acta
geologica
polonica

Vol. 22, No. 4 Warszawa 1972

KRZYSZTOF JAWOROWSKI i ZDZISŁAW MODLIŃSKI

Powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych w ordowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (NE Polska)

DISCONTINUITY SURFACES IN THE ORDOVICIAN LIMESTONES OF THE EASTERN PART OF THE PERIBALTIC SYNECLISE (NE POLAND)

STRESZCZENIE: W pracy przedstawiono opis oraz genetyczną interpretację powierzchni nieciągłości sedymentacyjnych występujących w wapieniach ordowiku. Powierzchnie te powstały w warunkach subakwalnych, przede wszystkim na skutek zmian w tempie sedymentacji węglanowej. Przyjmując, że stanowią one czuły, choć relatywny, wskaźnik tego tempa, można je wykorzystać w miąższościowej analizie osadów węglanowych.

WSTĘP

W ordowickich wapieniach wschodniej części syneklizy perybałtyckiej bardzo często obserwuje się powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, które wykazują szereg charakterystycznych cech świadczących nie tylko o przerwie w gromadzeniu się osadu węglanowego lecz także o tym, iż jego pierwotna powierzchnia, przed rozpoczęciem kolejnego epizodu sedymentacyjnego, uległa znamiennym przemianom. Objęły one przede wszystkim morfologię powierzchni, a często polegały także na impregnacji związkami żelaza lub wyraziły się zasiedleniem przez organizmy ryjące albo drążące osad. Tego rodzaju powierzchnie nieciągłości sedymentacyjnych, określane dalej jako „powierzchnie nieciągłości", stanowią przedmiot niniejszego opracowania.

Teren, z którego pochodzą obserwacje, ciągnie się od południka Pasłęka na zachodzie aż po granicę polsko-radziecką na wschodzie i północy, a od południa ogranicza go zasięg osadów ordowiku (fig. 1). Z geologicz-

nego punktu widzenia jest to wschodnia część polskiego odcinka syneklizy perybałtyckiej (Pożaryski 1963) zwanej także obniżeniem perybałtyckim (Znosko 1966).

Udokumentowany licznymi wierceniami kompleks węglanowo-ilastych utworów ordowiku obejmuje na tym obszarze osady od arenigu aż po aszgil włącznie. Występowanie powierzchni nieciągłości stwierdzono w różnych ogniwach stratygraficznych. Najczęściej obserwować je można w arenigu i lanwirnie, rzadziej w landeilu, a w karadoku i aszgilu są one nieliczne.

Niektóre z powierzchni dają się prześledzić w wielu profilach w tej samej pozycji stratygraficznej. Do takich należy powierzchnia nieciągłości występująca na granicy arenigu i lanwirnu, oraz stwierdzona w obrębie karadoku na granicy poziomów Dicranograptus clingani i Climacograptus styloideus (Modliński *w druku*). Jednak większość powierzchni nieciągłości nie ma zapewne tak szerokiego rozprzestrzenienia i trudno je wykorzystać do korelacji.

Badaniami objęto jedynie 11 wierceń (fig. 1), które były rdzeniowane w stopniu wystarczającym dla ustalenia zmian w częstości występowania omawianych powierzchni.

Spośród tych wierceń dziewięć było rdzeniowanych w obrębie ordowiku w 100%, w pozostałych dwu natomiast rdzeniowanie przedstawiało się następująco: Lidzbark Warmiński 1 — około 94%, Dobre Miasto 1 —

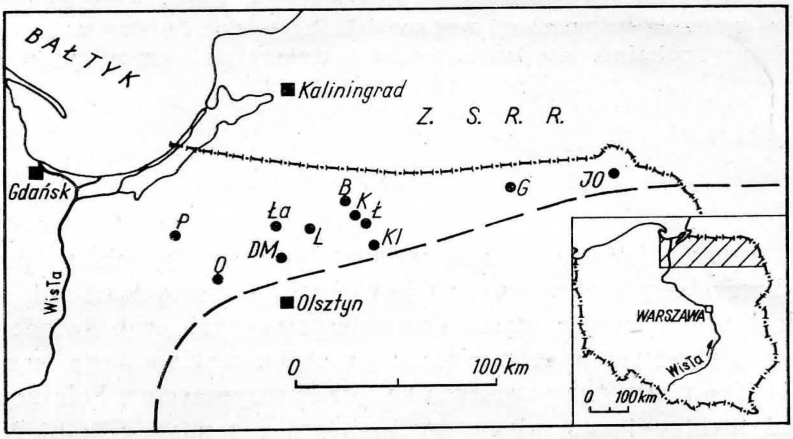


Fig. 1

Szkic lokalizacyjny wierceń

B Bartoszyce IG-1, *DM* Dobre Miasto 1, *G* Gołdap IG-1, *JO* Jezioro Okrągłe 1, *K* Kętrzyn IG-1, *Kl* Klewno 1, *L* Lidzbark Warmiński 1, *Ł* Łankiejmy 1, *Łą* Łaniewo 1, *O* Olsztyn IG-2, *P* Pasłęk IG-1. Linia przerywana — zasięg osadów ordowiku

Sketchmap showing the localization of boreholes

B Bartoszyce IG-1, *DM* Dobre Miasto 1, *G* Gołdap IG-1, *JO* Jezioro Okrągłe 1, *K* Kętrzyn IG-1, *Kl* Klewno 1, *L* Lidzbark Warmiński 1, *Ł* Łankiejmy 1, *Łą* Łaniewo 1, *O* Olsztyn IG-2, *P* Pasłęk IG-1. Broken line — range of Ordovician sediments

około 70%. W wielu jednak wierceniach na skutek wcześniejszego pobrania znacznych ilości prób do badań paleontologicznych, mikropaleontologicznych, petrograficznych i innych, rdzenie zostały w dużej mierze zdekompletowane, co było głównym czynnikiem uniemożliwiającym ustalenie dokładnej ilości powierzchni nieciągłości w poszczególnych profilach.

Średnica badanych rdzeni była różna i wynosiła od 62 mm w otworze Olsztyn *IG-2* do 140 mm w otworze Gołdap *IG-1*.

Wykorzystane do badań materiały pochodziły z wierceń wykonanych przez Instytut Geologiczny i Górnictwo Naftowe.

Autorzy pragną złożyć serdeczne podziękowania Zjednoczeniu Górnictwa Naftowego, Geologom PPN w Pile i Wołominie, a w szczególności mgr L. Cimaszewskiemu i mgr F. Stolarczykowi za udostępnienie prób z wierceń wykonanych przez Górnictwo Naftowe.

Równie serdecznie dziękujemy dr hab. J. Kutkowi i dr hab. M. Szulczewskiemu za dyskusję o niektórych zagadnieniach związanych z niniejszą pracą.

Dziękujemy także Paniom J. Modrzejewskiej i R. Żaboklickiej z Pracowni Fotografii Naukowej Instytutu Geologicznego za wykonanie zdjęć.

CHARAKTERYSTYKA POWIERZCHNI NIECIĄGŁOŚCI

Uwzględniając najbardziej znamienne morfologiczne cechy powierzchni nieciągłości (*por.* Einasto 1964) występujących w ordowiku badanego obszaru można je podzielić następująco (fig. 2):

A — powierzchnie nierówne niewygładzone:
  A1 — zupełnie nieregularne,
  A2 — z zagłębieniami wachlarzowymi;
B — powierzchnie nierówne wygładzone;
C — powierzchnie równe wygładzone.

W dalszej części pracy zamiast pełnych nazw poszczególnych typów powierzchni używane są tylko oznaczenia literowe.

Za powierzchnie nierówne uznano takie, na których obserwuje się wyraźne, co najmniej kilkumilimetrowe zagłębienia i grzbiety. Powierzchnie równe są ich pozbawione i odznaczają się przebiegiem łagodnie falistym. Powierzchnie równe „jak stół", znane z innych obszarów ordowiku nadbałtyckiego, wśród zbadanych osadów nie występują. O tym czy powierzchnie nieciągłości (równe lub nie) są wygładzone czy niewygładzone, decyduje brak lub obecność drobnych, ostrych nieregularności (do 2 mm — z reguły znacznie mniejszych). Ich występowanie sprawia, że odsłonięte powierzchnie niewygładzone są w dotyku szorstkie. W przekrojach pionowych powierzchnie te zaznaczają się jako linie nieregularnie ząbkowane.

Podane opisy powierzchni nieciągłości dotyczą przede wszystkim ich wyglądu właśnie w przekrojach pionowych (fig. 2). W rdzeniach wiertniczych możliwość badań w płaszczyźnie poziomej jest bardzo ograniczona. Z tego względu niesposób ustalić czy poszczególne typy powierzchni nieciągłości wykazują wzajemne oboczne przejścia. Na możliwość taką zdaje się wskazywać fakt, że istnieje szereg powierzchni o charakterze pośrednim między typami *A1, A2, B* i *C*. Najliczniejszą i najbardziej zróżnicowaną grupę stanowią powierzchnie typu *A1*. Stosunkowo rzadkie są natomiast powierzchnie typu *B*.

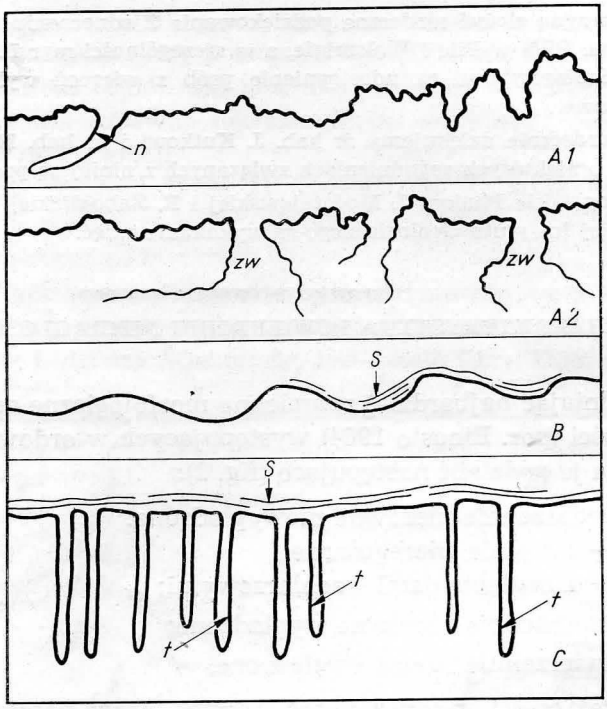


Fig. 2

Najczęstsze typy morfologiczne powierzchni nieciągłości występujących w ordowickich wapieniach badanego obszaru (schematycznie, bez zachowania proporcji)

A1 powierzchnia nierówna, niewygładzona, zupełnie nieregularna (*n* norka organizmu ryjącego niezestalony osad); *A2* powierzchnia nierówna, niewygładzona, z zagłębieniami wachlarzowymi (*zw*); *B* powierzchnia nierówna, wygładzona (*s* stromatolity); *C* powierzchnia równa, wygładzona (*s* stromatolity, *t* wydrążenia typu Trypanites)

Most common morphological types of discontinuity surfaces occurring in the Ordovician limestones of the area under investigation (shown diagrammatically regardless of proportions)

A1 uneven, unpolished, highly irregular surface (*n* tunnel of burrowing organism); *A2* uneven, unpolished surface with fan-like depressions (*zw*); *B* uneven, polished surface (*s* stromatolites); *C* even, polished surface (*s* stromatolites, *t* borings of the Trypanites type)

Powierzchnie typu A1

Morfologia

Ukształtowanie powierzchni typu *A1* jest zawsze niezwykle urozmaicone (fig. 2; pl. 1, fig. 1; pl. 2, fig. 1—2). Amplitudy licznych, bezładnie rozmieszczonych i nieforemnych nierówności cechuje znaczna zmienność. Wahają się one od 0,2 do kilku, a niekiedy do 10 cm. Bardzo zmienne są także promienie nierówności[1]. Obok powierzchni obfitujących w stromo zarysowane, parocentymetrowe grzbiety i zagłębienia obserwuje się powierzchnie prawie płaskie. Te ostatnie, odznaczające się szerokopromiennymi nierównościami o amplitudach zwykle nie przekraczających 1 cm, przypominają powierzchnie typu *B* a nawet *C* (pl. 1, fig. 2; pl. 2, fig. 4). Obok wydatniejszych nierówności, powierzchnie typu *A1* od *B* i *C* różni jednak wyraźna szorstkość.

Litologia

Powierzchnie o wyraźnie zarysowanych nierównościach (amplituda ponad 1 cm) niemal z reguły spotyka się w wapieniach czerwonych, marglistych zawierających często drobny detrytus fauny. Najbardziej zróżnicowany relief zaobserwowano w obrębie wapieni marglistych, nieco dolomitycznych pozbawionych detrytusu organicznego. Zawierały one natomiast rzadko rozsiane ziarna glaukonitu. Wyraźnie nierówne powierzchnie typu *A1* można także spotkać w wapieniach organodetrytycznych.

Godny uwagi jest fakt, że powierzchnie wyraźnie nierówne nie dzielą zdecydowanie odmiennych litologicznie osadów. Są więc one zjawiskiem śród- a nie międzywarstwowym. Największy kontrast litologiczny jaki stwierdzono w związku z jedną z tych powierzchni (wyraźnie nierówną) polegał na tym, że oddzielała ona wapień marglisty z nielicznym detrytusem fauny od wapienia marglistego, organodetrytycznego. Czasem obserwuje się także różnice w barwie wapieni przedzielonych opisywanymi powierzchniami. Najczęściej jednak różnice te są zupełnie nieznaczne.

Powierzchnie typu *A1* prawie płaskie, występując w obrębie wapieni czerwonych, posiadają także charakter śródwarstwowy. Inaczej przedstawia się sprawa z analogicznymi powierzchniami wśród szarych osadów ordowiku, które często obserwować można na granicy wapieni z innym typem skały (iłowcami, wkładkami bentonitowymi).

Na niektórych powierzchniach prawie płaskich, zwłaszcza tych które dzielą wapienie szare od ciemnych iłowców, występują konkrecje pirytu (pl. 2, fig. 4). Ich wymiary wahają się od kilku milimetrów do paru centymetrów.

Zarys powierzchni typu *A1* zwykle podkreślony jest istnieniem stref impregnowanych związkami żelaza. Ich grubość jest nieznaczna i wynosi od 0,1 do 0,5 cm, rzadko osiągając 1 cm. W wapieniach czerwonych barwa tych stref jest brunatno-żółta, co wskazuje na obecność limonitu. Strefy impregnowane limonitem powtarzają dokładnie przebieg powierzchni nieciągłości, a od niżej leżących partii skały dzieli je często mniej lub bardziej nieregularne pasmo barwy jaśniejszej, szarej. Kilkumilimetrowa brunatna strefa limonitowa pojawia się także wzdłuż powierzchni obserwowanych w obrębie wapieni szarych. Czasem właśnie odmienna barwa strefy impregnowanej związkami żelaza naprowadza na ślad nieciągłości w sedymentacji.

---

[1] Pojęcie: „promień nierówności" jest tu użyte w znaczeniu zbliżonym do tego jakie w tektonice nadaje się pojęciu „promień fałdu".

Struktury organiczne

Z powierzchni typu *A1* o wyraźnych nierównościach schodzą niekiedy w dół lekko skośne, kręte norki (fig. 2; pl. 2, fig. 1) wypełnione takim samym osadem, jaki występuje wyżej. Najczęściej jest on niemal identyczny z osadem, w którym została wygrzebana norka, a różnica polega przeważnie na odmiennej barwie (wypełnienie norek jest zwykle jasne, szarawe). Długość norek dochodzi do kilku centymetrów (3—5), a ich średnica u wylotu do ok. 1 cm (zwykle mniejsza). Nieregularne zarysy ścian norek świadczą, że zostały one wygrzebane w niezupełnie zestalonym osadzie.

Wśród wapieni czerwonych marglistych powszechnie obserwuje się ślady działalności osadożerców (pl. 2, fig. 1). Są to koliste lub eliptyczne plamki o średnicy paru milimetrów, zwykle jaśniejsze od tła skały, czasem wręcz szare. W wapieniach marglistych pozbawionych detrytusu fauny widać niekiedy zagadkowe, wydłużone piętna barwy wiśniowej. W niektórych przekrojach są one *U*- lub Y-kształtne (pl. 1, fig. 1*a*) zazwyczaj jednak biegną nieregularnie. Od czerwonego, przeważnie pstrego, tła skały odcinają się one dość wyraźnie, nie wykazując jednak innych różnic litologicznych. Nie oddziela ich żadna wyraźna granica, a takiej można by się spodziewać w przypadku nor utworzonych przez organizmy ryjące miękki osad.

Niektóre powierzchnie typu *A1*, podobne do powierzchni *C*, pokryte są bardzo cienkimi (od 0,5 do 1 mm) powłokami o barwie ciemniejszej niż wapienie, w których występują (pl. 1, fig. 2). W przekrojach pionowych powłoki te mają postać pasemek ostro odgraniczonych zarówno od wyżej jak i niżej leżącego osadu. Pasemka te dość wiernie powtarzają przebieg samej powierzchni nieciągłości. Często mają one charakter silnie wydłużonych soczewek.

Podobne pasemka występują także bezpośrednio ponad powierzchnią nieciągłości w obrębie wyżej leżącego wapienia (fig. 3). Są one na ogół ułożone poziomo, często jednak biegną nieco skośnie lub faliście. Kształt pasemek, obserwowany w

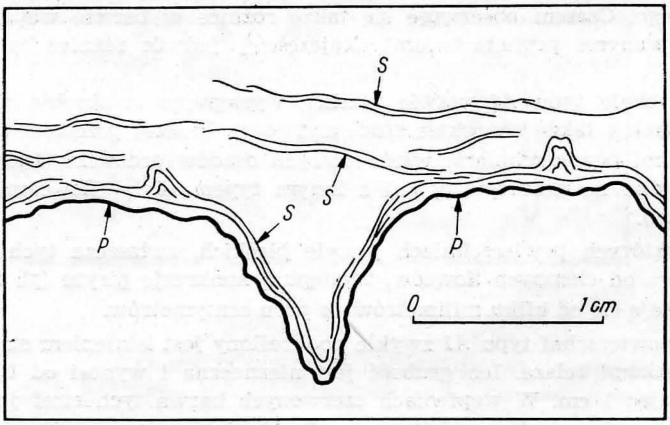


Fig. 3

Fragment powierzchni typu *A1* przypominającej *C*, wiercenie Olsztyn *IG-2*, głębokość ok. 2431 m (schematycznie)

p powierzchnia nieciągłości, *s* stromatolity

Fragment of surface of type *A1* resembling *C*, borehole Olsztyn *IG-2*, depth *c.* 2431 m (diagrammatically)

p discontinuity surface, *s* stromatolites

przekrojach pionowych, jest bardzo nieregularny. Często łączą się one lub rozwidlają. Pionowe odstępy między pasemkami wynoszą zwykle od 1 do 3 mm, a miąższość przyspągowej partii wapienia, w której występują, od ok. 1 do 2 cm.

Dokładniejsze obserwacje (naszlify trawione HCl, światło odbite, powiększenie 10 ×) wykazują, iż w obrębie pasemek występują bardzo drobne, lekko faliste, czasem wyklinowywujące się laminy o przebiegu w zasadzie zgodnym z ich kształtem. Grubość lamin wynosi od 0,1 do 0,5 mm. Tu i ówdzie, na górnych powierzchniach pasemek zaznaczają się zgrubienia w postaci niewielkich (od 1,5 do 2,5 mm) kopułek niekiedy lekko rozdwojonych w partii szczytowej (fig. 3). W ich obrębie drobne laminy mają w przybliżeniu postać współkształtnych łuków rozwartych od dołu.

Wewnętrzna budowa pasemek pozwala sądzić, iż stanowią one pionowe przekroje przez naskorupienia stromatolitów.

Powierzchnie typu A2

Morfologia

Powierzchnie typu *A2* choć wyraźnie nierówne, a przy tym szorstkie, odznaczają się rzeźbą wykazującą pewne prawidłowości. W przekrojach pionowych obserwuje się kilku- lub kilkunastocentymetrowe odcinki o niezbyt zróżnicowanym reliefie, niemal płaskie, poprzedzielane charakterystycznymi zagłębieniami rozszerzającymi się wachlarzowo do dołu (fig. 2; pl. 3, fig. 1—2; pl. 4, fig. 1). Głębokość zagłębień waha się najczęściej od 1 do 3 cm. Kształt regularnie wachlarzowy jest dość rzadki. Zwykle obserwuje się zagłębienia dość silnie wydłużone, nieco skośne, nawet kręte. Wszystkie one jednak rozszerzają się do dołu.

Drugą wspólną cechą zagłębień tego rodzaju, szczególnie charakterystyczną, jest zacieranie się ich granic w miarę oddalania się w dół od powierzchni nieciągłości. Wyraźnie zaznaczone, w wąskiej górnej części zagłębienia, boczne jego ścianki rozszerzając się stopniowo nikną. Innymi słowy, zagłębienia wachlarzowe nie mają wyraźnie zaznaczonego dna. Wypełniający je nadległy osad wapienny łączy się stopniowo z materiałem występującym poniżej miejsca, w którym boczne granice ulegają zatarciu (fig. 2; pl. 3, fig. 1; pl. 4, fig. 1).

Litologia

Powierzchnie typu *A2* szczególnie często obserwowano w wapieniach szarych, rzadziej plamistych, szaro-czerwonych. Były to najczęściej wapienie organodetrytyczne lub margliste, z drobno rozsianym detrytusem fauny. Często, lecz nie zawsze, powierzchnie te mają charakter śródwarstwowy i dzielą osady niemal identyczne. Jest to jedna z przyczyn powodujących brak wyraźnego zaznaczenia den zagłębień wachlarzowych. Opisywane powierzchnie stanowią jednak także granice różnych litologicznie warstw. W zebranym materiale obserwowano je np. na granicy wapieni organodetrytycznych i margli (pl. 4, fig. 1).

W przyspągowej partii osadu leżącego nad powierzchniami typu *A2* widać niekiedy drobne (od ok. 1 do 2 mm lub paromilimetrowe) ciemne okruchy. Pochodzą one ze strefy impregnowanej związkami żelaza (pl. 3, fig. 1*b*).

W wapieniach szarych powierzchniom typu *A2* towarzyszy zawsze cienka (0,1 cm), prawie czarna, strefa impregnowana pirytem. Unaocznia ona charakterystyczny kształt zagłębień wachlarzowych. Zdarza się przy tym, że strefy impregnacji,

Struktury organiczne

Z powierzchni typu *A1* o wyraźnych nierównościach schodzą niekiedy w dół lekko skośne, kręte norki (fig. 2; pl. 2, fig. 1) wypełnione takim samym osadem, jaki występuje wyżej. Najczęściej jest on niemal identyczny z osadem, w którym została wygrzebana norka, a różnica polega przeważnie na odmiennej barwie (wypełnienie norek jest zwykle jasne, szarawe). Długość norek dochodzi do kilku centymetrów (3—5), a ich średnica u wylotu do ok. 1 cm (zwykle mniejsza). Nieregularne zarysy ścian norek świadczą, że zostały one wygrzebane w niezupełnie zestalonym osadzie.

Wśród wapieni czerwonych marglistych powszechnie obserwuje się ślady działalności osadożerców (pl. 2, fig. 1). Są to koliste lub eliptyczne plamki o średnicy paru milimetrów, zwykle jaśniejsze od tła skały, czasem wręcz szare. W wapieniach marglistych pozbawionych detrytusu fauny widać niekiedy zagadkowe, wydłużone piętna barwy wiśniowej. W niektórych przekrojach są one *U*- lub *Y*-kształtne (pl. 1, fig. 1*a*) zazwyczaj jednak biegną nieregularnie. Od czerwonego, przeważnie pstrego, tła skały odcinają się one dość wyraźnie, nie wykazując jednak innych różnic litologicznych. Nie oddziela ich żadna wyraźna granica, a takiej można by się spodziewać w przypadku nor utworzonych przez organizmy ryjące miękki osad.

Niektóre powierzchnie typu *A1*, podobne do powierzchni *C*, pokryte są bardzo cienkimi (od 0,5 do 1 mm) powłokami o barwie ciemniejszej niż wapienie, w których występują (pl. 1, fig. 2). W przekrojach pionowych powłoki te mają postać pasemek ostro odgraniczonych zarówno od wyżej jak i niżej leżącego osadu. Pasemka te dość wiernie powtarzają przebieg samej powierzchni nieciągłości. Często mają one charakter silnie wydłużonych soczewek.

Podobne pasemka występują także bezpośrednio ponad powierzchnią nieciągłości w obrębie wyżej leżącego wapienia (fig. 3). Są one na ogół ułożone poziomo, często jednak biegną nieco skośnie lub faliście. Kształt pasemek, obserwowany w

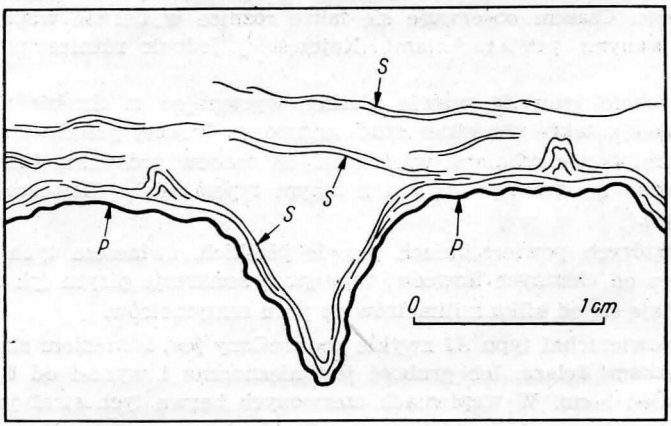


Fig. 3

Fragment powierzchni typu *A1* przypominającej *C*, wiercenie Olsztyn *IG-2*, głębokość ok. 2431 m (schematycznie)

p powierzchnia nieciągłości, *s* stromatolity

Fragment of surface of type *A1* resembling *C*, borehole Olsztyn *IG-2*, depth *c.* 2431 m (diagrammatically)

p discontinuity surface, *s* stromatolites

przekrojach pionowych, jest bardzo nieregularny. Często łączą się one lub rozwidlają. Pionowe odstępy między pasemkami wynoszą zwykle od 1 do 3 mm, a miąższość przyspągowej partii wapienia, w której występują, od ok. 1 do 2 cm.

Dokładniejsze obserwacje (naszlify trawione HCl, światło odbite, powiększenie 10 ×) wykazują, iż w obrębie pasemek występują bardzo drobne, lekko faliste, czasem wyklinowywujące się laminy o przebiegu w zasadzie zgodnym z ich kształtem. Grubość lamin wynosi od 0,1 do 0,5 mm. Tu i ówdzie, na górnych powierzchniach pasemek zaznaczają się zgrubienia w postaci niewielkich (od 1,5 do 2,5 mm) kopułek niekiedy lekko rozdwojonych w partii szczytowej (fig. 3). W ich obrębie drobne laminy mają w przybliżeniu postać współkształtnych łuków rozwartych od dołu.

Wewnętrzna budowa pasemek pozwala sądzić, iż stanowią one pionowe przekroje przez naskorupienia stromatolitów.

Powierzchnie typu A2

Morfologia

Powierzchnie typu *A2* choć wyraźnie nierówne, a przy tym szorstkie, odznaczają się rzeźbą wykazującą pewne prawidłowości. W przekrojach pionowych obserwuje się kilku- lub kilkunastocentymetrowe odcinki o niezbyt zróżnicowanym reliefie, niemal płaskie, poprzedzielane charakterystycznymi zagłębieniami rozszerzającymi się wachlarzowo do dołu (fig. 2; pl. 3, fig. 1—2; pl. 4, fig. 1). Głębokość zagłębień waha się najczęściej od 1 do 3 cm. Kształt regularnie wachlarzowy jest dość rzadki. Zwykle obserwuje się zagłębienia dość silnie wydłużone, nieco skośne, nawet kręte. Wszystkie one jednak rozszerzają się do dołu.

Drugą wspólną cechą zagłębień tego rodzaju, szczególnie charakterystyczną, jest zacieranie się ich granic w miarę oddalania się w dół od powierzchni nieciągłości. Wyraźnie zaznaczone, w wąskiej górnej części zagłębienia, boczne jego ścianki rozszerzając się stopniowo nikną. Innymi słowy, zagłębienia wachlarzowe nie mają wyraźnie zaznaczonego dna. Wypełniający je nadległy osad wapienny łączy się stopniowo z materiałem występującym poniżej miejsca, w którym boczne granice ulegają zatarciu (fig. 2; pl. 3, fig. 1; pl. 4, fig. 1).

Litologia

Powierzchnie typu *A2* szczególnie często obserwowano w wapieniach szarych, rzadziej plamistych, szaro-czerwonych. Były to najczęściej wapienie organodetrytyczne lub margliste, z drobno rozsianym detrytusem fauny. Często, lecz nie zawsze, powierzchnie te mają charakter śródwarstwowy i dzielą osady niemal identyczne. Jest to jedna z przyczyn powodujących brak wyraźnego zaznaczenia den zagłębień wachlarzowych. Opisywane powierzchnie stanowią jednak także granice różnych litologicznie warstw. W zebranym materiale obserwowano je np. na granicy wapieni organodetrytycznych i margli (pl. 4, fig. 1).

W przyspągowej partii osadu leżącego nad powierzchniami typu *A2* widać niekiedy drobne (od ok. 1 do 2 mm lub paromilimetrowe) ciemne okruchy. Pochodzą one ze strefy impregnowanej związkami żelaza (pl. 3, fig. 1*b*).

W wapieniach szarych powierzchniom typu *A2* towarzyszy zawsze cienka (0,1 cm), prawie czarna, strefa impregnowana pirytem. Unaocznia ona charakterystyczny kształt zagłębień wachlarzowych. Zdarza się przy tym, że strefy impregnacji,

biegnące wzdłuż granic zagłębień, nie zanikają w miarę ich rozszerzania się, lecz na głębokości paru centymetrów poniżej powierzchni nieciągłości gwałtownie skręcają na boki, biegnąc na odcinku kilku centymetrów w przybliżeniu poziomo (fig. 2; pl. 3, fig. 1). Wykazują one wówczas odwróconą intensywność barwy, która słabnie ku górze. Bezpośrednio poniżej strefy impregnowanej pirytem, przy normalnej, do dołu słabnącej intensywności zabarwienia, zaznacza się często kilkumilimetrowa strefa wzbogacona w drobny (1 mm lub mniej) detrytus fauny.

W wapieniach pstrych, o znacznym udziale koloru czerwonego, wzdłuż powierzchni typu *A2* nie obserwowano impregnacji związkami żelaza. W osadach tego rodzaju wspomniane powierzchnie są więc niewyraźne (pl. 3, fig. 2).

Struktury organiczne

Wapienie szaro-czerwone, w których obserwuje się powierzchnie typu *A2* obfitują w ślady działalności osadożerców (pl. 3, fig. 2), podobne do tych, jakie występują w wapieniach z powierzchniami typu *A1*. Często widać także skośne norki otwierające się na powierzchniach nieciągłości. Liczą one parę centymetrów długości i ok. 0,5 cm średnicy. Niektóre z nich kończą się ślepo do dołu, inne rozszerzają się, a ich dno ulega zatarciu. Struktury tego rodzaju sugestywnie świadczą o tym, że formą wyjściową niektórych zagłębień wachlarzowych mogły być norki wygrzebane przez organizmy bytujące w niezbyt twardym osadzie (pl. 3, fig. 2).

Powierzchnie typu B

Morfologia

Na powierzchniach typu *B* obserwuje się nierówności o znikomych amplitudach (zwykle od 0,5 do 1 cm). W przekrojach pionowych ślad tych powierzchni ma postać linii nieregularnie falistej; grzbiety fal są często węższe niż ich doliny (pl. 4, fig. 2).

Litologia

Powierzchnie typu *B* stwierdzono w obrębie osadów szarych. W zbadanym materiale przedzielają one odmienne skały. Obserwuje się je zwłaszcza na granicy wapieni organodetrytycznych i margli. Te ostatnie też zawierają detrytus fauny, który jest jednak rzadko rozsiany i bardzo drobny (do 1 mm). W sporadycznych przypadkach powierzchnie typu *B* są impregnowane limonitem.

Struktury organiczme

Powierzchnie typu *B* bywają powleczone cienką warstewką stromatolitową o grubości nie przekraczającej 1,5 mm. Warstewka ta cienieje bądź zupełnie zanika na wyniosłościach powierzchni. Wewnętrzna budowa warstewek stromatolitowych jest taka sama jak w przypadku tych, które towarzyszą niektórym powierzchniom typu *A1*. Brak jednak form kopułkowatych, a ponadto występowanie naskorupień stromatolitowych ograniczone jest wyłącznie do samej powierzchni nieciągłości. Powyżej powierzchni typu *B*, w przyspągowej partii nadległego osadu ani warstewki, ani soczewki stromatolitowe nie występują.

Powierzchnie typu C

Morfologia

Są to powierzchnie niemal zupełnie płaskie (fig. 2; pl. 4, fig. 4). W przekrojach pionowych zaznaczają się jako linie o nieznacznie falistym przebiegu. Amplituda łagodnych, bardzo szerokopromiennych nierówności nie przekracza paru milimetrów.

Litologia

Powierzchnie typu *C* w zbadanym materiale mają zwykle charakter śródwarstwowy. Występują zdecydowanie najczęściej w czerwonych, niemal wiśniowych wapieniach marglistych zawierających detrytus fauny. Szczególnie znamienny dla tych powierzchni jest fakt, że bezpośrednio nad nimi, w przyspągowej strefie (ok. 1 cm grubości) nadległego osadu często występują zagęszczenia szczątków fauny (fig. 4; pl. 4, fig. 3—4). Są to głównie paromilimetrowe, łukowate w przekroju, fragmenty pancerzy trylobitów. Tkwią one luźno w masie skalnej nie stykając się ze sobą.

Strefy impregnacji związkami żelaza wzdłuż powierzchni typu *C* nie występują.

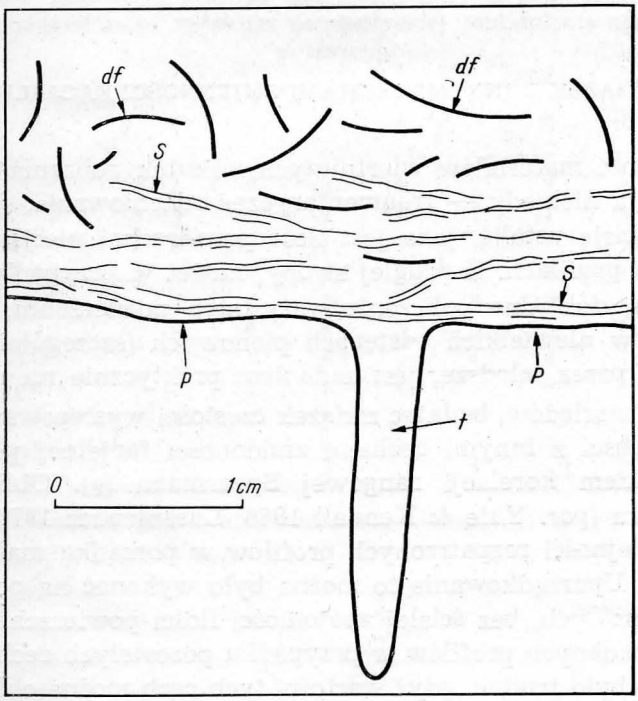


Fig. 4

Fragment powierzchni typu *C*, wiercenie Olsztyn *IG-2*, głębokość ok. 2433 m (schematycznie)

p powierzchnia nieciągłości, *s* stromatolity, *t* wydrążenie typu Trypanites, *df* detrytus fauny

Fragment of surface of type *C*, borehole Olsztyn *IG-2*, depth *c.* 2433 m (diagrammatically)

p discontinuity surface, *s* stromatolites, *t* boring of the Trypanites type, *df* faunal detritus

Struktury organiczne

Nieodłączną cechą powierzchni typu *C* jest ich związek z wydrążeniami skałotoczy, które mają postać kanalików zorientowanych prostopadle do powierzchni nieciągłości (fig. 2, 4; pl. 4, fig. 3—4). Długość ich waha się od 1,5 do 2,5 cm, a średnica, najczęściej jednakowa na całej długości, liczy od 0,3 do 0,5 cm. Z orientacyjnych obliczeń przeprowadzonych na poprzecznych przekrojach rdzeni wynika, że średnio na 1 cm^2 powierzchni przypada co najmniej jedno wydrążenie.

Omawiane wydrążenia są bardzo podobne do kanalików typu Trypanites opisywanych przez wielu autorów (*m. in.* Hecker 1960, Einasto 1964).

Kanaliki trypanitesów wypełnia osad identyczny z tym, jaki występuje nad powierzchniami typu *C*, a więc wapienno-marglisty, koloru wiśniowego. Należy przy tym zaznaczyć, że wypełnienia kanalików zazwyczaj bywają odcięte od nadległego osadu warstewką stromatolitową (fig. 4; pl. 4, fig. 3).

Warstewki tego rodzaju z reguły powlekają powierzchnie typu *C*. W przyspągowej partii nadległego osadu (ok. 1 cm grubości) obok warstewek występują ponadto cienkie soczewki stromatolitowe (fig. 4). Naskorupienia stromatolitowe widoczne zarówno na powierzchniach typu *C* jak i powyżej nich są takie same jak te, które spotyka się w związku, z niektórymi (podobnymi do *C*) powierzchniami typu *A1*.

ZWIĄZEK Z INNYMI CECHAMI ZMIENNOŚCI FACJALNEJ

Zubożenie materiałów wiertniczych wskutek pobrania prób do innych badań, a niekiedy — fragmentaryczne rdzeniowanie, sprawiają, że nie sposób ściśle ustalić, jaka jest ilość powierzchni nieciągłości w poszczególnych profilach. Z drugiej strony, nawet w przypadku prób dość kompletnych, dokładne policzenie wszystkich powierzchni, często występujących w niewielkich odstępach pionowych (szczególnie typu *A1*), lub ściętych przez młodsze, jest zadaniem praktycznie niewykonalnym.

Z tych względów, badając związek częstości występowania powierzchni nieciągłości z innymi cechami zmienności facjalnej posłużono się współczynnikiem korelacji rangowej Spearmana (ϱ). Obliczenie tego współczynnika (*por.* Yule & Kendall 1966, Luszniewicz 1970) wymagało ustalenia kolejności rozpatrzonych profilów w porządku malejącej ilości powierzchni. Uporządkowanie to można było wykonać na podstawie danych szacunkowych, bez ścisłej znajomości ilości powierzchni. Ustalenie kolejności zbadanych profilów w przypadku pozostałych cech zmienności facjalnej nie było trudne, gdyż wartości tych cech można obliczyć.

Cechy badanych osadów, które w oparciu o dostępne materiały można było rozpatrzyć, są następujące:

1 — częstość występowania powierzchni nieciągłości,
2 — całkowita miąższość osadów ordowiku,
3 — całkowita miąższość wapieni,
4 — udział wapieni w profilu (w %),

5 — miąższość wapieni czerwonych,
6 — udział wapieni czerwonych w profilu (w %),
7 — miąższość wapieni organodetrytycznych,
8 — udział wapieni organodetrytycznych w profilu (w %),
9 — odległość w kierunku W-E (liczona od południka Pasłęka).

Podana numeracja cech stanowi kod subskryptów przy współczynnikach ilustrujących siłę wzajemnych związków. Na przykład ϱ_{14} oznacza współczynnik korelacji rangowej Spearmana odzwierciedlający siłę związku między częstością występowania powierzchni nieciągłości, a udziałem wapieni w profilu.

Uporządkowanie zbadanych profilów dla poszczególnych cech przedstawia tabela 1. Obliczenie współczynnika ϱ wykonano na podstawie formuły:

Tabela (Table) 1

Uporządkowanie zbadanych profilów dla poszczególnych cech zmienności facjalnej ordowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej (objaśnienia numeracji cech — w tekście).

Cechy / Wiercenia	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Olsztyn *IG-2*	1	8	10	10	9	5	8	10	10
Gołdap *IG-1*	2	10	3	1	11	11	3	1	2
Klewno *1*	3	11	11	3	5	1	9,5	9	3
Kętrzyn *IG-1*	4	7	6,5	5	3	3	6	2,5	5
Pasłęk *IG-1*	5	1	2	9	8	10	1	4	11
Łankiejmy *1*	6	9	5	2	6	6	7	11	4
Bartoszyce *IG-1*	7	5	6,5	6	4	4	9,5	5,5	6
Jezioro Okrągłe *1*	8	2	1	4	2	8,5	2	2,5	1
Dobre Miasto *1*	9	6	9	7	10	7	11	8	9
Lidzbark Warmiński *1*	10,5	4	8	11	1	2	5	7	7
Łaniewo *1*	10,5	3	4	8	7	8,5	4	5,5	8

Uwaga: wszystkie profile uporządkowano według malejących wartości cech.

$$\varrho = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^{n} d_i^2}{n^3 - n}$$

gdzie: d_i — różnice między kolejnymi numerami wierceń sklasyfikowanych z punktu widzenia rozpatrywanych cech; n — ilość wierceń.

Wyniki obliczeń są następujące:

$\varrho_{12} = -0{,}63$ $\varrho_{13} = -0{,}18$ $\varrho_{14} = 0{,}35$ $\varrho_{15} = -0{,}40$
$\varrho_{16} = 0{,}02$ $\varrho_{17} = -0{,}05$ $\varrho_{18} = 0{,}02$ $\varrho_{19} = 0{,}15.$

Obliczając odchylenie standardowe zmiennej losowej ϱ z zależności:

$$\sigma\varrho = \frac{1}{\sqrt{n-1}}$$

otrzymujemy: $\sigma\varrho = 0{,}316$. Przy poziomie istotności $\alpha = 0{,}05$ wartość krytyczna współczynnika ϱ wynosi: $|\varrho_{kr}| = 0{,}62$. Oznacza to, że jedynie współczynnik $\varrho_{12} = -0{,}63$ jest istotny statystycznie.

Innymi słowy, utrzymując, że między cechami 1 i 2 rzeczywiście istnieje zależność narażamy się na 5-procentowe ryzyko popełnienia błędu I rodzaju, który polega na odrzuceniu hipotezy zerowej głoszącej, że cechy są niezależne choć jest ona prawdziwa.

Współczynnik $\varrho_{12} = -0{,}63$ świadczy, że między cechami 1 i 2 istnieje wyraźny związek ujemny. Wzrostowi miąższości ordowiku towarzyszy rzadsze występowanie powierzchni nieciągłości.

GENEZA POWIERZCHNI NIECIĄGŁOŚCI

Uwagi ogólne

Powierzchnie nieciągłości odznaczające się takimi samymi cechami jak występujące w ordowickich wapieniach wschodniej części syneklizy perybałtyckiej objaśniane są dwojako: albo jako wynik wynurzeń dna zbiornika, albo jako rezultat procesów podmorskich. Wyczerpujące omówienie poglądów związanych z tymi przeciwstawnymi ujęciami, według stanu na początek lat sześćdziesiątych, zawiera obszerne studium Jaanussona (1961). Autor ten opowiada się po stronie zwolenników subaeralnej genezy nieciągłości w wapieniach.

Wapienie występujące bezpośrednio poniżej powierzchni nieciągłości najczęściej odznaczają się strukturami świadczącymi o mniej lub bardziej zaawansowanej konsolidacji osadu. W czasie, gdy ukazała się praca Jaanussona (1961), brak było jednoznacznych dowodów na istnienie rozległej obszarowo podmorskiej lityfikacji osadów węglanowych. Stało się to jednym z podstawowych argumentów tego autora przeciw tezie o subakwalnym pochodzeniu powierzchni nieciągłości.

Obecnie jednak, dzięki prowadzonym w ostatnich latach badaniom Zatoki Perskiej, istnienie podmorskiej lityfikacji osadów węglanowych, obejmującej znaczne połacie dna, zostało dowiedzione (Shinn 1969). Coraz częstsze są także opisy kopalnych powierzchni nieciągłości, których nie można objaśnić inaczej jak tylko w związku z procesami subakwalnymi. Z punktu widzenia naszych rozważań istotny jest fakt, że podmorska geneza powierzchni tego rodzaju została m. in. dowiedziona przez Lindströma (1963) na przykładzie dolnoordowickich wapieni Szwecji. Przestrzenny stosunek powierzchni nieciągłości do fałdów synsedymentacyj-

nych występujących wśród poziomo leżących warstw tych wapieni, wyklucza możliwość wynurzeń.

Prócz Lindströma (1963) za subakwalnym pochodzeniem powierzchni nieciągłości w wapieniach ordowiku nadbałtyckiego opowiadał się już Andersson (1896, *fide* Jaanusson 1961, Lindström 1963), a ostatnio Orviku (1960) i Hecker (1960).

Nie kwestionując możliwości subaeralnej genezy powierzchni nieciągłości w wapieniach autorzy uważają, że powierzchnie opisane w niniejszej pracy powstały za sprawą czynników subakwalnych. Argumenty na rzecz tego poglądu są następujące.

1. Brak jakichkolwiek przekonywających śladów wynurzeń i lądowego wietrzenia wapieni.

2. Śródwarstwowy charakter wielu powierzchni, tzn. brak wyraźnych różnic w litologii przedzielonych nimi osadów (często osad leżący nad i pod powierzchnią jest identyczny). Wynika stąd, że procesy prowadzące do powstania powierzchni często nie powodowały żadnych istotnych zmian w warunkach sedymentacji.

3. Występowanie wielu powierzchni (szczególnie typu *A1*) w odstępach pionowych liczących zaledwie kilka centymetrów lub nawet milimetrów. Każdorazowe wynurzanie dna zbiornika przy powstawaniu wszystkich tych powierzchni jest mało prawdopodobne.

4. Impregnacja niektórych powierzchni drobnoziarnistym, czarnym pirytem — trudna do wyjaśnienia w warunkach subaeralnych.

Żaden z podanych argumentów, wzięty z osobna, nie rozstrzyga sprawy. Jednakże fakt, że wynikają one z cech różnych typów powierzchni nieciągłości, które występują wspólnie, pozwala sądzić, że konkluzja o podmorskiej genezie tych powierzchni ma realne podstawy. Wyjaśnienia wymaga jednak mechanizm ich powstawania.

Przesłanki morfologiczne

Różni autorzy z tych samych przesłanek morfologicznych często wyciągają odmienne wnioski. Nie wchodząc w szczegóły rozmaitych poglądów na temat sposobu powstawania reliefu powierzchni nieciągłości zatrzymamy się przy tych koncepcjach, które wykorzystano w niniejszej pracy.

Orviku (1960) wyróżniając powierzchnie równe i nierówne uważał, że pierwsze powstają na skutek czynników hydrodynamicznych, a drugie — hydrochemicznych. Hecker (1960) także jest zdania, że równe powierzchnie nieciągłości stanowią rezultat prądów i falowania. Jednakże powierzchnie identyczne z tymi, które w niniejszej pracy uznano za nierówne, świadczą, według tegoż autora, o krótkotrwałych wynurzeniach dna zbiornika platformowego.

To ostatnie przypuszczenie w przypadku nierównych powierzchni

nieciągłości z ordowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej należy odrzucić. Z drugiej zaś strony nie ma powodów, dla których należałoby sądzić, jak to czynią obaj wspomniani autorzy, iż mechaniczne działanie wód zbiornika sedymentacji musi doprowadzić do powstania powierzchni równych.

Jak się wydaje, najsłuszniejszy jest pogląd Einasto (1964), który uważa, że kluczowe znaczenie dla właściwej przyczynowej interpretacji morfologii powierzchni nieciągłości ma fakt czy jest ona wygładzona, czy niewygładzona. To zaś czy rozpatrywana powierzchnia jest jednocześnie równa czy nie — praktycznie rzecz biorąc — nie jest istotne. Powierzchnie niewygładzone świadczą o tym, że w ich kształtowaniu zasadniczą rolę odegrała podmorska korozja niezupełnie zestalonego osadu węglanowego. Natomiast powstanie powierzchni wygładzonych należy wiązać z hydrodynamicznym działaniem wód zbiornika na mniej lub bardziej skonsolidowane podłoże. Oczywiście możliwe jest także łączne działanie obu czynników w postaci np. prądów zasobnych w CO_2, które rozpuszczając wapienie jednocześnie erodowały je mechanicznie (Prokopovich 1955).

Zgodnie z takim ujęciem występujące w ordowiku badanego obszaru powierzchnie typu *A1* i *A2* należy wiązać przede wszystkim z rozpuszczaniem osadu węglanowego. Fakt, że właśnie ten proces, znacznie wolniejszy niż rozmywanie, dominował w powstaniu powierzchni typu *A1* i *A2* pozwala je traktować jako przejaw znikomej, lub wręcz żadnej, ruchliwości dennych wód zbiornika.

Jaanusson (1961) podważając subakwalną koncepcję genezy powierzchni nieciągłości kwestionował możliwość rozpuszczania osadu węglanowego przez wody morskie o normalnym składzie chemicznym. W związku z tym zasługuje na uwagę fakt, że powierzchnie odznaczające się morfologią, która według Orviku (1960) i Einasto (1964) świadczy o rozpuszczaniu osadu, mogą rzeczywiście powstawać w inny sposób.

Shinn (1969) opisał z Zatoki Perskiej powierzchnie bardzo podobne do niewygładzonych nierównych, które tworzą się bez udziału korozji. Występują one z dala od brzegu, w miejscach gdzie zestalony osad przechodzi stopniowo ku górze w luźny muł węglanowy. Powierzchnie te stanowią górne, nieregularne granice zlityfikowanych warstewek osadu.

Jest rzeczą bardzo prawdopodobną, że niektóre powierzchnie nierówne niewygładzone znane z osadów kopalnych mogły powstać w analogiczny sposób. Nie byłyby one wówczas dowodem rozpuszczającej działalności wód zbiornika, lecz zmiennego tempa sedymentacji. Występowanie na przemian luźnych i zwięzłych warstewek osadu węglanowego związane jest bowiem — odpowiednio — z szybką lub zwolnioną sedymentacją (Shinn 1969, Taylor & Illing 1969). Istotny jest fakt, że powierzchnie tego typu, podobnie jak korozyjne, powstają w warunkach znikomej

ruchliwości dennych wód zbiornika. Nie muszą one jednak świadczyć o przerwie w sedymentacji, gdyż do ich powstania wystarczy jedynie spadek jej tempa. Być może niektóre powierzchnie typu *A1* z ordowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej utworzyły się podobnie. Jednakże powszechna impregnacja tych powierzchni związkami żelaza dowodzi, że były one wystawione na chemiczne oddziaływanie wód zbiornika.

Przy powstaniu powierzchni typu *B* i *C* decydującą rolę odegrała erozja mechaniczna. Powierzchnie o charakterze pośrednim między typami *A1* i *B* (bardzo częste!) oraz między *A1* i *C* objaśnić można współdziałaniem czynnika hydrodynamicznego i hydrochemicznego bez wyraźnej przewagi któregokolwiek z nich.

Osobnym zagadnieniem jest geneza powierzchni typu *A2*. Obserwowane w związku z nimi zagłębienia wachlarzowe przypominają znane w literaturze „dove-tailed structures" (*m. in.* Weiss 1958, Jaanusson 1961, Einasto 1964). Różnią się jednak od nich brakiem wyraźnie zarysowanego dna. Jak się wydaje zagłębienia wachlarzowe stanowią dowód nierównomiernej pionowej lityfikacji osadu. Ich powstanie można wyjaśnić następująco.

Osad węglanowy składał się początkowo z występujących na przemian warstewek nieskonsolidowanych i skonsolidowanych. Zwięzłość tych ostatnich malała stopniowo do dołu. Jeśli podczas przerwy w sedymentacji znajdująca się na wierzchu warstewka zestalona uległa lokalnie perforacji wówczas postępująca w dół korozja, czasem połączona z erozją mechaniczną, napotykała coraz luźniejszy osad. Stąd rozszerzanie się do dołu granic zagłębień wachlarzowych. Jeśli proces trwał dostatecznie długo niszczenie warstewki mniej zwięzłej rozprzestrzeniało się na boki wzdłuż dolnej granicy warstewki zlityfikowanej. Właśnie wtedy mogły zaistnieć warunki sprzyjające impregnacji pirytem zarówno jej stropu jak i — miejscami — spągu (pl. 3, fig. 1). Pozwala to zrozumieć odwrotną niż zazwyczaj (słabnącą do góry) intensywność impregnacji opisaną poprzednio w przypadku niektórych poziomych stref pirytowych związanych z powierzchniami typu *A2*. Fakt, że zagłębienia wachlarzowe pozbawione są wyraźnego dna świadczy o tym, że postępująca w dół korozja, lub rozmywanie, warstewki luźnej nie dotarła do stropu leżącej pod nią starszej warstewki zwięzłej.

Powyższe rozumowanie znajduje potwierdzenie w obserwacjach Shinna (1969), który ze współczesnych osadów węglanowych Zatoki Perskiej opisał zagłębienia podobne do wachlarzowych. Przecinają one zlityfikowaną warstewkę węglanową pokrywającą dno zatoki rozszerzając się niżej w osadzie nieskonsolidowanym.

Jak można stwierdzić, wachlarzowe zagłębienia zdają się świadczyć, iż co najmniej niektóre „dove-tailed structures" nie stanowią dowodu na postulowane przez Weissa (1958) korozyjne niszczenie wapieni w strefie pływów.

Przesłanki litologiczne

Litologia ordowickich wapieni wschodniej części syneklizy perybałtyckiej nie daje jednoznacznych wskazówek co do głębokości i charakteru zbiornika sedymentacji. Są to wapienie pelityczne i organodetrytyczne, a najczęściej o charakterze pośrednim: pelityczne z detrytusem fauny, nierzadko przepełniającym skałę. Wszystkie one są czerwone bądź szare, a niekiedy występują także odmiany pstre: czerwono-szare, w których pojawiają się również kolory żółte i zielonkawe. W pracach Langier-Kuźniarowej (1967, 1971) i Modlińskiego & Pokorskiego (1969) znaleźć można dokładniejsze dane o litologii osadów ordowiku badanego obszaru.

Rodzaj osadów, w których występują opisywane powierzchnie nieciągłości pozwala jedynie na ogólnikowe i relatywne stwierdzenie, że wapienie pelityczne są przejawem sedymentacji w wodach spokojnych, a organodetrytyczne — w ruchliwych. Należy dodać, że w wapieniach organodetrytycznych nie spotkano żadnych niewątpliwych warstwowań wewnątrzławicowych. Wynika to zapewne z gwałtownej sedymentacji materiału okruchowego, co wskazywałoby jednocześnie na początkowo znaczną, a potem raptownie malejącą turbulencję wód.

Charakterystyczny jest fakt, że w tych nielicznych przypadkach, gdy powierzchnie nieciągłości dzielą odmienne litologiczne osady, wapienie organodetrytyczne często pojawiają się nad powierzchniami typu *B*. Hydrodynamiczna geneza tych powierzchni zyskuje w ten sposób dodatkowe potwierdzenie.

Równie istotna jest okoliczność, że powierzchnie typu *A1* szczególnie często pojawiają się w wapieniach pelitycznych. To z kolei pozostaje w zgodzie z przypuszczeniem, że przy powstaniu tego rodzaju powierzchni decydującą rolę odegrał czynnik hydrochemiczny.

Zwraca uwagę fakt, że powierzchnie wygładzone typu *B*, związane z ruchliwymi wodami zbiornika sedymentacji, bardzo często występują wśród wapieni szarych. Barwa tych skał, spowodowana obecnością pyłu pirytowego (Langier-Kuźniarowa 1967, Modliński & Pokorski 1969), świadczy o warunkach redukcyjnych. Z drugiej strony powierzchnie typu *A1*, powstałe w warunkach zastoju wód dennych, powszechnie występują wśród wapieni czerwonych, które obfitują w tlenki żelaza.

Podane fakty nie zawierają w sobie sprzeczności. Barwa skał stanowi wskaźnik chemizmu wód interstycjalnych znajdujących się w osadzie poniżej powierzchni dna. O tym, czy we wczesnodiagenetycznym etapie lityfikacji powstaną połączenia żelazawe (ciemne) czy żelazowe (czerwone, brunatne), decyduje *Eh* oraz aktywność jonu HS^- (Curtis 1968). Można przyjąć, że wartość *pH* oraz aktywność jonu HCO_3^- w warunkach lityfikacji osadów węglanowych są mniej więcej stałe. Aktywność jonu HS^- zależy głównie od obfitości materii organicznej w osadzie, a więc — od tempa sedymentacji. Jeśli jest ono duże, materia organiczna ulega

pogrzebaniu. Wówczas, nawet w środowisku wód ruchliwych, spoczywających na dnie osad uzyska barwy ciemne.

Późniejsze hydrodynamiczne wygładzenie zestalonego osadu węglanowego, jeśli trwa dostatecznie długo, może co najwyżej spowodować przebarwienie jego partii przypowierzchniowych. W ten sposób znajduje objaśnienie impregnacja limonitowa niektórych powierzchni typu *B* występujących w wapieniach szarych. Impregnacja ta, w wapieniach szarych towarzyszy czasem powierzchniom typu *A1*. Świadczy to o długotrwałej ekspozycji powierzchni zlityfikowanego osadu na działanie wód wprawdzie niezbyt ruchliwych, jak o tym świadczy morfologia powierzchni, odznaczających się jednak wartością *Eh* odpowiadającą termodynamicznej stabilności hematytu. Jak wynika z diagramów Curtis (1968), jeśli równowaga aktywności jonów HS^- i SO_4^{--} nie zostanie zakłócona na korzyść tych pierwszych, hematyt powstaje również przy $Eh < O$. Wyjaśnia to zarazem fakt, dlaczego powierzchnie *A1*, charakterystyczne dla wód mało ruchliwych, tak często występują wśród wapieni czerwonych.

W świetle tej interpretacji jest bardzo znamienne, że powierzchnie typu *A2* obserwowano przede wszystkim w wapieniach szarych. Charakterystyczne dla nich zagłębienia wachlarzowe świadczą o niejednolitej lityfikacji osadu co oznacza szybką sedymentację węglanów. Spowodowała ona uwięzienie znacznej ilości materii organicznej, a przez to — warunki redukcyjne w wodach interstycjalnych.

Strefy impregnacji związkami żelaza pojawiają się prawie wyłącznie wzdłuż powierzchni typu *A* (sporadycznie wzdłuż powierzchni typu *B*). Powstały one w wyniku chemicznego oddziaływania wód zbiornika na powierzchnię zestalonego osadu. W przypadku wapieni czerwonych, lub czerwono-brunatnych strefa impregnacji z reguły zawiera limonit. To, że czasem od niżej leżącej czerwonej partii skały dzieli ją pasmo szare, świadczy o redukcji, a następnie ponownym utlenieniu połączeń żelaza (Lindström 1963). Jest to zrozumiałe jeśli zważyć, że tlenki żelaza mogą się strącać nawet przy $Eh < O$, a więc w warunkach bliskich tym jakie powodują powstawanie połączeń żelazawych.

Strefa impregnacji w wapieniach szarych prawie zawsze zawiera piryt, a więc ten sam minerał, który w postaci bardziej rozproszonej występuje w skale znajdującej się poniżej powierzchni. Prawdopodobnie piryt impregnujący powierzchnię pochodzi z korozyjnie usuniętej wierzchniej partii osadu — ma więc charakter rezydualny („corrosion zone" — Prokopovich 1955).

Konkrecje pirytu, obserwowane w ciemnych iłowcach lub marglach powyżej niektórych, prawie płaskich, powierzchni typu *A1*, sądząc z ich stosunku do warstewek osadu, w którym występują, mają charakter synsedymentacyjny. Powstały one na skutek strącania się siarczku żelaza bezpośrednio z pozbawionych tlenu, przydennych wód zbiornika sedy-

mentacji. Jest to możliwe przy spowodowanej działalnością bakterii przewadze aktywności jonu HS^- nad aktywnością jonu SO_4^- (Curtis 1968).

Zagadnieniem szczególnie istotnym przy powstawaniu wyraźnie zaznaczonych, zwłaszcza nierównych, powierzchni nieciągłości jest podmorska lityfikacja osadu węglanowego. Z prac Shinna (1969), Taylora & Illinga (1969) oraz Zankla (1969) wynika, że obok odpowiedniej ilości roztworów cementujących, procesowi temu sprzyja wolne tempo sedymentacji oraz gruboziarnistość osadu węglanowego, jego nieruchliwość (brak przerobienia prądami, falowaniem) i brak domieszek ilastych. Według Shinna (1969) proces podmorskiej lityfikacji węglanów nie wymaga żadnych szczególnych chemicznych własności wód zbiornika. Wspomniany proces zachodzi w Zatoce Perskiej w wodach o zwykłym zasoleniu i temperaturze, najintensywniej na głębokościach do 30 metrów. Prawdopodobnie powierzchnie nieciągłości występujące w osadach ordowiku badanego obszaru miały zbliżony zasięg głębokościowy.

Przesłanki wynikające ze struktur organicznych

Struktury organiczne związane z opisywanymi powierzchniami wykazują małą różnorodność. Ogólnie rzecz biorąc obserwuje się wśród nich struktury świadczące o plastycznej, miękkiej konsystencji osadu w trakcie formowania powierzchni, oraz takie, które wskazują na całkowite jego stwardnienie (*por.* „miękkie" i „twarde dno", Kaźmierczak & Pszczółkowski 1968).

Do pierwszych należą norki organizmów ryjących. Są one dość podobne do norek niektórych współczesnych skorupiaków. Nic bliższego jednak o organizmach, które je utworzyły, powiedzieć nie można. Niezależnie od przynależności systematycznej, organizmy ryjące zasiedlając złożony na dnie osad świadczą zawsze o zwolnionej sedymentacji. Czasem norki organizmów ryjących powodowały sperforowanie warstewki osadu nieco bardziej zwięzłego spoczywającego na zupełnie niezcementowanym. Powstawały wówczas, rzadkie w przypadku „miękkiego dna", powierzchnie nieciągłości z zagłębieniami wachlarzowymi (typ *A2*). O miękkiej konsystencji osadu, na którym rozwinęły się niektóre powierzchnie typu *A1* i *A2*, świadczą także ślady organizmów osadożernych. Organizmy tego rodzaju występują w środowisku wód niezbyt ruchliwych (Seilacher 1967).

Wymienione obserwacje potwierdzają poprzednio wypowiedziane przypuszczenia co do genezy powierzchni typu *A1* i *A2*.

Dowód całkowitego stwardnienia osadu stanowią wydrążenia skałotoczy. W osadach ordowiku wschodniej części syneklizy perybałtyckiej są to jedynie kanaliki typu Trypanites wydrążone prawdopodobnie przez wieloszczety. Z pracy Shinna (1969) wynika, że współczesne powierzchnie nieciągłości pocięte przez skałotocze występują w wodach ruchliwych,

gdzie nie osadza się muł wapienny. Oznacza to, że podane wyżej objaśnienie genezy powierzchni typu *C* także znajduje potwierdzenie w obserwacjach współczesnych struktur organicznych.

Naskorupienia stromatolitów towarzyszące niektórym powierzchniom nieciągłości (z reguły — typ *C*, rzadziej — *B*, sporadycznie — *A1*) są tak cienkie, iż należy przypuszczać, że w środowisku sedymentacji ordowickich wapieni badanego obszaru panowały warunki niezbyt sprzyjające dla rozwoju alg. Na podstawie opisanych wyżej stromatolitów trudno wysnuć ścisłe wnioski dotyczące charakteru tego środowiska. Mogą one jednak posłużyć jako interesujący wskaźnik batymetryczny. Dolna granica, określonego wymogami fotosyntezy, głębokościowego zasięgu stromatolitów wynosi 30 metrów (Cloud 1942).

WNIOSKI PALEOGEOGRAFICZNE I PALEOTEKTONICZNE

1. Występujące w ordowickich wapieniach wschodniej części syneklizy perybałtyckiej powierzchnie nieciągłości powstały w środowisku subakwalnym. Nie świadczą one o wynurzeniach dna zbiornika, choć niektóre z nich prawdopodobnie stanowią przejaw okresowych spłyceń. To ostatnie przypuszczenie dotyczy zwłaszcza powierzchni *B* i *C*, w powstaniu których dominującą rolę odegrały czynniki hydrodynamiczne. Jednakże wzmożona ruchliwość wód nie jest jednoznacznym dowodem spłycenia. Mogła być ona wywołana np. czynnikami natury klimatycznej w postaci zmiany kierunków wiatrów, temperatury wód, a w konsekwencji — rozkładu prądów i głębokości podstawy falowania. Z kolei powierzchnie typu *A1* i *A2*, świadczące o spokoju wód dennych, nie zawsze musiały powstawać w głębszych partiach zbiornika niż powierzchnie typu *B* i *C*.

2. Godny uwagi jest brak istotnego statystycznie związku między ilością powierzchni nieciągłości, a odległością od południka Pasłęka w kierunku W-E ($\varrho_{19} = 0{,}15$). Kierunek ten jest w przybliżeniu prostopadły do rozciągłości dwóch stref facjalnych ordowiku nadbałtyckiego: szwedzko-łotewskiej i litewskiej (Männil 1966, Bednarczyk 1968, Modliński *w druku*).

Brak związku częstości występowania powierzchni nieciągłości z odległością W-E został stwierdzony w odniesieniu do powierzchni nieciągłości w ogóle — tzn. wszystkich ich typów wziętych łącznie. Należy jednak przypuszczać, że poszczególne typy mogą być zależne od tej odległości, a więc — facji. Dostępny materiał nie pozwala na sprawdzenie, czy tak jest w istocie. Uszeregowanie zbadanych wierceń według ilości poszczególnych typów powierzchni nieciągłości, w stopniu wystarczająco pewnym dla przeprowadzenia obliczeń współczynnika korelacji rangowej, nie jest możliwe.

Ogólnie rzecz biorąc, brak istotnego statystycznie związku między powierzchniami nieciągłości, jeśli rozpatrywać łącznie wszystkie ich typy, a odległością W-E świadczy o tym, że powierzchnie te we wschodniej części synekliza perybałtyckiej nie są związane z określoną facją ordowiku. Oznacza to, że czynnikiem zasadniczo warunkującym ich powstanie było przede wszystkim tempo, a nie jakość sedymentacji węglanowej.

3. Częstość występowania powierzchni nieciągłości stanowi czuły wskaźnik tempa sedymentacji osadów węglanowych. Jest to oczywiście wskaźnik relatywny. Można jednak sądzić, że profile, w których obserwuje się więcej powierzchni nieciągłości, świadczą o mniejszym tempie sedymentacji niż profile, w których powierzchni tych jest mniej. Dotyczy to profilów, które ponadto nie wykazują zasadniczych różnic litologicznych. Nie można bowiem porównywać, na przykład, kompleksu o przewadze wapieni pelityczno-organodetrytycznych z kompleksem wapieni rafowych.

Jeśli jednak warunki uzasadniające porównanie są spełnione, a tak jest w przypadku osadów ordowiku badanego obszaru, to wówczas badania częstości powierzchni nieciągłości stają się jednym ze środków miąższościowej analizy osadów węglanowych. Pozwalają one na ujawnienie inwersji podłoża zbiornika sedymentacji, gdy pierwotne miąższości osadów rozpatrywanej jednostki stratygaficznej zostaną zniekształcone przez erozję poprzedzającą złożenie utworów młodszych.

Można tu przewidzieć dwa przypadki:

a) Powierzchnie nieciągłości, występujące w utworach węglanowych o miąższościach zredukowanych późniejszą erozją, są częstsze w obszarach mniejszych miąższości.

b) Powierzchnie nieciągłości, występujące w utworach jak w punkcie *a*, są częstsze w obszarach większych miąższości.

Interpretacja jest następująca. W obszarach częstego występowania powierzchni nieciągłości tempo sedymentacji było wolniejsze niż w obszarach, gdzie jest ich mniej. A zatem — w przypadku osadów węglanowych nie wykazujących zasadniczych różnic litologicznych — obszary częstego występowania powierzchni są obszarami mniejszych miąższości pierwotnych. Wobec tego, w przypadku *a*, na skutek późniejszej erozji, doszło wprawdzie do zmian w bezwzględnych wartościach miąższości rozpatrywanej jednostki stratygraficznej, lecz tam gdzie była ona pierwotnie większa osady nadal są grubsze, a tam gdzie mniejsza — cieńsze. Innymi słowy, erozja powodująca częściowe ścięcie rozpatrywanych osadów nie była związana z inwersją podłoża zbiornika sedymentacji. Inaczej jest w przypadku *b*. Jak poprzednio rozumując, dochodzimy do wniosku, że świadczy on o inwersji podłoża; mniejsze miąższości towarzyszą obszarom, w których pierwotnie było więcej osadu, a większe — gdzie pierwotnie było go mniej.

Przedstawione rozumowanie dotyczy osadów węglanowych powstałych w zbiornikach platformowych, gdzie sedymentacja kompensuje ruchy podłoża Beloussov 1962, Khain 1964) i gdzie zmienność osadów na rozległych obszarach jest często zupełnie nieznaczna.

Obliczony współczynnik korelacji rangowej Spearmana ilustrujący zależność między częstością powierzchni nieciągłości, a miąższością badanych osadów ordowiku ($\varrho_{12} = -0{,}63$) świadczy o pierwszym z rozpatrywanych przypadków. Jest to fakt bardzo znamienny.

W północno-wschodniej Polsce między osadami ordowiku i syluru istnieje niezgodność erozyjna uważana za oddźwięk fazy takońskiej kaledońskich ruchów orogenicznych (Tomczyk 1964, Pożaryski & Tomczyk 1969, Teller 1969, Modliński *w druku*). Współczynnik ϱ_{12} świadczy, że przedsylurskie zdarcie stropowych partii ordowiku, szczególnie wyraźne w Gołdapi (Modliński 1967) oraz w Klewnie (Bednarczyk 1968), nie było związane z inwersją podłoża zbiornika sedymentacji. Mimo wyniesienia i erozji, na obszarze północno-wschodniej Polski, przed rozpoczęciem sedymentacji sylurskiej, plan paleotektoniczny nie uległ większym zmianom. W ten sposób, tym razem na innej drodze, potwierdzony został postulowany wcześniej (Jaworowski & Modliński 1968) fakt niezmienności tego planu na przełomie ordowiku i syluru.

Pracownia Stratygrafii
z Laboratorium Mikropaleontologicznym
Zakładu Nauk Geologicznych PAN
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
i
Zakład Geologii Struktur Wgłębnych Niżu
Instytutu Geologicznego
Warszawa 12, ul. Rakowiecka 4
Warszawa, w lutym 1972 r.

LITERATURA CYTOWANA

BEDNARCZYK W. 1968. Ordowik rejonu Kętrzyna — NE Polska (The Ordovician in the region of Kętrzyn — NE Poland). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 4. Warszawa.

BELOUSSOV V. V. 1962. Osnovnye voprosy geotektoniki. — Gosgeoltechizdat. Moskva.

CLOUD P. E. 1942. Notes on stromatolites. — Amer. J. Sci., vol. 240. New Haven.

CURTIS C. D. & SPEARS D. A. 1968. The formation of sedimentary iron minerals. — Econ. Geol., vol. 63, no. 3. Lancaster.

EINASTO R. 1964. K voprosu o klassifikacji i formirovanii poverchnostej pereryva. *In:* Litologia paleozojskich otloženij Estonii. — Inst. Geol. Akad. Nauk Est. SSR. Tallin.

HECKER R. F. 1960. Iskopajemaja facja gladkovo kamennovo morskovo dna. — Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk Est. SSR, no. 5, Tallin.

JAANUSSON V. 1961. Discontinuity surfaces in limestones. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 40. Uppsala.

JAWOROWSKI K. & MODLIŃSKI Z. 1968. Dolnosylurskie wapienie gruzłowe w północno-wschodniej Polsce (Lower Silurian nodular limestones in north-east Poland). — Kwartalnik Geol., t. 12, nr 3. Warszawa.

KAŹMIERCZAK J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 1968. Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Sedimentary discontinuities in the Lower Kimmeridgian of the Holy Cross Mts.). — Acta Geol. Pol., vol. 18, no. 3. Warszawa.

KHAIN V. E. 1964. Obščaja geotektonika. Nedra. Moskva.

LANGIER-KUŹNIAROWA A. 1967. Petrografia ordowiku i syluru na Niżu Polskim (Petrography of Ordovician and Silurian deposits in the Polish Lowland). — Biul. Inst. Geol. 197. Warszawa.

— 1971. Nowe dane do petrografii ordowiku i syluru na Niżu Polskim (New data on petrography of the Ordovician and Silurian of the Polish Lowland). — *Ibidem*, 245. Warszawa.

LINDSTRÖM M. 1963. Sedimentary folds and the development of limestone in an Early Ordovician sea. — Sedimentology, vol. 2, no. 3. Amsterdam.

LUSZNIEWICZ A. 1970. Statystyka ogólna. PWE. Warszawa.

MÄNNIL R. M. 1966. Istorija razvitija baltijskovo bassejna v ordovikie. — Inst. Geol. Akad. Nauk Est. SSR. Tallin.

MODLIŃSKI Z. 1967. Stratygrafia ordowiku w obniżeniu litewskim (Stratigraphy of the Ordovician deposits occurring in the Lithuanian Depression). — Kwartalnik Geol., t. 11, nr 1. Warszawa.

— Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce (Stratigraphy and development of the Ordovician deposits in North-Eastern Poland). — Prace Inst. Geol., *w druku*. Warszawa.

— & POKORSKI J. 1969. Stratygrafia ordowiku w wierceniu Jezioro Okrągłe 1 (Stratigraphy of Ordovician in borehole Jezioro Okrągłe 1). — Kwartalnik Geol., t. 13, nr 4. Warszawa.

ORVIKU K. 1960. O litostratigrafii volchovskovo i kundaskovo gorizontov v Estonii. — Trudy Inst. Geol. Akad. Nauk Est. SSR, no. 5. Tallin.

POŻARYSKI W. 1963. Jednostki geologiczne Polski (Geological units of Poland). — Przegląd Geol., nr 1. Warszawa.

— & TOMCZYK H. 1969. Schemat pionowego podziału tektonicznego Polski (An outline of vertical tectonic classification of Poland). — Biul. Inst. Geol. 236. Warszawa.

PROKOPOVICH N. 1955. The nature of corrosion zones in the Middle Ordovician of Minnesota. — J. Sedim. Petrol., vol. 25, no. 3. Menasha.

SHINN E. A. 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. — Sedimentology, vol. 12, no. 1/2. Amsterdam.

SEILACHER A. 1967. Bathymetry of trace fossils. — Marine Geol., vol. 5, no. 5/6. Amsterdam.

TAYLOR J. C. M. & ILLING L. V. 1969. Holocene intertidal calcium carbonate sedimentation, Qatar, Persian Gulf. — Sedimentology, vol. 12, no. 1/2. Amsterdam.

TELLER L. 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites (Biostratygrafia syluru Polski w oparciu o graptolity). — Acta Geol. Pol., vol. 19, no. 3. Warszawa.

TOMCZYK H. 1964. The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of Caledonian orogeny. — Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Géogr., vol. 12, no. 2. Varsovie.

WEISS M. P. 1958. Corrosion zones: a modified hypothesis of their origin. — J. Sedim. Petrol., vol. 28, no. 4. Menasha.

YULE G. U. & KENDALL M. G. 1966. Wstęp do teorii statystyki. PWN. Warszawa.
ZANKL H. 1969. Structural and textural evidence of early lithification in fine--grained carbonate rocks. — Sedimentology, vol. 12, no. 3/4. Amsterdam.
ZNOSKO J. 1966. Jednostki geologiczne Polski i ich stanowisko w tektonice Europy (Geological units of Poland and their situation in the tectonics of Europe). — Kwartalnik Geol., t. 10, nr 3. Warszawa.

SUMMARY

ABSTRACT: A description and a genetic interpretation are given of discontinuity surfaces occurring in Ordovician limestones. These surfaces had formed under subaqueus conditions, mostly in result of changes in the rate of carbonate sedimentation. Granting that this is a sensitive though relative index of the sedimentation rate it may prove useful in the thickness analysis of carbonate deposits.

The main types of the discontinuity surfaces occurring in the Ordovician limestones of the area under consideration (Fig. 1) have been differentiated on morphological criteria (*cf.* Einasto 1964) (Fig. 2). All these surfaces had formed under submarine conditions in result of the chemical (corrosive) or mechanical work of water in the sedimentary basin. In the case of unpolished surfaces (types *A1, A2*) hydrochemical influences were the decisive factors, while polished surfaces (types *B, C*) are due mainly to hydrodynamical agencies. Some unpolished surfaces may have formed without corrosive action, similarly as those highly irregular ones described by Shinn (1969) from the Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. The fan-like depressions so characteristic of type *A2* surfaces, marked by lack of a distinct bottom, indicate carbonate sediments, originally composed of thin uncemented or cemented laminae, occurring in alternation. The compactness of the latter diminished downwards. If, during a break in sedimentation, the top cemented lamina had been subjected to local perforation, then the downward corrosion, at times jointly with mechanical erosion, reached the soft sediment. Hence, the downward widening out of the boundaries of fan-like depressions.

It is interesting to note the absence of statistically significant interdependence of the frequency of discontinuity surfaces and the distance measured from east to west. In NE Poland, this direction is sub-perpendicular to that of the two facial zones in the Ordovician of Balto-Scania (Swedish-Latvian and Lithuanian) (Männil 1966). Hence, it was the rate and not the character of carbonate sedimentation that constituted a requisite for the formation of a discontinuity surface.

The frequency of discontinuity surfaces may prove useful in the thickness analysis of carbonate sediments. Two possibilities may be here expected: (a) discontinuity surfaces occurring within carbonate sediments, reduced owing to subsequent erosion, are more common within areas of smaller thickness; (b) discontinuity surfaces occurring in analogous sediments are more common in areas of greater thickness. The interpretation is as follows: within areas showing great frequency of the discontinuity surfaces, the rate of sedimentation was slower than in areas where they are fewer. Hence — in the case of carbonate sediments displaying no essential lithological differences — areas of the greater frequency of the discontinuity surfaces

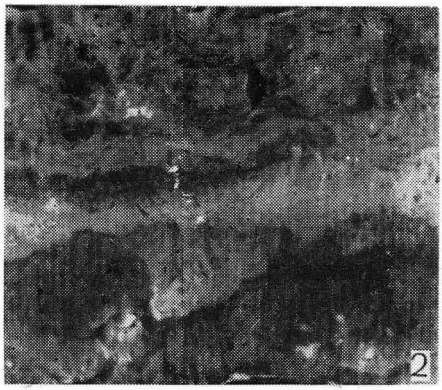
are those with smaller original thickness. Thus, in case (a), though subsequent erosion changed the absolute values of thicknes of the stratigraphic unit under consideration, still, where the original thickness had been greater the sediments continue to be thicker, and correspondingly, thinner, where the original thickness has been smaller. This means that the erosion responsible for the reduction of the sediments was not connected with the inversion of the substratum of the sedimentary basin. In case (b) it is the other way about. The Spearman rank correlation coefficent showing the interdependence of the frequency of discontinuity surfaces and the thickness of the Ordovician sediments under consideration ($\varrho_{12} = -0.63$) reasonably suggests case (a). Hence the conclusion that, notwithstanding elevation and erosion, the paleotectonic plan in NE Poland had not been subjected to major changes prior to Silurian sedimentation (*cf.* Jaworowski & Modliński 1968).

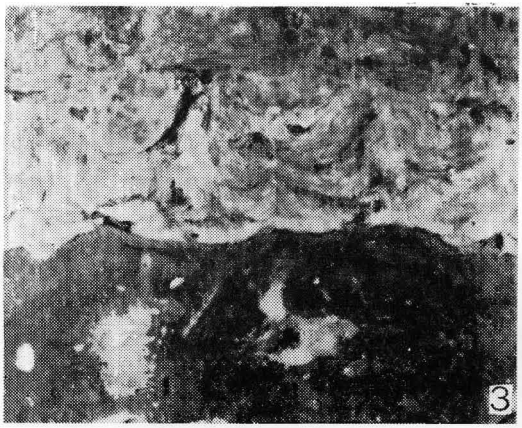
Some of the discontinuity surfaces here discussed may be traced in many profiles having the same stratigraphic position. Among them is the surface occurring at the Arenig/Llanvirnian boundary, also that observed in the Caradocian between the Dicranograptus clingani and the Climacograptus styloideus Zones. Yet, most of the discontinuity surfaces occurring in the Ordovician limestones of the area under investigation are not so widely distributed and cannot be used in stratigraphic correlation.

Laboratory of Stratigraphy and Micropaleontology
Institute of Geological Sciences
Polish Academy of Sciences
Warszawa 22, Żwirki i Wigury 93
and
Laboratory of the Polish Lowland
Geological Institute
Warszawa 12, Rakowiecka 4
Warsaw, February 1972

1 — Powierzchnia nieciągłości typu *A1*. Wiercenie Gołdap *IG-1*, głębokość 1479,5 m. *1a* poniżej powierzchni widoczne zagadkowe *U*- i *Y*-kształtne plamy (nory organizmów ryjących?), × 0,78. *1b* ten sam okaz obrócony o 180° (fragment), × 0,70.
— Discontinuity surface of type *A1*. Borehole Gołdap *IG-1*, depth 1479.5 m. *1a* below the surface are seen enigmatic *U*- and *Y*-shaped patches (tunnels of burrowing organisms?), × 0.78. *1b* same specimen turned 180° (fragment), × 0.70.

2 — Powierzchnia nieciągłości typu *A1* przypominająca *C*, widoczne cienkie naskorupienia stromatolitów. Olsztyn *IG-2* (2431,5 m), × 1,0.
— Discontinuity surface of type *A1* resembling *C*, showing thin incrustations of stromatolites. Olsztyn *IG-2* (2431.5 m), × 1.0.





1-2 — Powierzchnie nieciągłości typu *A1*. *1* — wyraźne ślady działalności osadożerców; na prawo — nora organizmu ryjącego. Jezioro Okrągłe *1* (935,8 m), × 0,94. *2* — *ibidem* (930,5 m), × 1,0.

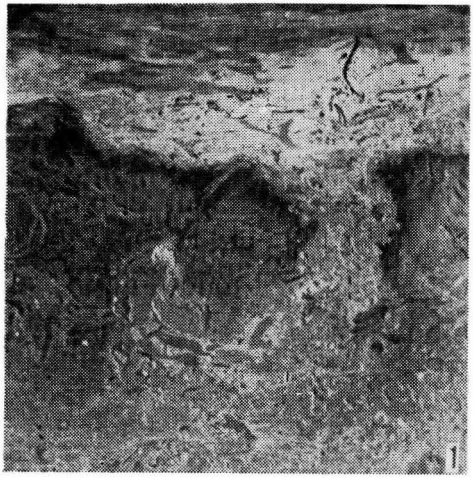
— Discontinuity surfaces of type *A1*. *1* — distinct traces of sediment feeders; to the right — tunnel of burrowing organism. Jezioro Okrągłe *1* (935.8 m), × 0.94. *2* — *ibidem* (930,5 m), × 1.0.

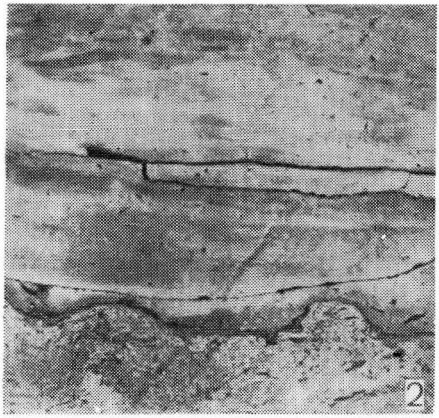
3 — Powierzchnia nieciągłości typu *A1* przypominająca *B*. Powyżej powierzchni wapień laminowany konwolutnie. *Ibidem* (932,5 m), × 1,0.

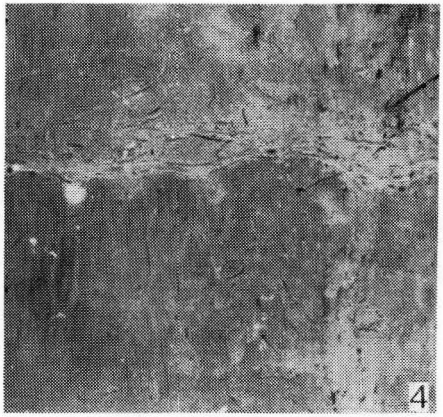
— Discontinuity surface of type *A1* resembling *B*. Limestone showing convolute lamination overlies the surface. *Ibidem* (932.5 m), × 1.0.

4 — Konkrecja pirytu na prawie płaskiej powierzchni nieciągłości typu *A1*. Kętrzyn *IG-1* (1562,3 m), × 1,3.

— Pyrite concretion on a nearly plane discontinuity surface of type *A1*. Kętrzyn *IG-1* (1562.3 m), × 1.3.







1 — Powierzchnia nieciągłości typu *A2*. Olsztyn *IG-2* (2417,3 m), × 1,57.
— Discontinuity surface of type *A2*. Olsztyn *IG-2* (2417.3 m), × 1.57.

2 — Powierzchnia nieciągłości typu *B*. *Ibidem* (2423,8 m), × 1,0.
— Discontinuity surface of type *B*. *Ibidem* (2423,8 m), × 1.0.

3-4 — Powierzchnie nieciągłości typu *C*. *3* widoczne wydrążenie typu Trypanites oraz cienkie naskorupienie stromatolitów, wyżej — nagromadzenie detrytusu fauny. *Ibidem* (2443,2 m), × 1,56. *4* — *ibidem* (2433,0 m), × 1,0.
— Discontinuity surfaces of type *C*. *3* showing boring of the Trypanites type and thin incrustations of stromatolites, higher up — accumulation of faunal detritus. *Ibidem* (2443,2 m), × 1.56. *4* — *ibidem* (2433.0 m), × 1.0.