

WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE REGOLITU MARSA
NA TLE BADAŃ MODELOWYCH

UKD 523.43:552

Ostatnio w badaniach planetologicznych obserwowac można renesans zainteresowań Marsem. Po dłuższej przerwie spowodowanej koncentracją uwagi uczonych na badaniach Wenus i komety Halley'a, na wiosnę 1988 r. poszybowały w kierunku Marsa dwa aparaty z serii Phobos z zadaniem badań Marsa i jego satelitów. Na 1994 r. zaplanowano wysłanie na Marsa pojazdu, ruchomego laboratorium, a około 2000 r. należy spodziewać się pierwszych próbek skał z Marsa w naszych laboratoriach. Stąd też wynika ożywione zainteresowanie tematyką badań planetologicznych na Marsie.

Mars jest czwartą planetą Układu Słonecznego. Okrąży on Słońce w średniej od niego odległości 287,9 mln km. Średni promień równikowy planety wynosi 3394 km, jej średnia gęstość $3,9 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Powierzchnia Marsa jest pokryta warstwą Juźnego, okruczego regolitu o czerwono-żółtawej barwie. Barwa ta jest dla Marsa bardzo charakterystyczna i jest widoczna już przy obserwacjach nieuzbrojonym okiem. Pierwsze kolorowe fotografie powierzchni Marsa uzyskano przy pomocy aparatów kosmicznych Wiking i Mars 4 (40).

Charakterystyka fizyczna materiału powierzchni Marsa

stała się możliwa dzięki trzem różnym sposobom badania powierzchni tej planety.

1. Badania za pomocą radioteleskopów – dają możliwość otrzymania informacji o zdolności odbijania fal radiowych, szorstkości i średnich kwadratach kątów nachylenia powierzchni z rozdzielczością ($10 - 100\lambda$; gdzie λ – długość fali). Analiza matematyczna odbitych fal radarowych oraz składowej dyfuzyjnej promieniowania rozproszonego w przedziale długości fal od centymetrów do dziesiątków metrów przy posłużeniu się istniejącymi modelami fizycznymi, pozwalają ocenić średni rozmiar cząstek, gęstość objętościową i stałą dielektryczną regolitu. Ponadto w związku z tym, że fale radiowe w zależności od długości przenikają w głąb gruntu, to otrzymana informacja nie dotyczy jedynie samej powierzchni lecz strefy przypowierzchniowej od kilkudziesięciu cm do kilku metrów głębokości. Oceny emisji radiowej planety dają możliwość wyznaczenia temperatury powierzchni planety.

2. Badania za pomocą teleskopów optycznych – pozwalają zaobserwować globalne zmiany kontrastu pomiędzy obszarami, dynamikę czap polarnych i burz pyłowych. Badania fotoelektryczne w obszarze ultrafioletu,

światła widzialnego i w podczerwieni pozwalają ocenić zdolność odbijania (albedo) z rozdzielczością 600–300 km i temperaturą powierzchni.

3. Badania za pomocą aparatów kosmicznych – dają możliwość prowadzenia pomiarów w optycznej i radiowej długości fal z nie spotykaną dotychczas rozdzielczością, a także przeprowadzenia analizy i bezpośrednich pomiarów na powierzchni.

Regolit powierzchni Marsa powstaje w wyniku skomplikowanych procesów egzogenicznych (15, 41): od meteorytowego kruszenia i mieszania do eolicznych, soliflukcyjnych i mrozowych. Miąższość regolitu licząc od powierzchni do poziomu skał podścielających jest oceniana na kilkadziesiąt do kilkuset metrów w strefie równikowej i wzrasta w kierunku ku biegunom nawet do kilku kilometrów. W okolicach polarnych północnego regionu obserwacje wykazały (49) silną dynamikę procesów akumulacji eolicznej. Ruch wydm zachodzi tam szybciej niż zmiany zasięgu czap polarnych wskutek topnienia lodu. Zaznacza się wysokie albedo regolitu w tym rejonie co sugerować może, że stanowi go pył wymieszany z kryształkami lodu. Dokonany w pracy (49) szacunek miąższości pół wydmowych dla tego obszaru wynosi dziesiątki do setek metrów. W strefie równikowej, to jest w szerokościach $\pm 30^\circ$ na powierzchni są widoczne miejscami wychodne skał podścielających (44). Stanowią one mniej niż 10% powierzchni Marsa.

Albedo – parametr zdolności odbijania padającego na ciało promieniowania, jest oznaczany jako stosunek strumienia rozpraszanego przez powierzchnię do strumienia padającego. Już pomiary teleskopowe (29, 28) wykonane w zakresie bliskiej podczerwieni 0,3–2,5 μm pokazały, że obszary jasne nie różnią się pomiędzy sobą wartościami albedo w odróżnieniu od obszarów ciemnych gdzie różnice albedo są znaczne.

Dane z pomiarów fotometrycznych uzyskane w naziemnych teleskopach świadczą o tym, że albedo w zakresie światła widzialnego wzrasta wraz ze wzrostem długości fali, na której prowadzi się obserwacje. Zjawisko to nadaje obrazowi Marsa charakterystyczny czerwony odcień powierzchni. Jak wynika z rezultatów kartowania podczerwonego w strefie równikowej wartości albedo wahają się od 0,089 do 0,429 przy wartości średniej $0,214 \pm 0,063$ (27). Jest charakterystyczne, że w strefach równikowych różnice albedo są wysokie. Występuje tu regolit o ciemniejszych barwach niż w rejonach o wyższych szerokościach, przez co średnie albedo dla Marsa wynosi 0,25 (26).

Ocenia się, że regolit na powierzchni Marsa jest dosyć jednorodny na przestrzeni dziesiątków kilometrów. W pracy (30) ocenia się średni rozmiar ziarn tego regolitu na zawierający się w przedziale 0,1–5 mm. Niewielka warstwa takiego regolitu bo 0,5–1 m skutecznie tłumi gwałtowne skoki temperatur dobowych na Marsie, zmiany sezonowe docierają głębiej i są tłumione dopiero na głębokościach 6–12 m. Jak wynika z eksperymentów meteorologicznych temperatura gruntu w dzień jest o około $10-30^\circ$ wyższa, a w nocy o $5-7^\circ$ niższa niż temperatura powietrza na wysokości 1,6 m. Według danych z obserwacji w widmie podczerwonym prowadzonym z orbitalnego aparatu „Mars” temperatura powierzchni niezależnie od szerokości, pory dnia i lokalnych własności powierzchni, waha się w przedziale $160-280^\circ\text{K}$. Przedział temperatur według danych modułów orbitalnych Vikingów waha się w granicach $150-300^\circ\text{K}$ przy czym maksymalna temperatura na powierzchni nie przekroczyła 335°C , a minimalna 120°K .

Obserwacje kolorymetryczne, przeprowadzone na stac-

jach lądujących Viking i dokonywane w ciągu roku, wykazały stopniowy wzrost intensywności odbijanego przez grunt promieniowania na fali 0,59 μm oraz zmniejszenie się kontrastu pomiędzy poszczególnymi elementami powierzchni. Efekt ten, jak się ocenia jest związany z osadzaniem się bardzo drobnych ziarenek pyłu o średnicach $< 10 \mu\text{m}$ o jasnoczerwonej barwie, osiadłych po dwóch globalnych burzach pyłowych z 1976 r. Dalsze obserwacje wykazały, że ten drobnociarnisty materiał stosunkowo łatwo jest wywiewany, po czym zdolności odbijania regolitu wracają do swoich poprzednich wartości.

Różnice temperatur pomiędzy gruntem i atmosferą przedstawione powyżej spowodowane są inercją cieplną regolitu charakterystyczną dla suchych piasków w przedziale $0,004-0,008 \text{ kal} \cdot \text{stop}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1/2}$, a w niektórych rejonach dochodzą do 0,017 (32).

Parametry gęstości i przenikliwości dielektrycznej marsjańskiego regolitu otrzymano w wyniku analizy badań w podczerwieni, radiolokacji i polarymetrii. Gęstość regolitu oceniona na podstawie inercji cieplnej wynosi $1,2 \pm 0,2 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (30). Średnia gęstość dla regolitu zalegającego przy powierzchni Marsa jest oceniana metodami radiolokacji (35) na $1,7 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Wartości takie uzyskiwane w zakresie fal 3,8–70 cm dały informację o średniej gęstości gruntu do głębokości około 10 m, to jest do głębokości, do której grunt penetrowany jest przez fale radaru. Dane uzyskane na podstawie inercji cieplnej, jak widać dają mniejsze gęstości niż obserwacje radarowe. Nie stanowi to niezgodności gdyż wartości gęstości otrzymane w wyniku obserwacji inercji cieplnej odnoszą się jedynie do powierzchniowej warstwy regolitu, a w wyniku radiolokacji do głębszych jego warstw o większej gęstości.

Pomiary polarymetryczne promieniowania elektromagnetycznego w zakresie fal radiowych dokonywane z pokładu stacji orbitalnych Mars 3 i 5 dały wartości średnie przenikalności dielektrycznej 3,5 (17). Analizy radiolokacyjne wykazały również pewien rozrzut w gęstości regolitu na powierzchni Marsa pomiędzy 0,2–2,5 $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ przy średniej gęstości $1,4-1,5 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Porowatość regolitu Marsa obliczyć można przyjmując wartość średnią gęstości objętościowej uzyskaną z radiolokacji i średnią gęstość właściwą bazaltowego szkieletu gruntowego $2,9 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$, co daje wartość porowatości około 50%. Oceniając, że szczeliny na Marsie w wyniku 2,5-krotnie mniejszej siły ciężkości będą całkowicie zamknięte dopiero na głębokości 12 km (na Ziemi 5 km) (15), to gęstość regolitu na głębokości kilku kilometrów nie powinna przewyższać 2,3–2,5 $\text{Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ i odpowiednio jego średnia porowatość wyniesie około 20%.

Rezultaty badań niektórych parametrów fizycznych regolitu marsjańskiego przedstawiono w tab. I, porównując je za autorami (33, 39) z własnościami regolitu Księżyca. Na fotografiach wykonanych na powierzchni Marsa stwierdzono występowanie licznych fragmentów skalnych o silnie zerodowanej jamistej budowie powierzchni oraz drobnociarnisty materiał usypywany w pobliżu głazów w niewielkie wydmy. Widoczne są też na fotografiach i wydmy większych rozmiarów (ryc. 1). Jak wykazały analizy fotografii (34) zawartość frakcji uziarnienia ma dwa wyraźne maksyma, jedno w okolicy 100 μm i drugie 10–20 cm. Przy tym występuje jawny deficyt ziarn o średnicach 2 mm do 1 cm. Taki bimodalny rozkład uziarnienia wyraźnie wskazuje na nakładanie się tutaj przynajmniej dwóch różnych procesów akumulacji regolitu. Jak sugerują autorzy cytowanej pracy, drobnociarnisty materiał powierzchni Marsa jest genetycznie związany z eolicznym wietrzeniem skał, materiał ze składową grubookruchową

Tabela I
FIZYCZNO-MECHANICZNE WŁAŚCIWOŚCI
REGOLITU MARSJA I KSIĘŻYCA

Właściwości	Wiking-1		Wiking-2	Księżyc głęb. 0,1 – 3 m
	fragment piaskowy	fragment kamienisty		
Gęstość objętościowa $Mg \cdot m^{-3}$	1–1,6	1,8	1,5–1,8	1,8–2
Rozmiar ziarn (warstwa powierzchniowa)				
10–100 m%	60	30	30	30–60
100–200 m%	10	30	30	30–35
Kąt tarcia wewnętrz- nego stop.	20–30	40–45	40–45	35–50
Opór penetracji $dyn \cdot cm^{-2} \cdot cm$	30×10^4	6×10^5	6×10^5	3×10^5
Kohezja $dyn \cdot cm^{-2}$	–	$10^3–10^4$	10^4	10^4
adhezja $dyn \cdot cm^{-2}$	–	$10–10^2$	–	$10^2–10^3$
współczynnik tarcia, ślizgania	–	0,55–0,65	–	0,5–1,0

pochodzić może z uderzeniowego kruszenia powierzchni Marsa przez meteoryty i był wyrzucany z licznie tu występujących kraterów meteorytowych.

Szorstkość powierzchni i kąty nachylenia stoków są mierzone przy pomocy urządzeń radarowych. Miarą szorstkości jest zazwyczaj bezwymiarowy parametr C Hagforsa, a średnie kwadraty kątów nachylenia (α) mierzy się w stopniach (21). W przypadku zastosowania promieniowania elektromagnetycznego o długości fal rzędu do 1 m, metoda radarowego sondowania daje możliwość uzyskania informacji o stopniu wygładzenia powierzchni (w skali od kilku do kilkudziesięciu metrów). Rezultaty analizy przy pomocy naziemnych radarów ($\lambda = 12,6$ cm) i w związku do radarowego sondowania powierzchni Marsa ze stacji orbitalnych Viking pokazały, że w pasie pomiędzy $14–21^\circ$ szerokości południowej (52) maksymalną szorstkość $C < 500$ zanotowano w rejonie starych powierzchni silnie pokraterowanych wyżyn. Średnie wartości parametru $C = 500–1000$ uzyskano dla

plato Hesperia (łac. *Hesperia Planum*); bruzdy Memnony (*Memnonia Fossae*), najbardziej wygładzonymi obszarami z parametrem $C = 2000–6000$ okazały się równiny międzykraterowe; plateau Synaj i Syria (*Sinai, Syria Planum*) jak i lawowe potoki góry Arsia (*Arsia Mons*). Średnie kwadratowe kątów skłonu dla badanego pasa zamykały się w przedziałach $2,5–0,7^\circ$.

Pisząc o rezultatach radarowego sondowania Marsa należy wspomnieć o pewnej anomalii radarowej napotkanej w rejonie jeziora Słońca na platformie Synaj. Prowadząc regularne obserwacje radarowe tego obszaru zauważono na przestrzeni lata 1971 r. (51) monotony wzrost zdolności odbijania fal radiowych $0,04–0,12$ (średnia wartość parametru $C = 3200$, $\lambda = 1^\circ$). Wzrost zdolności odbijania obserwowano i w następnych latach, a samo zjawisko tłumaczono albo pojawieniem się wody wolnej w przypowierzchniowych warstwach regolitu (51, 37) albo z eolicznym nanoszeniem pyłów o wysokiej zdolności odbijania fal (37). Uzupełnieniem informacji o właściwościach powierzchni mogą być badania składowej dyfuzyjnej promieniowania radarowego dającego ocenę stopnia rozpraszania fal radarowych na fragmentach skalnych występujących na powierzchni jak i zagrzebanych w kilkumetrowej warstwie regolitu (47). Badane tą metodą rejony przyrównikowe półkuli północnej wykazały silne anomalie w rozłożeniu odłamków skalnych w miejscach występowania wulkanów (22, 23). Porównując średnie kwadratowe nachylenia stoków powierzchni Księżyca ($\alpha = 20^\circ$) (31) i Marsa ($\alpha = 3,3^\circ$) (36) można stwierdzić, że powierzchnia Marsa jest bardziej gładka w skali kilku metrów, jednak przechodząc do skali decymetrów szorstkość Marsa jest zdecydowanie większa z uwagi na liczne tu występowanie odłamków skał.

Analizy składu chemicznego regolitu marsjańskiego wykonane metodą fluorescencji rentgenowskiej na powierzchni planety przez aparaty lądujące Wiking 1 i 2 przedstawiono za pracami (6, 11) w tabeli II. Rezultaty tych analiz wykonanych w oddalonych od siebie miejscach wykazują bardzo dobrą zgodność, co świadczyć może o dużej jednorodności regolitu półkuli północnej Marsa. Dane z analiz wskazują na to, że badane próbki marsjańskiego regolitu wiązać należy ze skałami zasadowymi,



Ryc. 1. Widok ogólny powierzchni Marsa w miejscu lądowania statku Wiking 1. Zdjęcie wykonano 3 sierpnia 1976 r.

Fig. 1. General view of Martian surface at landing place of the Viking Lander 1; photo-taken on August 3, 1976

Tabela II

SKŁAD CHEMICZNY PRÓBEK REGOLITU MARSJAŃSKIEGO WYKONANY PRZEZ APARATY LĄDUJĄCE „WIKING-1 i 2”

Próbka	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Suma Fe w prze- liczeniu na Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	TiO ₂	SO ₃	Cl		× 10 ⁻³ %						
											Rb	Sr	Y	Zr			
Wiking-1																	
S1	44,7	5,7	18,2	8,3	5,6	0,1	0,8	7,7	0,7	91,8	≤3	6 ± 3	7 ≤ 3	3			
S2	44,5	—	18,1	—	5,5	0,1	0,8	9,4	0,8								
S3	43,9	5,5	18,7	8,6	5,6	0,1	0,8	9,5	0,9	93,6							
Wiking-2																	
U1	42,8	—	20,3	—	5,0	0,0	1,0	6,5	0,6		≤3	10 ± 4	5 ± 3	3 ± 2			
Ocena błędu dla S1	± 5,3	± 1,7	± 2,9	± 4,2	± 1,1	± 0,1	± 0,3	± 1,3	± 0,3	± 7,8							

czy też z produktami wietrzenia skał zasadowych. Nie jest to żadnym zaskoczeniem, gdyż bazalty są najbardziej popularnymi skałami na powierzchni planet typu ziemskiego, na których lądowały Wikingi. Powierzchnia ta jest pokryta rozległymi nizinami lawowymi związanymi z licznie tu występującymi potężnymi wulkanami tarczowymi. Rezultaty geologiczno-geomorfologicznych analiz powierzchni Marsa (23) pozwoliły wydzielić kilka genetycznych typów regolitu: **uderzeniowy** — związany z licznymi kraterami meteorytowymi, szczególnie rozwinięty na półkuli południowej; **wulkaniczny** — związany z równinami wulkanicznymi półkuli północnej i obszarami międzykraterowymi półkuli południowej; **osadowy** — w obrębie biegunów planety gdzie procesy eoliczne współdziałają z glacygenicznymi; **wulkanogenno-osadowy** — w gigantycznych kanionach oraz produkty powszechnego wietrzenia chemicznego z udziałem H₂O i CO₂.

Szeroko rozprzestrzenione na półkuli północnej Marsa lawy wiązane są z wylewami „morskich” law bazaltowych na Księżycu. Taki zatem bazaltowy skład przewiduje się dla law wulkanicznych północnej półkuli Marsa (10).

Bardzo pomocne okazały się badania różnicowania w kolorystyce i albedo gruntu powierzchni Marsa. Różnice koloru gruntu w różnych miejscach mogą być tłumaczone zarówno różnicami składu petrograficznego jak i różnicami w uziarnieniu. Najbardziej jaskrawoczerwone są drobnodispersyjne pokrywy pyłowe, substraty wietrzenia chemicznego zasadowych i ultrazasadowych skał podłoża, ciemne obszary niebieskawej barwy to gruboziarniste regolity, produkty wietrzenia fizycznego skał podłoża.

Od dłuższego już czasu zastanawiano się nad składem gruntów i skał powierzchni Marsa. T. Adams i D. Adams (1) dowiedli, że zdolność odbijania promieniowania w przedziale 0,3–1,2 μm jest zgodna ze spektrum odbicia od drobnodispersyjnego utlenionego proszku bazaltowego. Dopiero jednak po 1978 r. okazało się, że skład regolitu jest bardziej skomplikowany co uwiidacznia się w różnicy spektrum powyżej 1 μm długości odbijanej fali.

Za stosunkowo dobry analog jasných obszarów Marsa uważa się (12, 42, 43) amorficzne lub częściowo rozkrystalizowane produkty wietrzenia szkliwa bazaltowego jakim są pałagonity. Wietrzenie to może zachodzić w obecności wody czy lodu. W ziemskich warunkach pałagonity powstają w szerokim zakresie wietrzenia niskotemperaturowego, a także przy oddziaływaniu magmy na wodę czy lód (3). Pałagonit jest agregatem minerałów, w swoim składzie zawierać może około 10–20% substancji lotnych, przede wszystkim wody. Oprócz substancji amorficznych występować mogą w nim minerały ilaste, zeolity, węglany, wodorotlenki

Fe³⁺, opal (41). Stopień krystalizacji i zestaw składników wchodzących w skład pałagonitu (42) różni się zazwyczaj próbka po próbce. Badane próbki ziemskich pałagonitów składem różnią się nieco od siebie jak i od skał macierzystych, niektóre z próbek okazały się bliskie składem z marsjańskim regolitem, z wyjątkiem zawartości Al, Fe, S, Cl (16, 4, 14). Krzywe zdolności odbijania wielu próbek pałagonitu w zakresie światła widzialnego i w podczerwieni są na ogół zgodne z takimi krzywymi uzyskanymi dla regolitu w miejscach lądowania Wikingów (13, 20, 9, 2) jak i innymi jasnymi fragmentami marsjańskiej powierzchni (45, 42, 4, 43). W tab. III zestawiono skład chemiczny nie zmienionych i zwietrzałych szkliw bazaltowych (pałagonitów) z badań podlodowcowych wybuchów wulkanów w Islandii. Pewne ilości pałagonitu podobne bezwodnej substancji, prawdopodobnie powstawać mogą w obecnych warunkach Marsa jako wynik wietrzenia szkliw bazaltowych w rezultacie reakcji chemicznych z gazami atmosferycznymi (38) czy na skutek rozkładu metastabilnych minerałów ilastych (17). Wydzielanie się wody z marsjańskiego gruntu przy temperaturze około 350–400°C (8, 5) w czasie eksperymentów na lądownikach Viking świadczą o tym, że pałagonit na Marsie podlegał dehydratacji, gdyż jego ziemski odpowiednik wydziela 10–25% H₂O w temperaturze do 160°C. Toteż można przypuszczać, że w obecnych warunkach powierzchni Marsa pałagonit ulec mógł dehydratacji, amorficzne szkliwa — dewitryfikacji a metastabilne minerały (zeolity, smektyty, wodorotlenki) rozpadowi (9, 45).

Jak się przypuszcza większość tlenków i wodorotlenków żelaza w regolicie jasných obszarów Marsa i w miejscach lądowania aparatów Wiking 1 i 2 stanowią produkty wietrzenia chemicznego krzemianów, tytanomagnetytu i magnetytu skał wylewnych. Przy czym wielu autorów przypuszcza, że zasadnicza część tych tlenków powstała w dawnych epokach kiedy na Marsie mógł być bardziej

Tabela III

ANALIZA CHEMICZNA SZKLIWA BAZALTOWEGO

Składnik (tlenek)	Szkliwo bazaltowe (nie zmienione)	Pałagonit (zwietrzałe)
SiO ₂	49,6	52,7
TiO ₂	2,23	2,53
Al ₂ O ₃	14,4	15,3
FeO	12,3	16,5
MgO	7,1	6,6
CaO	11,6	5,5
Na ₂ O	2,46	0,19
K ₂ O	0,27	0,69

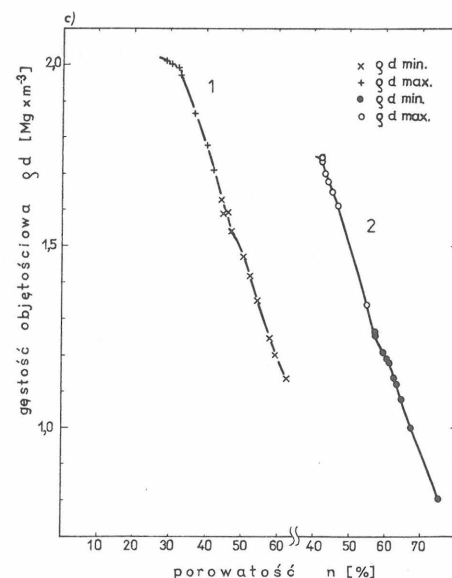
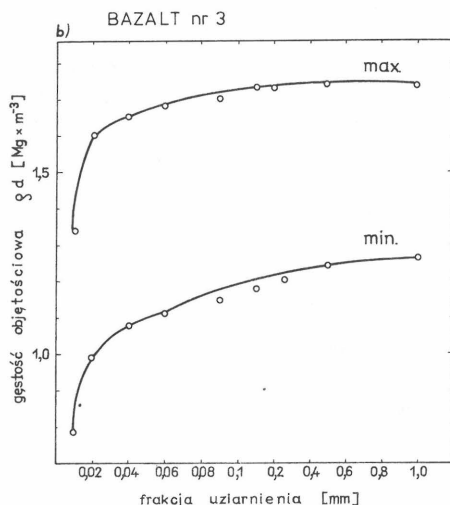
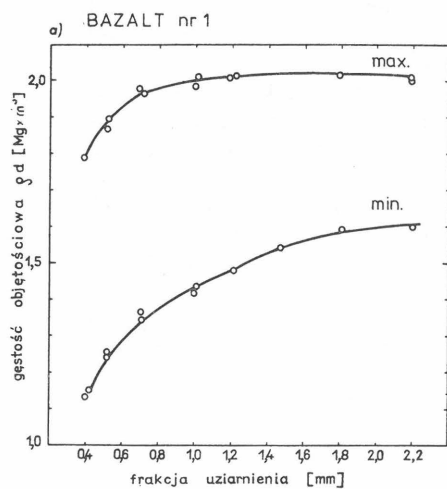
wilgotny klimat. Tym niemniej i na współczesnej powierzchni Marsa możliwe jest powstawanie hematytu i maghemitu przy utlenianiu szkliw wulkanicznych (38, 17), bogatych żelazem krzemianów (17), siarczków żelaza (17), a możliwe, że i magnetytu (24, 25). Hematyt i maghemit mogą również powstawać przy rozpadzie nontronitu, którego możliwość występowania na Marsie przynajmniej w dawnych epokach sygnalizuje praca (48).

Stosunkowo wysoka zawartość S i Cl w cienkiej warstewce zdiagenezowanego regolitu świadczyć może o występowaniu soli, której ilość jak się ocenia dochodzić może do 8–25% obj. Najbardziej prawdopodobne jest występowanie siarczków i chlorków (41). Tworzenie się takiej warstewki bogatej w sole stwierdzono we współczesnych gruntach Antarktydy. Transport soli z głębokich warstw może zachodzić nawet w przypadku braku wolnej wody i w bardzo niskiej temperaturze w cienkiej warstewce wody związanej na powierzchni ziarn mineralnych.

Bazując na powyżej przytoczonych danych o możliwym składzie regolitu powierzchni Marsa sporządzono różne modele marsjańskich regolitów, przeprowadzono pomiary ich podstawowych właściwości fizycznych, takich jak: uziarnienie, gęstość objętościowa i właściwa, kąt tarcia wewnętrznego, spójność. Obliczono porowatość gruntów luźno usypanych i zagęszczonych. Uzyskane wyniki badań i obserwacje miały posłużyć porównaniu z wyżej przedstawionymi danymi o regolicie Marsa oraz w celu wyboru właściwej metody przygotowania modelu regolitu i zaprojektowania dalszych badań.

Przygotowano 6 próbek. Trzy pierwsze próbki to rozdrobnione bazalty toleitowe. Przy czym dwie pierwsze próbki bazaltu rozdrobnione zostały metodą uderzeniową, symulującą meteorytową dezintegrację skał powierzchni. Eksperyment wykonywano w ten sposób, że w cylinder bazaltowy o średnicy 7 cm strzelano z działka wodowego miedzianą kulką o średnicy 5 mm z prędkością 5,1–5,8 km · s⁻¹. Walec bazaltowy, na skutek przechodzenia przez materię fali uderzeniowej, rozpadł się na mączkę wymieszaną z fragmentami szkliwa powstającego podczas uderzeniowego topienia się skały i pocisku w miejscu kolizji. Analizy uziarnienia przedstawiono na krzywych kumulacyjnych na ryc. 2.

Próbkę bazaltu nr 3 sporządzono ze zmieszania ze sobą

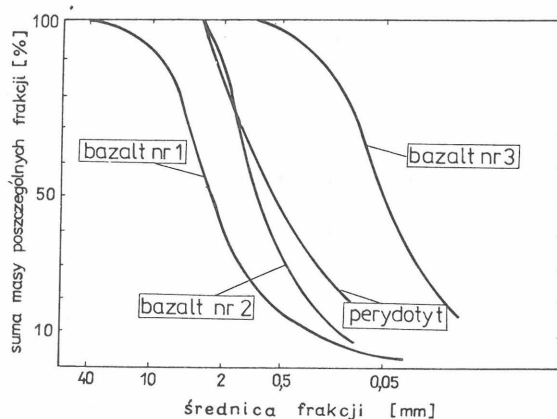


Ryc. 3. Wykresy zależności gęstości objętościowej w funkcji uziarnienia i porowatości

a – przed obróbką termiczną, b – po obróbce termicznej, c: 1 – przed obróbką termiczną, 2 – po obróbce termicznej

utartego na drobny proszek bazaltu, szkliwa bazaltowego, anortozytu i spieków ilastych w stosunkach ilościowych odpowiednio 0,49:0,07:0,04:0,40, co modelować miało regolit mórz księżycowych zbliżony do pobranego przez automatyczną stację kosmiczną Łuna 16. Czwartą próbkę stanowił uderzeniowo rozdrobniony perydotyt, przy czym prędkość zderzenia się pocisku miedzianego wynosiła 6,1 km · s⁻¹. Dla porównania wzięto dwie następne próbki kryształ kwarcu rozdrobniony uderzeniem kulki wytoczony z meteorytu żelaznego (kamacyt) Sikhote-Alin z prędkością 5,1 km · s⁻¹ i obsydian rozdrobniony uderzeniem kulki miedzianej o prędkości 5,7 km · s⁻¹.

Charakterystyczną cechą metamorfizmu uderzeniowego w tych uderzeniowo rozdrobnionych próbkach były spotykane w nim szkliwa uderzeniowe zlepiające rozdrobnione fragmenty i zawierające wtrącenia metaliczne zastygłego stopu pocisku. Tego typu ziarna podobne do znajdujących w gruncie księżycowym aglutynatów nazwano sztucznymi aglutynatami. Autorzy przewidują występowanie podobnych ziarn i w uderzeniowo wielokrotnie przerobionym regolicie Marsa, szczególnie na wyżynnej południowej jego półkuli. Bardziej szczegółowy opis i wyniki badań



Ryc. 2. Krzywe kumulacyjne modeli regolitu Marsa

Fig. 2. Cumulative curves, Martian regolith models

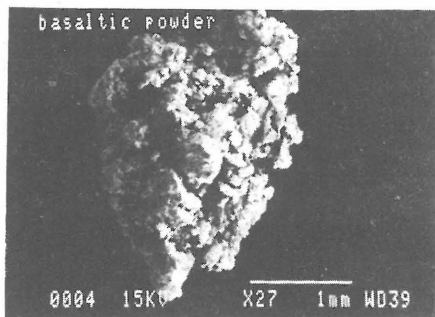
Fig. 3. Diagrams of dependence of packing density on grain size and porosity

a – before heat treatment, b – after heat treatment, c: 1 – before heat treatment, 2 – after heat treatment

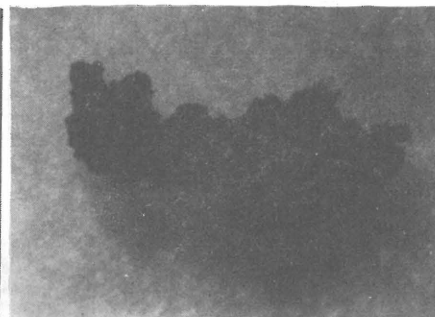
hemicznych tych sztucznych aglutynatów (ryc. 4) zamieszczono w pracy (54).

Wyniki badań podstawowych parametrów fizycznych tych próbek zamieszczono w tab. IV, V i na ryc. 3. Modele te (z wyjątkiem modelu kwarcowego i obsydianowego) mogą mieć odniesienie do świeżo powstałych regolitów uderzeniowej genezy nie zwietrzałych, ciemnych obszarów Marsa. W celu porównania ich z regolitami, w skład których

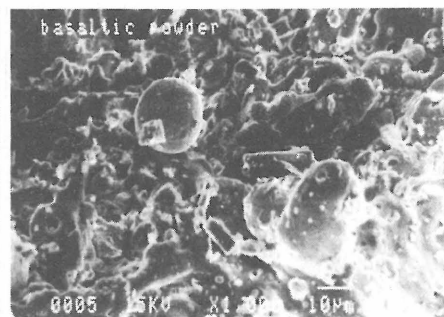
wchodzą produkty wietrzenia skał bazaltowych Marsa wszystkie próbki zostały poddane utlenieniu przez szybki wzrost temperatury do około 1000°C w atmosferze. Po przeprowadzeniu tego eksperymentu wszystkie próbki bazaltowego i perydotytowego modelu w wyraźny sposób poczerwieniały, upodabniając się kolorem do sfotografowanych w miejscach lądowania Wikingów regolitów Marsa. Próbkę kwarcu nie uległa zmianie, a próbka obsydianu



a



b



c

Ryc. 4. Sztuczny aglutynat bazaltu. Zdjęcia wykonane w Pracowni Mikroskopii Skaningowej i Mikroanalizy ING PAN, Warszawa

Fig. 4. Artificial basalt agglutinate; photos taken in the Laboratory SEM Microscopy and Microanalysis, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warsaw

a, b – widok ogólny, c – powierzchnia aglutynatu pokryta ziarnami kulistymi i polkami typu kondensacyjnego

a, b – general view, c – agglutinate surface covered with spherical grains and glasses of the condensation type

GĘSTOŚĆ OBJĘTOŚCIOWA I POROWATOŚĆ
W FUNKCJI UZIARNIENIA ANALOGÓW UDERZENIOWYCH REGOLITU MARSA

Tabela IV

Fracja uziarnienia <i>f_n</i>	Gęstość obj. próbki przy luźnym ułożeniu ziarn d min Mg · m ⁻³		Gęstość obj. próbki po zagęszczeniu d max Mg · m ⁻³		Porowatość minimalna N min %		Porowatość maksymalna N max %	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2
bazalt nr 1								
200 μm	1,132	—	1,782	—	39,7	—	61,7	—
315 μm	1,255	—	1,897	—	35,8	—	57,5	—
500 μm	1,353	—	1,966	—	33,5	—	54,2	—
800 μm	1,410	—	2,007	—	32,1	—	52,3	—
1,0 mm	1,473	—	2,050	—	30,6	—	50,2	—
1,25 mm	1,540	—	2,046	—	30,8	—	47,9	—
200 μm	1,136	0,938	1,783	1,430	39,6	50,9	61,6	67,8
315 μm	1,245	1,037	1,861	1,499	37,0	48,5	57,9	64,4
500 μm	1,364	1,108	1,978	1,580	33,1	45,7	53,8	61,9
800 μm	1,431	1,206	1,984	1,642	33,0	43,6	51,6	58,5
1,0 mm	1,472	1,269	2,023	1,666	31,5	42,7	50,2	56,4
1,6 mm	1,593	—	2,099	—	29,0	—	46,1	—
2,0 mm	1,595	—	2,076	—	29,7	—	46,0	—
2,5 mm	1,629	—	2,091	—	29,7	—	44,9	—
bazalt nr 2								
0,1 – 0,25 mm	—	1,085	—	1,433	—	51,4	—	63,2
0,25 – 0,5 mm	1,380	1,172	1,599	1,456	46,1	50,7	53,2	60,3
0,5 – 1,0 mm	1,371	1,248	1,570	1,520	46,8	48,5	53,6	57,7
bazalt nr 3								
10 μm	—	0,791	—	1,342	—	55,4	—	73,7
20 μm	—	0,994	—	1,608	—	46,6	—	67,0
40 μm	1,242	1,079	1,754	1,653	41,8	45,1	58,8	64,2
60 μm	1,270	1,113	1,793	1,681	40,5	44,2	57,8	63,1
90 μm	1,325	1,144	1,865	1,705	38,1	43,4	56,0	62,0
150 μm	1,361	1,179	1,896	1,733	37,1	42,5	54,8	60,9
200 μm	1,444	1,183	1,966	1,730	34,8	42,6	52,1	60,7
250 μm	1,508	1,207	2,010	1,705	33,3	43,2	50,0	59,9
500 μm	—	1,247	—	1,738	—	42,3	—	58,6
1000 μm	—	1,255	—	1,740	—	42,3	—	58,4

* – próbka przed obróbką termiczną

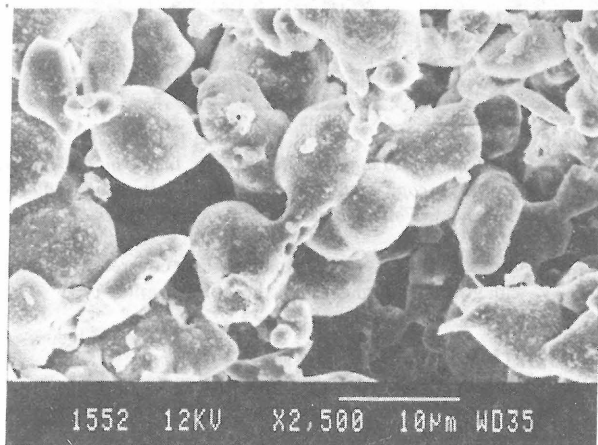
** – próbka po obróbce termicznej

WŁAŚCIWOŚCI FIZYCZNE ANALOGÓW UDERZENIOWYCH REGOLITU MARSA

Model regolitu	Gęstość właściwa $\rho_s \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$		Gęstość obj. próbki przy luźnym ułożeniu ziarn $\rho_d \text{ min Mg} \cdot \text{m}^{-3}$		Gęstość obj. próbki po zagęszczeniu $\rho_d \text{ max Mg} \cdot \text{m}^{-3}$		Porowatość minimalna N min %		Porowatość maksymalna N max %		Kąt tarcia wewnętrznego Φ^0		Spójność C $\text{kN} \cdot \text{m}^{-2}$	
	1*	2**	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
bazalt nr 1	2,955	2,909	1,711	1,247	1,931	1,666	34,7	42,7	42,1	57,2	21,7	49,9	61,1	61,5
bazalt nr 2	2,950	2,950	1,471	1,281	1,938	1,693	34,2	42,6	50,1	56,6	49,5	50,2	74,1	61,9
bazalt nr 3	3,013	2,785	1,380	1,096	1,600	1,545	46,9	44,5	54,2	60,6	26,1	39,5	72,5	55,3
perydotyt	3,213	3,176	1,752	1,674	2,249	2,233	30,0	29,7	45,5	47,3	50,0	49,7	91,7	83,7
obsydian	2,362	2,360	1,258	—	1,609	—	31,9	—	46,7	—	49,7	—	64,4	—
kwarc	2,650	2,650	1,390	—	1,838	—	30,6	—	47,6	—	44,8	—	72,8	—

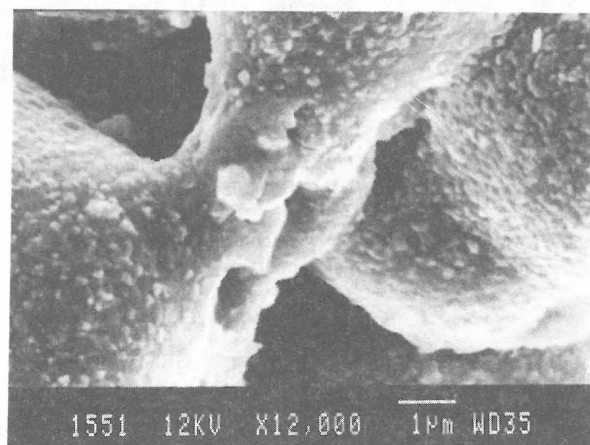
* – Próbkę przez obróbkę termiczną

** – Próbkę po obróbce termicznej.



a

Ryc. 5. Model regolitu Marsa po obróbce termicznej, frakcja <math>< 10 \mu\text{m}</math>. Zdjęcia wykonane na Wydziale Geologii Uniwersytetu Tokijskiego



b

Fig. 5. Martian regolith model after heat treatment – fraction <math>< 10 \mu\text{m}</math>: photos taken in the Department of Geology of the Tokyo University, Japan

a – widok ogólny, b – powierzchnia ziarn wyraźnie obtopiona z porami pogazowymi

a – general view, b – clearly melted surface of grains, note gas holes

uległa obtopieniu nie zmieniając barwy. Wyniki badań podstawowych parametrów fizycznych próbek po tej obróbce termicznej zestawiono w tabelkach z wynikami badań próbek wyjściowych.

Jak wynika z przedstawionych rezultatów badań rysuje się znana zależność pomiędzy uziarnieniem a gęstością objętościową i porowatością próbek. Dla bazaltowych proszków o średnicach ziarn poniżej $10 \mu\text{m}$ gęstość objętościowa wynosi $0,79 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ i porowatość dochodzić może do 73,7% przy czym po zagęszczeniu spada do 55,4%. Gęstość objętościowa próbki uderzeniowo rozdrobnionego bazaltu usypanego luźno i zagęszczonego waha się $1,7$ – $1,9 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ przy porowatości średniej dla próbki 42–35%. W procesie obróbki termicznej zanotowano zmniejszenie się wartości gęstości właściwej, jak i gęstości objętościowej próbek. Gęstość objętościowa bazaltów luźno usypanych zawierała się w granicach $1,2$ – $1,3 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ i zgodna jest z danymi uzyskanymi dla luźno usypanej powierzchniowej warstwy regolitu Marsa. Po zagęszczeniu gęstość objętościowa modeli bazaltowych podległych utlenieniu w obróbce termicznej wzrasta do $1,7 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ co zgodne jest z danymi dla podpowierzchniowej warstwy zagęszczonego regolitu Marsa uzyskanymi drogą radiolokacji (35) penetrującej grunt do kilku metrów głębokości. Również wartości kąta tarcia wewnętrznego, obliczone wg wzorów (46), wahających się w granicach 20 – 30° dla modeli wyjściowych i 40 – 50° po obróbce termicznej,

są zbieżne z wartościami zamieszczonymi w tab. I. Zestawiając te dane z danymi parametrów fizycznych dla modelu regolitu uzyskanego ze skały ultrazasadowej (perydotytu) widać, że gęstość objętościowa tego modelu nie odpowiada wynikom pomiarów regolitu Marsa. Również wartości gęstości modeli bazaltowych podległych jedynie obróbce mechanicznej nie odpowiadają wartościom uzyskanym dla regolitów Marsa.

Wydaje się zatem, że najbardziej odpowiednimi modelami fizycznymi regolitu marsjańskiego są poddane obróbce termicznej (utlenieniu) rozdrobnione skały o składzie bazaltowym (ryc. 5).

Na podstawie zbieżności danych wyników gęstości zagęszczonych modeli regolitu poddanych obróbce termicznej z danymi radiolokacji powierzchni Marsa można przypuszczać, że regolit marsjański nie tylko na samej powierzchni jest zwietrzały, ale i głębiej, przynajmniej do kilku metrów w strefie gruntów zagęszczonych. Porowatość zagęszczonych regolitów do głębokości kilku metrów pod powierzchnią Marsa, sądząc po uzyskanych danych dla modeli, osiągać może wartości około 40%, podczas gdy porowatość regolitu luźno usypanego na powierzchni dochodzić może do około 60%, a najdrobniejszej frakcji zalegającej powierzchnie o średnicach ziarn poniżej $200 \mu\text{m}$ i gęstości objętościowej poniżej $0,9 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ dochodzić może do około 70% i więcej.

L I T E R A T U R A

1. Adams J.B., Mc Cord T.B. – Mars: interpretation of spectral reflectivity of light and dark regions. *J. Geophys. Res.*, 1969 vol. 74 No. 20.
2. Adams J.B., Smith M.O., Johnson P.E. – Spectral mixture modelling: a new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 Site. *J. Geophys. Res.*, 1986 vol. 91 No. B8.
3. Allen C.C., Gooding S.L., Keil K. – Partially weathered basaltic glass-a martian soil analog. *Abstr. XI LPS*, 1980.
4. Allen C.C., Gooding J.L., Sercinowic M. et al. – Altered basaltic glass: a terrestrial analog to the soil of Mars. *Icarus*, 1981 vol. 45 No. 2.
5. Anderson D.M., Tice A.R. – The analysis of water in the martian regolith. *J. Molecular Evol.*, 1979 vol. 14 No. 1–3.
6. Baird A.K. et al. – Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars: *int. rep. Sci.*, 1976 vol. 194 No. 4271.
7. Baszarinow A.E. i inni – Radioastronomiczkie izmierienia s borta A.M.S. Mars 5. *Kosmicz. Issled.*, 1976 t. 14 No. 1.
8. Biemann K., Oro I., Toulmin P. et al. – The search for organic substances and inorganic volatile compounds in the surface of Mars. *J. Geophys. Res.*, 1977 vol. 82 No. 28.
9. Bruckenthal E.A., Singer R.B., Guinness E.A. et al. – Multispectral interpretation of geologic materials exposed at the Viking lander sites. *Abs. LPSC XVII*, 1986.
10. Carr M.H. et al. – Some Martian Volcanic Features as Viewed from the Viking Orbiters. *J. Geophys. Res.*
11. Clark B.C. et al. – Inorganic analyses of Martian surface samples at the Viking landing sites. *Science*, 1976, vol. 19. No. 4 2+1.
12. De Hon R.A. – Martian Volcanic materials: preliminary thickness estimates in the eastern Tharsis region. *J. Geophys. Res.*, 1982 vol. 87 No. B12.
13. Evans D.L., Adams J.B., Werner D.B. – Amorphous sels as possible analogs to martian weathering products. *Abst. LPSC XI*, 1980.
14. Evans D.L., Adams J.B. – Composition of Viking lander multi spectral images and laboratory spectra of terrestrial samples. *LPSC X*, 1979.
15. Flõreński K.P. (red.) – *Oczerki srawnitelnoj pñanetologii*. Nauka, Moskwa 1981.
16. Geptner A.P. – Połogonit i procesy pałagonizacji. *Litologia i poleznyje iskopaemyje*. 1977 No. 5.
17. Gooding J.Z. – Chemical weathering on Mars. Thermodynamic stability of primary minerals (and their alteration products) from mafic igneous rock. *Icarus*, 1978 vol. 33 No. 3.
18. Grabowska-Olszewska B., Żbik M. – Próbka gruntu księżycowego w Polsce. *Prz. Geol.*, 1984 nr 7.
19. Grabowska-Olszewska B., Żbik M. – Microstructural Features of Lunar Regolith. *Bull. Pol. Ac. Sci. Earth. Sci.*, 1985 vol. 33 No. 1–2.
20. Guinness E.A. – Spectral properties of soil exposed at the Viking 1 lander site. *J. Geophys. Res.* 1981 vol. 86 No. 139.
21. Hagfors T. – Backscattering from an undulating surface with applications of radar returns from the moon. *J. Geophys. Res.*, 1964 vol. 69 No. 18.
22. Harmon J.K., Campbell D.B., Ostro S.J. – Dual-polarization radar observations of Mars. *Icarus*, 1982 vol. 52 No. 2.
23. Harmon J.R., Ostro S.J. – Mars: dual – polarization radar observations with extended coverage. *Isarus*, 1985 vol. 62 No. 1.
24. Hugnenin R.L. – Photostimulated oxidation of magnetite. 1 kinetics and alteration phase identification. *J. Geophys. Res.*, 1973 vol. 78 No. 35.
25. Huguenin R.L. – Photostimulated oxidation of magnetite. 2 Mechanism. *J. Geophys. Res.*, 1973 vol. 78.
26. Kiffer H.H. et al. – Preliminary Report on Infrared Radiometric Measurement from the Mariner 9 Spececraft. *J. Geophys. Res.*, 1973 vol. 78 No. 20.
27. Kiffer H.H. et al. – Thermal and Albedo Mapping of Mars During the Viking Primary Mission. *J. Geophys. Res.*, 1977 vol. 82 No. 28.
28. Mc Cors T.B., Singer R.B., Hawke B.R. et al. – Mars definition and characterization of global surface units with emphasis on composition. *J. Geophys. Res.*, 1982 vol. 87 No. B. 12.
29. Moore H.J., Hutton R.E., Scott R.F. et al. – Surface materials of the Viking lander sites. *J. Geophys. Res.*, 1977 vol. 82 No. 28.
30. Moroz W.J. – O strukturie marsjańskiego grunta po opticzeskim i infrakrasnym nabludieniam. *Kosm. Islid.*, 1976 t. 14 wyp. 1.
31. Muhleman D.O. – Radar scattering from Venus and the Moon. *Astrom. J.*, 1964 vol. 69 No. 1.
32. Murray B.C. et al. – The surface of Mars, Part I, Cratered terrains. *J. Geophys. Res.*, 1971 vol. 76 No. 2.
33. Mutch T.A. et al. – The surface of Mars: The view from the Viking 1 Lander. *Science*, 1976 vol. 193 No. 4255.
34. Mutch T.A. et al. – The Geology of the Viking Lander 2 Site. *J. Geophys. Res.*, 1977 vol. 82 No. 28.
35. Pettengill G.H. et al. – Radar measurement of Martian topography. *Astron. J.*, 1969 vol. 74 No. 3.
36. Pettengill G.H. – Physical properties of the planets and satellites from radar observations. *Ann. Rev. Astron. Astrophys.*, 1978 vol. 17.
37. Roth L.E., Saunders R.S., Sekrbert G. – Radar and the detection of lignid water on Mars. *Water on Mars. Technical Report LPS*, Houston 1985.
38. Rubey W.W. – Geologic history of sea water: an attempt to state the problem. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1951 vol. 62 No. 9.
39. Shorthill R.W. et al. – The "soil" of Mars (Viking 1). *Science*, 1976 vol. 194 No. 4260.
40. Sidorienko A.W. (red.) – *Powierchnost Marsa*. Nauka, Moskwa 1980.
41. Sidorow J.J., Zolotow M.J. – *Porody i grunt powierzchni Marsa*. Nauka, Moskwa 1989.
42. Singer R.B. – Spectral evidence for the mineralogy of high-albedo soils and dust on Mars. *J. Geophys. Res.*, 1982 vol. 87 No. B12.
43. Singer R.B. – Spectroscopic observation of Mars. *Adv. Space Res.*, 1985. vol. 5, No. 8.
44. Soderblom L.A., Kreidler T.J., Masursky H. – Latitude Distribution of a Debris Mantle on the Martian Surface. *J. Geophys. Res.*, 1973 vol. 78 No. 20.
45. Soderblom L.A., Werner D.B. – Possible fossil H₂O liquid-ice interfaces in the Martian crust. *Icarus*, 1978 vol. 34 No. 3.
46. Szandor V.V. et al. – Wlijanie adsorbirowanych gazow i wody na wzaimodejstwie miezdu ziernami

- sympuczich gruntow. Osnowania, fundamienty i mechanika gruntow. 1974 No. 5.
47. Thompson T.W., Pollack J.B., Campbell M.J., O'Leary B.T. — Radar maps of the moon at 70-cm wavelength and their interpretation. *Radio Sci.*, 1970 vol. 5. No. 2.
 48. Touemin P., Baird A.K., Clark B.C. et al. — Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking Inorganic chemical results. *J. Geophys. Res.*, 1977 vol. 82 No. 28.
 49. Tsoar H. — Sand dunes of the Polar Region of Mars. Happing and analysis. Abstract X Lunar and Planet. Sci. Conf., March 19–23 cz. 3, 1979.
 50. Yakovlev O.J., Fainberg V.S., Kazacheev E.A. — Vapor Composition at impact Vaporization: Experimental Data. *Abst. LPSC XIX*, Houston 1988.
 51. Zisk S.H., Monginis-Mark P.Y. — Anomalous region on Mars: implications for near — surface liquid water. *Nature*, 1980 vol. 288 No. 5792.
 52. Zisk S.H., Monginis-Mark P.Y. — Characterization of Martian geological units by multivariate ("cluster") analysis of Earth-based radar data. *Abst. LPSC XII*, 1981.
 53. Żbik M., Jakowlew O.J., Połosin A.B. — Rezultaty izuczenia kory pławlenia ewkrita Stannern. *Gieochimija*, 1989 vol., 3.
 54. Żbik M. — Features of impact metamorphism in lunar regolith studies. *Bull. Pol. Ac. Sci. Earth. Sci. (w druku)*.

SUMMARY

The paper presents a review of the published data on basic physical properties and estimates of petrological composition of Martian regolith. Of the regolith models proposed so far those obtained by the striking method of basalt disintegration after heat treatment in atmosphere (by crashing with 5 mm copper bullet shot out of the hydrogen gun with speed of $5,8 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$) appear most consistent with telemetric data.

Comparison of the models proposed so far makes it possible to state that the surface of Mars is covered with

fine-grained regolith. The regolith is a product of chemical rocks. Mixing of regolith is good even at depth of several meters and the material appears similar to that from the surface.

Packing density of condensed regolith from the depth of several meters is estimated at $1,7 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (at the average), and porosity — at about 40%. Packing density of loose regolith from the surface of Mars drops to about $1,2 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$ and porosity increases to about 60%. Moreover, thin layers of fine-dispersed eolic materials (with grain size below $200 \mu\text{m}$) are expected at the very surface. If packing density of these materials is lower than $0,9 \text{ Mg} \cdot \text{m}^{-3}$, their porosity should be around 70%.

РЕЗЮМЕ

На основании литературных данных дается анализ состояния знаний об основных физических свойствах и петрологическом составе реголита Марса. Из числа ряда построенных моделей наиболее близки телеметрическим данным грунта Марса явились модели реголита, полученные методом ударной дезинтеграции базальта (при соударении с медным снарядом диаметром 5 мм, выпущенным из водородной пушки со скоростью около $5,8 \text{ км} \cdot \text{с}^{-1}$), подверженного термической обработке в атмосфере (окислению). Путем сравнения с полученными моделями можно заключить, что поверхность Марса покрыта мелкозернистым реголитом, являющимся продуктом физического (в том числе ударного) и химического выветривания основных пород. Реголит характеризуется высокой степенью смешения на глубину нескольких метров и даже на такой глубине не отличается существенным образом от реголита на поверхности. Объемная плотность реголита, уплотненного на глубине в несколько метров, составляет в среднем $1,7 \text{ Mg} \cdot \text{м}^{-3}$, пористость около 40%, плотность же рыхлого реголита на поверхности планеты сокращается до $1,2 \text{ Mg} \cdot \text{м}^{-3}$, а плотность может достигать 60%. На поверхности могут образовываться прослойки мелкодисперсного эолового материала с частицами меньше $200 \mu\text{м}$ в диаметре, характеризующиеся плотностью ниже $0,9 \text{ Mg} \cdot \text{м}^{-3}$ и пористостью выше 70%.