

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Voda na Marsu

Bakalářská práce

Veronika Kováčiková



Vedoucí bakalářské práce : Doc. RNDr. Jan Jehlička, Dr.

Praha 2008

Obsah:

Seznam použitých zkratk:	3
Poděkování:	4
ÚVOD	5
1. GEOMORFOLOGICKE ZNAKY PŘÍTOMNOSTI VODY NA MARSU	6
1.1 Názory se vyvíjejí	6
1.2 Geomorfologické útvary vytvořené vodou	7
1.2.1 Aluviální vějíře	7
1.2.2 Údolí a kanály	7
1.3 Staré oceány, moře a jezera	9
1.4 Kryolitosféra na Marsu	10
2. VODA V POLÁRNÍCH OBLASTECH A REGIÓNECH PERMAFROSTU	11
2.1 Polární čepičky	11
2.1.1 Severní polární čepička	12
2.1.2 Jižní polární oblast	13
2.1.3 Spirálovitý tvar	14
2.2 Polární vrstevnaté uložení	14
2.3 Podpovrchový led na Marsu	15
2.3.1 Model stability ledu	15
2.3.2 Morfologické důkazy existence podpovrchového ledu v kryolitosféře	16
2.3.2.2 Moderní rokle	17
3. GEOCHEMIE A MINERALOGIE	18
Seznam použité literatury:	21

Seznam použitých zkratk:

APXS - Alpha Particle X-Ray Spectrometer

Ga – miliarda let

MGS - Mars Global Surveyor

MOC - Mars Orbiter Camera

MOLA - Mars Orbiter Laser Altimeter

MAWD - Mars Atmospheric Water Detector

Mini-TES - Miniature Thermal Emission Spectrometer

pr μm - precipitační mikrometry

RAT – Rock Abrasion Tool

TES - thermal emission spectrometer

THEMIS - Thermal Emission Imaging System

Poděkování:

Děkuji vedoucímu mé bakalářské práce Doc. RNDr. Janu Jehličkovi, Dr. za poskytnutí podkladů, za cenné připomínky i za trpělivost, kterou při naší spolupráci projevil.

Veronika Kováčiková

ÚVOD

Mars je ze všech čtyř terestrických planet od Slunce nejdále, ale nejbližší Zemi. Je to malá planeta o zhruba poloviční velikosti Země. Jeho velikost a vzdálenost způsobují, že zchladl rychleji než Země a jeho kdysi tekuté železné jádro je dnes pravděpodobně pevné. U Marsu rozlišujeme kůru, plášť z křemičitanů a jádro. Jádro je ve srovnání se zemským mnohem menší. Plášť byl v minulosti zdrojem sopečné aktivity, ale nyní je již nečinný. Mars má stejnou celkovou rozlohu povrchu jako Země, nezapočítáme-li její povrch pokrytý vodou.

Mars má velmi tenkou atmosféru, s průměrným tlakem ~ 6 milibarů, což je méně než jedno procento atmosférického tlaku na Zemi. Atmosféra je tvořena převážně oxidem uhličitým (95,3 %), dále N₂ (2,7 %), Ar (1,6 %), O₂ (0,4 %), CO a stopovými plyny. Je to studená, suchá planeta - průměrná povrchová teplota činí -63°C, (-125°C až 25°C) nikdy zde neprší, ale v zimě oblaka v polární oblasti vytvářejí jínovatku. Mars má vysoce dynamický systém počasí. Vítr může ve vyšších hladinách způsobovat mohutné prachové bouře, které postihují rozsáhlé oblasti planety. Na Marsu vanou větry i v nízkých hladinách, po staletí pokrývají pískem jeho povrch, čímž se vytvářejí typické tvary krajinné scenérie.

Voda na Marsu existuje na pólech a pod povrchem ve formě ledu a jako vodní pára v atmosféře. V současnosti zde kapalná voda není, na to je Mars příliš studený. Je v interakci s korovými horninami, které tak poskytují geomorfologické, geochemické a mineralogické náhledy do geologické historie Marsu a dedukci o možném biologickém potenciálu.

Geomorfologie, především síť erodovaných údolí dokazuje, že tekoucí voda v minulosti formovala povrch Marsu. I když zmrzlá voda pokrývá oblasti pólů, při současných podmínkách tekutá voda není stabilní nikde na celém povrchu Marsu.

Historie vody na Marsu je zaznamenána její chemickou interakcí s horninami. Většina marsovské kůry pozůstává z bazaltické lávy. Jedna z významných spektrálních črt - absorpční intenzita železa, indikuje jemnozrnné oxidy železa, které jsou hojné všude v půdním a horninovém pokryvu, jako jsou sulfáty, chloridy a jiné formy solí vzniklé evaporací. Tyto oxidy a soli jsou jednoznačnými důkazy pro alteraci vodou, ale zůstává kontroverzní, které marsovské horniny byly v interakci.

Úkryty vody byly odhaleny sondováním kosmickou raketou s nástroji pro detekování vodíku.

Podpovrchový led se zdá být rozšířený i ve vyšších zeměpisných šířkách.

Právě vodík je důležitým indikátorem vody, přítomnost které je nevyhnutná pro život, jak ho známe my. Chápání historie a osudu vody na Marsu je klíčové pro studium, jestli byl na Marse vůbec někdy život, protože všechen známý život závisí na vodě.

1. GEOMORFOLOGICKE ZNAKY PŘÍTOMNOSTI VODY NA MARSU

Geomorfologie se zajímá o povahu a původ povrchových forem terénu a tvorbu krajinného rázu. Její aplikace na extraterestriální povrchy se spoléhá na známé asociace s formami a procesy na Zemi.

Charakter terénu na Marsu poukazuje na episodickou aktivitu vody a ledu od ranné historie planety až po současnost. Mnoho z fluviálních, glaciálních, vulkano-glaciálních, periglaciálních, lakustrinních a jiných souvisejících charakterů reliéfu má přímou analogii se Zemí. Jsou důkazem dlouhé historie aktivity vody. I když geomorfologické důkazy těchto vztahů jsou známe již 30 let, jejich vědecký význam byl oceněn jen v poslední době, v důsledku přímého geochemického výzkumu vody a ledových forem pomocí povrchových robotů a orbitálních nástrojů. (Baker, 2006)

Na povrchu Marsu voda evidentně byla během první miliardy let jeho historie. I když jsou Země a Mars vytvořeny ze stejných materiálů, obě planety se vyvíjely odlišným způsobem. Voda v atmosféře Marsu se mohla rozptýlit velmi brzo a proto se Mars změnil na studený a suchý po první miliardě let. Jedna z indikací této ztráty vody vychází z toho, jak atmosféra Marsu interaguje se slunečním větrem. Experiment na Mars Express vyjadřuje, jak tato interakce způsobuje, že Mars ztrácí 100 tun atmosféry denně. Země rovněž ztrácí část své atmosféry, ale na rozdíl od Marsu má Země magnetický štít. Magnetosféra zabraňuje, aby částičky slunečního větru dopadly na Zem a z toho důvodu neztrácí atmosféra objem ve velkém množství.

Pokud před 3,5 mild. let na Marsu existoval rozsáhlý oceán, mohl planetě zabezpečovat hustou atmosféru se stabilní tekutou vodou na povrchu. Když ale původní magnetický štít Marsu zanikl, atmosféra se začala ztrácet vlivem interakce se slunečním větrem, co dramaticky urychlilo ztráty vody. (<http://www.astrobio.net/news/article1544.html>)

1.1 Názory se vyvíjejí

Povrch Marsu ukazuje komplexnou a rozsáhlou geologickou historii s nejméně dvěma hlavními obdobími fluidní eroze a/nebo sedimentárního transportu. Raní Mars byl značně ovlivněn během hlavního vesmírného období bombardování meteority. Současný povrch na jihu Marsu se zdá být od této doby téměř nezměněn. I když mnoho kráterů má denudovaný reliéf a malé krátery z té doby chybí, což dává podnět k pozdějším geomorfologickým procesům. Síť údolí ve vrchovinném terénu Marsu naznačuje fluidní toky a erozi během Noachianu (> 3,8 Ga). Pozdější období Amazonianu (~1,8 Ga) pozměňovalo povrch Marsu mnohem víc, především katastrofickými proudy. Zformování kanálů rozměrů, ve kterých se vyskytují na Marsu, si zajistě vyžadovalo ohromný akvifer fluida. Byl proto navržen detailní model, který vysvětluje vznik těchto fluidních proudů. Modely pro vodu

zformovaný povrch měli mnoho nesrovnalostí a paradoxů. Proto byl za aktivní činitel zvolen oxid uhličitý a ne voda.

I když mají morfologické útvary na Marsu velkou podobnost s vodou formovanými tělesy na Zemi, model pro fluidní aktivitu CO₂ byl podrobně propracován. Jeden z důvodů byl, že pokud by hlavním geomorfologickým činitelem byla voda, muselo by jí být na Marsu mnoho. Či už pod povrchem, kde ale tak velké rezervoáry nebyli zjištěny, nebo v atmosféře. Tá ji ale téměř vůbec neobsahuje. Avšak tento pohled se hluboce změnil v důsledku lepšího poznání historie Marsu, současných vývojových trendů a významných nukleárně fyzikálních výzkumech hojně rozšířeného podpovrchového ledu. (Hoffman, 2000)

1.2 Geomorfologické útvary vytvořené vodou

1.2.1 Aluviální vějíře

Rozsáhlé aluviální vějíře dlouhé 10 až ~40 km se nacházejí v starých horských malých impaktních kráterech ve středních až nízkých šířkách, mezi 18°- 29°. Nejsou rozmístěny náhodně, ale ve třech výrazných shlucích: severní Margaritifer Terra, severozápadní Terra Sabaea a Tyrrhena Terra.

Jsou pozoruhodně podobné s aluviálními vějíři nízkých reliéfů na Zemi, dominantně formované říční aktivitou. Mají malý gradient a značný rozsah. Patrně se formovali na přelomu Noachianu a Hesperianu, během období zvýšené precipitace (asi sněhové) a odtoku, vhodných faktorech pro jejich vznik. (Moore and Howard, 2005)

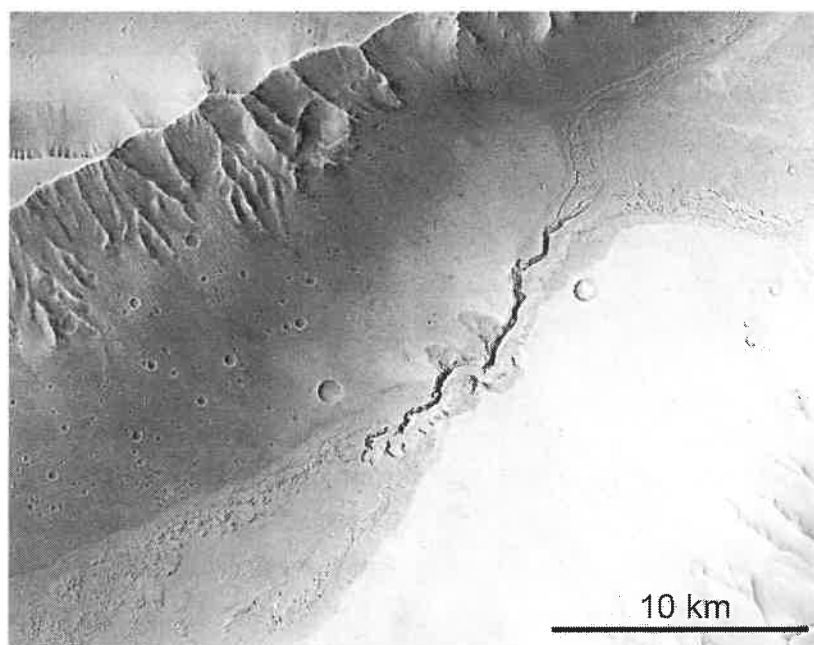
1.2.2 Údolí a kanály

Jak už dřív bylo rozpoznáno výzkumem z vesmírných lodí, kanály a údolí značně rozčleňují povrch Marsu. Kanály jsou protáhlými koryty, které jsou jasným důkazem pro široce založené fluidní proudy, které protékaly přes jejich dna, částí svahů a stěn. Obrovské kanály, které jsou široké desítky kilometrů a dlouhé přes několik stovek kilometrů, ukazují soubor morfologických znaků, které jsou maximálně shodné s vývojem katastrofálních proudů vody a sedimentů. Důležitým současným zjištěním je, že proudová aktivita kanálů, zahrnující výlevy vody a přidružené lávové proudy, se vyskytovaly v rovinném terénu Cerberus před 10 mil. lety. Obrovské odlehčení související s tímto uvolněním a dočasným souvisejícím vulkanismem mohlo uvést značně velké množství vody do aktivního hydrologického režimu na Marsu.

Velké marsovy kanály jsou dobře charakterizovány starším zobrazovacím systémem ze sedmdesátých let. Až do doby nových zobrazovacích technologií vyvinutých za posledních pár let, však nebyl jasný

jejich charakter. Tyto údolí rozdělili marsovskou vysočinu mnohem více extensivně, než bylo patrné z dřívějších snímků. Mnoho údolí obsahuje reliktní kanály ve velikostech srovnatelných s kanály aktivních řek na Zemi. Před 3,9 mld. let zformované horské krátery a impaktní pánve byly rozsáhle erodovány povrchovými odtokovými procesy během episod podobných zemským dešťovým srážkám. (Baker, 2006)

Nejdější odtokový kanál na Marsu je Údolí Kasei (stáří 3-3,5 miliardy let, délka 1 780 km) (viz. obr.1.). Není pouze dlouhý, jeho horní část je až 200 km široká a 3 km hluboká. Obrovské záplavy, které vytvořily tento kanál, nemají na Zemi obdoby, ani jinde na Marsu.



Obr. 1. Kasei Valles – jeden z největších kanálů na Marsu. Uprostřed s mladším korytem vyschlé řeky. (zdroj: www.esa.int/esaMI/Mars_Express)

Odtokový kanál Nanedi Vallis (stáří 2-3,5 miliardy let, délka 508 km) leží v poměrně rovinné oblasti. Na jihu není patrný žádný pramen kanálu. Na svém severním okraji najednou mizí. Kanál Nanedi prošel dlouhým vývojem. Původní meandrující říčka vytvořila hodně slepých ramen. Poté, co koryto vyschlo, se z nich stali terasy stočené mezi korytem řeky a krátery posetou planinou. Brázda ve středu koryta vyznačuje cestu posledního vodního toku.

Kanál Reull (stáří 2-3,5 miliard let, průměr 945 km) je jedním z největších na jižní polokouli. Údolí Reull prošlo velmi dlouhým vývojem. V oblasti jižní základny sopky Hadriaca Petera je kanál plně vyvinut. Jen na některých místech je narušen menšími přítoky. Koryto kanálu je v některých místech silně rozrušeno, je široké a rovné, s příkrými úbočími. (Universe, 2005)

1.3 Staré oceány, moře a jezera

Geomorfologický důkaz o krytí severní planiny velkým množstvím vody je patrný už z 80.let. Zahrnuje morfologické charakteristiky sedimentů a okolních břehů. Byl často kritizován, ale byl podpořen výzkumem v některých oblastech, kde se podařilo pořídit velmi podrobné mapy. (Baker, 2006)

Paleojezera na Marsu byli identifikováni poprvé sondou Viking v bazénech, impaktních kráterech a vulkanických regionech. Mars Global Surveyor (MGS), Mars Orbiter Camera (MOC) a Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) poskytli doplňkové geologické důkazy k potvrzení existence dávných jezer a ukázali, že rozsah lakustrinních oblastí byl mnohem větší, než rozeznal Viking. Nová data poskytují přesné vymezení povodí, toků v paleokanálech a bazénů, které se na raném Marsu hojně vyskytovali. Jejich laminované sedimenty uchovávali záznam o sezónních a orbitálních změnách, variacích v hydrologickém systému kanálů a hlavních hydrologických událostech, které přerušovaly zachytávání vody v jezerech. Uložení hematitu objevené pomocí TES mohou být dodatečným dokladem o předešlé vodní aktivitě. Vytváření, nahromadění a distribuce jezer mladého Marsu může přímo vyplývat z počátečních fyzikálních a klimatických podmínek planety během období Noachianu. (Cabron, 2005)

Nicméně, obecný koncept o minulém zatopení na severní planině, představující „oceanus borealis“, je ve shodě s velkými geomorfologickými důkazy. Výrazné vodou uložené sedimenty, pokrývající část severní planiny, známé jako Vastitas Borealis Formation, poskytují nejvíce přesvědčivé důkazy. Vodní útvar spojený s umístěním na Vastitas Borealis Formation byl přibližně souběžný s proudy odpovědnými za velké odtokové kanály a mohli zakrývat více než 3 miliony km² o průměrné hloubce stovek metrů. (Baker, 2006)

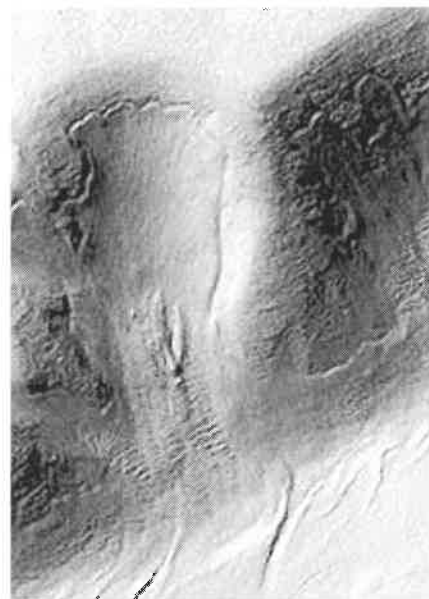
Jedním ze způsobů, jak zjistit, zda existoval oceán během první miliardy let, je hledat minerály typu uhličitánů. Zařízení pro snímání infračerveného spektra OMEGA umístěné na Mars Express může rozpoznávat znaky minerálů. Tým OMEGA-y intenzivně uhličitany hledal, ale nenašel žádné. Tedy pravděpodobně neexistoval oceán během posledních 3 miliard let. Anebo, pokud existoval, byli uhličitany pokryté jinými vrstvami hornin, přes které se prozatím uhličitany nedají identifikovat. (<http://www.astrobio.net/news/article1544.html>)

Existence tak velké masy vody je podporována několika přímými pozorováními Vikingem a později MGS. Snímky Vikingu jasně ukazují, že šest velkých výronů/výtoků (Maqat, Ares, Tiu, Simud, Maja and Kasei Balles) vyprázdnilo Chryse Planitia. Morfologické analýzy spojení mezi vysočinami a nížinami ukazují existenci sérií březních linií. Je však možné, že se oceán na Marsu vůbec nevyskytoval, ale existovaly zde pouze série velkých jezer, zanechávající severní deprese. (Amazonis, Utopia, Elysium, severní polární bazén a další oblasti). (Cabron, 2005)

1.4 Kryolitosféra na Marsu

Co se stalo s obrovskou zásobou vody nevyhnutnou pro vytvoření kanálových megaproudů a relativně krátce existujících moří a jezer? Geomorfologické znaky naznačují že, voda se na povrchu nevyskytovala po delší dobu. Většinou se vyskytovala v ledu bohatém permafrostu. Existence této ledem bohaté vrstvy, tvořící kryolitosféru přibližně 1-2 km mocnou na rovníku a 5-6 km mocnou na pólech, je prokázána geomorfologickými rysy. Mnoho z nich je dobře známo od 70. let, včetně sesuvů (viz. obr. 2.), úlomkotoků, sypaných kráterových kuželů a polygonálních půd. Rozmanitost povrchových forem souvisí s vulkanicko-ledovou interakcí, dokumentující občasnou krátkou periodu činnosti vody, uvolněné z ledu v důsledku působení vulkanické aktivity. Po této krátké době se tekutá voda pravděpodobně opět rychle vrátila do podoby kryolitosféry. (Baker, 2006)

Mars Global Surveyor poskytl snímky, které dokazují, že se klima za posledních 100 000 let změnila. To znamená mnohem dřív, než se doposud předpokládalo. Zobrazují unikátní povrch terénu údolí a pahorkatin, které se jeví, že kdysi byly půdou impregnovanou vodním ledem. Led se dehydroval a zanechal pět metrů mocný povrch pórovitého terénu. Protože je tak obtížné získat vzorky půdy z jiných planet, vědci často používají krátery po dopadu vesmírných těles na určení věku geologických tvarů na povrchu planet. Na základě znalostí, kdy a jak často asteroidy a komety bombardují planety, je možné datovat jejich povrchové rysy. Věk je určen na základě faktu, že na daném místě nejsou krátery po dopadech meteoritů větších než 100 m pozorované na neporušené části povrchu. To určuje jejich maximální věk 100 000 let. (<http://www.astrobio.net/news/article62.html>).



Obr. 2. Ledem bohaté vrstvy, které se jeví, že tečou dolů svahem.
(zdroj: www.astrobio.net/news)

2. VODA V POLÁRNÍCH OBLASTECH A REGIÓNECH PERMAFROSTU

Póly a střední šířky na Marsu obsahují hodně vody v polárních čepičkách, tenkých sekvencích ledem bohatých vrstev a pokryvu ze sněhu. Množství známého rezervoáru je přes $5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, odpovídající vrstvě přibližně 35 m mocné, kdyby se rozprostřela kolem celé planety. Vodík v podpovrchovém vodním ledu byl detekován v šířkách od 50° směrem k pólům. Morfologické rysy ukazují svahové proudy z na led bohatých sedimentů. Recentní rokle byly vyprodukované z podpovrchového akviferu tajícího sněhu. Variace v oběhu Marsu na časové škále od 50 000 až 2 000 000 let produkovaly významné změny v klimatu, kterých výsledkem je transport vody z pólů, kde v současnosti spočívá, do nižších šířek, kde může hrát kritickou roli v povrchové geologii, mineralogii a geochemii.

Voda je dlouho rozpoznána jako hlavní morfologický činitel na Marsu, ale její dnešní množství a rozšíření zůstává nevysvětlené. Možný rezervoár pro značné množství vody je povrchový a podpovrchový led na pólech a v středních šířkách. Současná pozorování neustále zlepšují naše znalosti o těchto rezervoárech, ale hlavní nezodpovězená otázka se týká množství a vývoje rezervoárů v oblasti. Oscilace v náklonu osy a excentricnost způsobily hlavní změny v ohřívání povrchu, které produkují cyklické změny v klimatu Marsu v časové škále od 10^5 do 10^6 let. Tyto změny redistribuují polární led, přemísťují jej do nižších šířek ve formě sněhu a ledu během „ledových dob“ na Marsu. Dnešní největší akumulací ledu jsou polární ledové čepičky, vrstevnaté uložení, které jsou okolo nich na obou pólech a permafrost středních šířek prezentující morfologii silně připomínající podpovrchový led. Každý má jedinečné vlastnosti, množství vody a historii, proto různým způsobem přispívají k vodnímu cyklu. (Christensen, 2006)

2.1 Polární čepičky

Dvě jasně bílé polární čepičky jsou pozorovány ze Země už od 17. století (Christensen, 2006).

Permanentní polární čepičky jsou největším rezervoárem H_2O na planetě. Jasně bílé oblasti indikují současně aktivní interakci s marsovskou atmosférou. Tmavé oblasti odhalují rozsáhlé vrstevnaté uložení ukrývající záznam o klimatických změnách Marsu. Mohou obsahovat vzorky biologického původu a geologické indicie o tání vody. (Hvidberg, 2005)

Jedna je zhruba na severním pólu a oficiálně se nazývá Planum Boreum – Severní planina, ačkoli je známa spíše jako severní polární čepička. Druhá, jižní polární čepička, dříve byla označovaná jako Planum Australe (Jižní planina). (Universe, 2005)

Atmosféra Marsu se skládá z více než 95% CO_2 s tlakem jen několik milibarů. Tento fakt vede k předpokladu, že CO_2 se může akumulovat na pólech během zimy. Uvedený předpoklad byl potvrzen orbitálním měřením teploty a globální mapování ukázalo, že sezónní CO_2 čepičky rostou velmi dobře

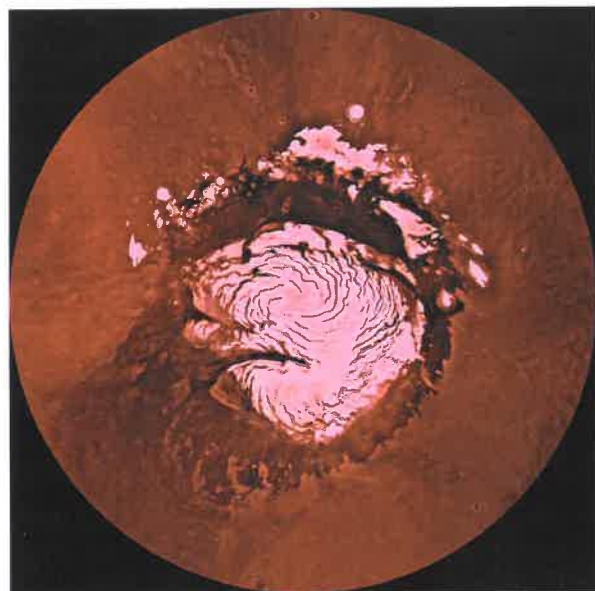
do středních šířek během zimy, s celoročními ledovými čepičkami na obou pólech. Mocnost těchto sezónních CO₂ ledových čepiček byly odhadovány z pozorování MGS (Mars Global Surveyor) a MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) dosahující zhruba 1,5 m v blízkosti pólů.

Jak sezónní polární čepičky kondenzují, spojují se s minoritním množstvím prachu a vodního ledu, které významně ovlivní sublimační rychlost během následujícího jara.

Už v šedesátých letech bylo předpokládáno, že CO₂ může kondenzovat na pólech v dostatečné vrstvě pro setrvání CO₂ během následujícího léta. Měření teplot z vesmírných lodí ukazují, že CO₂ led může přetrvat i během léta na jihu, ale je kompletně odstraněn ze severní celoroční čepičky, odkrývající tak vodní led. Sublimace tohoto ledu uvolňuje vodní páru do atmosféry. (Christensen, 2006)

2.1.1 Severní polární čepička

Severní polární čepička (viz. obr. 3.) je ledem pokrytá vyvýšenina, která vyčnívá několik kilometrů nad okolní terén. Tvoří ji prakticky stálá pokrývka vodního ledu, která je v průběhu zimy na severní polokouli překryta nánosy oxidu uhličitého, během léta příkrov suchého ledu zmizí. Celá oblast je tmavá po asi šest měsíců v době Marsovy zimy. Je to proto, že oxid uhličitý v atmosféře kondenzuje, tvoří námrazu a sníh potom pokrývá nejen vodní led polárních čepiček, ale také okolní oblasti až do 65° severní šířky. Když jaro přechází v léto a Slunce trvale svítí na polární obloze, jeho teplem se vypaří oxid uhličitý a část vodního ledu se promění přímo v páru. Polární čepička se zmenší, zůstane



Obr. 3. Planum Boreum – Severní polární čepička (zdroj: www.photojournal.jpl.nasa.gov)

jen vodní led. Polární čepička není tvořena výhradně ledem, mezi vrstvami ledu najdeme i vrstvy prachových usazenin. V průběhu zimy se prachová zrna v atmosféře obalují ledem a vytváří se objekty podobné pozemským kroupám. Ty pak pokryjí ledem povrch do té doby, než se v teplejších měsících voda vypaří a vrstva prachu zůstane. Vrstva hluboká několik metrů potřebuje ke svému vzniku několik milionů let, neboť ji přibývá asi 1 mm za rok. Výzkum těchto vrstev by mohl odhalit změny Marsova klimatu. (Universe, 2005)

Orbiter Viking MAWD (Mars Atmospheric Water Detector) získal první globální mapu vodní páry a potvrdil velké množství páry (asi 100 precipitačních mikrometrů pr μm) přicházející ze severní

celoroční čepičky. MSG pomocí termálního emisního spektrometru (TES) provedl detailní zmapování vodní páry na Marsu v letech 1997-2004, potvrzující vysoké množství vodní páry směrem k rovníku z čepičky na severu, které rostlo rychle k 100 pr μm během posledního jara (2004), jakmile CO_2 led zmizel. (Christensen, 2006)

2.1.2 Jižní polární oblast

Jižní polární oblast (stáří méně než 2,5 miliardy let, průměr 1 450 km) (viz. obr. 4.) je oblast



Obr. 4. Planum Australe – Jižní polární čepička
(zdroj: www.daviddarling.info)

několikakilometrové vrstvy ledu. Můžeme zde rozlišit tři části. První, zářivě bílá část má střed přibližně na jižním pólu (jižní polární čepička). Je to vrstva permanentního vodního ledu, jenž je v zimě překryt vrstvou suchého ledu (ztuhlého oxidu uhličitého). Další částí jsou srázy vodního ledu, který postupně přechází do okolních planin. Třetí část tvoří stovky čtverečných kilometrů permafrostu, tedy oblast, která celý rok nerozmrzá, hornina je smíchaná s vodním ledem a utuhlá v pevnou skálu. Jižní polární čepička se stejně jako ta severní v průběhu roku zvětšuje a zmenšuje. (Universe, 2005)

MADW data neukazují žádné indikace pro vodní páru unikající z čepičky jižního pólu. Významná výjimka tohoto charakteru bylo zkoumání povrchové vodní páry v roce 1969, které ukazuje její významné zvýšení v porovnání s jinými obdobími nebo lety. Bylo to v důsledku exponování vodního ledu v daném roce na jihu. TES pozorování potvrdili uvolnění vodní páry (přibližně 45 pr μm) podél okraje ledové čepičky na jižním pólu, poskytující nezvratný důkaz že vodní led byl (2004) na jižním pólu odkryt. Odkrytí tohoto ledu potvrdily i přímé teplotní měření Mars Odyssey THEMIS (Thermal Emission Imaging System) a infračervenými snímky Marsu Express OMEGA spektrometrem. (Christensen, 2006)

Množství vody zachycené ve zmrzlých slojích v oblasti jižního pólu Marsu zodpovídají vrstvě vody s hloubkou 11 m, která by pokryla celou planetu. Tento nový odhad pochází z mapování zaprášeného ledu pomocí radaru Mars Express, který udělal více než 300 virtuálních snímků napříč slojemi

pokrývajících pól. Tato sloj pokrývá plochu velkou jako Evropa. Radar byl schopen změřit bázi ledové sloje, která je umístěna až v hloubce 3,7 km pod povrchem.

Sloje umístěné na pólu jsou rozšířené pod vodním a CO₂ ledem jižní polární čepičky. Prach zatemňuje mnoho vrstev. Avšak intenzita signálu přijímaného radarem, který je odražen od kamenného podloží, vytváří předpoklady pro odhadnutí kompozicí slojí - z 95% tvořící vodním ledem.

(<http://www.space-nasa.com/15-mar-2007-esa-1.html>)

2.1.3 Spirálovitý tvar

Spirálovitá povaha koryt a srázů, na severu proti směru hodinových ručiček a na jihu v jejím směru, doposud není zcela vysvětlena. Pochopení tohoto mechanismu je klíčem k vysvětlení, které mechanismy kontrolují hmotnostní bilanci polárních čepiček v kratších i delších časových škálách.

Svahy na severní polární čepičce se formují do zjevného spirálovitého tvaru, zatím co jižní polární čepička se nezdá být až tak dobře organizována. Blízky pohled ukazuje, že na obou polárních čepičkách se příkré svahy orientují systematicky 20-30° západně směrem k rovníku. Bylo navrženo, že účinek větru má hlavní roli ve formování spirálovitých srázů a koryt. Zvlnění povrchu bylo způsobeno interakcí mezi výměnami povrchových hmot a stojatými vlnami v mělkých větrných proudech sestupujících z hor. Tento mechanismus je známý ze studií Antarktidy a Norska, kde sestupující (katabatické) větry mají pozoruhodně shodný směr a sílu. Vytvářejí formace čerín kolmých k hlavnímu směru větru, ale v menší škále, než spirálovitá údolí na Marsu. Jsou zajímavé na marsovských pólech, kde jsou stáčené koriolisovou silou.

Byl navržen jiný model k vysvětlení stočení severní polární čepičky. Při ideální cirkulaci by tající led z čepičky s mírným reliéfem, proudil radiálně směrem k rovníku. Vnitřní migrace srázů (v důsledku sublimace) a proudění vnějšího tajícího sněhu, mohlo vytvořit spirálovitý charakter.

(Hvidberg, 2005)

2.2 Polární vrstevnaté uložení

Jeden z nejdůležitějších cílů výzkumu polárních oblastí Marsu je zjistit, jestli se zde nachází záznam umožňující vyvodit klimatickou a geologickou historii uchovanou v polárních čepičkách. Polární čepičky sestávají z vrstev ukládaných miliony let. Prašné částice se ukládaly spolu s vodou a oxidem uhličitým. Jejich depoziční rychlost se mění s časem, závisející na klimatických a geologických změnách. Velká škála odhalených vrstevnatých uložení na srážech polárních čepiček, zobrazuje změny v depozici prachu a hmotnostní bilanci kolem polárních čepiček. (Hvidberg, 2005)

Početné sedimentární uložení se rozprostírají 600 km směrem od pólů na obou hemisférách. Jsou asi 3 km mocné na obou pólech (výsledek výzkumu MOC kamery). Vrstvy mohly vzniknout z rozdílu v množství spadlého a do ledu zabudovaného prachu, pravděpodobně v důsledku dřívějších klimatických změn.

Rozsah oblasti výskytu uložení na jihu je zhruba dvojnásobný, při stejné průměrné mocnosti jako u severních uložení, což dává podnět k zásobám vody (opět z čistého vodního ledu), které jsou přibližně dvakrát tak velké, jako na severu. (Christensen, 2006)

Jednotky obsahující vrstevnaté uložení mohly být vlečeny stovky kilometrů na obou pólech. Stratigrafický horizont v blízkosti báze severních jednotek je interpretován přítomností rozsáhlého písečného moře, které se zformovalo během období, kdy neexistovaly žádné polární čepičky. Nepřítomnost polárních čepiček si vyžadovala dramatickou klimatickou změnu a může reprezentovat hlavní prvek historie Marsu. Analýzy vrstev uvnitř svrchních jednotek severního vrstevnatého terénu ukazují existenci 30 m pravidelnosti, eventuálně v asociaci s 50 000 let nesouměrným cyklem. 100 m jednotka uvnitř této sekvence je bez vrstevnatosti a může reprezentovat současnou (0,5-2 mil. let) periodu přemístování ledu a utváření sedimenty bohatých intervalů. Malý počet kráterů rovněž naznačuje aktivní proces. Stáří svrchních částí uložení je od 30-100 miliónů let pro jižní a méně než 0,1 miliónů let pro severní uložení. Tyto časové intervaly jsou uvedené jen pro poslední období vývoje a mohli se dívat během celé historie Marsu. (Herkenhoff, 2000)

2.3 Podpovrchový led na Marsu

Dlouhodobá existence extrémně chladného klimatu na Marsu měla za následek globální zmrznutí svrchních vrstev planetární kůry. Mocnost kryolitosféry může být 1-2 km v oblastech rovníku a 5-6 km v regionech pólů. Obsahuje nejen zmrzlou vodu, ale i CO₂ a slané roztoky. Dlouhotrvající oscilace planetárního náklonu osy s velkou amplitudou jsou důvodem periodické redistribuce podpovrchového ledu uvnitř povrchových vrstev. Děje se tak z důvodů aktivních procesů kondenzace a sublimace. Při současném náklonu osy (<25°) je podpovrchový led na obou hemisférách stabilní jen v regionech nad 45° šířky. Naprosto nestabilní je v ekvatoriálních oblastech. (Kuzmin, 2005)

2.3.1 Model stability ledu

Rovnováha podpovrchového ledu s atmosférou Marsu, nebo podmínky pro stabilní existenci v povrchových vrstvách je předurčena vzájemnými vztahy mezi dvěma základními procesy: sublimací podpovrchového ledu a kondenzací atmosférické vlhkosti do povrchového regolitu. První proces dominuje na Marsu, když je povrchová teplota nad bodem mrazu (teplota, při které atmosférická vodní

pára začne kondenzovat) odpovídající zjištěnému množství vody v atmosféře, zatímco druhý proces je aktivní v inverzní situaci. (Kuzmin, 2005)

Při dnešních podmínkách na Marsu, je průměrná roční teplota hluboko pod bodem mrazu vody (216 K) všude, od rovníku až k pólům. Avšak teplota bodu tání odpovídající průměrnému ročnímu množství vody v atmosféře (~10 pr μm) je zhruba 200 K. (Kuzmin, 2005)

Proto je stálost ledu blízko povrchu předpokládána jen od šířek větších než 50° .

Tato předpověď je v excelentním souladu s mapováním hojnosti vodního ledu pomocí Mars Odyssey Neutron Spectrometer, High Energy Neutron Detector a Gamma ray přístroji. Tyto přístroje objevili velké množství vodíku v nejvyšších metrech rozšiřujících se z pólů k šířkám 50° na obou polokoulích. Za předpokladu, že detekovaný vodík je ve vodním ledu, rozsáhlé regiony vysokých šířek obsahují v nejsvrchnějších metrech více než 70 % vodního ledu. Je nepravděpodobné, že toto ohromné množství je následkem difúze plynů do pórů půdy. Místo toho je pravděpodobnější znázorňovat akumulace jako povrchový led nebo jinovatku. (Christensen, 2006)

Stabilita podpovrchového ledu rovněž silně závisí na porositě, šikmosti a termální konduktivitě povrchu. Modely stability ledu předpovídají, že vodní led bude stabilní ve všech šířkách při sklonu osy rotace větším než 32° , ale bude difundovat ze svrchních 1-2 m půdy v ekvatoriálních oblastech a středních šířkách, když se sklon začne zmenšovat. Mars je v současnosti v období „interglaciálu“ se sklonem osy rotace asi 25° . (Christensen, 2006)

2.3.2 Morfologické důkazy existence podpovrchového ledu v kryolitosféře

Náznaky pro půdní led nacházíme v oblastech kolem 30° - 50° šířek na obou hemisférach. Mají charakteristickou morfologii. Tyto jednotky jsou 1-10 m mocné a jsou interpretovány jako výsledek vysychání a eroze ledem bohaté půdy, které byly zformovány během difúze vodní páry do prostorů pórů půdy. Počet malých, čerstvých kráterů na těchto pokrývných jednotkách je malý, naznačující tak, že tyto pokrývky jsou pravděpodobně staré 0,15 miliónů let, ale rozhodně mladší než 10 miliónů let. Ledem bohaté pokrývné uloženiny byly v minulosti rozsáhlejší, ale byly zmenšovány až na současné oblasti výskytů, na svazích pólů, kde jsou stabilní i za současných solárních podmínek. (Head, 2005)

2.3.2.1 Polygonální terén

Polygonální terén (viz. obr. 5), reprezentující ledem vklíněné polygonální vzory, je nejvíce rozšířeným rysem, který slouží jako základní morfologický ukazatel přítomnosti uloženin



Obr. 5. Polygonální půda na Marsu
(zdroj: www.exo.net)

podpovrchového ledu. Rozprostírá se v oblastech nad 40° šířek na obou hemisférách. Hlavní mechanismus vzniku polygonů je proces popraskání působením mrazu vyvolaný termálním smrštěním v ledem bohatých sedimentech. Mrazové pukliny se objevují, když půdní teplotní napětí překročí práh stálosti půdy. Polygonální rysy na Marsu byly poprvé popsány díky panoramatickým snímkům z Viking Lander 2. Jejich vzdálenost byla 5-10 m, se šířkou 1 m, hloubkou 20 cm a 15 cm vysokým lemujícím okrajem.

Srovnávací morfologická analýza zjistila velmi podobnou strukturu s pozemskými polygony. To naznačuje že tyto rysy zformovány na Marsu vznikly v důsledku procesů teplotního smršťování v ledem bohatých sedimentech. (Kuzmin, 2005)

2.3.2.2 Moderní rokle

Současné rokle se nacházejí mezi $30-50^\circ$ šířek na obou hemisférách. Přijatelná hypotéza vzniku je výlev tekuté vody z podpovrchového akviferu, táním pórového ledu, který difundoval z atmosféry během období s nižšími teplotami a táním sněhové vrstvy uložené během periody většího náklonu osy, kdy povrchový led byl v těchto šířkách stabilní. (Christensen, 2006)

Jedna z teorií založena na analogii s morfologií podobných roklí v chladných regionech na Zemi navrhuje, že právě tající sníh mohl výrazně vyřezat marsovské rokle. Teto model byl vyvinut bez asociace s ledem bohatým pokryvem na svazích pólů a modelem tání uvnitř prašného marsovského sněhu. V tomto modelu je voda transportována z pólů do středních šířek během období většího náklonu osy rotace. Tání této vrstvy sněhu se vyskytuje během malého sklonu osy rotace, jak teploty středních šířek vzrůstají, produkují tekutou vodu, která je stabilní pod izolační vrstvou sněhu. Rokle se formují uvnitř a pod sněhem, jak tající voda prosakuje do rozvolněného materiálu a destabilizuje ho. Políčka sněhu zůstávají až dodnes na svazích pólů, kde jsou chráněná vůči sublimaci vysychajících, prašných

sedimentů. Primární argument vůči tání sněhu je přítomnost roklí na svazích ve všech směrech. (Heldmann, 2004)

3. GEOCHEMIE A MINERALOGIE

Horniny v kráterech a podél trhlin na Meridiani Planum jsou pískovce zformované pomocí eroze a redepozice jemnozrnných siliciklastů a evaporitů odvozených z chemického zvětrávání olivinických bazaltů kyselou vodou. V geochemii odkryvů dominují minerály silikátů a sulfátů, hematit a Fe₃D₃ (jiná Fe fáze) představuje 11% hmotnosti horniny. (Knoll, 2005)

Příčná stratifikace pozorovaná na výchozech hornin indikuje eolický a akvatický transport (čeřiny, vlny, girlandy). Horniny jsou směsí chemických a siliciklastických sedimentů s komplexnou diagenetickou historií. Zaznamenávají podmínky prostředí ve kterých vznikali včetně episodických záplav mělkou povrchovou vodou, evaporaci a následné vysušování. (Squyres, 2004)

Na geochemické a mineralogické detekce sedimentárních hornin v oblasti Meridiani Planum a Eagle crater se použili nejmodernější přístroje:

Mini- TES (Miniature Thermal Emission Spectrometer), infračervený spektrometr, který dělá vzdálené snímání s rozsahem vlnových délek 5-29 μm .

APXS (Alpha Particle X-Ray Spectrometer), nástroj in situ, který stanovuje množství hlavních a některých vedlejších prvků.

Mössbauer spektrometr, nástroj in situ, který identifikuje a stanovuje relativní množství fází bohatých na Fe.

RAT (Rock Abrasion Tool), přístroj umožňující obrušovat nebo odkrývat skalnatý povrch, exponovat podpovrchový materiál pro výzkum dalšími přístroji.

Pancam (Panoramic camera), vysokorozlišující, multispektrální a stereograficky zobrazující systém.

Mössbauer spektrometr, APXS, Mini-TES a Pancam společně indikovali složení matrixu skalních výchozů skládající se ze tří hlavních komponent. Silikátové minerály, sulfátové soli a oxidační železem bohaté fáze, především hematit. Množství kationů ukazuje, že složení výchozů je odvozeno z původního olivinického bazaltu. (Knoll, 2005)

Elementární složení výchozů na Eagle crater bylo měřeno pomocí APXS. Byli zaznamenány obzvláště vysoké koncentrace síry s nejméně 25 hmotnostních procent SO₃ na některých lokalitách. Tento podíl síry je vyšší než jinde v půdě na Meridian Planum. Naproti tomu obsah Cl zvýšený není. Vyšší koncentrace S ve výchozech je lehce vysvětlitelná přítomností velkého množství sulfátových solí. Mössbauer spektrometr detekoval železité sulfátový minerál jarosit [(K,Na,H₃O,X⁺)Fe³(SO₄)₂(OH)₆] na celém skalním výchozu. (Squyres, 2004)

Jarosit je dobrým indikátorem prostředí, protože se sráží pouze z kyselých roztoků. Tudiž, kyselost ze síry se musela uplatnit na silném vlivu při zvětrávání bazaltů a následné sedimentaci na Meridiani Planum. To, že je jarosit pořád nalézán ve výchozech hornin indikuje, že tyto horniny nebyli před vznikem v interakci s vodou o pH nižším než 4-5. (Knoll, 2005)

Data z Mini-TES, udávají značné množství Mg a Ca sulfátů. Pokud je všechen Mg a 2/3 Ca přítomen ve formě sulfátů, zbytek S se nachází v jarositu. APXS data ukazují, že elementární složení této hmoty má bazaltický charakter, ale důkaz pro primárně vyvřelé minerály chybí. Detekce Mini-TES malého množství olivínů, pyroxenů a živců ve výchozech je nejlépe vysvětlitelné jako kontaminace povrchu množstvím bazaltického písku transportovaného větrem. Mössbauer spektrometr nedetekoval žádný olivín ve výchozech, které odkryl RAT. (Squyres, 2004)

Na povrchu, například v depresi Berry Bowl, se vyskytují i malé kuličky. Jsou ovšem menší, než rozlišovací schopnost sond vyslaných na Mars. Proto se nedají zkoumat přímo, ale studují se jejich akumulace, což nedává zcela přesné výsledky. Tyto akumulace dávají silný signál pro Fe a poměr Fe/Mn typický pro hematit. Ale ne všechny hematit se vyskytuje ve formě kuliček. V jiných oblastech ho ale bylo detekováno méně. (Squyres, 2004)

Hematit tvoří asi 7 % horniny. Sekundární železitá složka tvoří asi 4 hmotnostní % a byla identifikována Mössbauer spektrometrem jako Fe^{3D3} – pevná fáze, která není prozatím přesně mineralogicky určena. Železité minerály v horninách odkryvů dokládají oxidační podmínky při jejich depozici a diagenézi. (Knoll, 2005)

Závěr

Mars a Země mají mnoho společného. Obě planety mají pahorkatiny, kaňony, pouště, sopky a polární čepičky. Taktéž mají i koryta řek, ačkoli na Marsu jsou teď suchá. Mars má některé mimořádné pozoruhodnosti. Jednou z nich je Olympus Mons, největší sopka v Sluneční soustavě. Další je Valles Marineris, soustava kaňonů, táhnoucí se více než 4800 km - asi jako celá šířka USA.

Póly a střední šířky na Marsu obsahují velké rezervoáry vodního ledu, včetně $5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$ polárních vrstevnatých uloženin, více než $6 \cdot 10^4 \text{ km}^3$ ve středních šířkách pokryvů a ledem bohatých sedimentů a $3 \cdot 10^2 \text{ km}^3$ v sezónních čepičkách a atmosféře. Pokud by tyto známé rezervoáry roztály, zformovaly by vrstvu vody 35 m mocnou kolem celé planety. Části těchto rezervoárů se pravděpodobně přemístí do nejnižších šířek za 10^5 - 10^6 let. Akvifery, tající sníh, nebo obojí produkovali tekutou vodu na povrchu v blízké minulosti, a tyto oblasti stále udržují naději pro budoucí výzkum existence předešlého života na Marsu.

Výzkum povrchu planety však nemůže vycházet jenom z morfologických podobností s útvary na Zemi. Jisté analogie zde sice jsou, ale je nutno přistupovat k Marsu jako k zcela jedinečnému objektu, kterého porozumění a případné využívání je nutno podrobně prozkoumat. Výsledky ze studia mineralogie a chemie povrchových hornin dávají mnohem hmatatelnější důkazy. Současné aktivity vesmírných institucí se zaměřují na konstruování stále dokonalejších a přesnějších zařízení, které poskytnou detailnější data o historii i současnosti Marsu, ale jejich získání je jen začátkem v nesmírně obtížném procesu jejich správné interpretace.

Seznam použité literatury:

- Baker V.R., 2001 Water and the martian landscape. *Nature* 412: 228-236
- Baker V.R., 2006 Geomorphological Evidence for Water on Mars. *Elements* June 2006, Vol 2, :139-143
- Byrne S., Murray B.C., 2002 North polar stratigraphy and the paleo-erg of Mars. *Journal of Geophysical Research* 107(E6): 5044, DOI 10.1029/2001JE001615
- Cabron N.A. and Grin E.A., 2005 Ancient and Recent Lakes on Mars. In: Tokano T. (ed.), 2005. *Water on Mars and Life, Adv. Astrobiol. Biogeophys.* (Springer, Berlin Heidelberg 2005), DOI 10.1007/b12040, 339 str.
- Christensen P.R., 2006 Water at the Poles and in Permafrost Regions of Mars. *Elements* June 2006, Vol 2, :151-155
- Head J.W. and 13 coauthors, 2005 Tropical to mid-latitude snow and ice accumulation, flow and glaciation on Mars. *Natur* 434: 346-351
- Heldmann J.L. and Mellon M.T., 2004 Observations of martian gullies and constraints on potential formation mechanisms. *Ecarus* 168: 285-304
- Herkenhoff K.E., Plaut J.J., 2000 Surface ages and resurgencing rates of the polar layered deposits on Mars. *Icarus* 144: 235-253
- Hoffman N. (2000) White Mars: A new model for Mars' surface and atmosphere based on CO₂. *Icarus* 146: 326-342
- Hvidberg Ch.S., 2005. Polar caps. In: Tokano T. (ed.), 2005. *Water on Mars and Life, Adv. Astrobiol. Biogeophys.* (Springer, Berlin Heidelberg 2005), DOI 10.1007/b12040, 339 str.
- Knoll A.H. and Squyres S.W., 2005 Sedimentary rocks at Meridiani Planum : Origin, diagenesis, and implications for life on Mars. *Elsevier, Earth and Planetary Science Letters*, Volume 240, Issue 1, pages 1-10

Kuzmin R.O., 2005. Ground Ice in the Martian Regolith. In: Tokano T. (ed.), 2005. Water on Mars and Life, Adv. Astrobiol. Biogeophys. (Springer, Berlin Heidelberg 2005), DOI 10.1007/b12040, 339 str.

McSween H.Y. Jr, Water on Mars. Elements June 2006, Vol 2,:135-137

Moore J.M., Howard A.D., 2005 Large alluvial fans on Mars. Journal of Geophysical Research 110, E04005, doi 10.1029/2004JE002352

Squyres S.W., JP. Grotzinger, R.E. Arvidson, J.F. Bell, W. Calvin, P.R. Christensen, B.C. Clark, J.A.Crisp, W.H. Farrand, K.E. Herkenhoff, J.R. Johnson, G. Klingelhofer, A.H. Knoll, S. M. McLennan, H.Y. McSween Jr., R.V. Morfia, J.W. Rice Jr., R. Rieder, L.A. Soderblom. In Situ Evidence for an Ancient Aqueous Environmental at Meridiani Planum, Mars. Science vol 306, 3 december 2004

Tokano T. (ed.), 2005. Water on Mars and Life, Adv. Astrobiol. Biogeophys. (Springer, Berlin Heidelberg 2005), DOI 10.1007/b12040, 339 str.

Universe. Dorling Kindersley Limited, 2005 české vydání: Vesmír-obrazová encyklopedie (2005), Euromedia Group k.s. - Knižní klub v Praze ISBN 80-242-1668-X, str. 160-163, 169-171

Internetové zdroje:

<http://www.astrobio.net/news/article62.html>, 20.07.2007

<http://www.astrobio.net/news/article1544.html>, 20.07.2007

<http://space-nasa.com/15-mar-2007-esa-1.html>, 20.07.2007

<http://www.astrobio.net/news/article62.html>, 20.07.2007

Obrázky:

http://www.esa.int/esaMI/Mars_Express/SEMLF6D3M5E_1.html, 12.05.2008

<http://astrobio.net/news/article62.html>, 12.05.2008

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA00161>, 12.05.2008

<http://www.daviddarling.info/encyclopedia/M/Marspoles.html>, 12.05.2008

<http://www.exo.net/~pauld/Mars/4snowflakes/martiansnowflakes.html>, 12.05.2008