów i czertów ilastych oraz ich wszelkich dotychczasowych odpowiedników facjalnych za utwory należące do arenigu — fakty układają się prawidłowo. Jest miejsce i czas dla schyłkowej ilastej sedymencji trwającej aż po poziom *Bryograptus*,

jest czas i miejsce na fazę sandomierską, częściowe wypiętrzenie, erozję w poziomie *Dichograptus* i czas na resedymencję łupków tremadockich i sedymencję terrygeniczną-wulkanogeniczną-glaukonitową, która rozpoczęła się gremialnie na ogromnych obszarach zbiorników epikontynentalnych i geosynklinalnych w poziomie *Didymograptus extensus* wyższej części dolnego arenigu.

ROLA STRATYGRAFICZNA NIEKTÓRYCH RODZAJÓW FAUNY ENDEMICZNEJ

Na tle powyższych rozważań i wniosków oraz nowych danych paleontologicznych zaczerpniętych z najnowszej literatury należy dokonać stratygraficznego przewartościowania fauny, której przypisywano znaczenie przewodnie. Dotyczy to przede wszystkim takich form jak: *Thysanotos siluricus* (Eichwald), *Acrothele ceratopygarum* Brögger, *Conotreta czarnockii* Bednarczyk, *Lingulella insons* Barrande, występujących w warstwach, które po przeprowadzonych rozważaniach należy zaliczyć do arenigu.

Już wcześniej R. Männil (1963, 1966) wykazał, że *Thysanotos siluricus* (Eichwald) i *Acrothele ceratopygarum* Brögger występują również i w arenigu, a gatunek *Lingulella insons* Barrande stwierdził w poziomie *Didymograptus hirundo* Salter, czyli w górnym arenigu.

P. Filonowicz (1970) znalazł w kamieniołomie na Bukówce (antyklina dymińska w regionie kieleckim) w najniższych stratygraficznie partiach piaskowców glaukonitowych *Thysanotos* (*Obolus*) *siluricus* (Eichwald) wespół z bardzo rzadko spotykanymi brachiopodami z rodzaju *Orthambonites*. Ponieważ nie notowano dotychczas współwystępowania tych brachiopodów nigdzie w warstwach zaliczanych dotychczas do tremadoku, dochodzi on do wniosku, że *Thysanotos* (*Obolus*) *siluricus* (Eichwald) nie musi jednoznacznie przesądzać tremadockiego wieku osadów.

W innym miejscu, na południe od Białogonu koło wsi Zalesie, w piaskowcach ordowiku zaliczonych przez W. Bednarczyka do „warstw dymińskich” górnego arenigu, P. Filonowicz stwierdził występowanie brachiopodów z rodzaju *Orthambonites*, *Antigonambonites*, *Inguia* i *Conotreta*. Brachiopody z rodzaju *Conotreta* zostały znalezione tu po raz pierwszy w warstwach dymińskich, a więc wyróżnianie na podstawie tej fauny górnotremadockiego poziomu stratygraficznego nie jest zbyt pewne.

Również i poza Górami Świętokrzyskimi — na obszarze północno-wschodniej Polski — stwierdzono w glaukonitycie dolnoarenickim *Acrothele ceratopygarum* Brögger, natomiast *Lingulella insons* Barrande odnotowana została w iłowcach poziomu *Didymograptus hirundo* górnego arenigu (B. Szymański, 1973).

Podobne zastrzeżenia można mieć i do innych form, jak *Lingulella zejszneri* Bednarczyk, *L. sancta-crucensis* Bednarczyk i *Conotreta czarnockii* Bednarczyk, które stały się skamieniałościami nominalnymi poziomów lub podpoziomów w wyróżnianych przez W. Bednarczyka. Wszystkie one są endemiczne i nie mogą mieć decydującego znaczenia, a zatem musi nastąpić ich stratygraficzne przewartościowanie.

WNIOSKI KOŃCOWE

1. Kompleks zlepieńcowy międzygórski, warstwy międzygórskie, warstwy zbiluckie i kozielskie są osadami dolnego arenigu.

2. Faza fałdowa w kaledońskim systemie geosynklinalnym i faza diastroficzna na obszarze platformy prekambryjskiej czynna była w górnej części poziomu Bryograptus górnego tremadoku i w dolnej części poziomu Dichograptus dolnego arenigu. Przy takim usytuowaniu w czasie geologicznym fazy sandomierskiej na obszarze Polski zaznacza się jej równoczesność z fazą starokaledońską w poszczególnych segmentach geosynkliny kaledońskiej.

3. Z fazą sandomierską związany był wulkanizm typu ryolitowego.

4. Materiał tufogeniczny wulkanizmu ryolitowego rozpylany i roznoszony na duże odległości był macierzystym dla wkładek bentonitowych, tufitów, glaukonitu i glaukonitytu, piaskowców i mułowców tufogenicznych oraz dla chalcedonitów i czertów ilastych. Utwory te są równowiekowe i należą do poziomu Didymograptus extensus oraz być może częściowo Dichograptus dolnego arenigu.

5. Łupki dictyonemowe warstw łysogórskich w Łysogórach świadczące o schyłkowym ogniwie cyklotemu sedymentacyjnego oraz obecność okruców łupków dictyonemowych w kompleksie zlepieńcowym międzygórskim regionu kieleckiego dowodzą, że schyłkowa sedymentacja wyrażona warstwami łysogórskimi musiała obejmować pierwotnie znacznie większe obszary. Z paleogeograficznego punktu widzenia nasuwa się konieczność uznania pierwotnej obecności łupków dictyonemowych i bryograptusowych w regionie kieleckim. Ich aktualny brak jest zjawiskiem wtórnym i spowodowany został silną działalnością erozyjną w wyniku fazy sandomierskiej.

6. W profilu Międzygórza istnieje ciągłość sedymentacyjna między zlepieńcem międzygórskim a piaskowcami ortidowymi.

Zakład Nauk Geologicznych PAN
02-089 Warszawa, al. Żwirki i Wigury 93

Instytut Geochemii
Mineralogii i Petrografii
Uniwersytetu Warszawskiego
02-089 Warszawa, ul. Żwirki i Wigury 93

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

- Alichowa T. N. — Алихова Т. Н. (1958), Ордовикская система. Русская платформа. Геологическое строение СССР Т. I. *Госгеолтехиздат*. Москва.
- Alichowa T. N. — Алихова Т. Н. (1960a), Стратиграфия ордовикских отложений Русской платформы. *Госгеолтехиздат*. Москва.
- Alichowa T. N. — Алихова Т. Н. (1960b), Кориеляция ордовикских отложхний европейской части СССР и Зарадной Европы. Конгр. Межд. Геог. XXI Сессия. Доклады сов. Геологов. Проблема 7. Стратиграфия и кореляция ордовика и силура. Ленинград.
- Bałaszowa E. A., Bałaszow Z. G. — Балашова Е. А. Балашов. З. Г. (1959), К стратиграфии глауконитовых и ортоцератитовых слоев ордовика северо-запада Русской платформы. *Уч. Зан. УГУ № 262, Сер. геол. Наук* вып. 10, Ленинград.
- Bednarczyk W. (1959), On genus Conotreta from the Lower Ordovician of the Holy Cross Mts. — *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Chim. Géol. Géogr.*, 7, 6, Varsovie.
- Bednarczyk W. (1964), Stratygrafia i fauna tremadoku i arenigu (oelandianu) regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 4, Warszawa.
- Bednarczyk W. (1966a), Stratygrafia wapieni z Mójczy pod Kielcami, Góry Świętokrzyskie. *Acta geol. pol.*, 16, nr 1, Warszawa.
- Bednarczyk W. (1966b), Uwagi o stratygrafii ordowiku w rejonie Białowieży. *Kwart. geol.*, 10, 1, Warszawa.
- Bednarczyk W. (1966c), Litologia dolnego ordowiku (elandu) w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 8, Warszawa.
- Bednarczyk W., Chlebowski R., Kowalczewski Z. (1966), Utwory ordowiku w synklinie bardziańskiej. *Kwart. geol.* 10, 3, Warszawa.
- Bednarczyk W. (1970), Budowa geologiczna północnego skrzydła antykliny dy-mińskiej w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 12, Warszawa.
- Bednarczyk W., (1971), Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mts. *Acta geol. pol.* 21, 4, Warszawa.
- Błaszke R. (1957), Petrografia utworów ordowiku północnego skrzydła niecki międzygórskiej we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Arch. UW. Warszawa* (praca magisterska — maszynopis).
- Chlebowski R. (1971), Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Arch. Miner.*, 29, 1/2, Warszawa.
- Czarnocki J. (1919), Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Tow. Nauk. Warsz.*, 28, Warszawa.
- Czarnocki J. (1928a), Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 4, 3/4, Warszawa.
- Czarnocki J. (1928b), Profil ordowiku w Zalesiu. *Zabyt. Przyr. Nieożyw. Ziem Rzeczypospolitej Polskiej*. Fasc. 1, Warszawa.
- Czarnocki J. (1939), Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. *Biul. Państw. Inst. Geol.* 15, Warszawa.
- Czarnocki J. (1950), O odkryciu facji graptolitowej w dolnym ordowiku Gór Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, 1, 1, Warszawa.
- Czarnocki J. (1957), Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Inst. Geol.* 18, t. 2, Warszawa.

- Filonowicz P. (1970), Spostrzeżenia geologiczne z okolic Białogonu, Bukówki i Mójczy. *Kwart. geol.* 14, 4, Warszawa.
- Gürich G. (1896), Das Paläozoicum im polnischen Mittelgebirge. *Verh. Russ. Kais. Miner. Ges. St. Petersburg*, Ser. 2, 32. St. Petersburg.
- Gürich G. (1901), Nachträge zum Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. — *Neue Jb. Miner. Geol. Paläont. Abh., Beil.-Bd.* 1899—1901, Stuttgart.
- Kielan Z. (1956), Stratygrafia górnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, 6, 3, Warszawa.
- Kielan Z. (1959), Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. — *Paleontologia Polonica*, 11, Warszawa.
- Kozłowski R. (1948), Les graptolites et quelques nouveaux Groupes d'animaux du Tremadoc de la Pologne. *Ibid.*, 3, Warszawa.
- Männil R. M. (1963), Biostratigrafitšeskoe obosnovanije rastchlenenija ordoviks-kikh otložheni zapadnoj Latvii. *Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk. Est. SSR*, 13, Tallinn.
- Männil R. M. (1966), Istorija baltijskogo bassejna v ordovike. *Inst. Geol. Akad. Nauk. Est. SSR*. Tallinn.
- Michalski A. (1883), Krótkie sprawozdanie z badań geologicznych dokonanych latem 1882 r. w guberni kieleckiej. *Pam. Fizyogr.*, 3, Warszawa.
- Modliński Z. (1968), O pozycji stratygraficznej ordowickich glaukonitytów w zapadlisku podlaskim. *Prz. geol.* nr 10, Warszawa.
- Modliński Z., Szymański B., (1972), Dolny tremadok w rejonie Lidzbarku Warmińskiego. *Kwart. geol.*, 16, 2, Warszawa.
- Orłowski S. (1968), Kambr antykliny łysogórskiej Gór Świętokrzyskich. *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, 10, Warszawa.
- Samsonowicz J. (1919), Kambr i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. *Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, nr 1, Warszawa.
- Samsonowicz J. (1920), O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 1, Warszawa.
- Samsonowicz J. (1934), Objasnienia arkusza Opatów. Warszawa.
- Samsonowicz J. (1952), Era paleozoiczna w Polsce. W: Książkiewicz M. i Samsonowicz J. *Zarys Geologii Polski*. Warszawa.
- Spjeldnaes N. (1961), Ordovician Climatic zones. *Norsk Geologisk Tidsskrift.*, 41, 1, Bergen.
- Szymański B. (1966), Łupki dictyonemowe warstw krzyżańskich w rejonie Białowieży. *Kwart. geol.*, 10, 1, Warszawa.
- Szymański B. (1973), Osady tremadoku i arenigu na obszarze Białowieży. *Pr. Inst. Geol.*, 49, Warszawa.
- Tomczyk H. (1957), O facji graptolitowej karadoku Gór Świętokrzyskich. *Kwart. geol.*, 3, 3, Warszawa.
- Tomczyk H. (1962), Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, 35, Warszawa.
- Tomczyk H., Turnau-Morawska M. (1964), Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin koło Morawicy w Górach Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, 14, 4, Warszawa.
- Tomczyk H., Turnau-Morawska M. (1967), Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. *Acta geol. pol.*, 17, 1, Warszawa.
- Tomczykowa E. (1964), Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. geol.*, 8, 3, Warszawa.
- Tomczykowa E. (1968), Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 54, Warszawa.

- Turnau-Morawska M. (1958), Warstwy chalcedonowe tremadoku Gór Świętokrzyskich. Studium petrograficzne. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 27, Kraków.
- Turnau-Morawska M. (1960), Zlepienieć glaukonitowy dolnego ordowiku okolic Międzygórza w Górach Świętokrzyskich. *Acta geol. pol.*, 10, 2, Warszawa.
- Turnau-Morawska M. (1961), Charakterystyka petrograficzna ordowiku w Mójczy koło Kielc i porównanie z równowiekowymi osadami innych obszarów Polski, *Kwart. geol.*, 5, 4, Warszawa.
- Znosko J. (1964), Ordowik obszaru Białowieży i Mielnika. *Kwart. geol.*, 8, 1, Warszawa.
- Znosko J. (1965), Sinian i kambr północno-wschodniej Polski. *Kwart. geol.*, 9, 3, Warszawa.
- Znosko J. (1966), Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy. *Kwart. geol.*, 10, 3, Warszawa.
- Znosko J., Szymański B. (1968), Tremadoc and Arenig of North-Eastern Poland and Their Significance to the Adjacent Areas. *Biul. Inst. Geol.* 237, Warszawa.

SUMMARY

Abstract. It has been proved that Tremadocian sediments covered primarily the whole area of the Holy Cross Mts. The Sandomirian revolution occurred in the *Dichograptus* zone of the Lower Arenigian and was contemporaneous with the Early Caledonian revolution in the other parts of the Caledonian geosyncline. The tectonic movement were followed by considerable erosion of Tremadocian and Cambrian sediments. Sedimentation started again in the *Didymograptus extensus* zone of the Lower Arenigian, beginning with tuffogenic, glauconitic, often conglomeratic formations in which redeposited fragments of clay shales with *Dendroidea* and *Chitinozoa* are present.

Stratigraphic subdivisions of the Ordovician rocks established in the Holy Cross Mts. have been for a long time regarded as standard for the whole Poland. Recently, stratigraphic sequences established beyond the limits of the Holy Cross Mts. make it necessary to revise the stratigraphy of the mountains themselves.

In the Holy Cross Mts. two regions in which the Palaeozoic sediments are represented by different facies have been recognized for a long time. These are: the Kielce and Łysogóry regions. In the latter there is a continuous sedimentation from the Upper Cambrian to Tremadocian manifesting itself in clay and mudstone sediments of the Upper Cambrian and Lower Tremadocian age (Łysogóry beds). There is, however, a clear discordance between the Lower Tremadocian or even Upper, Middle or Lower Cambrian and the overlying rocks of the *Didymograptus extensus* zone (Lower Arenigian). However, in the majority of profiles of this region rocks not older than of Llandeilian or Caradocian age overlie those of the Lower Tremadocian or different Cambrian horizons. There is then a hiatus originally comprising the *Bryograptus* zone of the Upper Tremadocian and the *Didymograptus* zone of the Lower Arenigian. More frequently, however, the hiatus is greater due to the subsequent tectonic

and erosive events, so that it practically also comprises the Llanvirnian, Llandeilian and sometimes the lower part of the Caradocian.

In the Kielce region, Middle or Lower Cambrian sediments are overlain with a great stratigraphic hiatus and angular discordance by conglomerates (s. c. Międzygórze Conglomerate) with an admixture of tuffogenic material and glauconite or else directly by the so-called chalcodonites or glauconitic clay cherts containing well preserved *Bryograptus detritus* (Lower Ordovician). In the Międzygórze Conglomerate with distinct volcanogenic habit, fragments of black clay shales of different size and degree of rounding (sharp-edged fragments included) have been noted beside various pebbles of pre-Ordovician rocks. The shales reveal the presence of fragments of the *Dictyonema* colonies as well as very numerous Chitinozoa fragments. Towards the top the Lower Ordovician sediments pass into glauconitic clay-mudstone-sandy tuffogenic rocks with bentonite intercalations.

The palaeontologic data prove that the conglomerate complex from Międzygórze must be younger in age than the Lower (*Dictyonema*) Tremadocian because it contains fragments of *Dictyonema* shales. The lack of *Bryograptus microdetritus* in clay cherts and glauconitic chalcodonites that have been also regarded to be of Tremadocian age indicates that they, too, are younger than the Tremadocian. Furthermore, the fact that the reworked *Bryograptus microdetritus* is missing altogether even in the younger rocks demonstrates that Sandomirian folding occurred in the *Bryograptus* zone. In consequence, the sedimentation process was interrupted and erosion of the previously deposited sediments started. This revolution must have lasted from the close of the *Bryograptus* zone throughout the greater part of the *Dichograptus* zone. This thesis is supported by the results of investigations carried out on the pre-Cambrian platform of north-eastern Poland, where there is a continuity of the Upper Cambrian and clay-shaly *Dictyonema* and *Bryograptus* Tremadocian. The *Bryograptus* clay shales are overlain by glauconitite with clear indications of erosion; its palaeontologic stock explicitly assigns its age to the *Didymograptus extensus* zone of the Lower Arenigian. Glauconitite, in turn, is overlain by glauconitic limestones and dolomites with the Lower Arenigian index fauna.

Erosion of the Sandomirian revolution, which is very well dated on the platform, resulted in shearing and destruction of the pre-Arenigian profile in a various degree. Sometimes glauconitite overlies Tremadocian sandstones with *Obolus*, sometimes Upper Cambrian sandstones or even Lower Cambrian claystones, this stratigraphic sequence being similar to that in the Kielce region of the Holy Cross Mts.

Glauconitite owes its origin to volcanic activity that was common on the turn of the Tremadocian and Arenigian. Glauconitic clay cherts, chalcodonites and bentonites have the same genesis. Glauconite of these beds

originated due to the transformation of volcanic dust rich in biotite and potassium feldspars.

Most recent stratigraphic studies have demonstrated that glauconite rocks recorded in the Lower Ordovician in the different part of Poland are coeval and belong entirely to the Lower Arenigian. The hiatus caused by the Sandomirian revolution is between the *Bryograptus* zone of the Upper Tremadocian and the *Didymograptus extensus* zone of the Lower Arenigian. Thus, the Sandomirian foldings and diastrophism is contemporaneous with the Early Caledonian revolution in the other parts of the Caledonian geosyncline.

Dictyonema shales of the Łysogóry beds appearing in situ in the Łysogóry region as well as their reworked fragments in the Międzygórze Conglomerate of the Kielce region testify to the closing period of the sedimentation cycle and demonstrate that the declining sedimentation manifested in the Łysogóry beds must have primarily extended over much vaster territories. From the palaeogeographic point of view it is necessary to accept the primary presence of Dictyonema shales and of the Łysogóry beds in the Kielce region. Their actual lack is a secondary feature and is due to a violent though short-lived erosional activity caused by the Sandomirian revolution.

*Polish Academy of Sciences,
Institute of Geological Sciences,
02-089 Warszawa, al. Żwirki i Wigury 93*

*Institute of Geochemistry,
Mineralogy and Petrography,
University of Warsaw
02-089 Warszawa, al. Żwirki i Wigury 93*