

BARBARA KREMER, JÓZEF KAŻMIERCZAK

*Instytut Paleobiologii PAN
Zakład Biogeologii
Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
e-mail: kremer@twarda.pan.pl
jkaz@twarda.pan.pl*

PERSPEKTYWY POSZUKIWAŃ ŻYCIA NA MARSIE

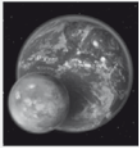
WSTĘP

O istnieniu życia na Marsie jeszcze do niedawna wypowydano się bardzo sceptycznie. Odkrycia ostatnich lat, związane m.in. ze słynnym meteorytem marsjańskim ALH84001, sprawiły, że życiem pozaziemskim, na serio zainteresowała się nauka. Okazało się, że badanie życia poza Ziemią wymaga obszernej wiedzy z różnych dziedzin nauki, często dość od siebie odległych. Na potrzeby tych

badan powstała nowa dyscyplina naukowa – astrobiologia – skupiająca badaczy wielu różnych specjalności. Swoją udział w tych badaniach mają także paleontolodzy. Szukają śladów życia w przeszłości geologicznej Marsa w ramach dziedziny zwanej astropaleobiologią, zajmującą się badaniem dawnego życia we Wszechświecie (KAŻMIERCZAK i KREMER 2006).

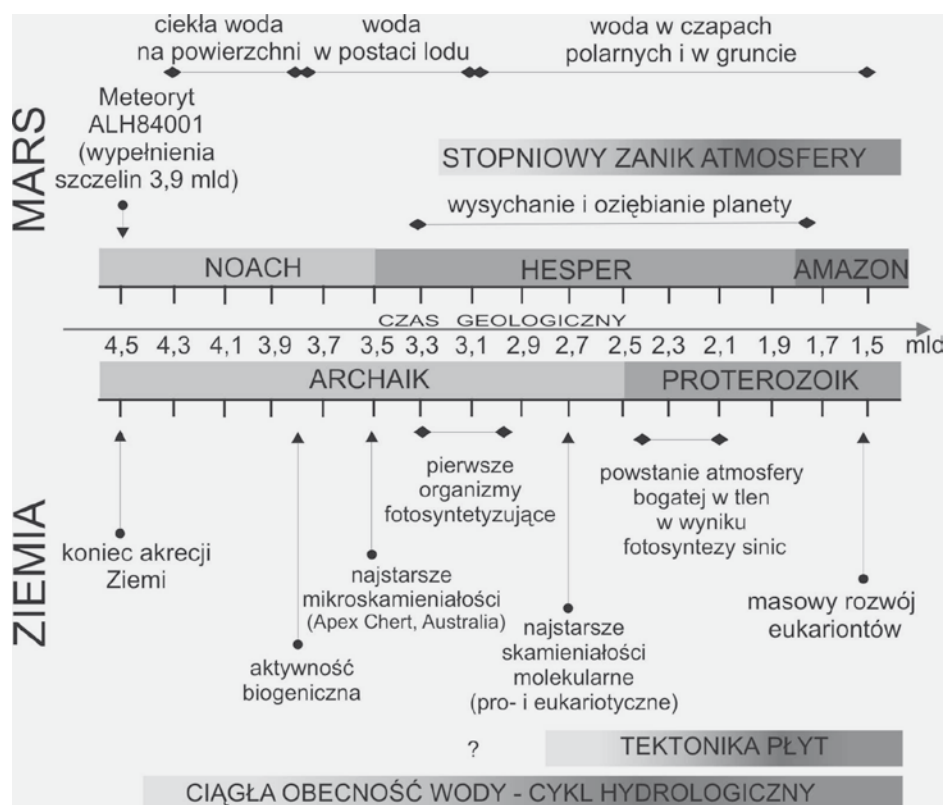
ZARYS GEOLOGII MARSA

Ze wszystkich planet Układu Słonecznego jedynie Ziemia i Mars miały warunki sprzyjające powstaniu i rozwojowi życia. Wynika to z wielu podobieństw pomiędzy tymi planetami (Ryc. 1). Czas obrotu Marsa wokół własnej osi wynosi ponad 24,5 godziny, czyli jest niemal identyczny, jak czas obrotu Ziemi. Nachylenie osi obrotu Marsa – 24° – jest również zbliżone do nachylenia osi ziemskiej ($23,5^\circ$). Oznacza to, że podobnie jak na Ziemi, na Marsie występują również pory roku, tylko dwukrotnie dłuższe, gdyż dłuższy jest czas obiegu Marsa wokół Słońca. Obie planety w czasie formowania uzyskały wodę, atmosferę, dostęp do źródeł energii oraz ten sam, niezbędny do powstania życia, zestaw pierwiastków. I chociaż Mars i Ziemia przechodziły przez podobne początkowe etapy swojego rozwoju, to dzisiaj różnice pomiędzy planetami są ogromne (Ryc. 2). Wynika to przede wszystkim z ich rozmiarów i odległości od Słońca.

	ZIEMIA		MARS
Masa (10^{24} kg)	5,9736		0,64185
Objętość (10^{16} km ³)	108,321		16,318
Promień biegunowy (km)	6356,8		3375
Promień równikowy (km)	6378,1		3397
Przeciętna gęstość (kg/m ³)	5515		3933
Grawitacja (m/s ²)	9,80		3,71
Prędkość ucieczki	11,19		5,03
Pole magnetyczne (gamma)	60.000		50-100
Naświetlenie słoneczne (cal/cm ² /dzień)	839		371
Długość dnia	24 godz		24 godz 40 min (sol)
Długość roku	365 dni		686 dni (668 sols)
Ciśnienie atm. (mb)	1013		7
Temp. powierzchniowa (°C)	-89-57,8		-129 - 37
Satelity naturalne	1		2
Skład atmosfery Ziemi: 78,084% azot; 20,946 tlen; ok. 1% woda; 9340 ppm argon; 350 ppm dwutlenek węgla; 18,18 ppm neon; 5,24 ppm hel; 1,7 ppm metan; 1,14 ppm krypton; 0,55 ppm wodór			
Skład atmosfery Marsa: 95,3% dwutlenek węgla; 2,7% azot; 1,6% argon; śladowe ilości tlenu.			

Ryc. 1. Porównanie podstawowych parametrów planetarnych Ziemi i Marsa (wg różnych źródeł).

Mars jest mniejszy od Ziemi. Jego średnica wynosi zaledwie 54% średnicy ziemskiej, a masa tylko 11% masy Ziemi. W związku z



Ryc. 2. Porównanie głównych etapów planetarnej ewolucji Ziemi i Marsa w czasie geologicznym.

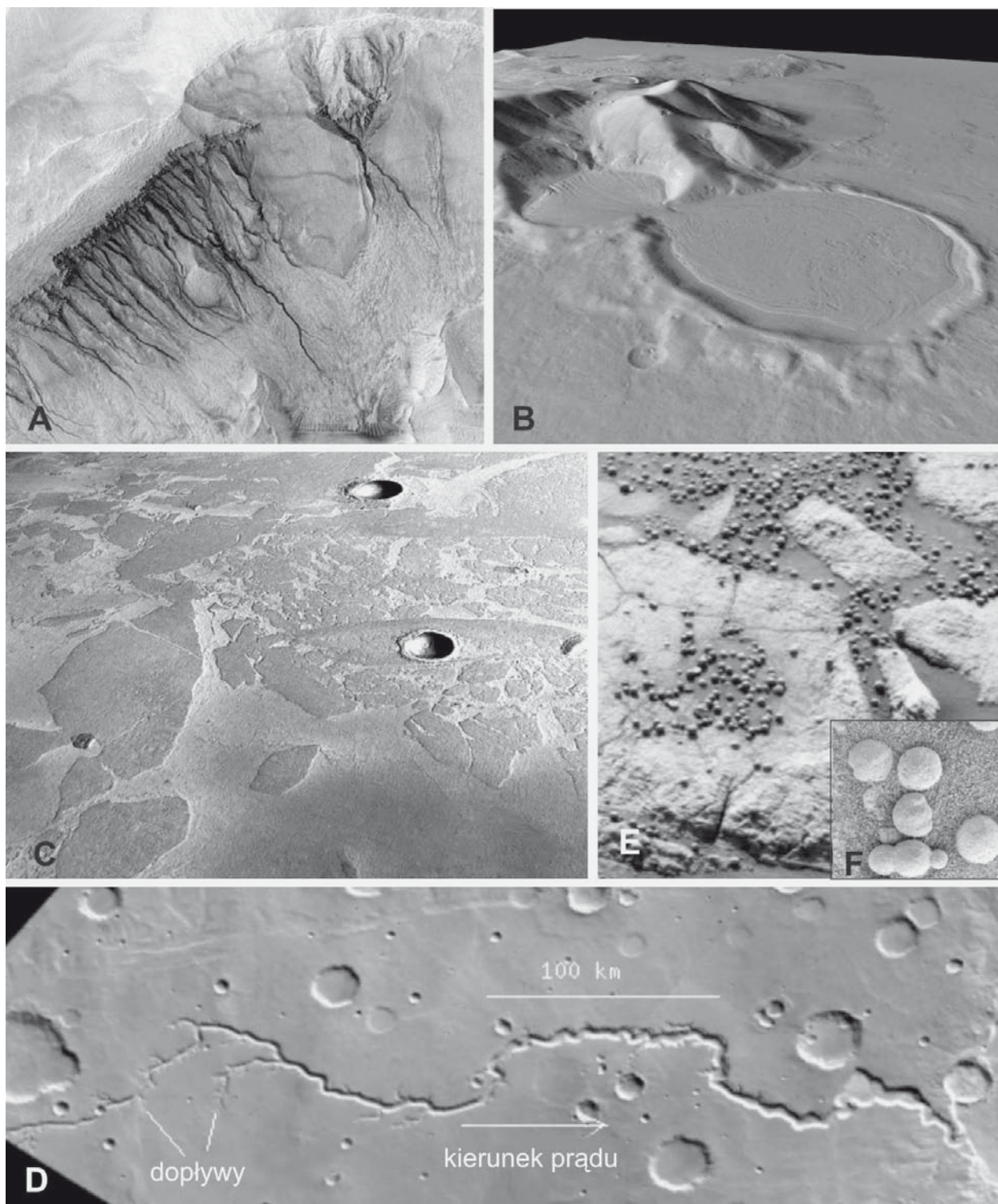
niewielką masą przyciąganie grawitacyjne na Marsie jest ponad dwa razy mniejsze. Brak pola magnetycznego, takiego jak ziemskie, może być związany z brakiem ciekłego jądra planety. Mars ma prawdopodobnie żelazowo-niklowe jądro otoczone skalistym płaszczem, który przykrywa stosunkowo cienka (ok. 30 km) skorupa pokryta regolitem i pyłem. Skorupa Marsa nie nosi śladów tektoniki płyt, np. orogenów, fałdowań, co oznacza, że litosfera Marsa jest ciąga i nie składa się, tak jak litosfera Ziemi, z płyt tektonicznych, przemieszczających się pod wpływem ruchów konwekcyjnych w płaszczu. W skorupie Marsa występuje jednak gigantyczne pęknięcie, tworzące system kanionów, o głębokości sięgającej 5

km – zwane Valles Marineris. Ciągnie się ono na przestrzeni około 4500 km i w najszerszym miejscu dochodzi do 200 km szerokości. Geneza tego rozłamu nie jest do końca wyjaśniona. Niektórzy uważają, że rozłam Valles Marineris jest początkowym przejawem marsjańskiej tektoniki płyt. Hipoteza ta wymaga jednak dokładniejszych badań. Powierzchnia Marsa, w przeciwieństwie do Ziemi, od co najmniej 2,5 mld lat nie uległa większym przemianom. Widoczne na jego powierzchni struktury takie, jak kratery i rozłamy są świadectwem wydarzeń, jakie miały miejsce jeszcze we wczesnym etapie historii planety. Należą do nich również te, które są dla paleontologa najważniejsze – ślady obecności wody.

DOWODY NA WYSTĘPOWANIE WODY NA MARSIE

Niska temperatura i niskie ciśnienie atmosferyczne wykluczają obecnie możliwość występowania na powierzchni Marsa wody w stanie ciekłym. Jednak w niektórych miejscach takich, jak np. podgrzewanych geotermalnie strefach podpowierzchniowych, w niszach pod lodem lub w jaskiniach woda może, przynajmniej okresowo, występować w stanie ciekłym. Dane z krążącej wokół

Marsa amerykańskiej sondy Mars Odyssey dowodzą istnienia znacznych ilości zamrożonej wody w gruncie marsjańskim. Głębsze warstwy gruntu mogą więc przypominać syberyjską wieczną zmarzlinę, gdzie grunt jest przez cały rok zamrożony do głębokości wielu setek metrów i rozmarza tylko nieco na powierzchni latem. Impakty i intruzje wulkaniczne mogły powodować lokalne pod-



Ryc. 3. Przykłady obecności ciekłej wody dziś i w przeszłości geologicznej Marsa.

A – rynnowe wyżłobienia (*gullies*) na ścianie krateru poimpaktowego powstałe współcześnie przypuszczalnie w wyniku wypływu wody z rozmrożonego okresowo podpowierzchniowego lodu gruntowego (39.0°S, 166.1°W); B – kratery poimpaktowe wypełnione lodem spływającym z górzystego obszaru na podobieństwo ziemskich lodowców górskich. Obszar Promethei Terra; C – struktury przypominające zamrożone pola wielkich ziemskich lodowców Morza Arktycznego. Obszar Elysium; D – ślad po meandrującej rzece; Nanedi Vales, obszar Xanthe Terra; E, F – Nagromadzenie sferycznych obiektów (tzw. jagódek, *blueberries*), o rozmiarach od kilku do kilkunastu milimetrów, odkrytych przez marsjański łazik Opportunity (MER NASA) na obszarze Meridiani Planum. (A, E i F: NASA; B, C i D: ESA/DLR/FU Berlin/G. Neukum).

grzanie i topnienie lodu gruntowego. Wytopiona woda spływała złobiąc kanały odpływowe i tworząc spływy oraz obrywy błotne, których śladów można z łatwością doszukać się na powierzchni Marsa. Największym i stałym rezerwuarem wody na Marsie są lodowe czapy polarne na obu biegunach. W zimie obszar pokryty lodem dodatkowo powiększa się, ponieważ czapy przykrywane są zmrożonym CO_2 (tzw. suchym lodem).

Chociaż dziś ciekłej wody na powierzchni Marsa nie ma, występowała ona w odległej jego przeszłości (TOKANO 2005). Po raz pierwszy niezbitych dowodów na istnienie wody w przeszłości geologicznej Marsa dostarczyły sondy kosmiczne Mariner, fotografując całą jego powierzchnię. Zdjęcia przedstawiały kanały i doliny rzeczne, dna wyschniętych jezior i ślady płynięcia wody. Ponieważ ich uformowanie wymagało innych od obecnych warunków, są one zapisem z okresu kiedy atmosfera była dostatecznie gęsta, a temperatura wystarczająco wysoka, aby na powierzchni planety utrzymywała się woda w stanie ciekłym. Wyniki kolejnych misji marsjańskich potwierdziły obecność wody w przeszłości Marsa. Dzisiaj dowodów na istnienie wody znamy wiele (Ryc. 3). Przede wszystkim, są to koryta wyżłobione przez meandrujące rzeki (Ryc. 3D) i olbrzymie kanały o szerokości od 1 do 50 km i długości do 2000 km. Z orbity Marsa doskonale widać sieci rzeczne, rynny, kanały odpływowe oraz ślady po wodzie wyciekającej ze zboczy kraterów (ang. gullies) (Ryc. 3A), a także struktury przypominające ziemskie lodowce górskie (Ryc. 3B). Woda wypełniała część kraterów, jak na przykład krater Guseva, w których pozostały niekiedy wyraźne zarysy linii brzegowej. Na ścianach części zagłębień i kraterów widoczne są warstwowane skały świadczące o tym, że mogą to być pozostałości po osadach złożonych w wodzie. Zdjęcia z basenu Hellas pokazują struktury przypominające kry lodowe (Ryc. 3C). Naukowcy nie wykluczają, że może tam istnieć zbiornik wodny. W nisko położonym basenie Hellas panuje wyższe ciśnienie atmosferyczne a otaczające basen wulkany świadczą o aktywności magmatycznej w tym rejonie w przeszłości.

Dalszych dowodów na obecność wody na Marsie w przeszłości dostarczyły łaziki Spirit i Opportunity amerykańskiej misji Mars Exploration Rover (MER). Analizy chemiczne i mineralogiczne skał na powierzchni Meridiani Planum wskazują, że powstały one w środowisku wodnym lub przynajmniej w obecno-

ści wody. Analizy wykonane dwoma różnymi spektrometrami pokazały na obszarze Meridiani Planum obecność jarosytu, minerału bogatego w żelazo i siarkę, a także innych soli i minerałów zawierających siarkę, takich, jak np. siarczan magnezu (KLINGELHÖFER i współaut. 2004; KERR 2004; MCLENNAN i współaut. 2005). Jarosyt jest siarczanem żelaza zawierającym grupę OH, co oznacza, że do jego powstania wymagana jest woda. Spektrometry wskazują również na występowanie w badanych osadach bromu i chloru. Ich ilość zmienia się w badanym odsłonięciu, co może wskazywać, zdaniem niektórych badaczy, na ewaporacyjny charakter zbiornika wodnego, w których osady te powstały.

Charakterystyczne kuleczki, zwane „jagódkami” (ang. blueberries), o średnicy 2–3 mm, znalezione w odsłonięciach na obszarze Meridiani Planum (KNOLL i współaut. 2005), są interpretowane jako ciała konkrecyjne powstałe w wyniku chemicznego wytrącania minerałów w środowisku wodnym (Ryc. 3E, F). Obiekty te utworzone są z hematytu, minerału stosunkowo odpornego na wietrzenie. Obraz mikroskopowy fragmentu skały z „jagódkami” pokazuje, że jest ona silnie zwiętrzała, dzięki czemu, odporniejsze na erozję „jagódki” wystają z tła skalnego. Marsjańskie blueberries przypominają ziemskie mineralne struktury konkrecyjne występujące na pustyni w stanie Utah (CHAN i współaut. 2004). Ich geneza, nie do końca rozpoznana, może być związana z procesami fizykochemicznymi przebiegającymi w osadzie w czasie diagenety bądź z aktywnością mikroorganizmów. Ta druga możliwość czyni je, oraz skały, w których zostały znalezione, niezwykle obiecującym obiektem badań z punktu widzenia poszukiwań śladów życia na Marsie.

Inną charakterystyczną cechą tych skał jest ich skośne warstwowanie, widoczne w kraterze Eagle. Takie warstwowanie uznawane są przez geologów za wskaźnik działalności wód płynących. Dodatkowo, skały z konkrecjami zawierają ślady po rozpuszczonych lub zwiętrzałych minerałach. Są to pustki o kształtach charakterystycznych dla kryształów gipsu – najpowszechniejszego minerału siarczanowego na Ziemi, wytrącającego się na skutek ewaporacji z wód bogatych w siarczan wapnia. Przypuszcza się, że gipsy występują także w ciemnych osadach w rejonie bieguna północnego Marsa.

Obserwacje te wskazują na istnienie na powierzchni Marsa słonowodnych zbiorników o charakterze morskim bądź jeziornym.

Aby utrzymać otwarte zbiorniki wodne musiało na powierzchni planety panować wyższe ciśnienie atmosferyczne i wyższa temperatura. Niektórzy uważają, że pierwotna atmosfera marsjańska osiągała gęstość dzisiejszej atmosfery ziemskiej. Z czasem utraciła ona znaczną część składników, a tym samym możliwość podtrzymania na powierzchni cie-

klej wody. Mars utracił cykl hydrologiczny i stał się zimną i suchą planetą. Dzisiaj przykrywa go cienka i rzadka atmosfera złożona głównie z CO_2 , której ciśnienie (średnio 6 hPa) zmienia się sezonowo w związku z kondensacją (zmrożeniem) dwutlenku węgla na czapach polarnych w okresie zimowym.

ŻYCIE NA MARSIE – TROCHĘ HISTORII

Historycznie można przyjąć, że poszukiwania życia na Marsa zainicjował w 1877 r. Giovanni Schiaparelli, który opracował pierwszą mapę Marsa, sugerującą powierzchnię tej planety pociętą siecią regularnych „sztucznych” kanałów. Ta sugestia została rozwinięta w 1910 r. przez Percivala Lowella, który na podstawie wieloletnich obserwacji i, jak się później okazało, nader bujnej wyobraźni, przedstawił obraz Marsa jako obumierającej planety, której inteligentni mieszkańcy dotknięci długotrwałymi katastrofalnymi suszami wykopali rozległe systemy kanałów irygacyjnych sprowadzających wodę z obszarów podbiegunowych do gęsto zasiedlonych okolic przyrównikowych. Te rewelacyjne doniesienia nie znalazły jednak nigdy większego poparcia ze strony innych badaczy Marsa. Trudno jednak było im kategorycznie zaprzeczyć z powodu niemożności uzyskania dokładniejszego obrazu powierzchni Czerwonej Planety. Zainspirowana przez Lowella idea Marsa podobnego do Ziemi była zatem jeszcze całkiem żywa u zarania ery kosmicznej, kiedy Mars uznawany był ciągle za planetę posiadającą atmosferę o gęstości około jednej dziesiątej atmosfery ziemskiej, z sezonowo zmieniającymi się zasięgami lodowych czap polarnych i pojawiającymi się corocznie

rozległymi ciemnymi plamami, interpretowanymi zazwyczaj jako obszary pokryte okresowo rozwijającą się roślinnością.

Końcem takich wyobrażeń o Marsie stały się w latach 60. ubiegłego stulecia przełoty w pobliżu tej planety sond kosmicznych Mariner 4, 6 i 7. Dostarczyły one zdjęć powierzchni Marsa porośniętej licznymi kraterami, bardziej przypominającej powierzchnię Księżyca lub Merkurego niż Ziemi. Analizy atmosfery marsjańskiej wykazały, że składa się ona prawie wyłącznie z dwutlenku węgla (CO_2), a jej gęstość wynosi zaledwie jedną setną gęstości atmosfery ziemskiej. Natomiast pierwsze globalne zdjęcia Marsa wykonane w 1972 r. przez orbitera Mariner 9 pokazały, że jest to planeta bardziej złożona w porównaniu z tym, co pokazały wcześniejsze sondy. Po raz pierwszy ujrzano na Marsie wielkie wulkany, systemy gigantycznych kanionów i morfologiczne struktury przypominające pozostałości po jeziorach i sieciach rzecznych. Kiedy ponadto stwierdzono, że przypisywane roślinności okresowe ciemne plamy na powierzchni Marsa są nagromadzeniami pyłu przenoszonego periodycznie huraganowymi wiatrami, stało się jasne, że sugerowane do tej pory podobieństwo tej planety do Ziemi było złudzeniem.

MISJA VIKING

Realizację naukowo opracowanych programów poszukiwania życia na Marsie zapoczątkowała misja sondy Viking z lądownikami Viking 1 i 2, które w 1976 r. osiadły w przyrównikowym obszarze planety. Celem tej misji było eksperymentalne sprawdzenie możliwości występowania mikroorganizmów lub ich metabolitów na powierzchni gruntu marsjańskiego lub tuż pod jego powierzchnią. Instrumenty przygotowane do tego biologicznego testu miały za zadanie wykonanie trzech eksperymentów: (i) pirolitycznej analizy próbek zwilżonego gruntu marsjańskie-

go w obecności oznakowanego ^{14}C tlenku i dwutlenku węgla (CO i CO_2) w celu wykrycia w nim związków organicznych pochodzenia biologicznego, (ii) wyłożenia na próbki gruntu pożywki oznakowanej radioaktywnym ^{14}C i następnie skontrolowania, czy poddana ona zostanie procesom zmian metabolicznych typowym dla systemów żywych, i (iii) wymiany gazowej polegającej na inkubacji w określonym czasie próbki gruntu zmieszanej z płynną pożywką (tzw. „bulionem”) w mieszaninie gazowej symulującej atmosferę marsjańską (CO_2 z dodatkiem He i Kr) i na-

stępnie pomiaru chromatografem gazowym lotnych substancji (CO_2 , O_2 , CH_4 , H_2 , N_2) wyemitowanych przez potencjalne organizmy konsumujące pożywkę. Poza urządzeniami do eksperymentów biologicznych, Vikingi były wyposażone w spektrometry mas sprzężone z chromatografami gazowymi (GCMS), które mogły określić zawartość i skład związków organicznych w próbkach gruntu marsjańskiego i wskazać na obecność w nim życia.

Analizy spektralne wykazały jednak brak substancji organicznych na powierzchni Marsa, co postawiło zaplanowane eksperymenty biologiczne pod znakiem zapytania. Ponieważ substancje takie występują w przestrzeni kosmicznej (np. w meteorytach), ich brak na powierzchni Marsa był dużym zaskoczeniem. Wyniki eksperymentów biologicznych Vikingów są jednak na tyle zadziwiające, że warto je tutaj skrótowo omówić.

W podjętych przez Vikingi eksperymentach biologicznych założono, że podobnie jak w przypadku ziemskich próbek, ewentualny pozytywny wynik otrzymany z próbki gruntu marsjańskiego powinien być negatywny po termicznej jej sterylizacji. Natomiast w przypadku braku życia w testowanej próbce marsjańskiej, wynik eksperymentu powinien być negatywny zarówno dla próbki naturalnej, jak i termicznie wysterylizowanej. Jednak wyniki otrzymane z badanych próbek marsjańskich okazały się inne od założonych. I tak: w eksperymencie pirolitycznym (i) ślady węgla zostały odkryte zarówno w próbce naturalnej, jak i termicznie wysterylizowanej; w eksperymencie z pożywką oznakowaną ^{14}C (ii) nastąpiła emisja gazu oznakowanego ^{14}C i brak jakiegokolwiek reakcji z próbki termicznie wysterylizowanej; natomiast w eksperymencie wymiany gazowej (iii) po wymieszaniu próbki gruntu z pożywką nastąpiła emisja tlenu, która powtórzyła się także przy próbce termicznie wysterylizowanej. Fakt otrzymania w dwóch eksperymentach pozytywnych wyników z kontrolnych, termicznie wysterylizowanych próbek, wskazuje jednoznacznie na niebiologiczny charakter obserwowanych procesów. Kontrolne eksperymenty przeprowadzone na Ziemi wykazały, że przyczyną emisji tlenu z gruntu marsjańskiego były zawarte w nim silnie reaktywne utleniacze

(tlenki lub ponadtlenki), które po zwilżeniu wodą wytworzyły nadtlenek wodoru. Utlenione w ten sposób żelazo mogło, na przykład, służyć jako katalizator reakcji obserwowanych w eksperymencie pirolitycznym Vikingów (i). Sądzi się, że jedynie eksperyment z pożywką oznakowaną ^{14}C (ii) spełnił, chociaż w sposób dwuznaczny, kryteria wskazujące na obecność życia na powierzchni Marsa. Po podaniu pożywki nastąpił bowiem gwałtowny wzrost emisji oznakowanego izotopowo gazu. Zwiększone podanie pożywki zmniejszyło początkowo ilość wydzielonego gazu (efekt raczej nietypowy dla procesu biologicznego), a następnie jego powolny wzrost. W tej samej próbce sterylizowanej w temperaturze do 160°C tego rodzaju reakcji nie zaobserwowano. Chociaż wyniki tego eksperymentu są do tej pory przedmiotem ostrego sporu, większość badaczy uważa, że dają się one objaśnić procesami niebiologicznymi. Można zatem uznać, że w żadnym z dwóch bardzo oddalonych od siebie i różniących się wyraźnie pod względem fizjograficznym miejsc lądowania Vikingów nie odkryto śladów życia. Nie wyklucza to możliwości istnienia obszarów bardziej życiu przyjaznych, na przykład okresowo rozmarzającej podpowierzchniowej wiecznej zmarzliny czy geotermalnych „oaz” w pobliżu wulkanów.

Niewielkie (do zaledwie kilkudziesięciu ppb) lokalne emisje metanu zarejestrowane niedawno przez spektrometr marsjańskiego orbitera ESA Mars Express (FORMISANO i współaut. 2004) mogą, zdaniem niektórych badaczy (ONSTOTT i współaut. 2006), być wytworem żyjących w takich strefach drobnoustrojów podobnych do ziemskich metanogenowych archeonów (np. *Methanococcus*). Na przykład, niewielkie emisje metanu niewątpliwie biologicznego pochodzenia zostały odkryte nad powierzchnią takich ekstremalnie pustynnych obszarów, jak Dolina Śmierci (Death Valley) w Kalifornii, pustyni Antarktyki, Idaho (Idaho High Desert) i Chile (Atacama) (MORAN i współaut. 2005). Według innych autorów niewielkie ilości metanu na Marsie mogą powstawać w wyniku interakcji głębokich wód hydrotermalnych ze skałami skorupy (LYONS i współaut. 2005).

EKSTREMOFILE Z PUSTYNI ATACAMA – ZIEMSKI TEST MISJI VIKING

Pozytywny element do pesymistycznego wniosku wynikającego z negatywnych

wyników eksperymentów biologicznych Vikingów wprowadziły kontrolne badania

poszukiwań śladów życia na pustyni Atacama (Chile), jednej z najsuchszych pustyni świata. Zastosowanie tej samej co w przypadku *Vikingów* aparatury i takiego samego sposobu prowadzenia eksperymentów nie wykazało tam obecności śladów życia. Dopiero podwyższenie czułości instrumentów analitycznych (np. zwiększenie temperatury spalania w eksperymencie pirolitycznym) i pobranie próbek gruntu z głębokości kilkanaście centymetrów większej niż w eksperymencie marsjańskim wykazało istnienie pod powierzchnią pozornie sterylnej Atacama zróżnicowanego zespołu mikroorganizmów (NAVARRO-GONZALES i współaut. 2004; MAIER i współaut. 2004). Co więcej, wykonane ostatnio badania brył

solu kamiennej (halitu) z pustyni Atacama pokazały (WIERZCHOS i współaut. 2006), że 3–7 mm pod ich powierzchnią występuje warstewka kokoidalnych sinic (=cyjanobakterii), stowarzyszonych z bakteriami heterotroficznymi. Byłby to więc przykład mikroekosystemu endolitycznego, bytującego w warunkach środowiska ekstremalnie słonego i ekstremalnie suchego. Wniosek wypływający z tych badań jest jednoznaczny – badania gruntu marsjańskiego pod kątem możliwości istnienia w nim śladów życia trzeba kontynuować z zastosowaniem najwyższej czułości instrumentów analitycznych sprawdzonych w warunkach ekstremalnych dla ziemskich mikroorganizmów (np. DIAZ i SCHULZE-MAKUCH 2006).

ŻYCIE W PRZESZŁOŚCI MARSA

Życie na Ziemi narodziło się ok. 3,8–4 mld lat temu. W tym okresie Mars niewiele różnił się od Ziemi i był prawdopodobnie na „przyjęcie” życia tak samo przygotowany. Życie na Marsie, jeśli rozwinęło się, to mogło istnieć tylko w pierwszym miliardzie lat historii tej planety, czyli w czasie, kiedy miała ona znaczne zasoby ciekłej wody (KNOLL i GROTZINGER 2006). Duże doliny rzeczne na Marsie datowane są właśnie na ten okres. Podstawowe niezbędne do życia warunki, takie jak węgiel, woda ciekła i energia, były dostępne na obydwu planetach. Wspólne drogi Ziemi i Marsa rozeszły się jednak dość szybko. Około 3–3,5 mld lat temu na Marsie rozpoczął się nieodwracalny proces utraty wody i atmosfery prowadzący do wyziębienia i wyschnięcia planety (Ryc. 2). Złożyło się na to kilka czynników.

Jednym z nich był zapewne brak tektoniki płyt. Płyty litosfery ulegają w strefach subdukcji wchłonięciu i przetopieniu, a zawarte w nich składniki są, przynajmniej częściowo, przywracane do obiegu, tj. do atmosfery i hydrosfery, w strefach wulkanicznych. Dzięki temu procesowi na Ziemi utrzymuje się stały obieg pierwiastków.

Drugim czynnikiem był stosunkowo szybki zanik pola magnetycznego. Sonda Mars Global Surveyor w 1997 r. odkryła wprawdzie w skorupie Marsa lokalne anomalie magnetyczne, o znacznych wartościach, zlokalizowane na silnie zbombardowanym meteorytami obszarze półkuli północnej, z okresu zwanego noachem. Jednak generalnie wartości pola magnetycznego Marsa są w porów-

naniu z polem ziemskim znikome. Niektórzy badacze uważają, że pole magnetyczne Marsa miało ograniczony czas trwania i już około 4 mld lat temu znacznie osłabło, a następnie prawie zupełnie zanikło. Ustanie marsjańskiego „dynamo” miało swoje konsekwencje. Wydaje się, że istnienie pola magnetycznego było jednym z głównych czynników określających początkowy przedział czasu (przypuszczalnie od 0,3–0,7 mld lat), w jakim mogło istnieć życie na Marsie. Pole magnetyczne chroniło powierzchnię Marsa nie tylko przed mutagennym promieniowaniem kosmicznym i wiatrem słonecznym. Jego zanik miał również bezpośredni wpływ na „ucieczkę” atmosfery marsjańskiej i stopniowe przejście od ciepłego do zimnego klimatu. Część dwutlenku węgla uległa rozkładowi i ułotniła się w przestrzeń kosmiczną, a część zamarzała w czapach polarnych. Podobny los spotkał parę wodną. Spadek ciśnienia atmosferycznego, zmniejszający efekt cieplarniany, spowodował ochłodzenie planety.

Czy podobna historia geologiczna początkowego okresu formowania obu planet oznacza również wspólną drogę rozwoju życia? Szukając życia poza Ziemią zakładamy, że było lub jest ono oparte na takich samych założeniach, jak to na Ziemi. Jakie to założenia?

Po pierwsze, życie oparte jest na węglu. Dwa podstawowe typy polimerów, na których oparte jest życie ziemskie, białka i kwasy nukleinowe, zawierają węgiel, od którego zależy ich budowa i własności chemiczne. Krzem jest często wskazywany w systemach

żywych jako pierwiastek alternatywny dla węgla. Chociaż znajduje się on blisko węgla w układzie okresowym pierwiastków, nie mógłby zastąpić wiązań węglowych w cząsteczkach organicznych. Zróżnicowanie polimerów zbudowanych na krzemie byłoby mniejsze niż na węglu, takie polimery miałyby też całkiem inne właściwości. Wydaje się pewne, że nawet najwcześniejsze formy życia wykorzystujące minerały, np. ilaste, jako matryce lub katalizatory do przeprowadzenia reakcji chemicznych, korzystały przy tym z węgla.

Po drugie, do życia potrzebna jest woda. Woda jest niezbędna przy dostarczaniu i odprowadzaniu produktów metabolizmu. Jest też środowiskiem dla reakcji chemicznych przeprowadzanych przez organizm i jest niezbędna dla zachowania właściwej struktury białek i kwasów nukleinowych oraz stabilności wiązań. Budowa polarna cząsteczki wody sprawia, że jest ona dobrym rozpuszczalnikiem. Woda wypełnia wnętrze komórek i w niej zachodzą wszystkie procesy metaboliczne. Ciekły amoniak lub mieszanina wody z amoniakiem ma podobne właściwości, co woda, jednak postać stała tego roztworu występuje dopiero przy minus 100°C. Ta właściwość umożliwia takiemu roztworowi utrzymanie ciekłej fazy na planetach, na których panują znacznie niższe temperatury. Jednak niepolarna budowa cząsteczki amoniaku uniemożliwiałaby przeprowadzenie wielu procesów życiowych. Ciekły metan lub etan może występować na Tytanie nawet w –180°C, jednak zajście w nim reakcji podtrzymujących życie wydaje się niemożliwe. Nie-

ktorzy sugerowali możliwość występowania tzw. dry life – czyli życia bez ciekłego środowiska. Trudno jednak wytłumaczyć zasady, według których takie formy życia miałyby funkcjonować.

Po trzecie, życie wymaga energii i wiązań fosforanowych do jej gromadzenia. Do przeprowadzenia procesów biologicznych organizm potrzebuje energii, którą przechowuje i przetwarza w komórkach za pomocą wiązań fosforanowych. Wiązania fosforanowe w ADP i ATP magazynują i uwalniają energię pochodzącą z procesów metabolicznych oraz fotosyntezy. Fosforany odgrywają też kluczową rolę w budowie wielu biopolimerów, w tym cząsteczek DNA, RNA, fosfolipidów i innych. Ponieważ fosfor jest pierwiastkiem powszechnym w Układzie Słonecznym, wydaje się prawdopodobne, że powstałe poza Ziemią systemy żywe bazujące na węglu i ciekłej wodzie powinny wykorzystać fosfor i wiązania fosforanowe do tej samej roli, do jakiej wykorzystuje je życie ziemskie.

Po czwarte, życie jest jednorodne po względem biochemicznym. Organizmy na Ziemi wykorzystują różnego typu strategie metaboliczne, różniące się sposobem zdobywania energii z reakcji redukcyjno-oksydacyjnych i fotosyntezy. Wykorzystują one do tego uniwersalne dla całego świata żywego cząsteczki (w tym DNA i RNA) i wspólny kod genetyczny oparty na trójkowej sekwencji aminokwasów. Nie można jednak wykluczyć, że życie na innej planecie będzie miało swoją własną biochemiczną uniwersalność, nie koniecznie taka samą, jak życie ziemskie.

METEORYTY MARSJAŃSKIE – DARY KOSMOSU

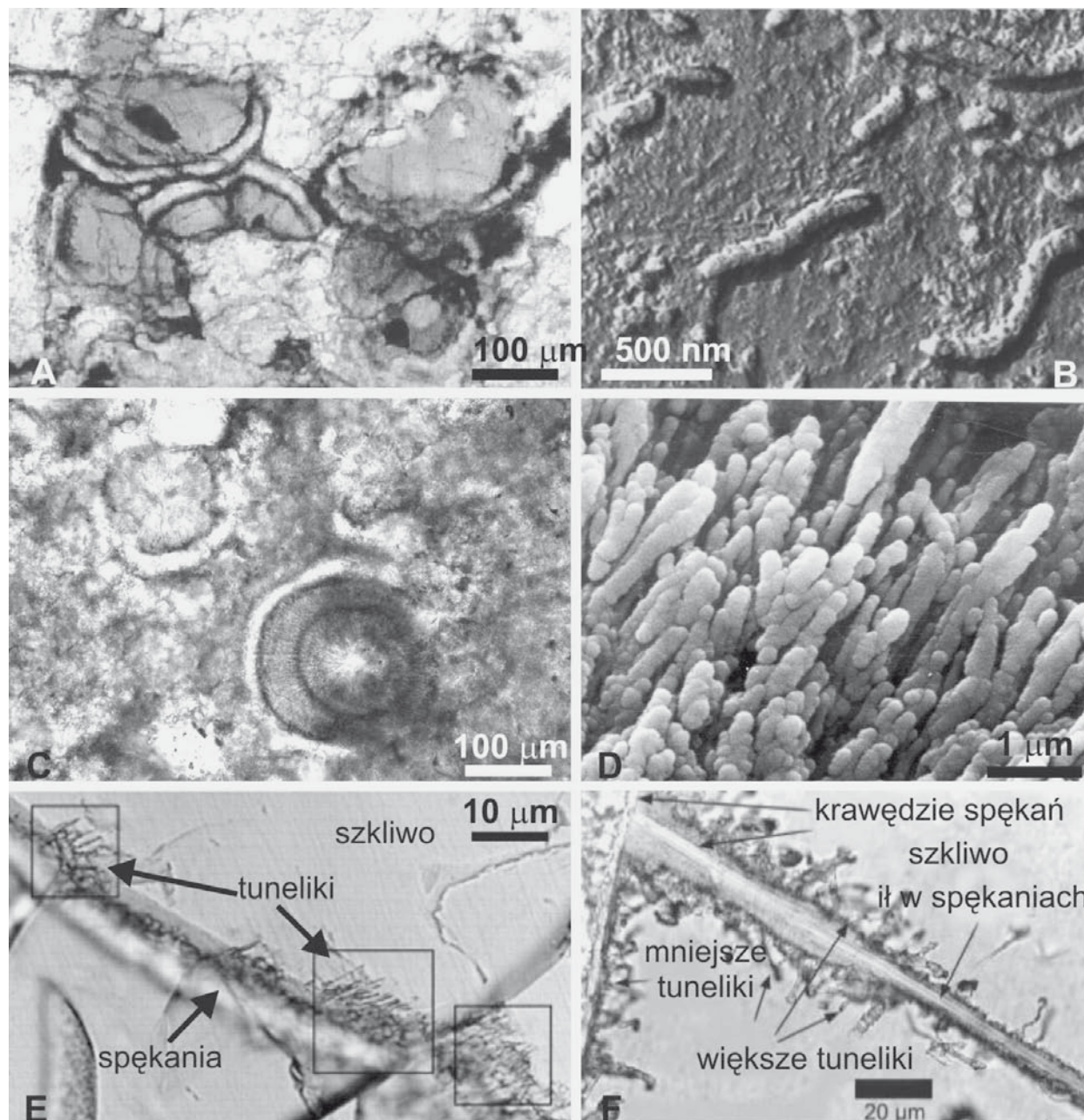
Jedynymi, jak dotychczas, obiektami marsjańskimi dostępnymi do bezpośrednich badań astrobiologicznych są meteoryty marsjańskie. Do tej pory zidentyfikowano ich zaledwie 33 (przegląd patrz: <http://www.nhm.ac.uk/research-duration/projects/martian-met/meteorites.html>). Są to meteoryty achondrytowe, łączone w grupę określaną skrótowo SNC (od nazw trzech jej typowych przedstawicieli: Shergotty, Nakhla i Chassigny). Są to skały magmowe (głównie bazalty) różnego wieku geologicznego, wyrzucone z Marsa w przestrzeń kosmiczną w wyniku uderzeń w jego powierzchnię znacznych rozmiarów planetoid. Cztery z tych meteorytów są szczególnie interesujące z astrobiologicz-

nego punktu widzenia: ALH84001, Nakhla, MIL03346 i EETA79001. Wszystkie, poza Nakhla znalezionym w Egipcie, odkryte zostały w lodach Antarktydy. Zawierają one struktury, minerały lub substancje chemiczne świadczące o tym, iż na Marsie ich skały macierzyste pozostawały przez jakiś czas w kontakcie z ciekłą wodą.

Największą sławę zdobył liczący ok. 4,5 mld lat ortopiroksenowy ALH84001 (MITCHELL 1994, BOGARD i GARRISON 1999). W szczelinach tego meteorytu badacze z NASA odkryli liczące ok. 3,9 mld lat (BORG i współaut. 1999) mineralne struktury (Ryc. 4A-D) i organiczne substancje, które, ich zdaniem, mogły zostać wytworzone przez marsjańskie

mikroorganizmy (McKAY i współaut. 1996). Argumentami na rzecz tego sensacyjnego twierdzenia miały być (i) węglanowe (głównie syderytowe) globule, o rozmiarach od 1 do 250 μm , zbudowane z ultra-małych (20-100 nm) pałeczkowatych i jajczkowatych

obiektów zinterpretowanych jako zmineralizowane pozostałości po podobnych do bakterii organizmach, (ii) zawarte w globulach ultra-małe (20-50 nm) kryształki minerału żelaza zwanego magnetytem (Fe_3O_4), zinterpretowane jako wytwory mikroorganizmów po-



Ryc. 4. Bakteriomorficzne struktury w meteorytach marsjańskich i przykłady ich przypuszczalnych ziemskich odpowiedników.

A – globule węglanowe wypełniające szczeliny meteorytu ALH84001; B – ultra-małe obiekty węglanowe (tzw. owoidy) z globul w ALH84001 interpretowane jako pozostałości zmineralizowanych organizmów podobnych do ziemskich bakterii; C – dzisiejsze węglanowe sferulity podobne do globul z ALH84001, powstające w miejscach wypływu wód gruntowych i szczelinach skał wulkanicznych na dnie jeziora Wan (Turcja); D – ultra-małe ciała węglanowe ze sferulitów z jeziora Wan podobne do owoidów z ALH84001; E – grupy mikrotunelików interpretowanych jako wytwory mikroorganizmów wnikaających w głąb bazaltowej skały w meteorycie Nakhla; F – dzisiejsze mikrotuneliki odchodzące od krawędzi szczelin w bazalcie spod dna oceanicznego. (A i B: NASA; E i F wg Fisk i współaut. 2006, zmienione).

dobne do tych jakie występują w ziemskich bakteriach magnetotaktycznych (tzw. magnetosomy), i (iii) substancje organiczne z grupy policyklicznych węglowodorów aromatycznych (ang. polycyclic aromatic hydrocarbons, PAH) uznane za produkty biogeniczne. W wyniku niesłychanie burzliwej, trwającej do dziś dyskusji (przegląd: VALLEY i współaut. 1997; MCSWEEN i HARVEY 1998; THOMAS-KEPRTA i współaut. 2002; TREIMAN 1998, 2003; TREIMAN i współaut. 2002; GIBSON i współaut. 2001; KAŻMIERCZAK i KEMPE 2003; NILES i współaut. 2005) żaden z przedłożonych argumentów nie zyskał powszechnej akceptacji jako dowód na istnienie życia w tak odległej przeszłości geologicznej Marsa.

Natomiast w spękaniach bazaltowego meteorytu Nakhla, datowanego na około 1,3 mld lat, odkryto oprócz śladowych ilości mineralnych wypełnień, wskazujących na jego kontakt z ciekłą wodą (węglany i minerały ilaste – BRIDGES i GRADY 1999, 2000; GIBSON i współaut. 2001), niezwykle struktury przypominające obiekty biologiczne (FISK i współaut. 2006). Są to systemy mikrotunelików odchodzących od krawędzi spękań i wnikaćcych na kilkanaście mikrometrów w szkliwo wulkaniczne macierzystej skały (Ryc. 4E). Bardzo podobne współczesne tuneliki opisane nie-

dawno ze spękań w bazaltach z dna oceanicznego (Ryc. 4F) przypisywane są, na podstawie zawartych w nich biopolimerów, bliżej nieokreślonym mikroorganizmom (FISK i współaut. 1998, 2006; FURNES i współaut. 2001, 2004). Nie jest wykluczone, że prowadzone pod tym kątem dalsze badania Nakhla mogą przynieść podobnie rewelacyjne wyniki.

Dwa pozostałe meteoryty to nakhlit MIL03346, liczący 1,37 mld lat, i typowy shergotyt EETA79001, który jest najmłodszym z czwórki wspomnianych marsjańskich meteorytów, gdyż liczy „zaledwie” 180 mln lat. W porównaniu z dwoma poprzednimi zawierają one wyraźnie więcej materii organicznej (głównie aminokwasy) oraz niewielkie ilości węglanów (WRIGHT i współaut. 1989). Szczegółowe badania wykazały, że tylko niewielka część zawartych w nich substancji organicznych jest przypuszczalnie pochodzenia marsjańskiego, zaś reszta to ziemskie kontaminacje pochodzące głównie z roztopionego antarktycznego lodu, w którym meteoryt leżał przez dłuższy czas (MCDONALD i BADA 1995, ANAND i współaut. 2005, GLAVIN i współaut. 2005). Marsjańska część substancji organicznej nie ma cech dostatecznie swoistych, aby mogła zostać uznana za produkt jednoznacznie biogeniczny (JULL i współaut. 1998).

PALEONTOLOG W ROLI MARSJAŃSKIEGO DETEKTYWA

Gdzie i jak poszukiwać śladów dawnego życia na Marsie? To pierwsze pytanie jakie zada sobie paleontolog poszukujący marsjańskich skamieniałości. Jeśli kiedykolwiek na Marsie istniało życie, to najprawdopodobniej w środowisku wodnym, dlatego też potencjalnym miejscem występowania śladów życia są dawne zbiorniki wodne (przegląd: SCHULZE-MAKUCH i współaut. 2005, KAŻMIERCZAK i KREMER 2006). Morza lub jeziora, były powszechne na Marsie w jego pierwotnym okresie, a warunki jakie w nich panowały przypominały te z okresu wczesnej Ziemi. Na dnie tych zbiorników powstawały osady, które następnie uległy lityfikacji, zamieniając się w skały, które geolodzy nazywają osadowymi. Skały osadowe, czyli powstałe w wyniku osadzania się ziaren mineralnych lub wytrącania minerałów w zbiorniku wodnym, są potencjalnym nośnikiem śladów dawnego życia i będą przedmiotem poszukiwań paleontologa (KAŻMIERCZAK i KREMER 2006). Ponieważ pierwotna skorupa marsjańska przykryta jest gru-

bą warstwą zwietrzałych osadów, miejscem badań powinny być obszary pozbawione takiej zwietrzliny lub zawierające jej stosunkowo niewiele, jak ściany kanionów, młode kraterzy, czy właśnie dna dawnych jezior.

Najstarsze ziemskie skamieniałości znajdowane są w skałach krzemionkowych zwanych czertami (ang. cherts). Nieco młodsze skamieniałości występują też w skałach węglanowych, w wapieniach i dolomitach. Skały obu typów powstawały powszechnie w morzach archaiku i proterozoiku na Ziemi. Znaleźnienie czertów i wapieni na Marsie byłoby bardzo obiecującą przesłanką do dalszych poszukiwań paleontologicznych. Niestety, jak dotychczas, nie ma jednoznacznych dowodów występowania na Marsie tego typu skał. Węglany, głównie $MgCO_3$, zostały co prawda, w ilości ok. 2-5%, spektralnie zidentyfikowane, jednak nie w odsłonięciach, a w pyłach marsjańskich. Niektórzy twierdzą nawet (MUKHIN i współaut. 1996), że w obecnie panujących na Marsie warunkach węglany ule-

głyby fotorozkładowi spowodowanym promieniowaniem ultrafioletowym. Inni badacze uważają (np. BOOTH i KIEFFER 1978), że z teoretycznego punktu widzenia węglany na Marsie powinny występować przynajmniej w niewielkich ilościach (MARION i współaut. 2003). Zdaniem tych ostatnich poszukiwanie na Marsie węglanów należy kontynuować, ponieważ fotorozkład nie wyjaśnia prawie całkowitego ich braku. Oczywiście samo znalezienie takich skał na Marsie nie świadczy jeszcze o życiu, a jedynie o środowisku wodnym utrzymującym się przez stosunkowo długi okres. Przypuszczalnie woda w stanie ciekłym utrzymywała się na Marsie do około 3,5–3 mld lat wstecz. Ślady życia z tak odległego okresu zachowują się bardzo rzadko.

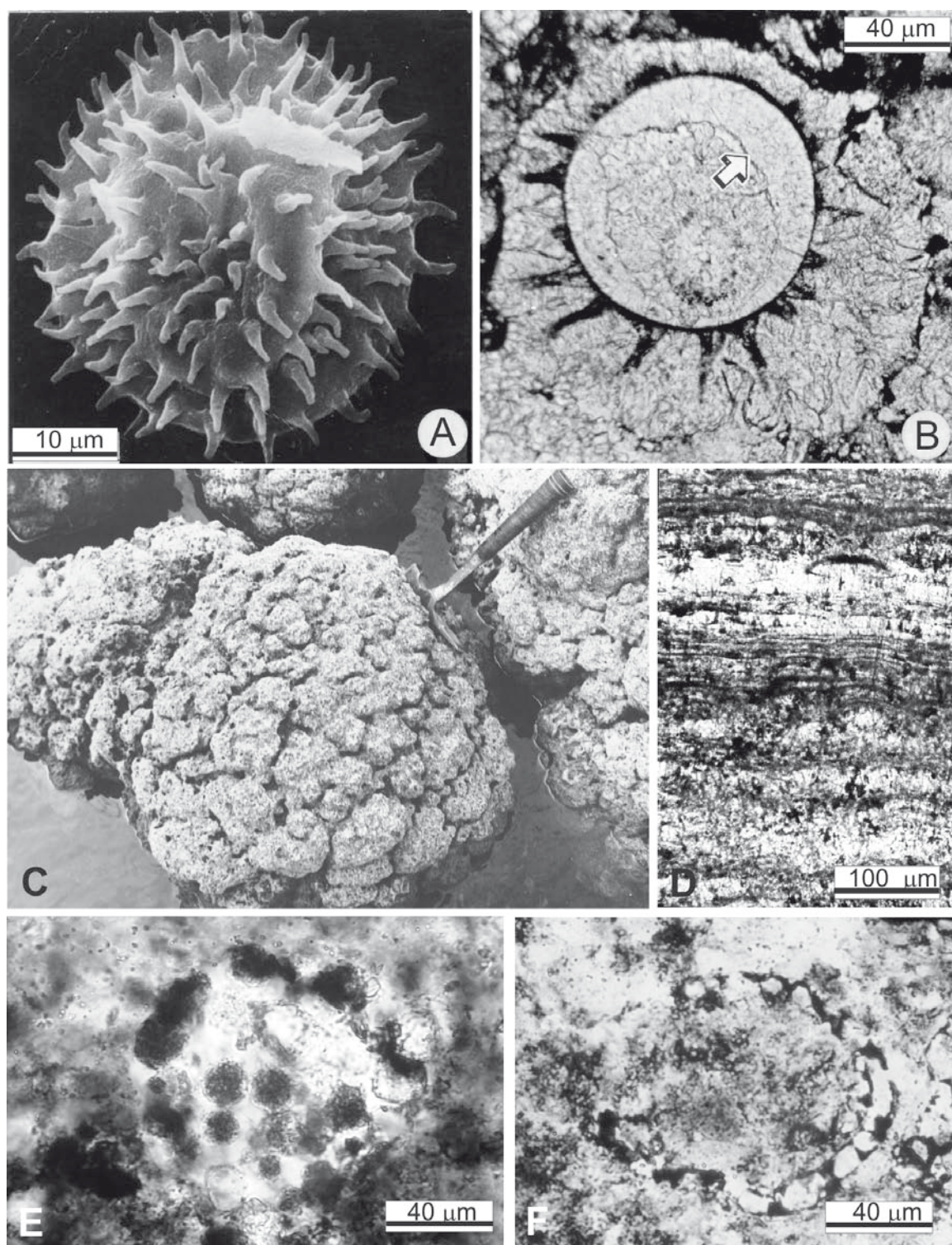
Poszukiwanie śladów życia na Marsie to zadanie bardzo trudne z racji tego, że paleontolog musi pracować „na odległość”. Meteority marsjańskie trafiają się niezwykle rzadko i najczęściej są to fragmenty takich skał, w których skamieniałości nie występują. Przywiezienie skał z Marsa jest ciągle dość odległym przedsięwzięciem, dlatego paleontologom pozostaje użycie robotów marsjańskich zaopatrzonych w odpowiednie przyrządy oraz kamerę.

Ze względu na wczesny i stosunkowo krótki okres panowania warunków sprzyjających rozwinięciu życia na Marsie, jedynymi formami, jakie zdołałyby się rozwinąć byłyby mikroorganizmy. Życie na Ziemi przez pierwsze 3 miliardy lat utrzymywało się właśnie na poziomie jednokomórkowym. Naukowcy są zgodni, że pierwsze formy życia, pojedyncze komórki, były mniejsze od dzisiejszych bakterii. Ponieważ ewolucja kodu genetycznego posuwała się w kierunku wzrastania liczby par zasad i tworzenia coraz dłuższych polimerów, najwcześniejsze organizmy mogły zawierać jedynie krótkie polimery, zajmujące względnie niewielką objętość. Dlatego poszukiwanie śladów dawnego życia na Marsie będzie ograniczone do struktur o mikroskopijnych lub nanometrowych rozmiarach. Znalezienie szczątków organicznych w skałach marsjańskich byłoby najbardziej oczywistym dowodem na obecność życia, jednak ze względu na niewielkie rozmiary pierwotnych organizmów oraz na długą historię geologiczną skał, jest to zadanie niezwykle trudne. Z doświadczeń ziemskich wynika, że pośmiertne procesy fosylizacji potrafią niemal całkowicie zdegradować szczątki organiczne, nie zostawiając śladu w zapisie kopalnym. Wyjątek stanowi szybkie otulenie substancją mineralną (lityfikacja)

szczątków organicznych, co może je uchronić od bakteryjnego rozkładu (KAŻMIERCZAK i KREMER 2005) (Ryc. 5A, B). Niestety, takie sytuacje należą do rzadkości, ponieważ ziemskie skały osadowe są często tak bardzo zmienione termiczne, że zawarta w nich materia organiczna staje się nierozpoznawalna. Dlatego poszukiwania skamieniałości na Marsie powinny skupić się również niezależnie na innych poszlakach świadczących o obecności życia, w tym na strukturach mineralnych (biominerałach), których wygląd lub skład sugerowałby ich biologiczną genezę.

Do rozpoznania śladów życia na Marsie, szczególnie organizmów o niewielkich rozmiarach, niezbędna będzie umiejętność rozpoznania i interpretacji śladów pozostawianych przez najstarsze mikroorganizmy na Ziemi. Szczątki pierwotnego, mikroskopijnego życia są bardzo słabo zachowane w skałe i trudno rozpoznawalne (KAŻMIERCZAK i KREMER 2002). Najczęściej są to węgliste, niewyraźnie zachowane struktury, jak te z czertu Apex w Australii (SCHOPF 1993). Jednak biogeniczność skamieniałości najstarszych ziemskich mikroorganizmów daje się najczęściej potwierdzić tylko na drodze wyrafinowanych technik analitycznych i mikroskopowych (BENZERARA i współaut. 2006), których użycie na Marsie będzie raczej niemożliwe (niekiedy nawet zaawansowane techniki w przypadku niektórych śladów organicznych nie są w stanie udowodnić ich biogeniczności). Doświadczenia uzyskane z wieloletnich poszukiwań i ogląd szczątków organicznych w najstarszych ziemskich skałach dają szansę poprawnej identyfikacji szczątków znalezionych w skałach marsjańskich. Wielka różnorodność stanów i sposobów zachowania mikroorganizmów w ziemskich skałach różnego wieku geologicznego, pozwoliła uzyskać spektrum struktur, czyli tzw. biosygnatów, świadczących o obecności życia poza Ziemią dziś i w przeszłości geologicznej. Takie biosygnaty można podzielić na pięć typów.

Typ I to biosygnaty morfologiczne. Mogą to być mikrostruktury organiczne takie, jak szczątki komórek (Ryc. 5A, B) lub fragmenty kolonii bakterii, a także makrostruktury, jak laminacje, czy formy morfologiczne typu stromatolitowego (Ryc. 5C–F). Znalezienie na Marsie drobno laminowanych struktur sugerowałoby udział jakiś mikroorganizmów w ich tworzeniu tak, jak ma to miejsce w przypadku ziemskich stromatolitów (Ryc. 5C, D).



Ryc. 5. Przykłady stanów zachowania dzisiejszych i kopalnych biologicznych struktur ziemskich jako obiektów wzorcowych do poszukiwań dzisiejszego i dawnego życia na Marsie.

A – organicznie zachowany dewoński akritarch; B – podobny mikroorganizm zachowany w otulinie z węglanu wapnia; C – dzisiejszy stromatolit z kraterowego jeziora Vai Lahi (Archipelag Tonga) utworzony przez wapniejące maty sinicowe; D – mikroskopowy przekrój pionowy tego stromatolitu z widocznymi laminami osadu, w których często zachowane są pozostałości sinic. E – kulisty agregat kokoidalnych sinic z sylurskich łupków krzemionkowych Sudetów; F – podobny agregat z partii tych samych łupków silnie zmienionych termicznie (tj. z materią organiczną uległą częściowej gazyfikacji i fluidyzacji, porównaj KAŻMIERCZAK i KREMER 2002) (A i B: wg KAŻMIERCZAK i KREMER 2005).

Przy interpretacji struktur morfologicznych należy pamiętać o podstawowej zasadzie: obserwowane struktury powinny mieć dostatecznie regularne i powtarzalne kształty, odpowiednie rozmiary oraz występować w większej liczbie, aby wykluczyć ich niebiologiczną genezę (CADDY i współaut. 2003).

Do biosygnatów morfologicznych należą również biominerały (BANFIELD i współaut. 2001), czyli minerały, w utworzeniu których uczestniczyły, w sposób bezpośredni lub pośredni, organizmy. Niektóre procesy biologiczne potrafią generować, w sposób kontrolowany lub indukowany, wytrącanie faz mineralnych, które będą miały strukturę, rozmiar lub sposób upakowania kryształów nieco inną, od tych powstałych na drodze czysto chemicznej. Obecność polimorfów mineralnych, np. węglanu wapnia w postaci aragonitu, w środowisku, w którym warunki termodynamiczne preferowałyby powstanie innego polimorfu tej soli, np. kalcytu, może świadczyć o udziale organizmów w ich wytrącaniu.

Niektóre enzymy mogą zwiększać nasycenie roztworu względem produktu rozpuszczalności danego minerału i tym samym przyspieszyć jego precypitację. Minerały, które wzrastały w obecności organicznego ligandu mogą mieć zmodyfikowaną formę krystalograficzną. Skład pierwiastkowy minerałów może być również modyfikowany pod wpływem aktywności biologicznej organizmów. Badania pokazały (MORTIMER i współaut. 1997), że koncentracja Mg i Ca w syderecie jest odwrotnie proporcjonalna do aktywności mikroorganizmów biorących udział w ich tworzeniu. Minerały wytrącone na matrycy organicznej mogą zawierać niewielkie ilości materii organicznej takiej, jak aminokwasy, białka, etc., których wykrycie wymaga użycia niezwykle zaawansowanych technik analitycznych. Polimery organiczne są często inkorporowane w biominerał tak, jak ma to miejsce w przypadku muszli, pereł, czy żebów.

Niektóre biominerały charakteryzują się nietypową koncentracją pierwiastków ciężkich. Udział pierwiastków ciężkich oraz ich ilość może również świadczyć o ich biologicznej syntezie.

Pewne bakterie potrafią wytrącać w swoich komórkach mineralne granulki o nietypowym składzie pierwiastkowym. Po obumarciu i degradacji komórki, mineralne twory pozostają w osadzie, często jako jedy-

ny ślad po organizmie. Mineralne agregaty mogą świadczyć o udziale mikroorganizmów w ich powstawaniu. Często, na powierzchni ścian komórkowych dochodzi do wytrącania minerałów. Taka mineralizacja może odzwierciedlać morfologię komórki, nawet jeśli materiał komórkowy uległ w całości degradacji. W tym przypadku należy zachować niezwykłą ostrożność. Drobne, przypominające komórki bakterii obiekty mineralne mogą powstawać bez udziału mikroorganizmów. Dobrym przykładem są struktury mineralne przypominające bakterie opisane z meteorytu ALH84001, których geneza nie została do końca wyjaśniona (KAŹMIERCZAK i KEMPE 2003).

Akumulacja w osadzie niewielkich ziaren minerałów, często poniżej 2-5 nm, może być wynikiem enzymatycznej aktywności mikroorganizmów. Zdaniem niektórych, enzymatyczna aktywność może powodować szybki wzrost nasycenia roztworu względem danego minerału i jego spontaniczną nukleację w postaci wielu ziaren o nanometrowych rozmiarach.

Mikroorganizmy mogą zmieniać skład chemiczny powierzchniowej warstwy minerału. Bakterie utleniające siarkę potrafią, na przykład, „usuwać” elementarną siarkę z powierzchni minerałów siarczkowych. W końcu, mikroorganizmy mogą pozostawić również ślad swojej działalności w postaci nadtrawienia (rozpuszczania) powierzchni minerałów powstałych niebiologicznie.

Typ II biosygnaty organiczne, czyli różnego typu związki organiczne wchodzące w skład komórek oraz ich pochodne, takie jak biopolimery, kwasy tłuszczowe, kwasy nukleinowe, białka, węglowodany, węglowodory, hopany, sterany, a także metalokompleksy organiczne. Większość makrocząsteczek takich, jak białka, czy kwasy nukleinowe jest bardzo nietrwała i może występować wyłącznie w osadach współczesnych. Węglowodory, hopany, sterany są cząsteczkami stabilnymi geologicznie i można je znaleźć w osadach liczących nawet 2-3 mld lat.

Przy braku skamieniałości morfologicznych („komórkowych”), o biologicznym pochodzeniu substancji organicznej zawartej w skale świadczą biomarkery, zwane też skamieniałościami molekularnymi lub geopolimerami. Są to zmienione strukturalnie biopolimery (głównie lipidy), których skład pozwala zidentyfikować wyjściowe dla nich organizmy. Biomarkery dostarczyły paleon-

tologom wielu dodatkowych geochemicznych dowodów na występowanie bakterii i sinic w ziemskich skałach różnego wieku (np. SUMMONS i współaut. 2006).

Typ III to biosygnały chemiczne (nieorganiczne), do których należą związki chemiczne zawierające pierwiastki wykorzystywane przez organizmy. Należą tu związki zawierające żelazo, krzem, fosfor, siarkę, azot oraz biologicznie istotne metale takie, jak Cu, Mo, Ni, W itd.

Typ IV stanowią stosunki izotopowe pierwiastków i metali ważnych dla systemów żywych wskazujące na udział procesów

metabolicznych podczas ich frakcjonowania. Na przykład, metan produkowany przez metanogeny, jest wyraźnie wzbogacony w ^{12}C w stosunku do metanu powstającego abio-genicznie. Od pewnego czasu prowadzone są też badania stosunków izotopowych żelaza z meteorytów marsjańskich (ANAND i współaut. 2006).

Typ V to parametry środowiska, w tym skład atmosfery. Obecność w atmosferze planet takich składników, jak tlen, ozon, metan, woda lub para wodna może wskazywać na obecność systemów żywych.

PLANY NA PRZYSZŁOŚĆ

Ambitne plany eksploracji Marsa zakładają wysłanie w jego kierunku kolejnych sond orbitalnych oraz lądowników. Podstawowe pytania, jakie stoją przed przyszłymi misjami to:

- Czy na Marsie istnieje lub istniało życie?
- Jak dużo wody było na Marsie?
- Czy dzisiaj na Marsie występuje woda ciekła?
- Jaki był klimat Marsa w czasie formowania dolin rzecznych?
- Jak zmieniał się klimat Marsa?

Poszukiwanie śladów życia na Marsie zostało włączone do programu badań projektu Phoenix Mars Lander 2007, zakładającego zbadanie gruntu i lodu z rejonu bieguna północnego Marsa. Misja ta, realizowana przez NASA, ma na celu: a) zbadanie, czy na Marsie było życie; b) zbadanie klimatu marsjańskiego; c) geologii Marsa oraz d) rekonesans

warunków powierzchniowych planety pod kątem lotów załogowych. Lądownik Phoenix będzie wyposażony w urządzenie do wiercenia w gruncie lub lodzie marsjańskim. Osad, wraz z lodem lub wodą, który zostanie wydobyty z otworu wiertniczego zostanie przeanalizowany geochemicznie przez urządzenia znajdujące się na platformie lądownika, również pod kątem obecności materii organicznej. Pierwsze wyniki misji Phoenix Mars Lander powinniśmy poznać już w 2008 r.

Jednym z kluczowych zagadnień realizowanych przez przyszłe misje będzie rozpoznanie etapów ewolucji Marsa pod kątem utraty przez niego wody i atmosfery. Pozwoli to lepiej zrozumieć, czy takie planety, jak Wenus i Mars, miały zbliżone do Ziemi warunki w początkowej fazie swego istnienia i w jaki sposób je utraciły.

MARS WOŁA NAS!

Ostatnie misje marsjańskie poszerzyły w znacznym stopniu naszą wiedzę o budowie i zjawiskach dynamicznych zachodzących na powierzchni tej planety. Misje NASA MER trwają nieprzerwanie od ponad dwóch lat ziemskich, co dało możliwość poznania zjawisk okresowych występujących na Marsie, krótkotrwałych takich, jak sztormy i burze pyłowe, wycieki wody z gruntu, oraz długotrwałych np. wpływ procesów eolicznych na formowanie powierzchni, wietrzenie gruntu i skał marsjańskich. Misje przyczyniły się do dokładniejszego poznania składu atmosfery, gruntu i skał marsjańskich. Dzięki dokładnym

spektrometrom znamy „mapę mineralogiczną” Marsa (BIBRING i współaut. 2006) oraz jego szczegółową topografię.

Jednym z głównych zadań przyszłych misji marsjańskich będzie ustalenie, czy dzisiaj na Marsie występują miejsca przyjazne życiu i szczegółowe ich zbadanie. I chociaż celem misji Mars Exploration Rover nie było poszukiwanie życia, dała ona lepszy wgląd w dzisiejsze i dawne środowisko Marsa i potencjalne możliwości utrzymania na nim życia. Miejmy nadzieję, że znalezienie życia lub jego kopalnych śladów będzie następnym krokiem w badaniach tej planety.

PERSPECTIVES OF SEARCH FOR LIFE ON MARS

Summary

The results of thus far carried out studies concerning the possibility of existence of life on present-day and ancient Mars are reviewed, focusing on the data collected by the Viking (1976) and the current Mars Exploration Rovers (MER) missions. The importance of the newly collected evidence for the

abundance of water in early history of Mars and for its major resources today, is discussed. The significance of Martian meteorites, as clues for searching signs of past life on Mars and for planning future Martian astropaleobiological investigations, is explored.

LITERATURA

- ANAND M., WILLIAMS C. T., RUSSELL S. S., JONES G., JAMES, S., GRADY M. M., 2005. *Petrology and geochemistry of nakhlite MIL03346: A new martian meteorite from Antarctica*. (abs.) Lunar Planet. Sci. 36, 1639. Lunar Planet. Institute, Houston.
- ANAND M., RUSSELL S. S., BLACKHURST R. L., GRADY M. M., 2006. *Searching for signatures of life on Mars: an Fe-isotope perspective*. Phil. Trans. R. Soc. B, 361, 1715–1720.
- BANFIELD J. F., MOREAU J. W., CHAN C. S., WELCH S. A., LITTLE B., 2001. *Mineralogical biosignatures and the search for life on Mars*. Astrobiology 1, 447–465.
- BENZERARA K., MENGUY N., LÓPEZ-GARCÍA P., TAE-HYUN YOON, KĄZMIERCZAK J., TYLISZCZAK T., GUYOT F., BROWN G. E. Jr., 2006. *Nanoscale detection of organic signatures in carbonate microbialites*. PNAS 103, 9440–9445.
- BIBRING J-P, LANGEVIN Y., MUSTARD J. F., POULET F., ARVIDSON R., GENDRIN A., GONDET B., MANGOLD N., PINET P., FORGET F., oraz zespół OMEGA, 2006. *Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data*. Science 312, 400–404.
- BOGARD D. D., GARRISON D. L. H., 1999. *Argon-39–Argon-40 “ages” and trapped argon in Martian shergotites, chassigny and Allan Hills 84001*. Meteorit. Planet. Sci. 34, 451–473.
- BOOTH M. C., KIEFFER H. H., 1978. *Carbonate formation in Mars-like environments*. J. Geophys. Res. 83, 1809–1815.
- BORG L. E., CONNELLY, J.N., NYQUIST, L.E., CHIH, C.-Y., WIESMANN, H., REESE, Y., 1999. *The age of carbonates in martian meteorite ALH84001*. Science 286, 90–94.
- BRIDGES J. C., GRADY M. M., 1999. *A halite-siderite-anhydrite-chlorapatite in Nakhla: Mineralogical evidence for evaporates on Mars*. Meteor. Planet. Sci. 34, 407–415.
- BRIDGES J. C., GRADY M. M., 2000. *Evaporite mineral assemblages in the nakhlite (martian) meteorites*. Earth & Planet. Sci. Lett., 155, 183–196.
- CADY S. L., FARMER J. D., GROTZINGER J. P., SCHOPF J. W., STEELE A., 2003. *Morphological biosignatures and the search for life on Mars*. Astrobiology 3, 351–368.
- CHAN M. A., BEITLER B., PARRY W. T., ORMO J., KOMATSU G., 2004. *A possible terrestrial analogue for hematite concretions on Mars*. Nature 17, 707–708.
- DIAZ B., SCHULZE-MAKUCH D., 2006. *Microbial survival rates of Escherichia coli and Deinococcus radiodurans under low temperature, low pressure, and UV-radiation conditions, and their relevance to possible Martian life*. Astrobiology 6, 332–347.
- FISK M. R., GIOVANNONI S. J., THORSETH I. H., 1998. *Alteration of oceanic volcanic glass: textural evidence of microbial activity*. Science 281, 978–980.
- FISK M. R., POPA R., MASON O. U., STORRIE-LOMBARDI M. C., VICENZI E. P. 2006. *Iron-Magnesium silicate bioweathering on Earth (and Mars?)*. Astrobiology 6, 48–68.
- FORMISANO V., ATREYA S., ENCRENAZ T., IGNATIEV N., GIURANNA M., 2004. *Detection of methane in the atmosphere of Mars*. Science 306, 1758–1761.
- FURNES H., BANERJEE N. R., MUEHLENBACHS K., STAUDIGEL H., DE WIT M., 2004. *Evidence for early life recorded in archean pillow lavas*. Science 304, 578–581.
- FURNES H., MUEHLENBACHS K., TUMYR O., TORSVIK T., XENOPHONTOS C., 2001. *Biogenic alteration of volcanic glass from the Troodos ophiolite, Cyprus*. J. Geol. Soc. 158, 75–82.
- GIBSON E. K., MCKAY D. S., THOMAS-KEPRTA K. L., WENTWORTH S. J., WESTALL F., STEELE A., ROMANEK C. S., BELL M. S., TOPORSKI J., 2001. *Life on Mars: evaluation of the evidence within Martian meteorites ALH84001, Nakhla, and Shergotty*. Prec. Res. 106, 15–34.
- GLAVIN D. P., AUBREY A., DWORKIN J. P., BOTTA O., BADA J. L., 2005. *Amino acids in the Antarctic Martian meteorite MIL03346*. Lunar Planet. Sci. XXXVI, 1920.pdf.
- JULL A. J. T., COURTNEY C., JEFFREY D. A., BECK J. W., 1998. *Isotopic evidence for a terrestrial source of organic compounds found in Martian meteorites ALH84001 and Elephant Moraine 79001*. Science 279, 366–369.
- KĄZMIERCZAK J., KEMPE S., 2003. *Modern terrestrial analogues for the carbonate globules in Martian meteorite ALH84001*. Naturwissenschaften 90, 167–172.
- KĄZMIERCZAK J., KREMER B., 2002. *Thermal alteration of Earth's oldest fossils*. Nature 420, 477–478.
- KĄZMIERCZAK J., KREMER B. 2005. *Early post-mortem calcified Devonian acritarchs as a source of calcispheric structures*. Facies 51, 573–584.
- KĄZMIERCZAK J., KREMER B., 2006. *Astropaleobiologia: strategia i perspektywy poszukiwań dawnego życia poza Ziemią*. [W:] Astrobiologia – Poprzez pył kosmiczny do DNA. FERRARI F., SZUSZKIEWICZ E. (red.). Rozprawy i Studia 600, Uniwersytet Szczeciński, Szczecin, 121–144.
- KERR R. A., 2004. *Rainbow of martian minerals paints picture of degradation*. Science 305, 770–771.
- KLINGELHÖFER G. i 11 współaut., 2004. *Jarosite and hematite at Meridiani Planum from Opportunity's Mössbauer spectrometer*. Science 306, 1740–1745.
- KNOLL A. H., GROTZINGER J., 2006. *Water on Mars and the prospect of martian life*. Elements 2, 169–173.

- KNOLL A. H. i 12 współaut., 2005. *An astrobiological perspective on Meridiani Planum*. Earth Planet. Sci. Lett. 240, 179–189.
- LYONS J. R., MANNING C., NIMMO F., 2005. *Formation of methane on Mars by fluid-rock interaction in the crust*. Geophys. Res. Lett. 32, L13201.
- MARION G. M., CATLING D. C., KARGEL J. S., 2003. *Modeling aqueous ferrous iron chemistry at low temperatures with application to Mars*. Geochim. Cosmoch. Acta 67, 4251–4266.
- MAIER R. M., DREES K. P., NEILSON J. W., HENDERSON D. A., QUADE J., BETANCOURT J. L., 2004. *Microbial life in the Atacama Desert*. Science 306, 1289–1290.
- MCDONALD G. D., BADA J. L., 1995. *A search for endogenous amino acids in the Martian meteorite EETA79001*. Geochim. Cosmochim. Acta 59, 1179–1184.
- McKAY D. S., GIBSON E. K., THOMAS-KEPRTA K. L., VALI H., ROMANEK C. S., CLEMETT S. J., CHELLIER X. D. F., MAECHLING C. R., ZARE R. N., 1996. *Search for past life on Mars: Possible relic biogenic activity in Martian meteorite ALH84001*. Science 273, 924–930.
- MCLENNAN S. M. i 31 WSPÓŁAUT., 2005. *Provenance and diagenesis of the evaporate-bearing Burns formation, Meridiani Planum, Mars*. Earth Planet. Sci. Lett. 240, 95–121.
- MCSWEEN H.Y. JR., HARVEY R. P., 1998. *An evaporation model for formation of carbonates in the ALH84001 Martian meteorite*. Intl. Geol. Rev. 40, 774–783.
- MITTLEFEHLDT D. W., 1994. *ALH84001, a cumulate orthopyroxenite member of the SNC meteorite group*. Meteoritics 29, 214–221.
- MORAN M., MILLER J. D., KRAL T., SCOTT D., 2005. *Desert methane: Implications for life detection on Mars*. Icarus 178, 277–280.
- MORTIMER R. J. G., COLEMAN M. L., RAE J. E., 1997. *Effect of bacteria on the elemental composition of early diagenetic siderite: implication for palaeoenvironmental interpretations*. Sedimentology 44, 759–765.
- MUKHIN L. M., KOSCHEEV A. P., DIKOV YU. P., HUTH J., WANKE H., 1996. *Experimental simulations of the decomposition of carbonates and sulphates on Mars*. Nature 379, 141–143.
- NAVARRO-GONZALES R., RAINEY F. A., MOLINA P., BAGLEY D. R., HOLLEN B. J., DE LA ROSA J., SMALL A. M., QUINN R. C., GRUNTHANER F. J., CACERES L., GOMEZ-SILVA B., MCKAY C. P., 2004. *Mars-like soils in the Atacama Desert, Chile, and the dry limit of microbial life*. Science 302, 1018–1021.
- NILES P. B., LESHIN L. A., GUAN Y., 2005. *Microscale carbon isotope variability in ALH84001 carbonates and a discussion of possible formation environments*. Geochim. Cosmochim. Acta 69, 2931–2944.
- ONSTOTT T. C., MCGOWN D., KESSLER J., SHERWOOD LOLLAR B., LEHMANN K. K., CLIFORD S. M., 2006. *Martian CH₄: Sources, flux, and detection*. Astrobiology 6, 377–395.
- SCHOPF J. W., 1993. *Fossil and pseudofossils: lessons from the hunt for early life on Earth*. [W:] *Size Limits of Very Small Microorganisms*. Proceed. Workshop, Nat. Acad. Sci. Washington, 88–93.
- SCHULZE-MAKUCH D., IRWIN L. N., LIPPS J. H., LEMONE D., DOHM J. M., FAIREN A. G., 2005. *Scenarios for the evolution of life on Mars*. J. Geophysic. Res. Planets 110, E12S23.
- SUMMONS R. E., BRADLEY A. S., JAHNKE L. L., WALDBAUER J. R., 2006. *Steroids, triterpenoids and molecular oxygen*. Phil. Trans. R. Soc. B, 361, 951–968.
- THOMAS-KEPRTA K. L., CLEMETT S. J., BAZYLYNSKI D. A., KIRSCHVINK J. L., MCKAY D. S., WENTWORTH S. J., VALI H., GIBSON E. K. JR., ROMANEK C. S., 2002. *Magnetofossils from ancient Mars: a robust biosignature in the Martian meteorite ALH84001*. Appl. Environ. Microbiol. 68, 3663–3672.
- TOKANO T. (red.), 2005. *Water on Mars and Life*. Adv. Astrobiol. Biogeophys. Springer, Berlin, Heidelberg.
- TREIMAN A. H., 1998. *The history of ALH84001 revisited: Multiple shock events*. Meteorit. Planet. Sci. 33, 753–764.
- TREIMAN A. H., 2003. *Submicron magnetite grains and carbon compounds in Martian meteorite ALH84001: Inorganic, abiotic formation by shock and thermal metamorphism*. Astrobiology 3, 369–392.
- TREIMAN A. H., AMUNDSEN H. E. F., BLAKE D. F., BUNCH T., 2002. *Hydrothermal origin for carbonate globules in Martian meteorite ALH84001: a terrestrial analogue from Spitsbergen (Norway)*. Earth Planet. Sci. Lett. 204, 323–332.
- VALLEY J. W., EILER J. M., GRAHAM C. M., GIBSON E. K., JR., ROMANEK C. S., STOLPER E. M., 1997. *Low-temperature carbonate concretions in the Martian meteorite ALH84001: evidence from stable isotopes and mineralogy*. Science 275, 1633–1638.
- WIERZCHOS J., ASCASO C., MCKAY C. P., 2006. *Endolithic cyanobacteria in halite rocks from the hyperarid core of the Atacama Desert*. Astrobiology 6, 415–422.
- WRIGHT I. P., GRADY M. M., PILLINGER C. T., 1989. *Organic materials in a martian meteorite*. Nature 340, 220–222.