

Mars kérdőjelei

Miért nem létez(het)ett sohasem folyékony víz a Mars felszínén?

Planetológia tanulmány, 2013.

Gesztesi Albert

Bevezetés

Korunk Mars kutatásának középpontjában, első sorban az a motiváció, hogy van-e, vagy volt-e valamikor is megfelelő mennyiségű víz, vízfolyás a bolygó felszínén, ami potenciális életteret biztosított volna valamiféle élő szervezetek számára. A Mars a legkönnyebben tanulmányozható földtípusú égitest, és űreszközökkel könnyen elérhető.

Már az első önálló laboratóriumok, amelyek leszálltak a Marsra – a Viking-1 és -2 – arra lettek készítve, hogy életnyomok után kutassanak. Az egyéb tudományos vizsgálatokon kívül valamennyi további leszálló egységnek feladata volt és ma is az, hogy életnyomokat keressen, illetve igyekezzen kimutatni egy ősi, a maitól lényegesen eltérő marsi környezet létezését, amelyben folyékony felszíni víz létezhetett.

A szokásostól eltérően más oldalról igyekszem megközelíteni a Marssal kapcsolatban felmerült kérdéseket és talán szokatlan magyarázatokat adok a bolygó ma megfigyelhető morfológiájára.

Nem kérdőjelezhető meg az a megállapítás, hogy a Mars egy hideg és száraz égitest. Átlaghőmérséklete jóval a víz olvadáspontja alatt van. Ennek ellenére láthatók a felszínén olyan képződmények, amelyek keletkezéséhez folyékony közeget – általában vizet – tartunk szükségesnek. Joggal gondolhatunk tehát arra, hogy ha nem most, hát a távoli múltban meg lehettek a fizikai feltételei annak, hogy tartósan megmaradjon a Mars felszínén a folyékony víz. Ehhez magasabb hőmérsékletet és nagyobb atmoszférikus nyomást kell feltételezni. A kutatók többsége állítja, hogy a fiatal Mars – 3-4 milliárd évvel ezelőtt – sokkal barátságosabb bolygó volt, sűrű, meleg légkörrel, folyókkal és tengerekkel. Próbáljuk meg kordában tartani színes fantáziánkat és vizsgáljuk meg alaposabban a kérdést!

Planetáris környezet változása

Napunk, mint egy fősorozatbeli csillag, keletkezését követően hidegebb volt és csak fokozatosan melegedett fel arra az értékre, amit napjainkban tapasztalunk. Belsejében az energiatermelést a hidrogén atommagok fúziója biztosítja, melynek során hélium-magok keletkeznek. A hélium egyre nagyobb tömegben koncentrálódik a magjában, minek következtében a hidrogén-fúzió kitolódik annak felszínére. Így a fúzió zónája egyre közelebb kerül a csillag felszínéhez, ahonnan a felszabaduló sugárzó energia könnyebben ki tud jutni. A napfizikusok által általánosan elfogadott tény, hogy a fiatal Nap mindössze 70%-át produkálta a mai sugárzási teljesítményének (luminozitásának).

Szerencsére egy bolygó felszínének hőmérsékletét csak mintegy negyed akkora mértékben befolyásolja a Nap luminozitásának változása (Stefan-Boltzman törvény). Ezért a korai Föld átlaghőmérséklete a mainak kb. a 91%-a volt.

Keringése során a Mars átlagosan 1,52-szer távolabb jár a Naptól, mint a Földünk. Mivel a besugárzás mértéke a távolság négyzetével változik, a Mars minden négyzetmétere csak 43%-át kapja annak a sugárzó energiának, mint ami a mi bolygónk egy négyzetméterére jut. Ezt, a Mars körül keringő, és a felszínére leszállt űrszondák mérései is megerősítik. Jelenleg a Mars közepes felszíni hőmérséklete ~218 K fok (-55 C fok) és a nagyon ritka atmoszféráját (felszíni nyomása 6.5 mbar) 96%-ban szén-dioxid alkotja, melynek jelentős része a pólusok vidékén kifagyott a felszínre. A távoli múltban – a fiatal Nap gyengébb sugárzása miatt – a Mars felszíne csak 30%-át kapta annak az energiasugárzásnak, mint ami napjainkban a Földet éri. Ez azt jelenti, hogy az ősi Mars

átlaghőmérséklete nem lehetett több mint ~ 196 K fok (-77 C fok), aminek következtében fagyott szén-dioxid boríthatta az egész felszínét (1 mbar-nál kisebb légnyomás mellett).

Az ősi Mars még hidegebb, még szárazabb volt, és alacsonyabb volt a légnyomás a felszínén.

A légkör stabilitása

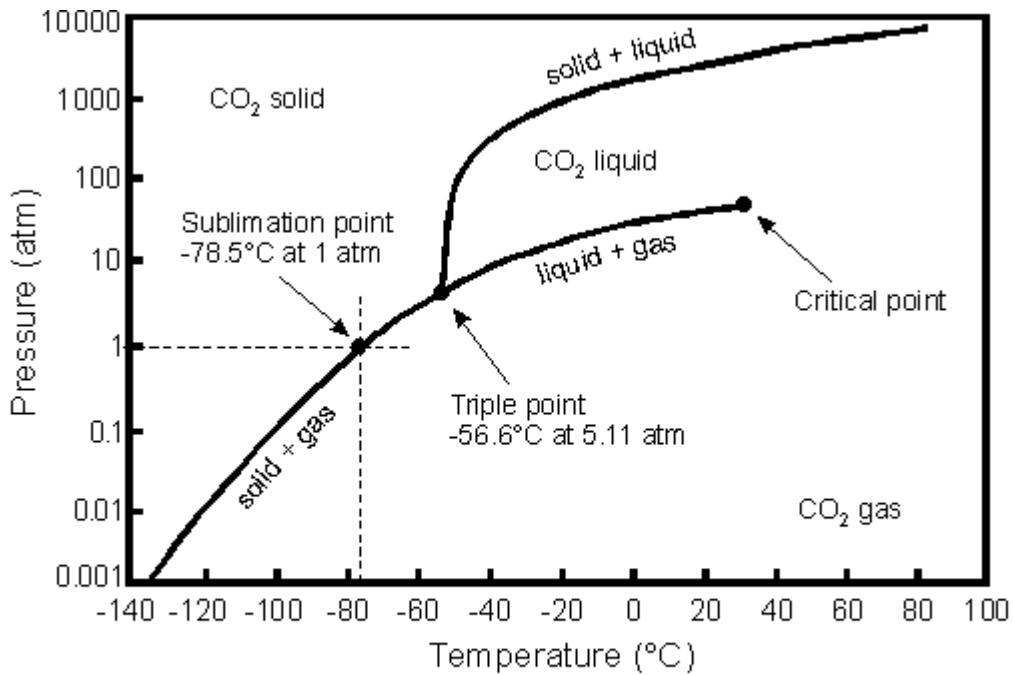
A lényeges kérdés: ha a múltban a Mars önfenntartóan stabil légkörrel rendelkezett, miért nincs ez így mind a mai napig? A Noach-i korú felszíni alakzatokon nem látszanak olyan eróziós nyomok, amelyek sűrűbb légkör meglétére utalnának. Ha a Mars éghajlata egykor meleg és nedves volt, akkor a szervetlen (vagy szerves) kémiai folyamatoknak gyorsan el kellett fogyasztaniuk a légkör CO_2 tartalmát és a felszínen karbonátos kőzetlerakódásokat kellett volna képezniük, a számítások szerint legalább 50 méter vastagságban, az egész bolygóra kiterjedően.

Ezzel szemben a spektroszkópiai vizsgálatok és a felszíni kőzetelemzések ennek nyomát sem mutatják.

Figyelembe kell venni azt is, hogy a Marsnak nincs nagy tömegű holdja, ezért a forgástengelyének térbeli helyzete instabil. Modellezve a forgástengelyének mozgást, azt találjuk, hogy a mostani $25,2$ fokhoz viszonyítva elég nagy értékek között – 12 és 35 fok között – változhatott a hajlásszöge, attól függően, hogy milyen matematikai modellt használunk. Amikor a tengelyhajlás kicsi, mindkét pólus hideg marad és a légköri nyomás kicsi (1 millibar körüli). Olyankor viszont, amikor nagy a tengelyhajlás, akkor az éppen Nap felé forduló pólusa felmelegszik, és eltűnnek róla a jégsapkák (vastagságuk néhány száz méter). Ugyanakkor azon a póluson, amelyiken éppen tél van, megindul a fagyott anyag felhalmozódása, de időbe kerül, amíg az atmoszféra átszállítja az anyagot egyik pólusról a másikra, aminek során egy közepes atmoszférikus nyomás maradhat fenn (néhányszor 10 millibar?). A Mars Reconnaissance Orbitersar radarmérései több mint két kilométeres mélységig feltárták a Polar Layered Terrain, az északi jégsapka rétegeit, azonban nem tudták kimutatni jeleit egy korábbi melegebb éghajlati korszaknak.

Nem zárható ki azonban annak a lehetősége, hogy a korai Noach-i korban a meteorikus bombázás oly méreteket öltött, hogy a kéreg egy része forró, olvadt állapotba került. Az ilyen területek fölött hosszabb-rövidebb ideig kedvezőbb (sűrűbb, melegebb, csapadékosabb) légköri viszonyok uralkodhattak. Ezt követően hetek, hónapok, esetleg évek alatt a terület annyira lehűlt, hogy a lokális sűrűbb atmoszféra összeomlott.

A korai Mars klimatikus viszonyainak vizsgálta és modellezése meglepő eredményt hozott. Jelenleg a Mars felszínén az atmoszférikus nyomás 0,006 bar, de tételezzük fel, hogy az ősi atmoszféra ennél sűrűbb volt (0,1-1 bar). A több paramétert figyelembe vevő vizsgálat eredményei szerint fagyponthoz feletti hőmérsékletet az atmoszféra nyomása sohasem engedett meg. Ugyanis, amikor az atmoszféra nyomása kicsi (< 1 bar), akkor a CO_2 üvegház hatása jelentéktelen. Amikor a nyomás emelkedik, a CO_2 kifagyási hőmérséklete is megemelkedik, ezért a CO_2 elkezd hó formájában elkezd kihullani az atmoszférából. Ez hűti az atmoszférát a látens hő kivonásával. A szén-dioxid hó egy világosabb, nagyobb albedójú felszínt hoz létre.



Pressure-Temperature phase diagram for CO₂.

2. ábra

A CO₂ fázisdiagramján látható, hogy a nyomással együtt nő a kondenzációs hőmérséklet.

Az atmoszféra állapota teszi lehetővé, hogy folyékony víz létezzen egy bolygó felszínén. Minden bolygónál az ősatmoszféra első sorban hidrogént és héliumot tartalmazott. Ez a gáz-összetétel nagyon hasonlított a Napéhoz: 94,2% H, 5,7 He, minden többi 0,1%. A négy belső bolygó (Merkúr, Vénusz Föld és a Mars) elvesztették eredeti légkörüket. A mai, úgynevezett másodlagos légkörük, főleg az égitestek kigázosodásából származik. A négy külső (óriás) bolygó a nagy tömegük és alacsony hőmérsékletük miatt képesek voltak megtartani eredeti atmoszférájukat.

A melegebb, föld-típusú bolygók elvesztették a hidrogént és a héliumot. A fennmaradó elemek szilikátokkal léptek reakcióba (vas, olivin, piroxén), valamint jeges anyagok formájában maradtak meg. A sziklás és jeges anyagok keveredtek a korai kéregben és a köpenyben. Ha kicsi volt az égitest és gyorsan hűlt, akkor elkülönülve a köpenybe záródtak (pl. Galilei-holdak). Ha az égitest nagy tömegű és méretű, akkor a hűlés sokkal lassabb volt, amihez jelentős radioaktív fűtés is hozzájárult. A kéregben lejátszódó tektonikai folyamatok vagy vulkáni tevékenység eredményeképpen a kéregbe, köpenybe zárt jeges anyagok kigázosodnak az atmoszférába. A másodlagos légkör kialakulásánál nem szabad megfeledkezni a kívülről – aszteroidák és üstökösök révén – érkező gáz- és folyadék mennyiségről.

A kigázosodás kémiai összetétele és így a másodlagos légkör összetétele hasonló volt a Vénusz, a Mars és a Föld esetében: H₂O 58%, CO₂ 28%, SO₂ 18%, N₂ 5% és nyomokban nemesgázok (Ne, Ar, Kr).

Evolution of TP atmosphere from secondary outgassing

secondary atmosphere (outgassing)		Venus (hot)		Earth (warm)		Mars (cold)	
H ₂ O	58%	H ₂ , oxides	<0.1%	oceans	<1%	ice	<0.1%
CO ₂	23%	—	97%	carbonite rock life photochemical	<1%	—	95%
SO ₂	13%	sulfuric acid	<1%	sulfur rocks	<0.1%	sulfur rocks	<0.1%
N ₂	5%	—	2%	—	78%	—	3%
noble gases	1%	—	0.5%	—	1%	—	2%
mass		thick		thick		thin	

1. táblázat

A másodlagos légkör fejlődésének legfontosabb katalizátora a víz! Az Ósföld hőmérsékleti viszonyai között folyékony víz boríthatta a felszínét. A CO₂ viszonylag jól oldódik a vízben, ami karbonátos kőzetek képződéséhez vezetett és redukáló légkört hozott létre. Első sorban relatíve a N₂ dúsult fel a légkörünkben. A magas oxigéntartalom az élőlények hatására keletkezett.

A Vénusz hőmérsékleti viszonyai mellett a H₂O eleve nem lehetett folyékony, mert elpárolgott, azután disszociált a felsőlégkörében és legnagyobb része megszökött. A CO₂ pedig önmagában nem tudott kémiaiilag beépülni a felszíni vulkanikus kőzetekbe. Maradt, mint fő összetevő a légkörben.

A Mars már a kialakulását követően is túl hideg volt ahhoz, hogy folyékony víz létezett volna rajta. A jég nem tudja megkötni a szén-dioxidot, így ez maradt az elsődleges légköri összetevő.

Két fontos paraméter; a szökési sebesség és a hőmérséklet határozza meg a bolygólégkörök sűrűségét és összetételét.

A bolygólégkör vastagsága a gravitációs gyorsulás értékétől és a gáz hőmérsékletétől függ. A gravitáció és a hőmérséklet egymással szemben fejtik ki hatásukat. A magasabb hőmérséklet megpróbálja eloszlatni a légkört, míg a gravitáció igyekszik megtartani. Ha kicsi a gravitációs gyorsulás – mondhatnánk azt is, hogy a szökési sebesség – akkor a bolygó kevesebb gázmolekulát képes fogva tartani. A hőmérséklet a molekulák mozgási sebességét befolyásolja.

Melegebb gázban gyorsabban mozognak az azonos tömegű részecskék, mint egy hidegben. Azonos hőmérséklet és nyomásviszonyok között a molekulák különböző sebességgel mozoghatnak, egyik gyorsabban, másik lassabban. Ezért átlagsebességről kell beszélnünk.

Az átlagsebesség tömegfüggése arra is magyarázatot ad, hogy milyen az adott bolygó atmoszférájának szerkezete. Hogy egy molekula mennyire távolodik el a felszíntől, az attól függ, hogy milyen gyorsan mozog, és mekkora a gravitáció. A könnyebb molekulák egyaránt megtalálhatók a felszín közelében, és a magasban, ahol a gravitáció gyengébb. Ám ezek a molekulák a magaslégből nagy valószínűséggel meg fognak szökni.

Egy másik fajta légköri veszteség akkor lép fel, amikor a felsőlégkör abszorbeálja a Nap UV sugárzását. Ettől felmelegszik és kitágul, felfelé áramlik és magaslégből szelet képezve kiáramlik a bolygóközi térbe.

Ha egy gázcsepe átlagos sebessége közel van a szökési sebességhez, akkor annak a gáznak nem maradnak meg a részecskéi több milliárd éven keresztül. Az általános szabály az, hogy ha egy gáz átlagos molekulasebessége kisebb, mint a szökési sebesség 0,2-szerese, akkor 1 milliárd év alatt

ennek a gáznak a fele el fog szökni. Ha az átlagos sebesség nagyobb, mint a szökési sebesség, akkor több mint a fele eltűnik 1 milliárd év alatt.

100 km magasságban a Mars felszíne felett a szökési sebesség 4460 m/s. A vízmolekulák a magaslégtérben disszociálódnak hidrogénre és oxigénre. 240 K fokkal számolva a hidrogénatomok átlagos sebessége és 2530,0 m/s-nak adódik. Ugyanez az oxigén atomokra 513,0 m/s. A szén-dioxid és a kén-dioxid molekulák kötése erősebb, nehezebben disszociálódnak. A szén-dioxid molekulák átlagsebessége 438 m/s, a kén-dioxidé pedig 363 m/s lesz. Ezek az értékek azt mutatják, hogy a Mars, - ha egyáltalán valamikor rendelkezett sűrűbb légkörrel – azt nagyon hamar elvesztette.

Van a légkörvesztésnek nem termikus oka is. A mágneses tér, valamint az aszteroida- és üstökös becsapódások is erodálhatják a légkört. A Nap UV- és röntgensugárzása ionizálja a felsőlégkör atomjainak egy részét, ami által elektromos töltést kapnak. Ezek a magnetoszférában csapdába esnek és a mágneses erővonalak mentén spirális mozgást végeznek a két pólus között. Amikor pl. egy gyorsan mozgó hidrogén ion (proton) ütközik egy semleges atommal, el tud tőle lopni egy elektront. Ez az úgynevezett töltés-csere. Így már semlegessé válik, és sebességét megtartva el tud szökni a bolygó légköréből. A mágneses erővonalak a napszél hatására hosszan elnyúló uszályt képeznek, amelyek nem hurkok, hanem nyitottak a bolygóközi térben. Az ionok pedig ezeken a nyitott erővonalakon keresztül végleg elszökhetnek.

A Marsnak nincs jelentős mágneses mezeje, így magnetoszférája sem, a napszél egyszerűen lesodorhatja az atmoszférájának részecskéit. Ezt a folyamatot nevezzük sputtering-nek, vagy porlasztásnak. A nagyenergiájú napszél ionokkal való ütközések annyira felgyorsíthatják az atmoszféra molekuláit a légkör tetején, hogy azok elérik a szökési sebességet.

Miről árulkodnak a marsi kőzetek?

A MIT és a Caltech (California Institute of Technology) két kutatója, Benjamin Weiss és David Shuster marsi meteoritok vizsgálata alapján arra a következtetésre jutott, hogy a Mars felszíne legalább 4 milliárd éve fagyott állapotban van. Állítják, hogy az elmúlt 4 milliárd évben a bolygó sohasem volt olyan meleg, hogy hosszabb ideig folyékony víz lett volna a felszínén. Vizsgálataik az úgynevezett „nakhlite” meteoritokra (az első ilyen meteoritot az egyiptomi El Nakhla közelében találták meg) és a nevezetes ALH84001 meteoritra terjedtek ki. Mások ez utóbbiban nanobaktériumokhoz hasonló mikroszkopikus képződményeket véltek felfedezni.

Shuster és Weiss geokémiai módszerekkel próbálták meghatározni az egyes meteoritok „termikus történelmét” azaz mekkora és milyen hosszú ideig voltak magasabb hőmérsékletnek kitéve.

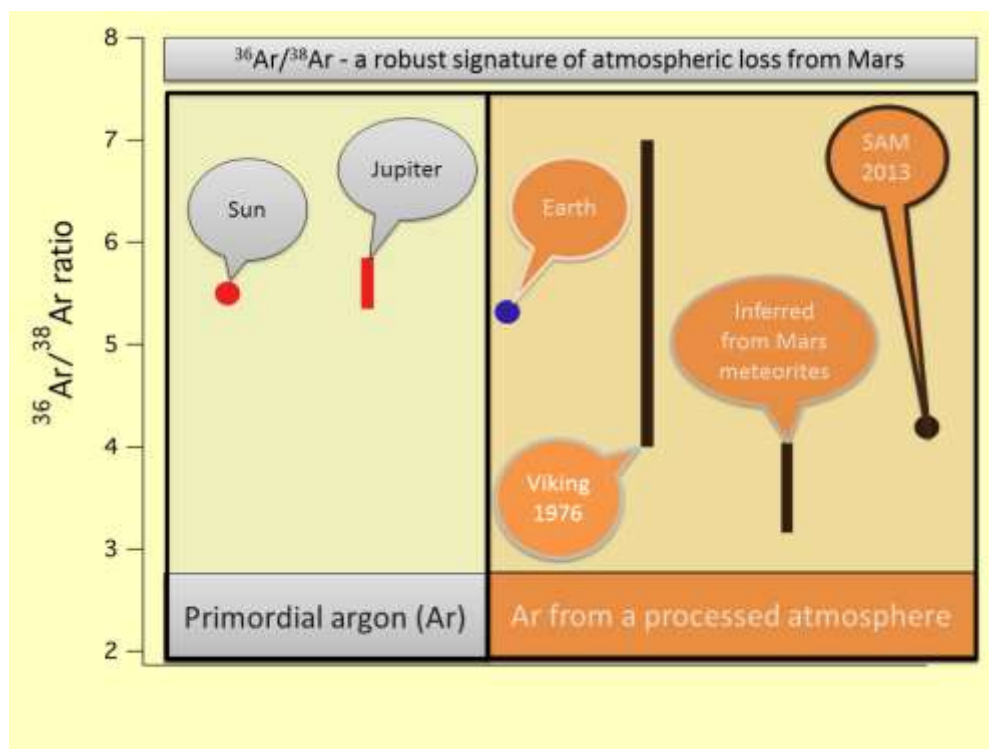
Két különböző dolgot kellett figyelembe venni: milyen hőhatásnak voltak kitéve a Mars felszínén, valamint, hogy mekkora hősokkot kellett elviselniük 11-15 millió évvel ezelőtt, amikor egy kozmikus becsapódás nyomán kiszakadtak a bolygó felszínéből, valamint a földi atmoszférába érkezésükkor. Arra a következtetésre jutottak, hogy az ALH84001 az elmúlt 15 millió évben egyszeri alkalommal, nagyon rövid időre maximum 650° C fokra melegedett fel. A nakhlitok, amelyek csak nagyon kismértékű mechanikai sérülés nyomait mutatják, nem valószínű, hogy a víz forráspontjáig melegedtek volna az elmúlt 11 millió év alatt.

A meteoritok korábbi hőtörténetére vonatkozóan az argon tartalmuk nyújt információt. Az ilyen vizsgálatokat az University of Arizona és a NASA Johnson Space Center laboratóriumaiban végezték el. Az argon, amely a radioaktív kálium bomlásából származik, egyaránt megtalálható a meteoritokban és a földi kőzetekben. Mivel nemes gáz, ezért kémiaiilag nem aktív, vagyis hosszú időn keresztül változatlanul megmarad a kőzetekben. A kálium izotóp bomlásának mértéke (felezési ideje) pontosan ismert, ezért az argon/kálium arány megmérése alkalmas a kőzetek korának megállapítására. Azonban az argon eléggé illékony gáz, idővel „elszökik” a kőzetekből. Minél magasabb a kőzet hőmérséklete, annál nagyobb mennyiségű argont veszít el. A hidegebb sziklák több argont képesek megtartani. Ebből következtetni lehet a maximális hőmérsékletre, amely egy adott kőzetet érhetett.

Shuster és Weiss elemzése azt mutatják, hogy a Mars felszínén ezek a sziklák 4 milliárd éven keresztül „mélyhűtőben” voltak.

A Curiosity méréseiből is azt valószínűsítik, hogy a bolygó 4,6 milliárd éves történetének már az első egymilliárd évében elillant a légkör. Az önjáró laboratórium SAM (Sample Analysis at Mars) műszerével az eddigiéknél sokkal pontosabban meg tudják mérni a Mars atmoszférájának kémiai összetételét, és meg tudják állapítani az izotóparányokat.

Ebből a szempontból is az argon és annak izotópja a legalkalmasabb a vizsgálatokra. A Mars légkörében az argon két izotópja, a nehezebb Ar^{38} és a könnyebb Ar^{36} összességében 1,6 százalékban fordul elő. Ezek alkalmasabbak a bolygó légkörvesztésének vizsgálatára, mint a korábban alkalmazott H/D (hidrogén/deutérium) arány.



3. ábra

A Curiosity mérési adatai szerint jelentős mennyiségű Ar^{36} hiányzik a légkörből. Az $\text{Ar}^{36}/\text{Ar}^{38}$ arányra meghatározott érték 4,19 (+/-0,035). Ez az arány jóval alacsonyabb, mint a Naprendszerben tapasztalható eredeti arány (5,5), ami azt támasztja alá, hogy lehetett a Marsnak egykor sűrűbb légköre, de annak 85-95%-át nagyon korán elvesztette.

A felszín

A ma már gyenge minőségűnek számító földi teleszkópos megfigyelések után, a Mars közelébe jutó űreszközök képalkotó berendezései az elektromágneses spektrumnak mind a látható, mind pedig a nem látható tartományában feltérképezték a Mars felszínét. A keringő űrszondák felvételeinek felbontása eléri a néhány decimétert. A lézeres magasságmérések pontossága 1 méter körüli. A felszínen működő laboratóriumok pedig a kőzetek milliméter alatti struktúráját képesek vizsgálni.

Általánosságban megállapítható, hogy a Mars jellemző tájtípusa a por- illetve a kőszirt és ezek keveréke. A pólusokhoz közeledve permafroszt formák a jellemzők. (Vastitas Borealis).

Mivel a földi értelemben használatos „talaj” megnevezés nem alkalmazható a Mars felszínét változó vastagságban borító törmelékes kőzetrétegre, jobb híján regolitnak kell neveznünk. Talaj ugyanis a földkéreg legkülső, laza kőzetrétege, amelyben mindig található szerves anyag. Képződésében bonyolult kémiai és biológiai folyamatok játszottak közre. A regolit viszont csak szerves anyagokat tartalmaz. Por, (hamu), homok és kőzetrétegek keveréke. Szerkezete, összetétele nem állandó. Keletkezését tekintve különbözik a Hold felszínét borító regolittól. Míg az, az inszolációs

mállás-aprózódás, valamint a meteorikus becsapódások során keletkezett, addig a marsi regolit keletkezésében és felhalmozódásában jelentős szerephez jutottak az atmoszférikus hatások, és a szél. (Ezt tisztázva, az egyszerűbb fogalmazás kedvéért a továbbiakban előfordulhat, hogy a „talaj” megnevezést használom.)

A regolit vastagsága nullától néhány ezer méterig terjedhet. A legtöbb természetes feltárás (szakadékok pereme, tereplépcső, völgyoldal, stb.) tanúsága szerint szerkezete réteges, ami arra enged következtetni, hogy üledékképződéssel keletkezett. Azonban ez az üledékképződés nem vízi, hanem szárazföldi, egyrészt eolikus felhalmozódás, másrészt az atmoszférikus kihullás – egyfajta csapadékképződés – eredménye. Ez utóbbi lehet a jelentősebb, ezért ezt a folyamatot részletesebben kell megvizsgálni.

Regolit rétegek képződése

Induljunk ki abból a munkahipotézisből, hogy a Mars atmoszférájának fizikai paraméterei (sűrűség, felszíni légnyomás, hőmérséklet) az évmilliárdok során alig változtak.

Napjainkban a légköri nyomás 7 mbar körüli, ami a földi értéknek a század részét sem éri el. Viszont erős évszakos ingadozást mutat. Amikor a déli félgömbön beköszönt a nyár, a sarki jégsapkából jelentős mennyiségű szén-dioxid szublimál a légkörbe, ilyenkor a nyomása akár a 9-10 mbar értékre is emelkedhet. A Mars pályaexcentricitása 0,0934, ami azt jelenti, hogy naptávolsága 207 és 249 millió km között változik.

A Nap areocentrikus hosszúsága (Ls)	Mars északi félgömbje	Mars déli félgömbje	Évszak hossza SOL-ban	Évszak hossza földi napokban	Földi évszakok hossza
0° – 89°	Tavaszi	Ősz	193,30	198,61	92,764
90° – 179°	Nyár	Tél	178,64	183,55	93,647
180° – 269°	Ősz	Tavaszi	142,70	146,62	89,836
270° – 360°	Tél	Nyár	153,95	158,18	88,997

3. táblázat

Minden évszakban előfordulhatnak porviharok a bolygó légkörében. Tömegében és kiterjedésében a legnagyobb porvihar nem sokkal a déli féltekén bekövetkező nyári napforduló után (Ls = 285) keletkezik, de egy kisebb, másodlagos csúcs az északi félteke nyarán (Ls = 105) is jelentkezik.

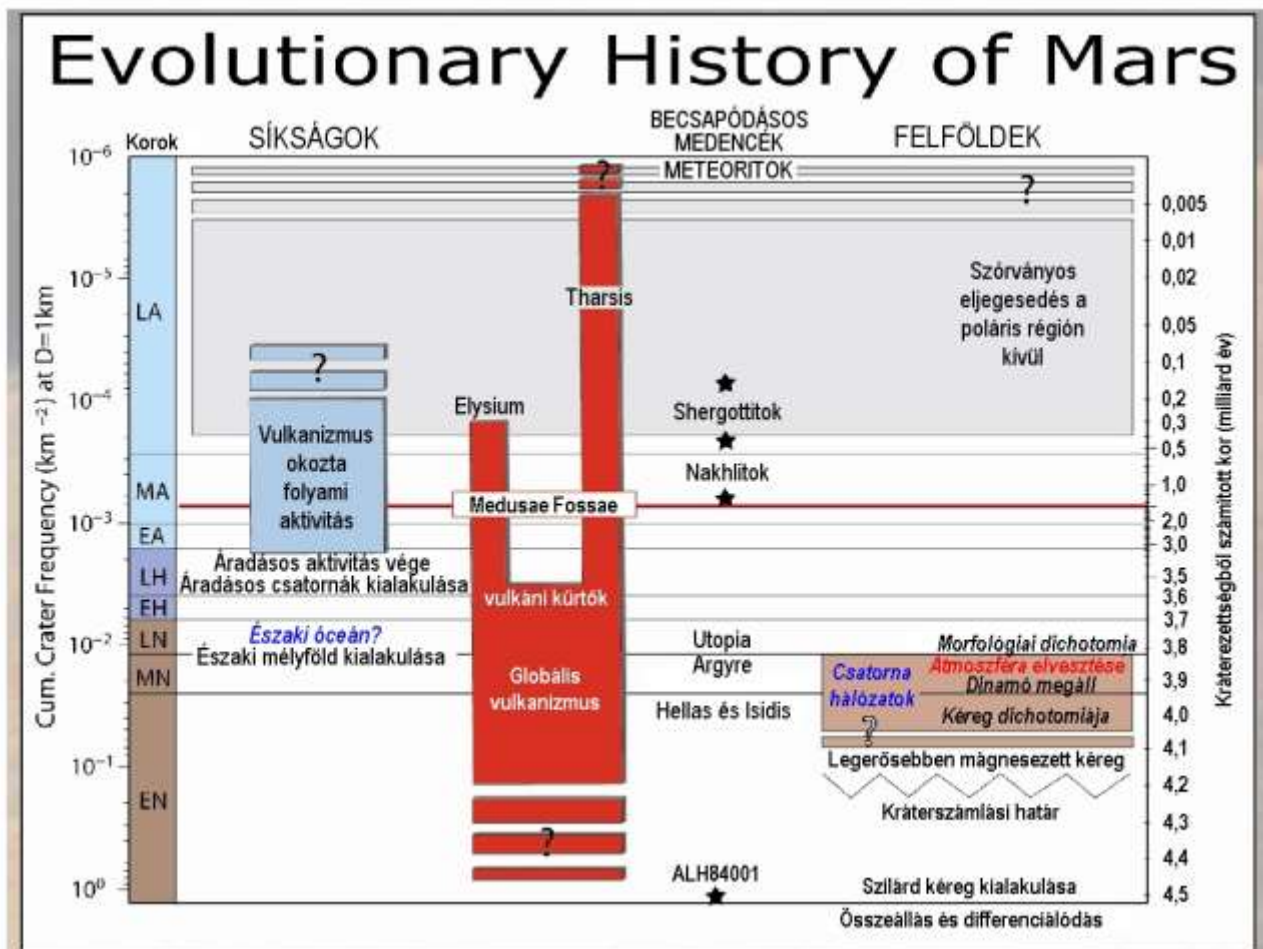
A statisztikai elemzések azt mutatják, hogy a porfelhők számának csúcs-időszaka 241 – 270 Ls közé esik. Előfordul, hogy a porfelhő az egész bolygóra kiterjed és több hétig tart, mire kiülekszik a légkörből. A légkörben lebegtetett por egyrészt megnöveli a bolygó albedóját (fényességét), másrészt leárnyékolja a felszín felé áramló napsugárzást. Mindkettő a légkör és a felszín hőmérséklet csökkenését eredményezi.

Egy másik, hasonló globális folyamat, amikor a légkör a működő vulkánok hamujával (pontosabban porával) telítődik. Erről természetesen csak a marsi óriásvulkánok működési időszakában beszélhetünk. Ma nincs tudomásunk aktív vulkáni tevékenységről a Mars felszínén.

A Naprendszer legnagyobb pajzsvulkánjai a Marson vannak. Ezek mellett számos egyéb vulkáni formáció is látható a bolygón; nagy vulkáni kúpok, különös patera szerkezetek, mare szerű vulkáni síkságok és kisebb képződmények. A vulkanizmus nem jellemző az egész égitest felszínére, hanem három nagyobb területen fordul elő. A legnagyobb és legismertebb a Tharsis régió. Sokkal kisebb a három nagyobb vulkánok helyet adó Elysium régió. Végül néhány patera található a Hellas-medence közelében. Fontos megemlíteni, hogy centrális kitérésű kúpokon kívül semmilyen más formája nem ismert a marsi vulkanizmusnak. Legutóbb az Arabia-terra területén nagyon ősi szupervulkanizmus nyomait vélték felfedezni.

A legkorábbi hegyvidéki és mare típusú vulkanizmusnak vége szakadt 3 milliárd évvel ezelőtt, de néhány kisebb pajzsvulkán és vulkáni kúp még működhetett 2 milliárd évvel ezelőtt. A Tharsis

régió óriási pajzsvulkánjainak kora valószínűleg 3,5 – 4 milliárd év lehet, működésüket tekintve viszont a legfiatalabbak. Az Olympus Mons lávafolyásait pl. 100 – 200 millió évesnek becsülik. Amikor a Mars egyes geológiai vagy morfológiai képződményének koráról beszélünk, nagyon ingoványos talajon járunk! Érthető, hiszen nem áll rendelkezésünkre egy a földihez hasonló – paleontológiai alapokra épülő – sztratigráfia. Egyetlen kormeghatározó eszközünk a kráterszámlálás, kráterstatisztika és kráterfedettség. Referenciaként a Hold elég pontosan ismert kráterstatisztikai adatai szolgálnak. Azonban a Mars más planetáris környezetben található (belső aszteroida öv közelsége), valamint nem lehet elég megbízhatóan szétválasztani az elsődleges és a másodlagos becsapódásokkal született krátereket. Az alábbi ábra a Mars egyes képződményeinek a kráterszámlálás alapján becsült korát mutatja.



Elfogadva a kormeghatározási adatokat, láthatjuk, hogy a fő vulkanikus tevékenység a Noach-i kor közepétől a Hesperida kor közepéig tartott, ami nagyon jelentős időtartamot, mintegy fél milliárd évet ölelt fel. A Tharsis és az Elysium óriásvulkánjai még ennél is hosszabban voltak aktívak. A Mars másodlagos légkörét első sorban a vulkáni kigázosodásnak köszönheti. A vulkáni aktivitás során legnagyobb mennyiségben por és gázok hagyják el a kürtőt, és kisebb mennyiségű kőzetolvadék. A földi vulkánok esetében a leggyakoribb anyagok, amelyek a légkörbe kerülnek, a vízgőz, a szén-dioxid és a kén-dioxid. Kisebbségi mennyiségben hidrogén-szulfid, hidrogén, szén-monoxid, hidrogénklorid és hidrogén-fluorid fordul elő. A vulkanikus kigázosodás a Mars atmoszféráját alkotó anyagok egyik fő forrása, és alapvető hatással volt a korai Mars klimatikus viszonyaira. Német szakemberek egy parametrikus termokémiai modellel vizsgálták a CO₂ és H₂O kigázosodásának hatását a marsi légkör evolúciójára. Az eredmények azt mutatják, hogy a korai Mars 0,9-1 bar nyomást biztosító CO₂ mennyiséggel együtt annyi víznek kellett a légkörbe jutnia, amennyivel 20-60 méter vastagságban be lehetne borítani a bolygó felszínét. A legnagyobb intenzitású kigázosodás a pre-Noach-i korban (4,5-4,1 milliárd év) történt, de a teljes Noach-i kor alatt (4,1-3,7 milliárd év) a ~250 mbar nyomás

fenntartásához a CO₂ mellett 5-15 méter vastagságot eredményező vízmennyiségnek kellett kiszabadulnia az égítést belsejéből. A fizikai körülmények talán lehetővé tették a folyékony víz rövid ideig történő megjelenését a felszínen. A kigázosodás hirtelen lecsökkent a Hesperida korban és csak egészen jelentéktelen mértékű volt az Amazoni korban. Az egész folyamat azonban elégtelen a tartós üvegház hatás fenntartásához, ezért úgy vélik, hogy a korai Mars inkább volt hideg, mint meleg és nedves klímájú.

A hosszantartó működés során a gázok mellett hatalmas mennyiségű piroklastikumot, azaz tefrát is a légkörbe juttattak a vulkánok. A tefra a vulkánok által kilövellt mindenfajta szilárd törmelékanyag gyűjtőneve. Ezen belül: hamu a 4 mm-nél kisebb átmérőjű szemcsék, a lapilli mérete 4-32 mm között változik. A vulkáni bombák a 32 mm-nél nagyobb átmérőjű darabok.

A kitörési helytől számítva a legmesszebb a legkisebb szemcseméretű alkotórészek jutnak el. A vulkáni por 0,2 mm-nél kisebb szemcséi tartósan lebegtetett állapotban maradhatnak meg a légkörben, ezért a felszínfedettség szempontjából ennek a frakciónak van a legnagyobb jelentősége. Összetételét tekintve csak becslésekbe tudunk bocsátkozni. Részecskéit – amelyek többnyire apró kristályok – a magma anyaga képezi. A Mount St. Helens 1980-as kitörésekor felszínre került por kémiai összetétele pl. a következő volt: 65% SiO₂, 18% Al₂O₃, 5% Fe₂O₃, 2% MgO, 4% CaO, 4% Na₂O, és 0.1% S. Nyomokban előfordult benne bárium, réz, mangán, vanádium, cink és cirkónium. A sók közül jelentősebb mértékben a NaCl, a KCl, a CaSO₄ és a MgSO₄ volt kimutatható. Ez az összetétel a savanyúbb andezitnek felel meg.

Ismereteink szerint a marsi vulkánok bazaltvulkánok, mert a spektroszkópos vizsgálatok e vulkánok lejtőin minden felé bazaltláva folyásokat mutattak ki. Ez azonban nem jelenti azt, hogy a korábbi, vulkáni kúpot felépítő anyag is bazaltláva lett volna. Sokkal inkább valószínű, hogy kezdetben savanyú effúziós anyag (trachit, dácit, riolit és ezek tufái) került a felszínre. Ezek, ill. ezek salakjai képezhetik a vulkáni kúpok fő tömegét. Ahogy a magmafészkek egyre mélyebbre kerültek, a már meglévő vulkánra ömlött a bazalttakaró, mintegy a vulkanikus tevékenységet lezáró epizódként.

A marsi vulkánosság teljesen más, mint a földi, ugyanis lemeztektonika hiányában csak „forrópont” vulkanizmussal állunk szemben, ami óriási kúpokot eredményezett.

Atmoszférikus kihullás és regolit rétegek keletkezése

Az eddigi kutatások és mérési eredmények alapján biztosan nem tudunk mondani arról, hogy összetételét és szerkezetét tekintve mi rejlik a Marsot beborító vastag regolit rétegben. A morfológiai kép alapján csak gyenge következtetéseket tudunk levonni. Néhol – a leszakadások, völgyoldalak, csuszamlások – bepillantást engednek a törmeléktakaró nagyobb mélységeibe, ezeken a helyeken általában egy globális rétegzettség tárul szemünk elé. Azt is tudjuk a Mars Odyssey űrszonda neutron spektrométerének mérései alapján, hogy a „talajban” jelentős mennyiségű vízjég található.

A Mars felszínén látható folyó- és folyamvölgyek keletkezésének magyarázatakor nem szabad figyelmen kívül hagyni azt, hogy mikor és milyen folyamatok révén jött létre a regolit takaró.

Mivel a legnagyobb jóindulattal sem lehet azt állítani, hogy limnikus, azaz tengeri vagy folyóvízi üledékeket találtak volna a Marson, marad az a megoldás, hogy a regolit első sorban eolikus akkumulációval, azaz szél általi felhalmozással, illetve a légkörből való kihullás által keletkezett. Az egész bolygót részben vagy egészben beborító porviharok kiülepedése mellett a leglényegesebb tényező a vulkáni tefra-szórás lehetett.

Mint fentebb már volt róla szó, a légkörben lebegő porszemcsék leárnyékolják a napsugárzást. A hőmérséklet csökkenése azt eredményezi, hogy a szemcsékre, mint kondenzációs csírákra először a H₂O, majd -76°C alatt a szén-dioxid fagy ki, azaz kristályosodik ki. Mivel az így „hököpenybe burkolt” szemcsék könnyebben egymáshoz tapadnak, mint a szárazak, ezért viszonylag gyorsan nagy pelyheket alkothatnak. (A Mars Express SPICAM spektrométerének mérései szerint – meglepetésre – a Mars atmoszférájában sokkal több vízgőzt találtak, mint korábban gondolták.) Az elnehezült por+jég szemcsék kihullnak az atmoszférából, és lerakódnak a felszínen. Sok száz millió év alatt tekintélyes vastagságban boríthatták be a Mars felszínét. Vastagságát befolyásolhatta az

aktív vulkánoktól való távolság, valamint a globális széláramok iránya és erőssége. Réteges szerkezete elsődlegesen a periódikusan ismétlődő porviharok intenzitásának, valamint a vulkáni működés erősségének a függvénye. A fokozatosan vastagodó regolitba természetesen beágyazódnak a vulkanikus kőzettörmelékek, a nagyobb méretű vulkáni bombák, valamint a meteor-bechapódások során keletkező kőzettörmelék. (Javasolnám egy új elnevezés bevezetését erre a regolit fajtára, amely csak a Marson fordul elő. Az angol szóösszetétel rövidítéséből származó LDFL, (Layered Dust & Frozen Lees), vagyis rétegzett, por-jég üledék lenne talán a legmegfelelőbb).

A rétegekben diagenézis, azaz kőzetté alakulás folyamata kezdődik. A diagenézis az üledék felhalmozódása után történő fizikai és kémiai változások együttese. Kezdődik az ülepedéssel, amikor is a fent említett okok miatt már ebben a szakaszban rétegzettség alakulhat ki. Ezután a mélyebb rétegekben kompaktáció történik, azaz a nyomás hatására tömörödés, térfogatcsökkenés megy végbe. Nagyon hosszú idő alatt, a nyomás, esetleg a hőmérséklet emelkedése miatt a lerakódásban lévő kémiai anyagok átalakulásokat mehetnek keresztül. Ezek lehetnek szöveti változások, ásványkiválások, mállási folyamatok, oldódások, fázisváltozások, stb. Végül fontos megemlíteni az úgynevezett cementációt, amely a szemcsék összetapadása révén a permeabilitást növeli.

Konkrétabban, miről is van szó? Akár a kőzetek aprózódása során keletkező port, akár a vulkáni tefrát nézzük, anyaguk fő alkotóelemei a szilícium-dioxid, a földpátok, olivin, piroxének, amfibolok, csillámok. Ezek ülepednek a felszínre vízjéggel és szén-dioxid jéggel keveredve.

A diagenézis során a Mars regolitjában a fizikai-kémiai folyamatok vízjégből álló rétegeket, szén-dioxid jégből álló rétegeket, tömény sós oldatokat, szulfátos ásványokat és – meglepő módon – agyagásványokat hozhatnak létre. Agyag ugyanis a magmás kőzetekben lévő földpátok mállásából származik. Ez nem csak folyékony víz jelenlétében történhet, hanem ha elegendő idő áll rendelkezésre, akkor a víz fagyáspontja alatt is végbemehet. (agyagásványokat találtak pl. a Tempel-1 üstökös magjában is!) Tehát, ha a Marson agyagásványokat, vagy szulfátokat találunk, az még nem jelenti, hogy valamikor víz borította volna a felszínét!

Viszont, ami lényeges, hogy meglehetősen sok víz fordul elő a talajban, természetesen fagyott állapotban, és összefüggő rétegeket képezhet, ami jó záróréteg a szén-dioxid számára. Ugyanígy a szén-dioxid is nagyobb, összefüggő rétegeket vagy lencsákat alkothat. Mind a víz, mind a szén-dioxid a Mars talajában lehet szilárd, de lehet folyékony állapotban is, a fizikai paramétereiktől függően. A réteg-kibúvásoknál – főleg a déli kitettséggű oldalakon – megolvadhatnak és rövid folyásnyomokat képezhetnek.

Nyomásgradiens kérdése

A hidrosztatikai nyomáshoz hasonlóan, a talajnyomás gyakorlatilag a mélységgel arányosan növekszik.

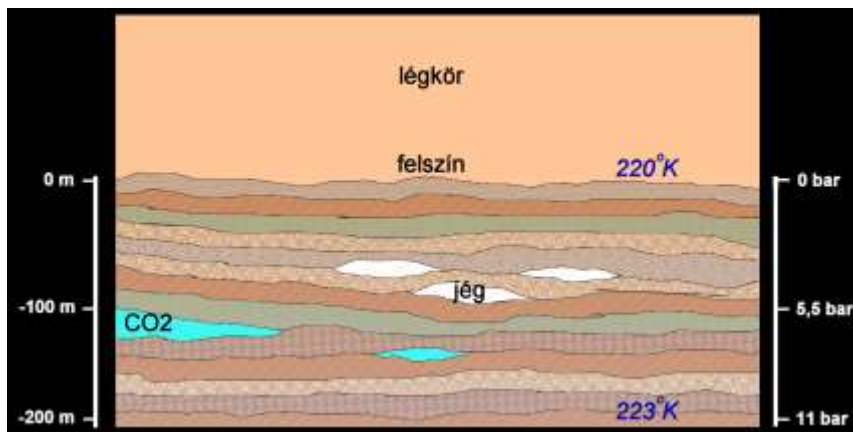
$$\sigma_{LIT} = \rho \times g \times Z \quad \text{ahol } \rho \text{ a talaj sűrűsége (kg/m}^3\text{)}$$

$$g \text{ a gravitációs gyorsulás a Marson (3,69 m/s}^2\text{)}$$

$$Z \text{ a mélység (méter)}$$

Ha $\rho = 2000 \text{ kg/m}^3$ akkor 100 m mélységben $738 \text{ kpc} = 7,38 \text{ bar}$
 1500 kg/m^3 akkor 100 m mélységben $554 \text{ kpc} = 5,54 \text{ bar}$

A fenti példából látható, hogy a regolit vastagságához mérten jelentős a nyomásnövekedés.



A nyomásnövekedés vizsgálata azért fontos, mert látni fogjuk, hogy a vízjég ill. a szén-dioxid jég fázisdiagramjának fontos eleme. A másik paraméter a mélységtől függő hőmérséklet-változás, amit szintén vizsgálnunk kell.

Termikus gradiens kérdése.

A Mars egy földszerű bolygó, és a geofizikusok véleménye szerint a Földéhez hasonló geotermikus gradienssel rendelkezik. (A geotermikus gradiens a felszín alatti hőmérsékletnövekedés mérőszámaként használt mutató, az egységnyi mélységváltozásra jutó hőmérsékletváltozást fejezi ki. Értéke földi átlagban 33°K /1 km.) Egyszerűen azt jelenti, hogy minél mélyebbre hatolunk a kéregben, annál jobban növekszik a hőmérséklet. Kb. 30 méterenként 1 C fokkal emelkedik.

Minden bolygóban egy, a belsejéből a felszín felé tartó hőáram alakul ki. Erőssége a belső és külső hőmérséklet különbségétől, valamint a kőzetek hővezető képességétől függ. A geológiai idők során a bolygó veszít a hőmérsékletéből. A bolygók esetében jelentősebb a radioaktív elemek bomlása során keletkezett hő, és ehhez járul az égitest akkréciója során keletkezett hő. Nem elhanyagolható mértékben befolyásolhatja a hővesztés a bolygó belsejében lejátszódó konvekciós áramlások.

Első megközelítésben feltételezhetjük, hogy a Mars tömegében a kémiai elemek azonos arányban fordulnak elő, mint bolygónkban, valamint, hogy a radioaktív hőtermelés mértéke a tömegek arányában (Mars/Föld) történik. Azonban tudjuk, hogy ez csak közelítőleg igaz, hiszen a két égitest átlagűrűsége eltérő: a Földé 5,52 g/cm³ a Marsé csak 3,9. Emiatt a nehezebb elemek részaránya nagyobb a Föld anyagában. Ez megnehezíti a vizsgálatot, mivel a hosszú bomlásidejű könnyű izotópok – pl. a kálium – feldúsultak a Marsban a Földhöz viszonyítva, míg a két nehezebb elem – az uránium és a thorium – viszonylag csekély részarányú. Egyszerű megközelítéssel a radioaktív fűtés arányosan kisebb volt, mint a Földön, mondjuk 75%/tömeg egység.

További különbség, hogy a Mars kisebb a Földnél, ezért a felszín/térfogat aránya más (nagyon különbözhet a Mars hőtároló képessége, mivel belsejében valószínűleg nincs magma konvekció). Viszont a Mars kisebb átlagsűrűsége miatt, a radioaktív fűtés könnyebben átjárta az égitestet, mint a Föld esetében. A számítások azt mutatják, hogy hőáram/terület egység 38%-a a Földinek, ha nem vesszük figyelembe a könnyű elemek felhígulását, és csak 28%-a, ha figyelembe vesszük. A Földön a jellemző geotermikus gradiens 61,5 mW/m² egyaránt az óceáni és a kontinentális kéregre. Következésképpen a Marson ennek a 28%-a, azaz 17,5 mW/m². Ez a számított érték nagyon jó egyezést mutat a megfigyelt 17-24 mW/m²-es értékkel.

A Marson nincs közvetlen szeizmikus mérési eredmény, amiből a kéregvastagságra lehetne következtetni, de meg lehet tenni a topografikus depressziók gravitációs anomáliáiból. A Tharsis kiemelkedés, a legnagyobb topografikus és gravitációs képződmény keletkezése a Noachi időkre datálható, de már egy kb. 150 km vastagságú kérgen keletkezett. A fiatalabb képződmények még vastagabb kérgen vannak. A kb. 1 milliárd éves Olympus Mons például 250 km vastag kérgen ül. Reális feltételezni, hogy ma a kéreg vastagsága átlagosan 300 km lehet. A Föld és a Mars durván számított hőáram aránya kb. 3:1-hez, közeli érték lehet. A Földön ez az érték 30-35 K/km. A

Földön a kőzetrétegek általánosságban vízzel vannak átitatva, de a víz viszonylag gyenge hővezető (Abban az esetben, ha nem mozog. Konvekció esetén jól szállítja a hőt). A Mars kérgének felső rétegeiben csak fagyott állapotú vízre számíthatunk. A jég sokkal jobb hővezető, különösen alacsony hőmérsékleten, így a vízzel kitöltött porózus kőzetek 25%-kal jobban vezetik a hőt, mint a Földiek. Ugyanakkor a kiszáradt regolit rétegek 25%-kal rosszabb hővezetők, mint a Földi rétegek. Következésképpen a száraz regolitok (geo)termikus gradiense a Marson $\sim 10,6$ K/km, míg a jeges regolitoknál $\sim 6,4$ K/km érték lehet.

Milyen mélységben számíthatunk folyékony vízre?

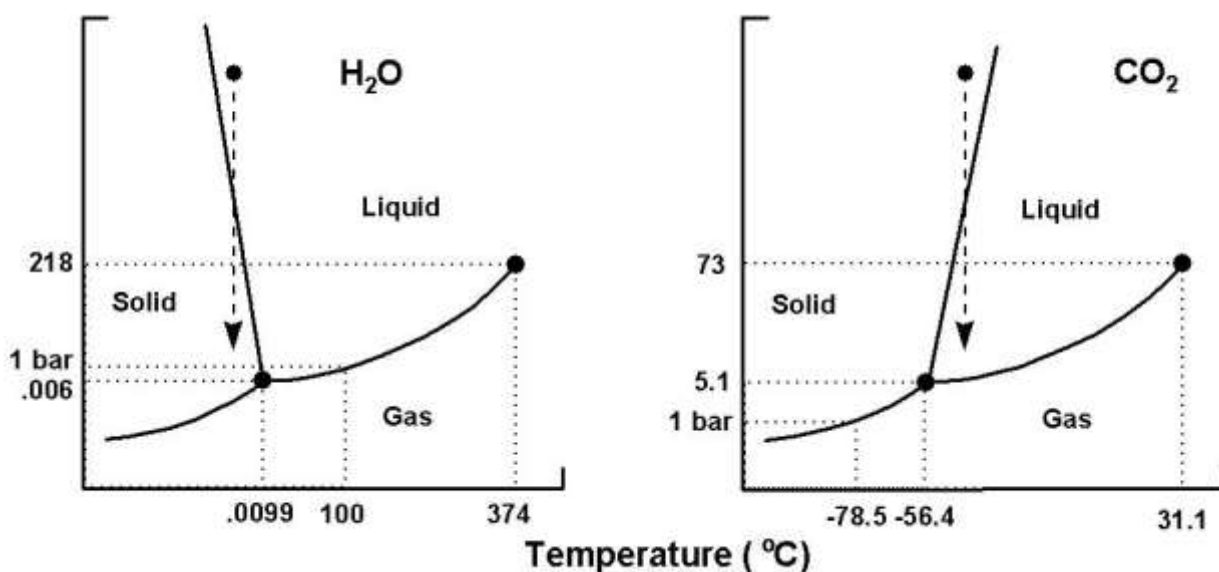
A sóoldatok olvadási hőmérséklete egyértelműen alacsonyabb, mint a tiszta vízé, míg a klatrátok megemelik az olvadáspontot. Mindkét előfordulás kombinációja kb. 25 fokkal mérsékeli a fagyáspontot ($273 - 25 = 248$ K, kerekítve 250 Kelvin fok).

A Mars egyenlítői vidékén a felszín közepes hőmérséklete ~ 220 K fok, tehát mindössze 30 fok hőmérséklet emelkedés kellene. Ezt a 250° K-t megtalálhatjuk $30/6,4$ km = 4,7 km mélységben az egyenletesen jéggel kitöltött regolitban, és $30/10,6 = 2,8$ km mélységben a száraz regolitban.

Általánosan elfogadott, hogy az egyenlítői területeken a regolit felső néhány száz métere száraz. Azonban a regolitban 500 méter alatt kimutatható a jégtartalom, akkor vehetjük ennek a két értéknek az átlagát (3,7 km). Ekkora tehát a sós olvadékok mélysége. A tiszta, édesvizek esetében 25 K fokkal magasabb hőmérséklet szükséges, ami a reménytelen, 8 km-es mélységben fordulhat csak elő. A Mars jellemző évi középhőmérséklete 200-210 K fok, ami azt jelenti, hogy 40-50 fokkal melegebb kellene ahhoz, hogy a regolitban olvadékok jöjjenek létre. A legoptimistább számítások szerint is, ez csak 4-5 km mélységben fordulhat elő!

Poláris területeken még rosszabb a helyzet. Az állandó jégsapka alatt, egész évben a hőmérséklet ~ 150 K fok, közel a CO_2 szublimációjához. 100 fokkal melegebb kellene ahhoz, hogy jelentősebb mennyiségű H_2O olvadék keletkezzen. A talaj telítve van jéggel a felszín közelében is, ezért nagyobb hővezető képességgel rendelkezik. Megolvadni nem fog, ez csak $100/6,4 = 15,7$ km mélységben következhet be. Ez alatt a mélység alatt feltételezhetően nagyon kicsi az alapkőzet porozitása, ami azt jelenti, hogy a poláris krioszféra semmilyen mélységében nem számíthatunk folyékony vízre. Lényegében a krioszféra az állandóan vízzel telített talajok szférája, melynek vastagsága az egyenlítő vidékén a kiszáradt zóna aljától 4 km-es mélységig, a mérsékelt övi vidékeken 5-6 km-es mélységig és a sarkokon a felszíntől számított 15 km-es mélységig tart.

A szén-dioxid jelentősége



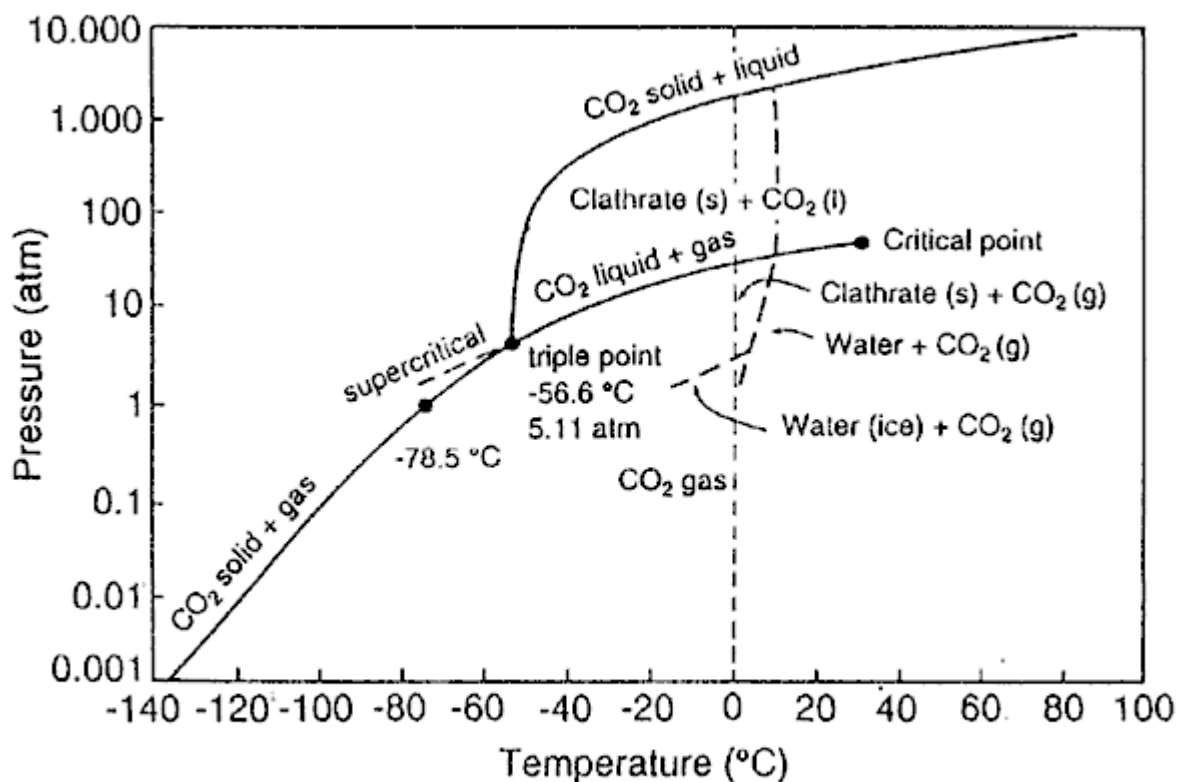
10. ábra

Mindennél többet mond számunkra, ha figyelmesen tanulmányozzuk a víz és a szén-dioxid fázisdiagramját. A halmazállapotokat láthatjuk a nyomás és a hőmérséklet függvényében.

Azonnal kitűnik, hogy a H₂O a Mars felszínén uralkodó ~0,006 bar nyomásnál és 0°C hőmérsékleten közel van az úgynevezett hármaspontjához, amikor is a szilárd-folyadék és gáz halmazállapot azonos valószínűséggel fordul elő. Tehát tartósan a folyadékfázis nem létezhet, mert a felolvadás után azonnal elpárolog. A folyadék-fázis fennmaradásához sokkal nagyobb nyomásra lenne szükség. Mint láttuk, a Mars regolitjában 230-250°K-nel (-20, -40°C-al) számolhatunk. Ilyen hőmérsékletnél a H₂O folyadék-fázisához 1kbar nyomás szükséges! Hol van ekkora nyomás? 18 km mélyen!

A jobb oldali diagramról látható, hogy a folyékony szén-dioxid mélysége ennél sokkal kisebb lehet. A szén-dioxid hármaspontja 216°K hőmérsékletnél (-56,4°C) és 5,1 bar nyomásnál van, ami kb. 100 méteres mélységben uralkodik. És ugyanilyen mélységben már a hőmérséklet is megfelelő. 45 fok szélességtől délebbre a felszín hőmérséklete meghaladja a CO₂ olvadáspontját, létrejöhetnek a mélyben folyékony CO₂ lencsék, erek és rétegek, az úgynevezett „liquifere”-ek, feltéve, hogy a pórusok el vannak tömve vízzel vagy klatrátokkal (tehát zárórteget alkotnak). Ez a folyékony CO₂ kitölti regolit üregeit, pórusait és repedéseit.

45 foktól északra, a pólusok irányában a talajhőmérséklet kezdetben túl hideg a folyékony CO₂ számára, és szárazjégből álló permafroszt kialakulásának kedvez. Feltehető, hogy a szárazjég és a CO₂+H₂O klatrát egyidejűleg, egymás mellett létezik.



Pressure-Temperature (P-T) phase diagram for carbon dioxide

11. ábra

A szárazjég alapjának a mélysége a pólusok felé növekedni fog, míg nem a pólusoknál elérheti a 10 km-es mélységet, viszont a vízjég megtalálható a pólussapkákban és a regolit felső rétegeiben is.

A fent elmondottakból következik, hogy a Mars jelenlegi – és feltehetően a múltbeli – fizikai viszonyai és az alacsony geotermikus gradiens egyértelműen kizárja a folyékony víz létezését a felszínen.

A legizgalmasabb kérdés

Ha fizikailag lehetetlen a Mars felszínén a folyékony víz tartós létezése, akkor mi hozta létre a folyó- és folyamvölgyeket?

A morfológiát tekintve ugyanis első ránézésre elég egyértelműnek látszik, hogy folyó víz, vagy valamilyen, folyadékszerűen viselkedő, áramló közeg alakította ki a medreket. Képződésüket azzal szokás magyarázni, hogy a fagyott vizet tartalmazó porózus kőzetekben valamilyen behatásra, hirtelen nagy tömegben megolvadt a jég. Az így felszabaduló víz – a földi laharokhoz hasonlóan – hatalmas, mindent elsöprő áradatként zúdul át a terepen. Az általánosan preferált elmélet szerint a Noach-i és a kora Hesperida korban a vastag regolit repedéseiben, rétegeiben, pórusaiban lévő vízjég – feltehetően a vulkanikus hő hatására – hirtelen nagy tömegben megolvadt, és a kiszabaduló óriási víztömeg az északi mélyföld irányába lezúdulva elképesztő méretű völgyeket, csatornákat vájt ki. Azonban nem elég csak a medreket vizsgálni, hanem meg kell nézni, hogy honnan erednek és miként végződnek. És éppen ekkor találjuk szembe magunkat az úgynevezett volometrikus, azaz a mennyiségi problémával. Ha megvizsgáljuk a folyamat munkavégző képességét (a kialakított meder méreteit, az elhordott talaj tömegét, a görgetett kőzetblokkok mennyiségét, stb.) kitűnik, hogy legalább tízszer akkora vízmennyiségre lett volna szükség, mint amannyi a Chaos területek, mint forráshelyek kollapszusával, beroskadásával magyarázható. Megismétlődő áradások sem jöhetnek szóba, hiszen a meteorológiai paraméterek nem biztosítják a víz körforgását (párolgás, szállítás, lecsapódás, beszivárgás, stb.). Hogy az atmoszférikus viszonyok miatt miért nem párolgott el nagyon gyorsan a vízáradat, azt azzal próbálják magyarázni, hogy a „folyam” teteje megfagyott, és a víz áramlása e védőréteg alatt akadálytalanul folytatódhatott. Ez a magyarázat erőltetett és semmi morfológiai bizonyítékát nem látjuk.

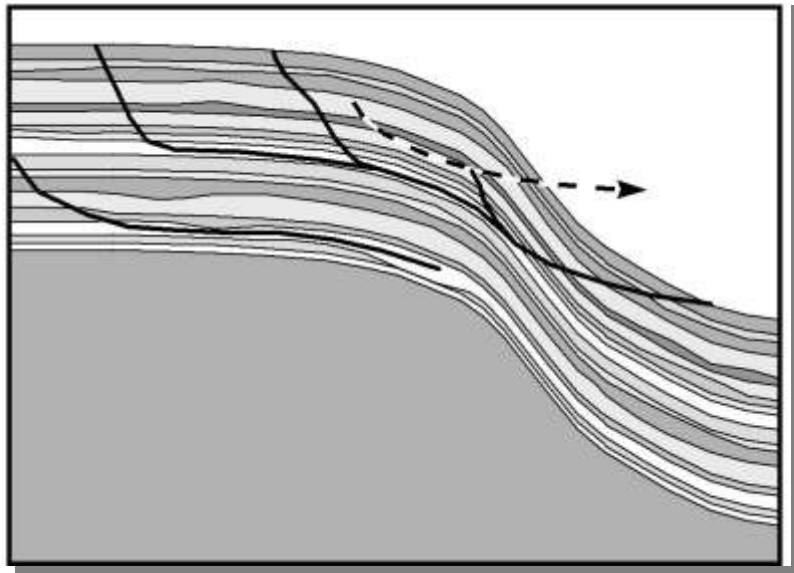
Nem marad más, valami mással kell magyaráznunk az áradásos medrek képződését.

A Mars vizsgálatánál nem szabad megfeledkeznünk arról, hogy a talajában, a felszínén és atmoszférájában van egy nagyon illékony vegyület, a szén-dioxid. Miként a Földön a víz körforgása a légkörben, úgy a Marson a CO₂ körforgása lehet a meghatározó ciklikus változás. Ám, amíg a Földön nagyon jellemzőek az óceánok, addig a Marson nem látunk folyékony CO₂-t. Miért?

A válasz az, hogy a CO₂ sokkal illékonyabb mint a víz. Igaz, hogy a szén-dioxid – 56,6 C fokon cseppfolyósodik, de ehhez viszonylag magas, 5,1 bar nyomás szükséges! Ennél alacsonyabb nyomás mellett csak gáz halmazállapotban létezik. Tehát a nagyon alacsony légköri nyomás miatt nem létezhet folyékony CO₂ a Mars felszínén. Ha viszont a regolit mélyebb rétegeiben lévő szén-dioxidot nézzük, ott a rétegnyomás miatt már akár néhány száz méter mélységben stabilan folyékony állapotban is előfordulhat. A Mars talajában adottak lehetnek a fizikai feltételek nagyobb mennyiségű folyékony CO₂ fennmaradásához. Találtak is erre utaló zárványokat marsi meteoritokban.

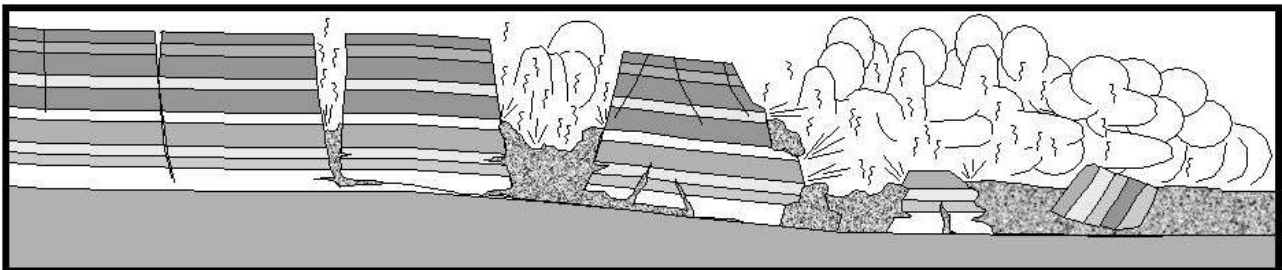
Szén-dioxid kitörések

A Mars talajának mélyebb rétegeiben tehát, ahol a fizikai körülmények megengedik, nagy mennyiségű folyékony CO₂-t tartalmazó kőzet rétegek vannak. Ezek, mint „időzített bombák” hosszú időn keresztül stabil állapotban lehetnek, de a fizikai paraméterek valamelyikének megváltozása esetén felrobbanhatnak. Az eseményt kiválthatja pl. valamilyen geotermikus folyamat (utóvulkáni működés, hidrotermális csatornák megjelenése, stb), tektonikus esemény (pl. földrengés, csuszamlás) vagy külső mechanikai behatás (pl. meteor becsapódás).



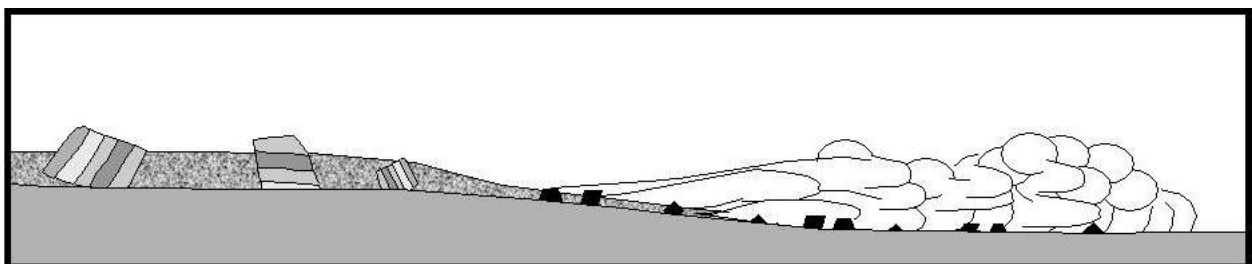
12. ábra

Ilyen esetben a talaj mélyebb rétegeiben, repedéseiben a hőmérséklet vagy a nyomásviszonyok megváltozása következtében robbanás-szerű folyamatok indulnak el. A nyomás hirtelen csökkenésével a szilárd vagy folyékony CO_2 5000-szer hevesebben alakul gőzzé, mint a víz. Erről meggyőződhetünk, ha kilyukasztunk egy szódavíz-patront, vagy működtetünk egy CO_2 tűzoltó készüléket. Ezek valójában folyékony CO_2 -t tartalmaznak nagy nyomáson. A folyamat rendkívül hevesen, robbanás-szerűen játszódik le. Akár egymást erősítő, kaszkád-folyamatok is kialakulhatnak a talajrétegekben. A CO_2 rezervoárok szinte egymást robbantják fel. A CO_2 kitérések körül a kőzetdarabok szanaszét repülnek, hatalmas törmelékfelhőt alkotva.



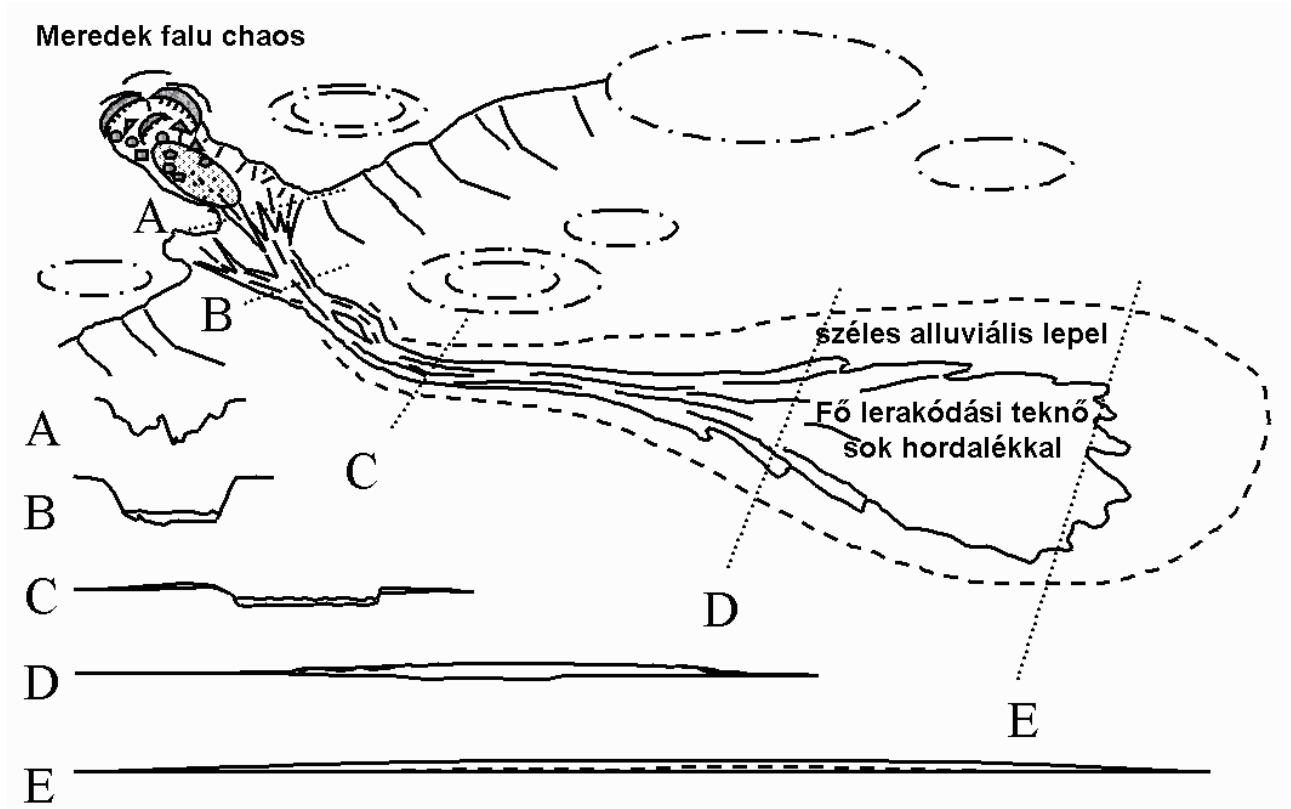
13. ábra

Ez a gáz- és törmelékfelhő sokkal hidegebb és sokkal sűrűbb közeg, mint a Mars ritka légköre és hatalmas energiával száguld lefelé a völgy irányában. A közeg úgy viselkedik, mintha folyadék volna. Ez a fluidizáció jelensége, ami akkor lép fel, amikor a nagy sebességgel áramló gáz telítve van szilárd részecskékkel. A közegben a gáznyomás meghaladja a szilárd alkotórészek súlyát, miközben minden egyes szemcse, kőzetdarab állandó, turbulens mozgást végez. Az egész tehát úgy viselkedik, mint egy folyadék. Ebben az állapotban a gáz és a szilárd részecskék dinamikus keverékének fajsúlya kisebb, mint az eredeti regolité.



14. ábra

A kitörés addig folytatódik, amíg a talajból a CO₂ folyadék utánpótlás meg nem szűnik, azaz a rétegek teljesen kigázosodnak. A térszín beroskad, összeomlik, maga után hagyva az úgynevezett káosz-mezőt. A kitörésnél nagyon rövid idő alatt nagyon nagy mennyiségű és energiájú törmelékfolyam keletkezik.



15. ábra

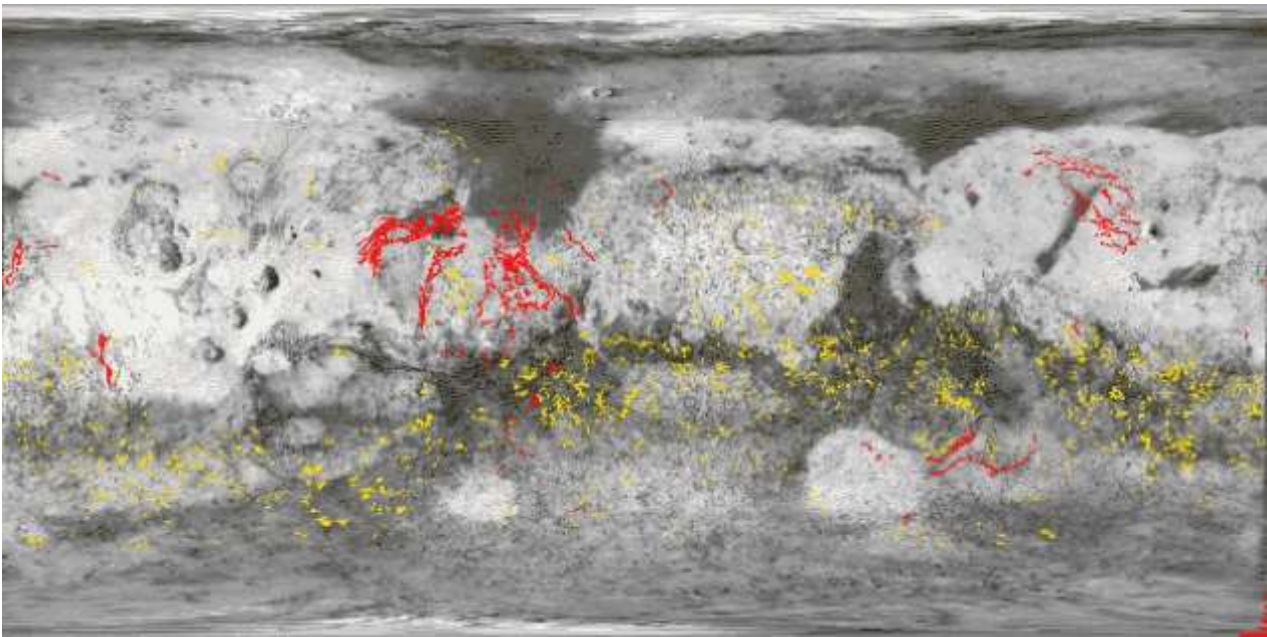
A földi példákat keresve, a jelenség leginkább a vulkánok oldalán lezúduló piroklasztikus áradatokra hasonlít. Ám, amíg azok forró (200-400 C fokos) gázfelhőben történnek, a marsi áradatok rendkívül hidegek. Célszerű ezért krioklasztikus áradatoknak nevezni őket.

Két nagyon lényeges dologra érdemes felhívni a figyelmet: az áradatot alkotó közeg nem víz, hanem CO₂ gáz, ami a kitörés végén nyomtalanul az atmoszférába került. A szén-dioxid gáz a légkörbe távozott. Nem kíván magyarázatot, hogy hová lett a völgyet kivájó víztömeg! A Chaos területek kollapszusa elegendő mértékű, hiszen a szilárd/folyékony CO₂ gázzá történő állapotváltozása több ezerszeres térfogat-növekedéssel jár. Továbbá a gáz- és törmelék áradat mozgását megkönnyíti a Mars kisebb nehézségi ereje, ami a súrlódást 60 %-kal csökkenti. Az anyag úgy mozog ennek következtében, mintha hó- vagy jégárvány lenne.

Ám a piroklasztikus áradat természetesen a folyóvölgy, vagy áradásos csatorna „torkolatánál”, azaz végződésénél lerakta a hordalékát, jellegzetes „turbidit” területeket hozva létre. (Pl. Aeolis Dorsa, Acidalia és Chryse Planitia területén)

Völgyhálózatok

Az áradásos csatornákon kívül számos helyen láthatunk úgynevezett kifolyásos völgyeket és lefolyásos völgyhálózatokat a Marson.



16. ábra

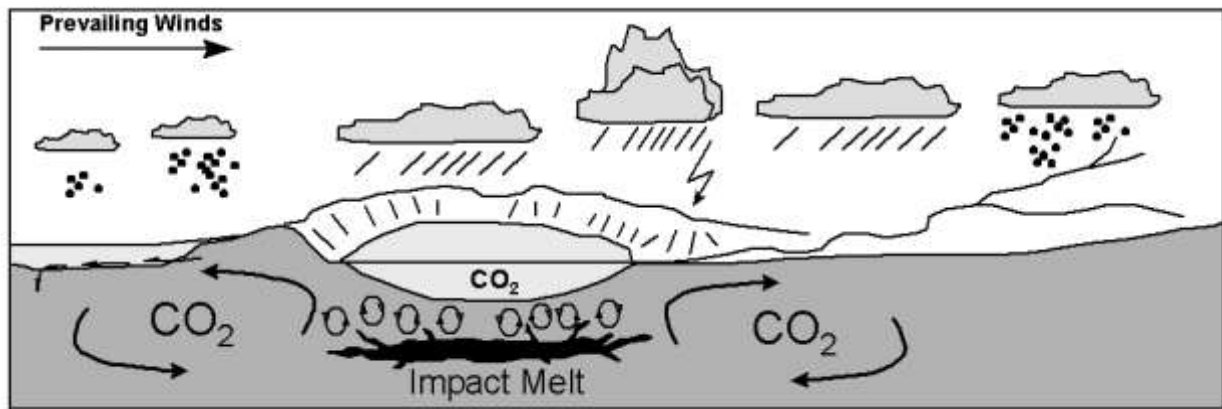
A térképen vörössel az áradásos csatornák, sárga színel pedig a lefolyásos/kifolyásos völgyhálózatok vannak ábrázolva.

A hagyományos magyarázat szerint ezek akkor keletkeztek, amikor a Mars éghajlata meleg és csapadékos volt. A csapadékkelevezető völgyrendszerek a déli, erősen kráterezett felföld felét beborítják. Alapvetően két típusuk létezik. A mellékágak nélküli, hosszú, kanyargós kifolyásos völgyek és a „dendrites”, sok-sok mellékággal rendelkező lefolyásos hálózatok. Az előbbire jó példa a Nirgal Vallis. Az utóbbira pedig a Thaumasia régióban, a 42 fok déli szélesség és a 93 fok nyugat hosszúságnál látható terület.

Ezek erősen hasonlítanak a földi folyóvölgyekre és éppen ezért hajlamosak vagyunk keletkezésüket is hasonló okokkal magyarázni. Mivel jelenleg a Mars hideg és száraz, így nincs csapadék és folyó víz, próbáljuk azzal menteni a dolgot, hogy feltételezzük, a múltban kedvezőbb éghajlati viszonyok uralkodtak. Ez azonban saját magunk becsapása. Ugyanis a behatóbb vizsgálatok lényeges eltéréseket tártak fel a földi és a marsi folyóvölgyekkel kapcsolatban. Az első és legfontosabb különbség, hogy a földi folyóvölgyekben folyó van, vagy legalább is egy kiszáradt folyómeder található. Azonban a legjobb felbontású képeken sem látjuk ilyesminek a nyomát. A másik lényeges dolog, hogy a marsi völgyhálózatok sűrűsége sokkal kisebb, mint a földieké. Ezek a különbségek megkérdőjelezzik, hogy valóban a területről lefolyó (csapadék)víz alakította-e ki őket.

Egy alternatív magyarázat valamiféle lecsapolási folyamat lehet. E szerint, a felszín alatt áramló talajvíz erek kimossák a talajt, ami a térszín kollapszusához vezet. Hasonló folyamatot a Földön is megfigyelhetünk Coloradoban.

Valószínűbb az a magyarázat, hogy ezek az elágazó, csapadékkelevezető völgyek a nagy meteor becsapódásokkal együtt jöttek létre. A becsapódás energiájának legnagyobb része hővé alakult és megolvasztotta a felszín kisebb-nagyobb darabját. A becsapódás energiájától függően ez a magas hőmérsékletű olvadék a kráterben hónapokig, évekig, sőt talán évszázadokig egy bizonyos mikroklímát biztosított, amiben csapadékképződési folyamatok is végbe mehettek. Itt nem feltétlenül vízre kell gondolnunk, sokkal valószínűbb, hogy az olvadék és a csapadék is CO₂ volt.



17. ábra

Amit látunk, az nem az, amit nézünk!

Végezetül tekintsük át az úgynevezett kifolyásos völgyeket! Látjuk, hogy nagyjából párhuzamos partokkal határolt, viszonylag mély és lapos fenekű medrek kanyarognak akár több száz kilométer hosszúságban is. Nem jellemző rájuk a mellékágak, tehát nem csapadéklevezető. Mi folyhatott bennük, milyen forrásokból táplálkozhattak, és hova lett a hordalékuk? Kifolyásosnak nevezik őket, mert feltételezik, hogy valami módon megolvadt víztömeget szállítottak medrükben. Ezek egy része egyértelműen lávacsatorna, ezekkel a továbbiakban nem is kell foglalkozni. Ám sok olyan kifolyásos meder ismert, ami nem vulkanikus területen, hanem inkább regoliton, permafroszt területen kanyarog végig.



18. ábra



19. ábra

Ha alaposabban megvizsgáljuk morfológiai szempontból ezeket a völgyeket, rá kell jönnünk, hogy ezeket nem áramló folyadék, főleg nem víz alakította ki. Keletkezésük magyarázatát inkább a száraz regolitrétegben, a jéggel telített regolitrétegben és a permafrosztban lejátszódó változásokban kell keresnünk. Nagyon valószínű, hogy bizonyos mértékű térszin-zsugorodási folyamatokról lehet szó, ami lehet a talaj kiszáradásának (a vízjég és a szén-dioxid elpárolgásának) a következménye is. A hétköznapijainkból ismert jégkristályban minden molekula négy szomszédos molekulával létesít kötést egy tetraéder sarkainál. A tetraédes elrendezés miatt alakulnak ki a hexagonális molekulagyűrűk. A vízmolekulákat hidrogénkötések kapcsolják össze, minden kötésben 1 proton található. A Földön valamennyi természetes jég hexagonális, ezért Jég-Ih a jele, ahol I a sorszáma, a h pedig a hexagonálisra utal.^[8]

Alacsony hőmérsékleten és 2 kbarnál nagyobb nyomáson újabb és újabb változatos felépítésű jégformák jönnek létre. A szokásos hexagonális struktúra felbomlik, a kötések átrendeződnek, más szerkezetek alakulnak ki. A különböző kristályos változatok mellett amorf jegeket is fedeztek fel, ezekben a vízmolekulák véletlenszerűen rendeződnek el, a rendetlenség az üveg szerkezetéhez hasonló. Nincs még egy anyag, amely ennyiféle formában létezne. A Jég-X-t kivéve, valamennyi jégnek a változatlan vízmolekula az alapegysége. Nagy nyomáson a tetraédes elrendezés torzul, az atomok közti szög megváltozik, a hidrogén-kötések megnyúlnak. Minél nagyobb a nyomás, annál kisebb lesz a nem kötött közeli szomszédtól való távolság. Valamennyi jégváltozat hidrogénkötésű gyűrűkből áll, a Jég-I-ben és a Jég-II-ben a legkisebb gyűrű 6 molekulából áll, a nagyobb nyomáson előállított változatokban 4 és 5 molekulás gyűrűk is előfordulnak.

A Jég-I-nek a hexagonális mellett van egy köbös változata is, ez az Ic. Akkor jön létre, ha 190 és -140 Kelvin-fok közé eső hőmérsékleten a vízpára hideg felületen csapódik le. Pontosan ez történt Marson akkor, amikor a légköri vízpára a por- és hamuszemcsékre kicsapódik és azután kihull az atmoszférából. Viszont 140°K alatt egy nem kristályos, amorf változat alakul ki (aI), ennek kicsi a sűrűsége. Van egy nagy sűrűségű amorf változat is (Jég-aII), akkor jön létre ha Jég-Ih-t 77 Kelvin-fokon 10 kilobarral összenyomnak.

Itt kell megjegyezni, hogy a regolit mélyebb rétegeiben előforduló, esetleg összefüggő réteget alkotó vízjég Ic és Ih módosulata – 1 bar és 1 kbar nyomás, valamint 100°K és 250°K között – egymásba átalakulhat, ami jelentős (24%-os) térfogatváltozással jár. Emiatt feszültségek keletkezhetnek a talaj felsőbb rétegeiben, ami repedések képződéséhez vezethet.

Más helyeken megfigyelhetünk egészen más folyamatokat is, amelyek mélyebb szerkezeti változásokra utalnak.



20. ábra



21. ábra



22. ábra

Ezeken a képeken egy folyamat különböző fázisait látjuk, amely később oda fejlődik, hogy „folyóvölgyeknek” nézzük őket. Egyelőre ismeretlen, összetett folyamatról lehet szó, amelyben szerepet játszik a szén-dioxid szublimációja okozta termokarsztosodás és a szélrózsió is.

Ezzel a dolgozattal az volt a céloim, hogy rávilágítsak arra a felületes, csalóka szemléletre, amely mindössze a Mars felszíni alakzatainak a földi alakzatokhoz való hasonlóságából indul ki. Más égitest, más fejlődéstörténet, más fizikai viszonyok. Amit látunk, nem mindig az, aminek gondoljuk. Meggyőződésem, hogy a Mars felszínét sohasem alakította víz, sem álló, sem folyóvíz! A „zöld” vagy a „kék” Mars illúzióját felejtjük el!

Vác, 2013. augusztus.