

## OBECNE POGLĄDY NA TEMAT GENEZY DOLOMITÓW

UKD 552.543:551.3.051

Dolomity odgrywają poważną rolę skałotwórczą, gdyż stanowią ok. 20% objętości skał osadowych skorupy ziemskiej. Problem genezy dolomitów – począwszy od odkrycia w końcu XVIII wieku – budzi nadal liczne kontrowersje i powraca wielokrotnie na łamy publikacji naukowych. W polskiej literaturze geologicznej istnieje również wiele prac poświęconych genezie dolomitów, występujących w różnowiekowych formacjach skał węglanowych (6, 7, 11, 17–20, 25, 26, 33, 35–39, 41, 42, 45, 48).

Celem niniejszego artykułu jest omówienie uwarunkowań fizycznych i chemicznych decydujących o powstaniu minerału dolomitu oraz na ich tle ważniejszych modeli tworzenia się dolomitów. Autor przedstawia również w zarysie własny model depozycyjno-hydrologiczny, wyjaśniający genezę niektórych dolomitów platformowych, omówiony szczegółowo w pracy pt. „Synsedymantacyjne utwory hydrotermalne dewonu środkowego i górnego Gór Świętokrzyskich” (35).

#### WĘZŁOWE ZAGADNIENIA „PROBLEMU DOLOMITU”

Termin „dolomit” jest pojęciem jednoznacznym. Obejmuje on grupę minerałów zmieniających swój skład chemiczny w zakresie  $\text{Ca}_{1,16}\text{Mg}_{0,84}(\text{CO}_3)_2$  do  $\text{Ca}_{0,96}\text{Mg}_{1,04}(\text{CO}_3)_2$  (29), różniących się stopniem uporządkowania struktury lub też jednym i drugim jednocześnie. Miarą tego ostatniego są wskaźniki Goldsmitha i Grafa ( $I_{(015)}/I_{(110)}$ ). Dla dolomitów permskich obszaru przed-sudeckiego wartości tych wskaźników mieszczą się w przedziale 0,40–0,85 (41), dla dolomitów dewonu Gór Świętokrzyskich zaś – odpowiednio w zakresie 0,51–0,86 (35). Zagadnienie składu chemicznego i strukturalnego dolomitów zostało szczegółowo omówione w pracach L.S. Landa (28, 29).

Większość badaczy jest zdania, że przeważają dolomity wtórne, powstałe w wyniku dolomityzacji osadu wapiennego zgodnie z równaniem:  $2\text{CaCO}_3 + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + \text{Ca}^{2+}$ . Dolomity pierwotne utworzone w wyniku bezpośredniej nukleacji –  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 4\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ , następnie deponowane na dnie zbiornika – należą prawdopodobnie do rzadkości.

Kluczowym zagadnieniem przy rozpatrywaniu genezy dolomitów – bez względu na ich wiek – jest wyjaśnienie pochodzenia  $\text{Mg}^{2+}$ . Niewątpliwie potencjalnym i niewyczerpanym źródłem  $\text{Mg}^{2+}$ , umożliwiającym rozwój dolomityzacji na dużą skalę (massive dolomitization), jest woda morska. Niektórzy badacze uważają, że efektywność dolomityzacji wzrasta w wyniku zmiany składu

chemicznego wody morskiej. Rozważane są przy tym trzy warianty:

- 1) wzrost zasolenia – środowisko hipersalinarnie (15),
- 2) mieszanie się wód wadycznych i morskich – strefa „mixing” (27, 30),
- 3) redukcja bakteryjna rozpuszczonych siarczanów.

Pierwotne roztwory magmowe\*, stanowiące jedyne konkurencyjne dla wody morskiej źródło  $\text{Mg}^{2+}$ , mogły odgrywać większą rolę w starszych okresach geologicznych, a zwłaszcza w prekambrze. Świadczą o tym pośrednio wartości  $\delta^{34}\text{S}$  siarczków towarzyszących dolomitom prekambru, mieszczące się w przedziale od +4 do -4% (13), czyli wartości charakteryzujące zarówno brak bakteryjnej redukcji siarczanów wody morskiej, jak i głęboko zakorzenione w skorupie ziemskiej źródło  $\text{S}^{2-}$ .

Inne źródła  $\text{Mg}^{2+}$ , uaktywnione w wyniku procesów diagenety, np.: sole potasowo-magnezowe, woda interstycjalna lub transformacja minerałów ilastych mogą prowadzić jedynie do dolomityzacji na niewielką skalę – do kilku procent objętości skały. Sole potasowo-magnezowe mogłyby stanowić potencjalne źródło  $\text{Mg}^{2+}$  jedynie, gdyby ich objętość przekraczała objętość dolomitów. Należy również podkreślić fakt, często pomijany przez badaczy, że w procesach transformacji minerałów ilastych (smektytu w illit lub chloryty) jony  $\text{Mg}^{2+}$  są „wylawiane” przez końcowe produkty przemiany, co jeszcze bardziej stawia pod znakiem zapytania przydatność tego modelu do wyjaśnienia genezy niektórych dolomitów.

Jony  $\text{Mg}^{2+}$  uwalniane w trakcie dedolomityzacji, stylolityzacji lub transformacji kalcytu wysokomagnezowego w niskomagnezowy itp. odgrywają niewielką rolę w procesach dolomityzacji wapieni. Dodatkowo wymienione jony  $\text{Mg}^{2+}$  przemieszczają się często w obrębie tej samej formacji i z tego już względu nie mogą być traktowane jako „nowe”, pochodzące z zewnętrznego źródła.

Drugim ważnym zagadnieniem, które należy uwzględnić przy genezie dolomitów, jest konieczność przepływu roztworu dolomityzującego. Rozległa dolomityzacja jest bowiem możliwa tylko w warunkach ciągłego dopływu coraz to nowych porcji  $\text{Mg}^{2+}$  oraz jednoczesnego odprowadzenia  $\text{Ca}^{2+}$ . W wielu stagnujących współczesnych zbiornikach wodnych, charakteryzujących się silnym zasoleniem, nie dochodzi do powstania dolomitu, mimo przekroczenia w wodzie porowej stosunku molowego  $\text{Mg}/\text{Ca} = 1:1$ . Na uwagę zasługuje fakt, że czynnik czasu

\* Termin zaproponowany przez J. Hoefsa (21), odpowiadający w tradycyjnym ujęciu terminom „roztwory juvenilne”.

nie odgrywa w takim przypadku żadnej roli. Dolomit nie tworzy się w takich warunkach nawet po upływie 10 mln lat, co na przykład zaobserwowano w rejonie Shatsky Rise (vide 28). Dolomityzacja osadu wapiennego zachodzi natomiast w środowiskach charakteryzujących się dynamicznym przepływem roztworu zawierającego  $Mg^{2+}$ , np. sebhja Abu Dabi (40), strefa pływów w rejonie Sugarloaf Key (9) itp. Powyższy proces wymaga dużych objętości „normalnej” wody morskiej – z wyliczeń autora ok. 320 m<sup>3</sup> na 1 m<sup>3</sup> osadu.

Nie udało się dotychczas dokonać syntezy dolomitu przez bezpośrednie wytrącenie z roztworu w warunkach fizycznych i chemicznych zbliżonych do panujących w środowiskach sedymentacyjnych. Proces syntezy tego minerału przebiega natomiast szybko w temperaturze powyżej 150°C (28).

Zdaniem autora, dolomityzacja wielkoskalowa może przebiegać tylko w obrębie nie całkiem zdiagenezowanych osadów węglanowych, zawierających wodę porową i interstycjalną, która stanowi swoistą „taśmę” umożliwiającą efektywne rozprrowadzenie  $Mg^{2+}$  oraz jednocześnie usunięcie nadmiaru  $Ca^{2+}$ . Niezbędnym warunkiem jest również istnienie niezwykle wydajnej pompy, czyli mechanizmu warunkującego ciągły przepływ roztworu dolomityzującego (dolomitizing fluid). Dyfuzja jonów  $Mg^{2+}$  w stanie stałym nie odgrywa w tym procesie poważnej roli i może być w dalszych rozważaniach całkowicie pominięta. Dolomityzacja skał całkowicie zlitfikowanych – podległych kompacji i wtórnej cementacji, nawet przy silnym spękaniu, jest możliwa tylko w strefie bezpośredniego oddziaływania wymienionych roztworów.

#### OZNACZENIA IZOTOPOWE W DOLOMITACH

Podstawową rolę w badaniach dolomitów odgrywają oznaczenia stabilnych izotopów węgla i tlenu. Współczesne osady węglanowe platformowe – w tym również dolomity – wykazują średnie wartości  $\delta^{13}C^{**}$  w zakresie od +4 do  $-2\text{‰}$  (28), natomiast ich odpowiedniki kopalne od +2 do  $-2\text{‰}$  (28, 29, 35). Dla porównania wartości  $\delta^{13}C$  różnowiekowych dolomitów z obszaru kraju wynoszą dla utworów: triasu z rejonu Chrzanowa – od +3,17 do  $-1,21\text{‰}$  (6), cechsztynu z rejonu Wrocławia – od +6,32 do  $+1,59\text{‰}$  (42), dewonu Gór Świętokrzyskich – od +1,61 do  $-6,30\text{‰}$  (35).

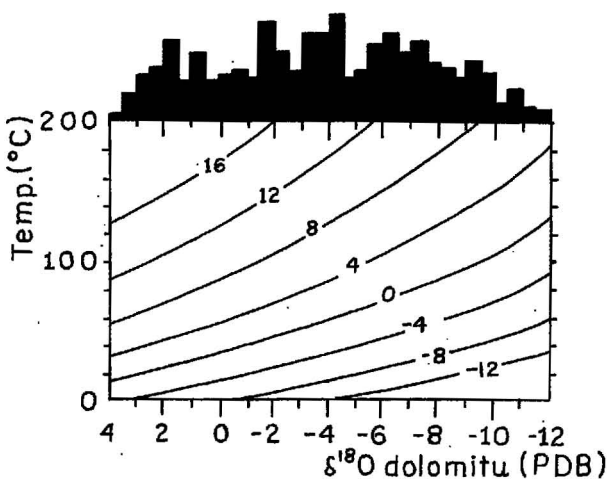
Wartości ujemne  $\delta^{13}C$  są związane z procesami utleniania (w tym również fermentacji) substancji organicznej lub węglowodorów, a w koncepcji autora – dodatkowo zróżnicowanym dopływem  $^{12}CO_2$ , pochodzącym z pierwotnych roztworów magmowych. Z kolei wartości dodatnie świadczą o stagnacji zbiornika – często w połączeniu z jego stratyfikacją termiczną, gęstościową i chemiczną (istnieniem tzw. thermo- i halocline) – a tym samym o wzroście tempa akumulacji węgla organicznego w stosunku do węgla węglanowego lub w szczególnych przypadkach o progresywnej ewaporacji i związanej z nią gwałtownej ucieczce  $^{12}CO_2$ . W strefach głębszych dochodzi jeszcze proces redukcji  $CO_2$  do  $CH_4$  (biologiczna przemiana substancji organicznej), w wyniku której następuje selektywne usunięcie  $H^{12}CO_3^-$ . Na uwagę zasługuje fakt cyklicznej zmienności  $\delta^{13}C$  oceanów w róż-

nych okresach geologicznych, prawdopodobnie związanej głównie z tektoniką płyt (46, 47).

Wartości  $\delta^{18}O$  dolomitów zależą od  $\delta^{18}O$  roztworu – głównie wody morskiej i temperatury krystalicznej (ryc. 1) oraz częściowo od  $\delta^{18}O$  minerału prekursora. Współczesne dolomity platformowe wykazują średnie wartości  $\delta^{18}O$  w przedziale od +4,5 do  $+0,5\text{‰}$  (29), natomiast ich odpowiedniki kopalne wartości bardziej ujemne (ryc. 1). Dolomity występujące w różnowiekowych formacjach węglanowych na obszarze kraju wykazują następujący rozkład  $\delta^{18}O$ : triasowe z rejonu Chrzanowa od +0,23 do  $-6,7\text{‰}$  (6), cechsztyńskie z rejonu Wrocławia od +5,76 do  $-6,72\text{‰}$  (42) oraz dewońskie z Gór Świętokrzyskich od  $-0,52$  do  $-10,74\text{‰}$  (33, 35).

Zgodnie z powszechnie panującymi poglądami, dolomity zubożone w  $^{18}O$  musiały się tworzyć z roztworów o podwyższonej temperaturze i/lub ujemnych wartościach  $\delta^{18}O$ . Zdaniem L.S. Landa (29), wartości  $\delta^{18}O \leq -4\text{‰}$  w dolomitach, nawet przy mało prawdopodobnym założeniu, że  $\delta^{18}O$  wody morskiej wynosiła  $-5\text{‰}$ , wykluczają ich genezę w warunkach powierzchniowych.

Zdaniem autora, najbardziej interesujący kierunek badań, ze względu na zróżnicowanie oznaczeń izotopowych dolomitów, jest prowadzony w Uniwersytecie Stanowym w Nowym Jorku pod kierunkiem J.L. Banner (5). Badaniem objęto dolnokarbońskie (środkowy missisip) dolomity z formacji Burlington – Keokuk – rozciągającej się na obszarze stanów Iowa, Illinois i Missouri – o powierzchni ok. 100 tys km<sup>2</sup>. W skład tych badań wchodzi oznaczenia izotopów węgla, tlenu, strontu, neodymu i samaru oraz pierwiastków ziemi rzadkich w dolomitach oraz skałach i minerałach towarzyszących. Wyróżnione dwie główne generacje dolomitu (I i II) wykazują zróżnicowanie wartości  $\delta^{13}C$ ,  $\delta^{18}O$  i  $^{87}Sr/^{86}Sr$ , względnie stałe wartości  $^{147}Sm/^{144}Nd$  i  $^{143}Nd/^{144}Nd$  oraz zbliżony rozkład pierwiastków ziemi rzadkich (tab. I). Przedstawione w tabeli wyniki wskazują na brak związku między stopniem neomorfizmu chemicznego i strukturalnego dolomitów a rozkładem izotopów neodymu i samaru oraz dodatkowo zawartością pierwiastków ziemi rzadkich. Dla porównania przedstawiono



Ryc. 1. Zależność między  $\delta^{18}O$  dolomitu (w skali PDB), temperatury i  $\delta^{18}O$  wody morskiej (w skali SMOW) (wg 29). W górnej partii diagramu rozkład wartości  $\delta^{18}O$  dolomitów (27)

Fig. 1. Relation between  $\delta^{18}O$  dolomite (on the PDB scale), temperature and  $\delta^{18}O$  seawater (on the SMOW scale) (after 29). In the upper part of the diagram variation in the  $\delta^{18}O$  of dolomites (27)

\*\* Wartość  $\delta^{18}O$  dolomitów i wapieni przedstawiono w skali PDB, natomiast wody morskiej odpowiednio w skali SMOW. 0,00 (+30,86)‰ SMOW = 29,94 (0,00)‰ PDB.

Tabela I

## WYNIKI OZNACZEŃ IZOTOPOWYCH, PIERWIĄTKÓW ŚLADOWYCH I ZIEM RZADKICH W DOLOMITACH FORMACJI BURLINGTON-KEOKUK (WG 5)

Izotopy/pierwiastki	Wartość teoretyczna dla dolomitów morskich	Dolomit I	Dolomit II
$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	+4,0 do +4,6	-0,9 do +4,0	-1,0 do +4,1
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)	+1,8 do +2,8	-2,2 do +2,5	-6,6 do -0,2
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,7076	0,70757 do 0,70808	0,70885 do 0,70942
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	—	0,1343 do 0,1462	0,1362 do 0,1492
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	—	0,512190 do 0,512224	0,512168 do 0,512278
Sr, ppm	> 150	104-123	50-63
Fe, ppm	40	1500	3500
Mn, ppm	20	1000	1200
Ce, ppm	—	3,07 do 11,1	1,53 do 9,64
Sm, ppm	—	1,04 do 2,42	0,320 do 2,48
Nd, ppm	—	4,30 do 10,3	1,42 do 10,4

Tabela II

## WYNIKI OZNACZEŃ IZOTOPOWYCH DOLOMITÓW Z ATOLI PACYFIKU (WG 2)

Atole	Biostratygrafia	Przedział występowania dolomitów (w m ± npm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ w ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ w ‰	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Enewetak	Eocen	-1316 do -1318	+2,3 ± 0,1 (5)*	+3,4 ± 0,3 (5)	0,70882 do 0,70918 (3)
Funafuti	Miocen górny - pliocen	-194 do -340	+3,1 (1)	+4,9 (1)	—
Kita - Daito - Jima		+5 do -103	+3,2 (1)	+5,3 (19)	—
Lifou	Miocen?	+40 do -20(?)	+2,2 ± 0,4 (7)	+3,2 ± 0,3 (7)	—
Midway	Miocen górny - pliocen	-125 do -147 -255 do -277	+2,4 ± 0,3 (34)	+3,6 ± 0,4 (34)	—
Minami - Daito - Jima	Pliocen - plejstocen	Powierzchnia do ?	—	—	—
Mururoa	Miocen	-125 do -360	+3,5 ± 0,3 (15)	+3,9 ± 0,3 (15)	—
Nauru	Miocen?	+65 do ?	+2,2 ± 0,4 (29)	+2,1 ± 0,3 (29)	0,70909 ± 4 (1)
Niue	Miocen	+35 do -200?	+2,0 ± 0,3 (18)	+2,8 ± 0,5 (18)	0,70914 ± 2 (5)

\* W nawiasach podano liczbę analiz.

w tabeli II wartości  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  i  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dolomitów występujących w obrębie atoli Pacyfiku (2).

### WAŻNIEJSZE MODELE TWORZENIA SIĘ DOLOMITÓW W OSADACH WSPÓŁCZESNYCH

Modele tworzenia się dolomitów w osadach współczesnych są oparte na istnieniu różnych wydajnych pomp, dostarczających kolejno nowych porcji  $\text{Mg}^{2+}$  przy jednoczesnym odprowadzeniu  $\text{Ca}^{2+}$ . W przedstawionych na ryc. 2 modelach rolę pomp spełniają:

1. **Różnica poziomów** — elevation head, evaporative drawdown lub evaporative pumping (ryc. 2A) (2, 32, 40). Czynnikiem dolomityzującym jest woda morska, przepływająca okresowo przez próg skalny w kierunku wysychającej saliny o obniżonym zwierciadle wody. Precipitacja ewaporatów prowadzi jednak w końcu do wypełnienia zbiornika solanki, a tym samym do zahamowania dopływu wody morskiej. Odmiany tego modelu są oparte

na okresowych zalewach sztormowych lub sezonowych oscylacjach poziomu wody morskiej w strefie nadpływu (ryc. 2B) (9). Dolomity występujące w wielu współczesnych sebach morskich powstały w strefach oddziaływania wód sztormowych.

2. **Różnica gęstości** — density head, „reflux” (ryc. 2C) (1). Czynnikiem dolomityzującym jest podsiąkający zagęszczony roztwór solanki. Przypuszcza się, że powyższy model może być stosowany w odniesieniu do rozległych sebh kopalni.

3. **Strefa mieszania się wód meteorycznych i morskich** — freshwater head, mixing zone (ryc. 2D) (27, 30). Skład chemiczny tej strefy sprzyja powstaniu dolomitu. Rzadkie jej występowanie we współczesnych środowiskach tłumaczy się nagłym podniesieniem się poziomu oceanu światowego o ok. 120 m w ciągu ostatnich 18 tys. lat, co uniemożliwiło ustabilizowanie się przybrzeżnych systemów hydrologicznych.

4. **Geotermalnie podgrzana woda morska** — geothermal heat + free convection (ryc. 2E). Wymieniony model

tłumaczy przypuszczalnie genezę dolomitów w obrębie atoli Pacyfiku, np. Enewetak (2) lub Niue (44). Niekiedy pompa geotermalna może występować w połączeniu z pompą meteoryczną, prowadząc do zintensyfikowania procesu dolomityzacji osadu wapiennego, co obserwuje się na wybrzeżu Florydy (ryc. 3).

5. Kompakcja osadu — sediment compaction (ryc. 2F) (31). Badania wykazały, że diageniza skał ilastych lub innych utworów stanowiących ewentualne źródło  $Mg^{2+}$  nie odgrywa poważniejszej roli w procesach dolomityzacji wielkoskalowej.

Wydaje się, że dolomityzacja na większą skalę może zachodzić tylko w strefach mieszania się wód meteorycznych i morskich oraz/lub swobodnej konwekcji wody morskiej. Transponowanie przedstawionych modeli genezy dolomitów do formacji starszych budzi wiele wątpliwości. Podstawowym mankamentem współczesnych

modeli jest ich skromna skala pionowego i lateralnego zasięgu, w zestawieniu z potężnymi formacjami dolomitów starszych, zwłaszcza paleozoicznych. Powyższych wątpliwości nie da się usunąć przy uwzględnieniu dodatkowego czynnika czasu geologicznego. Należy również podkreślić, że dotychczasowe modele nie tłumaczą genezy dolomitów w obrębie otwartych zbiorników platformowych, ograniczając się w zasadzie do stref przybrzeżnych na granicy kontynent lub atol — zbiornik morski.

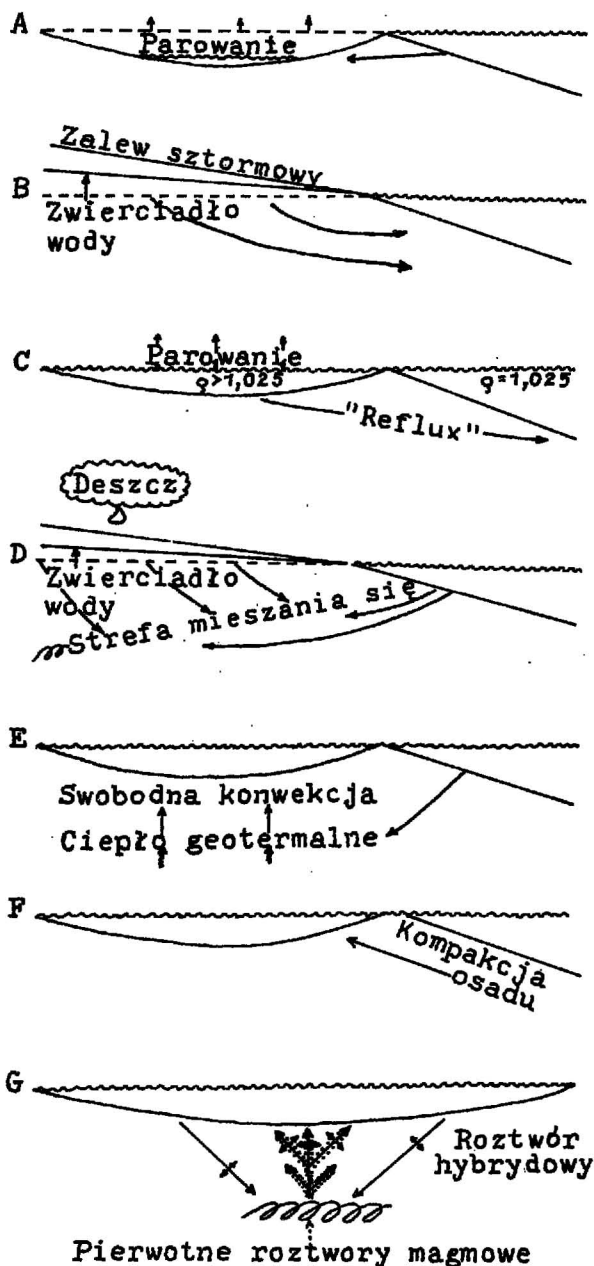
Zdaniem autora, w najbliższej przyszłości może dojść do wyraźnej polaryzacji badań nad genezą dolomitów przedholoceńskich. Z jednej strony będą one prowadzić do transportowania istniejących modeli na formacje starsze z drugiej strony — do tworzenia zupełnie nowych modeli, nie mających swoich odpowiedników współczesnych. Do analogicznego wniosku skłaniają wyniki badań petrograficzno-litologicznych osadów, występujących w obrębie zbiorników odznaczających się stratyfikacją termiczną, gęstościową i chemiczną (12) oraz wyniki oznaczeń stabilnych izotopów węgla, tlenu, siarki i strontu z różnowiekowych formacji (46). Odmienny chemizm oraz stratyfikacja zbiorników stanowią prawdopodobnie klucz do zrozumienia genezy wielu osadów kopalnych, w tym również dolomitów. Przedstawiony poniżej model stanowi przykład nowego spojrzenia na genezę niektórych przedholoceńskich dolomitów platformowych.

#### MODEL DEPOZYCYJNO-HYDROTHERMALNY WEDŁUG KONCEPCJI AUTORA

Model depozycyjno-hydrotermalny (ryc. 2G) proponowany przez autora dla dolomitów dewonu Gór Świętokrzyskich jako alternatywny do dotychczasowych (11, 38, 39) zakłada istnienie wielokrotnej i pulsacyjnej cyrkulacji — w obrębie litofacji węglanowych — zhybrydowanej wody morskiej, wzbogaconej w składniki pochodzące z pierwotnych roztworów magmowych oraz dodatkowo zmodyfikowanej na drodze reakcji metasomatycznych z napotkanymi skałami. Wymienione roztwory zawierające  $Mg^{2+}$  oraz zróżnicowaną domieszką  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Mn^{6+}$ ,  $Ba^{2+}$ ,  $Si^{4+}$  itp. krążyły w obrębie osadu, prowadząc do powstania nieregularnych stref dolomitu oraz lokalnie ankerytu, minerałów ilastych, uwodnionych tlenków oraz wodorotlenków żelaza i manganu lub rozproszonego pirytu, chalcedonu, kwarcu autogenicznego i barytu. Jednocześnie bezpośrednie dopływy tych roztworów do zbiornika mogły również inicjować nukleację niektórych z opisanych minerałów i ich depozycję w formie koncentracji stratyfikowanych. Powyższe procesy były prawdopodobnie związane z okresową aktywizacją quasiryftowych głęboko zakorzenionych rozłamów skorupowych. Przedstawiony mechanizm powstawania dolomitów przypomina do pewnego stopnia mechanizm tworzenia się koncentracji barytowych, krzemionkowych, żelazisto-magmowych, ilastych i siarkowych, w obrębie stref działalności współczesnych białych smokersów (14, 34, 43).

Na synsedymacyjno-wczesnodiagenetyczny charakter procesów dolomityzacji w utworach dewonu Gór Świętokrzyskich, obok założeń teoretycznych omówionych w poprzednich rozdziałach, wskazują następujące przesłanki:

1. Brak w profilu dewonu dolomitów młodszych od franu dolnego, a w regionie łysogórskim od środkowych ogniw eiflu górnego (!). Powyższy fakt wyklucza powstanie dolomitów w końcowych fazach dewońsko-karbońskiego cyklu sedimentacyjno-diastryficznego.



Ryc. 2. Ważniejsze modele tworzenia się dolomitów (A—F — wg 29 oraz G — wg 35)

Fig. 2. Major models of the origin of dolomites (A—F after 29 and G after 35)



2. Ciągłość sedymentacyjna osadów otaczających formy strukturalne, złożone z komina doprowadzającego roztwór dolomitujący i niekiedy wieńczącego go „pióropusza” stanowiącego iniekcję roztworu w słabo zdiagenezowany osad.

3. Obecność zmineralizowanych brekcji sedymentacyjno-tektonicznych, w których spoiwo wykazuje bardziej ujemne  $\delta O$  i tym samym znacznie wyższą temperaturę krystalizacji, w porównaniu z współwystępującymi okruchami. Badania petrograficzne ujawniły również, że wymienione spoiwo stanowi niekiedy produkt krystalizacji 23 pulsów hydrotermalnych\*\*\*.

4. Obecność m.in. zgodnych z uwarstwieniem wkładów dolomitów hybrydowych (termin proponowany przez autora), czyli skał złożonych z żelazisto-ilastej i/lub manganowej matriks, w obrębie której „flotują” eu- i subhedralne kryształy dolomitu, stanowiące produkty

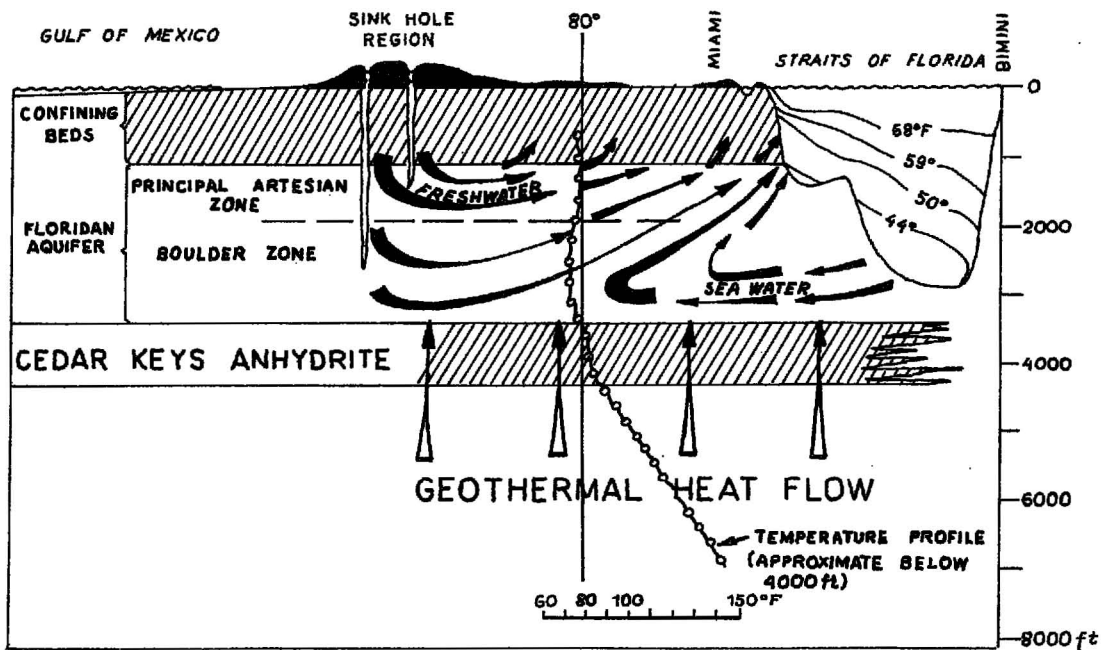
\*\*\* W rozumieniu autora są to porcje roztworu hydrotermalnego często o różnym składzie chemicznym doprowadzane do basenu sedymentacyjnego przez pewien okres.

krystalizacji co najmniej dwóch pulsów hydrotermalnych. Opisane skały charakteryzują się niewielkim zasięgiem lateralnym, wykazując przy tym przeważnie wysokotemperaturowe wartości  $\delta^{18}O$ , w porównaniu z dolomitami nadległymi i podścielającymi.

5. Rozkład  $\delta^{13}C$  (wzrost średnich wartości od eflu do franu dolnego) w dolomitach jest zbliżony do analogicznego w otaczających wapieniach dewońskich, co sugeruje prawie ten sam wiek ich powstania (tab. III).

6. Zakres wartości  $\delta^{34}S$  pirytów, współwystępujących z dolomitami (od +12,6 do -27,5‰), wskazuje że  $H_2S$  powstał w wyniku synsedymentacyjnej redukcji bakteryjnej siarczanów wody morskiej. Dodatkowo niektóre wartości  $\delta^{34}S$  sugerują, na podstawie krzywej wiekowej siarki i frakcjonowania izotopowego, dewoński wiek pirytów.

7. Ujemne wartości  $\delta^{13}C = -3$  do  $-4$ ‰ niektórych wapieni i kalcytów żyłowych współwystępujących z dolomitami świadczą przypuszczalnie o przebiegu fermentacji i redukcji siarczanowej w trakcie ich tworzenia



Ryc. 3. System cyrkulacji wody meteorycznej i morskiej w obrębie Platformy Florydy (wg 29)

Fig. 3. Flow system of freshwater and seawater within the Florida Platform (after 29)

Tabela III

WARTOŚCI  $\delta^{13}C$  i  $\delta^{18}O$  W DOLOMITACH I WAPIENIACH DEWONU GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH\*

Stratygrafia**	$\delta^{13}C_{PDB}$		$\delta^{18}O_{PDB}$	
	w.‰			
wartość średnia (zakres)				
Dolomity				
Eifel (n = 40)	-0,42 (+1,39 do -6,30)		-4,47 (-0,52 do -9,63)	
Żywet (n = 7)	+0,44 (+1,61 do -0,79)		-7,21 (-4,57 do -10,46)	
Fran (n = 17)	+0,57 (+1,12 do -0,14)		-7,68 (-2,64 do -10,74)	
Wapienie				
Eifel (n = 2)	-2,60 (-1,80 do -3,39)		-4,62 (-3,52 do -5,70)	
Żywet (n = 3)	-0,99 (-0,57 do -1,59)		-6,87 (-6,54 do -7,45)	
Fran (n = 10)	+0,17 (+2,32 do -1,35)		-6,07 (-4,36 do -8,42)	

\* z wyłączeniem dedolomitów oraz wapieni podległych wtórnym procesom o różnej genezie

\*\* jednostki w znaczeniu litostratygraficznym

się. Procesy takie możliwe są na etapie wczesnej diagenezy.

**O hydrotermalnym pochodzeniu dolomitów dewonu Gór Świętokrzyskich zdaniem autora świadczą:**

1. Wyniki oznaczeń izotopów tlenu oraz temperatur homogenizacji inkluzji gazowo-ciekłych (35). Przy założeniu, że  $\delta^{18}\text{O}$  wody morskiej wynosiła  $0\text{‰}$ , wartości średnie odpowiadają zakresowi temperatur ok.  $65\text{--}85^\circ\text{C}$  (ryc. 1 i tab. III). Stwierdzono przy tym korelację z temperaturami homogenizacji inkluzji gazowo-ciekłych i tak na przykład dla dolomitu wykazującego  $\delta^{18}\text{O} = -7\text{‰}$  uzyskano średnią temperaturę ok.  $80^\circ\text{C}$ . Wartości  $\delta^{18}\text{O}$  stają się coraz bardziej ujemne od eifu do franu dolnego, co świadczy o coraz to wyższych temperaturach roztworów dolomitujących. Na uwagę zasługuje fakt, że prawie wszystkie badane próbki dolomitu o wartościach  $\delta^{18}\text{O}$  w przedziale od  $-10$  do  $-11\text{‰}$  ujawniają dodatnie wartości  $\delta^{13}\text{C}$ , co wyklucza wpływ wód wadycznych na proces tworzenia się dolomitów.

2. Skład mineralny i strukturalny, a zwłaszcza obecność zrostów dolomitu z kwarcem autigenicznym, chalcodonem i sporadycznie barytem, zawierających niekiedy inkluzje gazowo-ciekłe. Dodatkowo pokrój słupkowy kwarcu wskazuje na temperaturę krystalizacji do  $190^\circ\text{C}$  (24). Zwraca uwagę podwyższona koncentracja pirytu w dolomitach w porównaniu ze współwystępującymi wapieniami.

3. Obecność wyżej wymienionych mikro- i makroform strukturalnych, przecinających niezgodnie formacje skał węglanowych. Najlepiej zachowana forma kominowa występuje w kamieniołomie Wietrznia (35).

4. Ujemne wartości  $\delta^{13}\text{C}$  dochodzące do  $-6,30\text{‰}$  w niektórych dolomitach ( $\delta^{18}\text{O}$  i skład mineralny i strukturalny wyklucza pochodzenie wadyczne) sugerują głęboko zakorzenione w skorupie ziemskiej źródło węgla (21).

**O wieloetapowym i pulsacyjnym charakterze procesów dolomitacji w utworach dewonu Gór Świętokrzyskich świadczą następujące przesłanki:**

1. Obecność w badanym profilu licznych wkładek i przewarstwień brekcji dolomitowych i dolomitowo-wapiennych, sedymentacyjno-tektonicznych, dolomitów hybrydowych, wapieni i dolomitów metasomatycznych itp. Wymienione skały ujawniają często zróżnicowany skład mineralny, strukturalny i izotopowy, co wyklucza ich pochodzenie z tego samego źródła. Niekiedy ostatni puls hydrotermalny prowadził strefowo do całkowitego zatarcia pierwotnych i wtórnych — wczesnodiagenetycznych elementów strukturalnych skały.

2. Wielokrotna rekurencyjna budowa pasowa niektórych kryształów dolomitu. Sekwencje otoczek charakteryzują się często odmiennym składem mineralnym i/lub strukturalnym.

3. Duże zróżnicowanie składu izotopowego tlenu dolomitów w poszczególnych profilach dewonu oraz brak jakiegokolwiek związku z głębokością wyklucza jednorazowy akt dolomitacji, a tym samym istnienia jednego „frontu dolomitacji” dla całego obszaru Gór Świętokrzyskich. Należy podkreślić, że taki jednorazowy akt doprowadziłby do pewnej homogenizacji nie tylko składu izotopowego, ale również składu mineralnego i strukturalnego dolomitów, co obserwuje się tylko w niewielkich odcinkach profilu.

#### PODSUMOWANIE

Dolomity tworzą się w różnych warunkach fizycznych i chemicznych i w związku z tym problem genezy

dolomitu powinien być zawsze sprowadzony do konkretnego przypadku. Nie należy przy tym całkowicie wykluczyć możliwości nakładania się różnych modeli.

Badania genezy dolomitów powinny opierać się głównie na wielowarstwowej analizie petrograficzno-litologicznej — obejmującej wszelkie elementy mineralne i strukturalne skał profilu łącznie z mineralizacją kruszcową — na wieloseryjnych oznaczeniach stabilnych izotopów węgla, tlenu, strontu i siarki, analizie pierwiastków śladowych i ziem rzadkich oraz oznaczeniach inkluzji gazowo-ciekłych. Ważną rolę w omawianej problematyce odgrywają również metady sedymentologiczne i tektoniczne.

Autor sądzi, że nie wszyscy czytelnicy zaaprobuja przedstawiony scenariusz. Jeśli jednak opisane idee pobudzą specjalistów do dalszych badań, to wówczas można założyć, że niniejszy artykuł spełnił swoją rolę.

#### LITERATURA

1. Adams J.E., Rhodes M.L. — Am. Ass. Petrol. Geol., 1960 vol. 44 s. 1912—1920.
2. Aaron P., Socki R.A. — Lui Chan. Jour. Geol., 1987 vol. 95 s. 187—203.
3. Badiazmani K. — Jour. Sedim. Petrol., 1973 vol. 43 s. 965—984.
4. Baker P.A., Kastner M. — Science, 1981 vol. 213 s. 214—216.
5. Banner J.L., Hanson G.N., Meyers W.J. — Jour. Sedim. Petrol., 1988 vol. 58 s. 415—432.
6. Barański L.A., Mochnacka K. — Min. Pol., 1978 vol. 9 nr 2 s. 77—88.
7. Bogacz K., Dżużyński S. et al. — Roczn. PTG., 1975 z. 2 s. 139—155.
8. Canadian American Seamount Expedition — Nature, 1985 vol. 313 s. 212—214.
9. Carballo J.D., Land L.S., Miser D.E. — Jour. Sedim. Petrol., 1986 vol. 57 s. 153—165.
10. Claypool G.E., Holser W.T. et al. — Chem. Geol., 1980 nr 28 s. 199—260.
11. Czermiński J. — Pr. Inst. Geol., 1960 t. 30 cz. 2, s. 31—121.
12. Degens E.T., Stoffers P. — Nature, 1976 vol. 263 s. 22—27.
13. Donnelly T.H., Lambert J.B. — Intern. Conf. „Isotopes in the Sedimentary Cycle”. Programs and Abstracts. Obernai, France, 1985.
14. Edmund J.M., Damm von K. — Scientific American, 1983 vol. 248 s. 70—85.
15. Friedman G.M. — SEPM Special Publication, 1980 nr 28 s. 69—80.
16. Fritz P., Smith D.G. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1970 vol. 34 s. 1161—1173.
17. Gawęł A. — Roczn. PTG, 1948 t. 18 s. 292—317.
18. Górecka E., Zapaśnik T. — Prz. Geol., 1981 nr 10 s. 529—532.
19. Harańczyk C. — Prz. Geol., 1973 nr 5 s. 262—264.
20. Harańczyk C. — Prz. Geol., 1981 nr 10 s. 513—518.
21. Hoefs J. — Stable isotope geochemistry. Springer-Verlag, 1987.
22. Holser W.T. — Nature, 1977 vol. 267 s. 403—408.
23. Irvin H., Curtis C., Coleman M. — Nature, 1977 vol. 269 s. 209—213.

24. Karwowski Ł., Kozłowski A. — *Prz. Geol.*, 1973 nr 10 s. 512–517.
25. Kasiński J.R. — *Prz. Geol.*, 1981 nr 10 s. 524–529.
26. Kijewski P. — *Ibidem*, 1981 nr 10 s. 501–507.
27. Land L.S. — *Sedimentology*, 1973 vol. 20 s. 411–424.
28. Land L.S. — *SEPM Special Publication*, 1980 nr 28 s. 87–110.
29. Land L.S. — *Jour. Geol. Education*, 1985 vol. 33 s. 112–125.
30. Magaritz M., Goldenberg L. et al. — *Nature*, 1980 nr 287 s. 622–624.
31. Mattes B.W., Mountjoy E.W. — *SEPM Special Publication*, 1980 nr 28 s. 259–320.
32. McKenzie J.A., Hsu K.J., Schneider J.F. — *Ibidem*, 1980 nr 28 s. 11–30.
33. Migaszewski Z. — *Prz. Geol.*, 1986 nr 12 s. 713–714.
34. Migaszewski Z. — *Ibidem*, 1989 nr 3 s. 125–129.
35. Migaszewski Z. — *Prz. Państw. Inst. Geol.* nr 129 (w druku).
36. Mochnacka K., Sass-Gustkiewicz M. — *Prz. Geol.*, 1981 nr 10 s. 521–524.
37. Narkiewicz M. — *Ibidem*, 1983 nr 1 s. 37–43.
38. Narkiewicz M. — *Kwart. Geol.*, 1978 nr 4 s. 903–904.
39. Narkiewicz M., Olkiewicz-Paprocka L. — *Ibidem*, 1983 nr 2 s. 225–256.
40. Patterson R.J., Kinsman D.J.J. — *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 1982 vol. 66 s. 28–43.
41. Peryt T. — *Prz. Geol.*, 1981 nr 10 s. 497–501.
42. Peryt T.M., Taviani M. — *Ibidem*, 1986 nr 4 s. 218–220.
43. Rona P.A. — *W Mirie Nauki*, 1986 nr 3 s. 46–55.
44. Saller A.M. — *Geology*, 1984 vol. 12 s. 217–220.
45. Śliwiński S. — *Pr. Inst. Geol.*, 1978 t. 83 s. 121–138.
46. Veizer J. — *Precambrian Res.*, 1984 vol. 25 s. 5–12.
47. Veizer J., Hoefs J. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1976 vol. 40 s. 1387–1395.
48. Zydorowicz T. — *Prz. Geol.*, 1982 nr 11 s. 598–601.

## SUMMARY

This article deals with physico-chemical factors required for the dolomite forming as well as with the major models of the origin of dolomites, including the syn-depositional-hydrothermal model (Fig. 2A–G). According to the author the massive dolomitization takes place within not-fully lithified carbonate sediments, containing porous and interstitial water – the “conveyor” that enables effective addition of  $Mg^{2+}$  and at the same time removal of  $Ca^{2+}$ . Diffusion of  $Mg^{2+}$  in solid state may be negligible. Massive dolomitization cannot occur in completely lithified carbonate rocks having undergone compaction and secondary cementation. It may take place primarily in the early phases of sedimentary-diastrophic cycle. In the author’s model (Fig. 2G) an effective pump continually resupplying recycled hybridized seawater was probably connected with periodic activation of quasi-rifted deep-rooted geofractures.

## РЕЗЮМЕ

В настоящей статье рассматриваются физические и химические обусловленности, решающие об образовании минерала доломита, а также, на их фоне, самые важные модели образования доломитов (рис. 2A–F), в том числе также депозиционно-гидротермальная модель (рис. 2). По мнению автора крупномасштабная доломитизация происходит только в пределах не совсем диагенезированных карбонатных осадков, содержащих поровую и интерстициальную воду – „ленту”, которая делает возможным эффективный привнос  $Mg^{2+}$  и одновременное удаление избытка  $Ca^{2+}$ . Диффузия ионов  $Mg^{2+}$  в твердом состоянии не играет большой роли в этом процессе и ее можно обойти в дальнейших рассуждениях. Крупномасштабная доломитизация не может происходить в пределах полностью литифицированных пород, подвергнутых компактии и вторичной цементации. Такая доломитизация происходит в общем в ранних фазах седиментационно-диастрофического цикла. В модели автора (рис. 2G) производительный насос, поставляющий в осадок гибризованную морскую воду, связан вероятно с периодической активизацией квазирифтовых, глубоко залеженных коровых разломов.