

ANDRZEJ RADWAŃSKI i PIOTR RONIEWICZ

Środowisko sedimentacji górnego kambru okolic Opatowa

STRESZCZENIE: Analiza składu litologicznego, warstwowań i struktur na powierzchniach ławic klastycznych osadów górnego kambru okolic Opatowa wskazuje na płytkowodne warunki sedimentacji, w morzu o głębokości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów. Warunki były bardzo zbliżone do stwierdzonych w Wielkiej Wiśniówce pod Kielcami.

WSTĘP

Morskie osady górnego kambru w okolicach Opatowa, składające się z naprzemianległych, różnobarwnych piaskowców kwarcytowych i kwarcytów z rzadkimi wtrąceniami zlepieńców, oraz z mułowców, łupków ilastych i ilów, były badane przez J. Samsonowicza (1920, 1934, 1956), który ustalił ich litologię i położenie stratygraficzne oraz pokrótce zajął się warunkami sedimentacji. Na podstawie obecności licznych zmarszczek oscylacyjnych, czerwonego zabarwienia wielu skał i gniazдового występowania pokruszonej fauny autor ten uznał wymienione osady za wybitnie płytkowodne i przybrzeżne, a nawet plażowe. Za ostatnim wnioskiem przemawiać miały także szczeliny z wysychania (Samsonowicz 1920, 1952, 1956), i ślady kropel deszczu (Samsonowicz 1952, 1956). J. Samsonowicz, opierając się na teorii płytkowodnego pochodzenia fliszu, uważał omawiane osady górnego kambru, osiagające miąższość do około 600 m, za fliszowe (1920, 1934, 1952) bądź fliszopodobne (1956).

Obserwacje autorów przeprowadzone w lecie 1960 r. w pełni potwierdzają wnioski J. Samsonowicza co do płytkowodności osadów górnego kambru okolic Opatowa, z drugiej jednak strony wskazują, że brak tutaj struktur przemawiających za przybrzeżnym lub plażowym ich pochodzeniem, a formy określane jako szczeliny z wysychania i ślady kropel deszczu mają inną genezę.

Badania przeprowadzone w całym Pasmie Głównym Gór Świętokrzyskich ze szczególnym uwzględnieniem Małej i Wielkiej Wiśniówki

w pobliżu Kielc (Dżułyński & Żak 1960, Radwański & Roniewicz 1960) wskazują także, że osady górnego kambru okolic Opatowa, podobnie jak i innych rejonów Gór Świętokrzyskich, różnią się wybitnie od utworów określanych dzisiaj jako flisz.

WYKSZTAŁCENIE OSADÓW

Warstwowanie

W odsłonięciach okolic Opatowa przeważają jasne piaskowce kwarcytyczne i kwarcyty, cienko- i średnioławicowe (terminologia wg podziału Ingrama 1954) przewarstwiewające się z mułowcami i ilami. Iły, jak podkreśla J. Samsonowicz (1920, 1934, 1956), często mają jaskrawe barwy czerwone i wiśniowe, wywołane obecnością tlenków żelaza. Piaskowce gruboławicowe występują sporadycznie, w większej ilości tylko w najdalszych pd.-wschodnich odsłonięciach w dolinie Opatówki.

Ławice piaskowców na ogół są jednorodne, a rzadziej laminowane. Te ostatnie przeważnie wykazują warstwowanie przekątne o niewielkim kącie (10-20°) nachylenia lamin upadających ogólnie biorąc z południa na północ (Wąworków). Nad niektórymi powierzchniami ze zmarszczkami widać niewyraźne rozdzielenie frakcji osadu piaszczysto-mulastego, wywołane najprawdopodobniej opadaniem materiału wzniesionego przez silne falowanie (Kuenen & Menard 1952). Miejscami w spagu ławic piaskowców widać nagromadzenia żwiru kwarcowego o ziarnach dochodzących nawet do 2 cm średnicy (prawy brzeg Kochówki pod cmentarzem w Marcinkowicach).

Takie wykształcenie ławic, poza lokalnym występowaniem żwirów kwarcowych odpowiada stosunkom stwierdzonym na Wiśniówce (Dżułyński & Żak 1960, Radwański & Roniewicz 1960).

Zmarszczki

Na powierzchniach piaskowców i mułowców występują liczne zmarszczki, wśród których wyróżnić można: symetryczne zmarszczki falowe (*symmetrical oscillation ripples*, Evans 1941) przechodzące miejscami w asymetryczne zmarszczki falowe (*asymmetrical oscillation ripples*, Evans 1941), zmarszczki przetworzone (*metaripples*, van Straaten 1953a, b) oraz zmarszczki językowate (*linguoid ripples*, Bucher 1919, van Straaten 1953a, b). Ostatnie występują samodzielnie lub strefowo w obrębie zmarszczek falowych (odsłonięcie w Marcinkowicach pod cmentarzem).

Zmarszczki falowe charakteryzują się prostolinijnym przebiegiem grzbietów, zakłócanym miejscami przez ich rozdwojenia, nieraz szybko łączące się powtórnie. W Marcinkowicach zmarszczki te mają rozstęp

7-11 cm, a kierunek rozciągłości grzbietów w przedziale 105-150°; w Wąworkowie są one nieco drobniejsze, o rozstępie 7-8 cm, a kierunek mają odmienny — około 45°.

Zmarszczki przetworzone charakteryzują się stosunkowo większymi odstępami grzbietów ustawionych w szachownicę. Przeciętnie odstęp te wynoszą kilkanaście centymetrów, a w skrajnych przypadkach dochodzą do 40 cm. Zmarszczki te, najliczniejsze spośród wszystkich rodzajów, obserwowaliśmy na kilkudziesięciu powierzchniach ławic, często bezpośrednio następujących po sobie. Widoczna zależność między wielkością grzbietów tych zmarszczek oraz stopniem ich przetworzenia w stosunku do zmarszczek falowych wynika ze zmieniających się warunków hydrodynamicznych panujących w zbiorniku, które umożliwiały stopniowy wzrost zmarszczek przetworzonych, a uniemożliwiały zachowanie zmarszczek falowych w pierwotnej ich postaci.

Rozmycia na powierzchniach warstw

Na powierzchniach piaskowców spotyka się dwa rodzaje rozmyć:

1) formy utworzone przez słabe prądy, o zmiennej sile i kierunku, nieraz meandrujące, które powodowały przetwarzanie zmarszczek, ich reorientację i nieraz zupełne zniszczenie. Są to nieregularne lub wydłużone zagłębienia (pl. XXXV, fig. 1) i kanały na powierzchniach ze zmarszczkami przetworzonymi. Na brzegach zagłębień często widać wychodnie lamin rozcinanych przez prąd, podkreślone nagromadzeniem drobnych łusek muskowitu;

2) zagłębienia wirowe (*flutes*, Kelling & Walton 1957; *flutings*, Crowell 1958, Kuenen & ten Haaf 1958) utworzone przez prądy stosunkowo silniejsze. Są to wydłużone, asymetryczne zagłębienia tworzące się równoległe do kierunku prądu. Długość ich wynosi kilkadziesiąt centymetrów, a dochodzi do 2,5 m (Marcinkowice, pl. XXXV, fig. 2). Formy te, pospolite nie tylko w rejonie Opatowa, lecz także na Małej i Wielkiej Wiśniówce, zdaniem S. Dżułyńskiego i C. Żaka (1960), zostały utworzone przez prądy, które weszły w stadium fal wstecznych (Bucher 1919). W Marcinkowicach zagłębienia wirowe mają kierunek N-S i są silniej wyżłobione od strony południowej, co wskazuje, że prądy tutaj szły z południa na północ.

Ślady rozrywania ławic

Struktury te, uważane przez J. Samsonowicza (1934, 1956) za szczeliny z wysychania, są identyczne z opisywanymi przez autorów (Radwański & Roniewicz 1960) z Wielkiej Wiśniówki jako ślady rozciągania ławic. Są to przeważnie małe, o wysokości kilku milimetrów, rza-

dziej 1 cm, grzbiety piaszczyste widoczne na dolnych lub górnych powierzchniach cienkich ławic piaskowców i mułowców. Grzbiety mają kształty obłe lub ostre, a przebieg prosty albo powyginany. Występują pojedynczo, a miejscami stosunkowo licznie i są nieraz ułożone w mozaikowy deseń. Na przekrojach warstw widać, że grzbiety zakorzeniają się w nich głęboko i przechodzą w małe żyły piaszczyste. Niejednokrotnie żyły te, w obrębie ławicy stosunkowo cienkie, rozszerzają się ku jej brzegom i wychodzą w postaci dość szerokich grzbietów zarówno na dolną jak i na górną powierzchnię danej ławicy (pl. XXXVI, fig. 1). Ostatni fakt wskazuje, że omawiane struktury nie są wypełnieniami szczelin z wysychania, lecz tworzyły się w wyniku drobnych intruzji kurzawkowych lub przez wyciśnięcie mniej skonsolidowanego materiału w szczeliny utworzone podczas rozrywania ławic wywołanego nierównomiernym ich osiadaniem lub grawitacyjnym speływaniem.

Podobne struktury opisywane były dotąd z środowisk głębokowodnych przez Ph. H. Kuenena (*incipient pull-aparts*, 1953a, fig. 7). S. Dżułyńskiego i A. Radomskiego (1957) oraz przez M. Książkiewicza (1958, fig. 25), który zaliczył je do zaczątkowych struktur osuwiskowych (*initial slumping*). Podobnej genezy grzbiety na dolnych powierzchniach ławic K. Birkenmajer (1959) określa jako hieroglify rozrywowe (*parting casts*).

Pograży piaszczyste i pseudotoczeńce

W miejscach, gdzie piaskowce przewarstwiają się z ilami, na dolnych powierzchniach ławic piaskowców występują liczne pograży piaszczyste (*load casts*, Kuenen 1953a, b), które powstały w wyniku nierównomiernego osiadania na dnie basenu materiału piaszczystego na

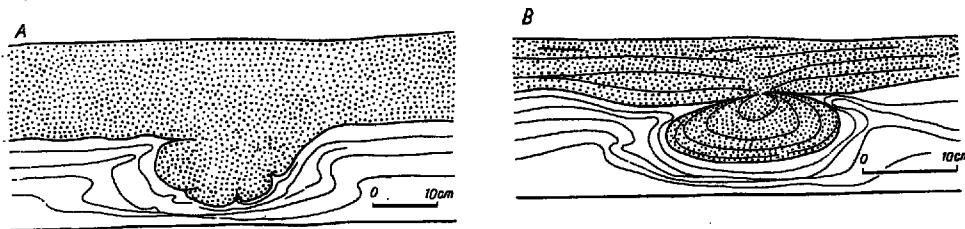


Fig. 1

Pograż piaszczysty rozwijający się w spagu ławicy jednorodnej (A) i laminowanej (B). Wąworków

Load cast developed on the under side of a homogeneous layer (A) and that of a laminated layer (B) at Wąworków

hydroplastycznym ile. Wielkość pograży uzależniona jest od grubości ławicy piaszczystej i wzrasta z jej miąższością. Największe formy, występujące przeważnie pojedynczo w spagu ławic jednorodnych (fig. 1 A),

dochodzą do 30 cm długości i 10-15 cm grubości. Mają one kształty bochenkowate, mniej lub więcej regularne. Sposobem występowania i powstawania przypominają one pograży (*Sackungs*) z podobnych litologicznie warstw dolnego dewonu Nadrenii (Simpson 1940).

Gdy pograży rozwijają się z ławicy o wyraźnej laminacji, obserwuje się w nich uginanie lamin współkształtne do zarysu pograży. Formy te mają nieraz bardzo wąskie połączenie z macierzystą ławicą (fig. 1 B) lub nawet są od niej oderwane, tworząc pseudotoczenie bardzo podobne do form opisywanych przez P. Macara (*pseudo-nodules*, 1948) z famenu Ardenńów, a częściowo — także do form przedstawionych przez H. Teisseyre'a (1956, fig. 8) z górnego dewonu depresji Świebodzię.

Drobne zagłębienia na powierzchniach ławic

Drobne zagłębienia na powierzchniach ławic, uważane przez J. Samsonowicza (1956) za ślady kropel deszczu, w świetle naszych obserwacji okazują się strukturami o różnej genezie (w Szwecji podobne struktury znane są z dolnego kambru Skanii, gdzie też są zastrzeżenia co do ich powstawania w czasie deszczu — fide Regnéll 1960).

W okolicach Opatowa są to między innymi, analogiczne jak na Wiśnówce, ślady bąbli gazowych (Radwański & Roniewicz 1960), różniące się wyraźnie morfologią od śladów kropel deszczu (Twenhofel 1921, 1950; Shrock 1948). Bąble, występujące pojedynczo lub w małych skupieniach, tworzyły się z powietrza wyciskanego z ławicy przez składany wyżej osad lub też z gazowych produktów rozkładu materii organicznej.

W innych przypadkach obserwować można, że płaskie, miseczkowate, choć mniej regularne zagłębienia zawdzięczają swe powstanie drobnym, dobrze obtoczonym okruchom łupków ilastych, które leżały na górnej powierzchni ławicy i odcisnęły się na niej. W miejscach, gdzie było dużo okruchów łupków i tworzyły one cienkie wkładki śródwarstwowego zlepienia, odciski formowały się także nad okruchami na dolnej powierzchni ławicy przykrywającej.

Nieco odmiennych kształtów struktury obserwuje się w szczelinach między warstwami gruboławicowych piaskowców kwarcyticznych, na górnych powierzchniach poszczególnych ławic oraz na dolnych powierzchniach ławic przykrywających, w obrębie odsłoneń Głównego Pasma Gór Świętokrzyskich zaczynających się już kilka kilometrów na zachód od Opatowa. Powierzchnie te pokryte są całkowicie drobnymi (0,5—1,5 cm średnicy) niezbyt regularnymi, miseczkowatymi zagłębieniami (pl. XXXVI, fig. 2). W wielu miejscach zagłębienia te łączą się, tworząc jakby rynienki poprzegradzane w poprzek niskimi zaokrąglonymi grzbietami. Przejsię takie, jak również stopniowe zmiany wielkości zagłębień, widoczne są na niewielkich przestrzeniach rzędu

100-200 cm². Omawiane struktury najlepiej wykształcone są na Lysicy, (Agacina Skała, Zamczysko), gdzie wyraźniej zaznaczają się na dolnych powierzchniach ławic. Na genezę ich rzuca światło fakt, że w poszczególnych przypadkach zagłębieniom z górnych powierzchni ławic na ogół odpowiadają wypukłości na dolnych powierzchniach przykrywających i odwrotnie, przy czym często obserwuje się na obu tych powierzchniach przejścia stref pokrytych zagłębieniami w strefy z samymi wypukłościami. Przedstawione fakty wskazują, że struktury te najprawdopodobniej powstały w wyniku procesów wietrzeniowych, które — być może — podkreśliły pierwotną niejednorodność spagu i stropu ławic piaskowców kwarcyticznych.

Dodać można wreszcie, że w niektórych ławicach piaskowców w rejonie Opatowa, podobnie jak na Wiśniówce, tkwią liczne małe do 1 cm (rzadziej do 2 cm) średnicy, kuliste lub gronkowate żelaziste konkracje. Z chwilą ich zwietrzenia lub wykruszenia, pozostają zagłębienia przypominające nieco na pierwszy rzut oka odciski bąbli gazowych.

SRODOWISKO SEDYMENTACJI

Omówione cechy osadu, zarówno warstwowanie jak i struktury na powierzchniach warstw wskazują, że sedymentacja górnego kambru w rejonie Opatowa odbywała się w zbiorniku płytkim, dobrze przewietrzanym, którego dno znajdowało się często powyżej podstawy falowania. Transport materiału odbywał się głównie przy udziale zwykłych prądów trakcyjnych. Z zachowanych struktur sądzić można, że prądy te miały różną prędkość, która warunkowała rozmaite sposoby transportu osadu. Przy małej szybkości, w fazie transportu rytmicznego, powstawały zmarszczki, które przesuwały się z prądem, zwiększając swoją wielkość zgodnie z zasadą Mullera (Muller 1941, van Straaten 1953a, b). Przy większej szybkości zmarszczki ulegały przetworzeniu (wielkość zmarszczek przetworzonych jest proporcjonalna do stopnia ich przetworzenia), a często rozmyciu. Przy największej — sedymentacja była zakłócana przez liczne turbulencje, w wyniku których tworzyły się duże zagłębienia wirowe. W ostatnim przypadku prądy mogły już wchodzić w fazę fal wstecznych. Z kierunków warstwowania przekątnego, kształtu zagłębień wirowych i przebiegu zmarszczek można ustalić, że materiał klastyczny przynoszony był ogólnie biorąc z południa. Tam też znajdował się najprawdopodobniej brzeg morza górnokambryjskiego. Ogólny kierunek transportu w rejonie Opatowa pokrywa się z ustalonym przez S. Dżułyńskiego i C. Żaka (1960) oraz autorów (zmarszczki językowate i prądowe, kierunkowe struktury osuwiskowe) na Wiśniówce.

Obfitość powierzchni ze zmarszczkami, rozdwojenia grzbietów zmarszczek falowych i ich współwystępowanie ze zmarszczkami prze-

tworzonymi i językowatymi, oraz inne struktury utworzone przez prądy trakcyjne przemawiają za płytkowodnym (kilkanaście do kilkudziesięciu metrów głębokości) charakterem omawianego zbiornika (dyskusja zagadnienia w pracach Dżułyńskiego & Żaka 1960 oraz autorów — Radwański & Roniewicz 1960). Zdecydowanie jednak brak tu jakichkolwiek struktur plażowych lub wskazujących na bezpośrednie sąsiedztwo brzegu. Regularne wykształcenie ławic wskazuje, że dno było dość wyrównane i płaskie na dużych przestrzeniach. Znaczna miąższość osadów, dochodząca do 600 m jest, według J. Samsonowicza (1956), wynikiem szybkiej sedymentacji odbywającej się w warunkach miogeosynklynalnych.

Na podstawie występowania analogicznych struktur sedymentacyjnych i podobieństwa litologii sądzić należy, że warunki sedymentacji serii z Wiśniówki były bardzo podobne do panujących w czasie powstawania osadów okolic Opatowa. Najprawdopodobniej były to zjawiska w znacznej części równowiekowe, choć nie można dokładnie rozstrzygnąć ich wieku i wzajemnego stosunku z powodu braku podstaw paleontologicznych. Wydaje się, że płytkie morze górnokambryjskie miało jednolity charakter w całych Górach Świętokrzyskich, bez wyraźniejszego wpływu brzegu na wschodzie, jak uważał w swoich syntezach J. Samsonowicz (1952, 1956). Morze to, stopniowo pogłębiające się ku N lub NW, łączyło się przypuszczalnie z morzem Szwecji (Czarnecki 1927a, b; Henningsmoen 1957), które miało charakter przybrzeżny, miejscami z wyraźnym wpływem oscylacji linii brzegowej, transgresjami i regresjami (Westergård 1922, Henningsmoen 1957).

Płytkowodny charakter górnego kambru, rozmaicie zresztą wykształconego, jest — według G. Henningsmoena (1957) — jego cechą charakterystyczną w całej Europie, a wynika najprawdopodobniej z faktu, że osady w tym czasie były składane wzdłuż brzegów (wschodnich i południowych) geosynkliny kaledońskiej — w miogeosynklinach, w lokalnych bruzdach przy brzegu kontynentu lub na platformach epikontynentalnych.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, we wrześniu 1961 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- BIRKENMAJER K. 1959. Systematyka warstwowań w utworach fliszowych i podobnych (Classification of bedding in flysch and similar graded deposits). — *Studia Geol. Pol.*, vol. 3. Warszawa.
- BUCHER W. H. 1919. On ripples and related sedimentary surface forms and their palaeogeographic interpretation. — *Amer. J. Sci.*, vol. 47. New Haven.

- CROWELL J. C. 1958. Sole markings of graded graywacke beds. — *J. Geol.*, vol. 66. Chicago.
- CZARNOCKI J. 1927a. Le Cambrien et la faune Cambrienne de la partie moyenne du Massif de Święty Krzyż (Ste Croix). — *C.-R. XIV Congr. Géol. Intern. Madrid 1926*, fasc. 2. Madrid.
- 1927b. Kambr i jego fauna w środkowej części Gór Świętokrzyskich (Le Cambrien et sa faune de la partie centrale du massif de Ste Croix). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. IV. Warszawa.
- DŻULYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1957. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedimentacji fliszu karpackiego (Clastic dikes in the Carpathian Flysch). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXVI, Kraków.
- DŻULYŃSKI S. & ŻAIK C. 1960. Środowisko sedimentacyjne piaskowców kambrycznych z Wiśniówki i ich stosunek do facji fliszowej (Sedimentary environment of the Cambrian quartzites in the Holy Cross Mts., Central Poland, and their relationship to the Flysch facies). — *Ibidem*, t. XXX.
- EVANS O. F. 1941. The classification of wave-formed ripple marks. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 11. Tulsa.
- HENNINGSMOEN G. 1957. The trilobite family Olenidae with description of Norwegian material and remarks on the Olenid and Tremadocian series. — *Skr. Nors. Viden. Akad. i Oslo, I Mat.-Natur. Klasse*, nr 1. Oslo.
- INGRAM R. L. 1954. Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 65. Baltimore.
- KELLING G. & WALTON E. K. 1957. Load-cast structures: their relationship to upper-surface structures and their mode of formation. — *Geol. Mag.*, vol. 94. Hertford.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim (Submarine slumping in the Carpathian Flysch). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXVIII. Kraków.
- KUENEN PH. H. 1953a. Significant features of graded bedding. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 37. Tulsa.
- 1953b. Graded bedding, with observations on lower paleozoic rocks of Britain. — *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, I Reeks, Deel XX, No. 3. Amsterdam.
- KUENEN PH. H. & MENARD H. W. 1952. Turbidity currents, graded and non-graded deposits. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 22. Menasha.
- KUENEN PH. H. & ten HAAF E. 1958. Sole markings of graded graywacke beds. — *J. Geol.*, vol. 66. Chicago.
- MACAR P. 1948. Les pseudo-nodules du Famennien et leur origine. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXII. Liège.
- MULLER J. E. 1941. Experimenten over het ontstaan van stroomribbels. — *Geol. en Mijnbouw*, vol. 3. Gravenhage.
- RADWAŃSKI A. & RONIEWICZ P. 1960. Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami (Ripple marks and other sedimentary structures of the Upper Cambrian at Wielka Wiśniówka, Holy Cross Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. X/3. Warszawa.
- REGNELL G. 1960. The Lower Palaeozoic of Scania. — *Guide to Excurs. XXI Inter. Geol. Congress. Stockholm*.
- SAMSONOWICZ J. 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et l'Ordovicien dans la partie orientale des montagnes de Święty Krzyż, Pologne centrale). — *Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. I. Warszawa.

- 1934. Objasnienia arkusza Opatów (Explanation de la feuille Opatów). Warszawa.
- 1952. Era paleozoiczna w Polsce. In: M. Książkiewicz & J. Samsonowicz. — Zarys Geologii Polski. Warszawa.
- 1956. Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian system in Poland. — XX Congr. Geol. Intern. México 1956, El sistema cámbrico, su paleogeografía y el problema de su base. México.
- SHROCK R. R. 1948. Sequence in layered rocks. New York — Toronto — London.
- SIMPSON S. 1940. Das Devon der Südost-Eifel zwischen Nette und Alf. — Abh. Senck. Nat. Ges., 447. Frankfurt a.M.
- STRAATEN L.M.J.U. van 1953a. Megaripples in the Dutch Wadden Sea and in the basin of Arcachon (France). — Geol. en Mijnbouw, vol. 15. Gravenhage.
- 1953b. Rhythmic patterns on Dutch North Sea beaches. — Ibidem.
- TEISSEYRIE H. 1956. Sedymentacja górnego dewonu Pogorzały i Witoszowa, Sudety Środkowe (On Upper Devonian sedimentation in Pogorzała and Witoszów, Middle Sudeten, Poland). — Acta Geol. Pol., vol. VI/3. Warszawa.
- TWENHOFEL W. H. 1921. Impressions made by bubbles, rain-drops, and other agencies. — Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 32. New York.
- 1950. Principles of sedimentation, sec. ed. New York — Toronto — London.
- WESTERGÅRD A. H. 1922. Sveriges olenåldskiffer. — Sver. Geol. Unders., 18. Stockholm.

А. РАДВАНЬСКИ и П. РОНЕВИЧ

**СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ СРЕДА ВЕРХНЕГО КЕМБРИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ
ОПАТОВА (СВЕНТОКШИНСКИЕ ГОРЫ)**

(Резюме)

Морские отложения верхнего кембрия окрестностей Опатова — кварцитовые песчаники, кварциты, алевролиты, слоистые глины — в некоторых местах красноцветные, заключающие многочисленные следы ряби, считались до сих пор отложениями прибрежного мелководья, даже пляжа (Самсонович 1920, 1934, 1952, 1956).

Анализ литологического состава, слоистости и структур найденных на поверхности слоёв (прежде всего ряби разных видов) подтверждают, что изучаемые отложения образовались на дне моря, на глубине от свыше десяти до нескольких десятков метров. Однако в них не были найдены структуры указывающие на прибрежную или пляжевую среду.

Отложения верхнего кембрия окрестностей Опатова очень похожи на отложения того же возраста окрестностей Кельц (каменоломни на Висновке — Джульиньски и Жак 1960, Радваньски и Роневич 1960). Это указывает на то, что условия седиментации в мелком море были одинаковы на всей территории Свентокшиских гор и не переходили, как это считалось до настоящего времени, к востоку в прибрежные и пляжевые отложения.

A. RADWAŃSKI & P. RONIEWICZ

**UPPER CAMBRIAN SEDIMENTATION NEAR OPATÓW
(EASTERN PART OF THE HOLY CROSS MTS., CENTRAL POLAND)**

(Summary)

ABSTRACT: Analyses have been made of the lithological composition, bedding and surface structures of clastic Upper Cambrian beds in the vicinity of Opatów. They indicate shallow-water marine environment at a depth ranging from about a score to some tens of metres. The environmental conditions here very closely resemble those ascertained at Wielka Wiśniówka near Kielce.

INTRODUCTION

The lithology and stratigraphic position of marine Upper Cambrian deposits in the vicinity of Opatów have been studied by J. Samsonowicz (1920, 1934, 1956). These deposits consist of alternating, multicoloured quartzitic sandstones and quartzites with rare conglomerate intercalations, also of siltstones, shales and clays. On the presence of numerous oscillation ripples, the red colouration of many rocks, and the occurrence of crushed fossil nests, the deposits just mentioned were by J. Samsonowicz regarded as distinctly shallow-water, off-shore, and even beach sediments. The last inference was apparently supported by the presence of mudcracks (Samsonowicz 1920, 1952, 1956) and rain imprints (Samsonowicz 1952, 1956). On the base of the shallow-water-origin theory of the Flysch sedimentation the Upper Cambrian deposits here (ca. 600 m. in thickness) were by him regarded as Flysch (1920, 1934, 1952) or Flysch-like sediments (1956).

The shallow-water origin of the Upper Cambrian deposits from the vicinity of Opatów, as postulated by J. Samsonowicz, is fully confirmed by field observations of the present writers during the summer of 1960. On the other hand these observations indicate the absence here of structures that would suggest an off-shore or beach origin, while forms referred to as mudcracks and rain imprints seem to have another derivation.

Field investigations throughout the chief range of the Holy Cross Mts., during which particular stress was laid on sediments in the Mała Wiśniówka and Wielka Wiśniówka area near Kielce (Dżułyński & Żak 1960, Radwański & Roniewicz 1960), indicate that the Upper Cambrian deposits from the vicinity of Opatów, similarly as from other regions of the Holy Cross Mts., strongly differ from those now referred to as Flysch deposits.

FACIAL DEVELOPMENT OF SEDIMENTS

Bedding

In outcrops from the vicinity of Opatów the predominant rocks are light quartzitic sandstones and quartzites, thin or medium bedded, alternating with siltstones and clays.

The sandstone beds are mostly homogeneous, occasionally laminated. The laminated layers are mainly current-bedded, with a small inclination angle (10—20°) of the laminae which, as a rule, have a northern dip.

Ripples

Many ripplemarks occur on the surfaces of sandstones and siltstones. Among them may be distinguished symmetrical oscillation ripples (Evans 1941) locally passing into asymmetrical oscillation ripples (Evans 1941), metaripples (van Straaten 1953a, b) and linguoid ripples (Bucher 1919, van Straaten 1953a, b). The latter occur individually or zonally within the oscillation ripples.

Outwash structures on surface of beds

Two types of outwash structures are encountered on the surfaces of sandstones:

1) formed by weak, occasionally meandering currents that vary in force and direction, which caused the rebuilding, reorientation and even complete destruction of the ripples; these structures occur as irregular or elongated grooves (pl. XXXV, fig. 1) or channels on the surface bearing metaripples;

2) flutes (Kelling & Walton 1957, flutings, Crowell 1958, Kuenen & ten Haaf 1958), due to relatively much stronger currents. They occur as elongated asymmetric grooves, parallel to the direction of current. Their length ranges from some tens of centimetres to 2.5 m. The grooving on the southern side is stronger suggesting a northward direction of currents here (pl. XXXV, fig. 2).

Parting casts and other evidence of the disruption of layers

These structures looked upon by Samsonowicz (1934, 1956) as mudcracks are identical with those from Wielka Wiśniówka which the present writers suppose to indicate the stretching of beds. They occur mostly as small sandy ridges, a few millimetres up to 1 cm. high,

observable on the top or under side of thin sandstone dykes that cut across the given layer (pl. XXXVI, fig. 1).

The structures, here considered, formed in result of minor quick-sand intrusions or the squeezing of less consolidated material into fissures that were caused by the stretching of beds due to ununiform sinking of the deposit or by its gravitational creeping.

Load casts and false balls

In places where sandstones are interbedded with clays, numerous load casts occur on the under side of sandstone layers.

The size of the load casts depends on the thickness of the sandstone bed and increases along with it. Most of the largest forms occur singly on the under side of homogeneous beds and are up to 30 cm. long and 10-15 cm. thick (fig. 1 A).

When the load casts are developed on the under side of a distinctly laminated bed they may display flexures of laminae, in shape adjusted to the outline of the load cast. These forms are occasionally barely connected with the parent bed (fig. 1 B) or may even be quite cut off and thus occur as false balls.

Small pits on the surface of beds

Small pits on the surface of beds were looked upon by J. Samsowicz (1956) as rain imprints. In the light of recent observations the present writers believe that they are structures of various origin. The forms occurring singly are mostly gas bubble impressions or imprints of shale fragments. The forms that occur en masse on the surface of beds are probably fragments of large weathering surfaces (pl. XXXVI, fig. 2).

SEDIMENTARY ENVIRONMENT

The chief characteristics of the deposits here considered are the bedding and the structures on the surface of beds, in the first place the various frequently encountered ripples, bifurcation of oscillation ripples in association with metaripples and linguoid ripples, also other structures formed by traction currents. These features suggest that the Upper Cambrian sediments in the vicinity of Opatów were deposited in a well ventilated shallow sea (a score or so up to some tens of metres in depth), whose floor often lay above the wave base. The transport of material was done mainly by the traction currents. The preserved structures indicate that the velocity of these currents varied, thus controlling the mode of

transport. Low current velocity during the rhythmic transport phase gave rise to ripples that passed on along the current, increasing in size according to Muller's rule. Stronger current velocity caused the re-building and deformation of ripples, while at maximum velocity sedimentation was disturbed by numerous turbulences which resulted in the formation of large flutes. Under the latter conditions the currents may have already passed into the regressive sand wave phase. On the direction of current bedding, of flutes and of ripple marks, the elastic material may reasonably be supposed to have been brought from the south. Most likely the shore of the Upper Cambrian sea also lay in that direction.

In the vicinity of Opatów the environmental conditions during Upper Cambrian sedimentation greatly resemble those then prevailing at Wiśniówka near Kielce (Dzuleński & Żak 1960, Radwański & Roniewicz 1960) — at a straight line distance of 54 km. to WNW. Hence, in all probability the shallow but miogeosynclinal Upper Cambrian sea of the Holy Cross Mts. region bore a uniform character without distinct suggestions of the influence of the eastern sea shore or of the eastern-beach facies, as has been heretofore supposed.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, September 1961*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXXV—XXXVI

DESCRIPTION OF PLATES XXXV—XXXVI

PL. XXXV

Fig. 1

Nieregularne zagłębienia utworzone przez słaby prąd na górnej powierzchni ławicy piaskowca kwarcyticznego. Marcinkowice

Fot. P. Roniewicz

Irregular grooves formed by weak current on the upper side of a quartzitic sandstone layer at Marcinkowice

Fig. 2

Zagłębienie wirowe na górnej powierzchni ławicy piaskowca kwarcyticznego. Marcinkowice

Fot. P. Roniewicz

A flute on the upper side of a quartzitic sandstone layer at Marcinkowice

PL. XXXVI

Fig. 1

Mała żyła piaszczysta przecinająca ławicę piaskowca i wychodząca w postaci grzbietów na jej dolną i górną powierzchnię. Marcinkowice

Fot. J. Błaszyc

Small sand dyke cutting across the sandstone layer. Its ridges come out on the surface of the upper and under sides of the sandstone at Marcinkowice

Fig. 2

Powierzchnie pokryte zagłębieniami powstałymi w wyniku wietrzenia, a rozwinętymi na sedimentacyjnych powierzchniach ławic piaskowców kwarcyticznych. Gołoborze pod Lysicą

Fot. P. Roniewicz

Weathering surfaces formed on the sedimentary surfaces of quartzitic sandstone layers. Scree on Mt. Lysica

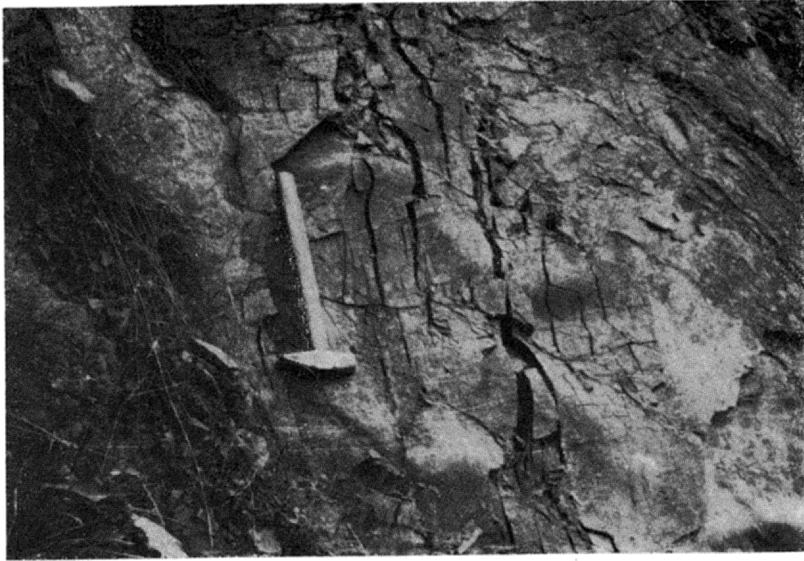


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

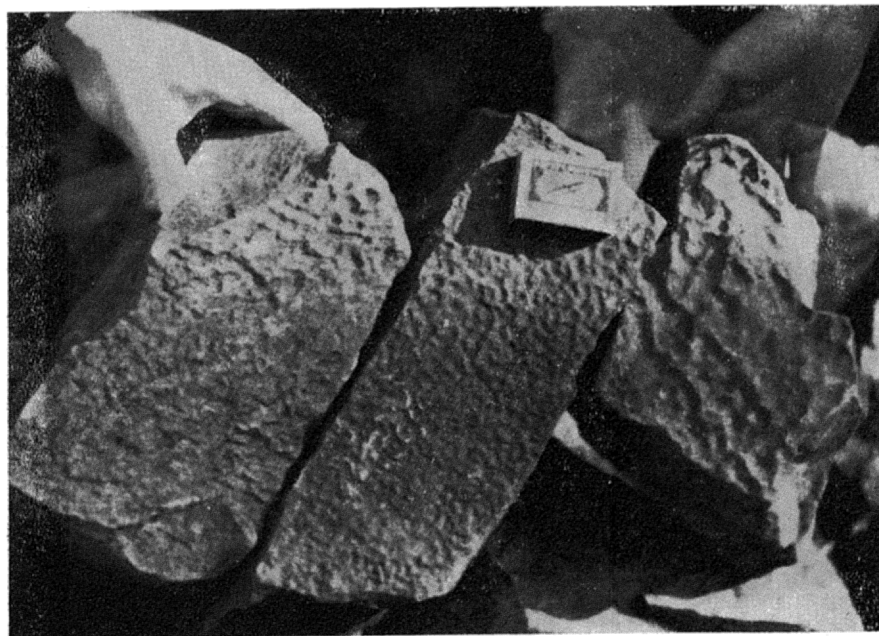


Fig. 2