

Jerzy ZNOSKO

W sprawie pozycji stratygraficznej eokambryjskich sparagmitów i niektórych młodoprekambryjskich formacji

Przedstawiono profil sparagmitu skandynawskiego; przeprowadzono korelację młodoprekambryjskich formacji. Przeanalizowano zagadnienie przynależności i podziału stratygraficznego młodoprekambryjskich formacji. Zaproponowano nowy podział i terminologię opisanych formacji. Podano charakterystykę utworów sinijskich w północno-wschodniej Polsce.

SPARAGMIT SKANDYNAWSKI

Wśród formacji, z których zbudowane są norweskie kaledonidy występują bardzo charakterystycznie i niepospolicie wykształcone skały, które w początkach XIX stulecia po raz pierwszy opisał Jens Esmark i nazwał je sparagmitem (fide O. Høltedahl, 1953). Długoletnie i żmudne badania nad norweskimi sparagmitami, przeprowadzone w ciągu ubiegłego i obecnego stulecia przez wielu badaczy, dały obfity i wartościowy materiał do rozważań stratygraficznych i paleogeograficznych dotyczących pogranicza prekambriu i paleozoiku.

Formacja sparagmitowa w historycznym rozwoju była od samego początku podstawą do porównań regionalnych w sensie stratygraficznym, a następnie stała się podstawą do krytycznej analizy poglądów stratygraficznych, w różnych obszarach północnej i południowej półkuli dotyczących osadów leżących pod kambrem, a jednocześnie odbiegających pod względem sedymentacyjnym, tektonicznym i stopnia zmetamorfizowania od utworów prekambriu.

Kompleks sparagmitowy ma dość znaczne rozprzestrzenienie na półwyspie skandynawskim. Występuje on na dużym obszarze we wschodniej części południowej Norwegii, przechodząc w szwedzką część Jämtlandu, następnie w centralnej i wschodniej części Finmarken — głównie w otoczeniu Porsangerfjord i Tanafjord, wreszcie występuje na całym półwyspie Varanger pomiędzy Tanafjord i Varangerfjord.

„Sparagmit“ jest kompleksem skał osadowych, zbudowanym w głównej mierze z różnoziarnistych płaskowców arkozowych, bardzo często z okrucowców lub zlepieńców arkozowych. Klastyczne skały arkozowe

są najbardziej typowym i przeważającym elementem kompleksu sparagmitowego i od nich właśnie pochodzi nazwa „sparagmit“¹. Z psamitami i psefitami arkozowymi nieodłącznie związane są łupki ilaste, czasem piaskowce, które z reguły występują jako mniej lub bardziej liczne wkładki, a czasem nawet tworzą dość okazałe samodzielne serie. Oprócz typowych arkozowych skał w skład sparagmitowego kompleksu wchodzi zlepieńce, wapienie, dolomity oraz kwarcyty.

Skaly kompleksu sparagmitowego uczestniczyły w procesach orogenezy kaledońskiej i w związku z tym uległy one w większości przypadków metamorfizmowi, którego stopień w różnych obszarach jest rozmaity. Najczęściej reprezentują one słabo zmienione skaly z cechami nieznacznego epimetamorfizmu; w wielu przypadkach zmienione są zaledwie dynamometamorficznie, a bardzo często noszą tylko oznaki intensywnej diagenety. Swoje pierwotne cechy formacja sparagmitowa zachowała tylko na obszarze jej najbardziej południowego rozprzestrzenienia, w okolicach przylegających od północy do jeziora Mjøsa.

Podłożem formacji sparagmitowej są różowe i czerwone piaskowce trysylskie, głównie drobnoziarniste z wkładkami zlepieńców, a w spągu być może z brekcją tektoniczną. Piaskowce trysylskie spoczywają z kolei na porfirach i granitach trysylskich, uznanych przez O. Holtedahla (1953) za serię „podjotnicką“. Piaskowce trysylskie są przedłużeniem jotnickich piaskowców z Dala w Szwecji; jedne i drugie zawierają subwulkaniczne diabazy, których miąższość dochodzi do 50 m. W Szwecji diabazy te, podobnie jak i w Norwegii, uznano za młodojotnickie.

Piaskowce trysylskie i piaskowce z Dala leżą poziomo, ale ku zachodowi ich ułożenie staje się coraz bardziej niespokojne, a w okolicy Trysil nierzadko zaobserwowano pionowe ułożenie warstw. O. Holtedahla (1953) przypuszcza, że jeszcze bardziej na zachód, pod kompleksem sparagmitowym, formacja trysylska może być klasycznie tj. orogenicznie zdyslokowana oraz zmetamorfizowana i w takim razie nie można wykluczać, że formacja trysylska w znacznym stopniu może upodobnić się do formacji Telemarku.

Na północy, w Finmarken i na półwyspie Varanger, stratygraficznym i tektonicznym odpowiednikiem formacji trysylskiej, podścielającej sparagmit, jest proterozjoiczna formacja Raipas, której górną część tworzą piaskowce, a dolną zieleńce, łupki i dolomity.

Najlepiej dotychczas poznano i opisano formację sparagmitową na jej „głównym polu“ tj. we wschodniej części południowej Norwegii, a mianowicie w obszarze Østerdal, Gundsbrandsdal i Rondane. Sparagmity tego rejonu były przedmiotem wyczerpujących studiów V. M. Goldschmidta (1909), O. Holtedahla (1922a, b, 1934) i T. Vogta (1924). Według O. Holtedahla profil sparagmitu przedstawia się następująco:

1. Sparagmit Brøttum; (sparagmit „stary“ — szary). Naprzemianległy ciemnoszary sparagmit (piaskowce arkozowe i kwarcytowe) oraz łupki ilaste, ciemnoszare i czarne zawierające znaczną ilość młki i psamitowych ziarn. W piaskowcach bardzo często występują wkładki zlepieńców. Miąższość nie mniejsza niż 500 m.
2. Łupki ilaste czerwone z wapieniami. Miąższość mniejsza od 100 m.

¹ *σπαργμιτ* — odłamek, okruch.

3. Zlepieniece Biri; twarde masywne zlepieniece z wkładkami typowego sparagmitu. Średnica otoczek zlepienia osiąga 0,30 m. W przypadku drobnoziarnistego zlepienia przeważają otoczki kwarcytów i kwarców pegmatytowych; w zlepieniach gruboziarnistych otoczki są różnorodne, między innymi kwarcytów, piaskowców, granitów, gnejsów, porfirów, diabazów i wapieni. Miąższość nie mniejsza niż 100 m.

4. Wapienie Biri; ciemnoszare, łupkowate wapienie przechodzące ku górze w łupki ilaste z przewarstwieniami wapieni. Wśród wapieni dość często zdarzają się intraformacyjne zlepieniece lub brekcje. Na północy Norwegii w tej serii występują również dolomity, często oolitowe; wśród wapieni i dolomitów bardzo pospolite są stromatolity. Miąższość 100–150 m.

5. Sparagmit Moelv; (sparagmit „młody“ — czerwony). Niższa część tej serii zbudowana jest z łupkowatych piaskowców, górna część natomiast ze zwiezłych, masywnych, gruboziarnistych sparagmitów i zlepieńców sparagmitowych. Jest to tak zwany „sparagmit granitowy“ zbudowany głównie z otoczek kwarcu pochodzenia pegmatytowego, które osiągają wielkość orzecha, a dalej kwarcytów, mikroklinu i innych podrzędniejszych składników. Miąższość nie mniejsza niż 300 m.

6. Zlepieniece Moelv; masywne, zwiezłe morenopodobne zlepieniece o bardzo bezładnym pokroju, niewarstwowane. Głaziki i otoczki, niejednokrotnie bardzo dobrze obtoczone, spoczywają w drobnoziarnistej czerwono-brązowej zwiezłej skale. Wielkość otoczek zlepienia, a także i krawędzistych ułamków i kawałków skalnych dochodzi do 0,5 m. W skład otoczek i głazików wchodzi: kwarcyty, granity i drobnoziarniste wapienie. Zewnętrzny wygląd masy skalnej ma typowy habitus moreny. Występowanie tego ogniwa stratygraficznego na poziomie tilitów Finmarkenu, może również świadczyć o tym, że zlepieniece Moelv reprezentują zlepieniece lodowcowe. Przypuszczalna miąższość 10–20 m.

7. Łupki Ekre; łupki ilaste czerwone i zielone, często o tafelkowej łupliwości. Zielone przewarstwienia zbudowane są wyłącznie z materiału ilastego, natomiast czerwone cechują się przewagą materiału piaszczystego nad ilastym. Prawdopodobnie łupki z Ekre reprezentują „iły warwowe“, a w każdym razie bardzo upodabniają się swoim wyglądem do plejstoceńskich łąw warwowych. Miąższość około 40 m.

8. „Piaskowce kwarcowe“; Część dolna — sparagmit Vardal; piaskowce arkozowe bardzo często gruboziarniste. Część górna — kwarcyty Ringsaker; kwarcyty zielonawoszare, miejscami czarne z powodu znacznej ilości pyłu węglowego prawdopodobnie organicznego pochodzenia.

Pomiędzy sparagmitem a kwarcytami istnieje stopniowe przejście wyrażone skałami pośredniego typu. Sparagmit i kwarcyty bardzo często nazywa się „serią kwarcowo-piaskowcową“. Miąższość około 500 m.

Dolny kambry; na piaskowcach kwarcowych Ringsaker leżą zlepieniece kwarcowe z otoczkami pochodzącymi bezpośrednio z podłoża, a wyżej łupkowate piaskowce i łupki ilasto-piaszczyste z *Platysolenites antiquissimus*, lub też wprost bez zlepieńców podstawowych piaskowce z przewarstwieniami kredy piszącej z *Discinella* sp.

Miąższość formacji sparagmitowej, występującej pomiędzy jotnickimi piaskowcami z Trysil a dolnym kambrem holmiowym, wynosi około 1500–1600 m. Csady o podobnym wykształceniu i identycznym położeniu stratygraficznym na północy Norwegii (Finmarken) mierzą w sumie około 1200 m (fig. 1).

Charakterystyczne klastyczne wykształcenie sparagmitowej formacji zostało spowodowane według O. Holtedahla (1953) specyficznym reliefem jaki wytworzył się w Skandynawii, z końcem algonku. Po fałdowaniach jotnickich wraz z działalnością subwulkaniczną wzmogły się ruchy epejrogeniczne. Doprowadziły one do wyniesienia znacznych części Skandynawii, głównie tych, które znajdują się w peryferycznym położeniu w stosunku do pól sparagmitowych. Działalność epejrogeniczna musiała trwać dość długo, na co wskazuje potężnie rozwinięta formacja sparagmitowa. Długotrwałość ruchów była zasadniczym elementem dla stałego utrzymywania się nierównego reliefu silnie i gwałtownie abradowanej powierzchni dostarczającej jednocześnie ogromnej ilości klastycznego materiału dla osadzającej się formacji sparagmitowej.

Formacja sparagmitowa pierwotnie była uznana za prekambryjską w ścisłym tego słowa znaczeniu, albowiem nie ulegało wątpliwości, że jej skały są starsze od kambru holmiowego. Pierwotne zaliczenie sparagmitowej formacji do prekambru automatycznie ustaliło jej wiek jako algoncki. Jednakże bliższe badania, a co najistotniejsze stwierdzenie ścisłego związku sparagmitu ze starszym paleozoikiem Skandynawii, wkrótce doprowadziły do krytycznego spojrzenia na jego algoncki wiek i spowodowały narastanie krytyki formalnego stratygraficznego odgraniczenia sparagmitu od paleozoiku.

Już w 1900 roku W. C. Brøgger (fide O. Holtedahl, 1953) wprowadził dla formacji sparagmitowej stratygraficzny termin „eokambr“ podkreślając tym samym, że sparagmit jest starszy od klastycznego kambru, ale powinien być włączony do paleozoiku. Jeszcze bardziej radykalny okazał się J. Kiaer (1916, fide B. S. Sokołow, 1958), który formację sparagmitową określił jako poziom „1a“ systemu kambro-sylurskiego, a więc bezapelacyjnie włączył ją do paleozoiku.

Od czasów J. Kiaera nastąpił okres, w którym formacja sparagmitowa była zaliczana przez jednych badaczy do algonku, na podstawie formalnego paleontologicznego ujęcia, a przez drugich do paleozoiku jako eokambr, na podstawie ciągłości sedymentacyjnej z kambrem, zgodności tektonicznej i jednolitego zachowania się ze starszym paleozoikiem w obrębie orogenu kaledońskiego.

Z biegiem lat lokalne zagadnienie, dotyczące stanowiska stratygraficznego formacji sparagmitowej Skandynawii, stało się problemem ogólnym, zasadniczym, bardziej niż regionalnym. Stwierdzono bowiem, że serie osadów rozwinięte podobnie jak formacja sparagmitowa, o amalogenicznym położeniu stratygraficznym i tektonicznym znane są również w wielu innych obszarach i południowej półkuli. Analiza stratygraficznej pozycji formacji sparagmitowej przerodziła się w problem granicy proterozoiku i paleozoiku.

KORELACJA MŁODOPREKAMBRYJSKICH FORMACJI

Terygeniczne formacje prekambru, wykazujące ciągłość sedymentacyjną z kambrem holmiowym, zostały w różnych obszarach różnie nazwane. Lokalnych synonimów stratygraficznych namnożyło się bardzo wiele, ale w każdym przypadku były one i są w dalszym ciągu przedmiotem dyskusji, która podobnie jak i przy sparagmicie, sprowadza się do jednego ogólnego zagadnienia — czy zaliczyć te formacje do proterozoiku

czy do paleozoiku. Aby uzmysłowić sobie stopień do jakiego rozrósł się ten nierozstrzygnięty do dziś problem należy dokonać krótkiego przeglądu formacji, które według największego prawdopodobieństwa są synonimami formacji sparagmitowej.

W Chinach występuje kompleks sinijski, który wykazuje zadziwiająca zbieżność litologiczną, stratygraficzną i tektoniczną ze sparagmitem Norwegii (B. S. Sokołow, 1958; A. Grabau, 1922).

W Ameryce Północnej za formację analogiczną ze sparagmitem uważa się ostatnio formację Belt, Keweenaw i Kolorado (A. Lawson, 1930; C. K. Leith, 1934; C. E. Resser, 1938; J. C. Hazzard, 1938; E. Mc Kee, 1945; H. E. Wheeler, 1947; P. B. King, 1949).

W Grenlandii do sparagmitu zbliżona jest wykształceniem i pozycją w profilu pionowym formacja Grenland (Gardar) i formacja Zatoki Eleonory (L. Koch, 1929a; b; Ch. Poulsen, 1930; E. Wegmann, 1947; Ch. Poulsen, H. Rasmussen, 1951; H. R. Katz, 1952; 1953; Ch. Poulsen, 1956). Na Spitsbergenie również od dawna uznano za równoważnik sparagmitu znaczne części formacji Hecla-Hoek (H. R. Katz, 1953; K. Birkenmajer, 1958; 1960).

W Afryce według M. Rocquesa (1948) i P. Pruvosta (1951) identyczne położenie zajmuje formacja Falemien, którą P. Pruvost uznał w myśl sugestii N. Menchikoffa (1949) za infrakambr. Według L. Cahena (1953) formacja Katangi, Malagarasi, Lindi, Ubangi oraz według G. Chouberta (1953) formacja Adoudounien, zdaniem tego badacza jest również odpowiednikiem infrakambru w pojęciu P. Pruvosta.

W Australii reprezentantem klastycznego najmłodszego prekambru według opisów W. Howchina (1918), T. W. E. Davida i W. R. Browne'a (1950), D. M. Travesa (1956) oraz L. C. Noakesa (1956) jest formacja Adelaidy.

W obrębie tarczy indyjskiej M. S. Krishnan (1949, 1960) opisał formację Vindhja, której przynajmniej dolna część bez wątpienia jest odpowiednikiem chińskiej serii sinijskiej lub europejskiego eokambru.

W Szkocji J. W. Gregory i B. H. Barret (1927) już od dawna formację torydońską sparalelizowali wiekowo z formacją Keweenaw, którą P. Pruvost (1951) również uznał za infrakambr, a więc za synonim sparagmitu lub eokambru. Przed paru laty J. G. C. Andersen (1953) dokonał przeglądu stratygraficznego torydonu Szkocji i Irlandii i zdecydowanie sparalelizował go ze sparagmitem Norwegii, uznając jednocześnie, że moin jest synonimem torydonu, a dalrad w całości powinien być zaliczony do kambru.

W masywie armorykańskim dolny briower, bezpośrednio i zgodnie podścielający górny briower P. Pruvost (1951) uznał za infrakambr, a więc podobnie jak i w poprzednim przypadku za synonim eokambryjskiego sparagmitu.

W Hiszpanii W. Simon (1951) spośród utworów paleozoicznych okolic Sewilli wydzielił klastyczną formację Sierra Morena, która podściela dolny kambr i również zdaje się zajmować położenie analogiczne do skandynawskiego sparagmitu lub chińskiego sinianu.

Wreszcie w obrębie platformy wschodnio-europejskiej i syberyjskiej w wielu miejscach opisano terygeniczne serie prekambru. Znane są one pod lokalnymi nazwami, jako seria sierdobska (= poleska = białoruska) i wendska (=wałdajska) w zachodnich i centralnych częściach prekamb-

bryjskiej platformy wschodnio-europejskiej (B. S. Sokołow, 1958); jako ryfej w obrębie Uralu (N. S. Szatski, 1945; 1952a, b); jako kompleks mojski oraz seria mukunsa i biłliachska na platformie syberyjskiej, jako bajkałski kompleks w obszarze bajkałskiego antyklinorium; oraz formacja Fauche w południowej Mandżurii (fide B. S. Sokołow, 1958), (fig. 2).

Szczegółową stratygraficzną i regionalną analizę porównawczą, wymienionych wyżej formacji dla obszaru północnej Ameryki, Sahary i masywu armorykańskiego dokonał P. Pruvost (1951), a dla Skandynawii, platformy wschodnio-europejskiej i syberyjskiej oraz dla obszaru wschodniej Azji B. S. Sokołow (1958), wyciągając jednakże z tej analizy daleko konkretniejsze wnioski niż jego poprzednik.

ANALIZA PORÓWNAWCZA MŁODOPREKAMBRYJSKICH FORMACJI

Bardzo istotna dla wiekowego zidentyfikowania młodoprekambryjskich formacji jest analiza porównawcza, którą B. S. Sokołow (1958) przeprowadził dla sparagmitu Norwegii i terygenicznym formacji podścielających osady dolnego kambru w obrębie platformy wschodnio-europejskiej. Ponieważ analiza ta ma kluczowe znaczenie dla stratygraficznego zdefiniowania odpowiednich osadów w Polsce, przeto w dużym skrócie została ona poniżej powtórzona.

Najstarszym kompleksem prekambryjskich, klastycznych serii, leżących na algonckich kwarcytach formacji owruckiej, jest seria sierdobska (seria poleska według E. P. Bruns, 1957; seria białoruska według A. S. Machnacza, 1958)². Jej dolnym członem jest kompleks kaweriński, zbudowany z czerwono-brunatnych piaskowców arkozowych, z często arkozowych zlepieńców, z iłowców i podrzędnych wkładek margli dolomitycznych. Miąższość kompleksu kawerińskiego waha się od kilkudziesięciu do 800 m, a nawet osiąga około 1000 m.

Górnym ogniwem serii sierdobskiej jest kompleks paczełmski zbudowany z pstrych iłowców, piaskowców kwarcytowych, dolomitów i margli dolomitycznych, a w spągu z piaskowców glaukonitowych. W iłowcach tego kompleksu znaleziono najstarszy z dotychczas znanych zespól sporowy, a w osadach węglanowych prymitywne otwornice. Miąższość kompleksu paczełmskiego waha się od kilkudziesięciu do 250 i czasami nawet dochodzi do 400 m. Kompleks ten we wschodnich częściach platformy bardzo często leży na utworach proterozoicznych, określając w ten sposób hiatus przypadający na kompleks kaweriński.

Na obszarze Białorusi, Wołynia i w zewnętrznych częściach syneklizy moskiewskiej na serii sierdobskiej, z wyraźnymi oznakami rozmycia jej stropu, leży seria wołyńska. Rozpoczyna się ona gruboziarnistą arkozą, na której spoczywa kompleks utworów tufogeniczno-efuzywnych, wykształconych jako pstry tufy „zaradowe“, brekcje tufowe, bazalty dolerytowe i diabazy często migdałowcowe. Miąższość serii wołyńskiej wynosi od kilkudziesięciu do 200–250 m, a w obszarze Nowogrodu nawet do 500 m.

Na serii wołyńskiej ponownie z cechami rozmycia jej stropu, leży seria wałdajska, dzieląca się na dwa kompleksy. Kompleks wałdajski dolny, inaczej redkiński lub gdowski, zbudowany jest z gruboziarnistych piaskowców i piasków arkozowych, które ku górze przechodzą stopniowo w pstry ły i mułowce, wreszcie w drobnoziarniste piaskowce. Cechą charakterystyczną tego kompleksu jest to, że na obszarze Zawołża osiąga on duże miąższości i cechuje się morenopodobnym wy-

² W niektórych miejscach platformy pod serią sierdobską występuje jeszcze dolna seria bawlińska.

glądem. Miąższość kompleksu gdowskiego waha się od kilkudziesięciu do 600–700 m. Na Białorusi kompleks ten mierzy około 70–80 m.

Arkozy gdowskie na ogół stopniowo przechodzą w kompleks wałdajski górny, zwany również kompleksem kotlińskim lub laminarytowym, mimo że często na granicy obu kompleksów można obserwować cechy rozmycia, wyrażone pojawieniem się grubszego materiału i toczyców płaskowców arkozowych. Kompleks laminarytowy jest bardzo charakterystycznie wykształcony. Stanowi on znacznych rozmiarów pakiet ilów zielonawych i szaroniebieskich z często wyraźnie zaznaczoną laminacją, czasem mierzwiastą, upodabniających te ily do czwartorzędowych warw. Bardzo często laminacja tych ilów podkreślona jest występowaniem cienkich milimetrycznych sapropelowych warstewek.

W peryferycznych częściach basenu wałdajskiego ily laminarytowe przyjęły barwy pstre, czerwono-brunatno-zielone. W ilych laminarytowych znaleziono pierwotne wodorosty *Laminarites antiquissimus* oraz bardzo liczne spory z grupy *Trachytriletes*. Miąższość kompleksu laminarytowego waha się według E. P. Bruns (1957) 40–240 m. Na Białorusi mierzy on około 40–50 m.

Na kompleksie laminarytowym leży seria bałtycka dolnego kambru rozdzielona w obszarze nadbałtyckim na 3 ogniwa. Dolne ogniwo wyrażone jest tzw. piaskowcem nadlaminarytowym lub spagowym wykształconym jako piaskowce pstre, jasnoszare, z wkładkami iłowców. Jego miąższość dochodzi do 15 m. Na nim leży powszechnie znany pakiet ilów niebieskich z liczną fauną dolnego kambru, w tym również obok innych z najprymitywniejszym trylobitem *Gdowia assatkini*. Miąższość ilów niebieskich dochodzi do 140 m, ale najczęściej nie osiąga 100 m. Górnym ogniwem serii bałtyckiej jest tzw. piaskowiec eofitonowy, w który stopniowo przechodzą ily niebieskie. Jego grubość waha się od 3 do 5 m.

B. S. Sokołow (1958), który przeprowadził analizę porównawczą formacji sparagmitowej z najmłodszym prekambrem platformy wschodnio-europejskiej, oparł się w swych rozważaniach na różnorodnych zjawiskach, które mogą świadczyć o synchroniczności poszczególnych serii. Jednym z główniejszych objawów to stosunek dolnych serii klastycznych formacji do ich podłoża. Według O. Holtedahla (1953) formacja sparagmitowa w Norwegii leży niezgodnie na formacji trysilskiej, a ponadto między obu formacjami istnieje hiatus, który poprzedzony był zapewne działalnością efuzywną.

Na Spitzbergenie pomiędzy eokambryjską formacją Sofiebogen, a proterozoiczną formacją Deilegga istnieje również duża i wyraźna niezgodność kątowna (K. Birkenmajer, 1958; 1960).

Na Grenlandii nie jest znane podłożo formacji Zatoki Eleonory, ale przez wielką zbieżność wykształcenia litologicznego tej formacji z odpowiednimi członami formacji Hecla-Hoek Spitzbergenu i sparagmitu Norwegii (H. R. Katz, 1953) można sądzić, że leży ona również niezgodnie na starszych ogniwach.

W Szkocji i Irlandii według J. G. C. Andersona (1953) pomiędzy krystalicznymi skałami lewisu a torydonem (moinem) istnieje niezgodność kątowna oraz ogromna niezgodność w stopniu zmetamorfizowania skał.

Podobne stosunki dają się zauważyć na platformie wschodnio-europejskiej. Według B. S. Sokołowa, 1958; E. P. Bruns, 1957, seria sierdobska leży niezgodnie na formacji owruckiej, która należy do jotniku. Zdaniem E. P. Bruns formacja owruckich kwarcytów składa się z dwu serii, a mianowicie z tołkaczewskiej i bielekorowickiej. Obie serie są w pew-

nym stopniu zmetamorfizowane, jednakże seria tołkaczewska jest skwarcytyzowana i skliważowana znacznie silniej i oddzielona od serii bielokorowickiej wyraźną niezgodnością kątową i hiatusem, który poprzedzony był efuzywną i intruzywną działalnością.

Seria bielokorowicka zawiera w swoim spagu otoczaki kwarcytów tołkaczewskich i kwarcowych porfirów, które występują w kwarcytach tołkaczewskich jako sille i dajki. Jednocześnie E. P. Bruns podkreśliła również fakt występowania otoczków owruckich kwarcytów w spagu serii poleskiej. Można więc przypuszczać, że albo seria poleska jest synchroniczna kwarcytom bielokorowickim, a młodsza od tołkaczewskich, lub też że jest młodsza od kwarcytów bielokorowickich i tołkaczewskich. W zasadzie wynika więc tylko problem wieku kwarcytów bielokorowickich. Seria poleska jest w każdym razie młodsza od formacji owruckiej *sensu stricto*, to znaczy przynajmniej od jej dolnej części, o zdecydowanie jotnickim wieku.

Na Uralu pomiędzy seriami burzjańską i jurmatińską, które według B. M. Kellera (1952), B. S. Sokołowa (1958) reprezentują proterozoik, a serią karatauską — będącą w myśl poglądów B. S. Sokołowa odpowiednikiem serii sierdobskiej, istnieje hiatus i niezgodność kątowa.

Podobnie niezgodny kontakt serii klastycznych zaobserwowano w stosunku do silnie zmetamorfizowanego i zdyslokowanego proterozoicznego podłoża dolnego Bajkału.

Również podstawowe, arkozowe i kwarcytowe piaskowce dolnej serii sinijskiej leżą niezgodnie na archaicznych gnejsach Taiszanu lub na zmetamorfizowanych proterozoicznych utworach systemu Utań (fide B. S. Sokołow, 1958).

Wyraźna, diastroficzna i metamorficzna niezgodność istnieje pomiędzy formacją Keweenaw (i jej odpowiednikami), a algoncką formacją Animikie północnej Ameryki (P. Pruvost, 1951); w Afryce pomiędzy formacją Falem a Nigrit (P. Pruvost, 1951), dalej pomiędzy formacją Katanga a Lulua (Kibara); Malagarasi a Urundi; Lindi a Kibali; Ubanga a Liki-Bembe (L. Cahen, 1953); wreszcie pomiędzy formacją Adoudoun a prekambrem II (G. Choubert, 1953).

W Indiach podobne stosunki zaznaczają się pomiędzy formacjami Cuddapah (być może proterozoik) a Gwalia (proterozoik), M. S. Krishnan, 1949). Wreszcie w Australii system Adelaidy leży niezgodnie i często z luką na utworach proterozoicznych lub archaicznych (L. C. Noakes, 1956).

Drugim charakterystycznym zjawiskiem o znacznej regularności jest występowanie utworów węglanowych — wapieni, margli i dolomitów w górnej połowie, a utworów gruboklastycznych (piaskowce, zlepience, sparagmity *sensu stricto*) w dolnej połowie wymienionych formacji.

Trzecią stałą, charakterystyczną cechą jest pospolity i wyraźny hiatus sedymentacyjny pomiędzy dolną a górną połową wymienionych formacji oraz, co szczególnie trzeba podkreślić, występowanie w górnych seriach zanalizowanych i opisanych formacji — tilitów lub morenopodobnych osadów i genetycznie związanych z nimi utworów o charakterze ilów wstęgowych.

Tility stwierdzone zostały z wyjątkiem Hiszpanii i Szkocji we wszystkich obszarach występowania młodoprekambryjskich utworów. W ostat-

nich kilku latach odkryto tility również w różnych miejscowościach masywu armorykańskiego (C. E. Wegmann, 1951; M. J. Graindor, 1954; L. Dangeard, F. Dore, 1960) i w Żelaznych Górach (F. Fiala, J. Svoboda, 1956).

Czwartą charakterystyczną, choć niezupełnie powszechną cechą paralizowanych serii są przejawy wulkanizmu, który albo zaznacza się w dolnej albo też na pograniczu górnej i dolnej części poszczególnych formacji.

Następną, piątą cechą, która obserwowana jest w ogromnej większości zamalizowanych profilów jest sedymentacyjne przejście i zupełna zgodność kątowa z osadami kambru. Jest to zjawisko nadzwyczaj stałe i o zasadniczej wartości dla dyskusji o stratygraficznym położeniu wszystkich młodoprekambryjskich formacji.

Wreszcie ostatnią, szóstą cechą, którą w tych rozważaniach należy podkreślić, to wspólne w wielu przypadkach przefałdowanie sparagmitu i jego odpowiedników ze staropaleozoicznymi utworami w okresie orogenezy kaledońskiej. Szczególnie dobrze uwidacznia się ten fakt w Grenlandii, na Spitzbergenie, w Norwegii, w antyklinorium bajkałskim, w masywie armorykańskim, w Australii oraz być może również w Szkocji i Irlandii (niewielka niezgodność jaka zaznacza się pomiędzy torydonem a dalradem może być spowodowana niejednakowym zachowaniem się kwarcytów torydonu i utworów dalradu w tym samym akcie tektonicznym).

ZAGADNIENIE PRZYNALEŻNOŚCI I PODZIAŁU STRATYGRAFICZNEGO MŁODOPREKAMBRYJSKICH FORMACJI

PODSTAWY SEDYMENTOLOGICZNE I TEKTONICZNE

Zdania różnych autorów co do stratygraficznego położenia wyszczególnionych formacji czy serii są podobne lub bardzo zbliżone, natomiast zasadnicze rozbieżności dotyczą kwestii czy reprezentują one utwory paleozoiku czy też proterozoiku. Jak to już zaznaczono powyżej W.C. Brögger (1900) i J. Kiaer (1916) uznali formację sparagmitową za paleozoiczną, a nawet za kambryjską *sensu lato*.

Bardzo radykalne stanowisko zajęli również M. E. Janiszewski (1939, 1950), J. K. Dziewanowski (1943, 1946), F. G. Gurari (1945), E. P. Bruns (1957) i A. N. Geisler (1956), którzy młodoprekambryjskie serie włączyli do kambru uznając je za jego najstarsze ogniwo.

Druga grupa badaczy (J. G. S. Anderson, 1953; Ch. Poulsen, 1956; O. Holtedahll, 1953; K. Birkenmajer, 1958; 1960) nie wyraziła swego poglądu w sprawie prekambryjskiego lub kambryjskiego wieku dyskutowanych formacji i przyjęła pośrednie, kompromisowe stanowisko stosując dla nich termin stratygraficzny eokambru. Trzeba by jednak podkreślić, że w ten sposób niejako wykazali raczej skłonność do zaszeregowania opisywanych przez nich formacji do paleozoiku.

Podobnie „zdecydowanie“ kompromisowe stanowisko zajął D. M. Traves (1956), który grupę „Victoria River“ (najwyższe ogniwo systemu Adelaidy) z północno-zachodniej Australii traktuje jako „górny proterozoik lub eokambr“.

Skrajnie przeciwny pogląd, w stosunku do zwolenników kambryjskiego wieku, reprezentowali: N. S. Szatski (1945; 1952); B. M. Keller (1952); L. Cahen (1953); L. C. Noakes (1956); R. B. Neuman, A. R. Palmer (1956), którzy wszelkie młodokambryjskie formacje włączyli do proterozoiku, albo jak to uczynili N. S. Szatski i B. M. Keller uznali je za grupę osadów osobną i równorzędną proterozoicznej i paleozoicznej. Podobne stanowisko zajął J. Samsonowicz (1955; 1956) opisując po raz pierwszy w Polsce utwory ryfejskie na południe i południowy-wschód od Gór Świętokrzyskich.

Najliczniejsi są jednak ci badacze, którzy młodoprekambryjskie utwory, a więc wszystkie odpowiedniki formacji sparagmitowej, uznali za paleozoiczne, ale nie uważali za celowe włączyć je do kambru i potraktowali je jako najstarszy system paleozoicznej grupy. Należy wśród nich wymienić A. Grabau'a (1922); A. Lawsona (1930); C. K. Leitha (1934); P. B. Kinga (1949); M. Kay'a (1951); S. Bubnoffa (1949); P. Pruvosta (1951); N. Menchikoffa (1949); G. Chouberta (1953), oraz licznych radzieckich geologów, których poglądy między innymi reprezentują: A. A. Połkanow (1936; 1953; 1956); C. M. Czichaczew (1959); E. M. Lutkiewicz (1952); T. N. Spizarski (1956); A. N. Mazarowicz (1947) i B. S. Sokołow (1952; 1956; 1958), oraz również licznych geologów chińskich, którzy bez wyjątku formację sinijską uznają za najstarszy paleozoik (fide B. S. Sokołow, 1958).

Podkreślając pogląd ostatniej grupy geologów należałoby dokonać krótkiego przeglądu argumentów, które ewentualnie świadczyłyby o przynależności sparagmitu i jego odpowiedników do ery paleozoicznej.

W ogromnej większości przypadków zasadniczym faktem jest ciągłość sedimentacyjna i zgodność kątowna z osadami kambru. Jako konsekwencję tego zjawiska obserwuje się wszędzie, gdziekolwiek występują utwory najmłodszego prekambru, jednolity ich plan strukturalny z utworami starszego paleozoiku. W obszarach objętych orogenezą kaledońską przejawia się to w zgodnym przefaldowaniu tych utworów, a w obszarach platformowych normalnym zgodnym następstwem warstw w obrębie pokrywy platformowej; odpowiedniki sparagmitu w tych przypadkach stanowią najniższe ogniwo pokrywy platformowej, która wykazuje wyraźną niezgodność tektoniczną w stosunku do podłoża — najczęściej zmetamorfizowanego.

Szczególnie to ostatnie zjawisko należy wyraźnie podkreślić, ponieważ ma ono zasadnicze znaczenie. Z dużą uwagą potraktował tę sprawę B. S. Sokołow (1958), który uwypuklił kilka jej zasadniczych momentów. Tak na przykład w wielu obszarach kuli ziemskiej zaobserwowano nieprzerwany proces sedimentacyjny pomiędzy najmłodszym prekambrem a kambrem. Bardzo często najmłodszy prekambryjski jest pod względem litologicznym tak związany z kambrem, że powodował omyłkowe niejednokrotne włączenie go do kambru. Zresztą w wielu miejscach trudności te nie są definitywnie pokonane. Nie wiadomo w dalszym ciągu czy kwarcyty Ringsaker norweskiego sparagmitu są dolnokambryjskie czy eokambryjskie; czy piaskowce nadlaminarytowe na platformie wschodnio-europejskiej są najniższym kambrem, czy też należą do serii wałdajskiej; czy piaskowce Wilpena Pound w Australii zaliczyć należy do formacji Adelaidy, jako jej najwyższe ogniwo, czy też włączyć do dolnego kambru?

E u r o p a A z j a A m e r y k a P ó ł n o c n a A f r y k a
 Platforma wschodnio-europejska U r a l

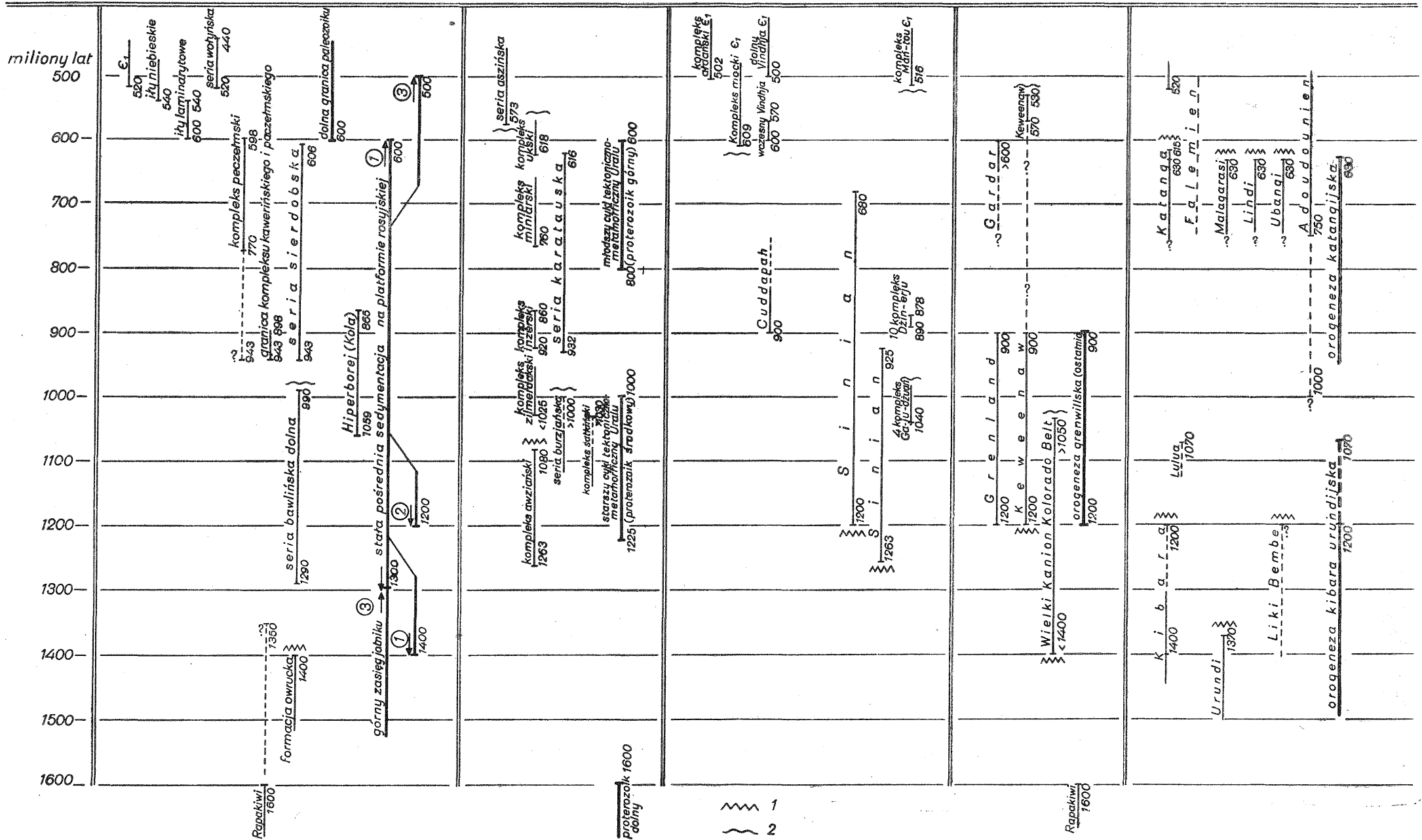


Fig. 3. Pozycja stratygraficzna młodoprekambryjskich formacji na podstawie oznaczeń wieku bezwzględnego
 Stratigraphical position of Young-Precambrian formations on the basis of the determination of their absolute age
 1 — niezgodność tektoniczna, 2 — niezgodność erozyjna (luka erozyjna)
 Cyfry w kółkach: 1 — według J. L. Kulpa; 2 — według N. P. Siemienienki; 3 — według N. I. Polewoj, T. A. Muriny, T. A. Kazakowa;
 1 — tectonic discordance, 2 — erosive discordance (erosive hiatus)
 Numbers in circles: 1 — after J. L. Kulpa; 2 — after N. P. Siemienienko; 3 — after N. I. Polewaja, T. A. Murina, T. A. Kozakow

Charakter utworów najmłodszego prekambru w Europie, Arktyce, na platformie syberyjskiej i chińskiej, w Ameryce Północnej, w Afryce i Australii wskazuje na to, że utwory dolnego kambru (mimo iż są powszechnie uznawane za transgresywne ze względu na zdecydowane utrwalenie się warunków morskich i gwałtowne rozprzestrzenienie się wysoko rozwiniętej fauny) nie są ogniwem początkowym nowego cyklu sedymentacyjnego, ale przeciwnie — końcowym ogniwem starszego cyklu sedymentacyjnego, a mianowicie młodoprekambryjskiego.

Fakt ciągłości sedymentacyjnej pomiędzy młodszym prekambrem i kambrem ma poważne znaczenie dla analizy stratygraficznej. W przypadku gdy brak jest fauny, która decyduje o wiekowej przynależności tych czy innych kompleksów skalnych, a tak jest z kambrem, rolę czynnika stratygraficznego i korelacyjnego przejmuje na siebie analiza historii rozwoju pokrywy platformowej. Stosunek pokrywy platformowej do jej podłoża ma bez wątpienia znaczenie tektoniczne, strukturalne i paleogeograficzne, a więc ma również znaczenie stratygraficzne, jednakże znaczenie jak gdyby „nieme“, ponieważ nie udokumentowane fauną.

Wydaje się, że początek powszechnego tworzenia się osadowej pokrywy platformowej, która powstała jako rezultat diastrofizmu proterozoicznego i która z reguły leży na zmetamorfizowanym podłożu, powinien jednocześnie determinować granicę pomiędzy proterozoikiem, a najmłodszym prekambrem tj. sparagmitem, eokambrem, infrakambrem, ryfejem *sensu stricto*, hiperborejem formacją Keweenaw i jej odpowiednikami, systemem Adelaïdy itd... Ponieważ wymienione formacje i systemy reprezentują najniższe ogniwo pokrywy platformowej, przeto początek formowania się pokrywy osadowej powinien być uznany za granicę pomiędzy proterozoikiem i paleozoikiem *sensu lato* lub młodszym prekambrem *sensu stricto*.

W wykształceniu litologicznym formacji młodoprekambryjskich wyraźnie zaznacza się wspólne i powszechne im zjawisko, a mianowicie to, że początek tworzenia się tych osadów równoznaczny jest z faktem przekształcenia się wielu górotworów i masywów kontynentalnych w rozległe baseny sedymentacji. Moment ten poprzedzony był zapewne okresem prejotnickiej penepłenizacji, w rezultacie której osadziły się na ograniczonych obszarach kompleksy jotnickich piaskowców i kwarcytów uważanych za molasę karelidów.

Trzeba by się zastanowić, czy początku osadzania się pokrywy platformowej nie należałoby uznać od momentu tworzenia się piaskowców jotnickich. Jednakże wydaje się, że takie ujęcie nie odpowiadałoby rzeczywistej historii tektonicznej, która ma już dość dobrze zbadane i zanalizowane etapy swego rozwoju. W rowach śród- i przedgórskich osady syntektoniczne i wczesno posttektoniczne leżą na ogół zgodnie na swoim podłożu. W późniejszych etapach uzupełniają się one w profilu pionowym ogniwami pokrywy platformowej, która jednocześnie nakrywa niezgodnie zabudowany górotwór, a przekraczając osady rowów przedgórskich i śródgórskich. W obydwu przypadkach zaznacza się przy tym zupełnie odmienny plan tektoniczny. Jeśli osady molasowe należy traktować jako utwory reliktywnej geosynkliny, ściśle utrzymującej się w ramach przestrzennych rozwoju geosynkliny, to pokrywę platformową trzeba uważać

za osad nowej, epikontynentalnej transgresji, o niezależnym i z reguły znacznie większym rozprzestrzenieniu niż osady zbiorników molasowych.

Można więc uogólnić, że po karelskim diastrofizmie nastąpił okres penepłenizacji, w którym odbyło się definitywnie zasypianie orogenicznych i poorogenicznych obniżen osadami typu molasowego. Jednakże piaskowce jotnickie i ich odpowiedniki np. piaskowce z Dala, piaskowce i kwarcyty trysylskie, piaskowce raipaski, piaskowce i kwarcyty owruckie, zdecydowanie nawiązują się do podłoża; strukturalnie wypełniają one te obniżenia, które powstały w wyniku orogenezy to znaczący rowy śród- i przedgórskie.

Rola piaskowców jotnickich w stosunku do górotwórczości karelskiej jest taka sama jak old-redu w stosunku do kontynentu staropaleozoicznego; jak utworów stefañskich i dolnopermskich do górotworu hercyńskiego, oraz trzeciorzędowej molasy rowów przedgórskich do alpejskiego łańcucha górskiego.

Rozwój pokrywy platformowej w stosunku do górotworu kaledoñskiego rozpoczął się po sedymentacji old-redu, a mianowicie w środkowym dewonie; rozwój pokrywy platformowej w stosunku do górotworu hercyńskiego rozpoczął się po sedymentacji molasowej stefanu i dolnego permu, a mianowicie w górnym permie. Innymi słowy środkowy dewon i górny perm zapoczątkowały nowe, rozległe transgresje, które pokryły duże obszary, nieporównywalnie większe od tych, które zajęte były przez zbiorniki reliktowe wypiętrzonych geosynklin, w których gromadziły się utwory molasowe tj. późno i wczesno postorogeniczne. Wydaje się, że z podobnego punktu widzenia należy traktować stosunek pokarelskiej molasy jotnickiej do serii osadów, które jako sparagmit i jego odpowiedniki reprezentują rozległą i długotrwałe rozwijającą się pokrywę platformową.

Tak więc po spenepłenizowaniu karelskiego kontynentu nastąpiło powszechne obniżenie i tworzenie się nowych, rozległych i długotrwałych basenów sedymentacyjnych, w których osadziła się jednolita, ogromna powierzchniowo i bardzo jednolita pod względem wykształcenia litologicznego, pokrywa platformowa.

Formacja sparagmitowa i jej odpowiedniki reprezentują najniższe ogniwo tej pokrywy, a więc trzeba by przyjąć, że zapoczątkowały one sedymentację pokrywy osadowej, której formowanie trwało w różnych obszarach przynajmniej do syluru włącznie, a wielu innych przez cały paleozoik, a nawet i mezozoik. Wypływa z tego dalszy wniosek, że formacja sparagmitowa i jej odpowiedniki rozpoczynają nową erę w historii rozwoju skorupy ziemskiej.

PODSTAWY GEOCHRONOLOGICZNE WYNIKAJĄCE Z DANYCH WIEKU ABSOLUTNEGO

Należy zatem zastanowić się nad następującymi problemami: czy postąpiono słusznie oddzielając sparagmit i jego odpowiedniki od kambru, z którym wielokrotnie wykazują one zadziwiająco ciągłość sedymentacyjną? Czy słuszne są poglądy tej grupy geologów, która sparagmit i jego odpowiedniki uznaje za osady paleozoiczne, a zatem jaki jest zasięg czasowy odpowiedników formacji sparagmitowej i co one ze stratygraficznego punktu widzenia reprezentują? Czy w konsekwencji tego analizo-

wane serie osadów tworzą osobną formację i czy formacja ta powinna być włączona do paleozoiku, jak sądzi duża grupa badaczy.

Analizy i korelacje stratygraficzne do dziś nie rozstrzygnęły tego problemu. W rozważaniach mogą przyjść z pomocą pomiary wieku bezwzględnego.

Mimo błędów jakimi obarczone są jeszcze określenia wieku absolutnego, należy przeprowadzić próbę odpowiedzi na postawione powyżej pytania. Próba ta o tyle będzie realniejsza o ile różnice wieku bezwzględnego poszczególnych formacji nie będą absurdalnie duże w tych przypadkach, w których według wszelkiego prawdopodobieństwa będziemy mieli do czynienia z tymi samymi lub prawie z tymi samymi stratygraficznie seriami.

Obliczony wiek bezwzględny osadów dolnego kambru z wielu miejsc waha się pomiędzy 502 a 609 mln. lat. Iły niebieskie obszaru leningradzkiego wykazują np. wiek 505 i 540 mln. lat (N. I. Polewaja i inni, 1960a, b), seria aszińska na Urału wykazuje wiek 573 mln. lat (N. P. Siemienienko, 1960; N. I. Polewaja i inni, 1960a); początek kompleksu ałdańskiego platformy syberyjskiej określa się na 502 mln. lat (N. I. Polewaja i inni, 1960a), a wiek kompleksu mockiego Nadbajkała obliczono na 609 mln. lat (N. I. Polewaja i inni, 1960a).

Wiek dolnego Vindhya M. S. Krishnan (1960) przyjął na około 480÷500 mln. lat, a wczesnego Vindhya na 570÷600 mln. lat. Wiek dolnokambryjskiej serii Mań-tou, nadścielającej w Chinach formację sinijską, wynosi według N. I. Polewoj, T. A. Muriny, T. A. Kazakowa (1960a) 516 mln. lat.

Według poglądów L. N. Ovchinnikova, M. A. Harrisa (1960) oraz N. I. Polewoj, T. A. Muriny, T. A. Kazakowa (1960a) początek ery paleozoicznej należy przyjąć na 600 mln. lat, a zdaniem A. A. Połkanowa, E. K. Gerlinga (1960b) era paleozoiczna zaczyna się wcześniej niż 520 mln. lat temu.

B. S. Sokołow (1958) na podstawie badań wieku bezwzględnego i stratygrafii porównawczej doszedł do wniosku, że początek ery paleozoicznej należy określić na 600 mln. lat. Identyczny pogląd wyraził również J. L. Kulpa (1960).

Dane odnoszące się do tych serii, które zawierając faunę dolnego kambru poddane były określeniu wieku bezwzględnego (Iły niebieskie, kompleks ałdański, kompleks mocki, seria Mań-tou) zmuszają do przyjęcia poglądu B. S. Sokołowa i J. L. Kulpa, tzn. do uznania początku ery paleozoicznej na 600 mln. lat temu.

Przejdźmy teraz do zestawienia wyników z pomiarów absolutnego wieku osadów młodoprekambryjskich.

Wiek serii sierdobskiej waha się 598÷943 mln. lat (N. I. Polewoja i inni, 1960a, b; A. A. Połkanow, E. K. Gerling, 1960a). Wiek serii karatauskiej na Urału, którą B. S. Sokołow (1958) uznał za odpowiednik wiekowy serii sierdobskiej na platformie wschodnio-europejskiej, wynosi według wielokrotnych oznaczeń N. I. Polewoj, T. A. Kazakowa, T. A. Muriny (1960a; b) 616÷932 mln. lat, a więc bardzo dobrze koreluje się z serią sierdobską.

Wiek formacji sinijskiej według danych N. I. Polewoj, T. A. Kazakowa, T. A. Muriny (1960a) oraz A. A. Połkanowa, E. K. Gerlinga (1960a)

waha się 680÷1263 mln. lat, przy czym wiek 4 serii sinijskiej (Ga-ju-dźuań) tj. najwyższego jej ogniwa dolnego wynosi około 1040 mln. lat. J. L. Kulp (1960) dla trwania formacji sinijskiej przyjmuje okres 700÷1200 mln. lat. Czas trwania tej formacji jest zatem znacznie większy niż jego rzekomych, według B. S. Sokolowa (1958), odpowiedników na platformie i na Uralu tzn. serii sierdobskiej i serii karatauskiej. Jednakże trzeba zwrócić uwagę na to, że według określenia bezwzględnego wieku dolnej serii sinijskiej odpowiada na platformie wschodnio-europejskiej tzw. dolna seria bawlińska, której wiek określono w interwale 990÷1290 mln. lat, a na Uralu seria jurmatiska (i być może burzjańska), której najwyższe ogniwo, kompleks awziański, wykazuje wiek wahający się 1080÷1263 mln. lat. (N. I. Polewoja, T. A. Murina, T. A. Kazakow, 1960a; A. A. Połkamow, E. K. Gerling, 1960a; N. P. Siemienienko, 1960).

Jeśli przy analizie wieku bezwzględnego zwróci się jeszcze uwagę na inne formacje, dla których dokonano odpowiednich pomiarów, to zauważy się dość wyraźną i ciekawą regularność.

W Afryce, zgodnie z danymi opublikowanymi przez L. Cahena (1951; 1953; 1954) i P. Pruvosta (1951), określa się wiek młodoprekambryjskich formacji Katangi, Falemien Malagarasi, Lindi i Ubanga jako starszy niż 630 mln. lat. Formacja Adoudoun według mniemania G. Chouberta (1953) ma prawdopodobnie wiek wahający się 550÷750 mln. lat, choć nie jest wykluczone, że jej początki przypadają mogą na wiek około 1000 mln. lat. Wyszczególnione formacje leżą niezgodnie na zmetamorfizowanych formacjach Kibara, Nigrit, Urundi, Liki-Bembe, Kibala i na prekambrze II, z których według L. Cahena Kibara, Urundi i Liki-Bembe mają wiek starszy od 1200, a być może i od 1300 mln. lat, a Lulua (wyższa część formacji Kibara) nie jest młodsza od 1070 mln. lat.

W Ameryce Północnej formacja Belt pocięta jest rudonośnymi żyłami, których wiek według pomiarów W. R. Eckelmana i J. L. Kulpa (1956) wynosi 1030 mln. lat. Wynika z tego, że osady Beltu muszą być starsze od przebijających je żył rudonośnych. Formacja Wielkiego Kanionu (Kolorado), wiekowo korelowana z formacją Beltu, podścielona jest kompleksem Arizony, w który intrudowały granity o wieku 1400 mln. lat (G. Tilton, G. L. Davis, G. W. Wetherill, L. T. Aldrich, 1957). Zestawienie tych faktów określa wiek formacji Beltu i Wielkiego Kanionu (Kolorado) w granicach 1030÷1400 mln. lat a prawidłowiej w interwale czasu młodszym od 1400 mln lat, a starszym od 1030 mln lat. Również w zbliżonym interwale czasowym mieści się formacja Keweenaw, której wiek według J. L. Kulpa (1960) wynosi 900÷1200 mln lat. Jednocześnie J. L. Kulp podkreślił, że ostatnią orogenezą prekambryjską w Ameryce Północnej była górotwórczość grenwillska w okresie około 1200÷900 mln lat temu, po której nastąpił period rozwoju platformowego.

W stosunku do danych odnoszących się do wieku formacji Belt, Kolorado i Keweenaw trzeba by dla pełności obrazu uwzględnić jeszcze dodatkowe fakty. Formacja Wielkiego Kanionu, jak wiadomo, jest nieznacznie wychylona z poziomego ułożenia i transgresywnie leżą na niej zlepieńce środkowego kambru. Otóż wydaje się, że w przypadku niezmetamorfizowanych, niesfałdowanych i niewypiętrzonych skał formacji Wielkiego Kanionu, nie bardzo jest prawdopodobne powstanie tak ogromnego hiatusu trwającego około 400 mln. lat. Należy raczej przypuszczać, że tak jak

wszędzie w warunkach platformowych, hiatusy są niewielkie i że górne części formacji Wielkiego Kanionu są znacznie młodsze, niż wynikałoby to z zestawienia z formacją Belt.

W zgodzie z powyższym poglądem jest stanowisko T. Pruvosta (1951), który kambr uważa za kontynuację osadów formacji Wielkiego Kanionu, a wiek formacji Keweenaw przyjmuje według danych A. Holmsa 530÷575 mln. lat, czyli określa ją jako znacznie młodszą niż J. L. Kulp.

Co do Grenlandii to istnieją bardzo skąpe dane dotyczące pomiarów wieku absolutnego. Jedyne określenie wieku bezwzględnego zacytował w swej pracy E. Wegmann (1947) dla formacji Gardar w południowej Grenlandii. Zbadana galena z kryolitów d'Ivigtul wykazała wiek 600 mln. lat. E. Wegmann przypisał ten wiek formacji Gardar. Trzeba by jednak wnieść tu pewne zastrzeżenie. Jak wynika z pracy E. Fränkla (1953) w Grenlandii należy koniecznie liczyć się z metamorficznym odmłodzeniem wieku skał krystalicznych. Młody prekambry łącznie ze starszym paleozoikiem Grenlandii został poddany działalności orogenezy kaledońskiej. Wyrazem tej działalności były również przejawy metamorfizmu. W wyniku jego wiek skał krystalicznych musiał ulec odmłodzeniu. Z tego też względu należałoby raczej absolutny wiek formacji Gardar określić jako starszy od 600 mln. lat.

Wiek formacji hiperborejskiej na półwyspie murmańsko-kolskim, którą B. S. Sokołow (1958) uznał za wiekowy odpowiednik najmłodszego prekambry, według danych N. I. Polewoj, T. A. Muriny, T. A. Kazakowa (1960a), wynosi 865÷1059 mln. lat.

Wracając do obszarów tarczy Fennoskandzkiej i prekambryjskiej platformy wschodnio-europejskiej można uwzględnić jeszcze kilka elementów, które uczynią bardziej zrozumiałe wiekowe uszeregowanie poszczególnych formacji. Pokarelskie anorogeniczne granity rapakiwi, których wiek był kilkakrotnie oznaczany w Finlandii i ZSRR, oscyluje w interwale 1400÷1700 mln. lat, przy czym najczęściej powtarzalny jest wiek około 1600 mln. lat (A. A. Polkanow, E. K. Gerling 1960a b; J. I. Szeimann, 1959; J. L. Kulp, 1960; O. Kuovo, 1958; A. Simonen, 1960).

Wiek serii jotnickich kwarcytów Owruca określany jest jako nie młodszy niż 1350÷1485 mln. lat, z czego można za N. P. Siemienienką jego górną granicę przyjąć na około 1400 mln. lat. (N. P. Siemienienko, 1957; 1960; A. A. Polkanow, E. K. Gerling, 1960b).

Zestawiwszy wszystkie daty wieku bezwzględnego ornówionych formacji, kompleksów i serii da się zauważyć szczególną regularność wyrażoną trzema dość wyraźnymi granicami w wieku bezwzględnym. Wniosek taki wypływa z następujących obserwacji:

1. Postorogeniczne granity rapakiwi tarczy Fennoskandzkiej nie są młodsze od 1600 mln. lat.

2. Jotnickie kwarcyty Owruca w zasadzie nie przekraczają granicy 1400 mln. lat.

3. Poszczególne formacje pojotnickie, bez względu na to czy rozwinięte są w facji geosynklinalnej czy platformowej, nie są starsze niż 1300 mln. lat. Dolna granica formacji Belt nie jest dokładnie ustalona, ale wiadomo, że musi być młodsza od 1400 mln. lat, a starsza od 1030 mln. lat.

Zatem wiek około 1300 mln. lat można by uznać za granicę pomiędzy jotnikiem, a najmłodszym prekambrem.

4. Dolne ogniwa młodoprekambryjskich formacji dość zgodnie zawierają się w interwale 1300÷1000 mln. lat, również bez względu na to czy rozwinięte są jako utwory platformowe czy geosynkлинаalne.

5. Górne ogniwa młodoprekambryjskich formacji zawierają się w interwale 1000 (900) ÷ 600 mln. lat.

Zatem wiek około 1000 mln. lat można by uznać za drugą, dość wyraźną granicę stratygraficzną. Górna, a więc trzecia granica młodego prekambru poprzednio już omówiona, ustalona została przez wielu badaczy zgodnie na 600 mln. lat.

W interwale czasu 1300÷600 mln. lat obserwuje się na platformie wschodnio-europejskiej, syberyjskiej i w Chinach nieprzerwany rozwój sedymentacji epikontynentalnej, w Arktyce, Norwegii, na Uralu, w Afryce, Australii i Północnej Ameryce początkowo geosynkлинаalny a następnie platformowy rozwój, lub też całkowicie geosynkлинаalny rozwój.

Wnioski powyższe zgodne są z poglądami J. L. Kulpa (1960), który uważa, że na platformie wschodnio-europejskiej trwa nieprzerwana „pośrednia“ sedymentacja w okresie czasu 1400÷600 mln. lat temu, oraz z poglądami N. I. Polewoj, T. A. Muriny, T. A. Kazakowa (1960a), którzy koniec jotniku określają na 1300 mln. lat, a nieprzerwany, młodoprekambryjski cykl sedymentacyjny na platformie ograniczają w stropie wiekiem 500 mln. lat.

Z wynikami tymi również dość zgodne są dane L. N. Ovchinnikova, M. A. HARRISA (1960), którzy w obrębie młodego prekambru Uralu dopatrują się dwu wyraźnych cyklów sedymentacyjnych, tektonicznych i metamorficznych. Starszy cykl rozgrywałby się 1225÷1000 mln. lat, a młodszy 800÷600 mln. lat temu. Starszy cykl autorzy ci uważają za proterozoik środkowy, a młodszy cykl za proterozoik górny.

Z powyższych rozważań można wysnuć ogólny wniosek, że czas trwania najróżniejszych synchronicznych sobie młodoprekambryjskich formacji, na podstawie oznaczeń wieku bezwzględnego i prób korelacji stratygraficznych, można określić w interwale czasowym 1300÷600 mln. lat, a zatem w okresie czasu trwającym około 700 mln. lat.

Jeśli uwzględnić według ostatniego zestawienia czasu geologicznego, którego dokonał J. L. Kulp (1960), że kambr zaczyna się 600 mln. lat a kończy 490 mln. lat temu, to długość trwania kambru wyrazi się wielkością 110 mln. lat. Jednocześnie, analizując tę samą tablicę próbnego zestawienia wieku bezwzględnego, można zauważyć, że długość trwania poszczególnych okresów paleozoiku i mezozoiku nie przekracza na ogół 60 mln. lat. Jedynie karbon trwa około 80 mln. lat, a kambr około 110 mln. lat. Długość trwania kenozoiku określa się na około 70 mln. lat, mezozoiku na 150 mln. lat, a paleozoiku na 380 mln. lat, uwzględniając jego dolną granicę w czasie około 600 mln. lat temu.

Z powyższych porównań wynika, że długość trwania odpowiedników formacji sparagmitowej znacznie przewyższa czas trwania jednego okresu geologicznego. Ten wzgląd nie zezwala na włączenie młodoprekambryjskich formacji do kambru, ponieważ przedłużyłoby to nadzwyczajnie trwanie i tak już najdłuższego i ściśle określonego systemu w historii rozwoju skorupy ziemskiej. Można zatem bez zastrzeżeń przyjąć jedynie słuszny wniosek, że najmłodszy prekambryj, mimo ciągłości sedymentacyjnej

z kambrem, wielokrotnie stwierdzonej w różnych obszarach, nie może być z tym ostatnim łączony w jeden system stratygraficzny.

Jest rzeczą zrozumiałą, że tak ogromny interwał czasowy, w którym tworzyły się osady najmłodszego prekambriu, a mianowicie 700 mln. lat, znacznie przerastający czas trwania jednego okresu geologicznego, również nie zezwala na włączenie go do ery paleozoicznej, ponieważ powiększyłaby się ona do niesłychanych rozmiarów i obejmowałaby okres czasu około, lub ponad 1000 mln. lat.

Argument o ciągłej sekwencji sedymentacyjnej z kambrem czy paleozoikiem nie może być absolutnie decydujący w danym przypadku, ponieważ ten sam argument mógłby być dostateczny dla połączenia paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku w platformowych warunkach rozwoju w jedną erę geologiczną. Jak już wspomniałem poprzednio fakt ciągłości sedymentacji i historia rozwoju pokrywy platformowej mogą mieć i mają znaczenie stratygraficzne ale znaczenie większej rangi. Można oczywiście ten argument użyć dla udowodnienia faktu, że skały o wieku starszym niż 1300 mln. lat są bez wyjątku utworami zmetamorfizowanymi, natomiast z czasów młodszych z kompleksami metamorficznymi koegzystują również niezmetamorfizowane kompleksy osadowe. Ostatnie w wielu obszarach stanowią pokrywę platformową o bardzo długiej historii rozwoju.

Utwory, które kształtowały się przez długi okres czasu, a mianowicie przez około 600-700 mln. lat muszą tworzyć osobną erę geologiczną, pośrednią, jak to wynika z dat wieku bezwzględne, między paleozoikiem a jotnikiem, innymi słowy pomiędzy górnym proterozoikiem a paleozoikiem (fig. 3).

Próbie wyróżnienia nowej, samodzielnej ery podjął swego czasu już N. S. Szatski (1945, 1952a, b), jednak próba ta nie była udana, mimo poprawnego w gruncie rzeczy założenia. Obarczona ona była z góry nieścisłościami stratygraficznymi oraz priorytetowymi i spowodowała wiele krytycznych głosów. W ówczesnym stanie wiadomości próba wyróżnienia ryfejskiej ery nie mogła się w zasadzie oprzeć krytyce B. S. Sokołowa (1952, 1958), który z formalnego punktu widzenia wykazał priorytet pojęcia stratygraficznego „sinian“ w stosunku do tych wszystkich formacji i serii, dla których N. S. Szatski próbował wprowadzić nową, ogólną nazwę ryfej. Wieloznaczność pojęcia ryfej została następnie uzasadniona przez K. A. Lwowa (1956a, b), który dowiódł, że grupa ryfejska N. S. Szatskiego w rzeczywistości obejmowała osady górnego proterozoiku, serii sinijskiej, dolnego i środkowego kambriu oraz dolnego i środkowego ordowiku. K. A. Lwow wyraził mniemanie, że dla oznaczenia zmetamorfizowanych, górnoproterozoicznych utworów Uralu (od serii ajskiej do awziańskiej włącznie) bardziej celowy byłby termin lokalnego znaczenia, a mianowicie „kompleks ryfejski“, który spoczywałby niezgodnie na tarataszkich gnejsach dolnego proterozoiku i niezgodnie byłby nakryty niezmetamorfizowanym kompleksem żilmerdaskim, będącym spagowym ogniwem wielkiego sinijsko-kambryjskiego zespołu.

Nawiązując do pomiarów wieku bezwzględne można bardzo łatwo zauważyć, że ryfejski kompleks w pojęciu K. A. Lwowa mieściłby się w okresie czasu, starszym od 1000 mln. lat.

Z wnioskami K. A. Lwowa bardzo dobrze pokrywają się dane wieku bezwzględne dotyczące Uralu, a opublikowane przez L. N. Ovchinni-

kowa, M. A. Harrisa (1960). Autorzy ci stwierdzają, że seria aszińska (uznawana poprzednio przez N. S. Szatskiego za najmłodszy człon ryfeju) jest poryfejska, a wiek kompleksu zilmerdackiego, tj. najniższego ogniwa serii karatauskiej musi być mniejszy od 1025 mln. lat (a nawet 800÷750 mln. lat). W zasadzie nie bardzo jest to możliwe ponieważ wiek kompleksu inzerskiego, a więc leżącego wyżej od kompleksu zilmerdackiego, wynosi 920÷860 mln. lat (uwaga autora). Najprawdopodobniej kompleks zilmerdacki według nich utworzył się 800÷600 mln. lat i mógłby być korelowany z przerwą sedymentacyjną pomiędzy dolną a górną serią bawlińską platformy rosyjskiej. Serię dolnobawlińską autorzy ci korelowaliby raczej z najniższym kompleksem serii burzjańskiej, a mianowicie ajskim, ponieważ wiek bezwzględny pierwszej według nich jest starszy niż 1020÷1125 mln. lat, a wiek drugiej jest również starszy niż 1000 mln. lat, gdyż post-orogeniczne granity „rapakiwi“ intrudujące kompleks satkiński serii burzjańskiej mają wiek 1030 mln. lat. Zatem kompleksy te należałyby zdaniem L. N. Ovchinnikova, M. A. Harrisa zaliczyć do starszego tektoniczno-metamorficznego cyklu pre-Uralu, który przypadałby na czas 1225÷1000 mln. lat. Młodszy cykl pre-Uralu rozgrywać by się powinien w myśl poglądów L. N. Ovchinnikova, M. A. Harrisa (1960) w czasie około 800÷600 mln. lat. Starszy cykl autorzy uznają za proterozoik środkowy, a górny za proterozoik górny. Ogólnie — wiek 1000 mln. lat jest dla pre-Uralu ważną granicą geologiczną oddzielającą Karelidy od post-Karelidów, czyli od ryfeju.

Konfrontując poglądy wielu wymienionych powyżej autorów na tle rozważań o wieku bezwzględnym młodoprekambryjskich formacji, łatwo można dojść do przekonania, że w czasie 1300÷600 mln. lat mamy do czynienia z rozwojem geologicznym, który doskonale spełnia wszelkie warunki normalnej ery geologicznej. Ckres ten cechuje się na jednych obszarach rozwojem platformowym, a na innych geosynklynalno-platformowym, przy czym przekształcenie geosynklin w górotwory odbywało się w interwale około 1000÷900 mln. lat. Innymi słowy ogromny kompleks młodoprekambryjskich, a pojeotnickich osadów wyraźnie dzieli się na dwie części, które rozdzielone są orogenezą.

Wydaje się, że uwzględniając wyniki dotychczasowych badań, a szczególnie poglądy B. S. Sokołowa oraz K. A. Lwowa, można dla dolnej części ery zastosować nazwę **systemu ryfejskiego**, a dla górnej części ery — **systemu sinijskiego**.

Pojęcie serii sinijskiej nie może być dłużej utrzymywane dla tak wielkiej grupy osadów, mimo iż obejmuje ono jednolicie platformowo-wykształcony kompleks utworów. Na innych obszarach jak np. w Afryce, w Ameryce Północnej czy na platformie wschodnio-europejskiej kompleksowi temu odpowiadają dwa systemy, a mianowicie dolny — geosynklynalny, sfaldowany i zmetamorfizowany oraz górny — rozwinięty w facji platformowej. Oba te systemy dość dobrze korelują się z dolną i górną serią sinijską.

Czwarty, najwyższy kompleks dolnej serii sinijskiej, Ga-ju-dżuań według pomiarów N. I. Polewoj, T. A. Muriny, T. A. Kazakowa (1960a) ma wiek około 1040 mln. lat, a więc jest starszy od serii karatauskiej i sierdobskiej platformy rosyjskiej i paralelizuje się ze stropem dolnej serii bawlińskiej oraz z najwyższym kompleksem serii jurmatińskiej Uralu,

a mianowicie awziańskim, czyli z górną częścią ryfeju. Należy oczekiwać, że pomiary wieku bezwzględnych niższych ogniów serii sinijskiej, a mianowicie kompleksu podstawowego, kompleksu Czuań-Ling i kompleksu Dachuń-Ju wykażą ich jednoczesność wiekową z okresem ryfejskim.

Trzeba by jeszcze podkreślić dwa fakty, które mogą mieć przyczynowy związek z orogenezą, która zaznaczyła się pomiędzy ryfejem a serią sinijską w nowym ujęciu, czyli pomiędzy dolną a górną partią tej serii w dotychczasowym pojęciu. Otóż dolna i górna seria sinijska rozdzielona jest przerwą sedymentacyjną, a ponadto w południowych Chinach w spągowych częściach górnej serii sinijskiej występują tility, świadczące o epoce lodowej na pograniczu dolnego i górnego sinianu.

Nie może ulegać wątpliwości, że przerwa pomiędzy dolną a górną serią sinijską, niewątpliwie związana przyczynowo z epoką lodową, musi mieć dużo większe znaczenie niż się jej do tej pory przypisywało. Podobnie należałoby potraktować przerwę sedymentacyjną w innych formacjach, w których związane są one z epoką lodową, ponad którymi konsekwentnie pojawiają się tility. Najprawdopodobniej nie był to krótkotrwały epizod, ale wielkie regionalne zjawisko o długim okresie trwania. Tam gdzie pomiędzy ryfejem a serią sinijską w ujęciu nowego podziału brak jest niezgodności kątovej, może ono z powodzeniem tę niezgodność zastąpić i być podstawą do przeprowadzenia granicy stratygraficznej wyższego stopnia, to znaczy granicy pomiędzy różnymi systemami, a nie pomiędzy poszczególnymi seriami jednej i tej samej formacji.

PROPONOWANY PODZIAŁ I TERMINOLOGIA MŁODOPREKAMBRYJSKICH FORMACJI

Aby zachować dotychczas stosowaną zasadę w nazewnictwie wielkich er geologicznych i aby zachować w tych nazwach konsekwencję określającą stopniowy rozwój świata organicznego, byłoby osłowe nową erą, obejmującą ryfej i serię sinijską, trwającą około 1300÷600 mln. lat temu, nazwać kryptozoikiem, zgodnie z propozycją uczynioną swego czasu przez J. Rodgersa (fide J. L. Kulp, 1960)³.

Wyróżnienie tej nowej ery uwzględniałoby zaznaczające się już od dłuższego czasu tendencje, spowodowane znacznym obniżeniem dolnej granicy proterozoiku aż do około 1800÷1900 mln. lat i uznaniem Karelidów za utwory proterozoiczne (A. A. Polkanow, E. K. Gerling, 1960a; A. A. Pol-

³ Co prawda J. Rodgers (fide R. C. Moore, 1958; J. L. Kulp, 1960) nazwę kryptozoik wprowadził dla całego prekambriu. Ery: paleozoiczną, mezozoiczną i kenozoiczną zjednoczył pod pojęciem fanerozoik. Terminu stratygraficznego kryptozoik użył więc w innym sensie niż to jest sugerowane w niniejszej pracy. Można łatwo zauważyć, że nazwy kryptozoik i fanerozoik w zrozumieniu J. Rodgersa niczego nie zmieniają; pozostaje pierwotny stan, wzbogacony tylko o jedną nową nazwę stratygraficzną. Wydaje się zresztą, że ostre rozgraniczenie kryptozoiku od fanerozoiku w pojęciu J. Rodgersa też chyba nie odpowiadałoby pojęciom o ewolucyjnej zmianie świata organicznego. Zresztą nie jest istotne to, czy erę paleozoiczną, mezozoiczną i kenozoiczną, z których każda odznacza się w stosunku do prekambriu szczególnym podziałem stratygraficznym, zgrupuje się w jedną ogólną „nadery” i nazwie się ją fanerozoik, jeśli w prekambriu, wymagającym wciąż szczegółowego podziału stratygraficznego, pozostanie dotychczasowy stan rzeczy. Dlatego też wydaje się, że zastosowanie nazwy kryptozoik w pojęciu równorzędnym nazwom archeozoik i proterozoik, ale tylko w stosunku do określonej części prekambriu, nie do całego prekambriu, będzie bardziej celowe i pożyteczniejsze. Tymbardziej, że w takim ujęciu nie przeczy ono idei J. Rodgersa.

kanow, E. K. Gerling 1960b z uwzględnieniem danych K. O. Kratza, 1955; L. N. Ovchinnikov, M. A. Harris, 1960; J. L. Kulp, 1960).

Według ostatnich poglądów specjalistów zajmujących się datowaniem bezwzględny, prekambryjska historia ziemi kształtowałaby się następująco:

- 4600⁴ mln. lat — prawdopodobny początek ziemi, początek archaiku;
- 1900 mln. lat — początek proterozoiku;
- 600 mln. lat — początek paleozoiku.

Wyróżniając erę kryptozoiczną nastąpiłoby szczegółowsze rozbitcie dotychczasowego proterozoiku, który rzecz oczywista wraz z postępem badań, a szczególnie wraz z doskonaleniem metod oznaczeń wieku bezwzględnego, prędzej czy później ulegnie rozdzieleniu na mniejsze jednostki stratygraficzne, bardziej odpowiadające rzeczywistym etapom rozwoju skorupy ziemskiej, podobnie jak w erze paleozoicznej, mezozoicznej i kenozoicznej. Niedwuznaczne poglądy na ten temat wypowiedział G. W. Wojtkiewicz (1959), który w prekambryze w czasie 3100÷550 mln. lat dopatruje się trzynastu cykli magmatyczno-tektonicznych.

Czas trwania cyklu geosynklinalnego według mniemania J. M. Szejnmana (1959) odznaczał się od samego początku rozwoju skorupy ziemskiej dużą regularnością i wahał się 80÷180 mln. lat. Pogląd J. M. Szejnmana bezpośrednio uzupełnia i potwierdza wniosek G. W. Wojtkiewicza.

Wyróżniając erę kryptozoiczną spełniony zostałby w pewnym stopniu omówiony przed chwilą postulat i w miejsce rozległej ery proterozoicznej, trwającej 1900÷600 mln. lat temu, a więc około 1200—1300 mln. lat, otrzymalibyśmy dwie ery, z których starsza — proterozoiczna w nowym ujęciu trwałaby około 600 mln. lat i zawierałaby według A. A. Połkanowa, E. K. Gerlinga (1960a; b) co najmniej 3 cykle tektoniczno-magmatyczne, a młodsza — kryptozoiczna trwałaby około 700 mln. lat i zawierałaby co najmniej 2 cykle sedymentacyjno-tektoniczne (fig. 4).

Schemat podziału czasowego przedstawiałby się następująco:

- 4600 mln. lat — prawdopodobny początek ziemi, początek archaiku;
- 1900 mln. lat — początek proterozoiku;
- 1300 (? 1200) mln. lat — początek kryptozoiku;
- 600 mln. lat — początek paleozoiku⁵.

PODSTAWY PALEONTOLOGICZNE PODZIAŁU

Era kryptozoiczna spełnia również postulat paleontologiczny. Jest to rzeczywiście era rozwijającego się już dość wysoko zorganizowanego życia, jednakże w przeciwieństwie do paleozoiku życia jak gdyby w ukryciu, niepospolitego i niepowszechnego. Ślady życia stwierdzono, jak można wnioskować z danych zawartych w piśmiennictwie, tak w dolnych jak i w górnych ogniach ery kryptozoicznej. Ostatnio bardzo interesującego i krytycznego zestawienia w tej dziedzinie dokonali G. W. Wojtkiewicz, L. S. Bielokrys (1960), którzy wyrazili mniemanie, że w młodym prekambryze znajdują się skamieniałości pierwotniaków, jamochłonów, roba-

⁴ Najnowsze pomiary dotyczące skał podłoża z obszarów Południowej Afryki wykazały wiek 4000 mln. lat (fide J. L. Kulp, 1960).

⁵ Proponowany podział uwypukla ewolucyjne zmiany rozwoju świata organicznego: bez życia; życie pierwotne, ukryte, stare, średnie, młode.

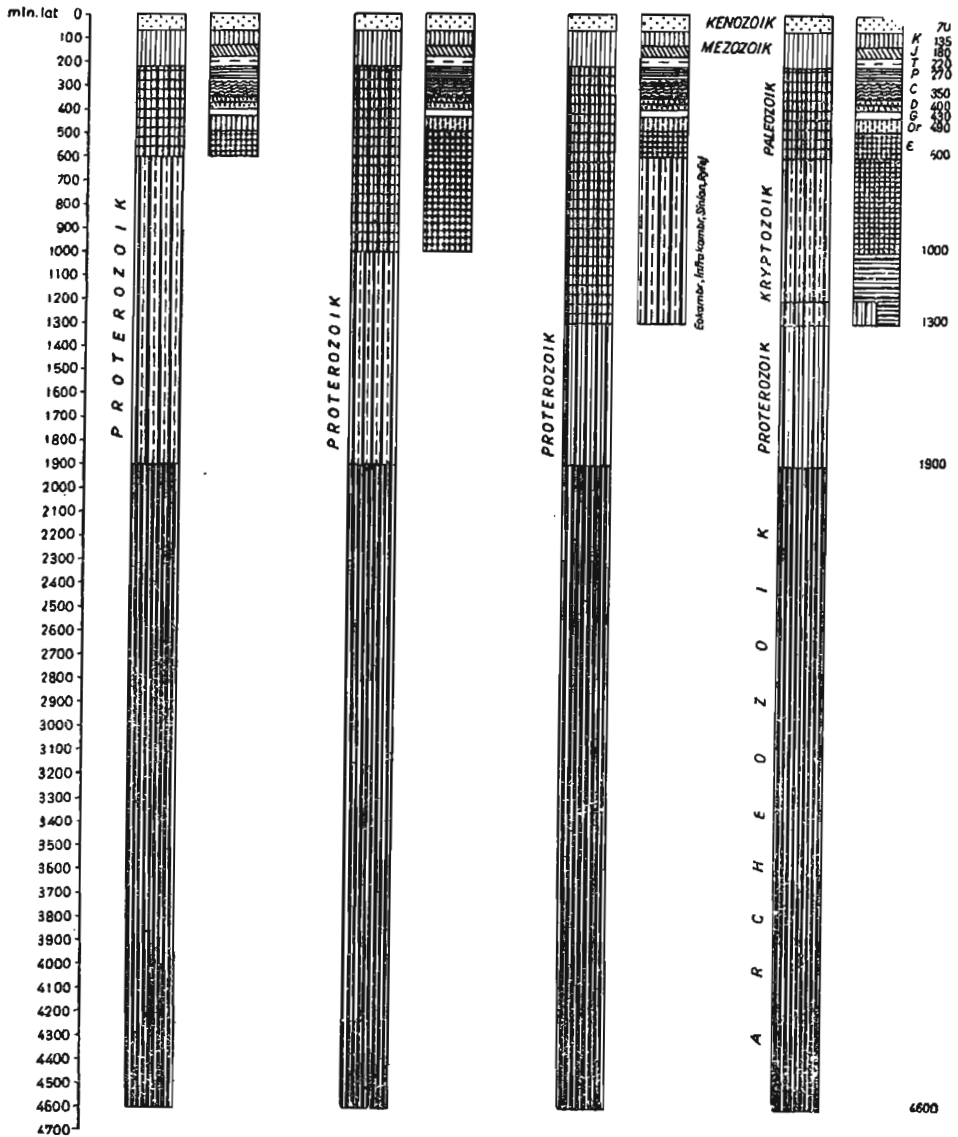


Fig. 4. Porównawcze zestawienie różnych ujęć stratygraficznych najmłodszego prekambru

Comparison of various stratigraphic conceptions concerning the Youngest Precambrian

K — kreda, J — jura, T — trias, P — perm, C — karbon, D — dewon, G — sylur, Or — ordowik, g — kambr

K — Cretaceous, J — Jurassic, T — Triassic, P — Permian, C — Carboniferous, D — Devonian, G — Silurian, Or — Ordovician, g — Cambrian

ków, ramienionogów i stawonogów, jednakże znacznie prymitywniejszych w porównaniu z odpowiednimi grupami paleozoicznymi.

Prymitywne wodorosty, stromatolity m.in. *Marania antiqua*, *Laminarites antiquissimus*, *Conophyton*, *Collenia*, *Osagia* i *Gymnosolen* stwierdzono

w dolnej części formacji sparagmitowej, w dolnej i górnej części formacji „sinijskiej“, w serii wałdajskiej i karatauskiej, w serii burzjańskiej i jurmatińskiej ryfeju (fide B. S. Sokołow, 1958; G. W. Wojtkiewicz, L. S. Biełokrys, 1960), w formacji Beltu (C. L. Fenton, M. A. Fenton, 1937) oraz w formacji Lubudi grupy kibarskiej (L. Cahen, 1954).

Pierwotne spory w ilości 35 gatunków należących do 9 rodzajów (W. P. Timofiejew, 1955; 1957; C. N. Naumowa, 1951) znaleziono dotychczas w serii sierdobskiej, wałdajskiej, karatauskiej i jurmatińskiej oraz w serii Czżuan-Ling i Ga-ju-dżuań „dolnej serii sinijskiej“ (ryfeju).

Obecność prymitywnych otwornic na platformie wschodnio-europejskiej stwierdzono w serii sierdobskiej. W Australii znaleziono radiolarie w formacji Adelaidy, gdzie określono nawet rodzaje *Spumellaria* i *Nasellaria* (fide B. S. Sokołow, 1958; G. W. Wojtkiewicz, L. S. Biełokrys, 1960).

Spośród jamochłonów opisano dotychczas gąbki, koralowce i stułbiopławy. W formacji Adoudoun i Katanga znaleziono pierwotne gąbki lub archaeocyaty (G. Choubert, 1945; M. W. Laubeufels, 1955). Niewątpliwie gąbki, stułbiopławy i koralowce odkryto w utworach formacji Adelaidy i Wielkiego Kanionu. Szczególne znaczenie ma znalezienie dużej, 18 cm średnicy wyraźnej i dobrze zachowanej meduzy, którą C. E. Van-Gundy (1951) opisał z piaskowców Nankoweap formacji Wielkiego Kanionu. Znaleziono i opisano również dobrze zachowane i stosunkowo liczne okazy koralowców (*Octocoralla*) z piaskowców kwarcytowych Pound tj. z najwyższego ogniwa formacji Adelaidy, przy czym zostały stwierdzone okazy w generacji meduz i polipów (M. F. Glaessner, 1959).

Bardzo pospolite jak na osady prekambru, są ślady robaków rodzaju *Annelida*, które rozpoznano w formacji Wielkiego Kanionu (C. D. Walcott, 1899), w utworach formacji Belt (C. L. Fenton, M. A. Fenton, 1937) oraz formacji Adelaidy (M. F. Glaessner, 1959).

Jedynie jak dotychczas mszywioly obok innych licznych problematyków, znaleziono w kompleksie miniarskim serii karatauskiej. Niektóre z tych mszywiolów według W. P. Niechoroszewa podobne są do rodzaju *Fistulipora* (fide G. W. Wojtkiewicz, L. S. Biełokrys).

Co się tyczy wyżej uorganizowanych zwierząt, to na specjalne podkreślenie zasługuje fakt występowania w młodoprekambryjskich formacjach pierwotnych, bezzamkowych ramienionogów oraz stawonogów. Prymitywne, bezzamkowe ramienionogi znalezione w formacji Adelaidy zaliczył F. Chapman (1929) do rodzajów *Lingulella* i *Obolella*, a ramienionogi znalezione również przez niego (F. Chapman, 1936) w utworach formacji Vindhya do rodzaju *Protobolella* i *Fermoria*. Jednakże okazy uznane przez F. Chapmana za rodzaj *Fermoria*, zdaniem innych badaczy, a mianowicie M. R. Sahni, R. M. Shrivastava (1954) są bardzo problematyczne i, poza ogólnym kształtem, nie wykazują innych cech charakterystycznych dla ramienionogów.

W formacji Belt C. L. Fenton, M. A. Fenton (1933) znaleźli i opisali około 20 sztuk dość dobrze zachowanych skamieniałości najprawdopodobniej prymitywnych brachiopodów, które nazwali *Lingulella montana*.

Z tej samej formacji Belt znane są również już od dawna szczątki innych prymitywnych ramienionogów, które znalazł i opisał C. D. Walcott (1899) jako rodzaj *Chuarina* należący do rodziny *Discinidae*.

Ułamki skorup bliżej nieoznaczalnych ramienionogów, znaleziono zdaniem G. W. Wojtkiewicza, L. S. Bielekrysa (1960) również w kompleksie miniarmskim serii karatauskiej Baszkirii.

Młodoprekambryjskie osady ujawniły również obecność stawonogów z rodziny gigantostraków, prawdopodobnie bliskich grupie eurypteridiów: Szczątki i ułamki pancerzy eurypteridiów, znalezione w utworach formacji Belt, C. D. Walcott (1899) nazwał *Beltina danai*. Cznaczenie C. D. Walcotta zostało zakwestionowane przez O. White'a (1929), który w szczątkach pochodzących rzekomo z pancerza eurypteridiów, dopatrywał się struktur wodorostów. Identyczny pogląd wyrazili również C. L. Fenton, M. A. Fenton (1937), którzy byli nawet skłonni uznać te „eurypteridia“ za formy podobne do określonych przez nich wodorostów *Marania antiqua*.

Tak więc istnienie eurypteridiów *Beltina danai* w formacji Belt było bardzo problematyczne, do czasu póki w innych miejscach Montany nie znaleziono skamieniałych fragmentów, o takiej samej charakterystycznej strukturze powierzchni, bardzo przypominającej tę, którą cechują się fragmenty pancerza środkowokambryjskiej *Sydnea* sp.

Podobne skamieniałe ułamki o charakterystycznej powierzchni pancerzy eurypteridiów i jak gdyby zaznaczającej się segmentacji stawonogów znaleziono również w najmłodszym prekambrze, a mianowicie w formacji Adoudoun Anti-Atlasu (P. Hupe, 1952).

Znaczną ilość stawonogów wydobyto ze skał formacji Adelaidy (T. W. E. David, 1950). Niektóre z tych egzemplarzy nazwano *Protoadelaidea howchini* i *Protoadelaidea browni*; zostały one zaliczone do nowej klasy stawonogów — *Arthrocephalidae* (członogłowe, członogłowce). Zaznacza się u nich bilateralna symetria; występują wyraźnie segmenty i widoczne są zdwojone (symetrycznie) organy.

Z formacji Adelaidy pochodzą również szczątki problematycznego eurypteridium, nazwanego nawet gatunkowo jako *Beaumontia eckersleyi* (T. W. E. David, 1950).

Należy podkreślić, że liczne organiczne szczątki skupione są w formacji Adelaidy w 3 horyzontach, przy czym skrajne horyzonty, tj. dolny i górny oddalone są od siebie o 5200 m (!). Oznaczone szczątki znaleziono w dolnym i środkowym horyzoncie; górny zawiera nadszczątki liczny detrytus skarlałej fauny pierścienic i stawonogów, które jednak nie mogą być dokładnie oznaczone.

Młodoprekambryjskie osady zawierają również bardzo liczne problematyka, których charakter i stanowisko systematyczne trudne jest do ustalenia. W każdym jednak razie według A. Seilachera (1956) daje się wyraźnie zauważyć, że bentos prekambryjski jest bardziej ekologicznie prymitywny w porównaniu z bentosem paleozoicznym. Wskazuje to na to, że zmiany ewolucyjne dotyczyły nie tylko morfologii, ale zaznaczały się również w coraz bardziej skomplikowanym stosunku do środowiska ekologicznego.

Kończąc ten krótki przegląd fauny młodoprekambryjskiej, należy nieco uwagi poświęcić małym trylobitom, które znaleziono w wapieniach górnej części kompleksu Dziń-erju w Chinach (10 kompleks serii sinijskiej) i które początkowo były przedmiotem dość ostrego sporu prowadzącego się w ogólności do pytania, czy znalezisko to rzeczywiście reprezentuje

faunę trylobitów. W ostatnim czasie spór rozstrzygnięto i uznano, że rzeczywiście wapienie kompleksu Dziń-erju zawierają drobne trylobity (fide B. S. Sokołow, 1958).

Istota zagadnienia polega na tym czy wapienie Dziń-erju należą do górnej serii sinijskiej czy też do dolnego kambru. Ponieważ zdania geologów chińskich są w tym względzie podzielone, konsekwentnie nasuwa się pytanie czy w wapieniach kompleksu Dziń-erju mamy trylobity kambryjskie czy też prekambryjskie?

Jest to sprawa o bardzo dużym znaczeniu tak dla paleontologii jak i dla stratygrafii i należy poświęcić nieco uwagi pewnym możliwym wnioskom jakie wylaniają się w związku z tym zagadnieniem. Jak się przedstawia ten dyskusyjny problem w świetle danych stratygraficznych i danych wieku bezwzględnego? Za niewątpliwą, najwyższą serię sinijską uznaje się zgodnie 8 kompleks, Tellin, zbudowany z wapieni i dolomitów, łupków ilastych, piaskowców i kwarcytów. Kompleks 9, Sjamalin, rozpoczyna się brekcją krzemieni, na której leżą piaskowce żelaziste i łupki ilaste. Ogniwo 10 stanowią wapienie Dziń-erju zawierające w stropowych częściach małe trylobity i hiolity. Przejście łupków Sjamalinu w wapienie Dziń-erju jest stopniowe. Kompleks Dziń-erju od kambryjskiej serii Mań-tou z *Redlichia ehinensis* Walc. oddzielają skały brekcjowate.

Uogólniając należy podkreślić, że 9 kompleks — Sjamalin i 10 — kompleks Dziń-erju, składające się na serię Diń-bej-gou, w spagu i stropie oddzielone są lukami erozyjnymi od niewątpliwej serii sinijskiej (8 kompleks — Tellin) i niewątpliwego kambru (seria Mań-tou).

Pierwotnie seria Mań-tou była uznana za kambryjską, która z luką erozyjnego pochodzenia, leżąc miała na sinijskich wapieniach Dziń-erju. Znalazienie trylobitów w tych ostatnich spowodowało obniżenie granicy kambru i włączenie do niego kompleksu Dziń-erju i Sjamalin. W tym stanie rzeczy granicę pomiędzy serią sinijską a kambrem wyznaczałaby brekcja krzemieni pomiędzy kompleksem Tellin a Sjamalin, świadcząca jednocześnie o luce erozyjnej pomiędzy kambrem a serią sinijską.

Ponieważ seria Mań-tou zawiera nie najstarszą faunę *redlichii* i według Chang-Weń-Tana (1953) mogłaby odpowiadać poziomowi *Olenellus sensu stricto*, to zdaniem B. S. Sokołowa (1958) siłą rzeczy kompleksy Dziń-erju i Sjamalin powinny być paralelizowane z najstarszymi poziomami dolnego kambru, tj. *Bonnia* i *Obolella*. W tym stanie rzeczy drobne trylobity z wapieni Dziń-erju byłyby rzeczywiście dolnokambryjskie.

Nieco później zaznaczyła się pośród niektórych chińskich geologów tendencja (Suń-juń-żu i in., 1957, fide B. S. Sokołow, 1958), aby granicę pomiędzy serią sinijską a kambrem przeprowadzić wśród wapieni kompleksu Dziń-erju, tuż pod warstwami, które zawierają trylobity i wiązać je z dość ogólnymi ruchami suszańskimi na pograniczu serii sinijskiej i kambru, których wyrazem w wielu miejscach są brekcjowate warstwy pomiędzy kompleksem Dziń-erju i serią Mań-tou.

Wynikałoby z tego, że obniżenie dolnej granicy kambru byłoby stosunkowo nieznanne i nabierałoby z powrotem znaczenia pierwotny pogląd na granicę kambru i serii sinijskiej.

Skały kompleksu Dziń-erju były ostatnio dwukrotnie poddane badaniu wieku bezwzględnego (N. I. Polewaja, T. A. Murina, T. A. Kazakow, 1960a). Próbką pierwszą dała rezultat 873 mln. lat, próbka druga nato-

miast wykazała wiek równy 890 mln. lat. Wyniki te znacznie wykraczają poza przyjętą dolną granicę kambru wynoszącą 600 mln. lat.

Uwzględniając wyniki oznaczeń wieku bezwzględnego należy w powyższym przypadku rozpatrzyć dwie możliwości: albo wiek bezwzględny nie odpowiada rzeczywistości i wtedy w mocy pozostają dotychczasowe wnioski stratygraficzne i paleontologiczne; albo wartości wieku bezwzględnego oznaczają rzeczywisty wiek kompleksu Dziń-erju, a wtedy trylobity byłyby nie kambryjskie, lecz prekambryjskie. Luka pomiędzy kambryjską serią Mañ-tou, której wiek oznaczono na 516 mln. lat, a kompleksem Dziń-erju, wyrażona skałami brekcjowatymi, obejmowałaby wtedy bardzo duży odcinek czasu, w tym oba najniższe poziomy dolnego kambru Bonnia i Obollella i byłaby rzeczywistą granicą pomiędzy paleozoikiem a serią sinijską.

Sprawa nie jest oczywiście rozstrzygnięta i pozostanie niewiadomo jak długo otwarta. Należało ją jednak uwypuklić ponieważ wskazuje ona na to, że nie można wykluczyć prawdopodobieństwa występowania trylobitów w najmłodszym prekambrze. Możliwość ta ma tak duże znaczenie i może być tak bliska rzeczywistości, że nieodzownym wydaje się jej zasignalizowanie.

Dokonany powyżej krótki przegląd dostarcza aż nadto dużo dowodów na życie organiczne w prekambrze. Należy za G. W. Wojtkiewiczem, L. S. Bielokrysem (1960) podkreślić, że podobieństwo niektórych form prekambryjskich do kambryjskich jest w niektórych przypadkach uderzające. Ten fakt musi być traktowany jako jeden z dowodów życia w prekambrze. Natomiast to, że w prekambrze znajdują się również formy nie wykazujące podobieństwa do form późniejszych, głównie kambryjskich, nie zawsze musi być dowodem na nieorganiczność tych form. Prekambr obejmuje ogromny, wprost nieporównywalny czas w stosunku do paleozoiku, mezozoiku i kenozoiku. W tym czasie mogły powstać, istnieć i ginąć formy zupełnie nieistniejące w paleozoiku i nawet nie mające swoich odpowiedników w paleozoiku. Dotyczy to szczególnie problematyków.

Wszystkie przytoczone powyżej dowody życia organicznego w prekambrze odnoszą się do czasów młodszych od 1300 mln. lat. Dla czasów starszych od 1300 mln. lat istnieją bardzo nieliczne i w większości problematyczne dowody na życie organiczne na ziemi.

Do dowodów tych należą: problematyczna gąbka *Aticolania lowsoni* z Huronu (1700 mln. lat, S. S. Goldich, A. O. Nier, H. Baadsgaard, 1957), wodorost *Corycium enigmaticum* z filitów botniku (młodsze od 1800 mln. lat, A. A. Polkanow, E. K. Gerling 1960b; O. Kūovo, 1958), węgliste szczątki roślinne w filitach Krzywego Rogu (1990÷2000 mln. lat, fide G. W. Wojtkiewicz, L. S. Bielokrys, 1960), oraz stromatolity *Collenia*, w formacji Boiwian w południowej Rodezji (2650 mln. lat; fide G. W. Wojtkiewicz, L. S. Bielokrys, 1960).

Można zatem na podstawie danych paleontologicznych uznać czas 1300÷600 mln. lat za erę życia znacznie powszechniejszego niż w proteozoiku, lecz jednakże mimo to życia jak gdyby ukrytego w porównaniu z gwałtownym jego upowszechnieniem się z początkiem ery paleozoicznej. Wydaje się zatem, że dotychczasowe dane paleontologiczne obok danych

porównawczo-stratygraficznych oraz danych wynikających z badań wieku bezwzględnego, również upoważniają do uznania ery 1300-600 mln. lat za erę kryptozoiczną.

UTWORY SINIJSKIE W PÓŁNOCNO-WSCHODNIEJ I WSCHODNIEJ POLSCE

Klastyczne skały formacji sinijskiej, w rozwoju platformowym, odkryto w ostatnich paru latach, w trakcie przeprowadzania prac wiertniczych, w obszarze północno-wschodniej i wschodniej Polski. Po raz pierwszy przebito niewielki ich strzep w otworze Krynki, a następnie nieco grubsze kompleksy w otworze Suwałki (Szlinoziemie), Wisznice i w szeregu otworów przekroju Kruszynian. W najpełniejszym, jak dotychczas, rozwoju warstwy sinijskie poznano w głębokim otworze Mielnik.

Utwory sinijskie na obszarze północno-wschodniej i wschodniej Polski rozwinięte są w tej samej facji co i na Białorusi i Polesiu; jednakże trzeba zaznaczyć, że mimo identyczności facjalnej profil serii sinijskiej w Polsce jest znacznie skrócony w porównaniu z białoruskim czy poleskim. Na obszarze polskim zidentyfikowano dotychczas tylko górne ogniwo serii sinijskiej, które spoczywa wprost na krystalicznym podłożu. Identycznie, skrócone zresztą profile znane są również z wielu miejsc obszaru platformy rosyjskiej, a mianowicie tych, w których krystaliczne podłoże przez dłuższy czas stanowiło elewacje morfologiczne, zabradowane i pokryte dopiero utworami górnej serii sinijskiej.

Profilom serii sinijskiej na obszarze północno-wschodniej i wschodniej Polski brak jest odpowiedników serii sierdobskiej (seria białoruska według A. S. Machnacza; seria poleska według E. P. Bruns), która w wielu miejscach przedstawia potężny kompleks klastyczno-węglanowy o grubości dochodzącej czasami do 1400 m. Trzeba jednak zaznaczyć, że jest bardzo możliwe, iż w trakcie dalszej penetracji wiertniczej na obszarze północnej, północno-wschodniej i wschodniej Polski zostaną odkryte również i niższe ogniwa formacji sinijskiej.

Krótkie omówienie profilu sinijskiego prekambryjskiej platformy wschodnio-europejskiej podane jest na pierwszych stronach niniejszej pracy.

Charakterystyczne wykształcenie górnej serii sinijskiej na Białorusi i Polesiu zezwoliło bez większych trudności zidentyfikować odpowiednie jego ogniwa, ujawnione na obszarze wschodniej i północno-wschodniej Polski.

SERIA WISZNICKA

Najniższe ogniwo na omawianym obszarze reprezentuje kompleks efuzywno-tufogeniczny, który został przebitý w otworach Wisznice, Kruszyniany 1, 2, 4, 6 i Mielnik.

Kompleks ten rozpoczyna się w spągu arkozami podstawowymi, które wykształcone są jako zlepieńce i piaskowce arkozowe, różnoziarniste, plamiste, pstre — najczęściej brunatnoczerwone, czasem z zielonawymi plamami. Wśród piaskowców i zlepieńców arkozowych zdarzają się wkładki mułowców arkozowych oraz ilowców wiśniowobrunatnych. Wszystkie od-

miany skał tego kompleksu odznaczają się znaczną zawartością hematytu jako spoiwa, szczególnie wśród zlepieńców i piaskowców. Zlepieniece arkozowe zawierają bardzo duże ilości otoczków i glazików, niejednokrotnie trój- lub wielościanów kwarcu, skaleni, skał wylewnych (starych diabazów), kwarcytów różowych i gnejsów oraz innych różnorodnych skał krystalicznych podłoża.

Mięszość arkoz podstawowych serii tufogeniczno-efuzywnej waha się 3÷15 m.

Ku górze arkozy przechodzą ostrą granicą w kompleks skał wylewnych i efuzywnych, na które składają się: aglomeraty tufowo-lawowe, tufity, migdałowce — najczęściej diabazowe, bazalty i diabazy. Skały wylewne są w wielu miejscach poważnie sformatyzowane, spękane i żupkowane, a w stropowych częściach mocno zwietrzałe.

Mięszość kompleksu efuzywno-tufogenicznego w otworach w Krużynianach i Wisznicach waha się 10,00÷50,00 m. W otworze Mielnik osiąga on grubość 111,00 m. Kompleks ten wykazuje zatem poważne zmiany mięszości, podobnie jak na Białorusi i Polesiu, gdzie według E. P. Bruns (1957) jego grubość waha się 10,00÷160,00 m.

Seria efuzywno-tufogeniczna po raz pierwszy została przebita i rozpoznana na lubelszczyźnie w otworze Wisznice i z tego też względu proponuję nazwać ją serią wisznicką.

SERIA KRUSZYŃIAŃSKA

Serię tufogeniczno-efuzywną zalega z ostrą i bardzo wyraźną granicą ponownie kompleks skał arkozowych.

Na zwietrzałych melafirach, diabazach lub bazaltach leżą transgresywnie gruboziarniste zlepieniece i piaskowce arkozowe, brunatno-czerwone i fioletowe, z obfitą domieszką hematytu w spoiwie. Materiał skalny w zlepieniach jest rozrzucony bezładnie i nieprzesortowany. W pylastym i drobnoziarnistym spoiwie tkwią luźnie i najzupełniej nieuporządkowanie otoczki i glaziki różnorodnych skał o najrozmaitszych wymiarach i kształtach. Spośród skał można wymienić arkozy różnoziarniste (redeponowane lub na wtórnym złożu), łupki metamorficzne, bazalty i diabazy serii wisznickiej, kwarcyty różowe i białe, piaskowce hematytowe, piaskowce muskowitowe i mikrogranity oraz kwarcze żyłowe i skalenie.

Niejednokrotnie arkozy serii kruszyńiańskiej czynią wrażenie rezydium zwietrzelinowego lub też utworu, który osadzał się jako gęsta, przemieszana masa skalna bez możliwości jakiegokolwiek segregacji.

Mięszość piaskowców i zlepieńców arkozowych waha się 12,00÷35,00 m. Po raz pierwszy przebito je na białostocczyźnie w otworach Krużynian, między innymi również i w otworze Krynki i dlatego serię górnych arkoz proponuję nazwać serią kruszyńiańską.

We wszystkich wierceniach przekroju kruszyńiańskiego na arkozach leżą transgresywnie i z dużą luką czasową utwory jury środkowej; przed osadzeniem się tych ostatnich kruszyńiańskie arkozy uległy silnej erozji i dlatego ich mięszość waha się 6,00÷26,00 m. W otworze mielnickim, w którym arkozy kruszyńiańskie nakryte są następnym, młodszym ogniwem serii sinijskiej, ich mięszość jest większa i osiąga 35,00 m, co jednak

w porównaniu z miąższością arkozowego kompleksu gdowskiego, będącego odpowiednikiem arkoz kruszyniańskich na Białorusi i Polesiu, stanowi zaledwie połowę.

SERIA MIELNICKA

Bardzo charakterystycznie i dość typowo wykształcona seria mielnicka, która w całości została przebita w otworze Mielnik nad Bugiem, rozdziela się na 3 człony litologiczne.

U dołu rozpoczyna się ona piaskowcem arkozowym grubo lub różnoziarnistym, który zazwyczaj leży z wyraźnymi oznakami rozmycia na drobnoziarnistych arkozach serii kruszyniańskiej. Spagowy piaskowiec arkozowy serii mielnickiej wyraźnie odbiega swoim wykształceniem, a szczególnie barwą od arkoz kruszyniańskich. Jest on z reguły jaśniejszy a nawet biały, nie obce są mu również przewarstwienia o barwie seledynowej lub białoseledynowej. Ku górze piaskowiec arkozowy przechodzi w piaskowce różnoziarniste, kruche z mniej lub bardziej licznymi wkładkami iłowca lub ilastego, zielonego mułowca, które nadają skale charakterystyczną cykliczność. Miąższość spagowego, arkozowego ogniwa serii mielnickiej wynosi około 20 m.

Środkowy człon serii mielnickiej wykształcony jest jako kompleks ilasto-piaskowcowy, w którym w dolnej połowie dominują iłowce i łupki szarozielone, smużaste, delikatnie laminowane, a w górnej piaskowce drobno i średnioziarniste, jasnoszarozielone z podrzędnymi wkładeczkami i smugami zielonego iłu. Smużastość i laminację powodują cienkie ale gęsto rozmieszczone warsteweczki drobnoziarnistego, białego piasku.

W piaskowcach z reguły istnieje domieszka kaolinu oraz skupienia ziarn glaukonitu i miki na płaszczyznach uwarstwienia, tak że utrzymują one nadal charakter arkozowy lub nawet szarogłazowy. Szarozielona, a miejscami ciemnozielona barwa dominuje w środkowym ogniwie serii mielnickiej. Jedynie gdzieś w piaskowcowych przewarstwieńiach i to głównie w dolnej części ogniwa ilasto-piaskowcowego, zdarzają się pstre barwy szarobrunatne, lub plamiste — brunatno-czerwonozielone.

Grubość środkowego ilasto-piaskowcowego ogniwa serii mielnickiej wynosi około 25 m.

Trzeci tj. najwyższy człon tej serii reprezentowany jest przez jednolicie rozwinięty kompleks iłów laminarytowych o grubości około 26 m. Ogniwo to rozwinięte jest jako iłowce i łupki o popielato-szarej barwie ze słabszym lub mocniejszym odcieniem zielonym lub zielonawo-niebieskim, z cienkimi najczęściej milimetrowymi smużkami i przemasami białego drobnoziarnistego lub pylastego piasku. Smużki te, regularne lub mierzwiście, nadają iłowcom charakterystyczny pokrój delikatnej laminacji, tak istotnej dla tzw. iłów laminarytowych na platformie rosyjskiej. W iłowcach i w piaszczystych smużkach dość często zdarzają się nagromadzenia muskowitu i ziarenek glaukonitowych, a także ślady brunatnej substancji organicznej, która być może stanowi pozostałość po wodorostach z rodzaju *Laminarites*, oraz dość częste ślady pelkań robaków.

Seria mielnicka stanowi stratygraficzny odpowiednik tzw. kompleksu iłów laminarytowych, które w spągu również rozpoczynają się piaskow-

cami arkozowymi. Grubość kompleksu laminarytowego w zachodnich częściach platformy rosyjskiej według E. P. Bruns (1957) wynosi 90÷240 m, natomiast w centralnych częściach wyniesienia białoruskiego waha się 40÷50 m.

Należy nadmienić, że B. S. Sokołow (1958) serię laminarytowych ilów uznaje za odpowiednik ilów typu warwowego. Zdaniem tego badacza są one wynikiem sinijskiego zlodowacenia, z którym łączy on również i niżej leżące tility i morenopodobne osady, jak np. kompleks gdowski.

SERIA SUWAŁSKA

Nad kompleksem laminarytowym występuje ponownie gruba seria pstra, głównie piaszczysta z podrzędnymi wkładkami i przewarstwieniami ilastymi.

Poznano ją dotychczas zaledwie w dwu otworach, a mianowicie w Suwałkach i Mielniku. Seria ta w profilu Mielnika ma wyraźną i jednoznaczną pozycję, ponieważ leży na kompleksie laminarytowym, a przykryta jest odpowiednikiem facjalnym ilów niebieskich dolnego kambru. W Suwałkach przez długi czas nie można było zidentyfikować pozycji stratygraficznej tego kompleksu ponieważ leży on na anortozytach, a przykryty jest dolnym triasem. Dopiero litologiczne porównanie tych osadów z otworów Mielnik i Suwałki wykazało bardzo duże ich podobieństwo.

Pstre, nadlaminarytowe piaskowce przebito pierwszy raz na terenie północno-wschodniej Polski w otworze Suwałki I (Szlinokiemie) i z tego względu proponuję nazwać je serią suwałską.

W profilu otworu Mielnik seria suwałska mierzy około 152 m, a w wierceniu Suwałki zaledwie 74 m.

W Mielniku rozpoczyna się ona mułowcami piaszczystymi, plamistymi, brunatno-wiśniowymi z fioletowoszarymi plamami, z muskowitem i przerostami zielonooliwkowego lub brunatnowiśniowego, pstrego ilowca lub piaskowca. Ku górze mułowce przechodzą w kompleks piaskowców, początkowo gruboziarnistych, żwirkowych, a następnie średnio i drobnoziarnistych. Piaskowce, czasem szarobiałe, a najczęściej pstre, brunatno-fioletowe lub czerwono-fioletowe, zawierają bardzo często nieregularne przerosty, toczeńce lub wkładki ilowców pstrych, po większej części seledynowych lub zielonooliwkowych. Cała seria piaskowców, mułowców, wkładek i przerostów ilastych zawiera dość liczny muskowitz, czasem smużki ziarn magnetytu lub ilmenitu, sporadycznie skupienia żwirku kwarcowego, drobno rozproszony biały kaolin, czasem hematytowe wkładki piaskowca lub mułowca. Bardzo często obserwuje się przekątne, skośne warstwowanie, jakgdyby struktury splywowe, ślady wysychań oraz nieregularne, różnych rozmiarów kanaliki wypełnione piaskiem lub ilem. Możliwe, że są to ślady po robakach.

W stropowej części pstre piaskowce uwieńczone są znowu niegrubym, kilkumetrowym kompleksem mułowców pstrych, piaszczystych, brunatno-fioletowych, czerwonych lub fioletowo-zielonych, mierzwistych, z muskowitem i wyraźnymi śladami pełzań robaków.

Serię suwałską w Mielniku przykrywa zielono-szary kompleks ilasto-piaszczysty dolnego kambru z fauną lingulell.

W profilu otworu Suwałki (Szlinołkiemie) seria suwalska rozpoczyna się u dołu warstwą ilu kaolinowego, który reprezentuje reziduum zwietrzelinowe anoriozytów. Powyżej występują piaskowce mulaste, często mierzwiaste, pstre — szarzielone, brunatno-czerwone, ze smugami i toczęncami glinki kaolinowej i przerostami fioletowostalowego ilowca. W piaskowcach często obserwuje się skośne warstwowanie, podkreślone cienkimi smugami ziarenek magnetytu lub ilmenitu. W dolnej części piaskowców mulastych bardzo obficie występuje jako spoiwo skalne hematyt, który czasem tworzy niegrube przewarstwienia mułowca lub piaskowca hematytowego. Zdarzają się również grudki i toczęnce czystego hematytu.

Piaskowce ku górze przechodzą stopniowo w kilkumetrową warstwę pstrych mułowców piaszczystych, czasem łupkowych, brunatno-czerwonych, z seledynowymi przewarstwieniami, które niejednokrotnie nadają skałe pokrój przekładańca.

Górną połowę serii suwalskiej w tym profilu stanowią piaskowce drobnoziarniste, szare i różowo-szare, z częstymi mniej lub bardziej regularnymi, ilastymi przewarstwieniami, o szarzielonym lub szaropopielatym zabarwieniu, a także z dość częstymi płaskimi toczęncami kaolinu. Wszystkie przewarstwienia ilaste zawierają drobny rozproszony muskowit.

W wielu miejscach, a szczególnie w częściach stropowych i spągowych, obserwuje się pseudohieroglifowe struktury, czasem wtórnie wypełnione, które mogą być śladami spekań błonnych albo też śladami po robakach.

Bardzo charakterystyczną cechą skał serii suwalskiej w otworze Suwałki jest wyraźny, a niekiedy mocny słony smak szczególnie w czerwono-fioletowych częściach pstrych.

Seria suwalska ma swoje wyraźne odpowiedniki w stropowych częściach sparagmitu Norwegii oraz w spągowym ogniwie kompleksu bałtyckiego na platformie rosyjskiej.

W sparagmicie Norwegii odpowiada jej sparagmit Vardal i kwarcyty Ringsaker, nazywane również serią piaskowców kwarcowych, a w kompleksie bałtyckim tzw. piaskowiec nadlaminarytowy, który najczęściej wykształcony jest jako piaskowiec szarzielony a czasem jako piaskowiec pstry z wkładkami ilowców i mułowców. Na kwarcytach Ringsaker, piaskowcu nadlaminarytowym oraz na serii suwalskiej, leżą w każdym przypadku piaszczysto-ilaste osady z fauną dolnego kambru, a podścielają je również w każdym przypadku ilaste lub piaszczysto-ilaste, czerwono-zielone i zielone osady typu zastoiskowego (laminaryty). Korelacja wszystkich trzech wymienionych ogniw na tak odległych od siebie obszarach jest bardzo wyraźna i wprost jednoznaczna. Różnice zaznaczają się tylko w miąższości. Seria piaskowców kwarcowych (sparagmit Vardal i kwarcyty Ringsaker) mierzy około 500 m (fide H. R. Katz, 1953). Piaskowce nadlaminarytowe na Białorusi mierzą według E. P. Bruns (1957; 1958) — 2÷15 m, a w obszarach nadbałtyckich 20÷30 m; seria suwalska osiąga grubość do 152 m.

Należy zaznaczyć jeszcze, że geolodzy radzieccy zaliczają piaskowiec nadlaminarytowy do dolnego kambru, przyjmując, że reprezentuje on podstawową warstwę niebieskich ilów — helmiowych. Stanowisko to nie jest oparte na dowodach paleontologicznych. Z porównania profiliów wydaje się, że piaskowiec nadlaminarytowy powinien być włączony do naj-

wyższej serii sinijskiej. W tym właśnie czasie odbywało się definitywne wyrównanie reliefu, zasypywanie miejsc głębszych. Na wyrównane i zniwelowane dno zbiornika kontynentalnego wtargnęła ingresja (nie transgresja) dolnego kambru. Tak pojęty proces sedymentacyjny na pograniczu serii sinijskiej i kambru tłumaczy i wyjaśnia rolę piaskowca nadlaminarytowego, jako podstawowego u.woru kompleksu niebieskich ilów bałtyckich.

Skaly prekambryjskie występujące na południe i południowy-wschód od Gór Świętokrzyskich w podłożu miocenu zapadliska przedkarpackiego J. Samsonowicz (1955, 1956) uznał za ryfej.

W świetle niniejszej pracy należałoby je traktować jako górny sinian i dopatrywać się podobieństwa litologicznego pomiędzy ilami laminarytowymi serii mielnickiej a łupkami ilastymi (często „tygrysimi“, pasmowymi lub „wstęgowymi“ — pstrymi) prekambru podłoża miocenu. Piaskowce serii suwałskiej, zawierające również pasmowe łupki ilasto-piaszczyste, byłyby zatem w ujęciu J. Czarnockiego odpowiednikiem facjalnym tak zwanego kambru podholmiowego lub „kambru niemego“ Gór Świętokrzyskich.

Zakład Żelaz Rud Żelaza IG

Wygłoszono na 34 Sesji Naukowej IG,
dnia 27 stycznia 1961 r.

PIŚMIENNICTWO

- ANDERSON J. G. C. (1953) — The stratigraphical succession and correlation of the late Pre-Cambrian and Cambrian of Scotland and Ireland. *Comptes rendus Congr. Geol. Intern. Alger*, sec. 1, 1, p. 9—19. Alger.
- BIRKENMAJER K. (1958) — Z badań nad stratygrafią i tektoniką formacji Hecla Hoek w ziemi Wedel-Jarlsberg. *Prz. geof.*, 3 (9), nr 2, p. 163—170. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1960) — Relation of the Cambrian to the Pre-Cambrian in Hornsund, Vestspitzbergen. *Report. 21 Session Norden*, 8, p. 64—74. Copenhagen.
- BRØGGER W. C. (1900) — *Geologi, I. Norge i det 19-de aarhundrede*. Oslo.
- БРУНС Е. П. (1957) — Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. *Сов. Геол.*, № 59, стр. 3—23. Москва.
- БРУНС Е. П. (1958) — Кембрийская система — Русская Платформа. *Геологическое строение СССР, 1 — Стратиграфия*, стр. 151—157. Москва.
- BUBNOFF S. (1949) *Einführung in die Erdgeschichte*. Berlin.
- CAHEN L. (1951) — Chronologie des terrains anté-Karoo de l'Est du Bassin du Congo. *Bull. Soc. belg. Géol. Pal. d'Hydrog.*, 60, p. 97—113. Bruxelles.
- CAHEN L. (1953) — Le précambrien du Congo Belge et sa corrélation avec celui d'autres parties du Monde. *Comptes rendus Congr. Géol. Intern. Alger*, sec. 1, 1, p. 21—38. Alger.
- CAHEN L. (1954) — *Géologie du Congo Belge*. Liège.
- CHANG-WEN-TAN (1953) — Some lower Cambrian Trilobites from Western Hupei. *Acta pal. Sinica*, 1, nr 3, p. 137—149. Peking.

- CHAPMAN F. (1929) — Some fossil remains from the Adelaide series of South Australia. *Trans. Roy. Soc. Sci. Australia*, 53, p. 5—6. Adelaide.
- CHAPMAN F. (1936) — Primitive fossils possibly Atrematous and Neotrematous Brachiopoda from the Vindhyaans. *Rec. geol. Surv. India*, 69 [1], p. 109—120. Delhi.
- CHOUBERT G. (1945) — Découverte d'organismes calcaires dans le Précambrien de Anti-Atlas. *Comptes rendus Acad. Sci.*, 220, nr 16, p. 561—563. Paris.
- CHOUBERT G. (1953) — Essai d'application de la notion de L'infrcambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas (Maroc). *Comptes rendus Congr. Géol. Intern. Alger*, sec. 1, 1, p. 53—72. Alger.
- ЧИХАЧЕВ С. М. (1949) — О дополнении палеозоя рифейской системой. *Сов. Геол.*, № 40. Москва.
- DANGEARD L., DORE F. (1960) — La tillite antecambrienne de St. Germain d'Ecot (Calvados). *Report 21 Session Norden*, 8, p. 24—25. Copenhagen.
- DAVIS T. W. E. (1950) — The geology of the Commonwealth of Australia. 1, p. 1—747. London.
- ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю. К. (1943) — Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты. *Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол.*, № 3, стр. 38—51. Москва.
- ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю. К. (1946) — Геологическое строение Ю. Якутии в свете новых данных. *Матер. Всес. Научно-Иссл. Геол. Инст., общ. сер.*, № 7. Москва.
- ECKELMANN W. R., KULP J. K. (1956) — North American localities, Part 2, of Uranium — Lead method of age determination. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 68, nr 9, p. 1117—1140. Rochester N.Y..
- FENTON C. L., FENTON M. A. (1933) — Oboloid Brachiopods in the Belt series of Montana. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 44, nr 1, p. 190. Rochester N.Y..
- FENTON C. L., FENTON M. A. (1937) — Belt series of the north: stratigraphy, sedimentation, paleontology. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 48, [1941], p. 1873—1969. Rochester N.Y..
- FIALA F., SVOBODA J. (1956) — Problem subcambria a subcambriického zalednění v Železných Horách. *Sborn. Ústr. Úst. Geol.*, 22, p. 257—287. Praha.
- FRÄNKL E. (1958) — Geologische Untersuchungen in Ost-Andreas Land. *Medd. om Grønland*, 113, nr 4, p. 1—160. København.
- ГЕЙСЛЕР А. Н. (1956) — Новые данные по стратиграфии палеозоя северо-западной части Русской платформы. *Матер. Всес. Научно-Иссл. Геол. Инст., нов. сер.*, № 14, стр. 174—184. Москва.
- GLAESSNER M. F. (1959) — Pre-Cambrian Coelenterata from Australia, Africa and England. *Nature*, 183, nr 4673.
- GOLDICH S. S., NIER A. O., BAADSGAARD H. (1957) — A⁴⁰-K⁴⁰ dating of rocks of Lake Superior region. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 38, nr 3, p. 392. Washington.
- GOLDSCHMIDT Q. V. M. (1909) — Profilet Ringsaker — Brottum ved Mjøsen Norges geol. Unders., nr 49. Oslo.
- GRABAU A. (1922) — The Siniian System. *Bull. geol. Soc. China*, 1, nr 1—4, p. 44—88. Peking.
- GRAINDOR M. J. (1954) Note préliminaire sur la glaciation infrcambrienne dans le massif Armoricaín. *Bull. Soc. géol. France*, B, sec. 6, 4, nr 1—3, p. 17—24. Paris.

- GREGORY J. W., BARRET V. H. (1927) — The stratigraphical position of the Keewatin. *Journ. geol.*, 35, p. 141—149. Chicago.
- ГУРАРИ Ф. Г. (1945) — К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. *Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол.*, № 4, стр. 38—62. Москва.
- HAZZARD J. C. (1938) Paleoz. Section in the Nopah and Resting Springs Mountains. *Calif. Jour. Mines geol.*, 33, nr 4, p. 273—339. Sacramento.
- HOLTEDAHL O. (1922) — Om Trysilssandstenen og Sparagmitavdelingen. *Norsk Geol. Tidsskrift*, 6, p. 17—48. Oslo.
- HOLTEDAHL O. (1922a) — A tillite-like conglomerate in the „eocambrian“ sparagmite of Southern Norway. *Amer. Jour. Sci.*, 4 [5], p. 165. New Haven.
- HOLTEDAHL O. (1922b) — Kalkstein og „dolomit i de ostlandske dalfører“. *Norges geol. Unders.*, nr 87, p. 1—32. Oslo.
- HOLTEDAHL O. (1934) — The geology of parts of Southern Norway. *Proc. Geol. Assoc.*, 45, p. 307—377. London.
- HOLTEDAHL O. (1953) — Norges Geologie; *Norges geol. Unders.* nr 164, p. 1—1118. Oslo.
- HOWCHIN W. (1918) — The geology of South Australia, Adelaide.
- HUPÉ P. (1952) — Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas, Marocain. Sur les Problematica du Précambrien III. *Div.-Mines Serv. geol. Maroc.*, 103, p. 5—402. Rabat.
- ЯНИШЕВСКИЙ М. Э. (1939) — Кембрийские отложения Ленинградской области. *Зап. Ленинградского Гос. Унив.*, № 25, сер. географ. наук, вып. 1.
- ЯНИШЕВСКИЙ М. Э. (1950) — Древнейший трилобит из нижнекембрийской синей глины — *Gdowia assatkini* gen. et sp. nov. *Вопросы палеонтологии*, 1. Ленинград.
- KATZ H. R. (1952) — Zur Geologie von Strindbergs-Land (NE-Grønland). *Med. om Grønland*, 111, nr 1, p. 1—150. København.
- KATZ H. R. (1953) — On the Pre-Cambrian rock-formations belonging to the Caledonian geosyncline of north-east Greenland. *Comptes rendus Congr. Geol. Intern. Alger*, sec. 1, 1, p. 89—102. Alger.
- KAY M. (1951) — North American Geosynclines. *Geol. Soc. Amer.*, 48, p. 1—143. Washington.
- KEE Mc E. (1945) — Cambrian history of the Grand Canyon Region. *Carnegie Wash. Public*, 563, p. 28. Washington.
- КЕДЛЕР В. М. (1952) — Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. *Тр. Инст. Геол. Наук Акад. Наук СССР, сер. геол.*, 109, № 37, стр. 1—63.
- KIAER J. (1916) — The lower Cambrian Holmia-fauna et Tömten in Norway. *Videnskaps-Selsk. Skrift*, 10, p. 1—140. Christiania.
- KING P. B. (1949) — The base of the Cambrian in the southern Appalachians. *Amer. Journ. Sci.*, 247, nr 1, p. 513—530; nr 2, p. 622—645. New Haven.
- KOCH L. (1929a) — The geology of East Greenland. *Med. om Grønland*, 73, nr 2, p. 1—203. København.
- KOCH L. (1929b) — Stratigraphy of Greenland. *Med. om Grønland*, 73, nr 2, p. 204—320. København.
- КРАТЦ К. О. (1955) — Нижний протерозой Карелии в цифрах аргонового метода. *Труды III Сессии Ком. по опред. абс. возр. геол. форм.* Москва.
- KRISHNAN M. S. (1949) — Geology of India and Burma, Madras. p. 1—544.
- KRISHNAN M. S. (1960) — Pre-Cambrian stratigraphy of India. *Report. 21 Session Norden*, 9, p. 95—707. Copenhagen.

- KULP J. L. (1960) — The geological time scale. Report 21 Session Norden, 3, p. 18—27. Copenhagen.
- KUOVO O. (1958) — Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. Bull. Comm. géol. Finl., 182, p. 1—70. Helsinki.
- LAUBEBFELS M. W. (1955) — Porifera-Treatise invertebrate Palaeontology, Part E, p. 21—122, R. C. Moore. Kansas.
- LAWSON A. (1930) — The classification and correlation of the Pre-Cambrian rocks. Bull. Univ. California, 19, nr 11, p. 275—293.
- LEITH C. K. (1934) — The Pre-Cambrian. Proc. geol. Soc. America, p. 151—180. Washington.
- ЛЮТКЕВИЧ Е. М. (1952) — К вопросу о развитии древнейших отложений на Русской платформе. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 5, стр. 32—35. Москва.
- ЛЬВОВ К. А. (1956a) — Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. Сов. по униф. стратигр. схеме Урала и соотнош. древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы доклада. Стратиграфический словарь СССР, стр. 788—789. Москва.
- ЛЬВОВ К. А. (1956b) — Протерозой и нижний палеозой Урала. Сов. по униф. стратигр. схеме Урала и соотнош. древних свит Урала и Русской платформы. Тезисы Доклада. Стратиграфический словарь СССР, стр. 788—789. Москва.
- МАЗАРОВИЧ А. Н. (1947) — Об основных единицах геохронологии. Докл. Акад. Наук. Акад. Наук БССР, p. 1—226. Минск.
- МАХНАЧ А. С. (1958) — Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Инст. Геол. Наук. Акад. Наук БССР, стр. 1—226. Минск.
- MENSHIKOFF N. (1949) — Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. Livre jub. Ch. Jacob, in Hébert et Haug, 7, p. 305—325.
- MOORE R. C. (1956) — Introduction to historical geology. Mc. Graw-Hill book Comp. Inc., New York, Toronto, London.
- НАУМОВА С. Н. (1951) — Споры древних свит западного склона Южного Урала. Тр. Моск. Общ. Испыт. Природы, 1, № 3, стр. 183—187. Москва.
- NEUMAN R. B., PALMER A. R. (1956) — Critique of Eocambrian and Infra-cambrian. Congr. Geol. Inter. Mexico, 1, p. 427—435. Mexico.
- NOAKES L. C. (1956) — Upper Proterozoic and Sub-Cambrian rocks in Australia. Congr. Géol. Inter. Mexico, 2, p. 213—238. Mexico.
- OVCHINNIKOV L. N., HARRIS M. A. (1960) — Absolute age of geological formations of the Urals and the Pre-Urals. Report 21 Session Norden, 3, p. 33—45. Copenhagen.
- ПОЛЕВАЯ Н. И., МУРИНА Т. А., КАЗАКОВ Т. А. (1960a) — определение абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам. Сов. Геол., № 7, стр. 103—115. Москва.
- ПОЛЕВАЯ Н. И., КАЗАКОВ Т. А., МУРИНА Т. А. (1960b) — Глаукониты как индикатор геологического времени. Тр. 7 Сессии Ком. по опред. абсол. воз. геол. формации, Акад. Наук СССР, стр. 419—429. Москва.
- ПОЛКАНОВ А. А. (1936) — Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Аркт. Инст., 53, стр. 1—145. Ленинград.
- ПОЛКАНОВ А. А. (1953) — Структурно-геологический метод стратиграфического расчленения древнейших формаций и нижняя граница палео-

- зойской эры. Труды Лабор. Геол. Докембрия, Акад. Наук СССР, № 2, стр. 11—23. Ленинград.
- ПОЛКАНОВ А. А. (1956) — Геология хогландия-иотния Балтийского щита. Тр. Лабор. Геол. Докембрия Акад. Наук СССР, № 6, стр. 1—122. Ленинград.
- POLKANOW A. A., GERLING E. K. (1960a) — The Pre-Cambrian geochronology of the Baltic shield. Report 21 Session Norden, 9, p. 183—191. Copenhagen.
- ПОЛКАНОВ А. А., ГЕРЛИНГ Э. К. (1960b) — Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Тр. 7 Сессии Ком. по опред. абсолют. воз. геол. формаций, АН СССР, стр. 13—45. Москва.
- POULSEN Ch. (1930) — Contributions to the stratigraphy of the Cambro-Ordovician of East-Greenland. Medd. om Grønland, 74, nr 12, p. 297—316. Oslo.
- POULSEN Ch., RASMUSSEN H. (1951) — Geological map and description of Ella. Medd. om Grønland, 151, nr 5, p. 1—25. Oslo.
- POULSEN Ch. (1956) — The Cambrian of the East Greenland geosyncline. Congr. Géol. Inter. Mexico, 1, p. 59—69. Mexico.
- PRUVOST P. (1951) — L'Infracambrien. Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydr., 40, nr 1, p. 43—65. Bruxelles.
- RESSER C. E. (1938) — Cambrian System of the southern Appalachians, Geol. Soc. Amer., 15, p. 1—140. Washington.
- ROQUES M. (1948) — Le précambrien de l'Afrique occidentale française. Bull. Soc. géol. France, sér. 4, 18, nr 8—9, p. 589—626. Paris.
- SAHNI M. R., SHRIVASTAVA R. M. (1954) — New organic remains from the Vindhyan and probable systematic position of *Fermoria* Chapman. Current Sci. 23, nr 2, p. 39—41.
- SAMSONOWICZ J. (1955) — O górnych prekambryze (ryfeju) w Polsce. Prz. geol., nr 12, p. 558—559. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. (1956) — Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian System in Poland. Congr. Géol. Inter. Mexico, 1, p. 127—160. Mexico.
- SEILACHER A. (1956) — Der Beginn des Kambriums als biologische Wende Neues Jb. Geol. Paleont., 103, nr 1—2, p. 155—180. Stuttgart.
- СЕМЕНЕНКО Н. П. (1957) — Вопросы геохронологии докембрия Африки. Геол. Журнал. Акад. Наук. УССР, 17, вып. 1, стр. 11—14. Киев.
- СЕМЕНЕНКО Н. П. (1960) — Геохронология в абсолютном летоисчислении и вопросы геологической истории докембрия. Труды 7 Сессии Ком. по определений абсолют. воз. геол. формации. Акад. Наук СССР, стр. 48—79. Москва.
- SIMON W. (1951) — Untersuchungen in Paläozoikum von Sevilla. Abh. Senckenberg. Natur. Gesell., 485, p. 31—52. Frankfurt a. M.
- SIMONEN A. (1960a) — Pre-Cambrian stratigraphy of Finland. Report 21 Session Norden, 9, p. 141—153. Copenhagen.
- SIMONEN A. (1960b) — Pre-Quaternary rocks in Finland. Bull. Comm. géol. Finl., 191, p. 1—49. Helsinki.
- СОКОЛОВ В. С. (1952) — О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 5, стр. 21—31. Москва.

- СОКОЛОВ В. С. (1956) — Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Геол. сборник, № 2, Труды Всес. Научн.-Геол. Инст., вып. 9, стр. 36—88. Ленинград.
- СОКОЛОВ В. С. (1958) — Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Геол. сборник, № 3, Труды Всес. Научн.-Геол. Инст., стр. 5—87. Ленинград.
- СПИЖАРСКИЙ Т. Н. (1956) — О нижней границе палеозоя. Инф. сборник Всес. Науч.-Геол. Инст. № 4, стр. 10—15. Москва.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1945) — Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежных частей западного склона Южного Урала. Матер. к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2 (6), Моск. Общ. Исп. Природы, стр. 1—129. Москва.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1952a) — О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 1, стр. 17—32. Москва.
- ШАТСКИЙ Н. С. (1952b) — О границе между палеозоем и протерозоем и рифейских отложениях Русской платформы. Изв. Акад. Наук СССР, сер. геол., № 5, стр. 36—49. Москва.
- ШЕЙНМАНН Ю. И. (1959) — Древнейшие структуры платформ и их значение для общей тектоники. Сов. Геол., № 3, стр. 27—41. Москва.
- TILTON G., DAVIS G. L., WETHERILL G. W., (1957) — Isotopic ages of Zircon from granites and pegmatites. Trans. Amer. geophys. Union, 38, nr 3, p. 360—371. Washington.
- ТИМОФЕЕВ В. В. (1955) — Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири. Докл. Акад. Наук СССР, 105, № 3, стр. 547—550. Москва.
- ТИМОФЕЕВ В. В. (1957) — Споры онежской свиты Карелии. Сб. Геология и Геохимия, 1, [7], стр. 153—155. Ленинград.
- TRAVES D. M. (1956) — Upper Proterozoic and Cambrian geology in Northwestern Australia. Congr. Geol. Inter. Mexico, 2, p. 75—98. Mexico.
- VAN-GUNDY C. E. (1951) — Nankowear group of the Grand Canyon Algonkian of Arizona. Bull. geol. Soc. Amer., 62, nr 8, p. 953—959. Rochester N. Y.
- VOGT TH. (1924) — Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved. Mjøsen. Nerges geol. Tidsskrift, 7, p. 281—384. Oslo.
- WALCOTT C. D. (1899) — Pre-Cambrian fossiliferous formation. Bull. geol. Soc. Amer., 10, p. 238—239. Rochester N. Y.
- WEGMANN E. (1947) — Note sur la chronologie des formations précambriennes du Groenland méridional. Ecl. geol. Helv., 40, nr 1, p. 7—14. Basel.
- WEGMANN C. E. (1951) — Subcambrische tillite in der herzynischen Faltungszone. Geol. Rdsch., 39, nr 1, p. 221—234. Stuttgart.
- WHEELER H. E. (1947) — Base of the Cambrian system. Journ. geol., 55, nr 3, p. 153—159. Chicago.
- WHITE O. (1929) — Study of the fossil floras in the Grand Canyon, Arizona. Carnegie Inst. Washington Yearbook, nr 28, p. 392—393. Washington.
- ВОЙТКЕВИЧ Г. В. (1959) — Тектонические циклы докембрия. Научные доклады Высшей Школы Геол.-Географ. Наук, 1, стр. 64—73. Москва.
- ВОЙТКЕВИЧ Г. В., БЕЛОКРЫС Л. С. (1960) — Следы древней жизни на земле. Сов. Геол., № 1, стр. 3—22. Москва.

Ежи ЗНОСКО

**ПО ВОПРОСУ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ
ЭОКЕМБРИЙСКИХ СПАРАГМИТОВ
И ДРУГИХ ПОЗДНЕ-ДОКЕМБРИЙСКИХ ФОРМАЦИЙ**

Резюме

В работе приводится разрез спарегмитовой формации Норвегии и поздне-докембрийской терригенной формации на восточноевропейской платформе. Подчеркнутые спорные взгляды на докембрийский или палеозойский возраст описанных формаций. Сделан краткий обзор формаций аналогичных со спарегмитовой в Европе, Северной Америке, Арктике, Австралии, Азии и Африке.

Проведен анализ связи поздне-докембрийских формаций с метаморфическим фундаментом и кембрием; обращено внимание на четкую двудельность поздне-докембрийских формаций, на явления оледенения и проявления вулканизма.

Автор проводит анализ развития платформенного чехла и старается определить значение этого развития для стратиграфии. Вытекающие отсюда выводы автор подкрепляет рассуждениями о абсолютном возрасте поздне-докембрийских формаций. Он приходит к выводу, что поздне-докембрийские формации, занимающие положение между иотнийской свитой и кембрием *sensu stricto*, развивались от около 1300 до около 600 миллионов лет тому назад т.е. в течение около 700 миллионов лет. Учитывая развитие платформенного чехла, абсолютный возраст и имеющиеся палеонтологические данные автор убеждается, что группа формаций заключенная между иотнием и кембрием должна создавать отдельную геологическую эру, называемую и раньше (J. Rodgers) криптозоом.

В пределах этой эры можно свободно выделить нижнюю часть, в интервале 1300 и 1000 миллионов лет и верхнюю часть, в интервале от 1000 (900) до 600 миллионов лет. Нижнюю часть иногда метаморфизированную, автор считает рифеем, а верхнюю часть — синийской системой. Детальные данные относительно стратиграфического анализа и абсолютного возраста помещены в таблицах.

В заключение приводится описание синийских образований встреченных в северо-восточной и восточной Польши.

Jerzy ZNOSKO

**ON THE STRATIGRAPHICAL POSITION OF EOCAMBRIAN SPARAGMITES
AND OTHER YOUNG-PRECAMBRIAN FORMATIONS**

Summary

The author gives the profile of Norwegian sparagmite formation and of the Young-Precambrian clastic formations occurring in the Eastern European Platform. He emphasizes the controversial opinions on the Precambrian or Palaeozoic age of the discussed formations. He also presents a brief survey of formations analogous to sparagmites, found in Europe, North America, Arctica, Australia, Asia and Africa.

The author also analyzes the interrelation between the Young-Precambrian formations and the metamorphic substratum as well as the Cambrian; he calls attention to the clearly marked bipartition of the Young-Precambrian formations and to glaciation features and symptoms of volcanism.

Moreover, the author reviews the opinions hitherto held on the age and the stratigraphical position of the Young-Precambrian formations. He particularly calls attention to divergent tendencies in opinions, according to which the Young-Precambrian formations were either assigned to the Cambrian or ascribed to the Palaeozoic, — or they even were distinguished as being Riphean.

The author analyzed the development of the platform cover and aimed at defining the significance of this development for the stratigraphy. He supplemented his conclusions by reflections on the absolute age of the Young-Precambrian formations. The author concludes that the Young-Precambrian formations occupying a position between the Jotnian and the Cambrian *sensu stricto* must have been formed from about 1300 to about 600 million years ago, i.e. during a period of some 700 million years. Taking into consideration the development of the platform cover, its absolute age, and the palaeontological data hitherto known, the author concludes that the group of formations extending from the Jotnian to the Cambrian should constitute a separate geological era; in accord with J. Rodgers he calls this era the Cryptozoic. Within this era there might be clearly distinguished a lower part including the period from 1300 to 1000 million years, and an upper part comprehending the interval from 1000 (or 900) to 600 million years. The author considers the lower part, metamorphosed at times, to be the Riphean, the upper part the Simian. He presents in tables detailed data on his analysis of stratigraphy and absolute age.

In his conclusion the author adds the description of Simian formations hitherto known in northeastern and eastern Poland.