

ANDRZEJ RADWAŃSKI

PROCESY WCISKOWE W OSADACH KLASTYCZNYCH I OOLITOWYCH

(Tabl. XI—XX i 4 fig.)

Pitting processes in clastic and oolitic sediments

(Pl. XI—XX and 4 Figs.)

Treść. Przedstawiono charakterystykę struktur wciskowych i odtworzono przypuszczalny przebieg ich formowania w obrębie osadów psefitowych (zlepieńce), klastyczno-węglanowych z materiałem organodetrytycznym, oolitowych (wapienie oolitowe) i piaszczystych, czysto kwarcowych (piaskowce kwarcytowe bądź kwarcyty).

Rozpatrzono procesy wciskowe jako jeden ze sposobów diagenetyzacji pewnego typu osadów, takich mianowicie, w których poszczególne elementy stykają się z sobą bez udziału spoiwa wypełniającego.

WSTĘP

W czasie szczegółowych badań rozmaitych osadów klastycznych, organodetrytycznych i innych (np. oolitowych) zwróciłem uwagę na specyficzne struktury polegające na penetracji (wciskaniu się) pojedynczego elementu danego osadu w analogiczny element sąsiedni. W niektórych osadach struktury takie są powszechnie znane od wielu lat; np. w zlepieńcach od prawie dwustu. W innych natomiast, np. w wapieniach oolitowych, ledwo zauważono je w ostatnich kilkunastu latach.

Celem niniejszej pracy jest zwrócenie uwagi na wielkie podobieństwo, jeżeli nie identyczność wykształcenia takich struktur w rozmaitych osadach, a przez to zwrócenie uwagi na celowość rozpatrywania tych struktur łącznie, jako wyniku tych samych procesów (procesów wciskowych). W dotychczasowych publikacjach, prócz starszej pracy A. K u m m a (1925), struktury wciskowe rozpatrywano jedynie w nawiązaniu do identycznych osadów. Z drugiej strony celem pracy jest także zwrócenie uwagi na rolę procesów wciskowych w diagenetyzacji rozmaitych typów osadów.

PROCESY WCISKOWE W OSADACH PSEFITOWYCH

Ogólny przegląd badań

Wśród osadów psefitowych wciski znane są w zlepieńcach. Zaobserwowane zostały tutaj już przez J. H u t t o n a w 1785 r., przedmiotem zaś szczegółowych badań morfologicznych i dociekań genetycznych stały się

począwszy od lat trzydziestych ubiegłego stulecia (Escher von der Linth, 1833; Lortet, 1836; Blum, 1840; Paillette, 1849; Nöggerath, 1853; Deicke, 1853; Köchlin-Schlumberger, 1854; Daubrée, 1857 i in. — vide Kumm, 1919). Fakt dokonywania obserwacji tylko samych wcisków na powierzchni otoczków zaciążył jednak na wiele lat nad badaniami tych interesujących struktur. Obserwacje zależności wykształcenia wcisków od sąsiednich elementów osadu — otoczków wciskających się — rozpoczął dopiero H. C. Sorby (1863). Równocześnie niektórzy badacze próbowali uzyskać wciski doświadczalnie. Otrzymane rezultaty nie wyjaśniały jednak wielu zjawisk znanych z utworów naturalnych. Rezultaty tych badań oraz późniejsze obserwacje nad wykształceniem i genezą wcisków omówione będą po przedstawieniu materiału analitycznego.

Na wstępie natomiast można zaznaczyć, że literatura dotycząca wcisków w otoczkach jest w chwili obecnej dość bogata, gdyż obejmuje ok. 150 pozycji (vide zestawienie: Kumm, 1919; Kegel, 1921; Macar, 1937; Kuennen, 1942). Wciski znane są ze zlepieńców bardzo rozmaitego składu i wieku, zdecydowana większość stanowisk pochodzi jednak z Europy. Jedynie pojedyncze stanowiska zanotowano w Ameryce Północnej (Clarke, 1915; Bastin, 1940; Pettijohn, 1957) i Azji Centralnej (Vassoevič, 1958).

Pochodzenie analizowanego materiału

Materiał analityczny przedstawiony poniżej zebrany został w zlepieńcach miocenijskiego gładowiska kilifowego Skotnik Dużych koło Buska. Wykształcenie i geneza gładowiska oraz rozmaite syndepozycyjne struktury powierzchni otoczków są przedmiotem osobnego opracowania (Radwański, 1965). Utwory te zostały także krótko scharakteryzowane w innej pracy autora (Radwański, 1964a), gdzie wspomniano również o wciskach i przedstawiono ich ilustrację (Radwański, 1964a, pl. 1). Wciski z tego odsłonięcia zostały po raz pierwszy zaobserwowane przez J. Dowgiałłę i W. Nawrocką (1958), którzy opisywali je jako „nadżerki”. Inne stanowiska wcisków w otoczkach na terenie Polski

Na terenie Polski wciski zostały znalezione po raz pierwszy przez W. Kuźniara i W. Zelechowskiego (1927) w otoczkach wapieni jurajskich, wypełniających dno szczeliny krasowej na terenie odsłoneń kamieniołomu na Podgórzu w Krakowie. Zawarta w spoiwie między otoczkami fauna oraz skałotocze drażące otoczki wskazują na miocenijski wiek całego osadu wypełniającego szczelinę. Sam osad natomiast przypomina pod względem swego wykształcenia utwory gładowiska Skotnik; reprezentuje on zapewne ślad jakichś podobnych osadów litoralnych miocenu Wyżyny Krakowskiej (Radwański, 1965). Pojedyncze otoczki wapieni jurajskich z wciskami drobnego żwiru znajdowałem także (Radwański, 1965) w litoralnych, organodetrytycznych zlepieńcach tortonu okolic Chmielnika (Lubania, Kaczorów).

Poza powyższymi stanowiskami miocenijskimi (Podgórze, Skotniki, Chmielnik) wciski w otoczkach znane są na terenie Polski dotychczas tylko w zlepieńcu myślachowickim Wyżyny Krakowskiej (Siedlecki, 1952, str. 111; 1954, str. 117; 1960, str. 78 i ryc. 33) oraz w zlepieńcu zygmuntońskim Gór Świętokrzyskich, gdzie wciski znajdowałem w niektórych partiach odsłonięcia na Czerwonej Górze koło Kielc.

Wciski w otoczkach ze zlepieńców Skotnik

Wciski w otoczkach w obrębie zlepieńców ze Skotnik Dużych występują stosunkowo licznie, stanowiąc charakterystyczny i doskonale widoczny w odsłonięciu rys morfologiczny powierzchni wielu otoczków wapiennych, pochodzących z abrazji skał jurajskich i kredowych. Otoczki wciskające się są różnorodne — prócz przeważających wapiennych, są też czertowe, kwarcowe i rogowcowe (materiał pochodzący z niszczenia skał kredowych, bądź egzotyczny). Wciski występują na powierzchni otoczków rozmaitej wielkości (od milimetrycznych do osiagających średnicę ok. 1/2 metra). Na danym otoczku wciski mogą tworzyć wszystkie lub prawie wszystkie otoczki sąsiednie, lub też tylko niektóre — przeważnie największe.

Morfologia wcisków

Na podstawie obserwacji powierzchni odosobnionych otoczków ogólną charakterystykę wcisków można przedstawić następująco. Wielkość (średnica) wcisków waha się od kilku milimetrów do około 10 cm. Wciski mają kształt stosunkowo płtytkich, ale wyraźnych miseczkowatych zagłębień przypominających formy jakby powstałe przez wyżłobienie łyżką. Głębokość wcisków jest proporcjonalna do ich średnicy — u największych form dochodzi do około 2 cm. Poszczególne wciski na danym otoczku różnią się wielkością i kształtem, co zależy od wielkości i kształtu otoczków wciskających się (tabl. XI, fig. 1 i tabl. XII, fig. 2).

Brzeg wcisków jest równy, bardziej ostro zaznaczony u form mniejszych lub utworzonych przez słabo obtoczone otoczki wciskające się (tabl. XI, fig. 1). Powierzchnia wcisku jest w zasadzie równa, prawie gładka, często wyraźnie, choć niezbyt obficie zlimonityzowana i niejednokrotnie u brzegu wcisku zaczerniona tlenkami manganu. Miejscami tlenki te tworzą krąg drobniutkich dendrytów rozgałęziających się od brzegu ku wnętrzu wcisku.

Wzajemny stosunek otoczków, ich kształt na powierzchni styku (wcisku) i charakter tej powierzchni prześledzić można dokładniej dopiero na naszlifach (tabl. XII, fig. 1; tabl. XIII), choć oczywiście proporcje wielkości poszczególnych form mogą w takich przypadkowych przekrojach stać się niekiedy pozorne. Na podstawie obrazów powierzchni naszlifowanych sporządzono schematyczne rysunki (fig. 1—4).

Gdy dwa otoczki stykają się wzajemnie, to w zdecydowanej większości przypadków tylko jeden z nich jest niszczony przez wcisk, przy czym albo otoczek mniejszy tworzy wcisk w otoczku większym (fig. 1), albo też większy tworzy wcisk w mniejszym (fig. 2). Stopień wypukłości nie gra tu żadnej roli ani w pierwszym, ani w drugim przypadku: otoczki małe tworzą wciski w większych będąc w stosunku do nich bardziej wypukłe (fig. 1 a) lub mniej wypukłe (fig. 1 b). Otoczki większe tworzą wciski w mniejszych podobnie — będąc od nich bardziej (fig. 2 a) lub mniej wypukłe (fig. 2 b—c). Ostatni przypadek (fig. 2 b—c) dostarcza interesującego obrazu jakby spłaszczania się mniejszego otoczka na kontakcie z większym. Deformacja obu otoczków na powierzchni styku pojawia się rzadziej. Tworzy się wtedy wzajemny wcisk, a powierzchnia jego ma w przekroju charakter nierównej, nieco falistej linii (fig. 3 a), w sporadycznych przypadkach nieco przypominającej szew stylolitowy (fig. 3 b). Niektóre otoczki, niszczone z kilku stron przez wciskających się sąsiadów,

mogą niekiedy w znacznym stopniu tracić swoje pierwotne kształty (fig. 4 a), a kiedy indziej małe otoczaki, leżąc między dużymi i wciskając się w nie, mogą zostać całkowicie przez nie inkorporowane (fig. 4 b).



Fig. 1. Wciski otoczek mniejszych w większe. a — małe są bardziej wypukłe niż większy; b — mały jest mniej wypukły niż większy
Fig. 1. Smaller pebbles pitting into bigger ones. a — small pebbles are more convex than the bigger; b — small pebble is less convex than the bigger

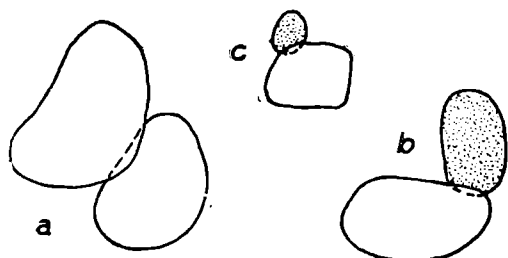


Fig. 2. Wciski otoczek większych w mniejsze. a — większy jest bardziej wypukły; b — c — większy jest mniej wypukły
Fig. 2. Bigger pebbles pitting into smaller ones. a — bigger pebble is more convex; b — c — bigger pebble is less convex

Powyższe obserwacje powierzchni naszlifowanych wskazują, że przy tworzeniu się wcisków wielkość otoczek ani stopień ich wypukłości wbrew temu, co nieraz twierdzili dawniej różni autorowie (np. Heim, 1919; Kumm, 1919; Kuźniar, Żelechowski, 1927; Siedlecki, 1952, 1960; Vassoevič, 1958) nie grają żadnej roli: mniejsze otoczaki wciskają się w większe i odwrotnie, bardziej wypukłe wciskają się w mniej wypukłe i odwrotnie, przy czym, jak widać z przytoczonych przykładów, w ogóle nie ma widocznego związku między wielkością otoczek a wypukłością ich powierzchni. Najczęściej ten sam otoczek tworzy wciski w jednych sąsiadach, podczas gdy inni sąsiedzi bez względu na wzajemną wielkość i kształty tworzą wciski w nim samym (tabl. XII, fig. 1; tabl. XIII). Podobne obserwacje powierzchni naszlifowanych zanotował już Ph. H. Kuenen (1942), który przekonywająco wykazał niesłuszność szeregu dawniej wypowiedzianych lub też bezkrytycznie powtarzanych poglądów.

W zebranym materiale — na powierzchniach naszlifowanych, a jeszcze lepiej w płytkach cienkich — widać, że granica między stykającymi się otoczkami jest ostra, a powierzchnia wcisku wyraźnie wycina dany otoczek bez względu na jego strukturę i teksturę (przede wszystkim laminację). Otoczki przeważnie nie stykają się jednak całkiem bezpośrednio, lecz między nimi znajduje się cienka powłoczka zbudowana z marglistej, przeważnie nieco zlimonityzowanej substancji rezydualnej.

Ilość wcisków

Ilość wcisków w poszczególnych otoczkach jest zmienna i zależy od frakcji materiału otaczającego. Większe otoczki (o średnicy ok. 20 cm), leżące w otoczeniu mniejszych (o średnicy kilku cm), miewają nawet po 100 i więcej wcisków (vide tabl. XII, fig. 2). W obrębie przelawień zlepieńców o podobnej średnicy otoczek, pojedyncze otoczki mają kilka, rzadziej kilkanaście wcisków, podobnie jak największe głązy (ok. 1/2 m średnicy), w których wciski tworzą z reguły tylko najwięksi sąsiedzi.

Rozmieszczenie wcisków

Rozmieszczenie wcisków na powierzchni otoczek jest zupełnie bezładne. Wciski pokrywają otoczek równomiernie ze wszystkich stron.

W przypadku otoczków płaskich najwięcej jest ich oczywiście na wierzchu i spodzie, ale wynika to wyłącznie z faktu, że u otoczków takich te dwie strony mają największe powierzchnie.

Fig. 3. Wzajemne wciski. a — powierzchnia styku lekko falista; b — powierzchnia styku bardzo nierówna, przypominająca szew stylolitytowy Fig. 3. Mutual pits. a — contact surface is faintly waving; b — contact surface is rough, resembling a stylolitic seam

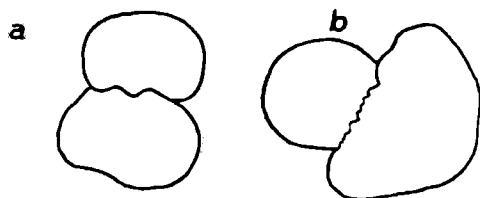
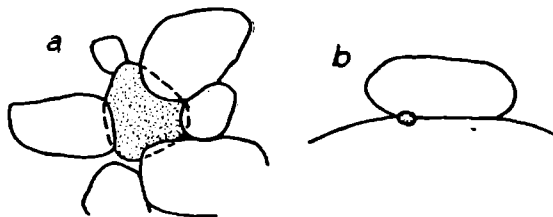


Fig. 4. a — silna deformacja kształtu otoczka przez wciskających się sąsiadów; b — mały otoczek wciskający się w dwa większe i w rezultacie całkowicie przez nie inkorporowany

Fig. 4. a — strong deformation of pebble shape by neighbouring pebbles pitting the first; b — small pebble pitting into two bigger ones and finally quite embraced by them



Plamy naciskowe

Prócz typowych, dobrze wykształconych wcisków, w miejscach styku otoczków można także znaleźć bardzo płytkie, niewyraźne zagłębienie lub tylko chropowaty fragment powierzchni. W ostatnim przypadku stopień chropowatości zależy od struktury (przede wszystkim ziarnistości) otoczków. Miejsca te są przeważnie nieco zlimonityzowane, przez co robią wyrażenie plam lub „dużych piegów” (tabl. XI, fig. 1—2). W innych przypadkach zlimonityzowany jest tylko brzeg plamy, przy którym jednocześnie otaczające spoiwo jest silniej zdiagenezowane. Otoczki takie leżąc w zwietrzelinie mają wokół plam wyraźny „kołnierzyk” utworzony z materiału spoiwa. Podobne struktury opisywane były w literaturze niemieckiej jako plamy naciskowe (Druckflecken, vide K u m m, 1919), choć w przypadku form opisywanych przez samego A. K u m m a są to miejsca jaśniejsze, w których limonit został wylugowany z powierzchni otoczków pokrytych nim w całości.

Między plamami naciskowymi (tabl. XI, fig. 1—2) a wyraźnymi wciskami istnieją stopniowe przejścia (tabl. XII, fig. 2), co wskazuje, że plamy te są początkowymi stadiami rozwojowymi wcisków. Nie do przyjęcia jest zatem wyrażony przez N. B. V a s s o e v i č a (1958) pogląd, iż głębokość wcisków jest proporcjonalna do wieku (w sensie stratygraficznym) zlepieńców zawierających otoczki z wciskami.

Problem genezy wcisków w otoczkach

Pierwszą dokładnie uzasadnioną hipotezę zawdzięczamy H. C. S o r b y' e m u (1863). Autor ten badając wciski w otoczkach wapiennych ze zlepieńców Nagelfluh molasy alpejskiej doszedł do wniosku, że wciski powstają w wyniku rozpuszczania otoczków w środowisku roztworu nasyconego pod wpływem zwiększonego ciśnienia w miejscach styku. H. C. S o r b y uważał, że tym roztworem nasyconym była woda gruntowa.

Hipoteza H. C. S o r b y' e g o w znacznej części aktualna jest do dnia dzisiejszego. Praca tego badacza i jej wyniki były jednak nie doceniane

przez autorów szeregu następnych prac. Podsumowaniem tych prac zajął się dokładnie A. K u m m (1919), który zebrawszy stosunkowo bogatą literaturę, bo obejmującą 112 pozycji, dokonał przeglądu wszystkich dotychczasowych hipotez dotyczących genezy wcisków. Autor ten ponadto na podstawie własnych obserwacji i szeregu doświadczeń laboratoryjnych, których wyniki pokrywały się zresztą w zasadzie z wynikami dawniejszych doświadczeń A. D a u b r é e g o, doszedł do wniosku, że wciski tworzą się powyżej zwierciadła wody gruntowej pod wpływem działalności wody kapilarnej rozpuszczającej otoczką w miejscu styku. Jakkolwiek wniosek ten nie da się obecnie utrzymać, to z badań A. K u m m a na uwagę zasługuje obserwacja, że wciski w osadach zaburzonych tektonicznie są pretektoniczne, oraz pogląd, że struktury te tworzą się w zasadzie w osadzie jeszcze niezdiagenezowanym.

Prawie jednocześnie z pracą A. K u m m a (1919) ukazała się publikacja Alb. H e i m a (1919) z rozdziałem poświęconym wciskom oraz praca P. K e s s l e r a (1919), na które A. K u m m zresztą już się powołuje. Wciski stały się następnie przedmiotem pracy W. K e g e l a (1921) oraz dyskusji (K e g e l, 1921 — Nachtrag; K e s s l e r, 1921; K u m m, 1925), która w gruncie rzeczy wykazała bardzo podobne poglądy na genezę wcisków.

Ph. H. K u e n e n (1942) na podstawie dokładnych badań wykazał, że hipoteza oparta na doświadczeniach laboratoryjnych A. D a u b r é e g o i A. K u m m a (hipoteza D a u b r é e g o - K u m m a) jest nie do przyjęcia, doświadczenia zaś tych badaczy przeprowadzane były niewłaściwie, przy użyciu silnie działających kwasów w warunkach roztworu nie nasyconego, i nie mogą być porównywalne z warunkami naturalnymi. Słuszna jest nie doceniana przez wiele lat hipoteza H. C. S o r b y ' e g o, którą Ph. H. K u e n e n dokładniej opracował, zgodnie z nowoczesnym stanem wiedzy o procesach rozpuszczalności ciał w roztworach nasyconych pod wpływem lokalnego ciśnienia. W warunkach tych obowiązuje zasada R i e c k e g o, którą Ph. H. K u e n e n zastosował do wyjaśnienia genezy wcisków¹. Do podobnych wniosków niezależnie od Ph. H. K u e n e n a doszedł już kilka lat wcześniej P. M a c a r (1937).

W ostatnich latach krótkie wzmianki o wciskach znaleźć można w kilku pracach (P i s s a r t, 1959; V é g h, 1962; P a s s e n d o r f e r, R o n i e w i c z, 1963) i podręcznikach (M o r e t, 1947, str. 181 i 183; G i g n o u x, 1950, str. 604; tłum. polskie 1956, str. 801; C a r o z z i, 1953, str. 51—52; R u c h i n, 1953, str. 49; P e t t i j o h n, 1957, str. 71 i 674; V a s s o e v i c h, 1958, str. 45).

¹ Proces powstawania wcisków zgodnie z hipotezą S o r b y ' e g o - K u e n e n a jest natury fizykochemicznej, przy czym wcisk powstaje w wyniku rozpuszczania, a więc procesu chemicznego. Na ten ostatni fakt zwracali uwagę już dawniej Alb. H e i m (1919) i A. K u m m (1919). Pierwszy z wymienionych autorów Alb. H e i m oponował nawet przeciw nazwie wcisk (Eindruck), sugerującej wyłącznie działalność mechaniczną. Nazwa ta jednak jest powszechnie stosowana w literaturze niemieckiej, a tłumaczenie nazwy francuskiej też ma podobne brzmienie, choć z pewnością bardziej obiektywny jest termin angielski pitted pebbles (otoczką dołkowane lub otoczką ospowate). W niniejszej pracy pozostano przy nazwie wcisk, która zwraca uwagę wprawdzie nie na bezpośrednią przyczynę, ale oddaje jednak w pewien sposób wzajemny stosunek otoczek, i która używana była przez poprzednich polskich autorów (K u ź n i a r, Ż e l e c h o w s k i, 1927; S i e d l e c k i, 1952, 1954, 1960).

Na zakończenie warto zwrócić uwagę, że o ile rezultaty badań H. C. Sorby'ego (1863), P. Macara (1937) i Ph. H. Kuenena (1942) oraz przyjmowana przez tych badaczy hipoteza powstawania wcisków (hipoteza Sorby'ego-Kuenena) wyjaśniają w zasadzie zasadnicze zagadnienia związane z formowaniem się i występowaniem wcisków, to jednak niektóre struktury budzą jeszcze wątpliwości. Hipoteza Sorby'ego-Kuenena nie tłumaczy mianowicie wystarczająco specyficznych wcisków tworzących się we współczesnych żwirach Neckaru (Kumm, 1919). Zdaniem Ph. H. Kuenena (1942) w tym ostatnim stanowisku mogły wyjątkowo panować warunki zakładane przez hipotezę Daubréego-Kumma. Niektóre formy przypominające nieco wciski, a które były opisywane przez W. Kiegela (1921), powstawały zdaniem Ph. H. Kuenena (1942) mechanicznie w wyniku działania silnego nacisku.

Geneza wcisków w otoczkach z gładowiska Skotnik

Wciski w otoczkach gładowiska Skotnik utworzyły się przed scementowaniem spoiwa wypełniającego, gdyż spoiwo to nie nosi jakichkolwiek śladów procesów wciskowych. W luźnym materiale gładowiska (gładzi i otoczki wymieszane z drobniejszym materiałem wypełniającym), gdzie na styku otoczek dźwigających ciężar nadległych mas ciśnienie wzrastało lokalnie ponad normalną wartość ciśnienia hydrostatycznego — woda morska nasycona węglanem wapnia rozpoczynała zgodnie z zasadą Rieckego ługowanie otoczek mniej odpornych. W rezultacie otoczki trudniej rozpuszczalne tworzyły wciski w łatwiej rozpuszczalnych, bez względu zresztą na wzajemną wielkość i kształty. Niejednokrotnie te same otoczki tworzyły wciski w jednych, w chwili gdy ulegały rozpuszczaniu pod wpływem nacisku drugich (trudniej rozpuszczalnych). W przypadku otoczek o podobnej rozpuszczalności tworzyły się wciski wzajemne.

Zwiększone ciśnienie na powierzchni styku otoczek, panujące w chwili zainicjowania procesu powstawania wcisku, powodowało następnie stałe dociskanie otoczek, przez co otoczki nie mogły utracić bezpośredniego kontaktu ze sobą i wcisk tworzył się w sposób ciągły, stopniowo zwiększając swoje rozmiary. Ostateczna wielkość poszczególnych wcisków zależała od składowej ciśnienia przypadającej na daną powierzchnię styku. Przy lokalnych zmianach ciśnienia w miejscach styku otoczek, wynikających np. z przemieszczania materiału w czasie kompaktacji (powodującego np. zmianę położenia otoczek) — dalsze powiększanie się pewnych wcisków mogło ulec zahamowaniu, w chwili gdy zmiany takie nie uniemożliwiały rozwijania się innych wcisków.

Drobnoklastyczny materiał wypełniający, spoczywający między większymi elementami (gładzami, otoczkami) gładowiska spełniał rolę hamującą w procesie powstawania wcisków. Materiał ten bowiem uniemożliwiał wzrost ciśnienia (przenoszenie nacisku) w miejscu styku otoczek. W partiach gładowiska, gdzie materiał wypełniający ilościowo wzrasta, wciski są słabo wykształcone (plamy naciskowe) lub nawet nie pojawiają się wcale. Odwrotnie, gdzie jest bardzo mało pierwotnego spoiwa wypełniającego, materiał zaś gładowiska spojony jest wtórnym kalcytowym spoiwem sekrecyjnym, wciski są liczne i bardzo wyraźnie rozwinięte. Podobną zależność zauważył już dawniej Alb. Heim (1919) w molasie alpejskiej, gdzie wciski są szczególnie liczne przy mniejszej ilości pierwotnego spoiwa lub jego braku. Duża ilość drobnoklastycznego spoiwa wypełniającego była zapewne przyczyną nierozwinięcia się wcisków w znanym mi także miocenijskim gład-

zowisku klifowym w Zahorskiej Bystrzycy koło Bratysławy na małokarpackim brzegu basenu wiedeńskiego (Radwański, 1965), w którego materiale pojawiają się co najwyżej na niektórych gładach i otoczkach tylko niewyraźne plamy naciskowe.

W gładzowisku Skotnik procesy wciskowe zostały zahamowane z chwilą cementacji spoiwa wypełniającego, co uniemożliwiło dalsze przenoszenie nacisku w miejscu styku otoczek i ich przemieszczanie w miarę powiększania się poszczególnych wcisków. Procesy wciskowe należy zatem odnieść do okresu najwcześniejszej diagenety, znacznie poprzedzającego cementację spoiwa. Jak sądzić można z charakteru tego spoiwa (materiał klastyczny, w znacznej części organodetrytyczny, silnie węglanowy), cementacja miała najprawdopodobniej charakter prawie synsedymencyjny. Wydaje się zatem, że zakończenie procesu formowania się wcisków w otoczkach omawianego gładzowiska miało miejsce również jeszcze w warunkach miocenijskiego zbiornika morskiego.

W rozpatrzonym materiale gładzowiska Skotnik rola procesów wciskowych w diagenety osadu nie jest duża. Wciski są bowiem wyłącznie utworami powierzchniowymi wśród gładów i otoczek, ilość zaś węglanu wapnia uwalnianego w procesie ich powstawania była niewielka. Ten uwolniony węglan wapnia nie odgrywał zresztą samodzielnej roli w osadzie, gdyż mieszał się z węglanem wapnia pochodzenia detrytycznego bądź organodetrytycznego, stanowiącym zasadniczy składnik spoiwa wypełniającego. W świetle danych z literatury wynika zresztą, że rola procesów wciskowych podczas diagenety jakichkolwiek innych osadów pefitowych jest raczej również niewielka.

PROCESY WCISKOWE W OSADACH NIEPEFITOWYCH

Analogiczne zjawiska, jak w obrębie osadów pefitowych, zachodzą także w osadach o frakcji drobniejszej. Tutaj również spotyka się przykłady jednostronnej lub wzajemnej penetracji różnych elementów bez względu na ich skład. Czynnikiem eliminującym może być tylko obecność obfitego pierwotnego spoiwa, na tyle wypełniającego przestrzeń między elementami, że uniemożliwia to ich wzajemną styczność.

Dotychczas znalezione formy wskazują na istnienie procesów wciskowych w ooidach wapiennych w obrębie wapieni oolitowych, w trochitach liliowców w obrębie wapieni krynoidowych i w ziarnach piasku kwarcowego w obrębie piaskowców kwarcytowych.

Przykłady powyższe, które zostaną poniżej szerzej omówione, dotyczą elementów jednakowych pod względem składu. Analogicznie jak wśród osadów pefitowych, należy się jednak spodziewać istnienia procesów wciskowych także wśród elementów niejednakowych. Kilka obserwacji z osadów triasowych i jurajskich serii wierchowych Tatr potwierdza to przypuszczenie. Na tabl. XX, fig. 2 przedstawiony jest okruch trochita liliowca z zespołu wapienistych piaskowców i piaszczystych wapieni z retyku Doliny Cichej, pokryty cienką powłoką onkolitową, w który penetruje ziarno kwarcu. Tablica XX, fig. 3 przedstawia natomiast podobne przykłady z retyku Kopieńca Starorobociańskiego, gdzie również widoczne są ziarna kwarcu penetrujące w okruchy fauny pokryte powłokami onkolitowymi. Z kolei tabl. XX, fig. 1 pokazuje penetrację ziarna kwarcu w okruch dolomitu w obrębie piaszczystych wapieni krynoidowych liaso-doggeru Doliny Chochołowskiej (preparat mgra M. Sulczewskiego). Podobne przykła-

dy penetracji ziarn kwarcu w ooidy wapienne opisywane były ze słodkowodnych osadów trzeciorzędu Szwajcarii (Bersier, Vernet, 1956).

Ziarna piaszczyste w różnych osadach niejednokrotnie wciskają się także w elementy większe, przede wszystkim w szczątki organiczne nadając im wygląd „uzbrojenia”¹. Przykłady takie są dość pospolite. Najlepsze obserwowałem w następujących miejscach:

- w piaskowcach keloweju Kozłowej Góry koło Krzeszowic, gdzie ziarna piasku kwarcowego wciskają się w rozmaite szczątki organiczne,
- w glaukonitowo-fosforytowych piaskowcach albu-cenomanu Annopola nad Wisłą (widoczne zwłaszcza na rostrach belemnitów *Parahibolites tourtiaie* (W e i g n e r) oraz na muszlach terebratul, w które wciskają się ziarna piasku kwarcowego i glaukonitu),
- w piaskowcach cenomanu Korzkwi koło Krakowa (widoczne zwłaszcza na pancerzach jeżowców *Pyrina ovalis* d’O r b., w które wciskają się ziarna piasku kwarcowego),
- w piaskach heterosteginowych tortonu w Klonowie koło Miechowa, gdzie drobne ziarna piasku kwarcowego wciskają się w skorupki otwornic *Heterostegina costata* d’O r b.,
- w eoceńskich zlepieńcach odsłaniających się w kamieniołomie „Pod Capkami” w Zakopanem, gdzie drobny żwirek dolomitowy wciska się niejednokrotnie w skorupki dużych numulitów. Wciskanie się ziarn klastycznych w skorupki numulitów oraz dyskocyklin zaobserwował ostatnio także F. B i e d a (1960) na okazach z fliszu przyśkałkowego wschodniej Słowacji. Interesująca jest obserwacja F. B i e d y, że w wyniku procesów wciskowych, szczególnie u dyskocyklin zachodziła deformacja „gąbczastych” skorupiek, nie zaś ich rozpuszczanie.

Typowe przykłady wcisków znajdowałem również w klastycznych osadach miocenu Słowacji i Węgier. W piaskach Dewieńskiej Nowej Wsi koło Bratysławy wciskanie się ziarn piasku kwarcowego oraz blaszek muskowitu jest szczególnie dobrze widoczne na skorupach jeżowców *Scutella vindobonensis* L a u b e oraz na muszlach rozmaitych ostryg, w zlepieńcach zaś Budafoku koło Budapesztu wciski żwiru kwarcowego są pospolite w muszlach dużych ostryg, zwłaszcza *Ostrea miocucullata* S c h f f. Nieco odmienne przykłady wciskania się bał wapiennych w muszle i ośrodki amonitów znane są z wapieni bulastych tytonu Mt. Baldo w północnych Włoszech (H o l l m a n n, 1962).

Wciski w ooidach wapiennych

Zjawisko wcisków w ooidach wapiennych najlepiej jest widoczne w rozmaitych wapieniach oolitowych oksfordu i kimerydu południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Zaobserwowane ono zostało, niezależnie od siebie, przeze mnie oraz przez C. P e s z a t a (1964, tabl. IV, fig. 1). Analogiczne wciski z tego obszaru są doskonale widoczne także na fotografiach wapieni oolitowych „astartu” Bukowej, przedsta-

¹ Uzbrojenie to należy odróżniać od zupełnie odmiennego genetycznie uzbrojenia miękkich elementów, np. toczeńców ilowych, które uzbrajają się w czasie transportu po piasku lub żwirze pod wpływem własnego ciężaru, wgniatając się w luźny osad klastyczny (vide H a a s, 1927; B e l l, 1940; P e t t i j o h n, 1957; B a ł u k, R a d w a ń s k i, 1962).

wionych w podręczniku petrografii A. Bolewskiego i M. Turnau-Morawskiej (1963, ryc. 143 i 200).

O ile mi wiadomo, podobne zjawiska wśród ooidów wapiennych nie były dotąd przedmiotem odrębnego opracowania. Sam fakt ich istnienia był natomiast kilkakrotnie notowany (Graf, Lamar, 1950; Bersier, Vernet, 1956; Carozzi, 1960, str. 248—249, 253 oraz fig. 48 i 52). Wciski widoczne są także na fotografii wapienia oolitowego przedstawionej przez F. J. Pettijohna (1957, tabl. 39 E). Przedmiotem szczegółowych rozważań były natomiast rozmaite inne deformacje w ooidach, zarówno deformacje syngenetyczne w „miękkich” jeszcze ooidach, różnego zresztą składu (deformacje spastolitowe i podobne — Pettijohn, 1957; Mišik, Kušik, Borza, 1960; Carozzi, 1961; Turnau-Morawska, 1961 a-b; zapadnięcia powłok — Carozzi, 1963), jak i deformacje epigenetyczne zachodzące po zlitfikowaniu osadu (deformacje tektoniczne — Cloos, 1947; Ellenberg, 1964; stylolitowe — Bastin, 1951).

W obrębie górnajurajskich wapieni oolitowych południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich wciski są bardzo charakterystyczną cechą szeregu ławic z pogranicza oksfordu i kimerydu (Bukowa, Bolmin, Przemianki, Sobków) oraz z dolnego kimerydu (Korytnica). Najlepiej wykształcone są w Korytnicy, w obrębie pakietu oolitowego odsłaniającego się na szczycie Góry Łysej (powyżej odsłoneń transgredującego miocenu — Radwański, 1964 a, 1965). Ze stanowiska tego pochodzi cały przedstawiony materiał ilustracyjny (tabl. XIV—XIX).

Wciski w ooidach z wapieni oolitowych Korytnicy

Wśród omawianych wcisków w ooidach z wapieni oolitowych Korytnicy wyróżnić można formy pojedyncze i złożone. Formy pojedyncze to wciski zwykłe (mieciskowate). Formy złożone to: a) wciski wzajemne o charakterze zazębienia, b) wciski wzajemne o charakterze pojedynczego lub kilkakrotnie powtarzającego się trzpienia.

Wciski zwykłe (tabl. XV). Jeden ooid wciska się w drugi, nie ulegając przy tym jakiegokolwiek deformacji. W zależności od intensywności tego procesu zależy głębokość wcisku, która może być stosunkowo nieznaczna (tabl. XV, fig. 1—4) lub sięgać prawie do samego środka niszczonego ooidu (tabl. XV, fig. 5—6). Kształt wcisku zależny jest oczywiście od kształtu ooidu wciskającego. W większości przypadków ooidy są prawie kuliste, wciski mają więc zatem kształt części kuli, w przekroju zaś — mieciskowaty.

Wciski wzajemne o charakterze zazębienia (tabl. XVI). Jeden ooid wciska się w drugi, przy czym częściowo sam ulega wciskowi tego poprzedniego. Tworzy się wzajemny wcisk tego typu, iż w jednej części pierwszy ooid wciska się w drugi, w drugiej zaś części — drugi ooid wciska się w pierwszy. Powierzchnia graniczna obu części wzajemnego wcisku jest ostra i najczęściej zupełnie gładka (tabl. XVI, fig. 1—4). Załamania powierzchni granicznej pojawiają się rzadko (tabl. XVI, fig. 5—6).

Wciski wzajemne o charakterze trzpienia (tabl. XVII). Dwa ooidy wzajemnie się wciskają, ale tworzy się tutaj jakby podwójny wcisk wzajemny (typu poprzedniego). Daje to w efekcie obraz jakby trzpienia, którym jeden ooid penetruje w drugi, ulegając temu drugiemu po bokach trzpienia. Drugi ooid penetruje tu zatem w pierwszy jakby kleszczami obejmującymi trzpień (tabl. XVII, fig. 1—4). Wcisk wzajemny tego typu może być pojedynczy (tabl. XVII, fig. 1—4) lub też powtarzać się kilkakro-

tnie (tabl. XVII, fig. 7, 6), dając niekiedy obraz jakby „grubo ciosanego stylolitu” (tabl. XVII, fig 7).

Przedstawione powyżej różnorodne formy można rozpatrywać jako kolejne etapy komplikacji struktur wciskowych. Komplikacja strukturalna nie ma jednak związku z intensywnością procesu, gdyż nieraz bardzo płytkie wciski mają już kształt skomplikowany, bardzo zaś głębokie wciski często mają kształt najprostszy — miesięczkowaty. Z drugiej strony wydaje się, że prostsze formy wcisków mogą być w znacznej części obrazami intersekcyjnymi form bardziej skomplikowanych. W zależności bowiem od orientacji przekroju płytki cienkiej przez ooidy z wciskami wzajemnymi nawet o charakterze kilkakrotnego trzpienia otrzymać można obraz trzpienia pojedynczego, zazębienia lub wreszcie miesięczkowatego wcisku zwykłego. Fakt zdecydowanie wielokrotnie częstszego występowania wcisków zwykłych niż form złożonych, bardziej skomplikowanych, zdaje się jednak wskazywać, że formy zwykłe mogą też istnieć samodzielnie. W klastycznych utworach psefitowych formy zwykłe są prawie wyłącznie jedynymi formami wcisków.

Wynikiem procesów wciskowych jest łączenie się ooidów ze sobą. Wy różnić tu można trzy przypadki: a) pary ooidowe, b) łańcuchy ooidowe, c) roje ooidowe.

Pary ooidowe (tabl. XIV, fig. 2—3). Ten sposób złączania się ooidów jest wynikiem rozwinięcia się procesów wciskowych na kontakcie dwóch ooidów. Powstający wcisk może mieć dowolną formę — zwykłą lub wzajemną.

Łańcuchy ooidowe (tabl. XIV, fig. 2—3). Kilka ooidów (przynajmniej trzy) wciskają się jeden w drugi w sposób zwykły lub wzajemny mniej więcej w tym samym kierunku. Tworzą się przez to formy przypominające swym kształtem ponakładane na siebie przedmioty w formie stosu lub też ogniwa łańcucha. W obrębie danego łańcucha poszczególne wciski mogą być różnorodne — proste lub wzajemne, przy czym niekoniecznie ooidy muszą się wciskać kolejno w siebie. Niejednokrotnie pewne ooidy w stosie wciskają się w sąsiadów leżących z obu przeciwległych stron.

Roje ooidowe (tabl. XIV, fig. 2—4). Szereg ooidów wciska się w siebie w sposób zwykły lub wzajemny w rozmaitych kierunkach tworząc całe grupy o charakterze rojów, obejmujące kilka (tabl. XIV, fig. 2—3), a nawet kilkanaście form (tabl. XIV, fig. 4). Większe roje z reguły łączą się wzajemnie wypełniając znaczną część powierzchni płytki cienkiej (tabl. XIV, fig. 4). Również i w obrębie rojów stopień ulegania procesom wciskowym jest u różnych ooidów różny. Przeciętnie biorąc dany ooid wciska się mniej więcej w tylu sąsiadów, ilu innych z kolei wciska się w niego. Niektóre jednak ooidy albo wyłącznie się wciskają (tabl. XVIII, fig. 1—2, także pojedyncze formy na fig. 3 i 5), albo też wyłącznie ulegają wciskaniu się sąsiednich (tabl. XVIII, fig. 3—6). Głębokość wcisków w obrębie rojów jest szczególnie duża, niejednokrotnie zniszczeniu ulega więcej niż połowa ooidu, z którego może pozostawać nawet tylko półksiężycowata resztką („strzępy” ooidów, tabl. XVIII, fig. 3—5). W wyniku jednostronnych i wzajemnych wcisków w obrębie tworzących się rojów wolna przestrzeń między ooidami ulega stopniowej redukcji (tabl. XIV, fig. 1—4), tak że w niektórych partiach rojów cała przestrzeń jest prawie całkowicie wypełniona wciskającymi się ooidami (tabl. XVIII, fig. 5—6).

Podobnie jak w przypadku omówionych form wcisków, także tutaj — przy formach złączenia ooidów w wyniku procesów wciskowych — poszczególne przypadki można rozpatrywać jako obrazy intersekcyjne. Łańcuchy

oidowe mogą być obrazem roju przekrojonego gdzieś w części peryferycznej, pary oidowe zaś — obrazem obu form wieloooidowych — łańcuchów lub rojów. Występowanie łańcuchów wśród par oidowych i wśród pojedynczych oidów zdaje się jednak wskazywać, że stosy i pary mogą też być formami samodzielnie występującymi.

Geneza wcisków w ooidach wapiennych

Genezę wcisków w ooidach wapiennych należy omówić nieco szerzej, gdyż sama możliwość występowania wcisków w tego typu utworach może budzić wątpliwości. Przy wciskach w otoczkach mówi się w zasadzie o wciskaniu się otoczaka trudniej rozpuszczalnego w mniej rozpuszczalny (K u e n e n, 1942), choć nie przeprowadzano tu żadnych pomiarów ilościowych. W przypadku ooidów tymczasem należy sądzić, że wszystkie ooidy w danym osadzie wykazują podobną rozpuszczalność, a w każdym razie jakiegokolwiek różnice tej rozpuszczalności są mniejsze niż np. między otoczkami rozmaitych wapieni. Fakt występowania wcisków w ooidach wskazuje zatem, że procesy wciskowe zachodzić mogą wśród obiektów o bardzo podobnej lub nawet identycznej rozpuszczalności. Z drugiej strony obserwacje wcisków w otoczkach wapiennych ze Skotnik wskazują, że w przypadku podobnej rozpuszczalności otoczek tworzy się wcisk wzajemny o charakterze lekko stylolitytowym. Jeśli wniosek ten jest prawidłowy, to w przypadku ooidów powinny występować wyłącznie wciski wzajemne, i to o charakterze przypominającym stylolity, a tymczasem takie formy wśród wcisków między ooidami są bardzo rzadkie. Wszystkie pozostałe natomiast mają kształty, które absolutnie nie mogą być obrazem intersekcyjnym granicy o charakterze stylolitytowym. Obserwacje wszystkich rodzajów wcisków w ooidach pozwalają wyjaśnić tę sprzeczność. Mianowicie w procesie formowania się wcisków odgrywała rolę nie rozpuszczalność ooidów jako takich (a więc poszczególnych form w całości), lecz rozpuszczalność powierzchni styku. Jeśli w miejscu styku dwóch sąsiadujących ooidów rozpuszczalność powierzchni jednego ooidu była mniejsza od drugiej, to ta pierwsza tworzyła swoisty „front penetracji”, od którego zaczynało się tworzenie wcisku. Trudniej rozpuszczalny „front” tak długo penetrował do wnętrza sąsiadującego ooidu, aż napotkał partie o rozpuszczalności mniejszej od swojej. W obserwowanych przypadkach zdarzało się to nadzwyczaj rzadko (zawsze jednak na powierzchni którejś kolejnej z wewnętrznych powłok — tabl. XVII, fig. 6; tabl. XVIII, fig. 2) — w zdecydowanej większości przypadków ten sam front penetrujący działał bez żadnego zahamowania aż do końcowego momentu formowania danego wcisku (tabl. XV).

W przypadku powstania w miejscu styku takiej sytuacji, że w części tego miejsca mniej rozpuszczalna była powierzchnia jednego ooidu, a w części zaś drugiego — zaczynał tworzyć się wcisk wzajemny o charakterze zazębienia (tabl. XVI). Jeśli zróżnicowanie rozpuszczalności powtarzało się w ten sposób kilkakrotnie — tworzył się wcisk wzajemny o charakterze pojedynczego lub kilkakrotnego trzpienia (tabl. XVII). Fronty penetracji znajdowały się zatem na obu stykających się ooidach, „uzupełniając się” wzajemnie. Założenie stałego frontu penetracji w procesie powstawania wcisków tłumaczy ostrą i gładką, prostoliniową w przekroju płytki cienkiej (płaską w przestrzeni) granicę między obydwoma ooidami penetrującymi w siebie wzajemnie. Niezgodność tej granicy w stosunku do tekstury ooidu (widoczna doskonale na szczególnie wydłużonych wciskach o charakterze zazębienia — vide tabl. XVI i XVIII) zdaje się wskazywać, że granica ta

może odpowiadać kierunkowi nacisku (będąc równoległą do niego). W przypadku zmiany kierunku nacisku podczas formowania się wcisków, co wywołane było obróceniem ooidów, granica ta wykazuje mniejsze lub większe załamanie (tabl. XVI, fig. 5—6).

W sporadycznych przypadkach zróżnicowanie frontu penetracji zachodziło na którejś z wewnętrznych powłok ooidu, w który penetrował inny. Wtedy np. wcisk zwykły od granicy takiej powłoki ulegał przekształceniu we wcisk wzajemny o charakterze trzpienia (tabl. XVII, fig. 4 i 6; tabl. XVIII, fig. 2).

Powracając do uwag o rozpuszczalności ooidów podkreślić zatem należy, że w wykształceniu się poszczególnych frontów penetracji odgrywały rolę nadzwyczaj małe różnice rozpuszczalności, znacznie mniejsze niż w przypadku otoczków pochodzących z pozornie identycznych skał. Różnice takie w przypadku powierzchni ooidów są możliwe do przyjęcia; wynikać one mogą z szeregu najrozmaitszych przyczyn, które, jak sądzić można ze szczegółowych obserwacji powierzchni współczesnych ooidów, np. bahamskich (Newell, Purdy, Imbrie, 1960), mogą mieć bardzo różnorodną genezę, (np. niejednorodność budowy, działalność organiczna itp.). W przypadku omawianych ooidów jedną z takich przyczyn mogła być np. nierównomierna, bardzo na ogół nieznaczna limonityzacja powierzchni (dostrzegalna na niektórych mikrofotografiach w postaci zacinienia powierzchni ooidów i niektórych powłok wewnętrznych).

Powyższe obserwacje dotyczące rozwoju wcisków w ooidach pozwalają także na wyrażenie pewnego poglądu dotyczącego wcisków w otoczkach. Alb. Heim (1919) wyraził mianowicie pogląd, że w przypadku otoczków o tej samej rozpuszczalności proces wciskania zachodzi w ten sposób, iż tylko otoczki mniejsze (o większej krzywiznie) wciskają się w większe (o mniejszej krzywiznie). Zdaniem Ph. H. Kuenena (1942) sprawa ta wymaga wyjaśnienia. W świetle własnych obserwacji nad wciskami w ooidach, a więc wśród obiektów o rozpuszczalności bardziej jednakowej niż jakiegokolwiek dwa otoczki nawet z tego samego rodzaju skały (np. wapienia), a jednocześnie obiektów o bardzo zbliżonej wielkości, a więc i krzywiznie powierzchni, widać wyraźnie, że wygląd wcisku może być bardzo różnorodny, jakiegokolwiek zaś różnice wielkości czy krzywizny ooidów nie grają żadnej roli. Na szeregu załączonych mikrofotografiach (tabl. XV do XVII) widać, że w przypadku ooidów odbiegających kształtem od idealnie kulistego, krzywizna powierzchni nie ma żadnego znaczenia. Wzajemny stosunek wielkości jest tu wprawdzie trudniejszy od stwierdzenia z uwagi na dowolność przekrojów w płycie cienkiej, ale w przypadkach gdy może on być oszacowany, również nie obserwuje się związku z istnieniem wcisku. Wydaje się zatem uzasadniony pogląd, że analogicznie i w przypadku otoczków, nawet zupełnie ściśle jednakowej rozpuszczalności, wielkość tych otoczków oraz krzywizna powierzchni nie będzie miała jakiegokolwiek wpływu na rozwój wcisków.

Na zakończenie rozważań dotyczących genezy wcisków w ooidach wapiennych należy poruszyć zagadnienie roli wcisków w procesie diagenety, czasu ich uformowania oraz przyczyn stosunkowo bardzo lokalnego ich rozwinięcia w obrębie nadzwyczaj szeroko rozprzestrzenionych osadów oolitowych młamu południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich.

Rola rozważanych wcisków w procesie diagenety polega na zespalaniu pierwotnie luźno koło siebie spoczywających ooidów. Zespalanie to w przypadku par ooidowych (tabl. XIV, fig. 2—3) jest jeszcze nieznaczne w skali

całego osadu. Jest ona natomiast już znacznie większa w przypadku łańcuchów. Największą zaś rolę odgrywa w rojach ooidowych (tabl. XIV, fig. 4; tabl. XVIII, fig. 1—6), gdzie w wyniku wzajemnej penetracji ooidów dochodzi miejscami do prawie całkowitego wypełnienia przestrzeni przez penetrujące ooidy (tabl. XVIII, fig. 5—6), z których nieraz pozostają jedynie drobne strzępy, ściśle wypełniające przestrzeń między mniej zniszczonymi ooidami. Penetrujące ooidy mogą więc wypełniać przestrzeń w stopniu daleko znaczniejszym, niż mogłyby to uczynić kulistate czy ovoidalne ooidy swobodnie stykające się z sobą.

Na zagadnienie czasu tworzenia się wcisków rzuca światło fakt, że jakiegokolwiek formy wciskowe nigdy nie kontynuują się w stronę otaczającego spoiwa. Spoiwo to zatem musiało wytrącić się po okresie formowania wcisków¹. Spoiwo ma charakter wtórnego czystego kalcytu, który najprawdopodobniej wytrącił się z czystego roztworu. Wytrącający się kalcyt uniemożliwiał dalsze formowanie się wcisków. Z uwagi na jego grubokrystaliczną strukturę i jednorodność strukturalną w obrębie skały oraz rolę zablizniającą deformacje powierzchni niektórych ooidów wokół wcisku (złuszczenie powłok, tabl. XIX) sądzić należy, że wytrącanie to zachodziło bardzo szybko, być może w wyniku jednego spontanicznego procesu. Przypuszczalnie ten właśnie proces gwałtownego wytrącania się kalcytu przerwał całkowicie proces formowania się wcisków.

Osobnym zagadnieniem jest pochodzenie węglanu wapnia tworzącego spoiwo. Bez wątplenia węglan ten pochodził w pewnej części, miejscami być może znacznej, z tych części ooidów, które zostały usunięte w wyniku procesów wciskowych. Węglan wapnia przeprowadzony do roztworu w wyniku procesów wciskowych migrował jednak w osadzie i wytrącał się powtórnie niekoniecznie w pobliżu miejsca, gdzie rozwijały się dane wciski powodujące powstanie tego węglanu. Wynika to jasno z faktu, iż nie ma ilościowego związku między ilością wcisków a ilością wtórnego spoiwa — najobfitsze jest bowiem ono między ooidami tylko lokalnie penetrującymi w siebie, najmniej zaś jest go w obrębie rojów ooidowych, gdzie procesy wciskowe usunęły znaczną ilość materiału ooidowego.

Stosunkowo bardzo lokalne rozwinięcie się struktur wciskowych w obrębie szeroko regionalnie rozprzestrzenionych osadów oolitowych malmu południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich znajduje swoje wytłumaczenie przy porównawczych obserwacjach poszczególnych osadów oolitowych. Wciski rozwijają się mianowicie tylko w obrębie osadów oolitowych o czystym spoiwie kalcytowym typu wtórnego. Brak zupełnie wcisków w przypadku spoiwa drobnopelitowego, wapnistego lub nieco marglistego, a więc mającego charakter pierwotny. Wciski rozwijały się zatem jedynie w przypadku czystych piasków oolitowych składających się wyłącznie z luźno spoczywających ooidów, z pomiędzy których w wyniku działalności czynników hydromechanicznych (falowanie, prądy) został zupełnie usunięty drobny szlam pelitowy. Jak podano poprzednio, podobna sytuacja panuje też wśród osadów pefitowych, gdzie wciski tworzą się tylko w przypadku otoczków luźno spoczywających koło siebie, a brak ich w przypadku obfitego spoiwa o charakterze pierwotnym (vide obserwacje Heima, 1919, z molasy alpejskiej, oraz obserwacje autora ze Skotnik i Zahorskiej Bystrzycy).

¹ W żadnym przypadku nie mogło ono, jak to interpretuje C. Peszat (1964, str. 31) na przykładzie wapieni z wciskającymi się ooidami z Sobkowa, wytrącać się równocześnie z sedymentacją ooidów.

Wciski w trochitach liliowców

Wciski w trochitach liliowców w obrębie wapieni krynoidowych należą przypuszczalnie do zjawisk bardzo pospolitych, choć prześledzenie ich jest najczęściej znacznie utrudnione z uwagi na rozmaity stan zachowania trochitów, zwłaszcza częste ich mechaniczne pokruszenie przed złożeniem w osadzie oraz późniejszą regenerację mineralną. Formy, które można uznać za powstałe w wyniku wzajemnego wciskania się trochitów, obserwowałem przede wszystkim w obrębie cienkiej ławicy wapienia krynoidowego liasu wierchowego Dolinki Smytniej w Tatrach; wapień ten rozpoczyna profil osadów liasu na powierzchni abrazyjnej ponad ścianą klifową (Radwański, 1959). W obrębie wapienia poszczególne trochity są z sobą silnie pozazębiane, a powierzchnia styku rozcina kryształy kalcytu poszczególnych trochitów nie wykazujących śladów regeneracji mineralnej. Nieregularna powierzchnia styku trochitów nie jest zatem wynikiem wzajemnego dorastania obwódek regeneracyjnych; nie sposób wytłumaczyć jej także ścisłym dopasowywaniem się kształtami trochitów mechanicznie pokruszonych. Powierzchnia ta jest natomiast rezultatem wzajemnego wciskania się trochitów rozpoczętego od nieregularnego „frontu penetracji” wynikającego z jakichś przyczyn wcześniejszych (nadkruszenia trochitów, niejednorodności ich budowy itp.).

Obserwacje mikroskopowe innych wapieni krynoidowych pozwalają stwierdzić niejednokrotnie przynajmniej lokalne wykształcenie analogicznych struktur. Można zatem przypuszczać, że proces wzajemnego wciskania się trochitów może występować wśród różnych osadów krynoidowych, stając się przynajmniej jedną z przyczyn ich diagenety.

Wciski w ziarnach piasku kwarcowego

Wciski w ziarnach piasku kwarcowego obserwowane były niejednokrotnie w rozmaitych piaskowcach kwarcytowych bądź kwarcytach. Są one tutaj jedną z przyczyn zrastania się ziarn kwarcu i stopniowego rozwijania się struktury kwarcytowej. Wciski takie mają zmienne wykształcenie i niejednokrotnie występują wraz z szeregiem różnych form pokrewnych lub morfologicznie podobnych, wraz z którymi były przeważnie omawiane łącznie na tle całokształtu zagadnień związanych z morfologią ziarn kwarcowych (Lamar, 1927 a-b; Giles, 1932; Waldschmidt, 1941; Warn, Sidwell, 1953; Hald, 1956; Carozzi, 1960 i in.).

Formy wcisków wśród ziarn kwarcowych porównywalne morfologicznie z omówionymi poprzednio wciskami w otoczkach oraz zwykłymi formami wcisków w ooidach pierwszy zaobserwował J. E. Lamar (1927 a-b) w ordowickich piaskowcach z Arkanzasu. Wciski z tych piaskowców oraz kilku innych, stratygraficznie lub regionalnie bliskich, stały się zresztą przedmiotem szczegółowego zainteresowania także A. W. Giles (1932) i M. T. Hald (1956). Z innych stanowisk wciski były omawiane mniej dokładnie przy okazji rozważań dotyczących rozmaitych diagenetycznych przemian osadów kwarcowych (Waldschmidt, 1941; Goldstein, 1948; Warn, Sidwell, 1953 i in.). Obserwacje te przeprowadzono nie tylko w płytkach cienkich, lecz także na powierzchni separowanych ziarn (Giles, 1932).

Spośród wyników badań uzyskanych przez wymienionych badaczy dla

całokształtu zagadnień dotyczących struktur i procesów wciskowych interesujące są trzy obserwacje.

I. Wciski w ziarnach piasku kwarcowego są morfologicznie bardziej skomplikowane niż poprzednio omówione formy w otoczkach i óoidach. Prócz form „zwykłych” (Giles, 1932, fig. 4A; Carozzi, 1960, fig. 3a) występują także formy o nieregularnej powierzchni — lekko falistej lub nawet stylolitycznej (Heald, 1956). Fakt ten nie jest dziwny zważywszy, że ziarna piasku kwarcowego są elementami o bardzo podobnej, jeśli nie jednakowej rozpuszczalności. Podobnie jak w przypadku otoczek lub ooidów należy się spodziewać wtedy wcisków wzajemnych o skomplikowanym nieraz kształcie. Wśród wcisków w ziarnach piasku kwarcowego formy „zwykłe” można uważać za wynik jednostronnej penetracji wywołanej utworzeniem się frontu penetracji tylko na powierzchni jednego z dwóch stykających się ziarn (na ziarnie o powierzchni trudniej rozpuszczalnej). Formy o powierzchni falistej lub stylolitycznej autor jest skłonny uważać za wynik rozpuszczalności wzdłuż frontu rozwiniętego miejscami na powierzchni jednego, miejscami zaś na powierzchni drugiego spośród stykających się ziarn. Różnice rozpuszczalności tych ziarn mogą być nie tylko wynikiem jakichś zmian na powierzchni ziarn (np. zanieczyszczeń), ale także anizotropowości rozpuszczania ziarna w całości.

II. Wśród ziarn piasku kwarcowego procesy wciskowe mogą się rozwijać nie tylko lokalnie, na powierzchni styku dwóch czy kilku ziarn, lecz także na większej partii powierzchni ziarna, a przy znaczniejszym upakowaniu ziarn i zaawansowaniu procesów wciskowych — na całej lub prawie całej powierzchni ziarn (Heald, 1956; Carozzi, 1960). W rezultacie powstaje struktura kwarcytowa odznaczająca się bardzo silnym upakowaniem i zrosnięciem się ziarn (quartzitic texture with interlocking quartz grains, Carozzi, 1960). Taki specyficzny typ upakowania, podobnie jak w przypadku utworów oolitowych i trochitów, zdaniem autora można nazwać upakowaniem spojeniowym (weld fabric).

III. Procesy wciskowe, nieraz silnie zaawansowane w obrębie danego osadu, prowadzą w rezultacie nie tylko do silnego zespolenia ziarn (upakowanie spojeniowe), co staje się przyczyną silnej diagenety osadu, lecz równocześnie prowadzą także do uwolnienia znacznej ilości krzemionki. Krzemionka ta staje się również przyczyną diagenety tego samego osadu — oczywiście w miejscach o słabiej rozwiniętych procesach wciskowych, gdzie istnieją jeszcze wolne interstycja, w których może się ona wytrącić (Heald, 1956; Carozzi, 1960).

Ostatnie spostrzeżenia są szczególnie interesujące z punktu widzenia poszukiwań źródła krzemionki w licznych drobnoklastycznych osadach kwarcowych, mniej lub silniej „zsylikowanych”. Zagadnienie to należy omówić nieco szerzej, gdyż nie było dotychczas poruszane w literaturze polskiej. Jest ono szczególnie ważne w szeregu utworów klastycznych rozwiniętych w seriach morskich.

Wskazanie źródła krzemionki w szeregu pakietów osadów klastycznych osadzonych w morzu jest niejednokrotnie bardzo trudne. Najczęściej postuluje się tutaj pochodzenie krzemionki lądowe, wulkaniczne bądź biologiczne, co w sumie ma wspólne założenie, że krzemionka jest doprowadzana do osadu z zewnątrz, jeśli za osad ten przyjmie się czysty piasek kwarcowy przyniesiony do zbiornika w wyniku określonych czynników powodujących jego mechaniczną separację od innych możliwych składników. Powyższe źródła krzemionki są nieraz argumentowane na podstawie różnych przesłanek lub też z dość dużym podobieństwem postulowane. Czasami można je

nawet udowodnić w sposób przekonujący. Niemniej jednak istnieje szereg takich osadów, dla których wymienione źródła krzemionki są niemożliwe do przyjęcia, jakkolwiek zaś późniejszą migrację krzemionki trudno sobie wyobrazić. Chodzi tu przede wszystkim o pakiety składające się z szeregu przeławicujących się osadów piaszczystych i ilastych (piaskowców kwarcytowych i ilów lub łupków), jakie spośród osadów na terenie Polski tworzą np. utwory górnego kambru Gór Świętokrzyskich, werfenu lub retyku (warstwy tomanowskie) serii wierchowych Tatr.

Wielokrotne powtarzanie się ławic piaskowców kwarcytowych przedzielonych ilami lub łupkami w obrębie tych utworów czyni bardzo nieprawdopodobnym próby szukania przyczyn obecności wtórnej krzemionki (kwarcu autogenicznego) w jakiegokolwiek z wymienionych powyżej możliwości. Krzemionka ta bowiem występuje wyłącznie w obrębie ławic piaszczystych. Dostarczanie jej z ładu — czy to w postaci żelu, czy roztworu właściwego — tylko wraz z piaskiem, a nie z zawiesiną ilastą, jest trudne do przyjęcia ze względu na mechanikę transportu. Rozwój zjawisk wulkanicznych tylko w okresie sedymentacji ławic piaszczystych jest zupełnie nieprawdopodobny. Analogiczny rozwój organizmów krzemionkowych — trudno poprzeć w przypadku wymienionych osadów z terenu Polski jakimiś argumentami. Pozostaje tu jeszcze jako ewentualność — późniejsza migracja krzemionki. Z realnych możliwości byłaby tu jednak możliwa tylko migracja (wsysanie) z sąsiadujących (w spagu i stropie) ławic ilastych. Brak na to jednak jakichkolwiek dowodów, jak również uzasadnionych przesłanek. W przypadku bowiem migracji krzemionki pierwotnie już wolnej (uwięziona w osadzie ilastym), powinny zachować się jakieś ślady tego procesu lub relikty krzemionki nie przeniesionej, pozostałej w osadzie ilastym. W przypadku powstawania krzemionki z rozkładu minerałów ilastych zachodziłoby zupełne przekształcenie substancjonalne całego osadu ilastego, co by musiało odzwierciedlić się w jego składzie mineralnym. Obserwacje makroskopowe i mikroskopowe szeregu osadów ilastych wymienionych utworów kambru, werfenu i retyku zdają się natomiast wskazywać, że minerały ilaste są tu terrygeniczne, a nie autogeniczne. Jak wynika z badań innych autorów (T o w e, 1962), w przypadku przeobrażeń pierwotnego osadu złożonego z najmniej trwałego (zresztą niezbyt pospolitego) minerału ilastego, montmoryllonitu, uzyskuje się minimalne ilości wolnej krzemionki, nie wystarczające do wyjaśnienia silniejszej sylyfikacji. Jakkolwiek zresztą próba szukania źródła krzemionki w obrębie osadów ilastych prowadzi w konsekwencji, na co zwrócił już uwagę M. T. H e a l d (1956), do oczekiwania, iż stopień sylyfikacji ławic piaszczystych powinien zależeć od ilości substancji ilastej w sąsiadujących ławicach ilastych (co można wyrazić ich miąższością). Tymczasem w wymienionych utworach kambru, werfenu i retyku stopień sylyfikacji ławic piaszczystych, bez względu na ich różną grubość w profilu, jest mniej więcej podobny i absolutnie nie zależy od miąższości, nieraz bardzo nieznacznej, sąsiadujących ławic ilastych.

W świetle ostatnich rozważań widać, że jako ostatnia możliwość przy poszukiwaniach źródła krzemionki, nieodparcie nasuwa się potrzeba szukania tego źródła w miejscu dość zdawałoby się niewiarygodnym — w obrębie samych ławic piaszczystych jako takich, ściślej — w obrębie „czystego”, pierwotnie sypkiego piasku kwarcowego. Procesy wciskowe są tu (G i l e s, 1932; W a l d s c h m i d t, 1941; H e a l d, 1956; C a r o z z i, 1960) niejednokrotnie bardzo ważnym, aczkolwiek bynajmniej nie jedynym źródłem tej krzemionki. Innym jest np. rozpuszczanie mniejszych ziarn kwar-

cowych (Goldstein, 1948; Carozzi, 1960). Uwalniana w wyniku tych procesów krzemionka wytrąca się powtórnie na sąsiednich ziarnach, zrastając się w zgodności krystalograficznej z nimi (obwódki regeneracyjne), bądź samodzielnie w interstycjach między ziarnami, ale może też przed wytrąceniem wędrować w osadzie (Herald, 1956). W sumie procesy te stają się przyczyną autocementacji pierwotnie zupełnie sypkiego materiału (autocementation, Waldschmidt, 1941).

Powyższe rozważania, w znacznej części natury ogólnej, prowadzą do wniosku, że procesy wciskowe są jednym ze źródeł krzemionki w omawianym typie osadów, a także jedną z przyczyn ich autocementacji. Wykazanie przebiegu tych procesów w konkretnych utworach nie zawsze jest łatwe i możliwe. W preparatach mikroskopowych trudno bowiem niejednokrotnie rozeznaczyć naturę samych ziarn kwarcowych, ich allo- lub autochtoniczność. Trudno też nieraz rozeznaczyć obecność obwódek regeneracyjnych i powierzchni kontaktu o charakterze wcisków, zwłaszcza że formy te najczęściej występują razem i wzajemnie się uzupełniają. Nawet w przypadku znalezienia form wciskowych należy być dalekim od uznania procesów wciskowych jako jedynego źródła krzemionki (prócz innych procesów autocementacji może tu być też źródło obce).

Z drugiej strony nawet obecność samych obwódek regeneracyjnych na ziarnach klastycznych bądź też obecność zindywidualizowanych ziarn kwarcu autogenicznego nie neguje możliwości istnienia zjawisk wciskowych w sąsiedztwie. Dlatego też w przypadku rozważanych utworów z terenu Polski można na podstawie obserwacji mikroskopowych i terenowych jedynie wypowiedzieć pogląd tego typu, iż rozwój struktury kwarcytowej ławic piaszczystych zachodził w wyniku autocementacji, spowodowanej przypuszczalnie w pewnym lub nawet znacznym stopniu procesami wciskowymi. W przypadku warstw tomanowskich retyku pogląd ten uzasadniam osobiście (Radwański, 1964 b), w przypadku zaś werfenu tatrzańskiego czyni to P. Roniewicz (1965).

Rozważane procesy wciskowe w piaszczystych osadach kwarcowych przebiegały przypuszczalnie także w szeregu innych utworów, w których obrębie trudno znaleźć „obce” źródło krzemionki. Stawały się one przyczyną powstawania struktury kwarcytowej, przy czym powstawanie to zachodziło na dwa różne sposoby. Z jednej mianowicie strony struktura kwarcytowa powstawała w wyniku samych procesów wciskowych (wzrastającego upakowania spojeniowego), z drugiej — w wyniku rekryształizacji krzemionki uwolnionej w czasie formowania się wcisków. Przypuszczalnie w znacznej części przypadków oba te procesy przebiegały w tej samej partii osadu, wzajemnie się uzupełniając. Niekiedy jednak w pewnych partiach osadu przeważały procesy penetracji ziarn kwarcu, w chwili gdy wytrącanie poprzednio uwolnionej krzemionki zachodziło w innych partiach tego samego osadu. Można zwrócić uwagę, że w miejscach, gdzie przeważały procesy wciskowe, struktura kwarcytowa formowała się bynajmniej nie w wyniku doprowadzenia do osadu dodatkowej krzemionki („sylifikacji” — jak się to nieraz uogólnia), lecz wręcz przeciwnie — w wyniku odprowadzania znacznej jej ilości z danej partii osadu.

Z przytoczonych powyżej obserwacji i wniosków widać, że rola procesów wciskowych w diagenecie piaszczystych osadów kwarcowych może być dość znaczna, same natomiast procesy wciskowe rozpatrywać należy na tle całokształtu zagadnień związanych z postdepozycyjną przemianą tych osadów.

ZAKOŃCZENIE

Omówione procesy wciskowe, jak widać z własnych obserwacji i danych zaczerpniętych z literatury, rozwijają się w różnych typach osadów. Wszystkie te osady mają jednak jedną wspólną cechę — składają się z poszczególnych elementów, które pierwotnie spoczywały koło siebie zupełnie luźno, bez udziału jakiegokolwiek masy wypełniającej. W takich tylko warunkach, na granicy styku poszczególnych elementów pod wpływem nacisku elementów sąsiednich, rozwijały się procesy wciskowe. Rodzaj poszczególnych elementów nie odgrywał tu roli — elementy te mogły być jednakowe (ziarna piasku, ooidy, trochity liliowców) lub różne (otoczaki rozmaitych skał, np. rozmaitych wapieni, dalej — ziarna piasku kwarcowego wraz z okruchami skał lub fauny, ziarna piasku wraz z całymi muszlami większych zwierząt). W przypadku elementów o niejednakowej rozpuszczalności element trudniej rozpuszczalny tworzył wcisk w łatwiej rozpuszczalnym. W przypadku elementów ogólnie biorąc o jednakowej rozpuszczalności (np. ooidy, ziarna kwarcu) decydowały różnice rozpuszczalności powierzchni, co umożliwiało utworzenie się frontu penetracji decydującego o rozwijaniu się wcisku.

W świetle zebranych danych z literatury i własnych obserwacji widać, że wykształcenie strukturalne wcisków, przebieg procesu ich formowania oraz jego przyczyna są w zasadzie jednakowe w rozmaitych typach osadów. Dlatego też wydaje się słuszne rozpatrywanie form i procesów wciskowych łącznie dla wszystkich typów osadów.

W poznaniu form i procesów wciskowych istnieje wyraźna dysproporcja. Przy bogatej literaturze dotyczącej wcisków w otoczkach nielką zupełnie ilościowo publikacje poświęcone wciskom w innych elementach osadów. Nie jest to dziwne z uwagi na to, że wciski w otoczkach rzucają się niejednokrotnie w oczy nawet przy bardzo pobieżnym przeglądaniu materiału, a wielkością swoją znacznie przewyższają jakiegokolwiek inne formy strukturalne powierzchni otoczek. Niemniej jednak, jak przedstawiono w części szczegółowej, zagadnienie genezy wcisków w otoczkach bynajmniej nie jest lepiej poznane niż w innych elementach osadu, a przez długie lata uchodziło za bardzo dyskusyjne, jeśli nie w ogóle zagadkowe.

Łączne rozpatrzenie form i procesów wciskowych dla różnych typów osadu okazało się o tyle pożyteczne, że na podstawie rozwoju tych form i procesów w pewnych osadach można było wskazać na pewne prawidłowości ich rozwoju także w innych osadach. Tak na przykład obserwacje wcisków w ooidach pozwoliły na wyrażenie pewnych poglądów dotyczących wcisków w otoczkach, w chwili gdy odnośne zagadnienia w świetle dotychczasowych obserwacji samych wcisków w otoczkach nie przedstawiały się jasno (zagadnienie różnic rozpuszczalności form penetrujących i kształtu powierzchni tych form). Z drugiej strony na przykład obserwacje dotyczące roli procesów wciskowych w diagenecie osadów oolitowych pozwoliły na uchwycenie podobieństwa tego zjawiska w przypadku piaszczystych osadów kwarcowych. Ogólnie biorąc obserwacje osadów drobnych, czynione przy użyciu mikroskopu, pozwalają na daleko bardziej wszechstronne rozpatrzenie omawianych form i procesów, niż można to uczynić w przypadku zlepieńców, gdzie wciski w otoczkach oglądane okiem nie uzbrojonym stanowiły najczęściej jedynie tylko interesujący rys morfologiczny samej powierzchni tych obiektów.

Przyczyny rozwijania się procesów wciskowych mają tak naturalny charakter, że z dużym prawdopodobieństwem można przewidywać stwier-

dzenie procesów wciskowych w większości osadów klastycznych i strukturalnie podobnych (organodetrytycznych, oolitowych). Wciskom zatem należy odmówić miana niezwykłości. Formy te oraz wywołujące je procesy trzeba traktować tylko jako jeden z przykładów form i procesów diagenetycznych prowadzących do trwałego zespolenia pierwotnie luźnego materiału.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, maj 1964 r.

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

- Bałuk W., Radwański A. (1962), Toczénice uzbrojone z potoków kotliny sądeckiej (Armored mud balls in streams in the vicinity of Nowy Sącz, Polish Carpathians). *Acta geol. pol.*, 12/3, Warszawa.
- Bastin E. S. (1940), Discussion: A note on pressure stylolites. *J. Geol.*, 48, Chicago.
- Bastin E. S. (1951), A note on stylolites in oolitic limestone. *J. Geol.*, 59/5, Chicago.
- Bell H. S. (1940), Armored mud balls — their origin, properties, and role in sedimentation. *J. Geol.*, 48/1, Chicago.
- Bersier A. & Vernet J. P. (1956), Un cas d'oolithisation en faciès détritique. *Bull. Lab. Géol. Min. Géoph. et Mus. Géol. Univ. Lausanne*, 116, Lausanne.
- Bieda F. (1960), Velké foraminifery priútesového flyša na východnom Slovensku (Foraminiferen des Klippennahen Flysch in der Ostslowakei). *Geol. Pr.* 18, Bratislava.
- Bolewski A., Turnau-Morawska M. (1963), Petrografia. Warszawa.
- Carozzi A. (1953), Pétrographie des roches sédimentaires. Neuchâtel.
- Carozzi A. V. (1960), Microscopic sedimentary petrography. New York — London.
- Carozzi A. V. (1961), Distorted oolites and pseudoolites. *J. Sedim. Petrol.*, 31/2, Menasha.
- Carozzi A. V. (1963), Half-moon oolites. *J. Sedim. Petrol.*, 33/3, Menasha.
- Clarke J. M. (1915), Causes producing scratched, impressed, fractured and cemented pebbles in ancient conglomerates (Abstract). *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 26, Washington.
- Cloos E. (1947), Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 58/9, Baltimore.
- Dowgiałło J., Nawrocka W. (1958), O zlepieńcach miocénkich w okolicach Buska-Zdroju (Miocene conglomerates in the vicinity of Busko Zdrój, Southern Poland). *Prz. geol.*, 10 (67), Warszawa.
- Ellenberg J. (1964), Beziehungen zwischen Ooid-Deformation in der ordovizischen Eisenerzen und der Tektonik an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels (Thüringen). *Geologie*, 13/2, Berlin.
- Gignoux M. (1950), Géologie stratigraphique. IV^e ed. Paris; oraz polskie tłumaczenie — Geologia stratygraficzna, Warszawa 1956.
- Giles A. W. (1932), Textural features of the Ordovician sandstones of Arkansas. *J. Geol.*, 40/2, Chicago.
- Goldstein A. (1948), Cementation of Dakota sandstones of the Colorado Front Range. *J. Sedim. Petrol.*, 18/3, Tulsa.
- Graf D. L., Lamar J. E. (1950), Petrology of Fredonia oolite in Southern Illinois. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 34, Tulsa.

- Haas W. H. (1927), Formation of clay balls. *J. Geol.*, 35/2, Chicago.
- Heald M. T. (1956), Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *J. Geol.*, 64/1, Chicago.
- Heim Alb. (1919), Geologie der Schweiz. Bd. I, Leipzig.
- Hollmann R. (1962), Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). *N. Jb. Geol. u. Paläont.*, Mh 4. Stuttgart.
- Kegel W. (1921), Über Gerölle mit Eindrücken. *Zbl. Miner. Geol. Paläont.*, Jg 1921. Stuttgart.
- Kessler P. (1919), Über Gerölle mit Eindrücken. *Ibidem*, Jg 1919.
- Kessler P. (1921), Zu A. Kumms Entstehung der Eindrücke in Geröllen. *Geol. Rdsch.*, Bd. 12, Leipzig.
- Kuennen Ph. H. (1942), Pitted pebbles. *Leidsche Geol. Mededeel.*, 13, Leiden.
- Kumm A. (1919), Die Entstehung der Eindrücken in Geröllen. *Geol. Rdsch.*, Bd. 10, Leipzig.
- Kumm A. (1925), Über die Entstehungszeit der Eindrücke und ihre geologische Bedeutung unter besonderer Berücksichtigung oolithischer Gesteine. *Ibidem*, Bd. 16, Berlin.
- Kuźniar W., Zelechowski W. (1927), Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórze na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. *Prz. gór.-hutn.*, 19, Dąbrowa Górnicza.
- Lamar J. E. (1927 a), New facts concerning the Saint Peter sandstone of Illinois. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 38, New York.
- Lamar J. E. (1927 b), Geology and economic resources of the St. Peter sandstone of Illinois. *Bull. Illin. Geol. Surv.*, 53, Urbana.
- Macar P. (1937), Sur des „cailloux impressionnés“ de quartzite trouvés dans le poudingue burnotien, à Wéris. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 61, Liège.
- Mišik M., Kušik R., Borza K. (1960), Horniny so silikátovými oolitmi v rete a spodnom liase Belanských Tatier a masivu Širokej (Gesteine mit Silikat-Ooiden im Rät und unteren Lias des Gebirges Belanske Tatry und des Široka Massivs). *Geol. Sborn.*, 11/2, Bratislava.
- Moret L. (1947), Précis de Géologie. Paris.
- Newell N. D., Purdy E. G., Imbrie J. (1960), Bahamian oölitic sand. *J. Geol.*, 68/5, Chicago.
- Passendorfer E., Roniewicz P. (1963), Jeszcze w sprawie wyspy tatrzańskiej w eocenie (Additional notes on an Eocene island in the Tatra Mts.). *Acta geol. pol.*, 13/1, Warszawa.
- Peszat C. (1964), Litologia jurajskich skał węglanowych między Tokarnią a Chmielnikiem (The lithology of the Jurassic carbonate rocks, Southeastern margin of the Holy Cross Mts., Poland). *Acta geol. pol.*, 14/1, Warszawa.
- Pettijohn F. J. (1957), Sedimentary rocks. 2nd ed., New York.
- Pissart A. (1959), Premiers résultats de l'étude de la gravière de Cons-la-Grandville. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 82, Liège.
- Radwański A. (1959), Struktury litoralne w liasie w Dolince Smytniej (Littoral structures, cliff, clastic dikes and veins, and borings of Potamilla, in the high-tatric Lias). *Acta geol., pol.*, 9/2, Warszawa.
- Radwański A. (1964 a), Boring animals in Miocene littoral environments of Southern Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sc. Géol. Géogr.*, 12/1, Warszawa.
- Radwański A. (1964 b), Studium petrograficzne i sedymentologiczne retyku wierchowego Tatr (praca nie publikowana).
- Radwański A. (1965), Z zagadnień transgresji miocenu w Polsce południowej (Problems of the Miocene transgression in Southern Poland). (w druku).

- Roniewicz P. (1965), Klastyczne utwory dolnego werrfenu (seisu) w Tatrach *Acta geol. pol.* (w druku).
- Ruchin L. B. (1953), Osnovy litologii. Leningrad — Moskwa.
- Siedlecki S. (1952), Podłoże melafiru w Regulicach i problem genezy zlepieńców myślachowickich. *Biul. Inst. Geol.*, 80, Warszawa.
- Siedlecki S. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa (Palaeozoic formations of the Cracow region). *Ibidem*, 73.
- Siedlecki S. (1960), Dulowa — Karniowice — Filipowice — Wola Filipowska (Wycieczka 2) in: *Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa*. Warszawa.
- Sorby H. C. (1863), Über Kalkstein-Geschiebe mit Eindrücken. — *N. Jb. Miner. Geol. Palaeont.*, Jg 1863, Stuttgart.
- Towe K. M. (1962), Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. *J. Sedim. Petrol.*, 32/1, Menasha.
- Turnau-Morawska M. (1961 a), Charakterystyka petrograficzna utworów rudonośnych wezulu łączyckiego (Petrographic character of the ironstone of the Vesulian in the Łęczycza region). *Biul. Inst. Geol. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, 172, Warszawa.
- Turnau-Morawska M. (1961 b), Charakterystyka petrograficzna ordowiku z Mójczy koło Kielc i porównanie z równociekowymi osadami innych obszarów Polski (Petrographic characteristic of the Ordovician from Mójcza in the Święty Krzyż Mountains compared with deposits of identical age from other regions of Poland). *Kwart. geol.*, 5/4, Warszawa.
- Vassoevich N. B. — Вассоевич Н. Б. (1958), Крупнообломочные породы. В книге: Рухин Л. Б. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, 2, Ленинград
- Végh S. (1962), Az Északi-Bakony Miocén képződményei. *A Magyar All. Földtani Intézet* 1959, Budapest.
- Waldschmidt W. A. (1941), Cementing materials in sandstones and their probable influence on migration and accumulation of oil and gas. *Bull. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 25/10, Tulsa.
- Warn G. F., Sidwell R. (1953), Petrology of the Spraberry sands of west Texas. *J. Sedim. Petrol.*, 23, Menasha.

SUMMARY

Abstract. Different forms of pits in sedimentary particles (e.g. pebbles, ooids, quartz grains, other detrital grains, shells and shell fragments) and their origin have been reviewed. On the basis of personal material and bibliographic references these structures and their origin have been shown to be very uniform in different sediments. The pitting structures are no extraordinary phenomena. They are only a special product of diagenesis.

INTRODUCTION

One of the most interesting features of the surface of sedimentary particles are the pits. These structures have been especially recognized in pebbles (pitted pebbles) ever since the work of James Hutton (1785). Now there are some 150 papers dealing with these structures or mentioning them. Pits in other sedimentary particles are less well known. In quartz grains they have been recognized in the last forty years, in ooids — in the last ten years. In every case the pits were only described in connection

with one type of sediment or its components. The aim of this paper is to elucidate all these pitting structures as one general phenomenon and to show processes causing them.

PITTING PROCESSES IN RUDACEOUS SEDIMENTS

Pitting structures in rudaceous sediments occur in conglomerates, more exactly — in their individual particles, i. e. the pebbles, cobbles or boulders. (Sorby, 1863; Alb. Heim, 1919; Kessler, 1919, 1921; Kumm, 1919, 1925; Kegel, 1921; Macar, 1937; Kuenen, 1942). Pitting structures in such sediments have been analysed by the Author in the material collected from the Tortonian littoral conglomerates at Skotniki near Busko (southern slopes of the Holy Cross Mts., Central Poland). These conglomerates and their origin have been described in other papers (Radwański, 1964 a, 1965).

PITTED PEBBLES IN CONGLOMERATES AT SKOTNIKI

Pits in pebbles in the conglomerates at Skotniki are very typical and familiar features of the surface of the many calcareous (Jurassic and Cretaceous limestones) pebbles. The pebbles pitting them are the same or siliceous (Cretaceous cherts or exotic quartz).

The general features of pits observed on separated pebbles are as follows. The diameter of pits is as great as to ca. 10 cm. Usually they are rather shallow but distinct, plate, or wide cup shaped holes, resembling forms cut by a spoon. The deepness of pits depends on their diameter — in the biggest forms it amounts ca. 2 cm. The pits on the surface of any pitted pebble differ in dimensions and shape, mirroring the dimensions and shape of the pebbles pitting it (Pl. XI, fig. 1; Pl. XII, Fig. 2).

The mutual relation of pebbles, their contact and shape at the pit surface may be observed more exactly only on polished surfaces (Pl. XII; Fig. 1; Pl. XIII; sketch drawings on Figs. 1 — 4).

When two pebbles are in contact, in most cases only one pebble is destroyed by a pit — either the smaller pebble forms a pit in the bigger one (Fig. 1), or the bigger in the smaller one (Fig. 2). The degree of convexity does not play a role here: smaller pebbles pitting bigger ones may be more convex (Fig. 1 a) or less (Fig. 1 b). The same with bigger pebbles pitting smaller ones. These bigger pebbles are more (Fig. 2 a) or less convex (Fig. 2 b — c). The latter case (Fig. 2 b — c) gives an interesting picture of the flattening of smaller pebbles on a bigger one. The deformation of both pebbles at their contact is less frequent. In this case a mutual pit is formed with a faintly waving contact line (Fig. 3 a), sometimes resembling a stylolitic seam (Fig. 3 b). Some pebbles pitted by many neighbours may completely lose their original shape (Fig. 4 a). A smaller pebble lying between two bigger ones, may be quite embraced by these latter (Fig. 4 b).

Polished surfaces show that the mutual dimensions and convexity of pebbles do not play a role in the formation of pits, in spite of the opinion of some older authors (e. g. Heim, 1919; Kumm, 1919; Kuzniar & Zelechowski, 1927; Siedlecki, 1952, 1960; Vassoevič, 1958). Similar observations of polished surfaces have already been

made by Ph. H. K u e n e n (1942) who showed the incorrectness of many opinions formerly declared, or repeated without any criticism.

On polished surfaces, and much better in thin sections, one can see that the mutual boundary line between the pebbles is distinct and the pit surface sharply cuts a pebble regardless of its texture. In many cases the pebbles are not themselves in direct contact — there is a thin residual coating between them.

The number of pits on any pebble depends on the size of the material surrounding it. Bigger pebbles, or cobbles, lying among smaller ones may have even a hundred pits or more (vide Pl. XII, Fig. 2).

Apart from typical pits there are also very shallow, indistinct holes or only rough places on the surface of pebbles. These places are usually somewhat limonitised, having the appearance of big spots or freckles (Pl. XI, Figs. 1—2). Similar structures have been described in German papers as pit spots (Druckflecken, K u m m, 1919).

There are many transitional forms between pit spots (Pl. XI, Figs. 1—2) and distinct pits (such transitional forms are pictured on Pl. XII, Fig. 2). It shows that pit spots are the initial stages in the development of pits. So it is impossible to confirm N. B. V a s s o e v i č's (1958) opinion about the connection of pit deepness and the stratigraphical age of conglomerates composed of such pitted pebbles.

DEVELOPMENT OF PITS WITHIN THE RUDACEOUS DEPOSITS OF SKOTNIKI

The pits in pebbles in cliff deposits at Skotniki were formed before cementation. Within the matrix there are no traces of any pitting processes. Concerning the origin of these pits we can, on the basis of the Sorby-Kuenen hypothesis, imagine their initiation and growth within loose cliff material. At the contact points of pebbles, cobbles or boulders the local pressure increased above an average value of the hydrostatic pressure. In such conditions, according to Riecke's rule, the sea water saturated with calcium carbonate began to dissolve chemically less resistant pebbles and boulders. As a result the more resistant pebbles, not being dissolved, formed pits in more easily dissolved pebbles regardless their dimension and shape. In many cases the pebbles forming pits in other ones were dissolved in turn by others, forming pits in them. In the case of very similar or identical dissolution of pebbles, mutual pits were formed.

The fine grained matrix of the cliff deposits played an adverse role in the formation of the pits. This material rendered impossible the growth of pressure at contact points. In the parts of the outcrop with more plentiful matrix the pits are less distinct (pit spots) or are lacking. Conversely, when the original matrix is less abundant, and cliff deposits are cemented with secondary infilled calcite, the pits are very well developed. A similar connection was previously noted by Alb. H e i m (1919) in the molasse deposits of the Alps.

The development of pitting processes within the cliff deposits of Skotniki was stopped by the hardening of the matrix. It made impossible further transference of pressure at the contact points and the movement of pebbles during the growth of pits. Thus the pitting processes preceded the hardening of the matrix. Because the calcarenitic matrix was cemented most probably penecontemporaneously with sedimentation, it seems likely that the pitting processes reached completion in the Miocene sea — namely in the deeper parts of its bottom deposits.

PITTING PROCESSES IN CALCAREOUS OIDS

The pitting processes in calcareous ooids have not been hitherto described. They have been only noted by some authors (Graf & Lamar, 1950; Bersier & Vernet, 1956; Carozzi, 1960, pp. 248—9, 253 and Figs. 48 and 52; Peszat, 1964, Pl. 4, Fig. 1) or shown in pictures of oolitic limestones without pointing them out (Pettijohn, 1957, Pl. 39 E; Bolewski & Turnau-Morawska, 1963, Figs. 143 and 200). Other, quite different deformations in calcareous or other ooids have been recognized more exactly (spastolithic deformations — Pettijohn, 1957; Mišik, Kušik & Borza, 1960; Carozzi, 1961; Turnau-Morawska, 1961a, b; collapsing of layers — Carozzi, 1963; stylolitic — Bastin, 1951; and tectonic deformations — Cloos, 1947; Ellenberg, 1964).

Excellent examples of pitted ooids were found in the Lower Kimmeridgian limestones at Korytnica (southern margins of the Holy Cross Mts.).

PITTED OIDS IN KIMMERIDGIAN LIMESTONES AT KORYTNICA

Of the pits in the ooids in oolitic limestones at Korytnica (Pl. XIV—XIX) one can distinguish simple and complex forms. The latter are: simple mutual pits of an angularly indentate form, and mutual pits of a single or repeated horst-shaped bar.

Simple pits (Pl. XV). One ooid penetrates into another not being itself deformed. The depth of pits is various — smaller (Pl. XV, Figs. 1—4) or bigger (Pl. XV, Figs. 5—6). The shape of pits depends on the shape of the penetrating ooid.

Mutual pits of an indentate form (Pl. XVI). One ooid penetrates another being itself simultaneously deformed by the latter. In such a pit there are two parts: 1 — in which the first ooid is pitting the second one, and 2 — in which the second ooid is pitting the first. The limit of these two parts is sharp and usually quite smooth (Pl. XVI, Figs. 1—4). Step shaped deflections of the boundary are very faint and rare (Pl. XVI, Figs. 5—6).

Mutual pits of the horst-shaped bar type (Pl. XVII). Two ooids are mutually penetrated, and a double pit of the previous type (indentate form) is formed here. The effect is to produce a horst shaped bar: one ooid penetrates into another being simultaneously, at its sides, penetrated by the second ooid. Thus the latter ooid penetrates into the former in the manner of pliers embracing that bar (Pl. XVII, Figs. 1—4). Such pits may be single (Pl. XVII, Figs. 1—4) or repeated several times (Pl. XVII, Figs. 7—6), sometimes in the form of a very rough stylolite (Pl. XVII, Fig. 7).

Of these pits the most abundant are the simple ones, but their number may depend partly on intersection of the ooids which cut in another direction could exhibit more complicated forms (mutual pits).

As the result of pitting processes in ooids one can distinguish three, progressively more advanced cases of jointing: ooid pairs (Pl. XIV, Figs. 2—3), ooid chains (Pl. XIV, Figs. 2—3) and ooid swarms (Pl. XIV, Figs. 2—4). In the latter cases the greater swarms compose a big part of the thin section (Pl. XIV, Fig. 4). Individual ooids in swarms are „packed” by pitting very densely, so that many of them are strongly dissolved by

pitting neighbours. Only crescent shaped fragments are left as the remains of such ooids (Pl. XVIII, Figs. 3—5). As the pitting progresses the free space between the ooids gradually decreases (Pl. XIV, Figs. 1—4), and in some places it is nearly entirely infilled by penetrating ooids (Pl. XVIII, Figs. 5—6).

ORIGIN OF PITS IN OIDS

The origin of pits in calcareous ooids should be explained more exactly otherwise the possibility of its occurrence may be questioned at all. Namely in pitting processes in pebbles one speaks usually (K u e n e n, 1942) about the pitting role of a less dissolved pebble as it penetrates into a more dissolved one. The ooids are rather of the same solubility, or the differences are less than for any sample of limestone pebbles.

The structure of pits in ooids at Korytnica allows the supposition that during the formation of pits in ooids the solubility of the entire ooids played no role, and only the solubility of the contact surface being important. Along the contact surface the „penetration front” formed along the less dissolving ooid surface. The penetration front, i. e. the less dissolving surface, began the formation of a pit. One ooid penetrated into another by this front either without any obstacles (Pl. XV) or, very rarely, until reaching less dissolving parts within the ooid than itself, namely any surface of internal layers of the ooid envelope (Pl. XVII, Fig. 6 and Pl. XVIII, Fig. 2). In cases of differing solubility of the surfaces of both ooids at their contact, the penetration front formed in one part on the first ooid, in another — on the second ooid. It involved a mutual pit of the indentate form (Pl. XVI). When such a situation repeated, a mutual pit of the horst-shaped bar type was formed (Pl. XVII). A stable penetration front enabled a straight boundary between both parts of the mutual pit. The direction of this boundary probably corresponded to the direction of stress. In the case of a changing of the stress direction during pitting, caused by the turning of ooids, the boundary exhibited greater or lesser deflections (Pl. XVI, Figs. 5—6). All these structures show that the penetration front was the only factor that caused the features of the pits. The differences in diameter or convexity of ooids did not play any role here. So it may be postulated that also among pebbles of the same solubility throughout, the diameter and shape (convexity) of the pebbles has no influence on the formation of pits, in spite of Alb. H e i m's opinion (1919, see also a note by K u e n e n, 1942, p. 198). Probably here also a penetration front is the only factor.

The formation of pits in oolitic sand at Korytnica was stopped by the precipitation of secondary calcite as a cement. That calcite was probably, in part at least, derived from the ooid volume dissolved by pitting processes. Precipitation was very rapid, because the superficial deformations of ooids by pits (breaking, fracturing and rippling of the last envelope layers — Pl. XIX) had not been destroyed, and calcite healed these deformations. At Korytnica, and other regions of the Jurassic margins of the Holy Cross Mts., all the pitting processes in ooids occur only in layers of almost pure oolitic sand without much pelitic admixture or matrix.

PITTING PROCESSES IN QUARTZ GRAINS

Pitting processes in quartz grains were recognized by J. E. Lamar (1927 a, b). These processes were also discussed by other authors (Giles, 1932; Waldschmidt, 1941; Goldstein, 1948; Warn & Sidwell, 1953; Heald, 1956; Carozzi, 1960) in connection with various diagenetic processes in quartz sediments. Of the data given by these authors three conclusions are relevant to the problems of pitting as an entity.

1. The pits in quartz grains are more complicated in shape than the ones mentioned above in pebbles or ooids. Besides simple pits (Giles, 1932, Fig. 4 A; Carozzi, 1960, Fig. 3 a) irregularly shaped forms occur here (Heald, 1956). Such morphology depends also only on the penetration front that was initiated by superficial impurities, or even by anisotropic dissolution.

2. The pitting processes in quartz grains are not only local, at the points of mutual contact, but also widely extended over a greater part of the surface of grains (Heald, 1956; Carozzi, 1960). As a result a quartzitic texture is formed (quartzitic texture with interlocking quartz grains, Carozzi, 1960).

3. The pitting processes lead not only to the very strong welding of grains (weld fabric), but also to the extraction of a volume of free silica. That silica becomes an agent of diagenesis for the same sediment (Heald, 1956; Carozzi, 1960). The latter observation is most interesting in the search for silica sources in many detrital quartz sediments which have been more or less silicified.

All these data show that the pits in quartz grains, i. e. in material of nearly the same solubility, are much more differentiated in shape and extension than in pebbles. They are more similar to those in ooids. But on the other hand the results of pitting processes in quartz sediments are strongly obliterated by later diagenesis — recrystallisation of free silica extracted from the pit space of individual grains.

PITTING PROCESSES IN OTHER SEDIMENTS

The pitting processes in individual particles of other sediments have been traced in mono and polygenic materials — both detrital (terrestrial) and organic. Examples have been recognized, for instance, in the high-tatric Triassic and Jurassic of the Tatra Mountains. In Rhaetian calcareous sandstones and sandy limestones there are quartz grains pitting the organic detritus (Pl. XX, Figs. 2—3). In Liassic crinoidal limestones crinoid ossicles pit themselves, and in similar, more sandy limestones of the uppermost Liassic (or lowermost Doggerian) quartz grains pit the detrital dolomite grains (Pl. XX, Fig. 1).

Similar phenomena are also very typical for many fossiliferous clastic sediments in which the detrital grains pit into the fossils. Some examples of pitted forams, brachiopods, oysters, other shells, belemnites and echinoids from the Jurassic, Cretaceous and Tertiary of Poland, as well as the Tertiary of Slovakia and Hungary are cited in the Polish text (p. 187).

CONCLUSIONS

The pitting processes develop in many sediments. All these sediments have one common feature: they are composed of particles which were

quite loose during deposition. Only in such conditions can the pitting processes be initiated at the contact of individual particles — homogenous (quartz grains, ooids, crinoidal ossicles), or heterogenous (pebbles of different rocks, quartz grains mixed with other clastic or organic material or fossils). In the cases in which the particles had not the same solubility, the less dissolving particle formed a pit in a more dissolving one. In the cases in which the particles had nearly the same solubility (e. g. ooids, quartz grains), the differences of the solubility of surfaces determined the formation of the penetration front and consequently the pits.

In all these sediments the pitting process is one of the kinds of diagenetic processes. In some sediments (e. g. conglomerates) the role of the pitting process in diagenesis is not very great, in others it may become very great (e. g. oolitic limestones, quartzitic sandstones). As a result of pitting some particles of some sediments (e. g. ooids in oolitic limestones) may be strongly destroyed (dissolved) or even entirely removed from the sediment.

The causes of pitting processes — dissolving under pressure in saturated solution — have so natural a character, that they may be expected in many other sediments. Thus the pits, very striking in some objects (e. g. pebbles or boulders), are no extraordinary phenomena. They are only one of many various structural forms developing during the diagenesis of previously quite loose materials (sediments).

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University
Warsaw, May 1964.*

translated by the Author

OBJAŚNIENIA TABLIC EXPLANATION OF PLATES

Tablice XI—XIII: Wciski w otoczakach w obrębie zlepieńców miocenijskiego gładzowiska klifowego Skotnik Dużych koło Buska

Plates XI—XIII: Pitted pebbles in the Miocene cliff conglomerates at Skotniki near Busko

Tablica (Plate) XI

Fig. 1. Pojedynczy wcisk o ostrym kancie z jednej strony oraz dwie plamy naciskowe. W. n.

Fig. 1. Pebble with a sharply bordered pit and two pit spots. Nat size.

Fig. 2. Wyraźniejsze plamy naciskowe utworzone przez sąsiednie otoczaki o podobnej średnicy. W. n.

Fig. 2. Pebble with pit spots formed by neighbouring pebbles of a similar diameter. Nat. size

Tablica (Plate) XII

Fig. 1. Małe otoczaki wciskające się w duży. Naszlif. Strzałki wskazują: zwykle — wcisk większego otoczaka w mniejszy, podkreślone — wcisk mniejszego w większy, ząbkowane — wzajemne ząbkowanie. W. n.

Fig. 1. Smaller pebbles pitting a bigger one. Polished surface. The arrows show:

normal — pit of a bigger pebble into a smaller one, with a base — pit of a smaller pebble into a bigger one, waved — mutual pits. Nat. size

Fig. 2. Formy przejściowe między plamami a typowymi wciskami utworzone przez małych „sąsiadów” wciskających się w dużego „gospodarza”. W. n.

Fig. 2. Transitional forms between pit spots and typical pits formed by small neighbours pitting a bigger host. Nat. size

Tablica (Plate) XIII

Wzajemne kontakty otoczaków widoczne na naszlifie drobnopsefitowej skały z głazowiska. Oznaczenie strzałek jak na tabl. XII, fig. 1; znak + wskazuje wcisk jednego z otoczaków w drugi przy podobnej średnicy obydwóch. X 2

Contacts of pebbles visible on a polished surface. Differentiation of arrows the same as on Pl. XII fig. 1; the mark + shows a mutual pit in pebbles of a similar diameter. X 2

Tablice XIV—XIX: Wciski w ooidach wapiennych z wapieni oolitowych dolnego kimerydu w Korytnicy

Plates XIV—XIX: Pitted ooids in Kimmeridgian limestones at Korytnica

Tablica (Plate) XIV

Stopniowe wypełnianie przestrzeni przez ooidy w zależności od stopnia rozwoju procesów wciskowych. X 20

Gradual infilling of the space by ooids during the progression of the pitting process. X 20

Fig. 1. Partia osadu, w której ooidy leżą z dala od siebie, miejscami tylko stykając się wzajemnie. Brak procesów wciskowych. Stopień wypełnienia przestrzeni przez ooidy mały — spoiwo wtórne odgrywa rolę tła

Fig. 1. Part of sediment in which the ooids are far one from the others, and only in some places touching. Pits are lacking. Infilling degree of the space is small — a secondary cement as a background

Fig. 2. Inna partia tego samego osadu. W wyniku procesów wciskowych tworzą się pary i łańcuchy ooidowe, łączące się miejscami nawet w małe roje. Stopień wypełnienia przestrzeni przez ooidy nieco większy — spoiwo zaczyna odgrywać rolę masy wypełniającej między skupieniami ooidów połączonych z sobą w wyniku procesów wciskowych

Fig. 2. Another part of the same sediment. Ooid pairs and chains as a result of pitting. Some chains are locally jointed in small swarms. Infilling degree of the space is greater — the cement begins to be a matrix between the ooid groups

Fig. 3. Podobne formy penetrujących w siebie ooidów, lecz w jeszcze większym stopniu wypełniające przestrzeń — spoiwo zaczyna występować tylko w interstycjach między grupami ooidów

Fig. 3. Similar forms of penetrating ooids with a somewhat greater degree of infilling of the space. The cement begins to occur only in the interstices between ooid groups

Fig. 4. Jeszcze inna partia tego samego osadu. Bardzo znaczne wypełnienie przestrzeni przez penetrujące ooidy tworzące roje. W poszczególnych rojach wiele ooidów bardzo silnie zniszczonych („strzępy ooidów”) w wyniku procesów wciskowych. Czynnikiem zlepiającym osad są w znacznym stopniu same wciski łączące ooidy ze sobą (upakowanie spojeniowe). Wtórne spoiwo występuje jedynie w interstycjach między rojami ooidów, miejscami — także w drobnych interstycjach w obrębie rojów

Fig. 4. Another part of the same sediment. The greatest infilling of the space by swarms of pitted ooids. In some swarms many ooids are destroyed very strongly by pitting. The pitting processes are the factor of cementation (weld fabric). Secondary cement occurs only in the interstices between ooid swarms, partly also in the interstices within swarms

Tablica (Plate) XV

Przykłady wcisków zwykłych. $\times 80$

Examples of simple pits. $\times 80$

Fig. 1 — 4. Wciski stosunkowo płytkie, utworzone w wyniku jednostronnej penetracji danego ooidu w ooid sąsiedni. Wzajemna wielkość ooidów oraz kształt ich powierzchni rozmaity

Figs. 1 — 4. Shallow pits of different shape formed by neighbours of various diameter and shape

Fig. 5 — 6. Wciski głębsze. Fig. 5 — wcisk tworzony przez ooid powierzchniowy zawierający jako jądro onkolit rozwinięty na muszli małża. Ooid ten w czasie tworzenia wcisku uległ obróceniu, przez co częściowo odstaje od powierzchni wcisku (miejsce wskazane strzałką). Fig. 6 — wcisk głębszy, częściowo pozornie w wyniku odpowiedniej orientacji przekroju płytki cienkiej

Figs. 5 — 6. Deeper pits. Fig. 5 — pit formed by a superficial ooid with an oncolite as a nucleus. Oncolite grown up around a fragment of pelecypod shell. This ooid changed its position during the growth of the pit. As a result it partly does not touch the pit surface (the place pointed by the arrow)

Tablica (Plate) XVI

Przykłady wcisków wzajemnych o charakterze zazębienia. $\times 80$

Examples of mutual pits (indentate forms). $\times 80$

Fig. 1. Bardzo płytki wcisk wzajemny o charakterze małego ząbka

Fig. 1. Very shallow mutual pit in the shape of a small denticle

Fig. 2 — 4. Głębsze wciski wzajemne

Figs. 2 — 4. Deeper mutual pits

Fig. 5. Wcisk wzajemny o charakterze zazębienia z nierówną powierzchnią styku załamującą się kilkakrotnie na kształt schodków

Fig. 5. Mutual pit of an indentate form. The pit boundary bends several times in the shape of steps

Fig. 6. Podobny wcisk — powierzchnia styku załamuje się dwoma bardzo drobnymi schodkami. Obok zaczyna się tworzyć drugi wcisk wzajemny na powierzchni jednej z powłok większego ooidu

Fig. 6. A similar pit with its boundary bending in two small steps. Another pit has formed along one of the envelope layers of the bigger ooid

Tablica (Plate) XVII

Przykłady wcisków wzajemnych o charakterze trzpienia. $\times 80$

Examples of mutual pits with horst shaped bar. $\times 80$

Fig. 1 — 2. Wciski stosunkowo płytkie

Figs. 1 — 2. Shallow pits

Fig. 3. Wcisk bardzo głęboki

Fig. 3. Very deep pit

- Fig. 4. Wcisk wzajemny o charakterze trzpienia tworzący się na powierzchni jednej z powłok ooidu niszczonego przez wcisk zwykły
- Fig. 4. Pit formed along one of the internal layers of the ooid previously destroyed by a simple pit
- Fig. 7. Wcisk wzajemny o charakterze podwójnego trzpienia
- Fig. 7. Mutual pit with a double horst-shaped bar
- Fig. 6. Wcisk wzajemny o charakterze trzpienia. Obok tworzy się drugi analogiczny mniejszy wcisk, rozpoczynający się na jednej z powłok ooidu tworzącego trzpień
- Fig. 6. Mutual pit with a horst-shaped bar. Similar pit is formed along one of the envelope layers of the ooid forming the bar

Tablica (Plate) XVIII

Przykłady rojów utworzone przez wciskające się ooidy i niszczenie ooidów w wyniku wcisków. $\times 80$

Examples of swarms with pitted ooids. $\times 80$

- Fig. 1. Ooid wciskający się w dwa ooidy połączone innym wciskiem
- Fig. 1. Ooid penetrating two ooids jointed by another pit
- Fig. 2. Ooid wciskający się jednocześnie w trzy ooidy (oznaczone 1, 2, 3) leżące z dala od siebie. Charakter wcisku w poszczególnych ooidach różny — pojedynczy (w ooidzie 1), wzajemny o charakterze ząbienia (w ooidzie 2), wzajemny o charakterze trzpienia rozwijającego się od pewnej powłoki ooidu niszczonego poprzednio przez wcisk zwykły (w ooidzie 3)
- Fig. 2. Ooid penetrating in three other ooids (marked 1, 2, 3). The form of pits is different: simple (pointed by number 1), mutual one of an indentate form (pointed by number 2), mutual one of horst-shaped bar form which increases along an internal layer of the ooid destroyed previously by a simple pit (pointed by number 3)
- Fig. 3. Rój ooidów. Widać silne niszczenie przez wciski dokonywane na ooidzie położonym w centrum figury, z którego zostaje nieregularny strzęp. Widać także silne niszczenie dokonywane przez powierzchniowy ooid z onkolitowym jądrem (wydłużona forma w dole figury), który wciska się głęboko w dwa ooidy, nie ulegając przy tym niszczeniu
- Fig. 3. Ooid swarm. Ooid at centre strongly destroyed by pits; an irregular fragment as a result of destruction. Superficial ooid with an onkolite nucleus (at the base of the figure) penetrates deeply into two different ooids without destroying itself
- Fig. 4. Inny strzęp ooidu w obrębie roju utworzonego przez wciskające się ooidy
- Fig. 4. Another ooid fragment within an ooid swarm formed by penetrating ooids
- Fig. 5. Bardzo silne upakowanie (upakowanie spojeniowe) w obrębie roju utworzonego przez wciskające się ooidy. Ooid położony w centrum figury zniszczony bardzo mało, sąsiedni (z lewej strony figury) — bardzo silnie („strzęp ooidu”). Wtórne spoiwo ograniczone do niewielkich interstycji (góra figury)
- Fig. 5. Weld fabric within an ooid swarm. Ooid at centre weakly destroyed, its neighbour (at left) — very strongly (ooid fragment). Secondary cement occurs only in small interstices (at top)
- Fig. 6. Podobny rój o jeszcze silniejszym upakowaniu — wtórne spoiwo ograniczone do dwóch drobniutkich interstycji (oznaczonych strzałką), przestrzeń zaś wypełniona prawie wyłącznie przez penetrujące w siebie ooidy
- Fig. 6. Similar swarm with more advanced weld fabric. Secondary cement limited only to two small interstices (pointed by arrows). Nearly all the space infilled by penetrating ooids

Tablica (Plate) XIX

Przykłady deformacji powłok ooidów w wyniku procesów wciskowych (fig. 1 — 5).
× 80

Examples of deformation of ooid layers during the pitting process (Figs. 1 — 5).
× 80

Fig. 1. Częściowe odkłucie i zmarszczenie fragmentu ostatniej powłoki dokonane przez wciskanie się, przypuszczalnie równoczesne, dwóch różnych ooidów.

Fig. 1. Initial tearing and rippling of the last layer caused by probably contemporaneous pitting of two different ooids

Fig. 2. Bardzo silne odkłucie ostatniej powłoki dokonane przez wciskający się ooid (lewy na figurze), zmarszczenie jednego odkłutego fragmentu i złamanie drugiego. Inny ooid wciskający się z drugiej strony (prawa strona figury) nie wywołał podobnych deformacji, gdyż w miejscu tworzenia przezeń wcisku ostatnia powłoka niszczonego ooidu była silniej zespolona z głębszymi powłokami

Fig. 2. Strong tearing of the last layer caused by a penetrating ooid (at left). Rippling of one fragment and breaking of another. Another ooid, penetrating from the other side (at right), did not make such deformations to the last layer of the ooid because this layer was better fixed to deeper parts of the ooid envelope

Fig. 3. Silne odkłucie dwóch ostatnich powłok wywołane przez wcisk oraz połamanie odkłutych fragmentów

Fig. 3. Strong tearing of two last layers made by a pit, and breaking of fragments being torn

Fig. 4. Odpęknienie i popekanie fragmentu ostatniej powłoki dokonane przez wcisk

Fig. 4. Tearing and fracturing of the last-layer fragment, produced by a pit

Fig. 5. Odkłucie i złamanie fragmentu ostatniej powłoki dokonane przez wcisk

Fig. 5. Tearing and breaking of the last-layer fragment

Fig. 6. Interesujący przypadek strukturalny: dwa mniejsze ooidy tworzą wciski w jednym większym, posiadającym jako jądro dwa inne mniejsze ooidy (tzn. tworzą wciski w ooidzie złożonym)

Fig. 6. An interesting textural case: two smaller ooids form pits into a bigger, composite ooid which has two other small ooids as a nucleus

Tablica (Plate) XX

Przykłady wcisków w materiale mieszanym: ziarna piasku kwarcowego wciskające się w okruch dolomitu (fig. 1 — pow. × 10) bądź okruchy fauny (fig. 2 — 3 — pow. × 20). Materiał z piaszczystych wapieni triasu i jury wierchowej Tatr — dokładniejsze objaśnienie w tekście

Examples of pits in mixed material. Quartz grains pit a dolomite-rock grain (Fig. 1, high-tatric Liassic, × 10) or shell fragments (Figs. 2 — 3, high-tatric Rhaetian, × 20) within sandy limestones of the Tatra Mts.

Tablice XI—XIII fot. B. Drodz

Tablice XIV—XX fot. A. Radwański, M. Siemiątkowska

Plates XI—XIII taken by B. Drodz

Plates XIV—XX taken by A. Radwański, M. Siemiątkowska

