

EÖTVÖS LORÁND TUDOMÁNYEGYETEM
FÖLDRAJZ TANSZÉKCSOPORT
Természetföldrajzi Tanszék

Kereszturi Ákos – Sik András

Marsi felszínalaktan

A víz és a szél felszínformáló munkája

Tudományos diákköri dolgozat
(Csillagászat szekció)



Témavezetők:

dr. Bérczi Szaniszló – ELTE TTK, Technika Tanszék
dr. Gábris Gyula – ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék
dr. Illés Erzsébet – MTA Csillagászati Kutatóintézet

Budapest, 1999. december

Tartalomjegyzék

1. Bevezetés	3
I. RÉSZ: A MARSRÓL ÁLTALÁBAN	4
2. Szomszédunk számokban	4
3. A Mars megismerése.....	5
3.1. Múlt.....	5
3.2. Jelen.....	7
3.3. Jövő.....	8
4. A bolygó rövid jellemzése	9
4.1. Belső szerkezet és fejlődéstörténet	10
4.2. Globális domborzati viszonyok	11
4.3. Belső erők által formált területek.....	12
4.4. Külső erők által formált területek	14
4.5. Becsapódásos formák	15
II. RÉSZ: VÍZ A MARSON.....	17
5. A víz története	17
5.1. Hidroszféra	17
5.2. A víz által kialakított formák.....	20
6. Az áradásos csatornák	22
6.1. A vizsgált terület lehatárolása	22
6.2. A csatornák elhelyezkedése.....	24
6.3. A csatornák forrásterületei	25
6.4. A csatornák megjelenése.....	26
6.5. A vízáramlás jellemzői.....	26
6.6. A Chryse-Acidalia térség áradásos csatornái	27
6.7. A hálózatos csatornákról röviden	30
III. RÉSZ: EOLIKUS FOLYAMATOK A MARSON	32
7. A szélrózsiót meghatározó tényezők	32
7.1. Éghajlati tényező – légkör	32
7.2. Közettani tényező – felszíni anyagok.....	34
7.3. Aprózódás és mállás.....	35
8. A homok földjén.....	36
8.1. Eolikusan formált területek.....	36
8.2. Homokformák.....	36
9. A Mars Pathfinder leszállóhelyének formakincse.....	41
10. Összegzés.....	48
11. Irodalomjegyzék	49
ÖSSZEFOGLALÁS	I
FÜGGELÉK.....	II

1. Bevezetés

Dolgozatunk tárgya bolygósomszédunk, a Mars. Talán szokatlan választás két földrajzi tanulmányokat folytató egyetemi hallgatótól, de a motiváció igen régi: már a középiskolában a csillagászat és a földrajz foglalkoztatott a leginkább mindkettőnket. E két tudomány metszete a korunkban kibontakozó planetológia, amely a Naprendszer égitestjeit vizsgálja a Földön megfigyelt törvényszerűségek tükrében. Ezáltal „földközeli” hozza azokat, így mai kutatásuk már nem sokban különbözik a földtudományi vizsgálatoktól. A távoli perspektívákat pedig az exobolygók utóbbi években megindult felfedezése vetíti előre...

Munkánk a Mars-kutatás hatalmas területének csak apró részleteit fedi le, de bízunk abban, hogy lesz folytatása. Célunk volt, hogy a témakört földrajzi szemléletmóddal tanulmányozzuk, illetve hogy elkészítsük naprakész, magyar nyelvű szakirodalmi feldolgozását, ami – reményeink szerint – hazai oktatásának egyik alapjául is szolgálhat majd (részben dolgozatunk alapján alakították ki a Hunveyor kísérleti űrszonda terepi környezetét, hogy valóságos felszínformák és kőzetek között működhessen [1a, 2a]). Ennek azért is szükségét láttuk, mert felhasznált forrásaink – főként internetes home page-ek és szakmai folyóiratok – nagyrészt angol nyelvűek és gyorsan változnak, frissülnek.¹ (Azon ábrákat, amelyek forrását külön nem jelöltük, nyilvános internetes képgyűjteményekből vettük át.)

Felmerülhet, hogy dolgozatunk nem önálló kutatás, legalábbis abban az értelemben nem, ahogy ezt a szót a természettudományokban általában használják. Mindenképpen az viszont, ha elfogadjuk, hogy egy ismert terület adott szempontú vizsgálatából is származhat friss tudás, akár addig még fel nem tárt magyarázatok, összefüggések formájában, akár a már meglévő információk új alapon történő rendszerezése, szintetizálása által.

Ezúton szeretnénk megköszönni a munkánkhoz kapott sokrétű segítséget: dr. Gábris Gyulának a geomorfológiai alapvetést, dr. Illés Erzsébetnek az összehasonlító planetológiába való bevezetést, dr. Bérczi Szaniszlónak a lelkes biztatást és szakmai támogatást, Tepliczky Istvánnak és Nagy Zoltán Antalnak a számítástechnikai segítséget (K. Á.), valamint Simon Tamásnak a folyamatos felkészítést és az évek óta töretlen bizalmat (S. A.).

Budapest, 1999. december.

Kereszturi Ákos (II. rész)
V. évfolyam, földrajz szak
kru@iris.geobio.elte.hu

Sik András (III. rész)
III. évfolyam, geográfus szak
sikandras@ludens.elte.hu

¹ Forrásként használtuk a NASA Lunar and Planetary Institute 1999. évi tudományos konferenciájának kutatási abstract-jait tartalmazó CD-ROM-ot is, melynek idei kiadására jelen dolgozat abstractja is felkerült (Függelék).

I. RÉSZ: A MARSRÓL ÁLTALÁBAN

2. Szomszédunk számokban

Az alábbi, **1. táblázat**ban a Mars és a Föld keringésének, forgásának, fizikai és légköri jellemzőinek fontosabb paramétereit tüntettük fel, illetve a könnyebb összehasonlítás céljából ezen mutatók egymáshoz képesti arányait is megadtuk.

	Mars	Föld	Mars/Föld
Közepes naptávolság (millió km)	227,9	149,6	152 %
Sziderikus keringési idő (földi nap)	686,98	365,26	188 %
Közepes pálya menti sebesség (km/s)	24,14	29,8	81 %
Pályaexcentricitás	0,0934	0,0167	559 %
Pályahajlás az ekliptikához (°)	1,85	0	–
Sziderikus forgási idő (h, m, s = sol hossza)	24 37 23	23 56 4	103 %
Forgástengely-ferdeség (°)	23,98	23,45	102 %
Egyenlítői sugár (km)	3393	6378	53 %
Felület (milliárd km ²)	145	511	28 %
Lapultság	1/156	1/298	191 %
Tömeg (10 ²⁷ g)	0,642	5,976	11 %
Sűrűség (g/cm ³)	3,93	5,52	71 %
Szökési sebesség (km/s)	5	11,2	45 %
Gravitációs gyorsulás az Egyenlítőnél (m/s ²)	3,69	9,78	38 %
Közepes mágneses térerő a felszínen (gauss)	0,00064	0,31	0,2 %
Holdak	Phobos, Deimos	Hold	–
Maximális felszíni hőmérséklet (K, arány °C)	300	331	47 %
Minimális felszíni hőmérséklet (K, arány °C)	100	185	196 %
Felszíni átlaghőmérséklet (K, arány °C)	220	288	–353 %
Átlagos légnyomás a tengerszinten (hPa)	6,1	1013,25	0,6 %
Víz átlagos szublimációs pontja (K, arány °C)	275	373	2 %
Légkör-összetétel (%):			
CO ₂	95	0,03	316667 %
N ₂	2,7	78	3,5 %
Ar	1,6	0,9	178 %
O ₂	0,4	21	1,9 %
H ₂ O	0,006	0,4 – 4	0,6 %

1. táblázat [3]

3. A Mars megismerése

3.1. Múlt

A csillagászatot néha a legősibb tudományként szokták említeni, hiszen már az ősembereket, mint az első értelmes lényeket is biztosan elbűvölte és gondolkodásra készítette az éjszakai égbolt látványa. Az sem lehet kétséges, hogy az elsők között figyeltek fel a többi csillaghoz képest elmozduló, szabad szemmel is vöröses fényűnek látszó égitestre, a Marsra.

Színe miatt már a legkorábbi földi civilizációk a harciasság illetve a férfiasság isteneként tisztelték, a sumérok éppúgy, mint a görögök vagy a rómaiak, akik mitológiájából a bolygó elnevezése is származik. Az ókori asztronómia számára kezdetben inkább csak nehézséget okozott pályájának hurokvetése miatt, amit végül a kopernikuszi heliocentrikus világkép magyarázott meg helyesen a XVI. században.

A távcsöves csillagászat kezdetétől intenzíven vizsgálták, megállapították tengelyforgási idejét, felfedezték jégsapkáit. A XVIII. században meghatározták tengelyferdeségét, lapultságát, megállapították a jégsapkák évszakos változását, 1877-re pedig már két holdját is ismerték. Ám egyes felszíni formák megfigyeléséből helytelen következtetések is származtak, bár a dolgozatunk tárgyát képező marsi csatornák eredetét értelmes civilizáció nyomának tulajdonító elmélet elterjedése feltehetően egy fordítási hibára vezethető vissza. A XIX. század végi közgondolkodást jól szemlélteti a Francia Tudományos Akadémia egy 1891-ben közzétett felhívása. Ebben százezer frank pénzjutalmat ígértek annak, aki tíz éven belül kapcsolatot teremt egy Földön kívüli civilizációval, leszámítva a marsit, mivel az túl könnyű feladat lenne.

Századunk első felének „űrtudománya” a valóságtól el-elrugaszkodó sci-fi virágkora, második fele viszont az űrkorszak hőskora volt. Űrszondákat indítottunk a Naprendszer égitestjeinek alaposabb megismerésére és természetesen ezek között volt a Mars is.

Az első valódi siker az amerikai Mariner 4 űrszonda nevéhez fűződik, amely kb. 10 000 km-es távolságból fényképezte le a bolygót (1965. VII.), miközben elrepült mellette. A küldetés legnagyobb eredményét a felszín kráterborítottságának felfedezése jelentette.

Az első szovjet űreszköz, ami eljutott a Mars-ig, a Marsz 2 volt. Keringőegysége több hónapig küldött adatokat a Földre, leszállóegysége viszont végzetesen becsapódott a felszínbe 1971. XI. 27-én, az emberiség „ujjlenyomatát” hagyva ezzel egy idegen bolygó felszínén.

Az első kísérleteket további Mariner- és Marsz-szondák követték, több-kevesebb sikerrel. A Marsz 3 leszállóegységének kamerája például 20 sec-ig, a keringőegység pedig több, mint fél évig (1971. XII. – 1972. VIII.) működőképes maradt. A Mariner 9 volt az első amerikai

keringőegység (1971. XII. – 1972. XII.), ami többek között feltérképezte a bolygó felszínét és előkészítette a további Mars-küldetéseket.

Áttörést a Viking 1 – 2 szondapáros keringő- és leszállóegységei jelentettek (landolás 1976. VII. 20-án illetve IX. 3-án), amelyek helyben vizsgálták meg az ásókarjaikkal gyűjtött felszíni anyagmintákat, elsősorban életnyomok után kutatva. Ilyet ugyan nem találtak, szenzációs színes képeket küldtek viszont a földi irányítóközpontba **(1. ábra)**. 1982-ben illetve 1980-ban fejezték be működésüket, azóta mozdulatlanul állnak a felszínen.



1. ábra

A Vikingek sikerét kudarcok követték: a Mars-holdhoz indított Fobosz 1-el még útközben (1988. IX.), a Fobosz 2-vel pedig a Mars körüli pályára állás után szakadt meg a kapcsolat (1989. I.). Amerikai kudarc is történt: 1993-ban a Mars Observer-rel vesztettük el a kapcsolatot. Az orosz Marsz 96 sem járt sikerrel: 1996-ban a Csendes-óceánba zuhant a 4. rakétafokozat túl korai begyűjtása miatt.

A Mars Pathfinder (Nyomkereső, röviden MPF) viszont sikeresen teljesítette feladatát. A NASA Discovery-programjának részeként 1996. XII. 4-én útnak indult és 1997. VII. 4-én landolt űrszonda megfelelt a „jobban, gyorsabban, olcsóbban” jelszavak formájában megfogalmazott elvárásoknak. Új megoldásai közül az egyik a rugalmas légzsákokkal megoldott „pattogós” landolás, egy másik pedig hatkerekű Sojourner Roverje **(2. ábra)** volt. Ennek α -



2. ábra

proton röntgen-sugár spektrométere (APXS) a Viking-eredményeknél jóval pontosabb ásvány-kőzettani vizsgálatokat tett lehetővé, nem is beszélve a felszínen való szabad mozgás nyújtotta lehetőségekről.

Három fő vizsgálódási területe a múltbeli vagy jelenlegi életnyomok, az éghajlat, illetve a természeti erőforrások kutatása volt. Ezek mellett kiemelt figyelemmel kezelték a víz

kérdését. Legfontosabb eredményei ásványtani-geokémiai, geológiai, geomorfológiai valamint meteorológiai-klimatológiai vonatkozásúak. 83 napos működése során mintegy 17 000 felvételt készített sokféle színképtartományban, és kb. 300 MB-nyi adatot küldött vissza a Földre, amelyek elemzése ma is folyamatban van.

Rövid működése során rendkívül népszerűvé vált, lenyűgöző panorámaképeinek (47. ábra), a felszínen gördülő Rovernek és nem utolsósorban az internetnek köszönhetően.

3.2. Jelen

Jelenleg az 1996. XI. 7-én útnak indult Mars Global Surveyor (MGS) végzi a Mars vizsgálatát, minden korábbinál alaposabban. Több keringési pályamódosítást követően 1999. II. 19-én foglalta el végső, 93°-os inklinációjú, 1 h 58 min-es periódusidejű, 378 km-es magasságú térképezési pályáját.

Legfontosabb műszerei, amelyek az ún. nadír-panelen helyezkednek el és folyamatosan a bolygó felé irányulnak, a következők.

- Mars Orbiter Camera (MOC): minden nap totálképet készít a bolygóról, így tanulmányozhatók a globális, évszakos változások; nagy látószögű üzemmódban halszemoptikával horizonttól horizontig terjedő képeket (ezek hasonlítanak a földi meteorológiai műholdfelvételekre, max. 280 m/pixel), kis látószögű üzemmódban pedig nagyfelbontású (max. 1,5 m/pixel) felvételeket készít a felszín alakzatairól. Ezek alapján hatékonyan vizsgálható a bolygó morfológiája.
- Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA): a felszínre sugárzott és onnan visszavert lézernyalábok visszaérkezési ideje alapján térképezi a domborzatot. Térbeli felbontása 300-400 m, függőleges pontossága pedig kb. 30 cm.
- Thermal Emission Spectrometer (TES): hősugárzást mérő infravörös spektrométer, a felszín hőeloszlását vizsgálja. Fő feladatai: a légköri folyamatok változásainak, a légkör globális és lokális energiamérlegének, szerkezetének, a levegő vízgőz- és portartalmának, a jégsapkák változásának, továbbá a felszín ásványi összetételének vizsgálata (ami azon az elven alapul, hogy a különböző összetételű anyagok eltérő mértékben melegsznek fel azonos napsugárzás-mennyiség hatására).
- Magnetometer/Electron reflectometer (MAG/ER): előbbi a mágneses teret vizsgálja, méréseiből következtetni lehet a bolygó belső felépítésére és a belső erők esetleges felszínformáló hatásaira. Utóbbival pedig a kéreg mágnesezettsége tanulmányozható.

A Földre továbbított MGS-adatok tervezett, közel 83 GB-nyi mennyisége meghaladja majd az összes korábbi űrszonda által a Marsról eddig küldött adatok mennyiségét.

3.3. Jövő

A Nemzetközi Űrállomás építése mellett talán a Mars a jelenlegi űrtevékenység leginkább előtérben lévő témája. Ezért is rendkívül szomorú, hogy az évezred utolsó Mars-szondái nem jártak sikerrel. A Mars Climate Orbiter (MCO) küldetése 1999. IX. 23-án véget ért, miután elvesztette a kapcsolatot a Földdel. Mint később kiderült, az angolszász és az SI mértékegység-rendszerek eltérése miatt rosszul navigálták, így valószínűleg elégett a Mars légkörében, esetleg a felszínbe csapódott. Talán még ennél is nagyobb veszteség a Mars Polar Lander (MPL), amivel nem sikerült helyreállítani a kapcsolatot a légkörön való áthaladás és a feltételezett leszállás után (1999. XII. 3.). Hasonlóan eredménytelen maradt a magával vitt két kis penetrátor mikroszondával (Deep Space 2) való kapcsolatfelvétel is, amelyek részegységei a sikeres leszállást követően – megolvasztva környezetüket – belesüllyedtek volna a felszín jeges anyagába.

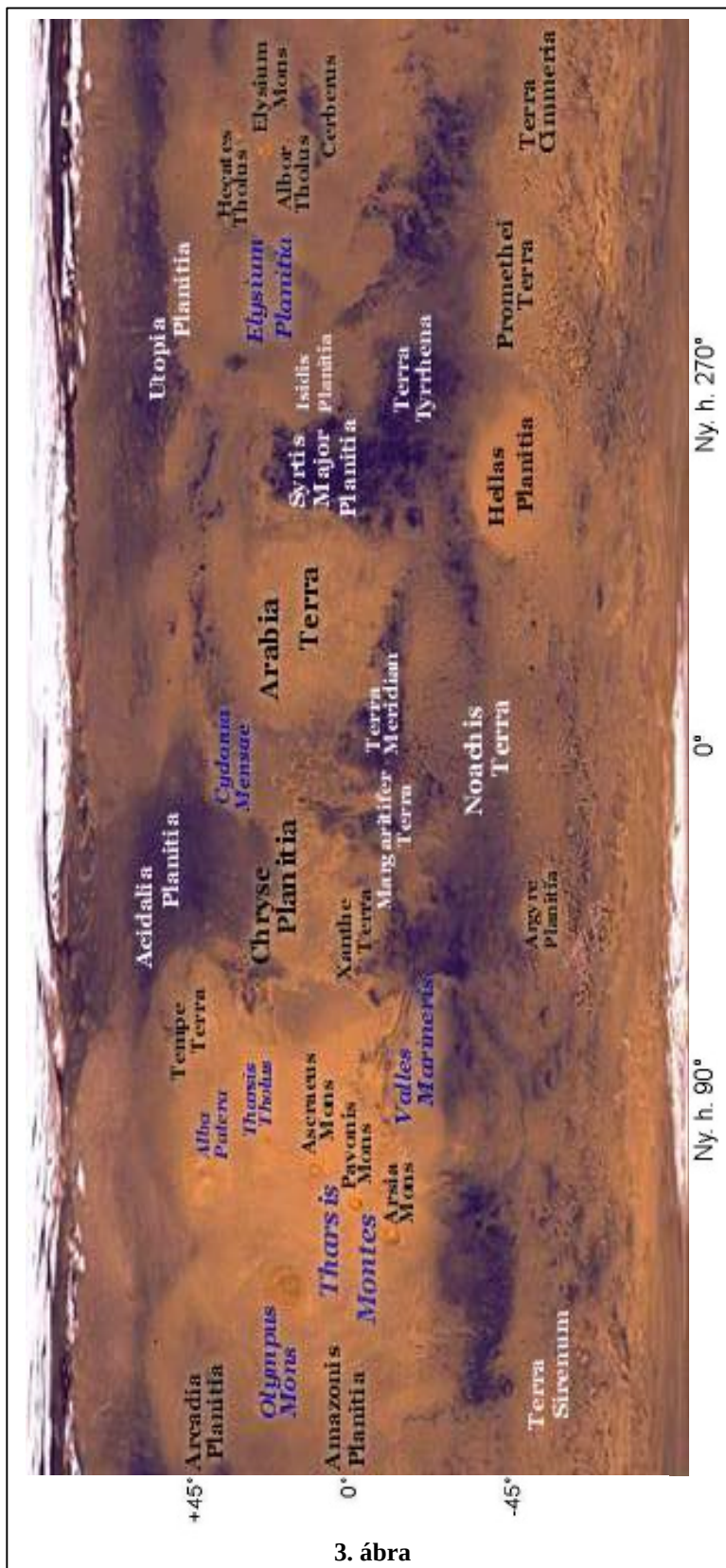
Úton van viszont a Mars felé Japán első Mars-szondája, a Nozomi (Remény). Az eredetileg 1998. júniusában, Planet-B néven útnak indított űrszondának 1999. októberében kellett volna Mars körüli pályára állnia és megkezdeni a felszín, a légkör, az ionoszféra illetve a magnetoszféra tanulmányozását, ám egy rosszul sikerült pályamódosítás következtében csak 2003 végére érheti el célját. Így a küldetés lényegi része kb. öt évvel később kezdődhet meg a tervezettnél és a kutatók csak remélhetik, hogy a szonda műszerei kifogástalan állapotban maradnak addig a bolygóközi térben. Ezért kapta a Nozomi elnevezést.

Mindezek miatt talán kérdésessé válhat, hogy tényleg indít-e a NASA minden 26 hónapban egy keringő-leszálló szondapárt a Mars felé (ekkor kedvező a Föld és a Mars egymáshoz viszonyított helyzete, másként, ekkor nyílik ki egy-egy indítási ablak). Az erre alapozott „Mars-stratégia” célja a bolygó mind alaposabb megismerése (Mars Surveyor 2001 illetve 2003), marsi közetminták visszahozatala a Földre (Mars Surveyor 2005), illetve a néhány évtizeden belül végrehajtandó „emberes” Mars-utazás előkészítése lenne.

4. A bolygó rövid jellemzése [4]

Hűséges kísérőnk, a Hold után a Mars volt az az égitest, amelynek felszíni jellemzőiről többé-kevésbé pontos képet alkothattunk a bolygókatató űrszondák által szerzett adatok alapján. Ezt megelőzően még az is vitatott volt, hogy a Hold krátereinek becsapódásos vagy vulkáni eredetűek-e. A kérdést csak a Mars-, illetve valamivel később a Merkúr-felszín megismerése döntötte el véglegesen. Ezek folytán ugyanis nyilvánvalóvá vált, hogy a Földdel ellentétben a legtöbb naprendszerbeli égitesten a belső és külső erők által létrehozott formák helyett a „ kozmikus erózió” nyomai, a becsapódásos kráterek a meghatározók. (A dolgozatban alkalmazott felszínformamegnevezések a földi terminológiát követik, még akkor is, ha a marsi forma nem minden szempontból egyezik meg földi megfelelőjével.)

A 3. ábrán² a Mars áttekintő térképe látható.



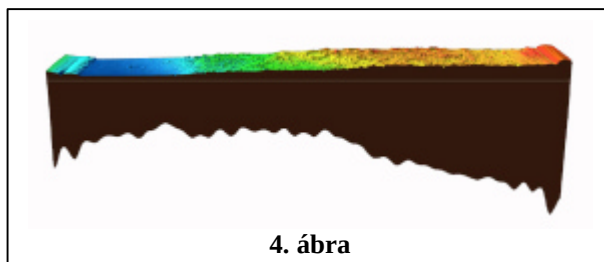
3. ábra

² forrás: <http://mars.jpl.nasa.gov/mep/science/atlas2.html>

4.1. Belső szerkezet és fejlődéstörténet

A Mars keletkezése feltehetőleg nem sok szempontból tért el a Földétől. A legfontosabb különbség talán a Naptól való távolságuk, ami meghatározta a bolygóvá tömörödő anyag elemi összetételét. Ez az eltérés a leginkább talán a két bolygó átlagsűrűségének összehasonlításakor (**1. táblázat**) mutatkozik meg.

Egy bolygó belső szerkezete jól tanulmányozható gravitációs terén keresztül, ami alapján a Mars – a Földhöz hasonlóan – három fő részre osztható: egy viszonylag nagy, kb. 1300-2000 km sugarú magra [5] (a



bolygósugár 40-60 %-a szemben a 19 %-os földi értékkel), egy köpenyre és egy meglehetősen vastag kéregre, aminek alsó határa kb. 40-70 km-es mélységben húzódik [6] (**4. ábra**, a bal oldalon az északi, a jobb oldalon pedig a déli pólus, a magasságtorzítás jelentős).

A naptávolságon kívül a Föld fejlődési útjától való eltérést részben a következő tényezők is okozhatták:

- kisebb tömeg és az ezzel együtt járó kevesebb radioaktív hőforrás,
- kisebb mértékű kigázolás (outgassing) és ezáltal gyengébb üvegházhatás,
- egy nagy hold hiánya, mely csökkenthette volna a forgástengely kilengését, és az ebből adódó éghajlatváltozásokat,
- a kisbolygó-övezet közelsége, ami intenzívebbé tehetette a Nagy Meteorbombázás Időszakát.

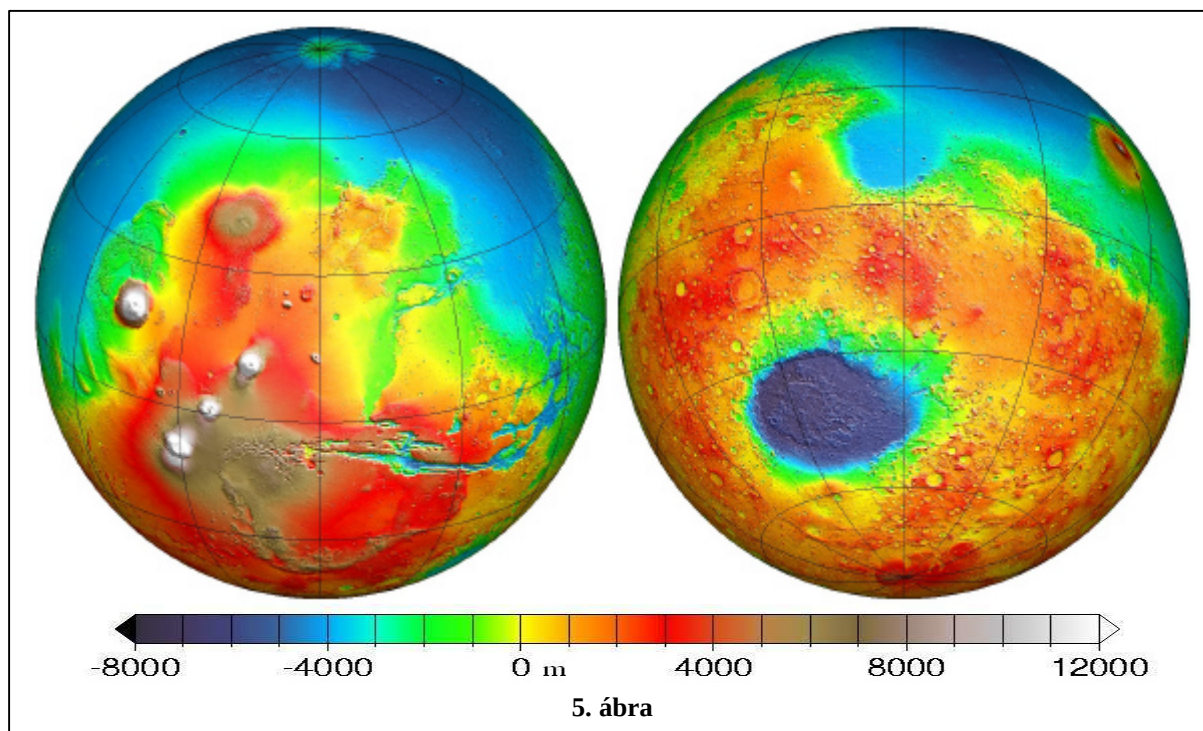
A Mars „földtörténetét” három nagy periódusra osztják: a Noachiszi-re (4,5-3,5 milliárd éve), a Heszperida-ra (3,5-2,7 milliárd éve) és az Amazoniszi-re (2,7 milliárd évvel ezelőttől napjainkig).

A bolygó 4,5 milliárd évvel ezelőtt, az összeállása után a radioaktív bomlástól és a becsapódások hőjétől részlegesen megolvadt. Így felszínén aktív tektonikai és vulkáni folyamatok indulhattak meg, részben folyékony vasmagja pedig dinamóhatással mágneses teret indukálhatott. Az elsődleges kéreg 4-3,9 milliárd évvel ezelőtt már jelen volt (ezt többek között a nagy, idős becsapódásos medencék jelenléte bizonyítja, mivel azok a kb. ekkor véget ért Nagy Meteorbombázás Időszakában alakulhattak ki). A felszín kétharmadát ma is ez a kéreg borítja, a déli felföldek formájában. Ezzel szemben az északi területeken valamilyen regionális méretű folyamat elpusztította ezt a kérget, kialakítva az északi síkságok mély helyzetű területeit.

A Noachiszi periódusban a kezdeti kigázoltság, a nagyobb belső hőfluxus és a mágneses tér légkört védő hatása miatt az éghajlat melegebb és nedvesebb volt. A jelenleginél magasabb volt a felszíni hőmérséklet és a légnyomás akár az 1 (földi) atmoszférát is elérhette. Ez pedig a külső erők nagyobb munkavégző képességével és folyékony víz előfordulásával járhatott együtt, megteremtve az élet kialakulásához szükséges feltételeket.

Nem sokkal később a bolygó valami miatt elveszíthette globális mágneses terét (ha egyáltalán volt körülötte ilyen), így a napszél hatékonyabban volt képes erodálni az atmoszféra külső részeit. Ám a légkör és ezáltal a meleg éghajlatot biztosító üvegház-hatás fokozatos elvesztésében szerepe lehetett a kis tömegből adódó viszonylag alacsony szökési sebességnek is. Továbbá, mindezekhez hozzájárulhatott még néhány nagyobb kozmikus ütközés is, amelyek hatására a folyékony és/vagy fagyott hidroszféra jelentős része juthatott a légkörbe és távozhatott el a bolygóról. Így az élet kifejlődésének esélye (ami a többi környezeti paraméter alapján nem lenne teljesen lehetetlen) úgy tűnik, teljesen megszűnt, erről azonban a mai napig sincsenek egyértelmű bizonyítékaink.

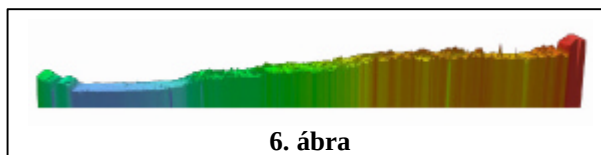
4.2. Globális domborzati viszonyok



A MOLA adatai, mintegy 27 millió mérés alapján elkészítették a bolygó nagyfelbontású domborzati térképét (5. ábra). 1° -os térbeli felbontása az Egyenlítőnél 59 km-nek felel meg, függőleges pontossága átlagosan 13 m, de egyes területeken eléri a 2 m-t.

A kezdő hosszúsági kör mentén, pólustól pólusig az átlagos lejtés $0,036^\circ$ (6. ábra, bal oldalon az északi, jobb oldalon a déli pólus, a magasságtorzítás számottevő). Így az északi

pólus környezete kb. 6 km-rel fekszik alacsonyabban a déliénél, az 50. szélességi körtől északra az átlagos magasság pedig –4



6. ábra

km (0 m-es magasságnak a Földhöz hasonlóan itt is egy adott izogravitációs felület számít).

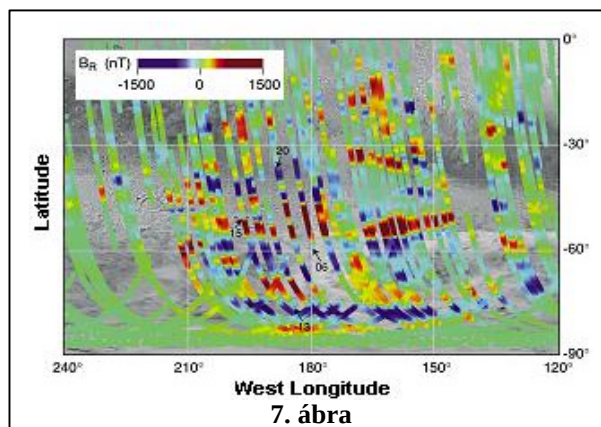
A két féltéke eltérő átlagmagassága egyben különböző jellegű területi egységeket is jelez: a közepes és magas északi szélességeken elhelyezkedő, mélyen fekvő síkságok és a déli, kráterezett felföldek kettőssége jellemzi a bolygót. Az utóbbi területek jelenléte szinte természetes, az előbbi, hatalmas medencékre tagolódó felszíntípus kialakulását viszont többféleképpen magyarázzák. Leginkább hatalmas becsapódási eseményekkel, a litoszféra köpenyáramlások általi elvékonyításával, ritkábban tektonikus vagy vulkáni folyamatokkal.

A TES legújabb eredményei szerint a két területtípus egyben eltérő közettani régiókat is jelent: míg a felföldek régiója bazaltos összetételű, addig a mélyföldek anyaga inkább andezites jellegű [7]. A különbségek pedig egyáltalán nem korlátozódnak a domborzatra, hanem a kéregszerkezetben is megnyilvánulnak (ahogy az a **4. ábrán** is megfigyelhető).

A két térség közti „határregió” feltűnően változatos domborzatú, itt található a legnagyobb helyi lejtők. Ezek több tíz km-es alapvonalra vonatkozó lejtőszöge 1-3°, néhány száz m-es léptékben pedig meghaladhatja a 20°-ot is.

4.3. Belső erők által formált területek

A Mars kérge nem tagolódik lemezekre, ezért a lemeztektonikai folyamatokat eddig teljesen kizárták a bolygó fejlődéstörténetéből. Az MAG/ER azonban a földi óceáni aljzatéhoz hasonló sávos szerkezetű mágneses mintázatokat talált a felszínen. Ez legegységesebb a déli féltéken, a Terra Cimmeria és a Terra



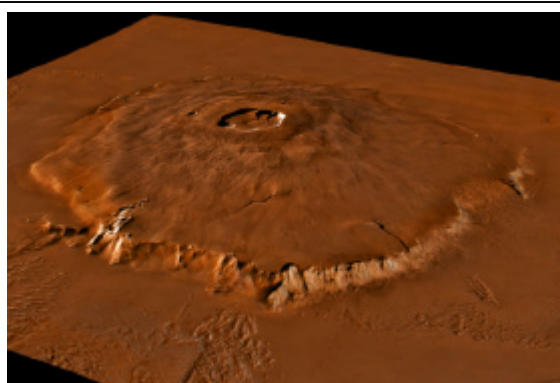
7. ábra

Sirenum területén. A sávok kelet-nyugati irányúak, átlagosan 160 km szélesek és 965 km hosszúak (**7. ábra**). Ez valamivel nagyobb sávszélesség, mint a földi érték, ami a pólusátfordulások között eltelt hosszabb időtartamokra és/vagy gyorsabban képződő kéregre utal. Meg kell jegyezni azonban, hogy a mintázatokban egyelőre nem találtak egykori „óceánközépi hátság”-ként azonosítható szimmetria-tengelyt, és hiányoznak a transzform vetők nyomai is.

A bolygó két nagy vulkáni területe a kisebb Elysium- és a nagyobb, 8000 km széles

Tharsis-hátság, amely utóbbi kialakulása valamikor 4,0-3,5 milliárd évvel ezelőtt kezdődhetett. A térség emelkedésével párhuzamosan lávaöntéses vulkáni tevékenység zajlott, illetve a litoszférában radiális törésrendszer jött létre.

Hatalmas pajzsvulkánok találhatók ezeken a köpenyáramlások által felboltozott területeken, köztük a Naprendszer legnagyobb ismert vulkáni építményével, a Tharsis-hátsághoz nyugat felől kapcsolódó 26 km magas Olympus Mons-sal (**8. ábra**). Ekkora vulkáni építményt a Föld kérgé nem bírna el (ebben a kéreg vastagsága és a



8. ábra

gravitációs gyorsulás meghatározó). Kialakulásához igen hosszú ideig tartó folyamatos működés volt szükséges, ami azonban mára már véget ért. A felszínre ömlött lávatömegek kráterezettsége egyes helyeken csak kb. 150 millió éves képződési kort jelez.

Ezt a vulkanizmust – a jelenlegi lemeztektonikai folyamatok hiányában – forrópontos jellegűnek tartják, ami minden bizonnyal kis viszkozitású, bazaltos lávaanyagot produkált.

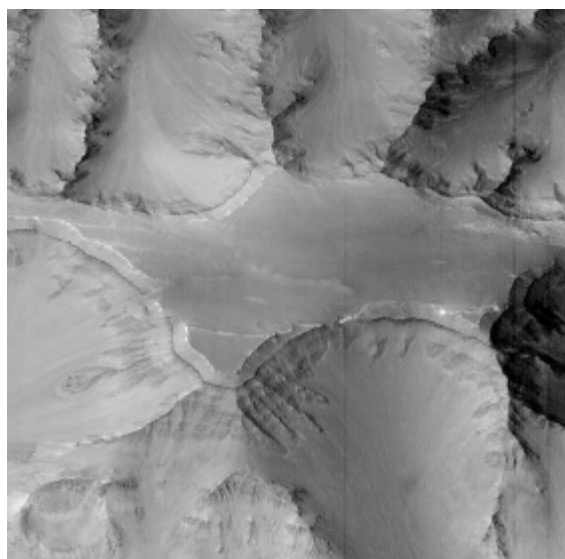
Talán nem véletlen, hogy a Tharsis-hátság körüli vulkáni vidék és az óriási méretű Hellas-medence közel egymással szemben helyezkednek el a bolygón (ez jól látszik az **5. ábrán**). Ennek talán az lehet a magyarázata, hogy a medencét kialakító hatalmas becsapódás keltette szeizmikus lökéshullámok gömbszimmetrikusan terjedtek a bolygón és az ellenlábás pontban koncentráálódtak, szerkezeti változásokat okozva a kéregben (és talán a köpenyben is). Ez pedig elősegíthette a vulkanizmus megindulását.

A Tharsis-hátság kiemelkedésével magyarázzák a legnagyobb repedéses-hasadékos marsi terület, az Egyenlítő mentén elnyúló, kb. 4000 km hosszúságú és 2-7 km mély Valles Marineris (Mariner-völgy) kialakulását (**9. ábra**). Oldalfalain finom rétegzettség figyelhető meg, több km-es mélységig (**10. ábra**). Sötét és világosabb sávok váltogatják egymást, változatos közettani felépítésre utalva. A rétegek vastagsága néhány métertől néhányszor tíz



9. ábra

méterig terjed, képződésük valószínűleg 4,3-3,5 milliárd évvel ezelőtt ment végbe. Vulkáni és/vagy üledékes eredetük vitatott. Előbbire utal a magas piroxén-tartalom, a környező területek lávaborítása és egyes földi rétegekkel való formai hasonlóságok is; az utóbbi mellett főként csak morfológiai érvek szólnak. Egyes feltételezések szerint ezen a területen megindult a kéreg szétszakadása, ami azonban valami miatt elakadhatott.

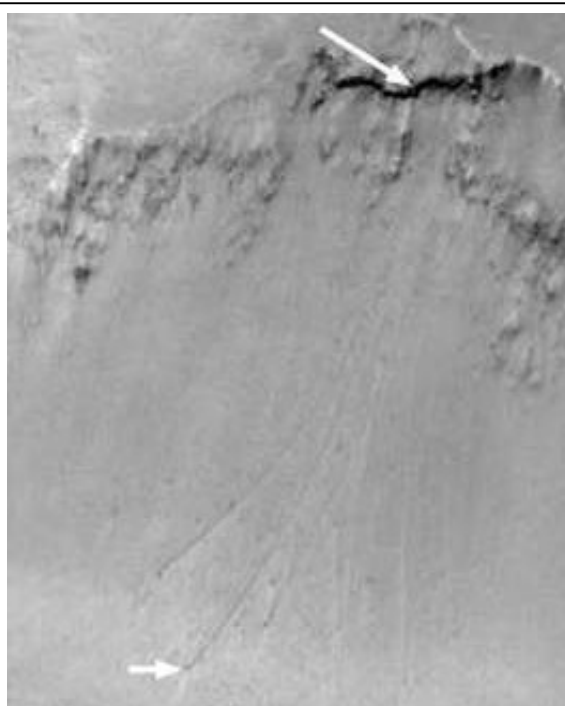


10. ábra

4.4. Külső erők által formált területek

A lejtős tömegmozgások, a jég, a víz illetve a szél hatására létrejött formák tartoznak ebbe a kategóriába, amelyek közül itt csak az első kettővel foglalkozunk röviden, mivel a II. illetve a III. rész a másik két külső erő formakincsét tárgyalja.

Egyes MOC-felvételeken lejtős tömegmozgásokra utaló jelek ismerhetők fel. Némely sziklaperem alján önálló, több méteres sziklatömbök láthatók, amelyek minden bizonnyal a sziklafalról szakadtak le. A meredek falakon néha a csúszópálya nyomai is kivehetők (11. ábra), sőt már találtak olyan kráterperemeket is, ahol az utóbbi másfél (földi) év során bizonyíthatóan végbementek lejtős tömegmozgások.



11. ábra

A Mars mindkét pólus környéki területét jégsapka borítja, amelyeken évszakos változások figyelhetők meg. Az északi átmérője kb. 1200 km, becsült átlagvastagsága 1,3 km, maximumértéke 3 km lehet. Ezek alapján térfogata a grönlandi jégtakaró felével egyenlő. A déli átmérője kb. harmadakkora, mintegy 400 km. Anyagukban valószínűleg keveredik a víz- és a CO₂-jég, az északi féltekén az előbbi, a délin az utóbbi tűnik dominánsnak. Mindkét anyagról feltételezhető, hogy a téli

évszakban kifagy a légkörből, mm-nél vékonyabb dérszerű jéglepellettel fedve be a periglaciális területeket (kb. a 60. szélességi fokig), még jobban csökkentve ezzel a légnyomást.

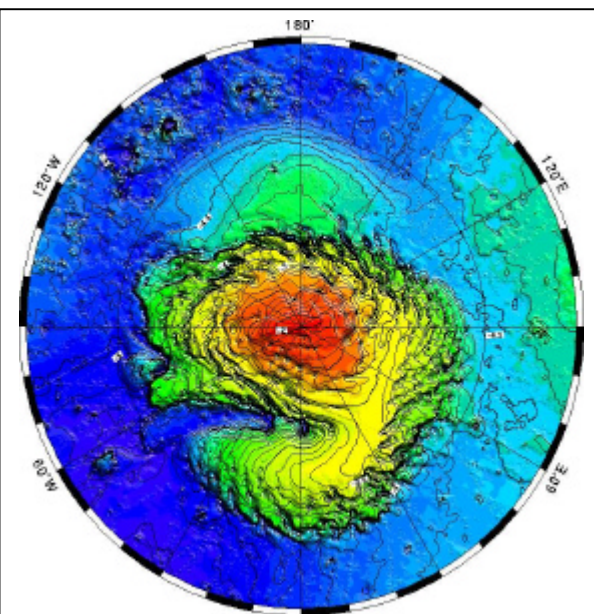
A jégsapkák különlegessége, hogy több száz méter mély kanyonok szabdalják fel azokat spirálisan. Ezen formák kialakításában a terület felett állandósuló, leszálló légtömegeket és a pólustól az Egyenlítő irányába fújó szeleket tartják meghatározónak (utóbbiakat szépen kirajzolják egyes eolikus formák). Az északi jégsapka valamikori nagyobb kiterjedését jelzik a környezetében lévő több 10 km-es méretű jégtömbök (12-13. ábra, előbbi színfokozatos domborzattérkép, amin a 5. ábrához hasonlóan a hideg színek negatív, a meleg színek pozitív magasságértékeket jeleznek).

A jégsapkák körüli területek majdnem mindenhol erős rétegzettséget mutatnak, számos m-es vastagságú, eltérő színű és keménységű üledékes szint váltakozása figyelhető meg. Feltételezett képződési mechanizmusukat az 5.2. alfejezetben vázoljuk röviden. Keletkezési ütemük néhány tized mm/év, kráterezettségük alapján viszonylag fiatal területek. Részletes vizsgálatuk akár a múltbeli klímaváltozásokról is szolgálhat információkkal. (A távolabbi területek hasonló rétegzettsége ugyancsak a jégsapkák korábbi, nagyobb kiterjedésére utal.)

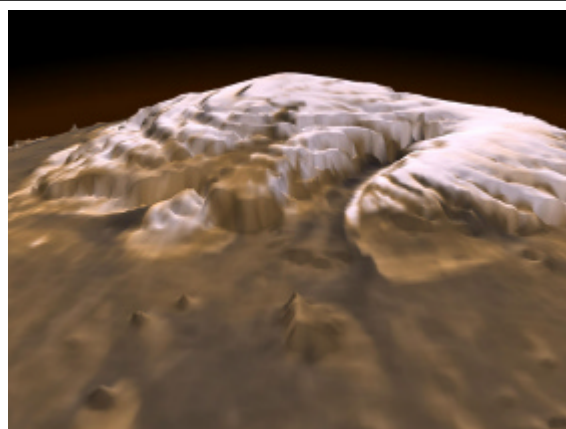
4.5. Becsapódásos formák

Ezek az alakzatok sokat elárulnak egy terület jellemzőiről (krátermorfológia) és fejlődéstörténetéről (kráterstatistika).

A legnagyobb ilyen formák a becsapódásos medencék, melyek a 4-3,9 millió éve véget ért Nagy Meteorbombázás utolsó nyomait őrzik. Ilyen például az Argyre- vagy a Hellas-medence, amely utóbbi átmérője 2100 km, mélysége 9 km, pereme pedig kb. 2 km-rel



12. ábra



13. ábra

emelkedik környezete fölé. A kialakulásakor kirobbant törmelék a központtól 4000 km-es távolságban is megtalálható.

A 200 km-nél kisebb átmérőjű kráterek legtöbbször a Marsra igen jellemző ún. talapzatos (lebenyes) kráter, amelyekkel az 5.1. alfejezetben foglalkozunk. A kidobott anyag színe több kráter körül eltér a környező terület világosabb árnyalatától, ami a felszíni és felszín alatti anyagok különböző összetételére utal.

A kidobott anyag mennyiségét összevetve a kráterből hiányzó anyag térfogatával, az utóbbi sok esetben kisebbnek bizonyul. Ennek valószínűleg a kráter részleges feltöltődése az oka, amire a legkézenfekvőbb magyarázat a kráterfal részleges beomlása. De szóba jöhet a kidobott anyagmennyiség látszólagos megnövekedése is, aminek viszont a légkörből ráülepedett törmelékanyag lehet a magyarázata.. Eróziós folyamatokra utal, hogy a kráterformák lepusztultabbak, mint holdi megfelelőik.

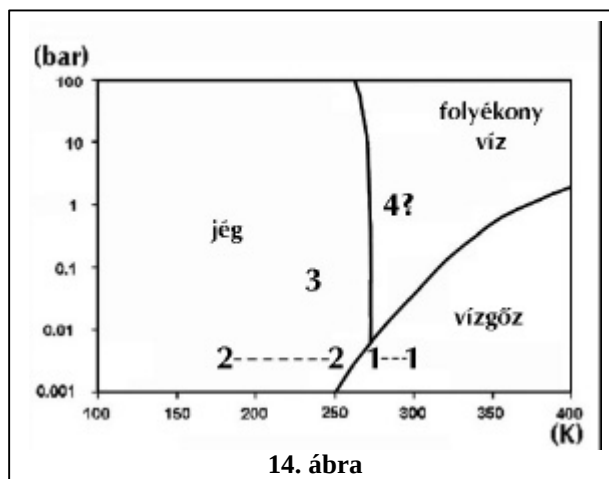
A kráterstatistika alapja, hogy minél idősebb egy terület, annál sűrűbben borítják be kráterek. Ezek szerint, hasonlóan a holdi terrákhoz, a min. 3,8-3,5 milliárd éves déli felföldek jóval idősebbek az északi síkságoknál, melyek egyes területei akár 500 millió évesnél fiatalabbak is lehetnek.

II. RÉSZ: VÍZ A MARSON

5. A víz története

5.1. Hidroszféra

A víz egy bolygó fejlődésében sok szempont miatt számottevő tényező. A Mars mai felszíni és nyomásviszonyai közt folyékony víz stabilan nem létezik. A paramétereiktől függően gáz vagy fagyott állapotban, ennek megfelelően a légkörben vízgőz, illetve a sarki hósapkában jég formájában van jelen. A 14. ábra a víz fázisdiagramján mutatja be a H_2O jelenlegi



előfordulását. Az 1-es és 2-es számokkal jelzett tartomány a felszíni viszonyokra vonatkozik (1 – vízgőz, 2 – felszíni jég). A 2-3 közötti átmenet folyamatos, ez jelenti a felszín alatti fagyott jeget, ami elsősorban fizikailag lehet megkötve, az ásványokban kémiaiilag kötött víz mennyisége valószínűleg kisebb. A kérdőjeles 4. térrész a mélység, és így a hőmérséklet illetve a nyomás növekedésével egy olyan tartományt jelez, ahol elméletileg folyékony víz is létezhet, bár erre egyelőre nincs bizonyíték. A H_2O mai eloszlása egyenletes felszíni vízborításban kifejezve: 1-100 ìm-nyi a légkörben, 1-10 m-el egyenértékű a pólussapkákban, 5-30 m-el egyenértékű a poláris üledékekben, a legtöbb jég pedig a felszín alatt lehet, ennek mennyisége nagyságrendileg 100 m-es vízborítással egyenértékű. Számos jel utal arra, hogy egykor a jelenleg megfigyelhetőnél lényegesen több víz volt a bolygó felszínén.

A Mars összeállása utáni kigázolás becslésével az eredetileg a felszínre kerülő vízmennyiséget lehet közelíteni. A jelenlegi $^{14}N/^{15}N$ izotóp-arány alapján számolva az eredeti nitrogénmennyiség 20-50 mbar felszíni nyomást képviselhetett egykor, mai parciális nyomása viszont 1 mbar alatt van [8]. Ha a földi litoszférában mérthez hasonló N/O arányt feltételezünk, az oxigénmennyiség alapján számolt vízmennyiség globálisan min. 30 m vízborítást adna. A $^{16}O/^{18}O$ izotóp-arány a földihez hasonló, ami az elszökő oxigén pótlódására, vagyis felszín alatti nagy oxigén-rezervoár jelenlétére utal (ennek alapján számolva globálisan min. 10 m-es vízborítás lehetett egykor a felszínén). Sok további becslés létezik, ezek szórása nagy, globálisan 10-300 m-es értékekkel számolnak [9].

A folyóvíz múltbeli felszíni, illetve felszínközeli jelenlétét jelzik a különböző típusú folyóvölgyek és folyómedrek. Mivel a meder és a völgy elkülönítés gyakran nem lehetséges, vagy nem egyértelmű, a továbbiakban egységesen a csatorna kifejezést használjuk mindkettő helyett. Egykori felszíni állóvizek (tavak, tengerek) jelenlétére utalnak néhol üledékes rétegek, teraszok, tavi delták, szakaszosan visszahúzódó partvonalak nyomai és a sík, feltöltött északi területek is [1b].

Tehát a bolygó fejlődése során a felszíni vízmennyiség jelentősen csökkent, amit sokféleképpen és összetett módon magyarázhatunk.

1. A víz elvesztése a bolygó élete során:

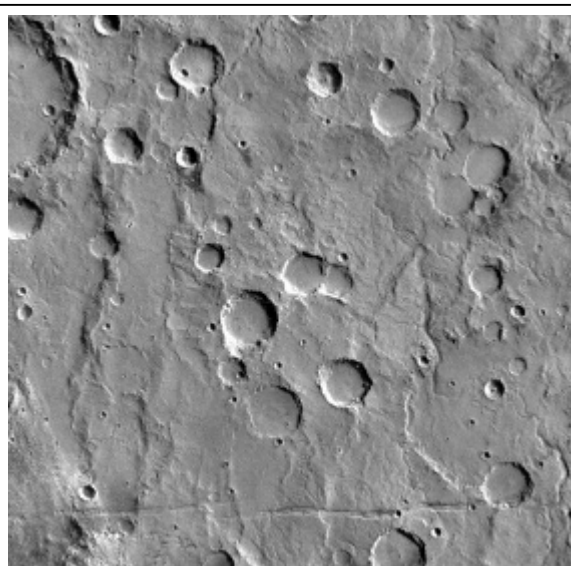
- nagy becsapódás(ok) miatt jelentős légkör-vesztés,
- disszociált hidrogén és oxigén fokozatos elvesztése az exoszférán keresztül.

2. A víz felhalmozódása felszín alatti tároló-szerkezetekben:

- víz kémiai megkötése,
- víz és jég fizikai megkötése a regolitban, üledékekben,
- felszín alatti, viszonylag tiszta jégtestek kialakulása.

A vízvesztés és a felszín alá jutás arányát nehéz megbecsülni. A felszín alatti jégfelhalmozódásra utaló tényezők a következők:

- 30-50° szélesség között a felszínformák kevésbé élesek, sokkal lágyabbak (**15. ábra**), mint kisebb szélességeken, aminek oka a felszíni regolitban lévő jég lehet, amely lehetővé teszi a közetréteg lassú kúszását, deformációját (szilárd fázisú deformáció),
- közepes, magas szélességek hegyei körül a szétterülő törmelékköpenyek, melyek szintén a jéggel kevert regolit lejöttirányú kúszásával keletkezhettek (**16. ábra**) [2b],



15. ábra

- talapzatos (lebenyes) kráterek: általában 5-10 km-nél nagyobb méretűek, törmeléktakarójukon folyási szerkezet látható, a törmeléktakaró peremén pedig meredek folyási frontvonal jellemző. Elvileg forró gázokkal kevert, fluidizált törmelék, valamint olvadék is létrehozhat ilyen formákat, de egyedi morfológiájuk igen képlékeny anyag

(víz) jelenlétére utal. A törmeléktakaró folyási mintázatai szélesség szerint változnak, ami a jég felszín alatti mélység- és állapotváltozásával, esetleg réteges szerkezettel lehet kapcsolatos (**17. ábra**),

- poligonális mintázatú területek, melyek a földi periglaciális térségekhez hasonlóan a felszín alatti jég mozgása, állapotváltozása következtében keletkeztek (**18. ábra**),
- termokarsztos depressziók: zárt (**19. ábra**), illetve nyitott mélyedések, amelyek morfológiája különbözik a kráterekétől (anyagukat felszín alatti fűtés, vízfeltörés, illetve konzisztenciaváltozás miatt összeomlott, vizet veszített törmelék alkotja, leginkább az ún. káosz-területeken fordulnak elő),
- ún. erodált (fretted) völgyek: többségük a déli felföldek és északi mélyföldek határvidékén található, a magasabb terület irányába történt hátravágódással keletkeztek, közettörmelékkel kevert vízjég mozgása révén,
- további jéggel kapcsolatos formák: gleccseryomokra, morénákra emlékeztető képződmények.

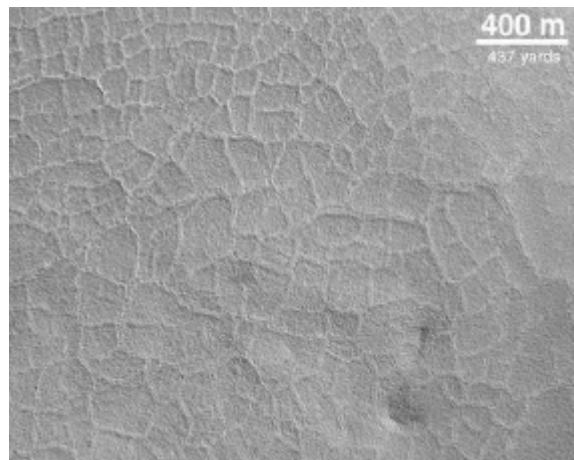
A felszín alatti jég-, illetve víztározó anyag a globálisan kb. 1 km vastag regolit lehet, ennek jeget tartalmazó része a



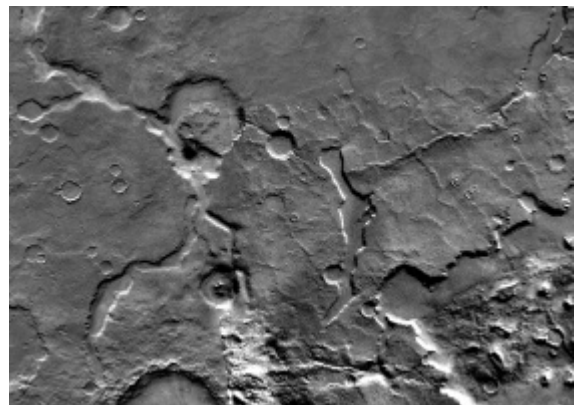
16. ábra



17. ábra



18. ábra



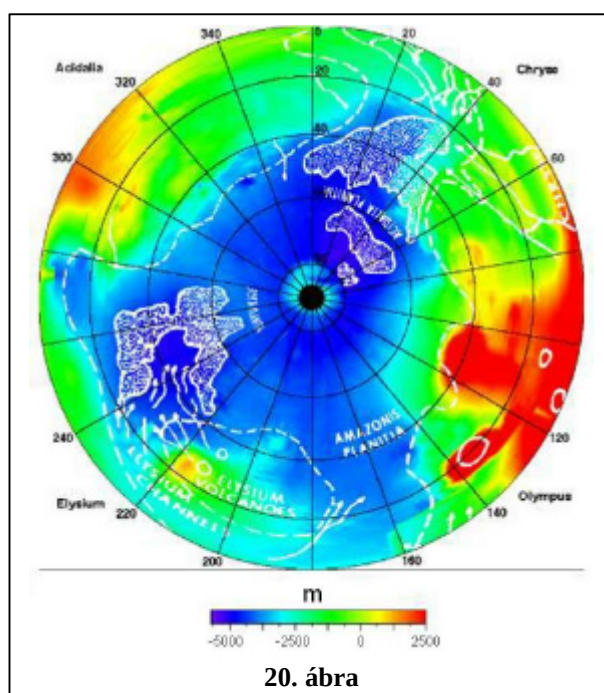
19. ábra

krioszféra (permafroszt). A poláris területeken a felszín közelébe, illetve a felszínig érhet, míg az Egyenlítő térségében mélyebben húzódhat [9]. Mindent egybevetve, az egykori légkör jelentős része (főként vízgőz és CO₂, valamint nitrogén) a felszín alatt, a regolitban van [10].

5.2. A víz által kialakított formák

A Mars belsejéből a Noachiszi-ben kigázolgt és lecsapódott vízmennyiség részben a regolitba szivárgott. Ekkor a felszínre jutó csapadék és talán a felszín alatti fűtés miatt egymástól függetlenül lefutó csatornarendszerek keletkeztek. Azt, hogy ez csak a déli térszíneken volt így, vagy az északi területeken is megtörtént, egyelőre nem sikerült megállapítani.

Elképzelhető, hogy a Noachiszi-ben az északi mély síkságok területét egy kiterjedt óceán (Ocean Borealis) borította (20. ábra³) [1c]. Erre utal egyrészt a bolygó eredeti vízkészlete, mely folyékony állapotban az északi mély területeken halmozódhatott fel [1d]. Az északi síkságok sík felszínét valamilyen üledékes feltöltő folyamat hozhatta létre. Az óceán-elmélet egyik korábbi támpontjának, a partvonalaknak a létezését a MOC felvételei eddig nem támasztották alá. A MOLA magasságadatai alapján [1e] azonban kijelölhetők egykori partvonalak. A külső (ún. Arabia) partvonal mentén mérhető abszolút magasságkülönbség 5 km feletti, ami túl nagy egy óceánnak. Kedvezőbb a helyzet a belső (ún. Deuteronilus) partvonalnál, ahol ez az érték kisebb, bár egyelőre pontosan nem ismert. Az utóbbi partvonal által körbezárt terület 27 millió km², ami 15 millió km³ vizet tartalmazhatott, átlagos vízmélysége 650 m, a maximális pedig 1,5 km lehetett. Víztömege a bolygó felszínén egyenletesen elosztva 100 m-es vízborítást adna. Míg az északi féltekén összefüggő óceán volt, délen a nagy becsapódásos medencék belsejében (Hellas, Argyre) tavak lehettek [11].



partvonalak. A külső (ún. Arabia) partvonal mentén mérhető abszolút magasságkülönbség 5 km feletti, ami túl nagy egy óceánnak. Kedvezőbb a helyzet a belső (ún. Deuteronilus) partvonalnál, ahol ez az érték kisebb, bár egyelőre pontosan nem ismert. Az utóbbi partvonal által körbezárt terület 27 millió km², ami 15 millió km³ vizet tartalmazhatott, átlagos vízmélysége 650 m, a maximális pedig 1,5 km lehetett. Víztömege a bolygó felszínén egyenletesen elosztva 100 m-es vízborítást adna. Míg az északi féltekén összefüggő óceán volt, délen a nagy becsapódásos medencék belsejében (Hellas, Argyre) tavak lehettek [11].

A Noachiszi/Hesperida fordulójához (kb. 3,5 milliárd éve) közeledve a bolygó belső hőforrásai folyamatosan csökkentek, a mágneses tér gyengült, ezzel erősödött a külső légkör anyagvesztése (az ionizált részecskéket könnyebben magával ragadhatta a napszél). Az

³ forrás: LPSC 1999, #1352

átlaghőmérséklet esett, a légkörnek egyre nagyobb része csapódott le a felszínre, illetve épült be a kőzetekbe víztartalmú ásványok formájában. E globális hűlés miatt az óceán elkezdett befagyni. A globálisan kialakuló jégburok alól 3,5-2 milliárd évvel ezelőtt időszakosan kitört az alatta lévő folyékony víz.

Ekkor keletkeztek az áradásos csatornák. A víz feltörésében esetleg vulkáni fűtés, vagy felszíni csuszamlások, tektonikus folyamatok segíthettek, amelyek kivékonyították a permafrosztot, illetve töréseket, szerkezeti gyengeségeket okoztak benne [2c]. Ennek hatására összetört, blokkos domborzatú ún. káosz-területek keletkeztek, amik főként felszíni mélyedésekben (kráterek, tektonikus repedések) találhatók, mivel itt vékonyabb volt a bezáró permafroszt réteg. A mozgás és a feláramló víz a felső réteg töredezett blokkjaiban lévő jeget is felolvasztotta. Az így keletkezett víztömeg vagy helyben maradt, vagy kitört a területről.

Ahol megmaradt, részben elpárologott, részben megfagyott. Az ilyen kaotikus süllyedékek területén sajátos a felszín: a sík, jéggel kevert törmelékes üledékes rétegből nagyobb blokkok, töredékek állnak ki. A MOC-felvételeken az ilyen mélyedésekben esetleg a kis kráterek is mutathatnak talapzatos, folyásos szerkezetet.

Ahol a víz a területről kitört, ott keletkeztek az áradásos csatornák. Legjellemzőbb területük a Chryse Planitia (síkság) környéke, az egykori óceánnak egy délre nyúló öble. Az egyes csatornákból a vízfeltörések alkalmával kb. hónapos időtartamok alatt folyt a hordalékban gazdag víz. A zord klíma miatt a felületük megfagyott, de ez alatt nagy sebességgel áramlott a víz. A síkságra kifutva szétterültek, az időszakos elöntések miatt jég- és a légkörből lerakódott porrétegek váltakoznak.

Az Amazoniszi periódusban a felszíni aktivitás erősen csökkent. A hűléssel párhuzamosan a krioszféra olyan vastag lett, hogy alóla a víz többé már nem tudott feltörni. A légkörzés a korábbi jeges területeket porral borította be (ebben szerepet játszhatott a Tharsis- és Elysium-hátságok néhány vulkánjának működése is), így mára a feltöltésekre csak a területek domborzatának vizsgálatával és egyéb közvetett módszerekkel következtethetünk. Érdekes kérdés, hogy mi lett az északi óceán jegével, ma ugyanis csak a terület felszíne alatt lehet jég. Erre egyelőre nincs elfogadható magyarázat.

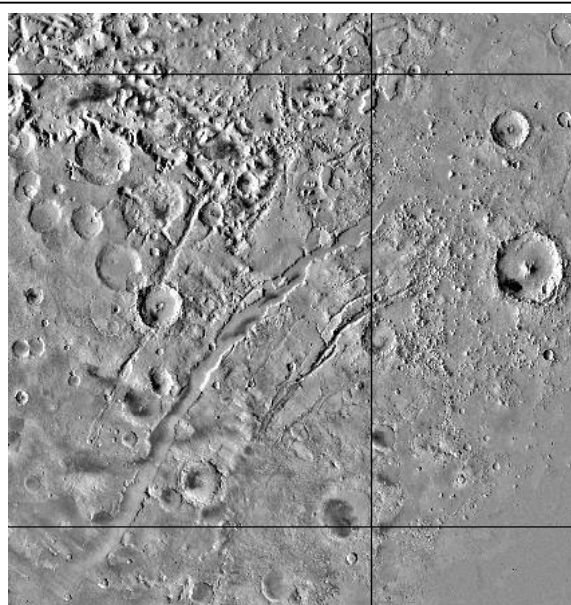
6. Az áradásos csatornák

6.1. A vizsgált terület lehatárolása

A Marson elsősorban a Viking-űrszondák felvételei segítségével választottuk ki a feltételezett egykori csatornákat. A képződmények lehatárolásánál a lávafolyásos és tektonikus eredetű medrektől, árkoktól való elkülönítés volt a fő feladat. Ezt, morfológiai módszereket mellőzve (melyek ez esetben inkább csak durva közelítést adnak), vizuális megjelenés és a vulkáni központokhoz, tektonizált területekhez viszonyított elhelyezkedés alapján végeztük. Az elkülönítés különösen az Elysium-hátságtól nyugatra eső csatornáknál okozott problémát, ahol a vulkáni hő és deformáció következtében támadt törések és árkok belsejéből felszabadult víz vagy láva egyaránt kialakíthatta azokat.

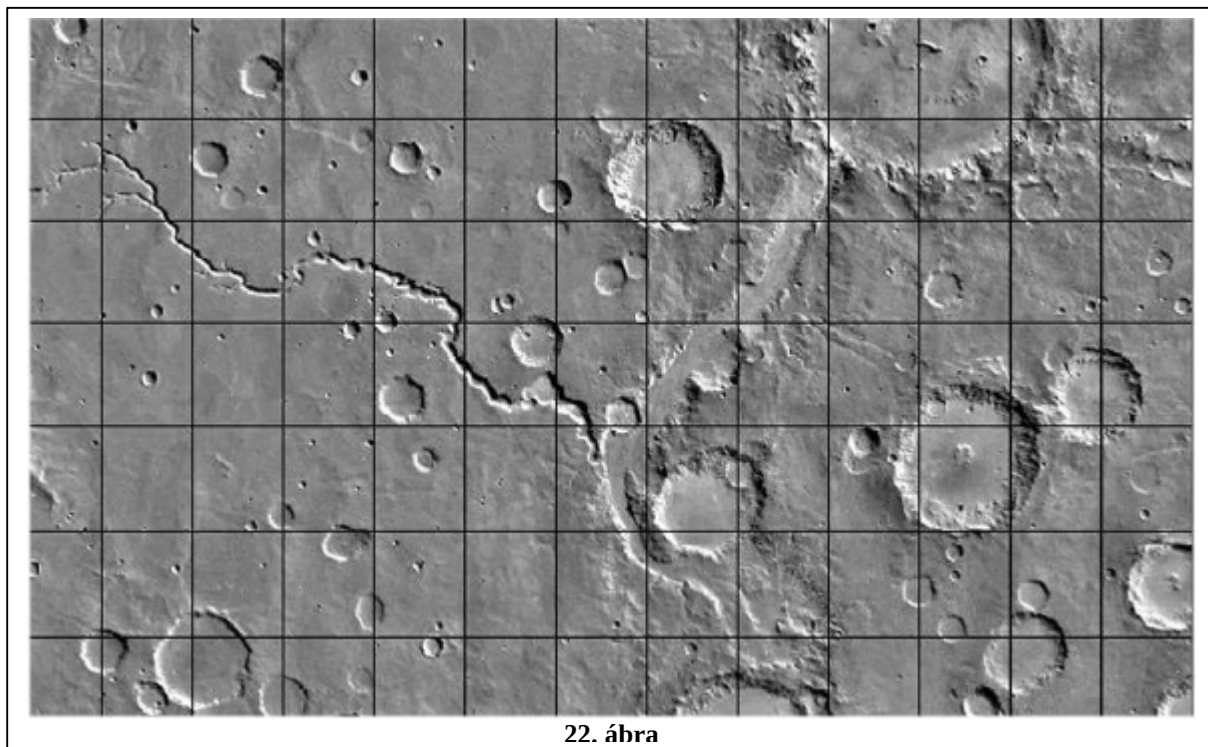
A marsbéli folyóvölgyekre emlékeztető formákat a szakirodalom három fő csoportba osztja, amelyeket az alábbiakban jellemzünk röviden.

1. Az erodált (fretted) csatornák **(21. ábra)** a déli felföldekbe vágódnak be, és az északi síkságokra futnak ki. Széles, lapos, kanyargó formák jellemzők rájuk, meredek, 1-2 km magas peremükről közettörmelék kúszik lefelé a völgy alsó részére. Innen az anyag a völgy lejtésének irányába mozog, amit hosszanti törmelékvonulatok jeleznek. Az erodált csatornák megjelenése a sziklakkal kevert, illetve borított földi



21. ábra

gleccserekéhez hasonló. Területükön valószínűleg vízjég-tartalmú törmelék kúszott, vagy kúszik ma is lefelé, kis sebességgel. Jellegzetesen az északi féltekén, az É. sz. 30°, Ny. h. 280° és az É. sz. 50°, Ny. h. 350° által határolt térségben található, ami a „déli” felföldek legészakibb része. Itt van a felföldeken a krioszféra teteje a felszínhez a legközelebb, ami megkönnyíthette a gleccserszerű képződmények kialakulását. Észak felé a felföld anyaga egyre jobban felszabdaldódik, kisebb törmelékszoknyákkal övezett táblahegyekre szakadozik, végül sík területbe megy át. Az erodált csatornák igen fiatal képződmények, elképzelhető, hogy napjainkban is aktívak.



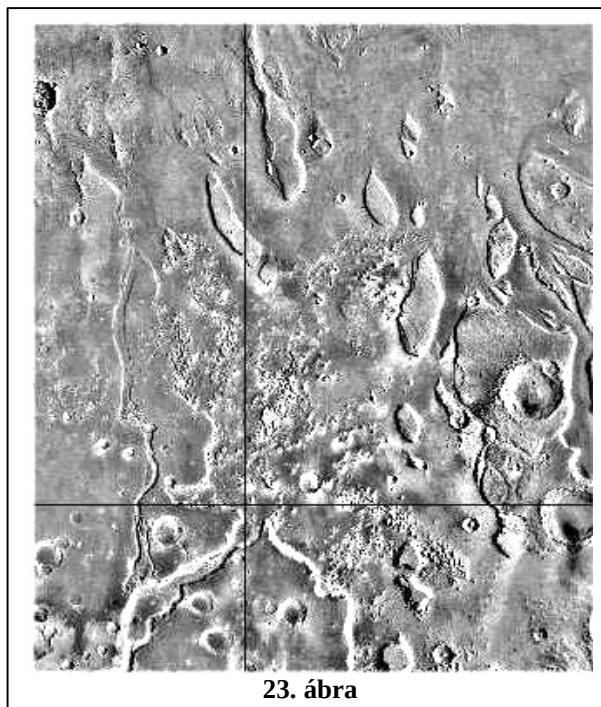
22. ábra

2. A hálózatos avagy lefutó (runoff) csatornák (22. ábra) átlagosan néhányszor 10 km hosszúak és 1 km-nél keskenyebbek. Sok mellékágból álló hálózatot alkotnak. Az ágak a feltételezett folyásirányban összekapcsolódnak, a fő meder lassan szélesedik. Felső szakaszukon V keresztmetszetű, alsó szakaszukon szélesebb, laposabb meder a jellemző. A meder végén gyakran nincs semmilyen képződmény, a víz eltűnéséről nincs információ. Az egyes csatornahálózatok nem kapcsolódnak össze egymással. Elhelyezkedésük jellemző: szinte kivétel nélkül az idős déli felföldek területén találhatók. (A néhány kivétel valószínűleg más típusú, illetve eredetű, főleg lávafolyásos képződmény.) Koruk minimum 3,8 milliárd év. Kialakulásukkor nagyobb lehetett a Mars belső hőfluxusa. Emellett a jelenleginél sűrűbb légkör volt szükséges ahhoz, hogy a medrekben lévő víz ne fagyjon meg nagyon hamar. Kialakulásuk felszíni és/vagy felszín alatti vízmozgáshoz kapcsolódhat, erre utalnak morfológiai jegyeik. A felszínre hullott víz, vagy egy jégréteg alatti olvadákvíz kis medret vágott a felszínbe. A meder idővel elérte a talajvizet, ez szintén áramlani kezdett, a felszín omlásával, csuszamlásával hátravágódó völgy hossza növekedett. Jelenleg a felszín alatti áramlásra utaló jelek túlsúlyban a felszíni áramláséhoz képest. Az északi síkságok területén nem találunk ilyen lefutó csatornákat, aminek több oka is lehet:

- talán ott is voltak, de a felföld, a korábbi felszín lepusztult,
- mire az északi síkságok kialakultak, az éghajlat annyira megváltozott, hogy már nem keletkeztek ilyen csatornák,

- a belső hőfluxus csökkenése vetett véget a csatornaképződésnek, mivel a hűlés miatt egyre mélyebbre húzódott a jég/víz határréteg,
- más ott a kéreg anyaga,
- az északi óceán már a lefutó csatornák képződése előtt kialakult.

3. A harmadik csoportba az áradásos (outflow) csatornák tartoznak (23. ábra). Ezek a legfiatalabb és a legnagyobb víztömeg által létrehozott felszíni formák az égitesten, több területen döntő szerepük van a makrodomborzat kialakításában. Hatalmas víztömegek csaknem egyszerre történő felszabadulásával keletkeztek, és valószínűleg jégborítás alatt áramlottak, mivel a klíma hűlése miatt kialakulásukkor a víz a felszínen már nem volt stabil.



23. ábra

6.2. A csatornák elhelyezkedése

Fő területük a déli felföldeknek az É. sz. 0-40°-a, illetve Ny. h. 0-80°a közötti peremvidéke. Külön említhetők emellett az Elysium-hátság környéki csatornák, néhány a Hellas-medence peremén, és az Amazonis Planitia-tól délre. További érdekes vidék a déli felföldek legészakibb része, az É. sz. 40-45°a és a Ny. h. 280-350°a közötti terület. Itt erodált gleccservölgy-szerű képződmények és vízvájta csatornák váltakoznak, keverednek.

Legfontosabb az elsőként említett terület, az ún. Chryse-Acidalia térség: itt a leglátványosabbak a csatornák, melyek a déli felföldekről az északi síkságokra futnak le. Az Elysium-hátság környéki szerkezeteket kivéve mind idős felföldekről indulnak. Elsősorban ott fordulnak elő, ahol a jégréteg alatti víztömeg könnyen a felszínre tört, azaz árkok, mélyebb kráterek területén. Sok közülük a Valles Marineris-hez kapcsolódik

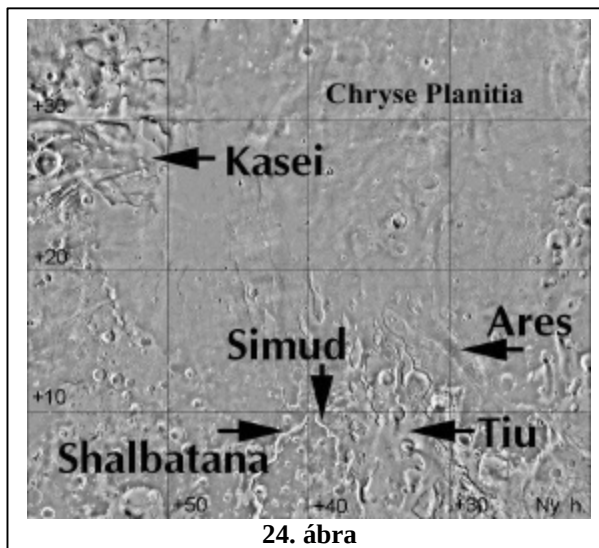
A Hellas-medence környékén is találunk néhány áradásos csatornát. Ezek vizének felszínre juttatásában talán a közeli vulkáni központok melegítő hatása működött közre.

A déli felföldek legészakibb részén lévő erodált csatornákról feltételezhető, hogy egykori áradásos csatornák továbbalakulásával keletkeztek.

Azt is érdekes megvizsgálni, hogy hol nincsenek áradásos csatornák: a Valles Marineris

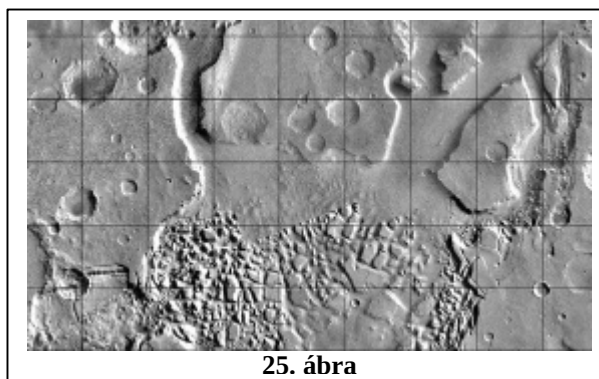
peremtérsegeit leszámítva az egész Tharsis-hátság területéről hiányoznak. Elképzelhető, hogy itt a lávaöntéssel keletkezett anyag ellenállóbb volt, mint a felföldek idős, a meteorbombázástól összetöredezett területe (a kisebb hézag- és pórustérfogak miatt szilárdabb lett a krioszféra, mint más területeken).

A továbbiakban elsősorban a Chryse-Acidalia térség csatornáit vizsgáljuk (24. ábra). Ennek oka, hogy egyrészt itt van a legtöbb ilyen szerkezet, és ezek a legnagyobbak, így a legjobban vizsgálhatók. Másrészt, hogy területükön mind a Tharsis-térség egykori lávái által érintett vidékek, mind pedig „érintetlen”, eredeti felföldek is vannak – lehetőséget adva az összehasonlításra.



6.3. Az áradásos csatornák forrásterületei

Az áradásos csatornák forrásvidékei általában káosz-területek (25. ábra). Itt a felszínre jutott víz szintje magasra emelkedett és átbukott a területet határoló fal legalacsonyabb részén. Az áramló víztömeg a kisebb közettömböket is elsodorta, így az egyes blokkok mérete



folyásirányban csökken. A víztömeg a szállított kisebb testekkel a nagyobbakat körbeerdálta. Részben kiszabadult az összetört krioszférában lévő jég, mely a kisebb szemcsékkel együtt elszállítódott. Magukat a káosz-területeket mindig meredek szakadással határolja, valószínűleg óriási csuszamlásokkal nőtt a méretük, végül a növekedés megtorpanásával alakultak ki a mai peremek.

Nem kizárt, hogy kapcsolat van a csuszamlások és a terület rétegzett közei között. A Valles Marineris falán látható rétegek között például lehetnek jó víztartó tulajdonságúak is, amelyekben – ha a krioszféra alá, a vízzel telített térségbe nyúltak – könnyen csúszópályák alakulhattak ki a meredek szakadásfalaknál (mint például a paksi partszakasznál a fosszilis talajok esetében).

6.4. A csatornák megjelenése

Az áradásos csatornák legfontosabb jellemzői, hogy teljes szélességüket már induláskor elérik és nincs olyan összekapcsolódó, folyásirányba szélesedő vízhálózatuk, mint a lefutó, hálózatos csatornáknak. Szélességük néhány km és néhányszor 10 km között változik, hosszuk néhányszor 100 km, ritkán 1000 km-nél is nagyobb. Lefutásuk enyhén kanyargó, a vízmélységhez képest széles mederrel rendelkeznek. Sok szempontból a Szibériában vizsgált, fagyott talajon, néha jégborítás alatt áramló folyókra emlékeztetnek [12]. Hosszúkás, könnyecsepp alakú, „áramvonalas” megjelenésű szigetek találhatók bennük, amelyek gyakran kráterek mögött húzódnak (mivel azok fala eltérítette a víztömeget eredeti haladási irányától). Sok kiemelkedés mögött a feltételezett folyásiránynak megfelelően elhelyezkedő hosszú törmelékletű található.

6.5. A vízáramlás jellemzői

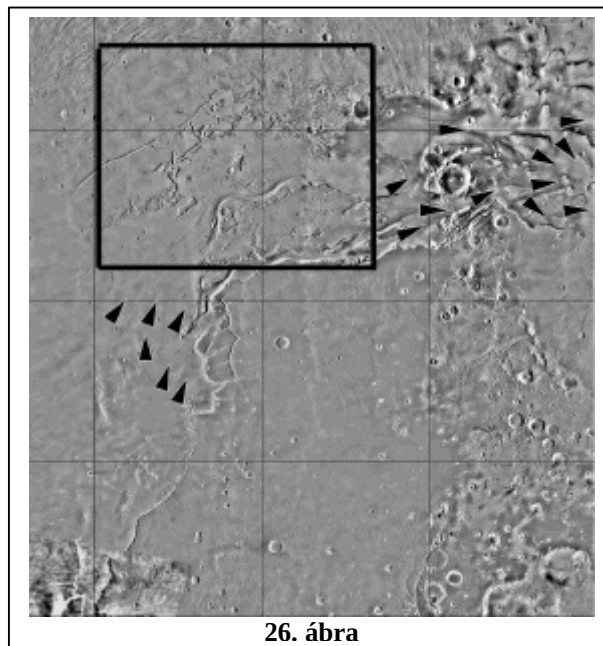
Számos hasonlóság mutatható ki a marsbéli áradásos csatornák és egyes földi szerkezetek között. Ide tartoznak a katasztrofális áradással kialakult völgyek (Missoula, Boneville, stb.), de hasonló morfológia egyes tengeralatti, zagyárákkal keletkezett völgyeknél is megfigyelhető, amelyek a csökkent gravitációs környezet modellezésénél használhatók. A csatornák óriási térfogatából kiindulva hatalmas víztömegekről lehetett szó. Egy-egy áradás viszonylag rövid, hetes, hónapos időtartamú lehetett.

Az áradásos csatornák, ha lenne megfelelő vízutánpótlás, a jelenlegi klímaviszonyok közt is kialakulhatnának. Ennek oka, hogy a kis légnyomáson és alacsony hőmérsékleten a felszínükön néhány méteres jég réteg keletkezne, ami lelassítja a hővesztést, és a víz megfagyását. Az elméleti számítások szerint egyenletesen áramló víztömegben 1 m vastag jégborítás néhány nap alatt alakulna ki a Marson. A valóságban folyás közben töredezett, aprózódott a jég, de az óriási víztömeg így is messzire jutott. A jégpáncél alatt pedig a többször 10 m vastag vízréteg biztonságosan áramlott.

Az áradásos csatornák vízhozamára csak durva becslések vannak. Az 1500 km hosszú, átlagosan 25 km széles Ares Vallis esetében például 10^4 - 10^5 m³/s-t becsültek egyes források [13], ez azonban csak közelítő érték, főleg az újabb MOLA-adatok kérdőjelezik meg [14]. A becslések ma is megoszlanak a szállított víztömeget illetően, részben a hiányos domborzati adatok miatt, részben pedig azért, mert a sok terasz-szint miatt nehéz megbecsülni, egy-egy áradás idején hol húzódott a mederfenék.

6.6. A Chryse-Acidalia térség áradásos csatornái

A Kasei Vallis az egyik leglátványosabb áradásos völgy a Marson (**26. ábra**), mely a Valles Marineris térségéből indul észak felé és kb. az É. sz. 20°-áig tart. Egyes elméletek szerint forrásvidékén egykor kiterjedt állóvíz volt, amely valamilyen okból észak felé utat talált magának, és létrehozta a völgyrendszert. A felső szakaszon meder nem látszik, a folyás irányára csak a környező, főleg a keleti magasabb peremből, valamint néhány kisebb sziget alapján következtethetünk. Helyenként káosz-



26. ábra

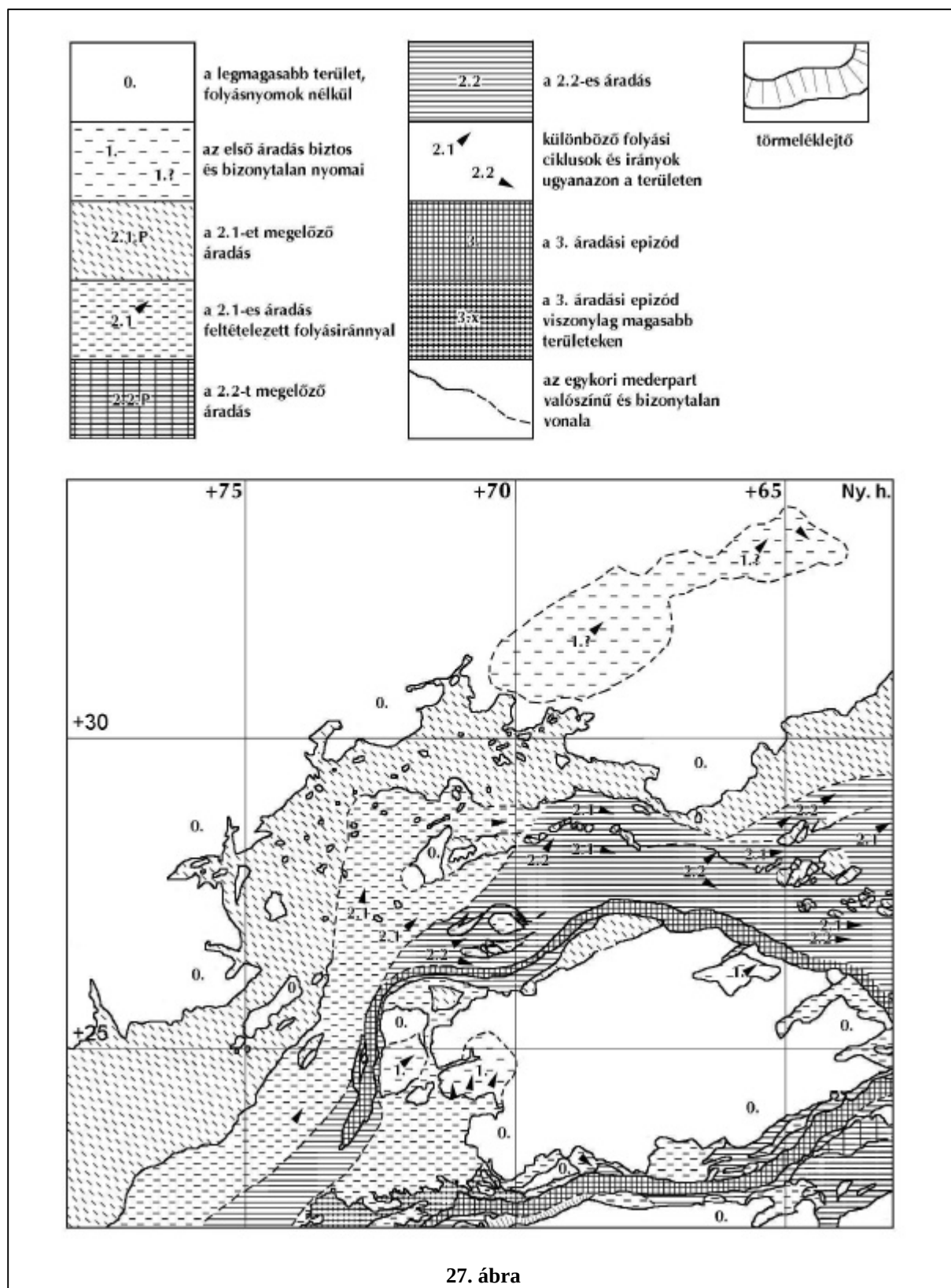
területek látszanak, elképzelhető, hogy a vidék nagy része kaotikus volt, de azt finomabb törmelékes anyag feltöltötte. Az É. sz. 20°-a és Ny. h. 75°-a környékén két kelet felé haladó ágra bomlik. Úgy tűnik, itt tektonikusan előrejelzett völgyben halad a csatorna, iránya radiális a Tharsis-hátság központjához képest, így jól illeszkedik a hátsághoz kapcsolódó sugaras repedéshálózatba. Emellett a területen a megmaradt magasabb térszíneken is láthatók ilyen irányú kisebb törések; továbbá a tektonikus trend sok sziget alakjában, elhelyezkedésében is felfedezhető.

A völgyben a Viking-felvételeken is látszottak folyásirányú sávok szerkezetek, de a MOC-képeken már egyértelmű, hogy kisebb, néhány km-es csatornák vágódnak a nagy völgy aljzatába. Az új MOLA-adatok alapján maximálisan 300 m-es vízborítás lehetett a területen. A jellemző vízhozam-bebecslések korábban 10^9 - 10^{10} m³/s-osak voltak, ma viszont 10^4 - 10^7 m³/s körüliek. A vizsgált áradásos csatornáknak több folyási ciklus nyoma fedezhető fel.

A **27. ábrán** a Kasei Vallis-ra vonatkozóan mutatunk be részletesebb elemzést, egy lehetséges kronológiával (az ábrán látható terület a **26. ábra** bekeretezett részlete).

A terület geomorfológiai elemzése egyértelművé tette, hogy több áradásról volt szó, amelyek iránya nem teljesen egyforma. Ezeket az eltéréseket az üledékes feltöltés, valamint a gyorsabb áramlású helyeken túlmélyülő medrek kialakulása okozhatta.

Három fő folyási ciklust különítettünk el, melyek valószínűleg az áradás fő területe és jellege alapján is különböztek. Az 1. áradás még az idősebb vulkáni lávasíkság felszínén történt. Erre viszonylag kevés nyom utal, néhány sziget formájában. A 2. áradás volt a legnagyobb, ez erodált a legerőteljesebben, így a lepusztított terület nagy részét fel is töltötte.



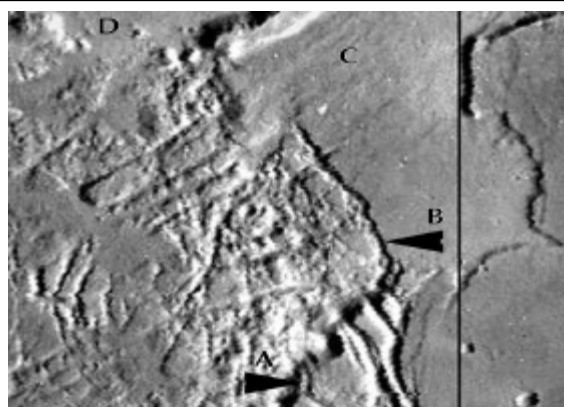
A 2. áradást a partvonalak helyzete és a szigetektől adódó folyási irányok alapján négy kisebb szakaszra lehet osztani (a **27. ábrán** 2.1P, 2.1, 2.2P, és 2.2 időrendi sorrendben). A többszöri áradásokra láthatunk nyomokat a **28/a. ábrán** (A – magas térszín, B – közepes térszín pereme, C – közepes térszín, D – legalacsonyabb térszín), valamint a **28/b. ábrán** (1 –

fiatalabb terasz-szint, 2 – idősebb terasz-szint). Ezzel kialakult a Kasei Vallis mai arculata. A 3. szakaszba a korábbiaktól kissé eltérő folyamatot soroltunk: az üledékek lerakódása utáni mozgásokat. Ezek tulajdonképpen a vízzel vagy fagyott jéggel átitatott üledék lassú kúszó, csúszó mozgását jelentik és apró csatornákat hoztak létre (28/c. ábra), valamint sima anyaggal töltötték fel a mélyedéseket (28/d. ábra).

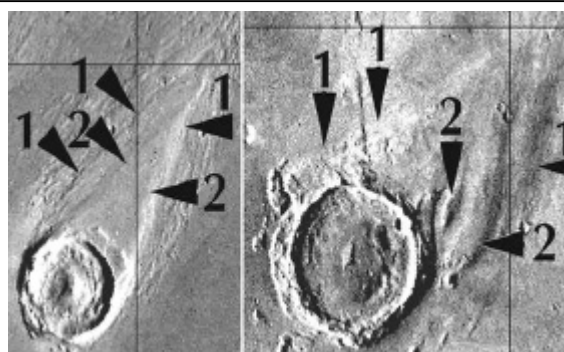
Mindezek alapján egyértelmű, hogy a völgyrendszerben több, különböző vízhozamú áradás történt, amelyet a térség többi csatornája is alátámaszt. Sajnos a kráterszámlálásokból egyelőre nem lehet eldönteni, hogy ezeket milyen időközök választották el egymástól.

Az áradásos csatornák vizének befogadó-területei az északi síkságok voltak. A felföldekről a lefolyás közben bekövetkező, beszivárgás és szublimáció miatti vízvesztés valószínűleg elhanyagolható az óriási víztömeg mellett. Az északi síkságokon viszont a víz szétterül és egyre vékonyabb réteget alkot, miközben felső része megfagy. Minden vízfolyás gyakorlatilag óriási jégborításként végzi futását. Ezek a jégrétegek az egykori besugárzási és a légköri viszonyoknak megfelelően részben szublimálhattak, részben viszont a felszínen maradtak.

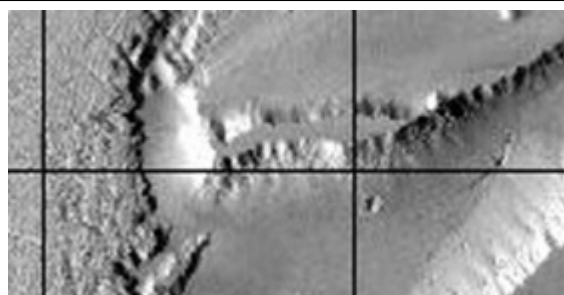
A bolygó légköri viszonyai miatt a felszín alatt bizonyos mélységig a kőzetek



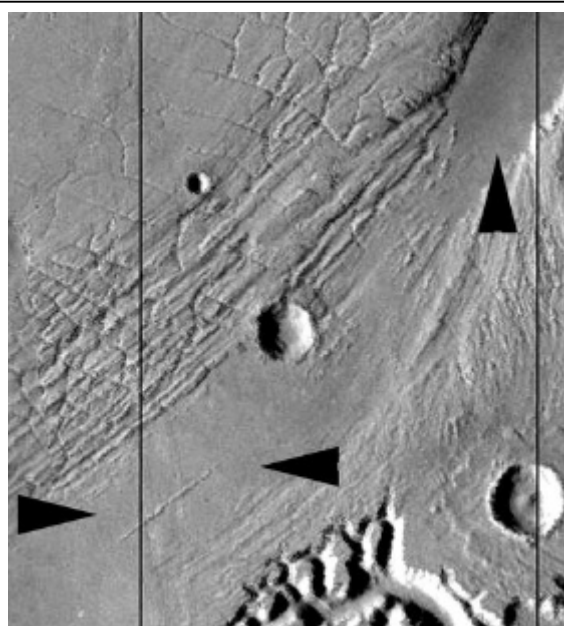
28/a. ábra



28/b. ábra



28/c. ábra



28/d. ábra

pórusaiból elszállítódik a víz. Ennek mértéke a helyi hőmérséklet- és nyomásviszonyoktól függ. A légkörbe párologó vízgőz magasabb szélességeken kicsapódhat, így az Egyenlítőhöz közeli térségekből poláris területekre szállítódhat. A folyamat révén alacsony szélességeken a felszínhez közel egy kiszáritott réteg keletkezik, amely a pólusok felé vékonyodik, majd teljesen el is tűnik. Így a csatornák területén az egykori jégrétegek felszínközeli része mára a légkörbe párologhatott.

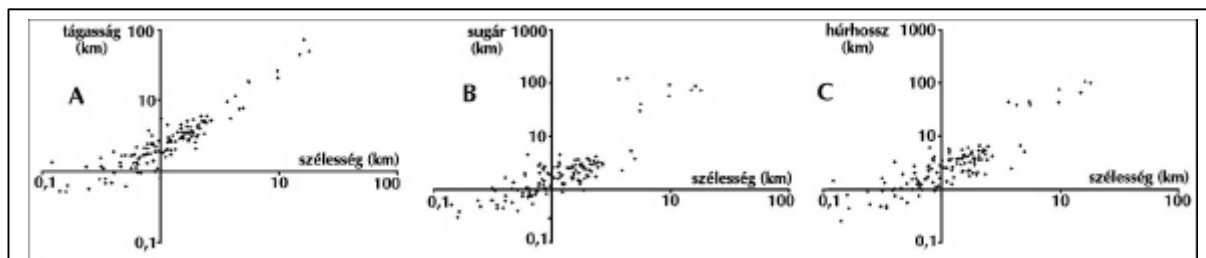
A nagy víztömegek által időszakosan szállított és lerakott hordalék jellemzőit a Földön pl. a sivatagi vádikonál vizsgálhatjuk. Itt a vízmozgások ritkák, ekkor is csak napos, hetes időtartamokra korlátozódnak. Talajtakaró gyakorlatilag nincs, a mállás is gyenge, a felszínre kibukkanó kőtömbök jól megfigyelhetők. A vádiüledékek gradációja jellegzetes: a vízhozam csökkenésének megfelelően egyre kisebb szemcsék ülepednek ki, végül finom agyagos réteg fedi be az összletet. A rétegzettség persze csak akkor látható, ha valamilyen folyamat feltárja a belső szerkezetet. Ilyen lehet pl. egy újabb áradás, amelynek vízhozama kisebb a korábbinál, és a régebbi mederbe egy keskenyebb, újabb völgyet vág. Erre pedig minden bizonnyal gyakran sor került a Marson is (a korábban említett teraszos szerkezet alapján), ezért a területéről készült MOC-felvételeken a kérdéses részeken, falakon korábbi üledéksorok tűnhetnek elő.

A vizsgált áradásos csatornák a Chryse Planitia mélyedését töltötték fel, a becslések alapján átlagosan 1 km-es vastagságban [11]. Nagy befogadó terület emellett az Utopia Planitia (talán egy idős, óriási becsapódásos medence, amely az északi óceán mély, délre nyíló öble, kevesebb vizet feltételezve pedig egy önálló tó, esetleg tenger lehetett), amelybe az Elysium-hátság környékéről induló vízfolyások érkeztek. Teljes vízmennyiségük elég lehetett egy nagyobb tó feltöltéséhez, aminek becsült maximális mérete 2100 km lehetett. Ekkor a vízszint $-4,3$ km-en állt, a maximális vízmélység 650 m-re tehető, aminél nagyobb érték esetén az északi síkság más területeire is kifolyt a víz (a MOLA-adatok jelenleg alátámasztani látszanak ezt az elgondolást [11]). Az Utopia-hoz délen egy még kisebb medence, a kb. 1000 km átmérőjű Isidis Planitia csatlakozik, ennek térfogata 10^5 km³-nél kisebb, aljzata kb. 500 m-el az előbbi $-4,3$ km-es szint felett található.

6.7. A hálózatos csatornákról röviden

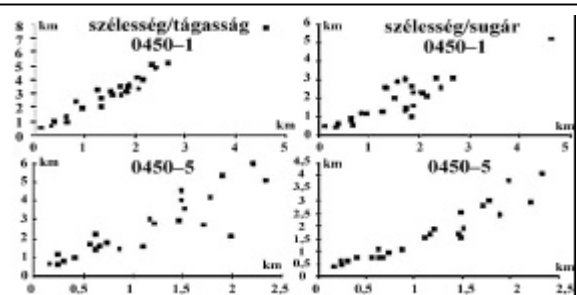
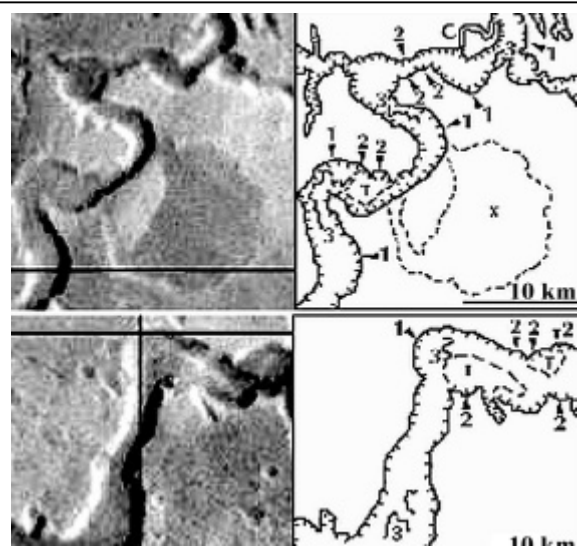
A hálózatos csatornák morfológiai jellemzőit a Viking Orbiter-felvételekből a United States Geological Survey által készített Mercator-vetületű fotómozaik-térképen vizsgáltuk, amelyen Surfer és Excel programokkal, illetve kézi digitalizálással kijelölt pontok távolságadatait mértük. Az így nyert csatornahosszúság, -szélesség, valamint meander-

húrhossz, kanyarulati sugár és -tágasság adatok hibája 10 km felett 10%-nál kisebb, 1-10 km között 10-30% körüli, 0,5-1 km között pedig 30-50%-os. Az É. sz. 0° – 31° és a Ny. h. 44° – 76° közötti területen kb. 300 folyóvölgy illetve völgyszakasz morfológiáját vizsgáltuk meg.

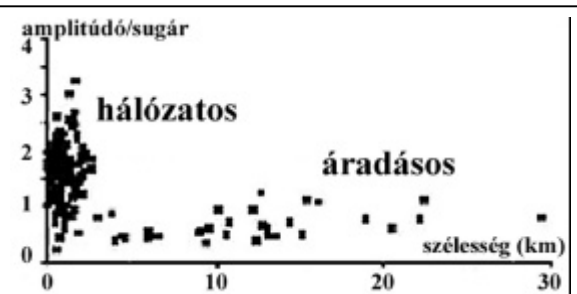


29. ábra

A földi folyóknál régóta ismert, hogy a vízhozam (általában a legnagyobb vízhozam) közelítő arányban áll a meaderek méretével. Minél nagyobb egy adott meander, annál nagyobb volt az azt kialakító vízhozam. A hálózatos és néhány áradásos csatorna esetében a meanderek húrhossza, tágassága, kanyarulati sugara látható a csatorna szélességének függvényében a **29. ábrán**. Egyértelmű kapcsolat látszik mindhárom esetben, elképzelhető tehát, hogy a módszer finomításával relatív vízhozamokat lehet becsülni és a domborzati adatok, valamint az elméleti lefolyási sebesség alapján ezt abszolutizálni. A **30/a. ábrán** azon hálózatos völgyek egyike látható, amelyek esetén a peremeken lévő, különböző méretű íves beharapások (1, 2), az egykori teraszok (T) és a fenéken futó kisebb csatornák (3) változó vízhozamra utalnak. A **30/b. ábra** a tágasság és a sugár időbeli változását mutatja két ilyen csatorna esetében. A **31. ábrán** pedig a meanderek



30/b. ábra



31. ábra

amplitúdó/sugár aránya látható a völgy szélesség függvényében, élesen elkülönítve az áradásos és a hálózatos csatornákat

III. EOLIKUS FOLYAMATOK A MARSON

7. A széleróziót meghatározó tényezők

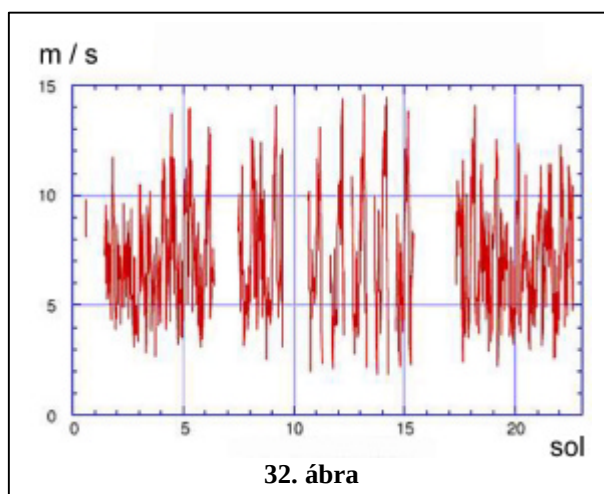
A szél a Földön csak félszáraz vagy száraz területeken válhat domináns felszínformáló erővé, mert máshol alulmarad a jéggel, a folyó- vagy állóvízzel, ritkábban esetleg a vulkanizmussal szemben. Más a helyzet a Marson, ahol ezen felszínalakító folyamatok ma nem jelentősek, így meghatározó szerephez juthat a legkisebb viszkozitású bolygószféra, a légkör.

Az eolikus folyamatok jellemzően négy tényező kölcsönhatásaként fejtik ki hatásukat [15]. Ezek az éghajlat, a felszín anyaga, a domborzat (aminek szerepe lokális és ezért általában igen sajátos) illetve a növényborítás, aminek a Marson nincs jelentősége.

7.1. Éghajlati tényező – légkör

A Mars légköre mind fizikai, mind kémiai jellemzőit tekintve sok szempontból eltér a földitől (1. táblázat).

A fizikai állapotjelzők közül a legfontosabb a légnyomás, ami a Marson alig nagyobb a földi érték 0,5 %-ánál. A felszínalakulás szempontjából ennek a legfontosabb következménye a szélerózió gyenge határfoka – földi szélviszonyok feltételezése esetén. Az MPF szélprofil-mérései (hasonlóan a Viking-leszállóegységek eredményeihez) nem



mutattak erős szeleket, inkább 10 m/s alatti szélesebségek a jellemzők (a 32. ábrán a szélesebségek napi váltakozása látható, 23 marsi napon (sol) keresztül).

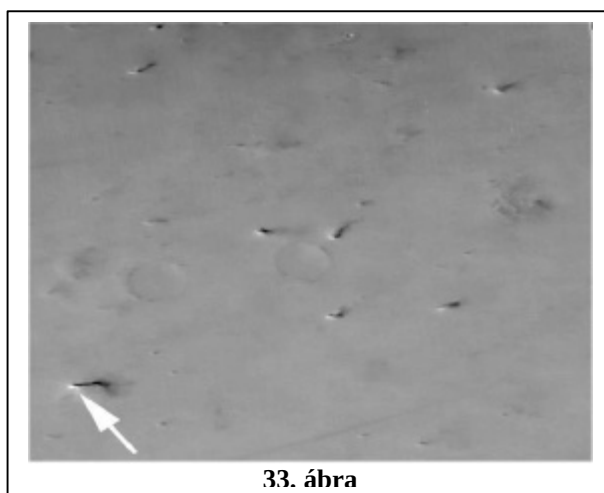
Ez azonban nem mindig és nem mindenhol van így a bolygón. Több olyan légköri jelenség is ismert, amely intenzív lokális vagy regionális szelekkel járhat együtt.

Közéjük tartoznak a porviharok, amelyek feltehetőleg helyi légköri instabilitások, hőmérséklet- és nyomáskülönbségek térbeli kiszélesedésével alakulnak ki és sokszor globális méretűvé válva az egész bolygókorongra kiterjednek. Gyakoriságuk a tavaszi/nyári féltekén nagyobb (az északi féltekén 1999. július végén ért véget a legutóbbi nyár), mert ekkor kezd szublimálni a jégsapkák CO₂-jege, kiélezve a helyi légköri különbségeket a közepes

szélességű területeken. Fokozottan igaz ez a déli félteke tavaszára, ahol a jégsapka főként CO₂-ból áll, így ha szublimálni kezd, szinte egy nyomási front indul el a magasabb szélességek felől az Egyenlítő irányába.

A porviharok során több tíz km-es magasságba emelt por csökkenti a felszínre lejutó napsugárzás mennyiségét illetve a porfűtés mechanizmusához vezet. Utóbbi azt jelenti, hogy a sok porszemcse nagy hőelnyelése miatt a felszín helyett a légkör középső tartománya melegszik fel a legintenzívebben. Egy-egy porvihar után legalább 4-6 hétnek kell elteltie ahhoz, hogy helyreálljanak a normál légköri állapotok, mivel csapadék hiányában kb. ennyi ideig tart a por kiülepedése a légkörből.

Helyi légköri instabilitások alakítják ki a véletlenül felfedezett portölcséreket (dust devils) is. Ezek sokkal gyakoribbak a porviharoknál, leginkább a földi tornádókhoz hasonlítanak: hirtelen felmelegedő felszínnek felett jellemzők, főként a déli órákban, az intenzív feláramlás következményeként jönnek létre. Lényeges méretbeli különbségek vannak azonban a két



33. ábra

bolygó hasonló jelenségei között. Míg a mi tornádóink max. 1 km magasak, addig marsi megfelelőik átlagosan kétszer ekkorák, de akár 8 km-esek is lehetnek (33. ábra). Az állandóan magas légköri portartalom – és ezen keresztül a vöröses-sárgás-barnás árnyalatú égszín – fő kialakítóinak a portölcséreket tartják, amelyek egy-egy alkalommal akár több száz tonnányi finom port is a légkörbe emelhetnek. Néhány tíz méter széles, spirális felszíni nyomvonalaik sűrűn behálózhatnak egy területet.

A kémiai eltérések természetesen a légköri összetételben nyilvánulnak meg: bár a legfontosabb összetevők azonosak, egymáshoz képesti arányaik nagymértékben különböznek (1. táblázat). A CO₂ nagy részaránya azért nem okoz jelentős üvegházhatást a Marson, mert abszolút értelemben vett mennyisége és így parciális nyomása ehhez túl kicsi. A víz rendkívül alacsony koncentrációja miatt a felhők a Marson nem túl gyakoriak, leginkább a téli évszakban láthatók, főként az északi jégsapka felett. A kémiai összetétel ismeretében nem meglepő, hogy megfigyeltek már CO₂-felhőket is.

A marsi szelek globális cirkulációs rendszerét – a földihez hasonlóan – viszonylag állandó szélirányok jellemzik, amelyek nyomai a szélformák morfológiájában jól kimutathatók (ezzel részletesebben a 9. fejezetben foglalkozunk).

7.2. Közzétartási tényező – felszíni anyagok

A felszínre vonatkozó kémiai ismeretek nagy része az MPF α -proton röntgensugár spektrométere (APXS) és az MGS infravörös spektrométere (TES) által végzett vizsgálatokból származik. Már a földi távcsövek képein és a Viking-keringőegységek felvételein is felismerhetők voltak sötétebb és világosabb területek, de nem sokat tudunk azok kémiai/ásványos összetételéről. A szakemberek (többek között a Marsról származó meteoritok alapján) főként bazaltos összetételű kőzeteket jeleztek előre, de a tényleges eredmények kissé eltértek ettől.

Mára kiderült, hogy az alacsony albedójú területek (0,15 körüli értékek) lávával vagy törmelékanyaggal borított térszínek. Utóbbi területeknek két morfológiai típusa ismert: ahol a szél kialakított felszínformákat és ahol ilyenek nincsenek, hanem vastag köpenyként borítja be a tájat a törmelék. Spektrumukban 35 %-nyi poranyag mellett 45 % klinopiroxén (augit), 7 % ortopiroxén (bronzit) és 12 % plagioklász (labradorit) mutatható ki [16], ami megfeleltethető földi, sötétszürkés színű vulkáni kőzeteknek. Az adatokból megbecsülhetők a sötét területek olivin-, karbonát-, agyagásvány- és kvarcgyakoriságának lehetséges felszíni maximumértékei is, amelyek az előbbi sorrendben 10 %, 10 %, 20 %, illetve 5 % körüliek [16]. E számok többek között azt jelzik, hogy a karbonátok nem általánosan elterjedtek a Marson, illetve hogy a mállás nem olyan nagy mértékű, mint a Földön.

A magasabb albedójú, vöröses területek (0,2 körüli értékek) általában kiüledett légköri porral fedett térségek, szintén jelentősebb felszínformák nélkül. Emellett kisebb arányban lokális kőzetkibukkanások is jellemzők rájuk.

A kőzetdarabok között található talajszerű anyag⁴ légköri por, kőzetliszt, homok, kőzetszemcsék és kavicsok keveréke. Sűrűsége hasonló a földi értékhez, 1,2-2 g/cm³ körüli [5]. Tartalmaz ugyan vas-oxi-hidroxidokat (például goethit-et, vagy maghemit-et, mely utóbbi a Földön vizes oldatból keletkező α -Fe₂O₃ ásvány, [17]), de nem mutattak ki benne kristályos hematitot, szemben az előzetes várakozásokkal. Részben helyi eróziós termékekből keletkezik, ezért az albedo- és spektrális különbségeket főként szemcseméret és -formabeli eltérésekkel, esetleg az ásványos összetétel kismértékű különbségeivel magyarázzák [18].

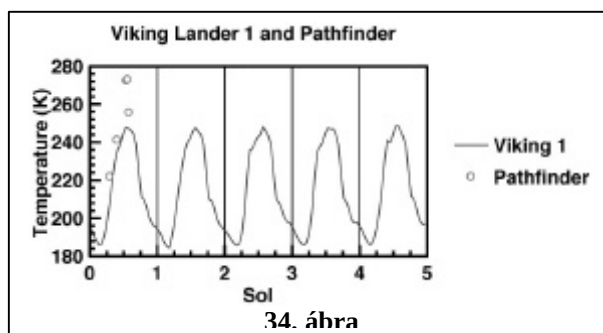
A felszíni anyagok harmadik fajtája, a szinte mindent beborító porréteg, folyamatos körforgásban van a felszín és a légkör között (a porviharok illetve a portölcsérek hatására). Színe sárgásbarna, világos árnyalatú. Főként agyagméretű, 1-10 μ m-es szilikátszemcsékből,

⁴ Mivel a földi talajok nem pusztán eróziós termékek, hanem egyben biológiai produktumok is, a marsfelszínt borító törmelék valójában nem nevezhető talajnak.

valamennyi földpátból és vas-oxidokból (esetleg oxi-hidroxidokból) áll, viszonylag magas kéntartalom, továbbá kimutatható Na- és K-tartalom jellemzi. Mágneses tulajdonságú, amit valószínűleg 1-7 %-nyi maghemit-tartalma okoz [18]. Összetételét mindkét Viking- és az MPF leszállási helyen is vizsgálták, és igen hasonló eredményekre jutottak. Vagyis a szelek globálisan képesek homogenizálni a poranyagot (aminek összetétele épp emiatt eltér az APXS közetösszetétel-méréseitől).

7.3. Aprózódás és mállás

A Marson a kőzetek eróziós előkészítésében meghatározó szerep jut a fizikai folyamatnak, az aprózódásnak. Ezt főként a vékony légkör miatti nagy napi hőingás (34. ábra, a sol a marsi nap elnevezése) illetve ehhez kapcsolódóan a



kőzetek kis hőkapacitása, a fagyás-olvadás váltakozása, az esetleges sókristály-növekedés okozta repesztés és maga a szélerózió segíti elő.

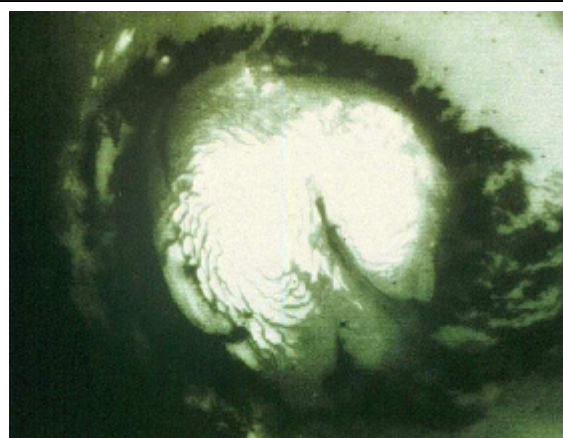
A mállásnak a jelenlegi éghajlati/hidrológiai feltételek nem kedveznek, a kémiai reakciók folyékony víz hiányában meglehetősen lassan mennek végbe (ha egyáltalán végbemennek), feltehetőleg csak a felszíni dérképződés területein.

8. A homok földjén

8.1. Eolikus formált területek

A Mars számos különböző jellegű területén megtalálható homokformák legelső képviselőjét egy Mariner 9 felvételen ismerték fel. Ma már azonosítottak ilyeneket kráterek belsejében, lávafolyások között és csatornák alján éppúgy, mint a Valles Marineris vagy a jégsapkákba mélyülő kanyonok alján, valamint a Viking 1 és MPF landolási helyein is.

Meglehetősen egyedi az északi jégsapkát gallérszerűen övező homokos térszín, a 700 ezer km²-es területű Olympia Planitia síkság arcúata (másként North Polar Sand Sea: É. sz. 76-83°, Ny. h. 110-260° [1f], **35. ábra**). Itt található a Marson a legnagyobb ismert, összefüggő homoksivatag, amelynek mérete a legkiterjedtebb földi homoksivatagokéhoz hasonlítható.



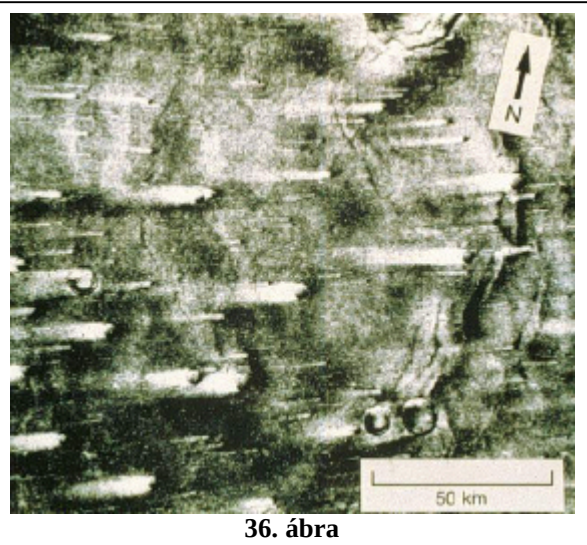
35. ábra

Kialakulása elhelyezkedéséből kiindulva magyarázható, amit azonban többen is vitatnak. Mégis feltételezhető, hogy a sötét színű, homok szemcseméretű törmelék forrása a jégsapkába mélyülő kanyonszerű völgyekből kifújt anyag lehet. Nyáron ugyanis a poláris rétegeket összecementáló jég szublimálhat (a CO₂-nak ez földi körülmények között is természetes tulajdonsága, és a kis nyomásból következő alacsony forráspontja miatt a vízzel is ez történik), így a poláris szelek könnyedén elfújhatják a cementanyagukat vesztett üledékszemcséket [19]. Ilyen jellegű folyamatokra utalnak az északi jégsapka kanyonvölgyei alján talált, alacsonyabb szélességek felé haladó homokdűnék is. Gyakori ellenérv az előbbiekre a poláris rétegek és a homokdűnék eltérő színe (utóbbiak sötétebbek), amire azonban magyarázat lehet a finom szemcsék nagyobb aggregátumokká való összeállása.

8.2. Homokformák

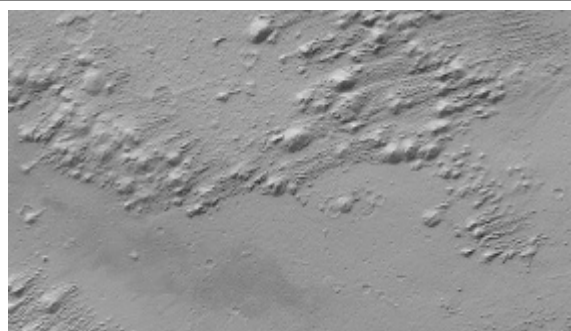
A homok szállításának két alapvető módja a szaltáció és a görgetés, a por pedig lebegtetve változtatja helyét. Mindkét alapvető formacsoport, a lepusztításhoz és a mozgatáshoz/felhalmozáshoz kapcsolódó szélformák is megtalálhatók a Marson, a térbeli nagyságrendek széles skáláján [20]. Sok területen mind típusban, mind méretben igen eltérő formák tanúskodnak a szél felszínformáló hatásáról. Tanulmányozásukhoz szinte elengedhetetlen a vizsgált terület szélrendszerének meghatározása.

Erre kiválóan alkalmasak a kisebb felbontású űrfelvételeken kirajzolódó szélsávok (wind streaks), amelyek mindig domborzati akadályok mögött (lee-oldal) alakulnak ki. Árnyalatuk sötétebb és világosabb is lehet környezetükénél. Kialakulásuk is kétféle lehet: a szél vagy csak az akadályok mögül nem fújja el a terület egységes üledékborítását, vagy éppen ott ülepedik ki belőle a szállított hordalék, ami esetleg a leggyakoribb akadályt jelentő kráterekből származik (**36. ábra**).

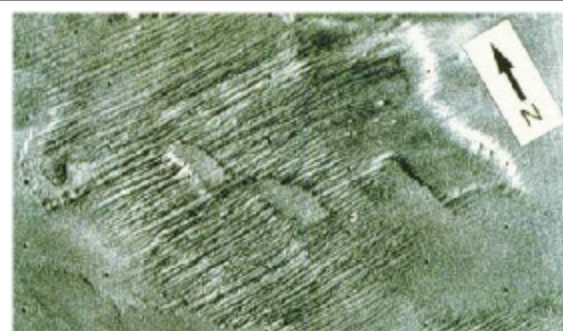


36. ábra

A lepusztítás legnyilvánvalóbb példája talán a korábban keletkezett és már betemetett formák kitakarása. Ilyen szfinxszikla-szerű rétegekibukkanások illetve a földi yardangokra emlékeztető formák egyértelmű jelei láthatók például a **37-38. ábrákon**. (A lepusztítás mikroformáival a 9. fejezetben foglalkozunk részletesen.)



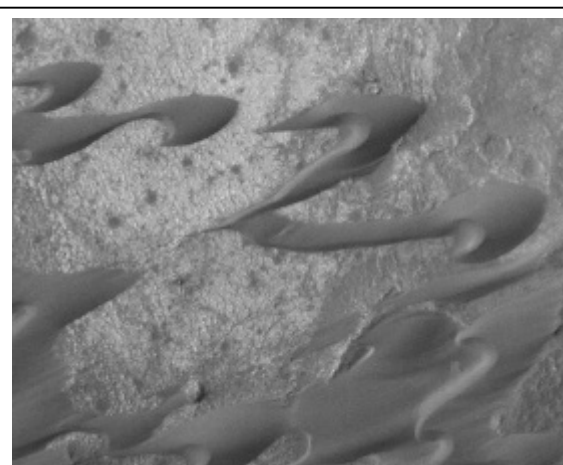
37. ábra



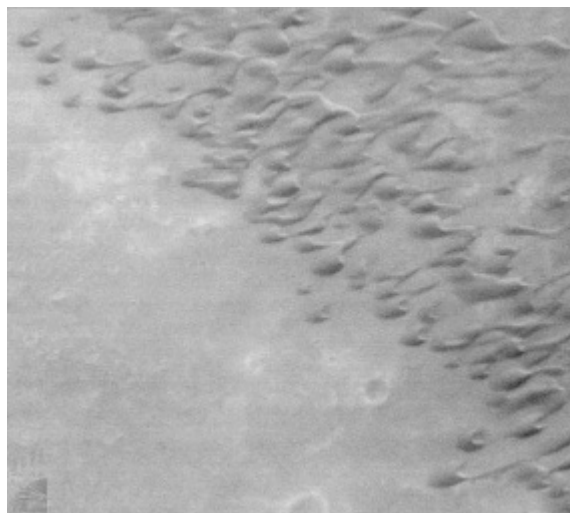
38. ábra

A homokmozgatás és -felhalmozás legkisebb léptékű nyomai a homokfodrok (ripple marks), amelyek a szaltációval mozgatott homok jellemző felszínformái.

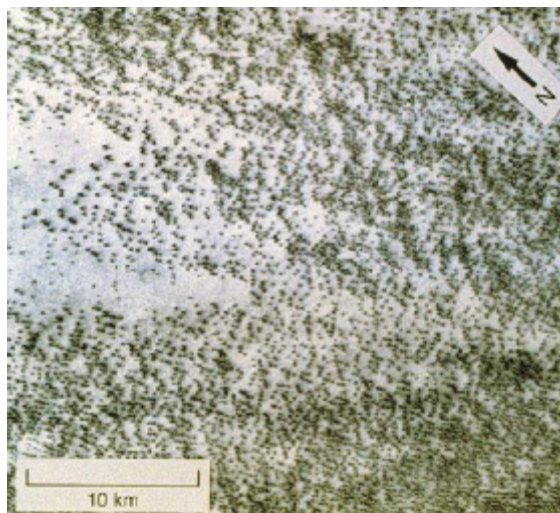
A következő mérettartomány a barkánoké, amelyek a közettípusok különbözősége (bazaltos marsi szemben a kvarcos földivel) ellenére is nagyon hasonlítanak földi megfelelőikre. A **39. ábrán** a világosabb lávafelszínen sötét barkánoid formák láthatók, amelyekből egész barkánmezők is kialakulhatnak (**40-41. ábra**). Több helyen erős a hasonlóság egyes földi sivatagi területek formakincsével.



39. ábra

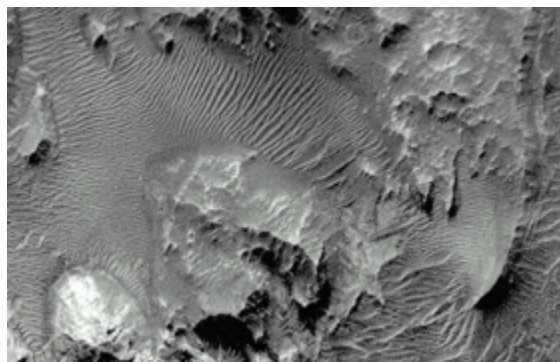


40. ábra



41. ábra

A homokdűnék között uralkodók a transzverzális formák, amelyek aszimmetrikus alakja a Marson is közepes vagy nagy mennyiségű homokanyagra és erős, egyirányú szelek okozta lassú mozgásra utal. Ilyen formák borítják az Olympia Planitia szinte teljes területét

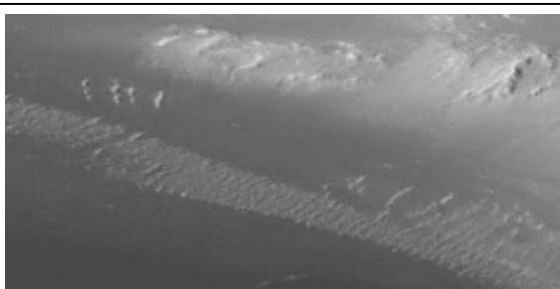


42. ábra

(42. ábra), amelyek morfometriai vizsgálatát a MOLA adatai alapján végezték el. Ennek eredményei szerint a dűnék átlagmagassága 25 m, átlagos szélessége pedig kb. 2,5 km. Leginkább talán a Namíb-sivatag formakincsére emlékeztetnek. Szembetűnő a földi formákénál jóval kisebb relief, ami meglehetősen alacsony, kb. $1,8^\circ$ -os átlagos oldalfal-lejtést jelent. Általánosított domborzati szelvényt felhasználva megbecsülték a terület homokkészletének mennyiségét, amire kb. $15\,000\text{ km}^3$ adódott [1f].

Nem találták viszont egyértelmű jelét longitudinális illetve csillagdűnéknek, ami alapján időben hosszabb távon is állandó szélirányok valószínűsíthetők a Marson. Vannak területek, ahol komplexebb dűneformák találhatók, de ezeket inkább idősebb és fiatalabb korú alakzatok egymásra településével magyarázzák.

Szembetűnő eltérések mutathatók ki a dűnék albedójában is. Korábban csak sötétebb anyagú, bazaltos összetételű dűnék voltak ismertek, 0,15 körüli albedoval. 1997-ben azonban a környezetüknél világosabb színűeket is találtak, például egy



43. ábra

világosabb síkság felé tartó völgy alján (**43. ábra**). Ezek is transzverzálisaknak tűnnek és felfelé haladnak a völgyben. Elképzelhető, hogy forrásuk a síkság világosabb anyaga, ami egyesek szerint állóvízi környezetben képződött üledék. Az itteni dűnék albedója 0,21 körüli, de máshol mértek 0,32-es értékeket is. Az utóbbi két évben már más helyeken is találtak hasonló formákat, árkok, csatornák alján illetve lávafolyások területén egyaránt.

A dűnék anyagáról többféle elképzelés is van, ám valamilyen módon mindegyik kapcsolódik a vízhez. Lehet, hogy vizes környezetben is hosszú ideig stabil anyag (talán kvarc, esetleg földpát) alkotja őket, de az is elképzelhető, hogy épp valamilyen vízi üledékanyag (karbonát vagy talán evaporit). Ezenkívül szemcseméretbeli különbségekkel is próbálják indokolni az eltérő albedo-értékeket.

Egyesek szerint ezek a világos dűnék valójában egykor mozgott, de ma már porral betakart, inaktívvá vált formák, ám ez ellen két dolog is szól. Egyrészt a világos dűnék körüli területek valamivel sötétebbek maguknál a dűnéknél, ez pedig nem egyeztethető össze a terület egységes porborításával. Másrészt a dűnékhez hasonló színű világos közetréteg-kibukkanások gyakoriak azok közelében (ahogy ez a **43. ábrán** is látható), ezért szinte kézenfekvő a két anyag közötti kapcsolat feltételezése. Ezek a világos rétegek formakincsük alapján nem tűnnek túl keménynek, a szaltációval mozgatott homokszemcsék hatékonyan erodálhatják azokat. Így nem valószínű, hogy kvarc- vagy földpátrétegek, talán valamilyen szulfátvegyület alkotja azokat, amely vegyületekről tudjuk, hogy arányuk viszonylag magas a felszín anyagai között. Egyes kutatók kimondottan gipszrétegekről beszélnek [21].

Színük alapján egy harmadik típusnak számítanak azok a dűnék, amelyek színe nem tér el környezetüktől. Inkább ezek lehetnek az előbb említett porral fedett reliktumformák.

Olyan területek is vannak, ahol kölcsönösen egymásra települnek a különböző színárnyalatú dűneformák.

Nagy területeket borít köpenyszerűen eolikus lepel, bármifajta látható felszínforma nélkül. Kialakulásának legkézenfekvőbb magyarázata, hogy egy ellenálló felső réteg borítja az üledék felszínét. Ez lehet valamilyen kéregszerű, összecementált réteg is, de valószínűbb az ún. sivatagi maradéktakaró jelenléte. Utóbbi úgy alakul ki, hogy a szél az eltérő méretű felszíni szemcsék közül kifújja azokat, amelyeket még képes megmozdítani, így egy viszonylag durva szemcsés réteg marad a területen, ami megvédi az alatta lévő finomabb törmeléket a széleróziótól.

Végezetül, természetesen felmerül a kérdés: lehetséges-e, hogy az előzőekben leírt formák csak a múltban lezajlott felszínalakító folyamatok reliktumai? Tulajdonképpen már önmagában az is bizonyítékként fogható fel a jelenlegi aktív felszínformálás mellett, hogy a

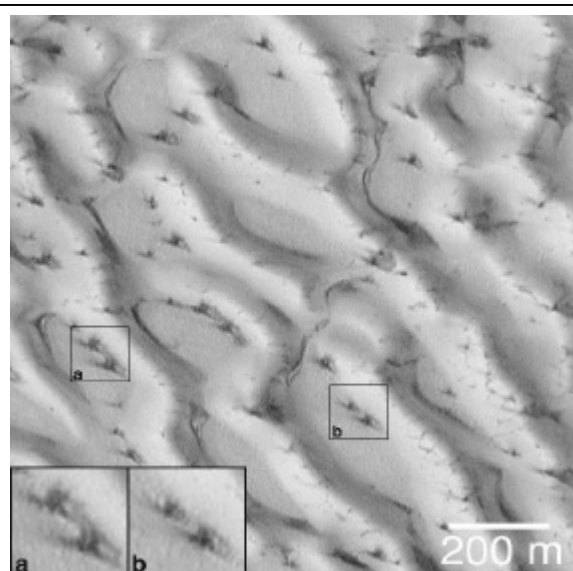
homokdűnék nagy részét nem borítja be a légköri por (mert erre nincs ideje). Mindezt csak megerősítik a formákon látható friss csuszamlásnyomok, vékony gerincek és éles peremek, illetve az, hogy a dűnéken nincsenek mikroformák (amelyek kialakulásához is hosszabb ideig tartó nyugodt időszakra lenne szükség).

A jelenlegi aktív felszínformálás minden kétséget kizáró bizonyítéka azonban a poláris területekről származik. A déli féltekén júliusban ért véget a tél, aminek jelei többek között a felszíni jégborítás visszahúzódásában is megmutatkoztak. A szublimáló jég helyén sötét foltok jelentek meg a dűnéken, ahogy eltűnt anyaguk valódi színe (**44. ábra**). Ezek a foltok fokozatosan egyre nagyobbak lettek, előbb-utóbb teljesen összekapcsolódtak, ahogy a jég eltűnt a területről. A legfontosabb megfigyelés az, hogy szinte minden foltból indulnak kifelé, sugárszerű sötét vonalak, még hozzá azonos irányban. Ez pedig egyértelmű nyoma annak, hogy a szél ráfújja a dűnék anyagát a jégborításra, ami máshol nagyobb méretekben is megfigyelhető (**45. ábra**). Ez a folyamat pedig legfeljebb néhány hónapos lehet, mivel csak fél (marsi) évig van jégborítás a területen.

(Bizonyító erejű lehet egy MOC-kép és egy ugyanazon területről készült korábbi űrszonda-felvétel összehasonlítása is. A több, mint 20 évvel régebbi technika jóval kisebb felbontása ellenére az eltelt évek forma- és helyzetváltozásai egyértelműek.)

Természetesen reliktumformák is léteznek a Marson, ismertek például olyan dűnék, amelyekre kráterek települnek.

Arra, hogy az eolikus folyamatok múltja geológiai korokban mérhető, többek között egyes kráterek üledékkitöltésének több 100 m-es vastagságából lehet következtetni.



44. ábra



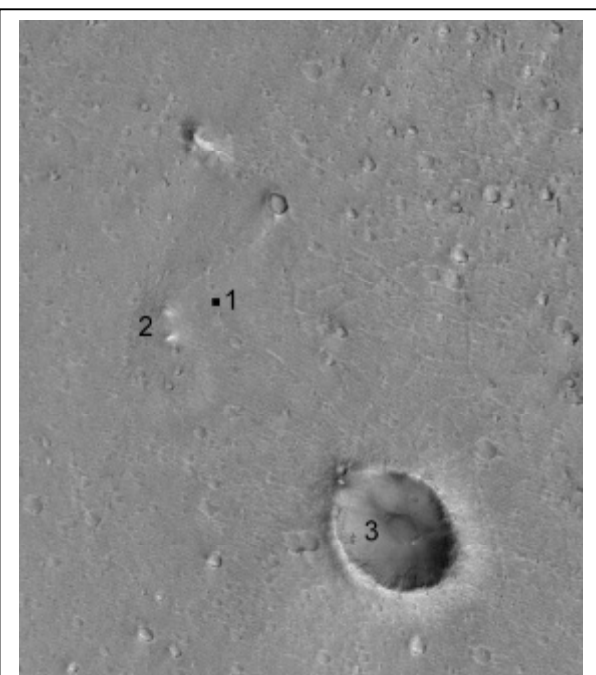
45. ábra

9. A Mars Pathfinder leszállóhelyének formakincse

Az MPF leszállóhelye a Chryse Planitia területen található, koordinátái: É. sz. 19,33°, Ny. h. 33,55°, topográfiai alapszint feletti magassága 438 m. Az MPF által elvégzett nagyszámú és alapos vizsgálat eredményeként ez ma a legjobban ismert marsi terület.

A leszállási hely kiválasztásának két fontos szempontja volt: hogy viszonylag sík és ezáltal kellően biztonságos a landoláshoz, illetve hogy – fejlődéstörténetéből következően – sokféle kőzet található itt. Ezt a területet ugyanis a kb. 1500 km-re délre lévő Xanthe Terra régióban eredő vízfolyások áradásai formálták valamikor 3,5-1,8 milliárd évvel ezelőtt (vagyis eredete talán hasonló a földi olvadékvíz-síkságokéhoz). A formákban megmutatkozik az Ares Vallis-ből származó (korábbi) áradások ÉÉNY-DDK-i, valamint a Tiu Vallis-ből (valamivel később) érkezők közel É-D-i áramlási iránya [22].

A keringőegységek felvételein is azonosítható makroformák közül egy 1,5 km-es átmérőjű becsapódási kráter található mintegy 3 km-re DDK-re, illetve két kisebb, néhány tíz méter magas domb kb. 1 km-re NYDNY-ra a leszállási helytől. Utóbbiak neve Twin Peaks: az északabbi alacsonyabb és a teteje laposabb, a délebbi csúcsosabb forma és mindkettő alakja áramvonalas, utalva az egykori folyóvízi környezetre (**46. ábra**, amin 1 – az MPF leszállási helyét, 2 – a Twin Peaks csúcsokat, 3 – a „Nagy Kráter”-t jelöli).



46. ábra

A terület alig észrevehetően dél felé lejt, hátak és köztük lévő völgyek tagolják, amelyek magassága 5 m körüli, átlagos távolságuk pedig 15-25 m. Domináns csapásirányuk jól egyezik az egykori áradások feltételezett irányával.

A tájkép (**47. ábra**) leginkább a földi kő- és kavicssvatagokéra emlékeztet, színe vöröses-sárgás-barnás. A legnagyobb kőtömb mérete kb. 7 m, ami persze jóval meghaladja az átlagértéket. Látható néhány táblásabb forma, de ennél jellemzőbb a kisebb-nagyobb mértékű lekerekítettség, amiből a folyóvízi szállítás – nem túl nagy – hosszúságára lehet következtetni [5].

A legtöbb kőzetdarab sötét színű, mállási kéreggel vagy légköri porral borított. Egyes

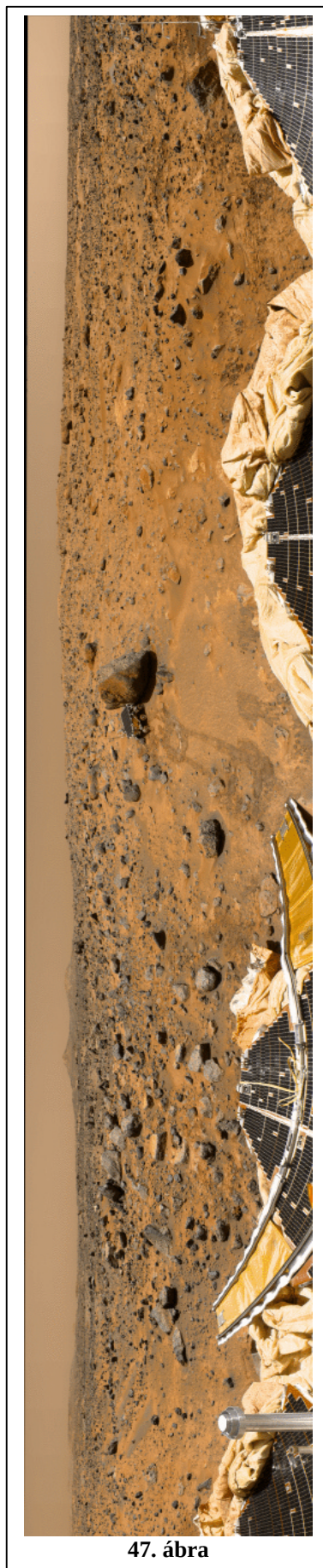
tömbök szerkezete konglomerátumszerű, 0,5-4 cm-es lyukak láthatók rajtuk és kisebb, talán ezekből kihullott finom és durva kavicsok mellettük. Ez szintén a víz általi szállítást támasztja alá.

Összetételük alapján három típus különíthető el: egy sötét, bazaltos jellegű, viszonylag mállatlan típus, egy világosabb, andezites jellegű, mállottabb típus és egy rózsaszínes árnyalatú egység [23]. Az első főként élesebb, sarkosabb kőzetdarabok formájában van jelen, amik valószínűleg a közeli Nagy Kráter kialakulásakor szóródtak szét a területen. A második típus nagyobb méretű darabok anyaga, amelyek helyzete alapján feltételezhető folyóvízi szállításuk. A harmadik típus pedig valamilyen kéregnek tűnik, amelyhez hasonló egyes helyeken a „talajban” is látható.

Az APXS által vizsgált kőzetdarabok között volt olyan, amelynek SiO_2 -tartalma 58,6 %. Ez alapján egyértelműen neutrális kőzetként írható le [24], ami azt jelenti, hogy magmakamra-beli differenciálódással is számolnunk kell a bolygó egykori geológiai folyamatai között. (Ám pusztán ez alapján még nem feltételezhető földi típusú lemeztektonika valamikori működése, mivel a Földön is ismertek lemezmozgáshoz nem kapcsolódó, anorogenetikus andezitek.)

A „talaj” szemcséi 40 μm -nél kisebbek, kémiai és ásványi összetétele eltér a kőzetekétől. Alapvetően kétféle típus különíthető el: egy világosabb, mállottabb, oxidált vasásványokban gazdagabb (sok szempontból a légköri porra hasonlít) és egy sötétebb, ami közelebb áll a helyi kőzetek ásványi spektrumához. E kettő között sokféle átmenet lehetséges. A Rover keréknyomaiban összenyomódtak és sötétebbeknek tűntek: eszerint vékony felső rétegük alatt más, talán finomabb szemcsés anyag van (48. ábra).

A „talaj” egyes helyeken kéreggel borított, aminek anyaga talán szulfátokból áll. Hasonlóan magyarázzák a megfigyelt



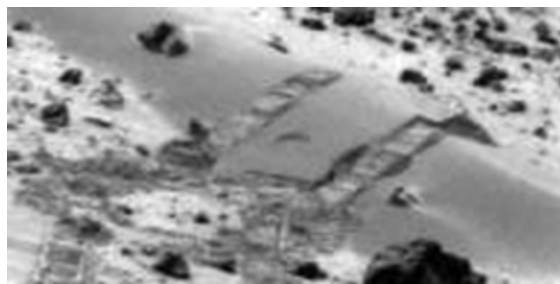
47. ábra

rózsaszínes foltokat is.

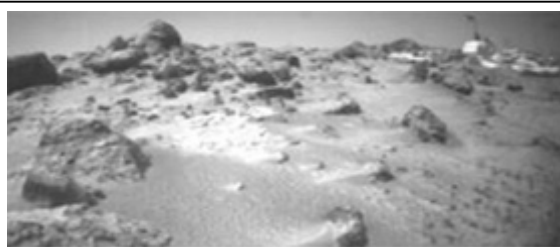
A légköri por a vizsgálatok 83 napja alatt számottevő mennyiségben ülepedett ki a szondára. Ennek alapján a kiülepedés számított sebessége 20 $\mu\text{m}/\text{év}$, ami rendkívül magas érték (20 m/millió év) és a terület formakincséből kiindulva semmiképpen sem lehet hosszú távú átlag. Valószínűbb, hogy az 1997. július közepén a Földről is megfigyelt porvihar következménye.

A terület morfológiáját egyértelműen a szél által kialakított formák határozzák meg. Ezek közül eróziós formák:

- sok kis kőzetdarab mögött szélzászlók (wind tails) találhatók, amelyek hossza a dm-től közel egy m-ig változik, magasságuk néhány cm, színük vörös, anyaguk finomszemcsés (**49. ábra**⁵),
- némely nagyobb, dm-es méretű kőzetdarabot eróziós árok szegélyez a lokálisan megnövekvő szélesebbég túlmélyítő hatásának eredményeként, amiben a kőzetdarab eróziójából származó, mm-es méretű törmelékszemcsék figyelhetők meg (**50. ábra**),
- a kőzetfelszíneken apró gödrök, néhány cm hosszú vésett rovátkák (ventifacts) jelzik a szélmarás hatásait, amelyek aránya elérheti a teljes felület 50-60 %-át is, irányuk (északhoz, mint 0-ához képest) 250-330° (**51. ábra**) [1g],
- egyes kis kráterek pereméből egységesen hiányzik egy adott



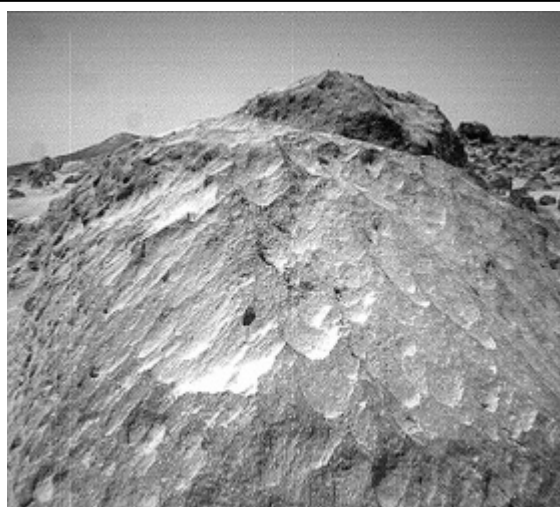
48. ábra



49. ábra



50. ábra



51. ábra

⁵ forrás: IMSC 1999, #6157

szegmens, aminek átlagos értéke 294° (a $253\text{--}317^\circ$ -os tartomány átlaga) [1g].

Akkumulációs formák:

- a legkisebbek a 2-4 cm-es hullámhosszúságú homokfodrok, melyek „völgyei” sötétebbek, élei pedig világosabbak,
- néhány dűne illetve dűneszerű forma is látható a területen, amelyek néhány m hosszúak és egy-két dm magasak, színük világosabb, mint a legtöbb űrfelvételen látható dűnéé, anyaguk helyben alakulhatott ki, kis mennyiségben (52. ábra).



52. ábra

A víz és a szél által meghatározott formák mellett természetesen találtak meteoritbecsapódások által kialakított kőzetdarabokat is [1i]. Ezek jellemzően kevésbé izometrikusak, élesek, sarkosak, vagy legalább egy részletük ilyen jellegű (53. ábra⁶). Ám biztos elkülönítésük több ok miatt is problémás: a szélerózió átalakíthatja, tompíthatja formájukat, illetve



53. ábra

a vízben történt szállítás során bekövetkezett törmelékütközések is kialakíthatnak hasonló morfológiájú kőzetdarabokat. (Utóbbi nehézségre megoldás lehet valamilyen hő hatására átalakult részlet kimutatása, ám erre a Marson jelenleg még nincs lehetőségünk.)

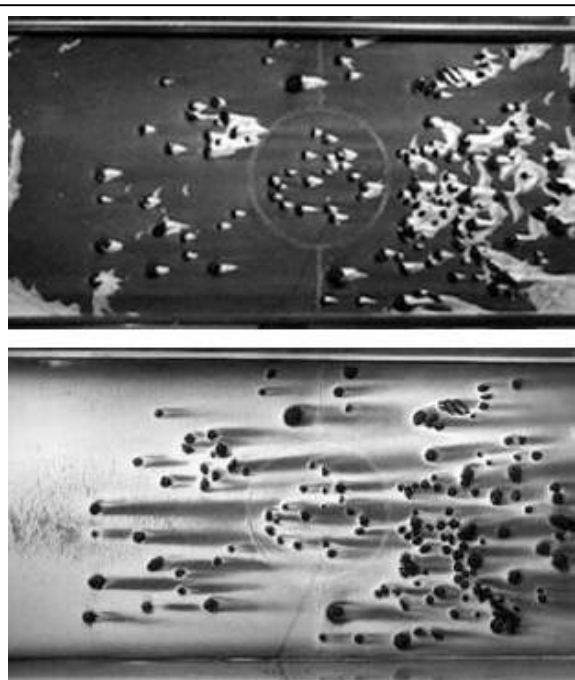
A formakincs leírása után felmerül a kérdés, hogy vajon az erózió vagy az akkumuláció a meghatározó a terület jelenlegi felszínalakulásában. Terepmodellek felhasználásával végzett szélcsatorna-kísérletek alapján az a válasz adható, hogy az erózió (54. ábra⁷ felső része, amin a világosabb anyag a területre ráfújt törmelék, az eredeti felszínt pedig sötét szín jelzi) jobban illeszkedik a leszállási hely jelenlegi képéhez [1j].

Arra a kérdésre viszont, hogy mióta eróziós térszín a leszállási hely és környezete, a terület fejlődésének múltbeli elemzése adhatja meg a választ. Már említettük, hogy kb. 3,5-1,8 milliárd éve fluviális folyamatok formálták a terület általános képét, aminek bizonyítékai a következők:

⁶ forrás: LPSC 1999, #1641

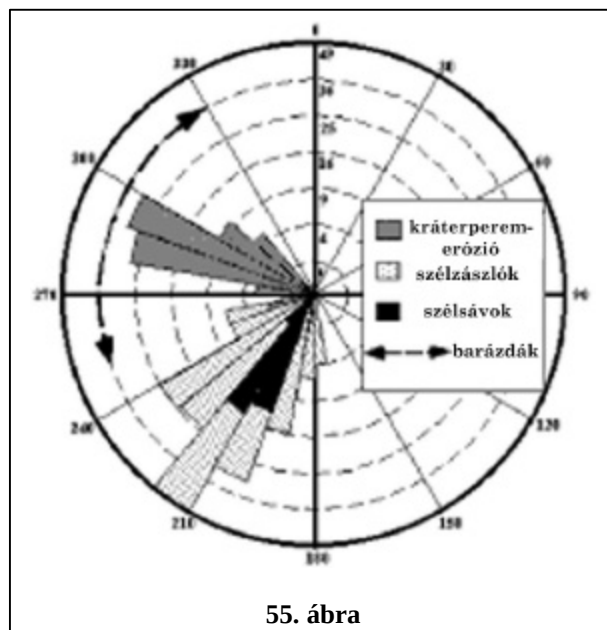
⁷ forrás: LPSC 1999, #1300

- egyes kőzetdarabok sávokba rendeződése,
- a Twin Peaks formacsoport oldalain megfigyelhető, eltérő színű vízszintes sávok, amik esetleg egykori teraszok nyomai,
- a regionális léptékű űrfelvételeken látható áramvonalas formák, amik egykor szigetek lehettek,
- a leszállási hely enyhe lejtése, ami talán a Twin Peaks mögötti áramlási árnyékban, (vagyis attól északkeleti irányban) kialakult törmelékletjtön való elhelyezkedéssel magyarázható,
- a kőzetdarabok lekerekítettsége.



54. ábra

Ezt követően a szél vált meghatározóvá, létrehozva a részletezett formakincset. A különféle formákat kialakító szelek irányait vizsgálva meglepő eredmény adódik, mivel azok nem esnek egybe (55. ábra⁸). A szélzászlókat, homokfodrokat és dűnéket kialakító szelek tartománya 171-260° között van, 217°-os átlagértékkel. A területen lévő, űrfelvételekről megfigyelhető világos szélsávok értéke 202-225° közötti, 213°-os átlaggal [1g]. Ezek jól összeillenek a bolygó általános légkörzési modellje alapján a



55. ábra

leszállási hely környékére számított legerősebb felszínközeli, passzát jellegű szelek irányával, ami 209°, és a félteke téli hónapjaiban jellemző. Ellentmond viszont az előbbi számoknak a szélbarázdák iránya (250-330°) illetve a kráterperem-hiányok átlagos értéke is (294°) [1g], amiből az következik, hogy a meghatározó szélirány nem mindig egyezett meg a jelenlegivel az áradások megszűnése óta. (Hasonló eredményt adó ábra készíthető a közelben lévő Viking

⁸ forrás: LPSC 1999, #1415

1 leszállási helyre vonatkozóan is, de a szélbarázdák és részben erodált kráterek nélkül, mert ott ilyeneket nem figyeltek meg).

A múltbeli szélirány-változás megértésében rendkívül fontos volt egy korábbi „talaj”-szint felfedezése, amelynek nyomai majdnem minden kőzetdarabon megtalálhatók, egy kb. 5-7 cm-rel a jelenlegi „talaj” felett lévő vöröses elszíneződés formájában (56. ábra⁹) [1g]. (A regionális szélrendszer tér- és intenzitásbeli változását leggyakrabban a Mars pályaelemeinek periodikus ingadozásaival és precessziójával magyarázzák, mivel azok hatással vannak az általános légkörzés globális rendszerére.)



56. ábra

A felső réteg lehordása után egy durvább szemcsés, maradéktakaró-szerű ellenállóbb réteg alakulhatott ki a területen, ami megvédte az alatta lévő anyagot a további eróziótól. Mivel egyes kőzetdarabokon a korábbi „talaj”-szint alatt is látszanak szélbarázdák, a lehordás után mehetett végbe ezen formák, illetve a kráterperem-hiányok kialakulása, keleties szelek hatására. A kőzetek ilyen jellegű „kivésésére” a terület jelenlegi szélrendszere nem képes, mivel a szélmaráshoz nagy szélsébségek és szaltációval mozgatott kemény törmelékszemcsék szükségesek (ezek forrása a múltban talán a területtől 1 km-re keletre lévő fosszilis dűneformák anyaga lehetett).

Valamikor aztán megint változtak a szélerózió feltételei és ezek az „új” irányú szelek alakíthatták ki a szélzászlókat és a dűneformákat is, vagy a területen áthaladó homokanyagból, vagy pedig a légkörből kiüledett porból. A formák színe, anyaga és magassága alapján valószínűbb az utóbbi lehetőség, amihez viszont egy rövidebb nyugodt periódusra volt szükség. Ennek a rétegnek az eróziója feltehetőleg szaltációval történt, ám a szélsébség nem volt elég nagy vagy a szállított szemcsék nem voltak elég erősek ahhoz, hogy újabb, eltérő irányú barázdákat véssenek a kőzetek felszínébe (ami a poranyagból való kialakulást támasztja alá).

E rekonstruált folyamat mellett természetesen elképzelhető, hogy az említett állapotok előtt, esetleg közben többször is betemette a területet a szél, majd újra kitakarta, ám ennek semmilyen nyoma nem maradt (vagy maradt, csak még nem találtuk meg).

⁹ forrás: Smith, P. H. et al., Science 278

Az erózió jelenlegi mértékére vonatkozó becslések tág határok között mozognak, a legvalószínűbbnek a 0,01-0,08 nm/év-es értékeket tartják (például a kráterek peremének kopottsága alapján) [1h]. Ez az érték pedig a maihoz hasonló környezet létezésére utal, már igen hosszú idő óta.

Távolról sem igazolja, viszont nem is mond ennek ellent, hogy az MPF működésének 83 napja alatt semmilyen változást nem figyeltek meg a terület mikroformáiban (leszámítva a légkörből ez idő alatt is ülepedő kis mennyiségű port). Elképzelhető, hogy ez azért volt így, mert az űrszonda a félteke nyarán működött, amikor az általános légköri modell szerint [1g] az év leggyengébb szelei fújnak ezen a területen.

10. Összegzés

A folyóvíz a Mars múltjában jelentős felszínformáló tényező volt, amit legnyilvánvalóbban az áradásos csatornák morfológiája bizonyít. Biztos, hogy egy-egy területen több folyási ciklus zajlott le és az egyes vízáramlásoknak nem csak a helye és az iránya, de részben a jellege is különbözött. Ezek szerint e csatornák mai formájának kialakulása összetett folyamat volt.

Jelenlegi képződésük legfontosabb akadályai (az éghajlat globális megváltozása mellett) az, hogy folyékony víz ma csak nagy mélységben, a felszín alatt lehet jelen a bolygón, és a felette lévő fagyott regolit túl vastag ahhoz, hogy – áttörve azt – képes legyen a felszínre jutni.

Az eolikus folyamatok múltja nehezebben tanulmányozható. Viszont mivel a szél felszínformálásának feltételei már hosszabb ideje és jelenleg is biztosan adóttak, a bolygó nagyobb részének felszíni képe a földi sivatagokéhoz hasonló. Ez alapján a Mars, ha geológiailag nem is biztosan, de geomorfológiailag mindenképpen aktív bolygónak nevezhető.

Érdekes kérdés, hogy milyen kapcsolat van e két fontos külső erő munkája között. A földi homokterületek anyagához hasonlóan, aminek nagy része folyóvízi eredetű, a Marson a legfontosabb homoktermelő folyamatok az utolsó áradások voltak, amelyek az északi nagy csatornákat kialakították. Kérdéses, hogy lehet-e kapcsolatuk az északi poláris régió összefüggő homokterületeivel.

Annak alapján, hogy a csatornák a közepes szélességeken elvégeződnek, az összefüggés szerintünk nem valószínű. Vagyis feltételezhető, hogy az északi poláris terület anyaga a földtől eltérő módon alakult ki.

Természetesen az MPF vizsgálataival illetve a Viking- és MGS-szondák felvételei alapján az áradásos csatornák régiójában is ismerünk homokos területeket, ami viszont minden bizonnyal folyóvízi eredetű lehet. További munkánk egyik célja épp ennek a problémakörnek az alaposabb vizsgálata lesz, amihez a jövő Mars-szondái reményeink szerint sok használható adatot szolgáltatnak majd.

11. Irodalomjegyzék

- [1] XXX. Lunar and Planetary Science Conference (LPSC 1999) abstractjai (CD-ROM)
- [1a] Bérczi, Sz. et. al., #1332
- [1b] Cabrol, N. A., #1024
- [1c] Head, J. W. et. al., #1352
- [1d] Malin, M. C. et. al., #1028
- [1e] Hiesinger, H. et. al., #1370
- [1f] Garvin, J. B. et. al., #1721
- [1g] Kuzmin, R. O. et. al., #1415
- [1h] Golombek, M. P., #1387
- [1i] Hörz, F. et. al., #1641
- [1j] Greeley, R., #1300
- [2] XXXI. Lunar and Planetary Science Conference (LPSC 2000) abstractjai (CD-ROM)
- [2a] Diósy, T. et. al., #1153
- [2b] Rossi, A. P. et. al., #1587
- [2c] Skinner, J. A. et. al., #2076
- [3] Illés Erzsébet: Planetofizikai adatok összeállítás (1997. január).
- [4] Simon Tamás – Sik András: A Mars-kutatás legújabb eredményei
Természet Világa, 130/11. (1999. XI.), pp. 494-498.
- [5] Bell, J.: MPF: better science?
Sky & Telescope 96 (1998. VII.), pp. 36-43. (volt 15)
- [6] Zuber, M. T. et. al.: Internal structure and early thermal evolution of Mars from MGS topography and gravity
Science 287 (2000. III. 10.), pp. 1788-1793.
- [7] Bandfield, J. L. et al.: A global view of Martian surface compositions from MGS-TES
Science 287 (2000. III. 3.), pp. 1626-1630.
- [8] McElroy, M. B. et. al.: The outgassing of planet Mars
Planetary and Space Science 24/1107 (1976).
- [9] Carr, M. H.: Mars: a water rich planet?
Icarus 65/187 (1986).
- [10] Carr, M. H.: The surface of Mars
Yale University Press, 1981.
- [11] Smith, D. E. et. al.: The global topography of Mars and implication for surface evolution
Science 284 (1999. V. 28.), pp. 1495-1503.
- [12] Costars, F. – Gautier E.: abstract #1268
XXIX. Lunar and Planetary Science Conference (1998).
- [13] Carr, M. H.: Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers
Journal of Geophysical Research, 84/2995 (1979).
- [14] Smith, D. E. et al.: Topography of the Northern Hemisphere of Mars from the MOLA
Science 279 (1998. III. 13.), pp. 1686-1692.
- [15] Gábris Gyula: Fejezetek a klimatikus geomorfológiából
JGYTF Kiadó, Szeged, 1993.
- [16] Christensen, P.R. et al.: Results from the MGS TES
Science 279 (1998. III. 13.), pp. 1692-1698.
- [17] Bishop, J. L. et al.: abstract #6220
V. International Mars Science Conference (IMSC 1999).

- [18] Golombek, M. P.: Scientific results of the MPF Mission
Planetary Report XIX (1999. I./II.), pp. 12-17.
- [19] Howard, A. D.: abstract #3014
I. International Conference on Mars Polar Science and Exploration (1998).
- [20] Malin, M. C. et al.: Early views of the Martian surface from the MOC of MGS
Science 279 (1998. III. 13.), pp. 1681-1685.
- [21] Thomas, P. C. et al.: Bright dunes on Mars
Nature 397 (1999), pp. 592-594.
- [22] Scott, D. H. and Tanaka, K. L.: Geologic map of the Western Equatorial Regions of Mars
U. S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1802-A, scale 1:15,000,000, 1986.
- [23] Smith, P. H. et al.: Results from the MPF Camera
Science 278 (1997. XII. 5.), pp. 1758-1765.
- [24] (szerk.) Beatty – Petersen – Chaikin: The new Solar System
Sky Publishing Corporation, Cambridge, 1999.

Legfontosabb internet-források:

MPF home page:

<http://mars.jpl.nasa.gov/MPF/index.html>

MPF-felvételek:

<http://mars.jpl.nasa.gov/MPF/ops/prm-thmb1.html>

MGS home page:

<http://mpfwww.jpl.nasa.gov/mgs/index.html>

MOC-felvételek:

http://www.msoss.com/mars_images/moc/index.html

Marsi felszínalaktan
A víz és a szél felszínformáló munkája

Kereszturi Ákos, geológus – **Sik András**, geográfus

Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi Kar

Témavezetők:

Dr. Bérczi Szaniszló, egyetemi docens, (ELTE TTK, Általános Fizika Tanszék)

Dr. Gábris Gyula, egyetemi tanár (ELTE TTK, Természetföldrajzi Tanszék)

Dr. Illés Erzsébet, kutató (MTA Csillagászati Kutatóintézet)

Dolgozatunkban a Mars felszíni képét alakító mechanizmusokat próbáltuk meg végigkövetni a bolygó története során. Több külső erő is meghatározó felszínformáló folyamattá vált, a környezeti feltételek változásainak megfelelően.

A Noachiszi időszakban (4,5–3,5 milliárd éve) a Mars „nedves korszak”-át élte, a felszínen víz folyt, a kráterek és a becsapódásos medencék belsejét tavak, tengerek töltötték ki, az északi mélyföldek területén pedig összefüggő óceán vize hullámozott. A Hesperida időszakban (3,5–2,7 milliárd éve) a felszín hűlni kezdett, a víz a regolitba fagyott, egy permafroszt-szerű globális réteget hozva létre. Ez alól helyenként folyékony víztömeg tört a felszínre, kialakítva a Mars áradásos csatornáit, amelyek morfológiai vizsgálata alapján ismétlődő áradási szakaszok, változó vízhozamok, valamint a lerakott üledékben zajlott utólagos víz- és jégmozgások valószínűsíthetők. Az Amazoniszi időszakban (2,7 milliárd éve–jelen) a kiszáradt felszínen domináns felszínformáló erővé vált a szél, amely ma is aktív. Emellett felszín alatti jéghez kapcsolódó folyamatok is alakíthatják a felszínt, ám ezek jelentősége sokkal kisebb.

Részletesen megvizsgáltuk a Mars Pathfinder űrszonda leszállási helyének környezetét, amely a legjobban ismert marsi terület. Az itt található, főként homok és közetliszt szemcseméretű üledékek egykori hatalmas áradásokhoz köthetők, vagyis – hasonlóan sok földi homokterület anyagához – folyóvízi eredetűek. Azt gondoljuk azonban, hogy a Mars legtöbb homokanyaga eltérő genetikájú, mivel az áradásos csatornák csak a felszín bizonyos részein találhatók meg.

FÜGGELÉK

