

ANDRZEJ RADWAŃSKI i PIOTR RONIEWICZ

Struktury na powierzchniach warstw w górnym kambrze Wielkiej Wiśniówki pod Kielcami

STRESZCZENIE: Górno-kambryjska seria warstw z kamieniołomu Wielka Wiśniówka składająca się z piaskowców kwarcyticznych, mułowców i ilów, charakteryzująca się doskonałym wykształceniem zmarszczek falowych i struktur prądowych na powierzchni większości ławic, utworzyła się w płytkim morzu (od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów głębokości) w strefie ciągłego oddziaływania ruchu falowego wody na osad oraz działania słabych prądów. Złożone osady — całkiem świeże lub tylko częściowo zdiagenezowane — ulegały zaburzeniom w wyniku nierównomiernego osiadania oraz spływania i osuwania, co między innymi doprowadziło do powstania pseudozmarszczek spływowych i toczniców zwijanych. Na spągowych powierzchniach piaskowców występują liczne ślady - *Rhysophycus*, *Cruziana* i inne — różnych czynności życiowych trylobitów, choć same trylobity nie zachowały się tutaj.

WSTĘP

Strukturami na powierzchniach warstw piaskowców i mułowców w obrębie kamieniołomu Wielka Wiśniówka pod Kielcami zajęliśmy się bliżej w lecie 1959 roku, zainteresowani najróżnorodniejszym wykształceniem poszczególnych form, przede wszystkim zmarszczek (ripplemarków) i ich doskonałymi odsłonięciami. Odsłonięcia te powstały w zachodnim wyrobisku dolnego poziomu eksploatacyjnego, na jego południowej ścianie, która biegnie mniej więcej zgodnie z powierzchnią warstw (pl. XXVI i XXVII). Odsłania się tutaj kulisowo szereg ich górnych powierzchni. Bieg warstw wynosi około 120° , a upad około 75° N. Obserwacje poczynione na tej ścianie uzupełniliśmy danymi z całego kamieniołomu.

Seria omawianych warstw z Wiśniówki nie zawierająca skamieniałości leży w obrębie Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich i przez J. Czarnockiego (1938, 1939, 1947, 1950) zaliczana była do kambru środkowego. J. Czarnocki w pracach swych wydzielał w Pasmie Głównym kambr dolny, środkowy i górny; ostatnio jednak J. Samsonowicz (1956) przyjmu-

je występowanie w nim tylko kambru środkowego i górnego. Z bardzo ogólnej mapki J. Samsonowicza trudno z całą pewnością stwierdzić przynależność wiekową warstw ze zmarszczkami. Uprzejmości mgr. S. Orłowskiego zawdzięczamy informację, że profesor J. Samsonowicz warstwy te uważał na podstawie wykształcenia facjalnego za górno-kambryjskie.

Seria z Wiśniówki była przedmiotem kilkunastu prac zarówno geologicznych jak i przemysłowo-technologicznych, dotyczących eksploatawanych tutaj skał. Prace geologiczne opublikowali: J. Czarnocki (1938, 1939, 1947, 1950), H. Putzer (1941), J. Czermiński (1959) i K. Bielikowski (1960). Autorzy ci wspominają o niektórych strukturach na powierzchniach warstw, jednak bez podania ich charakterystyki i warunków powstawania. Tematycznie naszym zainteresowaniom najbliższa jest praca K. Bielikowskiego dotycząca typów warstwowań w kambrze Pasma Głównego.

Pracę niniejszą ukończyliśmy w zimie 1959/1960 r. pod kierunkiem prof. dr E. Passendorfera w Zakładzie Geologii Dynamicznej Uniwersytetu Warszawskiego. Profesorowi E. Passendorferowi dziękujemy serdecznie za opiekę i pomoc w czasie prac kameralnych oraz za życzliwą dyskusję nad przedstawionymi zagadnieniami. Dr Z. Kotańskiemu dziękujemy za dyskusję i pomoc w przygotowaniu pracy do druku.

WYKSZTAŁCENIE SERII ZE ZMARSZCZKAMI

Zmarszczki

Zmarszczki (*ripple marks*)¹ zachowane są przeważnie na górnych powierzchniach ławic piaskowców będących z reguły drobnoziarnistymi i równoziarnistymi, choć zawierających domieszki frakcji mulastych i ilastych. Osad jako całość zawiera pewną ilość substancji organicznej. Miąższość poszczególnych ławic serii ze zmarszczkami waha się od kilku do kilkadziesiąt centymetrów — przeważają ławice o miąższości 3 do 5 cm. Cienkie ławice są z reguły pokryte zmarszczkami, podczas gdy grubsze nie zawsze. W obrębie ławic cienkich charakterystycznym jest oddzielanie się poszczególnych warstw od siebie oraz występowanie przewarstwień szaroniebieskawych ilów i łupków ilastych. Można przy tym obserwować pewną regularność polegającą na pokrywaniu powierzchni ze zmarszczkami przez ily lub łupki ilaste.

¹ W tekście używamy dla większości struktur nazw polskich. Odnosnie do zmarszczek zostały one częściowo zaproponowane już dawniej przez drugiego z współautorów (Roniewicz 1959 b). Określenia *zmarszczki pogrążnięte* i *pogrążnięte okruchy łupków* utworzyliśmy na podobieństwo terminu *pograż piaszczysty* proponowanego przez doc. S. Dżułyńskiego dla struktury *load cast*.

Wyróżnić można dwa typy powierzchni ze zmarszczkami:

1) ze zmarszczkami zachowanymi wyraźnie, w których bruzdy i grzbiety są ostro zarysowane;

2) ze zmarszczkami niewyraźnymi, które powstały w wyniku przetwarzania lub osiadania.

Większość zmarszczek z Wielkiej Wiśniówki należy do grupy *zmarszczek poprzecznych* (*transverse ripple marks*, van Straaten 1953a) powstających prostopadłe do siły tworzącej. Wyróżnić tu można m. in. zmarszczki falowe symetryczne i asymetryczne oraz falowe przetworzone przez słaby prąd.

Symetryczne zmarszczki falowe (*symmetrical oscillation ripples*, Evans 1941, 1949)

Formy te mają grzbiety i bruzdy w przekroju półokrągłe (fig. 1a) i ciągną się regularnie na dużych przestrzeniach bez zmian kierunków i reorientacji (pl. XXVI, fig. 2). Odległość między grzbietami wynosi 3 do 6 cm, a tylko sporadycznie jest większa i dochodzi nawet do kilkunastu centymetrów. Stosunek wysokości zmarszczek (h) do odległości między

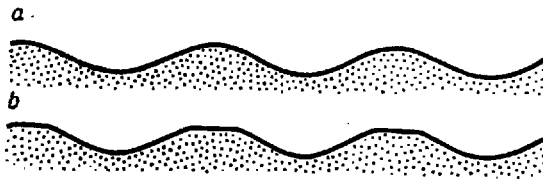


Fig. 1

Przekroje zmarszczek

a symetryczne zmarszczki falowe o zaokrąglonych grzbietach, b symetryczne zmarszczki falowe o spłaszczonych grzbietach

Sections of ripples

a symmetrical oscillation ripples with rounded crests, b symmetrical oscillation ripples with flattened crests

grzbietami (A) mieści się w granicach 0,13-0,20, co odpowiada przedziałowi podanemu przez van Straatena (1953a) dla zmarszczek tego typu. Równomierność budowy zmarszczek w profilu wskazuje na utrzymywanie się przez dłuższy czas podobnych warunków środowiskowych. W wielu miejscach grzbiety zmarszczek rozdławiają się i odchodzą od siebie, co nie powoduje jednak zmniejszania się amplitudy, mimo pojawienia się nowego

grzbietu. Zjawisko to rozpowszechnione jest we współczesnych zbiornikach wód stojących. Jeden z autorów — P. Roniewicz — obserwował je na półwyspie Picunda na wschodnim wybrzeżu Morza Czarnego, przy umiarkowanym falowaniu na głębokości 3 do 4 metrów, w odległości kilkunastu metrów od brzegu, na dnie zbudowanym z gruboziarnistego piasku. Ruch falowy w tej części brzegu zakłócany był przez kilkunastometrowe molo. Najsilniejsze zakłócenia w przebiegu zmarszczek występowały w sąsiedztwie pali podtrzymujących molo. Na podstawie własnych obserwacji oraz rezultatów badań J. Peppera, W. de Wittta i D. Demaresta (1954) można sądzić, że nasilenie takich nieregularności zmarszczek wskazuje na płytkowodne ich pochodzenie.

Współczesne zmarszczki falowe mają grzbiety o ostrym zarysie, a bruzdy półokrągłe. Zjawisko zaokrąglania grzbietów obserwuje się wtedy, gdy uformowane zmarszczki o ostrych grzbietach znajdują się przez dłuższy czas pod działaniem ruchu falowego wody (Evans 1943, Shrock 1948). Gdy warunki takie utrzymują się czas dłuższy, oprócz zaokrąglenia następuje porozrywanie grzbietów i ich częściowa reorientacja. Ponieważ w Wiśniówce wszystkie zmarszczki mają zaokrąglone grzbiety, bez względu na to, czy są one regularne, czy porozrywane i zreorientowane, wydaje się, że zaokrąglenie grzbietów można przypisać zarówno falowaniu jak i procesom synechmentacyjnego osiadania osadów.

Asymetryczne zmarszczki falowe (asymmetrical oscillation ripples, Evans 1941, 1949)

Formy te mają regularne grzbiety i bruzdy, podobnie jak zmarszczki symetryczne, lecz jeden ze stoków, zaprawowy (*lee side*) jest bardziej stromy, a więc krótszy od drugiego, doprawowego (*stoss side*). Takie zmarszczki powstają w strefie przybrzeżnej bądź na płycznach w obrębie pełnego morza — tam, gdzie ruch oscylacyjny fali zaczyna się przekształcać w translacyjny. Opisywane były przez van Straatena (1953a, b) z Morza Północnego u wybrzeży Holandii i z basenu Arcachon we Francji oraz przez O. Evansa (1949) z wybrzeży jeziora Michigan.

W Wiśniówce zmarszczki asymetryczne występują także w podłużnych strefach w obrębie zmarszczek symetrycznych, różniąc się od nich symetrią i obecnością nagromadzeń muskowitu na jednym ze stoków wielu kolejno po sobie następujących grzbietów. Są to zmarszczki symetryczne, które zostały przetworzone przez słaby prąd (Shrock 1948). Należy więc określić je jako zmarszczki prądowe przetworzone z symetrycznych. Prądy tworzące je musiały być słabe, gdyż brak jest nieciągłości grzbietów charakterystycznej dla typowych zmarszczek prądowych. Silny prąd nie pozwoliłby ponadto na osadzenie się drobnych łusek muskowitu.

Zmarszczki przetworzone (metaripples, van Straaten 1953a)

Występują one samodzielnie, lub są stowarzyszone z innymi zmarszczkami. W obrębie ich należy wyróżnić: zmarszczki o spłaszczonych grzbietach, zmarszczki o zmiennej symetrii i porozrywanych grzbietach, zmarszczki z widoczną na jednym ze stoków laminacją.

Zmarszczki spłaszczone mają grzbiety półokrągłe na stokach i są płasko ścięte u góry (fig. 1b). Drugie z wymienionych odznaczają się małą wysokością grzbietów i zygzakowatą linią ich przebiegu; są one w pewnych odcinkach symetryczne, a w innych pochylone w jedną lub drugą stronę.

Zmarszczki spłaszczone i wykazujące zmienną symetrię powstają przy przetwarzaniu zmarszczek oscylacyjnych w czasie zmiany kierunku falowania (Evans 1943, 1949; Shrock 1948).

Zmarszczki z widoczną laminacją na jednym ze stoków powstają w czasie przesuwania symetrycznych grzbietów przez translacyjny ruch falowy lub słaby prąd, w wyniku czego na stoku doprądownym stają się widoczne wychodnie poszczególnych lamin.

Powyższe zjawiska są rezultatem stopniowego przetwarzania zmarszczek falowych, aż do zupełnej ich dezintegracji i występują w strefach przybrzeżnych oraz płycznach mórz i dużych jezior (Evans 1941, 1943, 1949).

Na powierzchniach ze zmarszczkami silnie przetworzonymi występują liczne okruchy łupków, co wskazuje, że z sąsiednich obszarów był przynoszony materiał okrucowy. Związane to było ze zmianą warunków sedymentacji, w czasie której dochodziło jednocześnie do przetwarzania zmarszczek. Okrucy łupków na powierzchniach z regularnymi i ostro zaznaczonymi zmarszczkami są rzadkie, gdyż w czasie ich tworzenia nie następowała wybitna zmiana warunków osadzania.

Zmarszczki nałożone

W Wiśniówce są to najczęściej formy podobne do pokazanych na figurze 1 planszy XXVIII. Odznaczają się one występowaniem dwóch generacji grzbietów o różnej amplitudzie, ustawionych skośnie do siebie. Grzbiety o amplitudzie kilkunastu centymetrów powstały wcześniej, a potem rozwinęły się na nich, w wyniku zmienionych warunków falowania lub słabego prądu, drobne grzbiety równoległe do siebie lub tworzące wzór wielokątnych pól.

Zmarszczki językowate (linguoid ripple marks, Bucher 1919, Twenhofel 1950, van Straaten 1953a)

Zmarszczki językowate w większej ilości występują w zachodniej części wyrobiska, samodzielnie lub w postaci nieregularnych stref w obrę-

bie zmarszczek oscylacyjnych. Mają one różne kształty — najczęściej są to krótkie, wachlarzowate grzbiety ustawione w szachownicę, oddzielone meandrycznymi bruzdami o zmiennej głębokości. Kiedy indziej są to krótkie i nieregularne grzbiety o owalnym zarysie, także ustawione w szachownicę (pl. XXVII, fig. 1), z widoczną laminacją na stokach, która powstaje w wyniku ścicia przez powierzchnię ze zmarszczkami ławicy warstwowanej przekątnie. Formy takie miał zapewne na myśli J. Czermiński (1959), pisząc o występowaniu na Wiśniówce przecinających się pod dużym kątem dwóch szeregów „guzów” powstałych z krzyżujących się zmarszczek.

Zmarszczki językowate powstają pod wpływem działania prądów o zmiennym kierunku przepływu skośnie do ogólnego kierunku jego działania, co najczęściej ma miejsce przy bardzo cienkiej pokrywie wodnej. Mogą powstawać pierwotnie na dnie lub w wyniku przetworzenia innych form, gdy w strefie ich występowania pojawi się silny przepływ wodny (van Straaten 1953a, b).

Związek zmarszczek z warstwowaniem

Kwarcytyczne piaskowce, w obrębie których występują zmarszczki, wykazują warstwowanie równoległe lub przekątne. W niektórych ławicach o warstwowaniu równoległym można zauważyć niewyraźne rozdzielenie frakcji, polegające na stopniowym przechodzeniu, od spągu ławicy do stropu, frakcji piaszczystej w mulistą; występuje ono w ławicach przykrywających zmarszczki lub z dala od nich. To niewyraźne warstwowanie frakcjonalne zbliża się nieco do typu *frakcjonalnego jednokrotnego* M. Książkiewicza (1954).

Niewyraźne warstwowanie frakcjonalne osadu, który przykrywa zmarszczki, można za Ph. H. Kuenenem i H. Menardem (1952) tłumaczyć stopniowym opadaniem materiału o różnej frakcji, wzburzonego przez silne falowanie. Wzburzony materiał ulegał przemieszczeniu dostając się w strefy spokojniejsze, gdzie opadał na wcześniej utworzone zmarszczki lub po prostu na względnie wyrównane dno. Tą drogą mogły także powstać niektóre ławice nie wykazujące rozdzielenia frakcji — rozdzielenie bowiem nie zaznaczy się, gdy materiał zostanie wzniecony na niewielką wysokość, co w niektórych przypadkach (gdy zbiornik jest płytki) jest jedyną możliwością, a także, gdy przyniesiony do zbiornika materiał został dobrze wysortowany, na przykład w wyniku długiego transportu (Kuenen & Menard 1952). Na ostatnią możliwość w odniesieniu do serii Wiśniówki wskazują wyniki badań J. Czermińskiego (1959), który doszedł do wniosku, że materiał występujących tutaj osadów podlegał dalekiemu transportowi lub nawet wielokrotnej redepozycji.

Pozostała, zdecydowana większość ławic zarówno piaszczystych, jak mulastych i ilastych, nie wykazuje rozdzielenia frakcji. Obserwowane warstwowania są zatem zupełnie odmienne niż spotykane we fliszu, gdzie zasadniczymi typami strukturalnymi są różne odmiany warstwowania frakcjonalnego (Książkiewicz 1954, Dżułyński & Radomski 1955, Radomski 1958 i in.).

Warstwowanie przekątne na Wiśniówce spotyka się najczęściej w tych ławicach, które z wierzchu pokryte są zmarszczkami językowatymi. Obie struktury powstały jako rezultat działania płytkomorskich prądów. Specyficzne typy warstwowania przekątnego występują także pod niektórymi zmarszczkami z grupy poprzecznych. Powstanie tego uwarstwienia wiązać można z przesuwaniami się grzbietów zmarszczek w wyniku przesuwania się zmarszczek prądowych.

W rezultacie erozji dokonywanej przez płytkomorskie prądy zostały gdzieniegdzie rozmyte warstwy ilaste. Powstały z nich okruchy łupków, dające miejscami cienkie poziomy brekcji śródwartwowych. Przynoszone przez prądy okruchy zależnie od konsystencji osadu, na którym zostały złożone, pozostawały na jego powierzchni lub ulegały pogrzeżnięciu (fig. 3). Gdy drobne, równej wielkości i dobrze obtoczone okruchy łupków zostały złożone na danej powierzchni warstwy w większej ilości, a warstwa ta współcześnie wietrzeje, to zagłębienia pozostałe po okruchach mogą na pierwszy rzut oka przypominać rozmyte ślady kropel deszczu.

Ślady przepływów

W obrębie warstw ze zmarszczkami występują ślady przepływów zachowane w postaci koryt, w których zmarszczki zostały rozmyte, oraz w postaci wygładzonych stref pokrytych rysami wleczeniowymi i podłużnych stref zmarszczek prądowych asymetrycznych lub językowatych w obrębie zmarszczek falowych symetrycznych.

Na figurze 2 planszy XXVIII widoczna jest dolna powierzchnia warstwy piaskowca (negatyw). Struktura ta powstała przez rozmycie powierzchni pokrytej zmarszczkami interferencyjnymi przez prąd płynący wąską bruzdą, nieco meandrycznie, który usypał na niej rodzaj wału lub delty. Linie przyrostu delty w obserwowanym negatywie zachowane są w postaci współkształtnych linii. Podobne procesy formowania się delt piaszczystych na powierzchniach ze zmarszczkami obserwowano na tarasach zalewowych Wisły pod Warszawą (Roniewicz). Powierzchnie ze zmarszczkami były tu z reguły pokryte powłoką ciemnego mułu organicznego, który działa cementująco i konserwująco, tak że nie ulegały one uszkodzeniu w czasie przepływu przez nie prądu wody osadzającego deltę. Dobre zachowanie zmarszczek w sąsiedztwie delty piaszczystej na przedstawionym okazie

wskazuje, że podobna pokrywa mułu organicznego istniała przypuszczalnie na powierzchni zmarszczek z Wiśniówki. Część tego mułu uległa rozłożeniu już w trakcie sedimentacji. W rezultacie rozkładu powstały bąble gazu, których odciski miejscami do dziś się zachowały.

W sąsiedztwie stref przepływu z rysami wlezeniowymi zmarszczki zanikają bez śladów zaburzeń natury prądowej. W czasie przepływu prądu powierzchnia ze zmarszczkami była zatem tutaj przypuszczalnie także pokryta takim mułem organicznym, który spajał luźny piasek. We współczesnych morzach analogiczne pokrywy tworzą prymitywne glony (Ginsburg & Lowenstam 1958).

Zestawiając powyższe dane można stwierdzić, że różne rodzaje śladów przepływów zależą od siły prądu. Najslabsze prądy powodowały strefową deformację zmarszczek symetrycznych, u których na stokach zaprądowych gromadził się muskowit. Silniejsze tworzyły zmarszczki językowate, najsilniejsze zaś powodowały wygładzanie powierzchni dna i porysowanie jej wleczonym materiałem.

Struktury obciążeniowe

W wielu miejscach grzbietom zmarszczek z górnej powierzchni warstw odpowiadają prawie symetryczne nabrzmienia na powierzchni dolnej. Powstają one w wyniku nierównomiernego osiadania mało zdiagenezowanego osadu pod wpływem nierównomiernego obciążenia przez wyżej

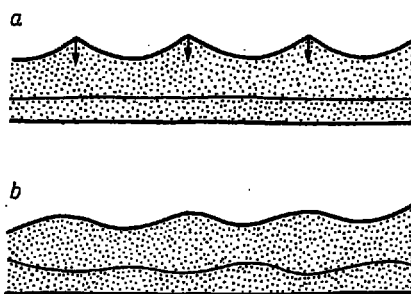


Fig. 2

Schemat powstawania zmarszczek obciążeniowych

a zmarszczki oscylacyjne w czasie powstawania; strzałki oznaczają osiadanie materiału. *b* zmarszczki oscylacyjne po zakończeniu procesu osiadania; grzbiety zaokrągliły się, a na dolnej powierzchni warstwy utworzyły się ripple-load-casts

Schematic drawing of the formation of ripple-load-casts

a oscillation ripples during formation; arrows show deposition of material. *b* oscillation ripples after termination of the process of burial; crests are rounded up and ripple-load-casts have formed on the under side of beds

leżące grzbiety zmarszczek. Nabrzmienia na dolnej powierzchni odciskają się z kolei na stropie warstwy niżej leżącej tworząc na niej mniej regularne zarysy grzbietów i bruzd (fig. 2; drugi typ powierzchni, str. 373). Zjawisko to obserwować można tylko w cienkich warstwach bardzo drobnoziarnistych piaskowców, same zaś struktury określić można jako *zmarszczki pogrążnięte* (*ripple-load-casts*, Kelling & Walton 1957).

Innymi strukturami obciążeniowymi są zagłębienia na powierzchni warstw piaskowców powstałe przez pogrążnięcie okruchów łupków (fig. 3).



Fig. 3

Okruch łupku łałego pogrążnięty w osadzie piaszczysto-łlastym.
Widoczne uginanie się warstewek pod ciężarem łupka

Fragment of argillaceous shale buried in sandy-argillaceous sediment.
Laminae flexured under load of shale

Okruchy są pogrążnięte na głębokość do 1,5 cm, a na ściankach zagłębień widać ugięcia poszczególnych lamin, które utworzyły się pod wpływem naciskającego okruchu.

Rysy wleczeniowe

Niektóre ławice piaskowców bez zmarszczek mają górną powierzchnię wygładzoną i porysowaną. Rysy zanikają stopniowo na obu końcach, są równoległe do siebie i ułożone przeważnie grupami, a rzadziej pojedynczo; ich długość wynosi przeciętnie 1-3 cm, maksymalnie 1-10 cm, a głębokość 1 mm. Na pewnych powierzchniach warstw występują niekiedy dwa systemy rys przecinających się pod kątem prawie prostym.

Negatywy rys z Wiśniówki odpowiadają najbardziej hieroglifom typu *bounce casts* opisywanym przez S. Dżułyńskiego, M. Książkiewicza i Ph. H. Kuenena (1959), a częściowo także *drag striae* wyróżnionym przez S. Dżułyńskiego i A. Ślączkę (1959).

Na terenie Wiśniówki ślady wleczenia zaobserwował pierwszy K. Bielikowski (1960, fotografia in: Kotański 1959).

W przypadku omawianych rys przedmiotami wleczonymi po dnie były najprawdopodobniej okruchy łupków, a możliwe, że także jakieś szczątki organiczne, na przykład pancerze trylobitów. Rysy pojedyncze mogły powstać w wyniku wleczenia większych ziarn piasku. Ponieważ prąd posuwając się po dnie najpierw niszczył wszelkie struktury na po-

wierzchni osadu i wygładzał ją, a dopiero potem przedmioty wleczone przez niego rysowały dno w sposób względnie trwały — rysy wleczeniowe występują na powierzchniach gładkich. Analogiczne zjawisko w przypadku *drag striae* zaobserwowano we fliszowych piaskowcach krośnieńskich (Dżułyński & Ślącza 1959). Rysy z Wiśniówki powstały w wyniku działalności zwykłego prądu dennego, a więc podobnie jak to stwierdzono w kajprze niemieckim (*Drift-Marken*, Linck 1956), a nie zaś w wyniku prądu zawieszinowego.

Kierunki rys wleczeniowych na danej ławicy są zawsze prostopadłe do rozciągłości zmarszczek z tej samej lub sąsiedniej ławicy, co wskazuje, że materiał był poruszany zgodnie z osią ruchu fal. Ponieważ jednak wszystkie zaobserwowane rysy stopniowo zanikają na obu końcach, nie można na ich podstawie określić kierunku przenoszenia materiału.

Ślady bąbli gazowych

Na górnych powierzchniach niektórych stosunkowo grubych ławic piaskowca kwarcyticznego, pozbawionych zmarszczek, zwłaszcza w SE części kamieniołomu, występują liczne ślady bąbli gazowych (*bubble impressions*, Shrock 1948). Są to drobne, o średnicy 1-6 mm, miseczkowate dołki o równych ściankach, bez wyraźnego obrzeżenia (fig. 4a). Niekiedy

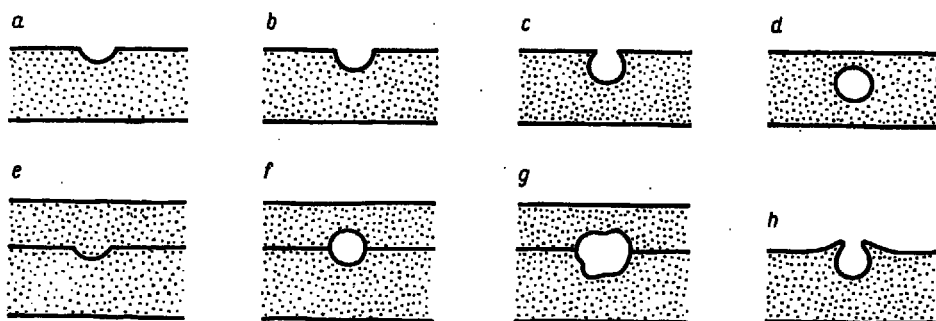


Fig. 4

Ślady bąbli gazowych w osadzie płaszczystym. Objasnienia w tekście

Gas bubble impressions on sand. Explanations in the text

dołki są nieco głębsze, choć mają tę samą średnicę (fig. 4b). Na przekroju poprzecznym widać, że dołki czasem tylko częściowo wychodzą na powierzchnię ławicy (fig. 4c) lub są całkowicie w niej uwieżione (fig. 4d). Zupełnie wyjątkowo niektóre odciski mają bardzo słabo zaznaczone wyniosłe obrzeżenia. Odciski bąbli na powierzchni danej warstwy mają rozmaite

rozmiary i przeważnie nie stykają się, lecz leżą z dala od siebie (pl. XXXI, fig. 2). Rozmieszczenie bąbli na powierzchni warstwy jest niejednolite, ograniczone do rozległych smug i skupień.

Odciski bąbli gazowych obserwowaliśmy najczęściej na odkrytych ławicach. W wielu jednak miejscach udało się znaleźć także warstwę przykrywającą. Widać tedy wyraźnie, że prócz dołków zasypanych (fig. 4e), istnieje wiele takich, nad którymi znajdują się analogiczne, choć nieco zdeformowane i nie zawsze symetryczne, miseczkowate zagłębienia na dolnej powierzchni warstwy przykrywającej (fig. 4f, g). Ostatnie spostrzeżenia wraz z faktem występowania odcisków wewnątrz ławic i w zasadzie brakiem wyniosłego obrzeżenia odróżniają bąble od śladów kropel deszczu lub gradu (Twenhofel 1921, 1950; Shrock 1948).

Śladów kropel deszczu na Wiśniówce nie zaobserwowaliśmy. Ślady takie są natomiast cytowane z odsłoneń środkowej i wschodniej części Pasma Głównego (Samsonowicz 1956, Kotański 1959, Bielikowski 1960), a prof. J. Samsonowicz pokazywał je wycieczkom na gołoborzu pod Łysicą. Ostatnie nasze obserwacje kwarcytów łysogórskich wskazują jednak, że struktury tutaj występujące ze śladami kropel deszczu nie mają zapewne nic wspólnego — zagłębienia bowiem występują zarówno na górnych jak i dolnych powierzchniach poszczególnych ławic.

Przedstawione cechy bąbli pozwalają przypuszczać, że w rejonie sedymentacji warstw z Wiśniówki tworzyły się one najprawdopodobniej wewnątrz osadu z gazowych produktów rozkładu substancji organicznej. Bąble albo ulegały zakonserwowaniu w miejscu powstania, albo wędrowały ku powierzchni osadu, choć nie utrwaliły się ślady ich drogi. Na powierzchni osadu bąble zachowały się w całości (fig. 4f, g) lub pękały, przez co zagłębienia uległy zasypaniu (fig. 4e). Przypuszczalnie bąble zatrzymywały się niekiedy także na powierzchniach międzywarstwowych lub w obrębie warstwy nie dochodząc do jej powierzchni. Słabo zaznaczone obrzeżenie wskazuje na wydobywanie się bąbla z głębi i pękanie na powierzchni osadu (Twenhofel 1921). Współcześnie sposób powstawania podobnych form, choć posiadających wyraźnie wydłużone kształty lub zachowane kanaliki prowadzące w głąb, obserwowano w próbkach wyjętych z przybrzeżnych osadów dennych południowej części Zatoki Fińskiej (Avilov 1958).

Wydaje się, że w niektórych bąblach ciśnienie gazu wzrastało na tyle, że dochodziło do gwałtownych, wybuchowych rozprężeń pod przykryciem osadu. Powstałe tą drogą białe bąble miały charakterystyczne gronkowate kształty (fig. 4g), podobnie jak to zaobserwował W. Twenhofel (1921).

Ponieważ na powierzchniach ze zmarszczkami znaleźliśmy jedynie kilka śladów, które jednak różniły się nieco kształtem — były dość głębokie i miały wyraźne obrzeżenie przypominające krater (fig. 4h), można

sądzić, że w warunkach falowania bąble tworzyły się tylko sporadycznie — przypuszczalnie z gazu wydobywającego się z większej głębokości, do której nie docierały wpływy falowania.

Brak śladów bąbli w ławicach ze zmarszczkami (prócz kilku wspomnianych wyjątków) oraz w ławicach warstwowych przekątnie wskazuje, że bąble mogły się zachować tylko w osadzie o stosunkowo spokojniejszej sedymentacji.

Hieroglify organiczne

Ślady organiczne występują prawie wyłącznie na dolnej powierzchni warstw piaskowców i mułowców (hieroglify), a tylko sporadycznie na górnej. Wszystkie zaobserwowane struktury zawdzięczają swe powstanie trylobitom, które pozostawiły po sobie ślady spoczynku, *Rhysophycus* Hall, i pełzania, *Cruziana* d'Orbigny, a fragmentarycznie — także innych czynności życiowych, choć same w osadach Wiśniówki się nie zachowały.

Ślady spoczynku — *Rhysophycus* — mają długość do 6 cm, a szerokość do 4 cm. Zachowane są albo na dolnej powierzchni, mając wtedy kształt dwudzielnego wzgórka (pl. XXIX, fig. 1), albo na górnej, gdzie zachowane są w postaci zagłębienia o podobnym kształcie, będącego rzeczywistym odciskiem leżącego trylobita. W ostatnim przypadku ślady występują czasem na grzbietach zmarszczek falowych.

Ślady pełzania — *Cruziana* — zachowane na dolnych powierzchniach mają kształt ścieżki z jodełkowato ułożonymi wałkami, które są negatywami pierwotnych bruzd utworzonych przez odnóża trylobita. W bruzdach znać było często ślady dwóch pazurków, którymi zakończone były odnóża — w negatywie (hieroglifie) śladom tym odpowiadają dwa ostro zarysowane grzbieciki biegnące przeważnie po obu bokach wspomnianych wałków. Niektóre *Cruziana* posiadają na swych brzegach dość szerokie obrzeżenie (pl. XXIX, fig. 2) będące wypełnieniem bruzdy zaznaczonej przypuszczalnie przez limbus trylobita.

Wszystkie *Cruziana* są podobnej szerokości jak *Rhysophycus*. Szerokość ich wynosi przeciętnie od 2,5 do 4,5 cm, natomiast długość zachowanych fragmentów dochodzi do 14 cm. Dłuższe formy są z reguły nieco wygięte łukowato.

Prócz regularnych śladów pełzania można także znaleźć wiele fragmentów złożonych z kilkunastu lub tylko kilku wałków leżących blisko siebie (np. obok *Rhysophycus* na pl. XXIX, pl. 1), a wreszcie masowo występujące wałki ułożone zupełnie bezładnie. Wszystkie te ślady są najprawdopodobniej odlewami bruzd utworzonych przez odnóża trylobitów. Na spagu niektórych ławic występują one masowo („tło” hieroglifów na obu figurach pl. XXIX). — Są to przypuszczalnie miejsca masowego na-

gromadzenia trylobitów, w których zwierzęta te pływały tuż ponad dnem. W czasie pływania zawadzały one przypadkowo poszczególnymi odnóżami o dno, przez co ślady są rozrzucone bezładnie. Niektóre formy będące zgrupowaniem kilkunastu wałków leżących koło siebie, przypominające kształtem jakiś nieprawidłowy, jakby zwinięty fragment *Cruziana*, zbliżają się bardzo do postaci *Cruziana irregularis* C. L. Fenton & M. A. Fenton, będącej przypuszczalnie odlewem śladu zagrzebywania się trylobita w celu żerowania lub złożenia jaj (Fenton & Fenton 1937a).

Ślady *Cruziana* w Górach Świętokrzyskich znane są z wszystkich pięter kambru (Czarnocki 1919, 1927, 1950; Samsonowicz 1920, 1934; fotografia okazu Samsonowicza in: Kotański 1959), lecz na Wiśniówce nie były dotąd znajdowane. Ślady te są pospolite w kambrze na całym świecie i były przedmiotem wielu opracowań i kompilacyjnych omówień (np. Holm 1887, Fenton & Fenton 1937a, Lessertisseur 1955). Ostatnio ukazało się też bardzo obszerne opracowanie różnych śladów trylobitów pod kątem biologicznych czynności tych zwierząt na przykładzie znalezisk z dolnego kambru Salt Range w Pakistanie (Seilacher in: Schindewolf & Seilacher 1955).

Z przytoczonych prac wynika, że ślady trylobitów, niekiedy występujące nawet masowo, znajdowane są w osadach, w których z reguły brak zachowanych trylobitów, a wykształcenie facjalne tych osadów jest bardzo zbliżone do obserwowanego na Wiśniówce.

Odlewy bruzd zostawionych przez pojedyncze odnoża trylobitów przypominają niektóre ślady pełzań robaków. Śladów robaków nie znaleźliśmy jednak na Wiśniówce, choć wspomina o nich J. Czermiński (1959).

Ślady rozciągania ławic

Wiele ławic piaskowców posiada na dolnej lub górnej powierzchni charakterystyczne drobne grzbiety piaszczyste (*sand ridges*, Książkiewicz 1958). Grzbiety te o wysokości do 2 mm i grubości do 4 mm ciągną się przeważnie na stosunkowo krótkiej odległości — do 5 cm, a wyjątkowo osiągają rozmiary kilkunastocentymetrowe. Na przekrojach widać, że grzbiety wchodzi w głąb warstwy tworząc drobne żyły piaszczyste zapadające prostopadle lub skośnie do powierzchni warstwy. Niektóre żyły zmieniają swój upad nożycowo. Na figurze 1 planszy XXX widać żyły wychodzące na dolną powierzchnię jednej z warstw, a na figurze 2 tej samej planszy — wychodzące na powierzchnię górną. W innych przypadkach drobne żyły przenikają całą warstwę dając grzbiety na jej spagu i stropie.

Na powierzchniach warstw grzbiety piaszczyste rozrzucone są w zasadzie nieregularnie. Czasem tylko zaznacza się niewyraźne ułożenie rów-

noległe lub prostopadłe. W innych przypadkach grzbiety rozchodzą się promieniście, przypominając deseń szczelin z wysychania (pl. XXX, fig. 2).

Wykształcenie i rozmieszczenie drobnych żył i grzbietów w obrębie warstw wskazuje, że są to formy powstające w wyniku intruzywnego wypełniania szczelin tensyjnych nieskonsolidowanym materiałem piaszczystym o konsystencji kurzawki. Materiał kurzawki różnił się nieco od otaczającego szczelinę piaskowca większą zawartością substancji ilastej, która gromadziła się na brzegu szczelin w formie cienkiej błony (pl. XXX, fig. 2). Kurzawka miejscami była bardzo gęsta, gdyż grzbiety powstałe z niej przypominają nieco formy powstające przy wyciskaniu pasty z tuby. W ławicach z przetworzonymi zmarszczkami zdarzają się dwie generacje grzbietów, różniące się znacznie wielkością.

Szczeliny utworzyły się w czasie rozciągania warstw przy nierównomiernym osiadananiu całego osadu (patrz struktury obciążeniowe) lub jego grawitacyjnym spływowaniu.

Drobne żyły podobne do znajdujących na Wiśniówce opisał z fliszu karpackiego M. Książkiewicz (1958), zaliczając je do struktur typu *initial slumping*. Pod względem powstania są one analogiczne do form intruzywnych żył piaszczystych (*clastic dikes formed by substratal intrusion*, Shrock 1948; *żyły klastyczne*, Dżułyński & Radomski 1957; i inni).

Intruzje piaskowe są młodsze od hieroglifów typu *Cruziana*, ponieważ hieroglify te przecięte są wielokrotnie małymi żyłami piaszczystymi (pl. XXIX, fig. 2).

Zaburzenia w ułożeniu osadów

Prócz wypełnionych szczelin tensyjnych w serii Wiśniówki występują także struktury powstałe drogą spływania lub osuwania się osadów. Zwrócił na nie uwagę K. Bielikowski (1960), wzmiankując o zaburzeniach spływowych piaskowców i mułowców. Struktury o takiej genezie występują również na powierzchni warstw — są to hieroglify spływowe i fałszywe zmarszczki typu spływowego.

Wśród hieroglifów spływowych najlepiej rozwinięte są *hieroglify spływowe dolne podłużne* Birkenmajera (1958) widoczne na niektórych dolnych powierzchniach warstw jako wachlarzowato-deltowe wzgórki o długości do 7 cm i szerokości do 4 cm. W ławicach, w których hieroglify te wykazują prawidłowe ułożenie, można stwierdzić, że kierunek spływania osadu jest zgodny z kierunkiem przekątnego warstwowania danej ławicy. Wskazuje to, że kierunkowi przekątnego uwarstwienia osadu odpowiadał kierunek nachylenia dna.

Rzadziej występują drobne *hieroglify spływowe poprzeczne* Birkenmajera (1958), które — w przypadku rozwinięcia się na górnej powierzch-

ni — przechodzą w większe struktury fałszywych zmarszczek typu spływowego (*pseudo-ripple marks*, Kuenen 1949). Fałszywe zmarszczki mają szerokość około 2 cm i składają się z szeregu grzbietów i bruzd o nieregularnym przebiegu. Ich grzbiety pochylone są w jednym kierunku, a całe

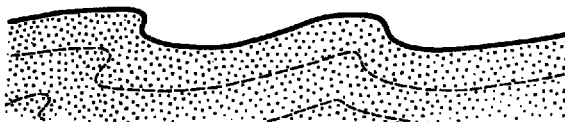


Fig. 5

Przekrój zmarszczek fałszywych typu spływowego na górnej powierzchni piaskowca
Section of slip-ripple marks (*pseudo-ripple marks*) formed in the uppermost part of the sandstone layer

zaburzenie w osadzie znika w głąb warstwy (fig. 5). Podobne formy były opisywane przez Ph. H. Kuenena (1949), S. Dżułyńskiego i A. Radomskiego (1955) oraz przez K. Birkenmajera (1958).

Z wyraźnych struktur osuwiskowych na Wiśniówce wymienić należy toceńce, które znajdują się sporadycznie w środkowej części kamieniołomu. Dochodzą one do 25 cm średnicy, są silnie spłaszczone, i — jak widać w partiach zwietrzałych (pl. XXXI, fig. 1) — mają strukturę zwijaną (*balls with spiral structure*, Hadding 1931; *spiral balls*, van Straaten 1949; *toczeńce zwijane*, Radwański 1960). Ich pierwotny kształt był najprawdopodobniej kulisty, zaś proces ich tworzenia porównać można do formowania kuli śniegowej w czasie toczenia bałwana (*snow ball structure*, Hadding 1931). Osad wyjściowy dla toceńców musiał być już na tyle zdiagenezowany, że nie rozplął się z chwilą fałdowania, odrywania od podłoża i zwijania; stopień diagenezy był w nim zatem wyższy niż w osadzie, w którym powstały struktury spływowe.

Fakt występowania ruchów masowych w płytkowodnych seriach, zawierających liczne zmarszczki, nie jest zjawiskiem odosobnionym. Występuje ono w piaskowcach Berea w Ohio (Cooper 1943, Pepper, de Witt & Demarest 1954) oraz w Millstone Grit w Pembrokeshire w Anglii (Kuenen 1949), w których warstwy ze zmarszczkami zostały synsedymen-tacyjnie sfałdowane (Cooper), lub nawet dały regularne toceńce bez zaburzeń poszczególnych zmarszczek (Kuenen).

Opisane struktury spływowe i osuwiskowe mają niewielkie rozmiary. Są jednak wskazówki, że dawniej można było na Wiśniówce znaleźć również większe osuwiska. Przeglądając pracę H. Putzera (1941) oraz zawartą w niej fotografię i rysunki, nie można oprzeć się wrażeniu, że fałdy opisywane jako syntektoniczne, mogą być w rzeczywistości formami osuwiskowymi (*spływy lub ześlizgi fałdowe*, Grzybek & Halicki 1958).

zbliżonymi bardzo do typu *intraformational folding subsuperficial* R. Fairbridge'a (1946). Sprawę tę jednak definitywnie rozwiązać mogą badania terenowe w przypadku ponownego znalezienia zbliżonych struktur. W przypadku, gdyby opisane przez H. Putzera struktury były osuwiskami, wyłoniłoby się zagadnienie wieku sylikfikacji osadów kambryjskich w stosunku do procesów osuwiskowych; osuwiska te powstałyby bowiem po sylikfikacji ławic piaszczystych. Byłoby to o tyle interesujące, że fałszywe zmarszczki, toczne osuwiskowe i struktury opisane przez K. Bielikowskiego (1960) powstały przed sylikfikacją.

SRODOWISKO SEDYMENTACJI SERII ZE ZMARSZCZKAMI

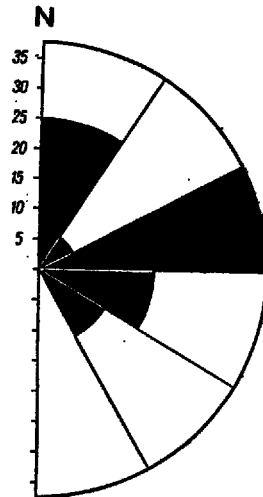
Przy odtwarzaniu warunków powstawania osadów górnego kambru w Wielkiej-Wiśniówce opieramy się na danych z współczesnych środowisk sedymentacji. Przy rekonstrukcji pamiętać jednak należy, że znajomość struktur dennych dzisiejszych zbiorników nie jest jednakowa i maleje wraz z głębokością basenu. Z tego też względu może zaistnieć naturalna tendencja do określania kopalnego środowiska płytszym, niż było ono w rzeczywistości. Prawdopodobieństwo popełnienia błędu maleje przy kompleksowej interpretacji wielu wzajemnie wiążących się struktur.

Zmarszczki oscylacyjne są dziś znane począwszy od strefy brzegowej aż do głębokości około dwóch tysięcy metrów (Menard 1952, Laughton 1959). W ostatnim przypadku są to jednak zwykle tak zwane zmarszczki ułomne (*defective ripple marks*), które mają grzbiety z luźnego materiału, ułożone na twardym dnie. Zmarszczki symetryczne z Wiśniówki wykazują dużą regularność i pojawiają się w profilu wielokrotnie. Świadczy to, że czynnik tworzący je — ruch falowy wody nie był zjawiskiem sporadycznym, ale w sposób ciągły oddziaływał na osad spoczywający na dnie. Ciągłość oddziaływania jest jeszcze lepiej widoczna na przykładzie zmarszczek przetworzonych i nałożonych, które zostały pogrzebane w osadzie w różnych stadiach przetwarzania. Takie trwałe oddziaływanie ruchu falowego wody na osad możliwe jest tylko w wodach płytkich. Dodatkowym wskaźnikiem płytkowodności są asymetryczne zmarszczki oscylacyjne (Evans 1941, 1949). Ich masowe występowanie znane jest dotychczas jedynie ze strefy wód płytkich, gdzie ruch falowy oscylacyjny przekształca się w translacyjny. Zmarszczki językowate powstają w wodach płynących — prócz rzek przede wszystkim w strefie sublitoralnej, gdzie działają liczne prądy związane z przyływami (Twenhofel 1950, van Straaten 1953). Powszechność śladów przepływów oraz uwarstwienie przekątne występujące w sąsiedztwie zmarszczek językowatych wskazują na okresowe działanie względnie silnych prądów. Wielokrotne pojawienie się takich prądów charakterystyczne jest również dla strefy płytkowodnej.

Według Ph. H. Kuenena (1959) dolna granica oddziaływania ruchu falowego na osad w zbiorniku waha się w granicach od 20 do 30 metrów. Pojęcie płytkowodności jest jednak ściśle uzależnione od ilości i siły prądów występujących w zbiorniku — może obejmować głębokości do 100 metrów i więcej. W Wiśniówce obok wyraźnych form utworzonych przez ruch falowy istnieją inne, powstałe przy udziale prądów o różnej sile. Można więc przyjąć, że zbiornik miał tu głębokość kilkunastu do kilkudziesięciu metrów.

Zespoły podobnych struktur na powierzchniach warstw, przede wszystkim rozmaitych zmarszczek, typowe są dla różnych serii kopalnych (np. Fenton & Fenton 1937b; Pepper, de Witt & Demarest 1954; Mc.Kee-

Fig. 6
 Histogram biegów zmarszczek z Wielkiej Wiśniówki
 Liczby wskazują ilość pomiarów w procentach
 Strike histogram of ripple marks from Wtělka Wiśniówka
 Figures indicate percent number of measurements



1954; van Straaten 1954, 1959; Hessland 1955; Roniewicz 1959a), które na podstawie zespołu różnych cech określa się jako płytkowodne.

Należy jednak zwrócić uwagę, że wiele spośród omówionych struktur, jak np. warstwowanie frakcjonalne, hieroglify splywowe i fałszywe zmarszczki typu splywowego, rysy wleczeniowe oraz ślady rozciągania łąwic opisywano dotąd prawie wyłącznie z osadów fliszowych, które powstały w głębokowodnym środowisku geosynklinalnym. Przykład Wiśniówki wskazuje, że struktury te mogą również tworzyć się w warunkach płytkowodnych.

Na podstawie przebiegu zmarszczek można spróbować wyciągnąć pewne wnioski co do położenia linii brzegowej. Jest rzeczą niewątpliwą, że zmarszczki powstają prostopadle do kierunku rozchodzenia się fal. Ten kierunek pokrywa się z kierunkiem wiania wiatru. Przy założeniu, że wia-

try wieją przeciętnie od morza ku lądowi lub odwrotnie, można przyjąć, że rozciągłości linii brzegowej odpowiada najczęściej spotykana rozciągłość zmarszczek w przedziale azymutów 60-90° (fig. 6). Bliższe dane co do położenia brzegu i kierunków transportu można będzie jednak otrzymać dopiero przy badaniu struktur kierunkowych takich, jak warstwowanie przekątne i niektóre hieroglify.

Przedstawione przez nas fakty wskazują, że morze na obszarze dzisiejszej Wielkiej Wiśniówki było stosunkowo bardzo płytkie, ale nie dochodziło tu do emersji, jak to przyjmował H. Putzer (1941) dla wytłumaczenia genezy wkładek ilów występujących wśród piaskowców i mułowców.

Końcowy wniosek o płytkowodnym charakterze górnego kambru Wielkiej Wiśniówki pokrywa się z wnioskami J. Samsonowicza (1920, 1934, 1956) odnośnie do środowiska sedymentacji tych warstw w okolicach Opatowa, gdzie prócz zmarszczek falowych występują także struktury świadczące najprawdopodobniej o plażowym typie osadów (rurki wieloszczetów *Arenicolites*). Wymienione cechy osadów stały się jednym z powodów, że J. Samsonowicz — opierając się na teorii płytkowodnej genezy fliszu — porównywał osady górnego kambru okolic Opatowa wraz z całym kambrem wschodniej części Gór Świętokrzyskich do utworów fliszowych. Podobieństwo osadów kambryjskich do fliszu stwierdzali także J. Czarnocki (1927, 1950), częściowo K. Bielikowski (1960) oraz — odnośnie do Wielkiej Wiśniówki — J. Czermiński (1959). W świetle znanych dzisiaj faktów trzeba stwierdzić całkowitą odmiennność charakteru omawianych osadów górnego kambru w stosunku do jakichkolwiek osadów fliszowych. Przyszłe badania rozstrzygną z pewnością zagadnienie ewentualnego podobieństwa do fliszu także starszych ogniw kambru Gór Świętokrzyskich.

*Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w marcu 1960 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- AVILOV I. 1958. Novaja tekstura morskich osadkov. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. 118, no. 6. Moskwa.
- BIELIKOWSKI K. 1960. Typy warstwowań w kambrze Pasma Głównego Gór Świętokrzyskich (Types of bedding in Cambrian strata of the Main Holy Cross Range, Poland). — Acta Geol. Pol., vol. X/3. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. 1958. Orientowane hieroglify spływowe we fliszu karpaccim i ich stosunek do hieroglifów prądowych i wlezeniowych (Oriented flowage casts and marks in the Carpathian Flysch and their relation to flute and groove casts). — Ibidem, vol. VIII/1.

- BUCHER H. 1919. On ripples and related sedimentary surface forms and their paleogeographic interpretation. — *Amer. J. Sci.*, 47. New Haven.
- COOPER J. 1943. Flow structures in the Berea sandstone and Bedford shale of central Ohio. — *J. Geol.*, vol. 51. Chicago.
- CZARNOCKI J. 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich (La stratigraphie et la tectonique des Montagnes Świętokrzyskie). — *Prace TNW (Trav. Soc. Sc. Vars.)*, Nr 28. Warszawa.
- 1927a. Le Cambrien et la faune Cambrienne de la partie moyenne du Massif de Święty Krzyż (Ste Croix) (Kambr i fauna kambryjska w środkowej części Gór Świętokrzyskich). — C.-R. XIV-me Congr. Géol. Intern. Madrid 1926. 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.
 - 1938. Kielce. Arkusz 4 ogólnej mapy geologicznej Polski w skali 1:100 000. Warszawa.
 - 1939. Plan geologiczny kopalni „Wielka Wiśniówka”. Wydane w: *Prace I. G.*, t. XXI. Warszawa 1958.
 - 1947. Plan geologiczny góry Wielka Wiśniówka pod Kajetanowem. Wydane w: *Ibidem*.
 - 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. — *Prace P. I. G.*, t. I (do użytku służbowego). Warszawa.
- CZERMINSKI J. 1959. Petrografia piaskowców kwarcytowych środkowego kambru z Dużej Wiśniówki koło Kielc (Petrography of quartzite sandstones of middle Cambrian at Duża Wiśniówka near Kielce, Święty Krzyż Mts.). — *Kwartalnik Geol. (Quart. J. Inst. Geol. Pol.)*, t. 3. Warszawa.
- DŻUŁYŃSKI S. & RADOMSKI A. 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych (Origin of groove casts in the light of turbidity currents hypothesis). — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/1. Warszawa.
- 1957. Zagadnienie żył klastycznych w osadach fliszowych na tle sedymentacji fliszu karpackiego (Clastic dikes in the Carpathian Flysch). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXVI. Kraków.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŚLĄCZKA A. 1959. Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich (Directional structures and sedimentation of the Krosno beds, Carpathian flysch). — *Ibidem*, t. XXVIII.
- DŻUŁYŃSKI S., KSIĄŻKIEWICZ M. & KUENEN PH. H. 1959. Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70. New York.
- EVANS O. F. 1941. The classification of wave-formed ripple marks. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 11/1. Tulsa.
- 1943. Effect of change of wave size on the size and shape of ripple marks. — *Ibidem*, vol. 13/1.
 - 1949. Ripple marks and aid determining depositional environment and rock sequence. — *Ibidem*, vol. 19.
- FAIRBRIDGE R. 1946. Submarine slumping and location of oil bodies. — *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 30. Tulsa.
- FENTON C. L. & FENTON M. A. 1937a. Trilobite “nests” and feeding burrows. — *Amer. Midl. Nat.*, vol. 18/3. Notre Dame.
- 1937b. Belt series of the North: stratigraphy, sedimentation, paleontology. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 48. Washington.
- GINSBURG R. & LOWENSTAM H. 1958. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *J. Geol.*, vol. 66/3. Chicago.

- HRZYBEK K. & HALICKI B. 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim (Submarine slides in the Podhale flysch, Carpathians). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- HADDING A. 1931. On subaqueous slides. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, Bd. 53. Stockholm.
- HESSLAND I. 1955. Studies in the lithogenesis of the Cambrian and basal Ordovician of the Böda Hamm sequence of strata. — *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 35. Uppsala.
- HOLM G. 1887. Om förekomsten af en Cruziana i öfversta Olenidskiffern vid Knifvinge i Vreta Kloster socken i Östergötland. — *Geol. Fören. Stockholm Förh.*, Bd. 9. Stockholm.
- KELLING G. & WALTON E. 1957. Load-cast structures: their relationship to upper-surface structures and their mode of formation. — *Geol. Mag.*, vol. 94/6. Hertford.
- KOTAŃSKI Z. 1959. Przewodnik geologiczny po Górach Świętokrzyskich. Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1954. Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim (Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. XXII. Kraków.
- 1958. Osuwiska podmorskie we fliszu karpackim (Submarine slumping in the Carpathian Flysch). — *Ibidem*, t. XXVIII.
- KUENEN PH. H. 1949. Slumping in the carboniferous rocks of Pembroke-shire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 104. London.
- 1959. Transport and sources of marine sediments. — *Geol. en Mijnbouw*, vol. 21/7. Gravenhage.
- KUENEN PH. H. & MENARD H. 1952. Turbidity currents, graded and non graded deposits. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 22/2. Menasha.
- LAUGHTON A. 1959. Photography of the ocean floor. — *Endeavour*, vol. 18, no. 72. London.
- LESSERTISSEUR J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiotologique. — *Mém. soc. Géol. France, N. sér.*, vol. 34, fasc. 4, Mémoire no. 74. Paris.
- LINCK O. 1956. Drift-Marken von Schachtelhalm-Gewächsen aus dem Mittleren Keuper (Trias). — *Senckenbergiana*, Bd. 37. Frankfurt a. M.
- MENARD H. 1952. Deep ripple marks in the sea. — *J. Sedim. Petrol.*, vol. 22/1. Menasha.
- McKEE E. 1954. Stratigraphy and history of the Moenkopi formation of Triassic age. — *Geol. Soc. Amer., Memoir* 61. New York.
- PEPPER J., de WITT W. & DEMAREST D. 1954. Geology of the Bedford shale and Berea sandstone in the Appalachian Basin. — *Geol. Surv. Profess. Paper*, 259. Washington.
- PUTZER H. 1941. Spezialfaltung an der Flanke eines stellen Sattels — Ein Beitrag zur Kleintektonik der Lysa Gora. — *Geol. Rundschau*, Bd. 32. Stuttgart.
- RADOMSKI A. 1958. Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological character of the Podhale flysch). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/3. Warszawa.
- RADWAŃSKI A. 1960. Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Submarine slides of epicontinental Upper Jurassic and Upper Cretaceous margins of the Holy Cross. Mts., Central Poland). — *Ibidem*, vol. X/2.
- RONIEWICZ P. 1959a. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego (Sedimentary characteristics of the high-tatric Seis). — *Ibidem*, vol. IX/2.

- 1959b. Zmarszczki i pręgi jako wskaźnik środowiska sedymentacji. — Kosmos B, r. 5, z. 3. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1920. O stratygrafii kambru i ordowiku we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur la stratigraphie du Cambrien et de 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. Objasnienie arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. Warszawa.
- 1956. Cambrian paleogeography and the base of the Cambrian system in Poland. XX Congr. Geol. Intern. México. México.
- SCHINDEWOLF O. & SEILACHER A. 1955. Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). — Akad. Wissensch. u. Lit., Abh. Math.-Natur. Klasse. Jahrgang 1955, Nr. 10. Wiesbaden.
- SHROCK R. 1948. Sequence in layered rocks. New York — Toronto — London.
- STRAATEN L. M. J. U. van. 1949. Occurrence in Finland of structures due to subaqueous sliding of sediments. — Bull. Comm. Géol. de Finlande, 144. Helsinki.
- 1953a. Megaripples in the Dutch Wadden Sea and the basin of Arcachon (France). — Geol. en Mijnbouw, vol. 15/1. Gravenhage.
- 1953b. Rhythmic patterns on Dutch North Sea beaches. — Ibidem, vol. 15/2.
- 1954. Sedimentology of recent tidal flat deposits and Psammites du Condroz (Devonian). — Ibidem, vol. 16/2.
- 1959. Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. — Ibidem, vol. 21/7.
- 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.

А. РАДВАНЬСКИ и П. РОНЕВИЧ

**ТЕКСТУРНЫЕ ЗНАКИ НА ПОВЕРХНОСТЯХ НАСЛОЕНИЯ
ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В КАРЬЕРЕ ВЕЛЬКА ВИСЬНЮВКА
ВБЛИЗИ КЕЛЬЦ (СВЕНТОКЖИСКИЕ ГОРЫ)**

(Резюме)

Верхнекембрийская серия слоёв в карьере Велька Висьнювка (вблизи Кельц) построена кварцитовыми песчаниками, алевролитами и глинами. Она отличается присутствием хорошо образованных симметрических и асимметрических знаков волновой ряби (ripple-marks) (фиг. 1; пл. XXVI, фиг. 1 и 2; пл. XXVIII, фиг. 1), а также следов струй течения на поверхности большинства пластов. Эта серия отложилась в мелком море (несколько десятков метров глубины), в зоне постоянного влияния волнения на осадок, а также деятельности слабых течений.

Знаки волновой ряби в изменённых условиях волнения подвергались преобразованию (преобразованная рябь — фиг. 1). Здесь ча-

сто встречается также языковидная рябь (пл. XXVII, фиг. 1). В пределах волновой ряби сохранились тоже следы течений в форме желобов и изглаженных зон поверхности покрытых следами волочения, образованных материалом несённым течениями — возможно обломками сланцев. Оседание тонких слоёв покрытых знаками ряби приводило к возникновению структур погружения (ripple-load casts Kelling & Walton 1957) фиг. 2.

Вследствие сплывания и сползания несовсем консолидированного материала образовались сплывовые иероглифы, псевдориппельмарки сплывового типа (фиг. 5), а также свёрнутые оползневые катуны (пл. XXXI, фиг. 1). Образованные при растяжении пластов мелкие тензионные расселины были заполнены интродуцирующим песчаным пльвуном. Из материала пльвуна возникли малые песчаные дайки, которые выходят на нижние и верхние поверхности слоёв в виде песчаных градок (пл. XXX, фиг. 1 и 2).

На подошвенных поверхностях пластов песчаников кроме механических иероглифов обнаружены также многочисленные следы жизненной деятельности трилобитов — *Rhysophycus* (пл. XXIX, фиг. 1), *Crusiana* (пл. XXIX, фиг. 2) и другие, хотя сами трилобиты здесь не сохранились.

Хорошее сохранение многих знаков ряби возможно вызвано консолидацией осадка примитивными альгами, так как это наблюдается в современных осадках (Ginsburg & Lowenstam 1958). При разложении органических остатков возникли газовые пузыри, частично сохранённые в пределах слоёв и на их поверхности (фиг. 4, пл. XXXI, фиг. 2).

A. RADWAŃSKI & P. RONIEWICZ

**RIPPLE MARKS AND OTHER SEDIMENTARY STRUCTURES
OF THE UPPER CAMBRIAN AT WIELKA WIŚNIÓWKA
(HOLY CROSS MTS.)**

(Summary)

ABSTRACT: Various structures on the surface of Upper Cambrian quartzitic sandstones cropping out in the Wiełka Wiśniówka quarry, most particularly so all kinds of ripple marks, current marks and organogenic hieroglyphs (*Rhysophycus*, *Crusiana*), owing their origin to trilobites, indicate that those beds had formed in a shallow sea, within a zone subject to the continuous action of sea waves on the sediment and to that of weak bottom and littoral currents.

INTRODUCTION

The rock series in the Wielka Wiśniówka quarry (near Kielce, Holy Cross Mts.) is built of alternating quartzitic sandstones, siltstones and clays or argillaceous shales. Various sedimentary structures occur on the surface of both the upper and the lower sandstones, among which various ripple marks (pl. XXVI, XXVII, XXVIII) are those best developed.

The here considered unfossiliferous series had by J. Czarnocki (1938, 1939, 1947) been assigned the Middle Cambrian age. On its facial development J. Samsonowicz (1956) referred it to the Upper Cambrian.

STRUCTURES ON THE SURFACE OF BEDS

Ripple marks

Two types of rippled surfaces have been differentiated:

1. Surfaces with well preserved ripple marks,
2. Surfaces bearing indistinct ripple marks; these are strongly altered surfaces or those due to processes of subsidence.

Most ripple marks belong to the group of *transverse ripple marks* (van Straaten 1953a). Among these we may differentiate *symmetrical oscillation ripples* (Evans 1941, 1949) and *asymmetrical oscillation ripples* (Evans 1941, 1949). The former are with troughs and crests distinctly outlined, in section semicircular (fig. 1a; pl. XXVI, fig. 2). Their wave length ranges from 3 to 6 cm., the ripple index is 0.13 — 0.20 cm., coinciding with the values given by van Straaten (1953a). Branching of crests is frequently encountered, suggesting the shallow-water origin of these ripples (Pepper, de Witt & Demarest 1954). In the other, asymmetric type (*asymmetrical oscillation ripples*, Evans 1941, 1949), the lee-side is shorter and steeper, while the stoss side is gentler and longer. They are formed in shallow water where the oscillation wave movement changes into a translation one.

Metaripples (van Straaten 1953a) are another group occurring independently or in association with other types. They include ripple marks with flattened crests (fig. 1b), ripples with variable symmetry of crests, ripples with outcrops of bedding discernible on one of its sides. The asymmetric wave movement or weak currents are responsible for their formation owing to the translation of crests. Forms of this group result from the gradual transition of wave ripple marks under changing conditions of wave action (Evans 1941, 1943, 1949). A weak current, leaving muscovite flakes on the lee side, is partly responsible for the formation of some metaripples.

The third group contains Bucher's (1919) *linguoid ripple marks* (pl.

XXVII). They have fan-like crests, with a chequer-wise arrangement separated by meandric troughs of varying depth. They occur either independently or as elongated zones within the transverse ripple marks. The bedding of layers with linguoid ripples is usually diagonal.

Interference patterns are frequently observable within the complex of rippled beds, consisting in the mutual overlap of two generations of ripples.

The sediment coating the ripple marks does not, as a rule, display gradation. In some cases, however, indistinct graded bedding is observable. It is due to the deposition of the sediment, uplifted by strong wave action, analogously as has been noted by Ph. H. Kuenen & H. Menard (1952).

Current marks

Fig. 2 in pl. XXVIII shows the counterpart of a sandstone bed with interference ripple marks, covered up by a streak of sand brought here by a bottom or littoral current. This photograph also shows the growth lines of the sand streak gradually building up a delta.

As examples of other marks we may mention channels formed by littoral currents within the wave ripple marks where individual ripples are altered into current marks, slightly outwashed or completely destroyed. In the last named case the zones or channels are beautifully polished, frequently scratched by floating tools such as coarser sand grains, shale particles or organogenic remains. The counterparts of these grooves display features of the *bounce casts* of S. Dżułyński, M. Książkiewicz and Ph. H. Kuenen (1959).

Load structures and ripple-load-casts

Bulging on the lower surface occurs frequently corresponding to the crests on the upper side of the bed. It is due to ununiform deposition of fine-grained sediment, caused by the uneven load of the rippled beds. This is a variety of the load casts, by G. Kelling & E. Walton (1957) termed *ripple-load-casts*. The crests just formed on the bottom side may, in turn, make imprints on the upper side of the underlying bed (fig. 2) resulting in indistinct ripples (type II of surface with ripple marks).

Buried particles of shale (fig. 3) are encountered on surfaces with ripple marks.

bubble impressions

Gas bubble impressions occur on the surface of some quartzitic sandstone layers (pl. XXXI, fig. 2). These layers are relatively thick and

without ripple marks. The impressions are commonly in the shape of bowl-like pits, 1 to 6 mm. in diameter, lacking distinct rims (fig. 4a, b). Some pits crop out partly only on the surface of bed (fig. 4 c) or they may be completely encased in the bed (fig. 4 d). The impressions of any particular bed surface show no regular arrangement, concentrating in widespread streaks.

Observations of the surface covering the gas bubble impressions show that either the pits have been filled up (fig. 4 e) or that analogous depressions occur above them in the overlying bed (fig. 4 f, g). This, together with the occurrence of impressions inside the beds, permits to distinguish these structures from rain or hail impressions. Gas bubbles from Wiśniówka may by their characters be correlated with other forms described in literature (Twenhofel 1921, 1950; Shrock 1948). They come closest to bubbles due to the decay of organic matter buried in the sediment.

The absence of gas bubbles from ripple mark beds (with the exception of very few pits), and from diagonal beds, indicates that bubbles could persist only within deposits laid down under relatively calm sedimentation conditions.

Marks of trilobites

Marks of trilobites are fairly abundant, though trilobite remains have not been preserved here. Traces of rest, *Rhysophycus*, occur on the under side (pl. XXIX, fig. 1); they are rarer on the upper side of beds. Creep marks, *Cruziana*, and other marks are observable on the under side only ((hieroglyphs or sole markings). Two claw prints are often shown in footprints in *Cruziana* (pl. XXIX, fig. 2). *Cruziana* have a width near to that of *Rhysophycus* — an average of 3.5 cm. The length of the preserved fragments of *Cruziana* may be up to 14 cm. Some forms resemble *Cruziana irregularis* Fenton & Fenton, which is most likely a cast of trilobite burrowing.

Besides regular forms, whole surfaces may be covered up by isolated marks of footprints (discernible alongside of hieroglyphs in pl. XXIX). Most probably numerous trilobites were floating here above the sea floor, touching it accidentally with their legs, similarly as has been ascertained in the Cambrian strata of Pakistan (Seilacher 1955).

Filling up of fissures due to stretching of beds

Small fissures, formed owing to the stretching of layers due to uneven deposition of sediment or its gravitational slumping, have been filled in by quicksand whose material formed small sandstone dikes. They

crop out as sand ridges in the under (pl. XXX, fig. 1) or upper side (pl. XXX, fig. 2) of beds, often producing a pattern resembling that of mud cracks. The fractures and sand intrusions are younger than the *Cruziana* hieroglyphs which are often traversed by small sandstone dikes (pl. XXIX, fig. 2).

Disturbances in the sedimentation pattern

Slipping of unconsolidated material has resulted in the formation of various structures. Marks and ripples are the most important among them. The former correspond in character to *longitudinal flowage casts* of Birkenmajer (1958), the latter schematically shown in fig. 5, to the *pseudo-ripple marks* of Kuenen (1949). Slumping of sediment subjected to stronger diagenesis is responsible for the formation of spiral balls, sometimes up to 25 cm in diameter (pl. XXXI, fig. 1).

The writers believe that folds between undisturbed layers — by Putzer (1941) photographed and described as syntectonic folds — but destroyed during quarrying operations, were slump structures on a considerably larger scale.

SEDIMENTATIONAL CONDITIONS

Symmetrical oscillation ripples from Wiśniówka display marked regularity and are many times repeated within the profile. This suggests that the oscillation of water was not sporadic but acted continuously on the sediment deposited at the sea floor. The altered and overlapping ripples are due to this permanent action of sea water. This is possible in shallow water only. Another evidence of the small depth of the sea here are asymmetrical oscillation ripples which form in greater abundance in shallow waters only, where the oscillatory movement of water is transformed into a translational one (Evans 1941, 1949). The linguoid ripples too, are formed within markedly shallow zones where many tidal currents are at work (Twenhofel 1950, van Straaten 1953). The presence of currents in Wiśniówka is indicated by frequent traces of flowage and by diagonal bedding, encountered most commonly in the vicinity of linguoid ripples.

The assemblage of the above considered structures suggests that the studied sediments were formed in a relatively shallow water basin, with depth roughly estimated as ranging from a score or so to some tens of metres. Trilobite marks, on the other hand, reliably indicate that it was a marine basin.

Within the shallow-water conditions of the Wiśniówka beds, structures were formed such as flowage casts, pseudo-ripple marks formed by slipping, groovings, minute sandstone dikes formed by infilling fissures due to the stretching of sandstone layers, all thus far recorded almost exclusively from deep-sea geosynclinal environments (flysch). Graded bedding, encountered in Wiśniówka, often above the ripple marks, was due to the deposition of material uplifted by strong wave action but not in result of sedimentation by turbidity current.

Strike histogram of ripple marks (fig. 6) indicates a maximum in the 60° — 90° azimuth segment. The course of the Upper Cambrian sea shore may have correlated with this strike, on the supposition that on an average winds here blow landward or seaward. More accurate data as to the position of the sea shore and the direction of transport will not be available until directional structures have been investigated.

The writers' final conclusion regarding the shallow-water character of Upper Cambrian strata in Wielka Wiśniówka coincides with inferences drawn by J. Samsonowicz (1920, 1934, 1956) in respect to these beds from the vicinity of Opatów (eastern part of the Holy Cross Mountains).

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warszawa, March 1960*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXVI-XXXI
DESCRIPTION OF PLATES XXVI-XXXI

PL. XXVI

Fig. 1

Fragment odsłonięcia z najlepiej rozwiniętymi zmarszczkami stanowiący około 1/6 całej ściany Fot. K. Niemczynowicz

Fragment of outcrop showing best developed ripple marks

Fig. 2

Symetryczne zmarszczki falowe

Fot. P. Roniewicz

Symmetrical oscillation ripples

PL. XXVII

Zmarszczki językowate

Fot. A. Zboiński

Linguoid ripple marks

PL. XXVIII

Fig. 1

Drobne zmarszczki nałożone skośnie na symetryczne zmarszczki falowe

Fot. P. Roniewicz

Minute ripple marks diagonally superimposed on symmetrical oscillation ripples

Fig. 2

Ślad przepływu w obrębie zmarszerek interferencyjnych. Objasnienie w tekście

Fot. P. Roniewicz

Current mark within interference ripple marks. Explanation in the text

PL. XXIX

Fig. 1

Ślady spoczynku trylobitów, *Rhysophycus*. Obok liczne ślady pojedynczych odnóży

Fot. J. Błaszyk

Marks of the rest of trilobites, *Rhysophycus*. With numerous detached footprints

Fig. 2

Ślad pełzania trylobita, *Cruziana*. Obok ślady poszczególnych odnóży. Hieroglif przecięty przez małą żyłę piaszczystą

Fot. J. Błaszyk

Creep mark of trilobite, *Cruziana*, along with detached footprints. Hieroglyph cut by small sandstone dike

PL. XXX

Fig. 1

Małe żyły piaszczyste wychodzące w postaci grzbietów na dolną powierzchnię warstwy Fot. A. Zboiński

Small sandstone dikes cropping out as ridges on the under side of bed

Fig. 2

Analogiczne zjawisko na górnej powierzchni pokrytej symetrycznymi zmarszczkami fałowymi Fot. J. Błaszyk

Analogous phenomenon on upper side of bed covered up by symmetrical oscillation ripples

PL. XXXI

Fig. 1

Osuwiskowy toczentec zwijany Fot. A. Zboiński

Spiral ball formed by slumping

Fig. 2

Słady bąbli gazowych Fot. J. Błaszyk

Gas bubble impressions

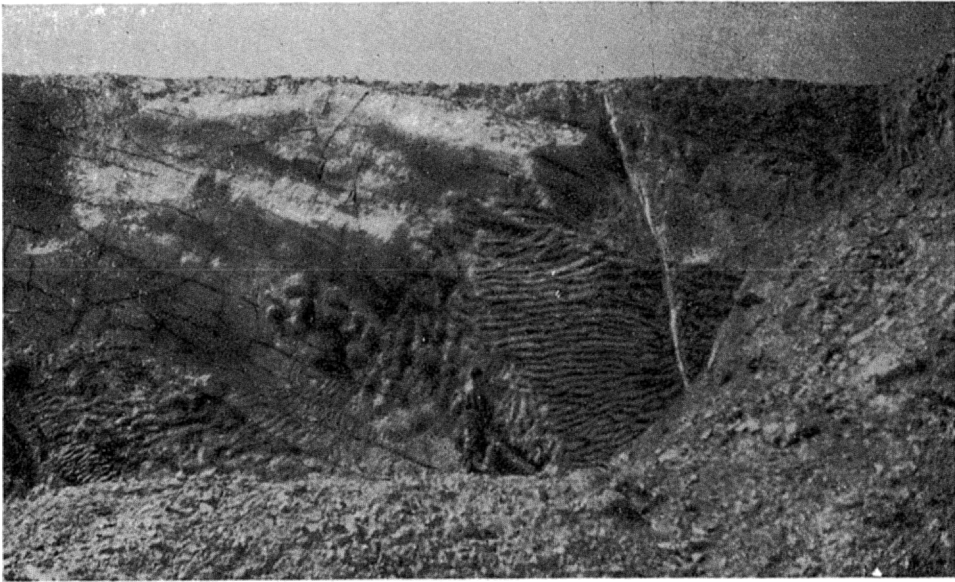


Fig. 1

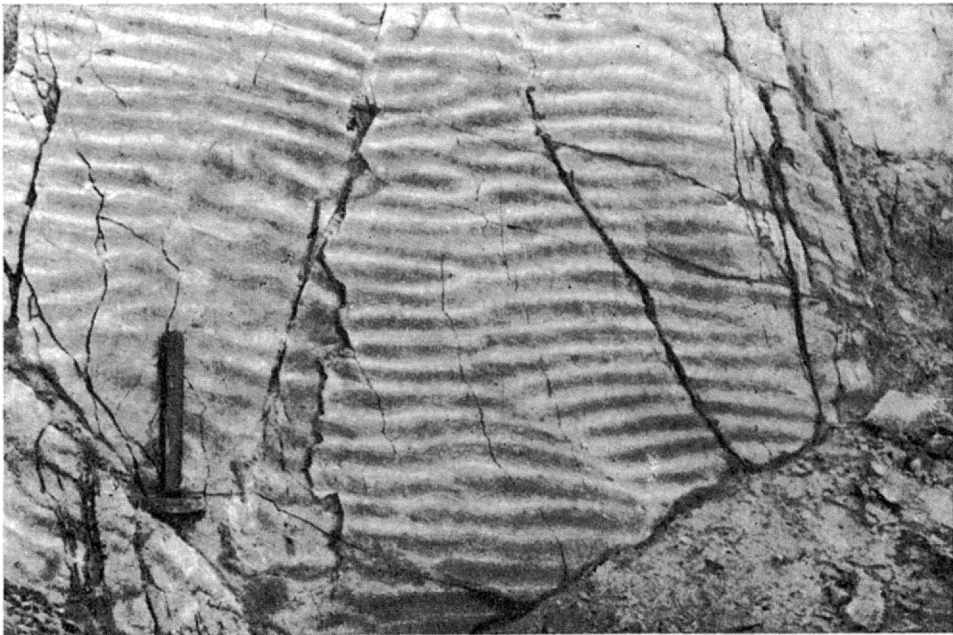
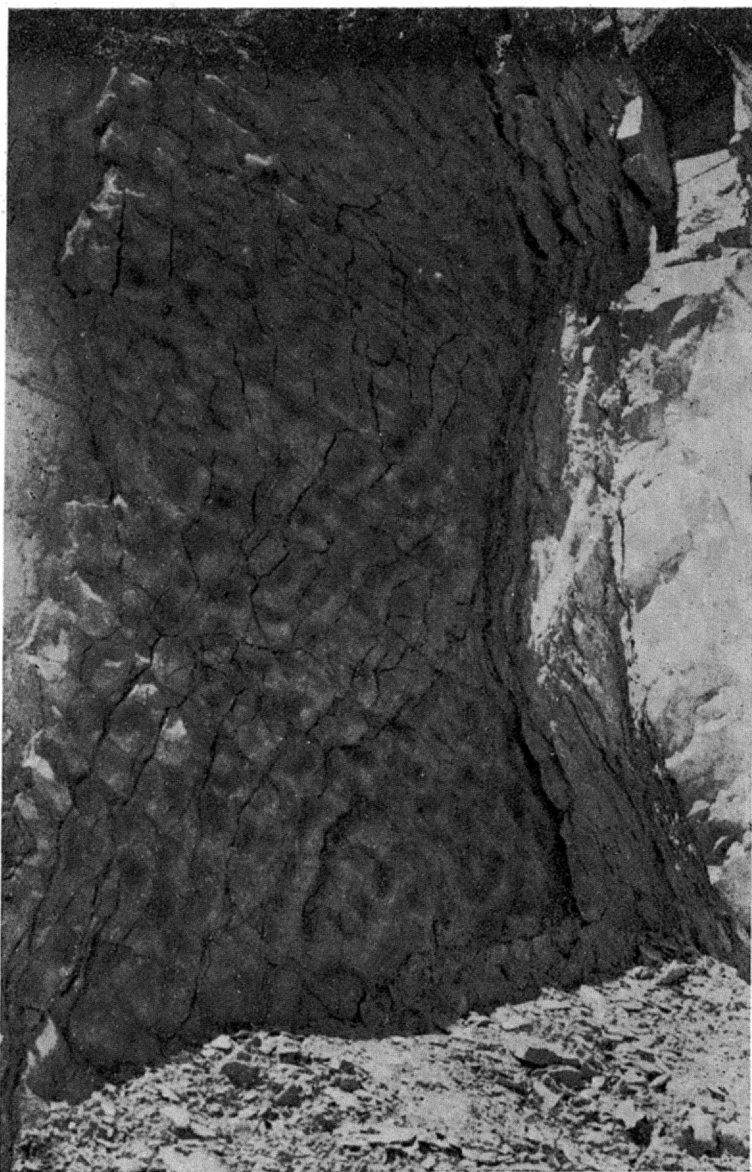


Fig. 2



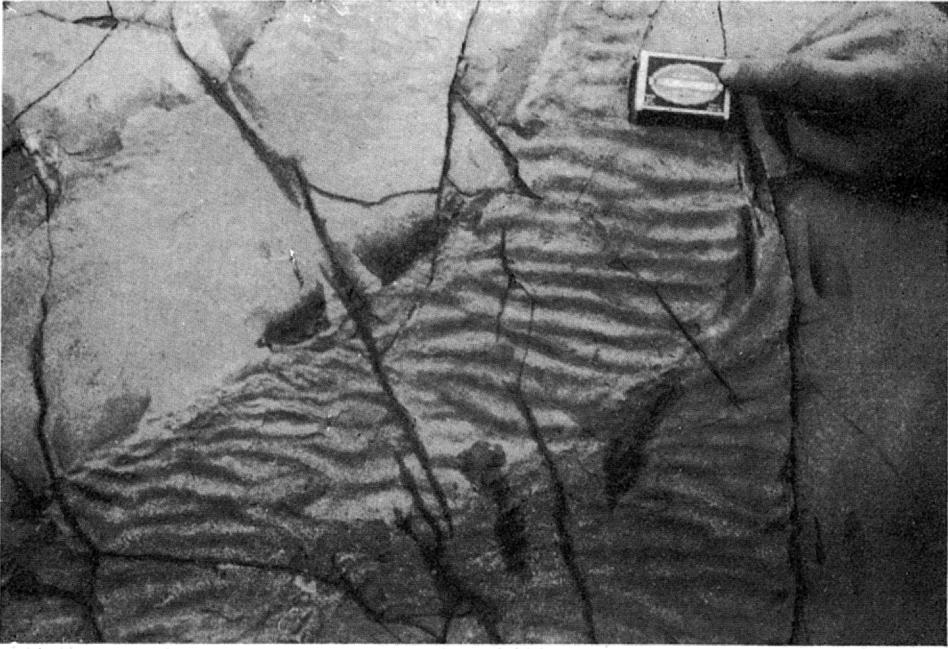


Fig. 1

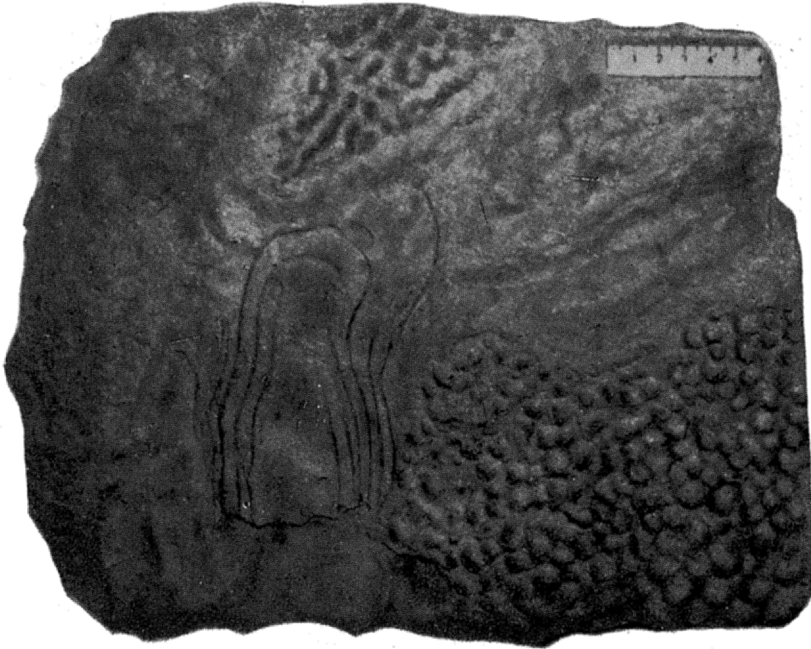


Fig. 2

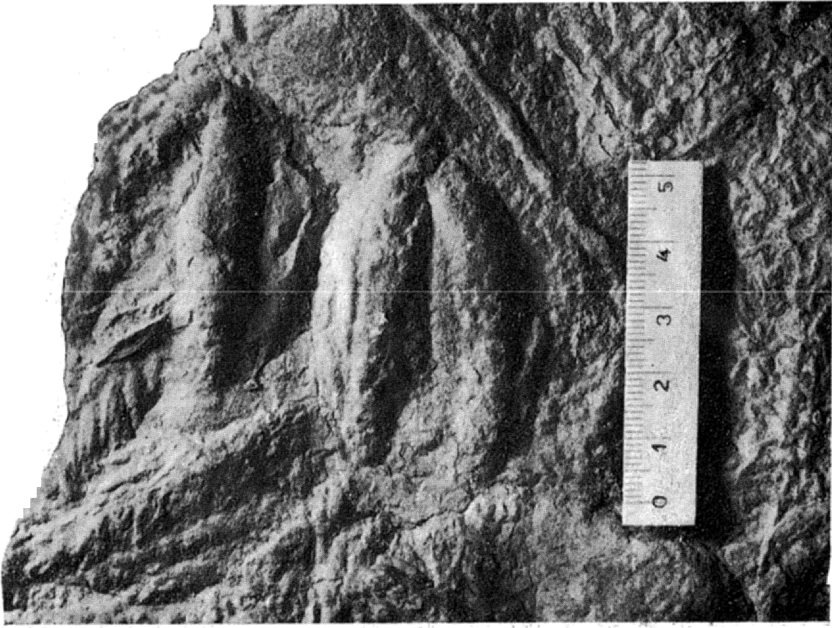


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

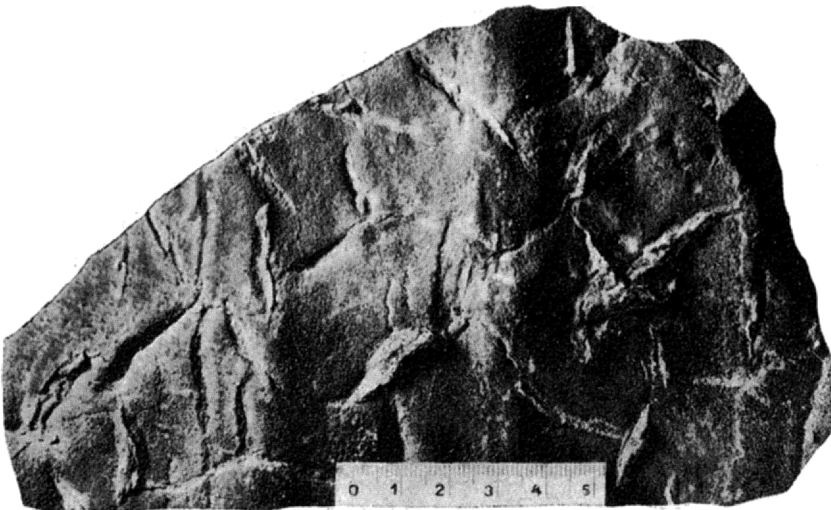


Fig. 2



Fig. 1



Fig. 2