KERESZTURI ÁKOS

BOLYGÓTUDOMÁNY

ÚJ TUDOMÁNYOS ZSEBKÖNYVTÁR

MATEMATIKAI ÉS TERMÉSZETTUDOMÁNYOK

KERESZTURI ÁKOS

BOLYGÓTUDOMÁNY

VULKÁNOK, GLECCSEREK, FOLYÓK ÉS TAVAK A FÖLDÖN KÍVÜL

TYPOTEX

A könyv megjelenését
az Eötvös Loránd Kutatási Hálózat Titkársága támogatta.

ELKH | Eötvös Loránd Kutatási Hálózat

© Kereszturi Ákos, Typotex, Budapest, 2023
Engedély nélkül semmilyen formában nem másolható!

Szakmailag lektorálta: Hargitai Henrik és Szabados László
Szakirodalmi források összeállítása: Kurfis-Pál Bernadett

ISBN 978 963 493 196 6
ISSN 2939-8797

Kedves Olvasó!
Köszönjük, hogy kínálatunkból választott olvasnivalót!
Újabb kiadványainkról, akcióinkról a *www.typotex.hu*
és a *facebook.com/typotexkiado* oldalakon értesülhet.

Typotex Kiadó
Alapította Votisky Zsuzsa, 1989
A kiadó az 1795-ben alapított Magyar Könyvkiadók
és Könyvterjesztők Egyesülésének tagja.
Felelős kiadó: Németh Kinga
Felelős szerkesztő: Kovács Zoltán
Tördelés: Janković Milán
Borítóterv és tipográfia: Somogyi Péter
Nyomta és kötötte: OOK-PRESS Nyomda, Veszprém
Felelős vezető: Szathmáry Attila

TARTALOM

BEVEZETÉS 7

1. TEKTONIKUS FELSZÍNFORMÁK 11
1.1. Eredetük és csoportosításuk 11
1.2. A tektonikus felszínformák típusai 13
1.3. Egész kőzetburok elfordulása 18
1.4. A kőzetburok képződése 21
1.5. Hegységképződés jellegű folyamatok 29
1.6. Tesszerák 32
1.7. A kőzetburok felemésztődése 32
1.8. Szubdukció 33
1.9. További tektonikus eredetű felszínformák 38
1.10. A tektonikus felszínformák területi eloszlása 45

2. VULKANIZMUS 49
2.1. A vulkáni működés jellege 54
2.2. Robbanásos kitörések 55
2.3. Lávaömléses kitörések 58
2.4. További vulkáni képződmények 62
2.5. Meredek vulkánok 66
2.6. Kalderák, lávafolyások és lávatavak 68
2.7. Koronák a Vénuszon 74
2.8. Kriovulkanizmus 80
2.9. Kriomagmás tevékenység 84
2.10. A vulkanizmus területi eloszlása 85

3. BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREK 89

4. A GÁZÁRAMLÁS HATÁSA A FELSZÍNRE 93

5. FOLYADÉKOK A FELSZÍNEKEN 101
5.1. Áramló folyadékok felszínformái 107
5.2. Álló folyadékok nyomai 115

6. JEGES FELSZÍNFORMÁK 123
6.1. Sarki jégsapkák 124
6.2. Gleccserek és társaik a Marson 137
6.3. További jeges felszínformák 145
6.4. Jég-vulkán kölcsönhatások 152

7. LEJTŐS TÖMEGMOZGÁSOK NYOMAI 155
7.1. Lejtős tömegmozgások kisbolygókon 165

8. A REGOLIT 173
8.1. A regolit jellemzői 182

9. NEHEZEN BESOROLHATÓ FELSZÍNFORMÁK 189

UTÓSZÓ 195

Köszönetnyilvánítás 197
Irodalomjegyzék 199
Tárgymutató 237

BEVEZETÉS

Évszázadokon keresztül a folyóvölgyek, szigetek, vulkánok vagy jégsapkák a tudományos leírásokban csak földi helyszíneken jelentek meg, csak ilyeneket lehetett bemutatni – eltekintve persze a képzelet szülte tájaktól. Az űrtevékenység megindulásával azonban gyorsuló ütemben bővültek ezek a helyszínek (Illés, 2009). A bolygókutató szondáknak köszönhetően hamar kiderült, hogy nemcsak a Földön hullik csapadék, omlanak a meredek lejtők, vagy folytak folyók, hanem más égitesteken is, és azok jellemzői, területi eloszlása sok információval szolgál (Hargitai, 2006; Hargitai és tsai., 2019). Egyértelmű lett, hogy a saját bolygónkon kialakult képződmények és az itt zajló földtudományi folyamatok ezek széles skálájának csak egy kis részét képviselik. A földtudomány a csillagászattal, fizikával és néhány további tudományterülettel karöltve értelmezi a korábbinál szélesebb skálán megjelenő, a Földről már ismert folyamatokat és felszínformákat ezekben a nekünk extrémnek számító környezetekben.

A bolygótudomány vagy planetológia (Bérczi, 1978, 1985), noha furán hangzik, a földtudomány Földön kívüli változa-

tának vagy kiterjesztésének is tekinthető. Egy olyan témakör, amely egységes rendszerben értelmezi azt, amit a különböző égitesteken látunk: a planetológiában egy kavics lehet akár nitrogénjégből, a folyóban áramló folyadék lehet metánból, a tűzhányó pedig mínusz száz fokon is működhet. Mindezek segítenek az égitestek felszínén zajló és azokat alakító folyamatokat a Földön tapasztalhatónál szélesebb körben megismerni és fejlődésüket megérteni (Bérczi, 1989, 1991). Bolygónk egy olyan laboratóriumnak tekinthető, ahol csak szűk viszonyok között, korlátozottan zajlanak a felszínt és a belsőt alakító folyamatok – ismerjük meg tehát ezen folyamatok és az általuk létrehozott képződmények szélesebb skáláját, amiben más égitestek mint más paramétereket mutató „laborok" segítenek.

Ennek a kiadványnak a célja az elmúlt közel húsz évben született azon bolygótudományi ismeretek bemutatása magyar nyelven, amelyek a Naprendszer szilárd felszínű égitesteinek felszíni jellemzőivel kapcsolatosak, különös tekintettel a rendszerszintű összefüggésekre. Ennek megfelelően az egyes égitesteket és felszínformákat az azokat létrehozó folyamatok szerint csoportosítottam, nem pedig objektumonként tárgyalom. A Naprendszer szilárd felszínű tagjainak külön-külön történő áttekintése a hamarosan megjelenő *Csillagászat* (Szabados László főszerk., előkészületben) könyvben olvasható majd. Olyan témaköröket sem érintek, amelyek a magyar szakirodalom nemrég megjelent művei segítségével részletesen megismerhetők. Ezért nem tárgyalom behatóan a becsapódásokat és következményeiket, amelyekről Hargitai és tsai. (2005) könyvében olvashatunk, valamint a Mars jellemzőit sem, amelyeket Kereszturi (2012) tekinti át. Emellett

részben terjedelmi okokból nem ismertetem az égitestek belső szerkezetét, a légköröket és sok fontos fejlődéstörténeti összefüggést sem (Bérczi, 2007; Illés, 2012).

A könyv jelenlegi tudásunkat tükrözi, természetesen a témakör gyors fejlődése miatt idővel több tétele is túlhaladottá válhat. Számos olyan kifejezéssel illetett képződményről olvashatunk a könyvben, amelyek értelmezése nem evidens minden esetben. A Földön kívüli alakzatokat és folyamatokat a már ismert földi jelenségekhez szükséges hasonlítanunk, ennek megfelelően a már ismert fogalmakat és definíciókat ki kell terjesztenünk más égitestekre. Ilyenkor persze nem mindig felel meg a távoli objektum képződménye a földi nómenklatúrával jelzett képződmény típusának – mégis egyszerűbb az ilyen szóhasználat, mint a fogalmak bonyolult körülírása. Például vulkánnak, dűnének vagy folyóvölgynek olyan felszínformákat nevezünk, amelyek a földi értelmezéshez hasonlóak, noha azzal nem egyeznek meg teljesen. Ennek megfelelően ezek leírását legjobb a ma elérhető legmegfelelőbb közelítésnek tekintenünk, az eltéréseket az adott helyeken majd próbálom jelezni.

A fogalomhasználat terén is akadnak „szokatlan" helyzetek. A Földön például nem szokás a jeget kőzetnek tekinteni, viszont a külső Naprendszerben ez a domináns kőzetalkotó anyag. A csapadék, a lejtős tömegmozgások vagy az álló folyadékok stb. eseteiben is a Földön kívüli jelenségeket az itthon megszokott fogalmakkal tárgyaljuk. Ugyanakkor sok felszínforma besorolása a feltételezett keletkezési mód alapján történik, és utóbbiról nincs minden esetben biztos tudásunk.

Fontos az égitestek szilárd külső burkának jellemzése és besorolása az ismert kategóriákba. Itt az okozhat gondot,

hogy egyes égitesteknek több szilárd külső burka is van: az óriásbolygók jégholdjain például a kívülről látható jégpáncél számtalan becsapódásos krátert, tektonikus és egyéb formát mutat – ugyanakkor a jégréteg alatti vízréteg alján egy újabb nagy nyomású szilárd jég vagy szilikátos felszínű kőzetburok következik.

Mindezek értelmezése várhatóan sokat fog módosulni és fejlődni a következő években. A szakkifejezések nagyobb része zárójelben angolul, dőlt betűvel is olvasható, megkönnyítve az interneten ma már elérhető hatalmas mennyiségű szakirodalom értelmezését. Előfordul, hogy sok felszínformának vagy terület nevének nem egyértelmű a magyar fordítása, néhány alkalommal a szakirodalomban használt latin vagy angol változatot is jelzem dőlt betűvel. A könyv fontos eleme a tárgymutató, amivel egy-egy érdekes felszínforma megtalálható akkor is, ha nem tudjuk, mely égitesten vagy felszínformatípusban van jelen.

1. TEKTONIKUS FELSZÍNFORMÁK

1.1. EREDETÜK ÉS CSOPORTOSÍTÁSUK

A szilárd külső burok tektonikus és vulkanikus jellegű átalakulásához belső és külső eredetű energiaforrások egyaránt hozzájárulhatnak. Itt szó lehet *hőenergiaként* felszabaduló különböző belső hatásokról (például radioaktív fűtés, akkréciós eredetű maradványhő, hőfelszabadulással járó geokémiai és fázisátalakulások), de ide tartoznak olyan *mechanikai* átalakulások is, amelyek nem vagy csak alig járnak fűtőhatással (például fázisváltozáshoz köthető térfogatváltozás vagy főleg a keletkezés utáni korai időszakban jellemző melegedés kiváltotta tágulás). Mindezek mellett a *becsapódások* is jelentős energiaforrást képeznek (amelyek gyakorisága és mértéke a korai időszakot követően gyorsan csökkent a Naprendszer fejlődése során), ezek részben hőhatással, részben mechanikai deformációval járhatnak. Rendkívül nagy becsapódások esetében akár az égitest külső rétegeit is leszakíthatják (például a Merkúr anomálisan nagy vastartalmának kialakulását a szilikátos külső rétegek leszakadása segítette, illetve ilyen esemény robbantotta ki a Hold anyagát a Földből, akárcsak a Plútó holdjainak anyagát a Plútóból), vagy azt szét is

darabolhatják – mindezek a későbbi tektonikus és vulkanikus folyamatok jellegét is befolyásolhatják.

Külső eredetű hatás a napsugárzás (amely a központi csillaghoz kötött tengelyforgás esetén tartósan magasabb hőmérsékletet eredményezhet a felszín adott részén és idővel a kőzetburok mélyebb tartományaiban is – ilyen a Naprendszerben feltehetőleg nincsen, de a Merkúr alacsonyabb szélességű területein a kéreg magasabb hőmérsékletű lehet a polárisnál), ide sorolandó az *árapályhatás* is (ez mechanikai deformációt és hőfelszabadulást okoz). Fontosak továbbá az árapállyal kapcsolatos nemszinkron tengelyforgás és ezzel összefüggésben a valódi pólusvándorlás (az ilyen elfordulásnak kedvez a sok jeges hold esetében előforduló mélységi vízréteg – Collins és tsai., 2009). Itt említendő a tengelyforgási sebesség változása és ezzel összefüggésben a stabil forgási ellipszoid alak módosulása, valamint egyéb pályaelem-változások hatása is. Szintén jelentős a fentiekkel összefüggésben fellépő *térfogatváltozás* hatása, amely tágulást a belső víz megfagyása okozza. Ez az óriásbolygók jégholdjain fordulhat elő, továbbá a Plútón és annak Charon holdján is ehhez kapcsolódhat a jellegzetes tágulásos tektonika (Hammond és tsai., 2016).

Különleges példák a legkisebb égitestek. A kisbolygók esetében például a napfény elnyelésének és visszasugárzásának különbsége nyomán, az ún. YORP-effektus révén változhat a tengelyforgási sebesség. A YORP-effektus (a név a hatást elsőként kidolgozó, illetve pontosító kutatók nevének – Yarkovsky, O'Keefe, Radzievskii, Paddack – kezdőbetűiből összeállított betűszó) keretében az égitestet érő és róla szóródó napsugárzás, valamint az elnyelődő és visszasugárzott komponensek irányeloszlásának különbségétől keletkező nyoma-

ték változtatja az égitest forgási sebességét és forgástengelyének irányát – ezzel pedig a nehézségi erőterét és alakját. Ha módosul az egyensúlyi alak, az égitest poláris átmérője nőhet vagy csökkenhet, ezzel összefüggésben pedig tektonikus jelenségek léphetnek fel rajta, szélsőséges esetben szét is szakadhat az égitest.

1.2. A TEKTONIKUS FELSZÍNFORMÁK TÍPUSAI

Definíció szerint tektonikus eredetű felszínformáknak azokat tekintjük, amelyek egy égitest szilárd vagy részben szilárd halmazállapotú külső rétegének (amit többnyire kőzetburoknak avagy litoszférának neveznek) töréses vagy képlékeny deformációs változása révén jönnek létre. Akadnak olyan égitestek is, amelyeken „több kőzetburok" is előfordul, például az Europa jupiterhold jeges anyagú külső kőzetburkán sok tektonikus és néhány vulkanikus felszínforma van, miközben mélyebben, a vízréteg alján is van egy kőzetburok (ami szilikátos), várhatóan szintén hasonló eredetű felszínformákkal. A tektonikus folyamatokhoz sorolhatók a kisbolygók hasonló jelenségei is, noha ott az érintett kőzetréteg az egész kisbolygót jelentheti. A tektonikus mozgásokat sokszor szerkezeti mozgásoknak is nevezik. A tektonikus eredetű felszínformák azonosítása, pontosabban ebbe a kategóriába sorolása az adott képződmények kinézete és a feltételezett keletkezési mód alapján történik – noha az utóbbi esetben a jelenlegi ismereteink (részben a felszínekről nyert adatok sokféle értelmezhetősége miatt) nem biztos, hogy megfelelnek a valóságnak, és idővel módosításra szorulhatnak.

Általánosan érvényes megállapítás, hogy az *óriásbolygók jeges holdjainak* felszínén (a szilikátos kőzetekhez hasonlóan) rideg töréses folyamatok jellemzőek, míg a felszíntől lefelé növekszik a képlékeny deformációk lehetősége és aránya. Speciális csoportot képez az ún. viszkózus relaxáció (viszkózus kúszás, *viscous creep*), avagy képlékeny elernyedés, ami a jégholdak felszínformáinál lehet jellemző (Bland és McKinnon, 2018). Ennek hatására a Ganymedesnél esetenként egy eredetileg besüllyedő domborzati elem aljzata akár domború is lehet idővel (Parmentier és Head, 1981), ilyen például a jeges Ceresnél is azonosítható az idősebb kráterek alakjában (Schenk, 2015). A Ganymedes 2 km-nél nagyobb kráterei jellegzetesen sekélyebbek, mint a Hold hasonló kráterei (Schenk, 1991), ami a jégnek a szilikátos kőzethez viszonyított nagyobb képlékenységének tulajdonítható. Ilyen elernyedt kráterek főleg a Ganymedes idős, sötétebb poligonális területein lehetnek (Bland és tsai., 2017), talán mert a keletkezésük utáni korai időszakban nagyobb lehetett a belső eredetű hőáram. A teljes ellapuláskor a kráterek után csak egy albedófolt marad vissza, ezek neve *palimpszeszt*.

Ezen jeges holdaknál néha jelentős tektonikus aktivitás is előfordulhat például az árapály-eredetű kéregmozgások hőhatása miatt. Emellett sokszor várható főleg korai erősebb aktivitás az elmúlt 1-2 milliárd évhez képest, az anyaguk egy része ugyanis kezdetekben cseppfolyós halmazállapotúvá alakulhatott, majd még korán megfagyott, és az ezzel egyidejűleg fellépő térfogat-növekedés járhatott tektonikus folyamatokkal (1.1. ábra). A legtöbb jéghold esetében inkább tágulásos, semmint összenyomódásos tektonikus alakzatok mutatkoznak.

A kőzetburok tektonikai viselkedése szempontjából kritikusak annak mechanikai jellemzői, ezeket részben a *reológia* témakörében tárgyalják. Ilyen szempontból a Földhöz viszonyítva egzotikus eseteket képeznek a fent említett jégholdak. Ugyanis fontos eltérés, hogy a szilárd jég sűrűsége kisebb a folyékony vízénél, ennek megfelelően a jég „felúszik" a víz tetejére (ellentétben néhány szilikátolvadékkal), míg az emelkedő kriomagmás (vizes) olvadékok önmagukban csak sűrűségkülönbség alapján nem törnek ki a jeges felszínekre. Mégis van, ahol fellépett kriovulkanizmus például belső nyomás következtében. Ugyanakkor a jég sokkal képlékenyebb az olvadásponthoz közeledve, mint a szilikátos kőzetek – ennek megfelelően könnyebben és gyorsabban deformálódik, noha itt is millió éves időskálákról van szó. Továbbá a mélység növekedésével gyorsabban vált képlékeny deformációra a jég, és így a felszín alatti áramlásai könnyebben befolyásolják a felszíni, ridegebb réteg mozgását.

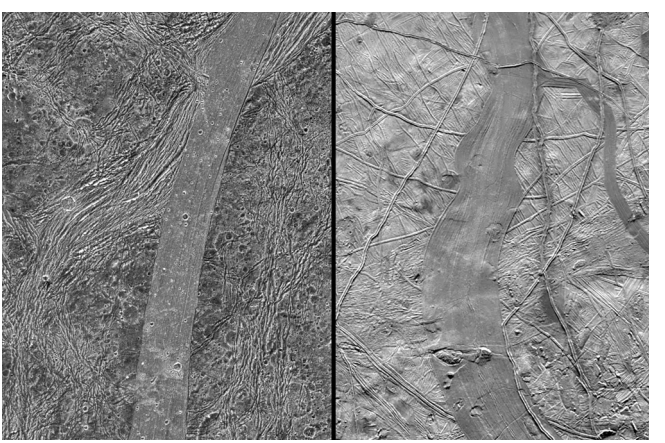
A tektonikus folyamatok értelmezését ugyancsak elősegíti az adott égitest domborzatának magasságeloszlása. Az 1.4. ábra alapján a Föld esetében a világosszürke a világtenger által borított területeket, míg a Marson a többféle árnyalat a feltételezhetően egykor vízzel borított területeket jelzi. Jól látszik a Földön a kétféle kéregtípust jellemző eltérő vastagság, kémiai összetétel és sűrűség, valamint az emiatt fellépő domináns magasságkülönbség (óceáni és kontinentális lemezek), hasonló a domborzatot tekintve csupán sejthető a Mars esetében (északi mélyföldek – déli felföldek, ezek kettőssége angolul *Hemispheric Dichotomy*), de ott nem mutatkozik geokémiai eltérés. A Vénuszon és a Holdon pedig még a domborzat alapján sincs ilyen megoszlás, noha a holdi kéreg

1.1. Az Arbela Sulcus tágulásos felszínforma a Ganymedesen (balra) és egy névtelen tágulásos felszínforma az Europa jégpáncélján (jobbra) (NASA, JPL, Brown University).

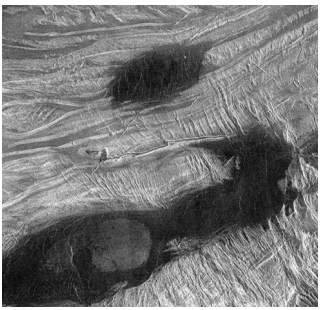
1.2. Összenyomódással keletkezett, 10-15 km széles gerincek alkotta hegyvonulatok az Ovda Regio északi peremének 200 km széles részén, a Vénuszon. A mélyebb és sötétebb területek lávaömléseket jeleznek a Magellan űrszonda radarfelvételén (NASA, JPL).

1.3. Kompressziótól keletkezett, lapos, gyűrődéses alakzatok az Astypalaea Linea szürkés sávja térségében (felfelé, kissé jobbra futó sáv). Utóbbi tágulással és oldaleltolódással, valamint anyagfeláramlással együtt keletkezett (NASA, JPL, JHUAPL, Brown University).

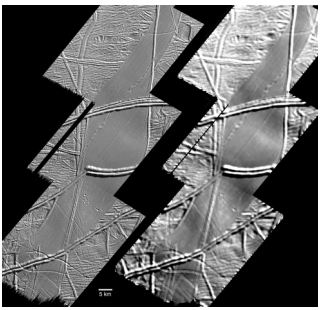
1.4. Hipszografikus görbék a Föld, a Vénusz, a Hold és a Mars esetében (balról jobbra).



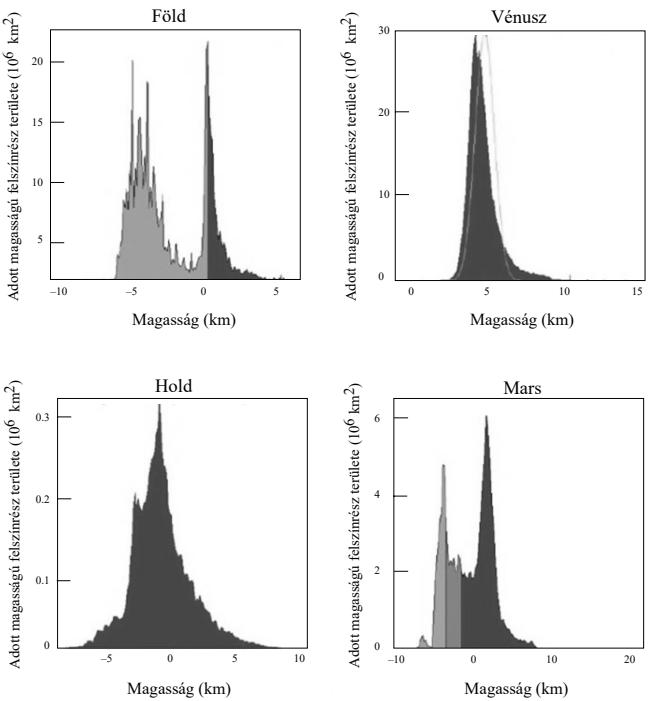
1.1.



1.2.



1.3.


Föld
Vénusz
Hold
Mars
Adott magasságú felszínrész területe (10^6 km^2)
Magasság (km)

1.4.

vastagsága jelentős intervallumot fed le (Stoddard és Jurdy, 2012).

A tektonikus felszínformák tárgyalása során először a kőzetburok egészére jellemző mozgásformák és az ezekkel kapcsolatos felszínformák kerülnek sorra. Ezt követi a kőzetburok keletkezésének, mozgásának és felemésztődésének ismertetése, majd pedig az eddig nem vagy csak korlátozottan említett tektonikus eredetű felszínformák bemutatása. A tektonikus felszínformák értelmezésében sokat segít a felszíni domborzat, a formakincs és a gravitációs anomáliák vizsgálata – és természetesen az egyéb feszínformák, főleg vulkanikus képződmények jellegéből és a korbecslésből származó *kontextus*.

1.3. EGÉSZ KŐZETBUROK ELFORDULÁSA

Ezen jelenség keretében az egész külső kőzetburok egyben fordul el a belső részek felett, ezt a Föld esetében valódi pólusvándorlásnak is nevezik. A jelenség oka a kőzetburok megváltozott tömegeloszlása, amely a tengelyforgáshoz viszonyított további elfordulást okozó erőket ébreszt, és ezek a belső rétegekhez képest elfordítják a külső szilárd burkot. Ehhez persze az szükséges, hogy a külső és a belső rétegek között valamilyen képlékeny anyag legyen, ami a Földnél az asztenoszféra, jégholdaknál pedig a belső vízréteg.

A *Mars* pólusai „eredetileg" mintegy 20-25°-ra lehettek a mai pozíciótól, amit geodinamikai szempontból, tehát a kőzetburok tömegeloszlását tekintve az észak–dél ellentét befolyásolhatott és határozhatott meg korábban. A vulkani-

kus eredetű Tharsis-hátság hatalmas tömegének kialakulása ezt követően (de még a bolygó fejlődéstörténetének korai szakaszában) viszont úgy változtatta meg a kőzetburok tömegeloszlását, hogy a nagy hátság a kőzetburokkal együtt az egyenlítőre fordult, valószínűleg a köpeny felső részével együtt mozogva a belső felett. Léteznek olyan jellegű sarkvidéki üledékek, amelyek ma már nem a pólusnál vannak, és a korábbi pólus helyét jelzik. Ezek az akkoriban (kb. 3,4 milliárd évvel ezelőttnél korábban) elhelyezkedő pólussapka maradványának tekinthetők az északi (Murray és Malin, 1973; Fishbaugh és Head, 2001) és a déli féltekén (Tanaka, 2000). Emellett az idős folyóvölgyeknek feltehetőleg az egyenlítői vidéken előfordult egykori koncentrálódása is kissé megváltozott, ezek sávja enyhén elmozdult az eredeti egyenlítőt követő helyzettől. Továbbá mivel egy forgási ellipszoid tengelyei nem egyforma méretűek (a bolygók a forgás miatt lapultak, így a poláris átmérő kisebb az egyenlítői átmérőnél), ezért a kőzetburokban repedésrendszer keletkezhetett az elforduláskor – azonban ennek azonosítása nem egyértelmű a Marson.

A *Hold* esetében a sarkvidéki kráterek örökké sötét belsejében lévő jég eloszlása utal valódi pólusvándorlásra. Hárommilliárd évvel ezelőtt mintegy 5°-ot mozdulhatott el a pólus helyzete, amelynek nyoma a jég eloszlásában mutatkozik: a két pólustól egymáshoz képest ellentétes irányban mintegy 5° hosszan jellemző egy-egy „jegesebb" sáv, ami a mai és a korábbi pólusok helyzete közötti „útvonalat" mutatja (Siegler és tsai., 2016). Az elmozdulást az Oceanus Procellarum területén fellépett vulkanikus tevékenység során megváltozott globális tömegeloszlás okozta, és ennek keretében a déli pólus kissé a Föld felé, az északi pedig ezzel ellentétes irányban mozgott

(miközben a kötött tengelyforgás szerinti látható és túloldal helyzete nem változott jelentősen) – úgy is fogalmazhatunk, hogy a holdfelszíni képzeletbeli arc kicsit „felhúzta az orrát".

A fentiek mellett az *Europa* jupiterhold és a *Titan* szaturnuszhold esetében is felléphetett valódi pólusvándorlás, amit segíthetett, hogy a külső jégpáncél és a mélyebben lévő szilárd részek között folyékony vízréteg van (Jara Orue és Vermeersen, 2011). Az egész külső ilyen elfordulása nem feltétlenül jár deformációval, elképzelhető olyan elfordulás is, amikor a forgási ellipszoid alakú burok és a belső bolygótest forgástengelye nem mozdul el egymáshoz képest, tehát nem lép fel valódi pólusvándorlás. Ekkor például a burok és a belső rész forgási sebessége módosul egymáshoz képest. Ilyen ún. nem szinkron tengelyforgást az Europa jupiterholdnál feltételeznek, ahol a jégpáncél tektonikai és kriovulkáni jellegű módosulása hatására megváltozott tömegeloszlás okozhatta azt (Schenk és tsai., 2020).

Hasonló tengelyforgási jellemzőt figyeltek meg a *Titan* szaturnuszhold esetében is, ahol az évszakosan váltakozó irányú szelek is befolyásolják a külső jégpáncél forgását némely évszakban, a változó kelet–nyugat irányú komponensek aránya hol sietteti, hol meg lassítja a belsőhöz és az elméleti egyenletes tengelyforgáshoz képest. Az eltérés évente néhány tizedfok nagyságrendű (Lorenz és tsai., 2008b), ami sokkal hosszabb időskálán (a Szaturnusz keringési idejének 29 éves skáláján) lép fel, mint az árapály-eredetű forgási módosulás, utóbbi a Titannak a Szaturnusz körüli keringése időskáláján (16 nap) jelenhet meg. Mindezt részben az teszi lehetővé, hogy a külső és belső szilárd egység között egy kb. 200 km vastagságú, kis viszkozitású vizes oldat helyezkedik el, tová-

bá a légkör viszonylag nagy tömegű, ezért jelentős az impulzusmomentum (perdület) légkör és a felszín közötti átadása.

Az 525 km-es *Vesta* kisbolygó poláris átmérője közel 60 km-rel kisebb az egyenlítőinél, amit egy óriáskráter okoz. Ez a Rheasilvia kráter, amely ma a déli pólussal a középpontjában helyezkedik el kisbolygón. Keletkezésekor feltehetőleg nem itt volt, de a hatalmas kráter képződése nyomán létrejött anyaghiánytól újabb, geodinamikailag stabil forgási helyzetbe „dőlt" a Vesta. A globális átfordulással az anyaghiányt el nem szenvedő többi terület jelentős része pedig az égitest forgása által kijelölt egyenlítő közelébe jutott (Karimi és Dombard, 2014). Felszín alatti anyag benyomulásával kapcsolatos tágulásos repedések is mutatkoznak a Vesta felszínén (2.1. ábra).

A forgástengely térbeli irányának változása igen gyakori lehet sok, főleg kisebb kisbolygó esetében, ahol a becsapódások vagy a beeső napfény és a test által kibocsátott sugárzás iránya közötti eltérés hosszú idő alatt jelentős impulzusnyomatékot képviselnek az objektum tömegéhez képest. Ugyanakkor ez más jelenség, mint a külső réteg korábban említett elfordulása a belső felett, mivel itt „egyben mozog" az egész égitest.

1.4. A KŐZETBUROK KÉPZŐDÉSE

A tektonikus témakörben említjük, de szorosan kapcsolódik a vulkanikus (pontosabban magmás) folyamatokhoz a *kőzetburok-szétterülés* (kőzetlemezek szétsodródása, *spreading*) jelensége, amely ismert a Földön, és több jel utal rá, hogy részben a Vénuszon (sajátos, „lágy" lemeztektonika formájában).

Talán egykor a Marson is előfordulhatott. Hasadékvölgy-magmatizmusnak is nevezik ezt a jelenséget. Ugyanakkor megoszlanak arról a vélemények, hogy a jégholdak felszínén is felléphet-e ilyen jelenség, erre utaló jelek leginkább az Europa és Ganymedes jupiterholdaknál azonosíthatók. Fontos megjegyezni, hogy itt sokféle, változatos eredetű repedés mutatkozik a jégen és a jégréteg alatt, ettől függetlenül a szilikátos felszínen is elvben felléphet részben hasonló jelenség, de erről még nincsenek ismereteink.

A *földi globális lemeztektonika* a legrészletesebb modell, amely a legjobban ismert bolygó, a Föld vonatkozó tektonikus folyamatait foglalja össze egységes, kölcsönható rendszer formájában. Ez utóbbit és annak irodalmát itt nem részletezzük, de tanulmányozása melegen ajánlott az olvasóknak. Hasonló kölcsönható rendszerek más égitesteken (főleg a Vénuszon; Illés, 2011) is előfordulhatnak, de megismerésük még korai fázisban tart. Az alábbiakban ezen folyamatok egy-egy ismert vagy indokoltan feltételezhető elemét mutatom be (a kőzetburok gyarapodását a magmás-vulkanikus folyamatok és ősi magmaóceán alapján később tárgyalom).

Kőzetburok-szétterülés nyomai a *Vénuszon* is mutatkoznak. Az Artemis Regio területén húzódó, kiemelkedő gerincek a földire hasonlító, gyors kőzetburok-szétterülésre utaló morfológiát, főleg domborzati mintázatot képviselnek (McKenzie és tsai., 1992). Az Aphrodite Terra nyugati részén feltételezett *spreading* szimmetrikus topográfiai profilt hoz létre a központi kiemelkedő gerinc két oldalán, amelynek centrumában egy keskeny árok húzódik végig. A Parga Chasma-ároknál ún. hármas csomópontot feltételeznek a kutatók (Graff és tsai., 2017), ahol több, egymással összekap-

csolódó, riftesedő hasadékvölgy vagy árok is előfordulhat. Az Ovda Regio esetében pedig a központi árkot keresztező transzform vetők jellege, helyzete hasonlít a földi kéregképződési zónákban megfigyeltekre.

A *vénusz*beli *chasmata*-zónái több szempontból a földi riftekkel és óceánközépi hátságokkal rokoníthatók, amit a megfigyelhető domborzatprofil és tágulásos jelek is alátámasztanak (2.3. ábra). A Vénuszon a földinél lassabb kőzetburok-szétterülést feltételeznek ezekben a térségekben (Stoddard és Jurdy, 2009). Érdekes egybeesés, hogy a Földhöz hasonló méretű Vénusz árokrendszereinek teljes hossza 54 ezer km, míg a Földön a hasonló tágulásos árkok teljes hossza kb. 59 ezer km. Érdemes megemlíteni, hogy egyes hegyvidékeknél, például az Ishtar Terra környékén olyan töréses mintázat mutatkozik (Smrekar és Solomon, 1992), amely a nagyobb kiemelkedések plasztikus szétterülésére utal; ez egy egyszerű mechanikai folyamat, és nem kapcsolódik a fent említett kéregkeletkezéshez.

A Vénuszon várható magasabb köpenyhőmérséklet befolyásolhatja a tektonikus folyamatokat, de egyelőre nem tisztázott, hogy pontosan miként. Fontos továbbá, hogy a Vénusz száraz bolygó, víztartalma az erős üvegházhatás miatt feltehetőleg már régen elszökött; és ennek megfelelően a feltételezett szubdukció során nem sok H_2O jut a mélybe, ami ott csökkenthette volna az anyagok szilárdságát és olvadáspontját. A Földön a litoszféra és asztenoszféra viselkedését befolyásolva a víztartalom elősegíti a globális lemeztektonika működését.

A kőzetburok-szétterülés potenciális nyomai a *Mars*on azok az idős, mágneses mintázatok, amelyek a bolygó fel-

színének közel harmadán, idős területeken azonosíthatóak. Főként a déli felföldek vidékén mutatkozó mágneses anomáliák nemcsak az egykori globális mágneses tér létére és annak periodikus mágneses pólusváltásaira utalnak, de transzform vetők is szabdalják a mintázatot.

Sajátos alakzatok és folyamatok az *Europa* jupiterhold jégfelszínén a néhány 100 m széles, akár több száz km hosszú, V keresztmetszetű kiemelkedések, avagy *gerincpárok* (*double ridges),* amelyek közepén mélyedés mutatkozik. Kérdés, hogy ezek a földi óceánközépi hátságok tágulásos zónáira hasonlítanak-e, vagy inkább időszakos árapály-eredetű enyhe tágulást, majd utána összezáródást képviselnek-e. Néhol akár 10 km széles komplex gerincek is mutatkoznak, amelyek talán többszöri kinyílás, majd összezáródás következtében és a középen keletkezett friss anyag összetörése és kipréselődése nyomán keletkeztek. Ugyanakkor sokszor a kettős gerincek a központi repedéssel közel párhuzamos oldalelmozdulásra utaló jeleket is mutatnak. A megfelelő megvilágítási viszonyok alatt, nagy felbontással rögzített képeken némelyik kettős gerinc mellett sötét, finomszemcsés anyag mutatkozik talán a gerincekről lepusztult és felhalmozódott törmelékből, de az sem kizárt, hogy a két gerinc közül kilövellt, majd visszahullott anyagból származik.

Keletkezésüket illetően egy korábbi elmélet úgy vélte (Greenberg és tsai., 1998), hogy az árapályhatás keltette tágulásos feszültség repesztheti fel ezeket az alakzatokat, majd a 3,5 napos árapályciklusnak megfelelően később záródik a repedés, és közben a területén felhalmozódott anyag össze-, illetve felpréselődik (Sullivan és tsai., 1998), kialakítva a hosszanti gerinc jellegű felszínformát. Ezen alakzatok egy része

ún. cikloidális gerinc (*cycloidal ridge),* amely kis ívelt szakaszok ismétlődéséből tevődik össze, ezek mindegyike egy-egy napi árapályciklus-szakaszt képviselhet (Hoppa és tsai., 1999). A folyamat feltehetőleg nem szakítja át a teljes jégpáncélt, csak a rideg felső részt, a mélyebb régiókban képlékenyebb deformáció történhet. A vulkanikus modell (Kadel és tsai., 1998) szerint a repedés mentén anyagfeláramlás, „kispriccelés" zajlik; de az is felmerült, hogy a mélyből folyékony vagy képlékeny anyag préselődik telérként a jégbe (Melosh és Turtle, 2004) a repedés mentén a felszín alá, ahol a képlékeny jég diapirszerűen emelkedik felfelé (Head és tsai., 1999).

Ugyanakkor léteznek az Europa felszínén olyan szélesebb, *sötét sávok* (*pull-apart bands),* amelyek kinézete és környezetükkel fennálló viszonya alapján keletkezésük legvalószínűbb magyarázata a tágulás és a kőzetburok-képződés (1.1. ábra). A tágulásos tektonikára utalnak az ék vagy háromszög alakú sötét sávok (*wedge shaped bands),* amelyeknél néha többször 10 km-nyi tágulásra utaló nyomok vannak (Schenk és McKinnon, 1989), ezek anyaga idővel világosabbá alakul. Az Europa tektonikus jelenségei sok esetben hasonlíthatók földiekhez, de a nálunk jellemző globális lemeztektonikával megegyező, összetett jelenségcsoportnak legfeljebb egy-egy kisebb eleme várható. Mindezekhez az energiát az árapályhatás adhatja, amely el is forgathatja a nem tökéletesen gömbszimmetrikus jégpáncélt, helyenként felrepeszti, de a folyamatokban egy felszín alatti körkörös, egyenlítői vízáramlás is közreműködhet (Gissinger és Petitdemange, 2019).

Az Európához némileg hasonló jeges kőzetburok (itt jégpáncél) szétterülésére és képződésre utaló felszínforma az Europa külső szomszédján, a *Ganymedes* jupiterholdon is

2.1. Törések a Ceres Occator kráterének az aljzatán, feltehetőleg a mélyből felfelé nyomuló anyag hatására. A Dawn űrszonda fényképén 36 km széles terület látható (NASA, JPL-Caltech, UCLA, MPS, DLR, IDA).

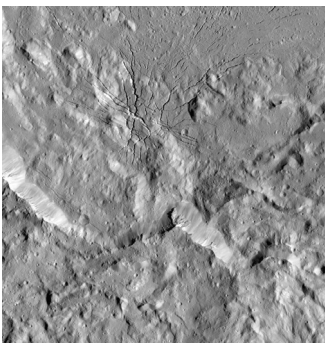
2.2. Egy redőgerinc (wrinkle ridge) a Hold Mare Frigoris térségében. A képződmény viszonylag fiatal, és jelzi, hogy a Hold a közelmúltban is deformálódott. A Nap balról süt, és a redőszerkezet három-négy nagyobb kráterre is rátolódott, amelyek félkör alakú, sötét foltokként mutatkoznak a redő világos pereme mentén (NASA).

2.3. Az eredetileg 37 km-es, „félbevágott" Somerville-kráter a Magellan űrszonda radarfelvételén a Beta Regio területén, a Vénuszon. A hasadékvölgy közel 20 km-t tágult, kettévágva a krátert (NASA, JPL).

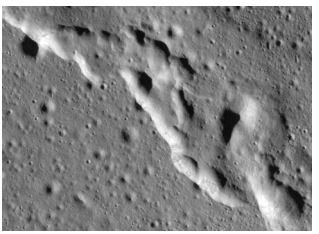
2.4. A 2 km magas Carnegie Rupes-redőgerinc a Merkúron, amely átszeli a 133 km átmérőjű Duccio-krátert (NASA, JHUAPL, Carnegie).

2.5. Egy törés mentén sorakozó, beszakadásos gödörsor a Tharsis-hátság északi részének 3 km széles területén (NASA, JPL, MSSS).

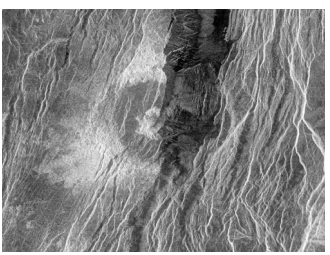
2.6. Tágulásos eredetű normál vetők párhuzamos rendszere a Vénusz egyik síkságának 60 km széles részén (*ridged plains*) (NASA).



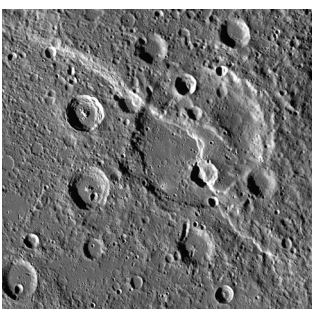
2.1.



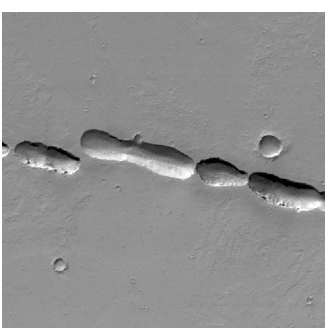
2.2.



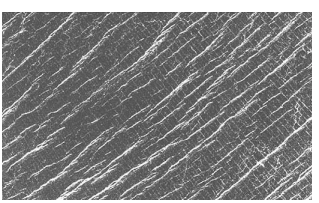
2.3.



2.4.



2.5.



2.6.

megfigyelhető (1.1. ábra). A *sulcus* (többes szám: *sulci*) nevű felszínformába sorolt alakzatok morfológiája részben a földi óceánközépi hátságok tágulására és ott új kőzetanyag keletkezésére hasonlít, míg mások inkább a szárazföldi riftek melletti közönséges vetők mentén bezökkenéssel tagolt felszínre emlékeztetnek (Pizzi és tsai., 2017). A *„grooved terrain"* (Lucchitta, 1980) névvel is illetett, párhuzamos lineamensekből álló terület valamivel világosabb, mint az idősebb, sötétebb, sokszögletű, helyenként közel 1000 km átmérőjű alakzatok. Utóbbiak tágulása során a közöttük lévő területet tölthette fel a belsőből kiáramló jég, és képezett új, jeges kőzetanyagot. A jelenség a hold globális tágulásával egyidejűleg jelentkezhetett, amit talán a belsejében megfagyó víz térfogat-növekedése okozott.

Kőzetburok képződése a Ganymedesen *globális tágulásra utaló nyomok* alapján feltételezhető, ezt támasztja alá, hogy néhány helyen képzeletben egymáshoz illeszthetőek az idősebb felszínrészek. Az ún. poligonok olyan nagy, sokszögletű, sötét területek, amelyek felszínükön sok egymással párhuzamos, ívelt futású vonalas alakzatot tartalmaznak. Ezek hatalmas, ősi becsapódások nyomán keletkezhettek (McKinnon és Melosh, 1980), minden ma megfigyelhető kráter felülrajzolja ezeket, születésükkor még a mainál vékonyabb jégréteg volt jellemző. Ezek a koncentrikus íves alakzatok azonban az egyes nagy poligonok esetében nem illeszthetők egymáshoz. A nagy sötét alakzatok között világosabb és fiatalabb a felszín (*grooved terrain),* amely a sötét poligonok peremével párhuzamos árkok és gerincek sorozatából áll, ezek képezik a fent említett tágulásra utaló nyomokat. Főleg lezökkenéses eredetű normál vetődések látszanak itt kb. km

széles és 10-200 m szintkülönbségű blokkokkal, ugyanitt a belsőből kiáramló anyag tölthette ki a felszínt. A Ganymedesen egyébként összenyomó erők hatása nem mutatkozik.

Részben a vulkanizmushoz kapcsolódó ősi kéregkeletkezési folyamat a *magmaóceánból* történő kristályosodás. Az elgondolás a Holdra vonatkozóan született meg elsőként, amelyben a modellek alapján a 4,4-4,5 milliárd évvel ezelőtt a Földből kirobbant és a gyors összeálláskor felmelegedett anyag külső, 200-300 km vastag rétege akár 2000 K hőmérsékletű (Barr, 2016) olvadt állapotban volt 10-100 millió éven keresztül (Ida és tsai., 1997). A melegedésben az ekkor jellemző kisebb Föld–Hold-távolság miatt az erősebb árapályhatás is közreműködött. Ebből az olvadékból kikristályosodó anortozitos kőzet „felúszott", és ez alkotta az elsődleges kérget (terra területek). Ilyen ősi olvadt magmaóceán egyéb égitesteken, közöttük a Földön is előfordulhatott (Elkins-Tanton, 2012) az összeállása végén történt becsapódásoktól (Tucker és Mukhopadhyay, 2014) közel 1000 km vastagságban (Li és Agee, 1996), ami közreműködhetett a belső differenciálódásban és a légkör, valamint a hidroszféra anyagának kigázolgásában.

1.5. HEGYSÉGKÉPZŐDÉS JELLEGŰ FOLYAMATOK

Földi szóhasználatban gyakran alkalmazzák a hegységképződés (orogenezis) kifejezést arra a folyamatra, amikor egyszerűen fogalmazva a kőzetburok összenyomódás hatására kivastagszik, és izosztatikusan kiemelkedik. Így keletkeztek például az Alpok és a Kárpátok hegyvonulatai – az itt jel-

zettnél azért komplexebb módon. Emellett ismert a vulkanikus eredetű hegységképződés, amikor egy vagy több vulkáni központ anyagprodukciója okoz kiemelkedést, amelyben a diapirizmus vagy a köpenyáramlás is szerepet játszhat. Az Io esetében a hegyek töréses eredetűek, illetve feltolódásos folyamatok által kiemeltek lehetnek, azaz sasbérc-árok rendszerek alkotják őket. Más égitesteken a becsapódásos eredetű hegységképződés is fontos, amelyek a kráterperemeken kiemelkedő hegyvonulatokat, sokgyűrűs medencéknél még többféle kiemelkedést hoznak létre. A Földön az aktív lemeztektonika mára nagyrészt eltörölte a becsapódásos eredetű hegyeket (kivéve a legfiatalabbakat). Mivel a legtöbb égitest sokkal kevésbé aktív, mint a Föld, ritka és régi események nyomai is megfigyelhetőek rajtuk napjainkban. Az alábbiakban a tektonikus eredetű hegységképződésről lesz szó az egyes égitestekre vonatkozóan.

A *Vénuszon* az Ishtar Terra területén több olyan hegyvonulat is mutatkozik, amelyek kinézetük alapján összenyomás hatására keletkezett redők és áttolódások kiemelkedő vonulatai. A terület belső, Lakshmi Planumnak nevezett, feltehetőleg kemény és rideg kőzetblokkjának oldalára négy hegyvonulat gyűrődött fel: a Maxwell-hegység (11 km-es magasságával a Vénusz legmagasabb pontját adja), valamint a Freya-, az Akna- és a Danu-hegységek. Utóbbiak gyűrődések és áttolódások révén emelkedhettek ki, amikor a térségben fellépett kompresszió a központi, ún. kraton jellegű kemény vidékre préselte a későbbi hegyeket alkotó környező anyagot (Ansan és tsai., 1996). Elképzelhető, hogy a helyzet részben a tibeti platóra ráprésélődő és felgyűrődő Himalája hegyláncaihoz hasonló. A térségben jelentkező összenyomódás akár

a felső köpeny össze- és leáramlásának az eredménye is lehet (1.2. ábra) (Hansen és Phillips, 1995).

A *Mars* esetében a nem kizárólag vulkáni és nem is becsapódásos eredetű hegységképződés egy területen, a Thaumasia-plató peremvidékén mutatkozó, enyhén íves kiemelkedésnél esélyes, az összenyomó hatásra feltételezett kivastagodást Thaumasia–Aonia Orogen néven is említik (Anguita és tsai., 2006). A térségben mutatkozó törések összetett fejlődéstörténetre utalnak, 200 km hosszú, gyűrt szerkezetek is megfigyelhetők. Elméletileg lehetséges, hogy a Mars Daedalia Planum, Aonia Terra és Nereidum Montes térségeiben is fellépett hegységképződés jellegű folyamat (uo.). Mindezek nem feltétlenül kőzetlemezek ütközése, inkább a bolygó globális zsugorodása révén keletkeztek.

Az *Io hegyei* közé nem soroljuk az ezen a jupiterholdon egyébként rendkívül gyakori vulkanikus képződményeket, amelyek alig magasodnak a környezetük fölé. Ellenben egyértelműen hegyeknek tekinthetőek az összenyomódás és kibillenés, esetleg kivastagodás nyomán keletkezett blokkok a felszínen, ezek általában egyenes vonalakkal határolt, 10–100 km átmérőjű, szögletes alakjuk alapján töréssel keletkezett blokkok, amelyek akár 17 km-re is emelkednek. Ezek a vulkánokhoz nem kapcsolódó hegyek sok omlásos alakzatot mutatnak, és két nagy csoportjuk a hold felszínén 30-30°-kal nyugatra található a Jupiter felé és a Jupiterrel ellentétes irányba mutató felszíni pontokhoz képest. Feltehetőleg a globális árapálytérben támadt összenyomó erők hatására billentek ki a hegyekké magasodott kőzettömbök.

1.6. TESSZERÁK

A *tesszerák* a Vénuszon mutatkozó kiemelkedő, esetenként plató jellegű, erősen tektonizált felszínű, valószínűleg igen idős alakzatok. Legalább kettő, de gyakran még több eltérő irányú törés- vagy gyűrődésrendszer figyelhető meg felszínükön, amelyek között összenyomódással és tágulással keletkezett alakzatok is mutatkoznak. A tesszerák közel 7%-át borítják a bolygó felszínének (Ivanov és Head, 2011), esetenként laza csoportokat alkotva. Peremüket sok helyen elöntötték a környező terület lávái, amelyeknél az adott tesszerák feltétlenül idősebbek. Keletkezésük a bolygó korai időszakában történt, és a rajtuk mutatkozó gyakori tektonikus alakzatok kiemelkedő helyzetük alapján akár a földi kontinensekhez hasonlóan geokémiailag differenciált kéregegységek is lehetnek. Noha összetételükről nincsenek pontos ismereteink, egyes mérések alapján elképzelhető (Mueller és tsai., 2017), hogy gránitos összetételűek – ez alátámasztaná a kontinens jellegű, kivastagodott és geokémiailag fejlettebb, kisebb sűrűségű kéreganyag-eredetet. Ugyanakkor egyes rétegesnek mutatkozó részek inkább üledékes vagy vulkanikus eredetűnek tűnnek, nem pedig gránitos kőzetnek.

1.7. A KŐZETBUROK FELEMÉSZTŐDÉSE

Földi ismereteink alapján a kőzetburok két fő felemésztődési formája a szubdukció (amikor a burok egy része a másik alá bukik, és a köpenybe süllyed, részben felbomlik, esetleg megmaradt részei egészen a köpeny–mag határig jutnak), vala-

mint a szubkrusztális erózió (amikor a kőzetburok alsó rétege helyi hőanomália – termális erózió –, illetve köpenyáramlás mechanikai hatása miatt alulról pusztul, ez utóbbi folyamatot az izosztatikus kompenzáció is befolyásolja). Emellett természetesen a közönséges felszíni erózió is eltüntetheti a hegyeket, ha az megfelelően intenzív, és elegendő időn keresztül működik. Elméleti megközelítés alapján még itt említhetők a rendkívül nagy (és ezért csak a Naprendszer korai időszakára jellemző) becsapódások, amelyek például a Merkúr kérgének egy részét lerobbantották, avagy a Hold Föld felé néző oldalán jellemző kéregvastagságot csökkentették. További, még egzotikusabb elméleti lehetőség, de ez már csak exobolygóknál működhet, hogy egy jeges felszínű égitest, ha aszimmetrikus besugárzást kap (például kötött tengelyforgás révén), egyik oldaláról tartósan több jeget veszíthet szublimációval, mint amennyi visszakondenzálódik rá. Az alábbiakban a földi jelenségekhez hasonló példákat tekintjük át más égitesteken.

1.8. SZUBDUKCIÓ

A kőzetburok tágulását valahol kompenzálni kell, azaz el is kell tűnnie egy részének. A domborzati és gravitációsanomália-mérések megerősítik a szubdukció jelenlétét a Vénuszon. Látványosak az ott feltételezett szubdukciós zónák keresztszelvény alakjai, amelyek emlékeztetnek földi megfelelőikre: az alábukó lemez felszíne süllyed az árok felé közeledve, majd alábukik, a vele ütköző és a felszínen maradó lemez anyaga pedig kissé „feltorlódik", meggyűrődik és kivastagszik. Ilyen például az Artemis Chasma pereme, amelyet gyakran hason-

lítanak az Aleuti-árok szubdukciós térségéhez a Földön, de itt említhető még a Latona- és Eithinoha-koronák peremvidéke is (Sandwell és Schubert, 1992). A Bouguer-anomália eloszlása a Quetzalpetlatl-korona esetében például meredeken süllyedő kéregdarab előfordulására utal a felszín alatt.

A modellek alapján a köpenyfeláramlások szubdukciót generálhatnak (Davaille és tsai., 2017) a Vénuszon például a Quetzalpetlatl- és Artemis-koronáknál. Elterjedt feltételezés, hogy a Vénusz magas felszíni hőmérséklete miatt a kőzetburok annyira képlékeny, hogy a mai földi viszonyoknál is jobban segíti a szubdukciót, ugyanakkor a kőzetlemezek nem elég merevek ahhoz, hogy nagy távolságra továbbítsanak feszültséget. (Kérdés, hogy a Vénuszon az erős üvegházhatást megelőzően milyen tektonika működött.) Ilyen szempontból a Vénuszon az utóbbi kb. 1 milliárd évben a globális tektonikus folyamatok jobban hasonlíthatnak a feltételezett ősi, archaikumi korú földi lemeztektonikára (Bercovici és Ricard, 2014), mint a jelenlegi földire. Emellett egyes elgondolások alapján a szubdukció is periodikus lehet a Vénuszon a feltételezett ciklikus felszínalakulás részeként.

A számítógépes szimulációk alapján az *Európán* sem feltétlenül lehetetlen a szubdukció (Johnson és tsai., 2017), noha az ehhez kapcsolódó, a Földön vagy a Vénuszon megjelenő felszínformák nem azonosíthatók. A kőzetburok rövidülésére szükség is van ezen a holdon, hiszen kompenzálni kell a tágulásra utaló sok nyom alapján várt folyamatokat. Míg a Földön a szubdukciót elősegíti, hogy a lehűlt óceáni lemez kicsit nagyobb sűrűségű a köpenynél, amin fekszik, az Europa jeges anyagánál hasonló különbség nem valószínű, mivel a jég alacsony hőmérsékleten keletkezik.

Az elképzelések alapján az Europa jégkérge függőlegesen két egységre osztható: egy hidegebb és ridegebb felső rétegre, valamint egy melegebb és lágyabb, esetleg konvektív mozgást is végző alsó rétegre. A szubdukcióhoz szükséges sűrűségkülönbség feltehetőleg nem a hőmérséklet-különbségből, sokkal inkább a jég képződése és későbbi módosulása során fellépő sótartalom-eltérésből adódik. A sótartalom-eltérések kialakulásának oka és jellege még nem tisztázott, de az látható, hogy sok helyen a kéregbe alulról benyomult és feltehetőleg az óceánból származó anyagban a szennyezőanyag-tartalom és feltehetőleg a só aránya magasabb, mint a környező részekben. Emellett a kriovulkanizmus is várhatóan módosítja a sótartalmat a különböző helyszíneken. Ugyanakkor egyelőre nincs megfigyelési bizonyíték arra, hogy a külső és merevebb jégréteg helyenként az alsó képlékenyebbe bukik. Összenyomódásra utaló megfigyelések ugyanakkor kimutattak olyan nagyon lapos hullámalakzatokat a felszínen, amelyek összenyomó erőkre utalnak, emellett néhány területen, mint például az Agenor Linea világos sávjánál (Schenk és McKinnon, 1989) a hullámzó felszín esetében, illetve az Astypalaea Linea mentén (Prockter és Pappalardo, 2000) észlelt 25 km-es lapos „hullámok" is kompresszióra utalnak (1.3. ábra).

A szubdukció mellett a *szubkrusztális* erózió lehet a kőzetburkot felemésztő fontos folyamat, továbbá olyan globális és intenzív átalakulások is felléphettek például a Vénuszon, amelyek a kőzetburok nagyobb részét heves vulkanotektonikus aktivitás keretében átalakították. Szubkrusztális eróziót feltételező modellt publikáltak a Mars északi mélyföldjeinek besüllyedése okaként is (Wise és tsai., 1979a, 1979b), de a szakmai közvélemény jelen könyv készítésekor

3.1. Tágulásos tektonikus alakzatok az Ariel uránuszholdon (NASA, JPL).

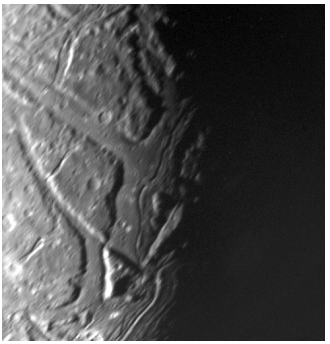
3.2. A Iapetus szaturnuszhold talán tektonikus eredetű egyenlítői gerince. A kép főleg a hold sötét oldalát mutatja (NASA, JPL).

3.3. Egy kriovulkáni kalderaalakzat a Tritonon (lent), és összehasonlítás az Europa (fent balra) és a Triton (fent jobbra) felszínén mutatkozó tektonikus gerincek között. A vonalas arányméték az Europa esetében 5, a Triton esetében 50 km-t jelez (NASA, JPL, Prockter és Pappalardo 2003 LPSC, #1620).

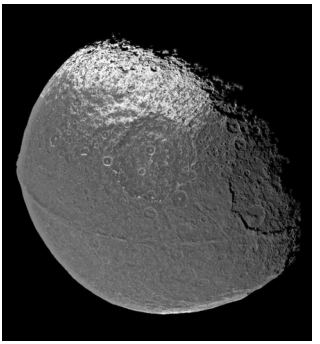
3.4. Az Enceladus összetett tektonikus mintázatot mutató déli sarkvidékének részlete (NASA, JPL, SSI).

3.5. A Damascus Sulci repedés madártávlati képe az Enceladus felszínén. Ez az egyik tigriskarmolásnak nevezett repedés, amelyből az anyagsugarak törnek ki. A páros gerincalakzat 100-150 m hosszú, 5 km széles, a közepén lévő repedés kb. 200 m mély (NASA, JPL, SSI, USRA, LPI, P. Shcenk).

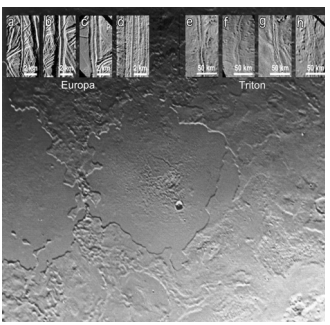
3.6. Egy kb. 200 m hosszú törés a Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magján, az OSIRIS kamera felvételén, amely feltehetőleg becsapódásos vagy szublimációval kapcsolatos feszültségtől keletkezett (ESA, Rosetta, MPS for OSIRIS Team, MPS, UPD, LAM, IAA, SSO, INTA, UPM, DASP, IDA).



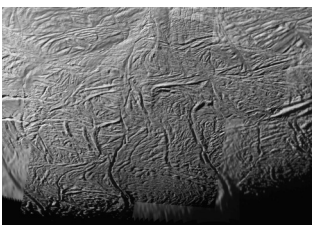
3.1.



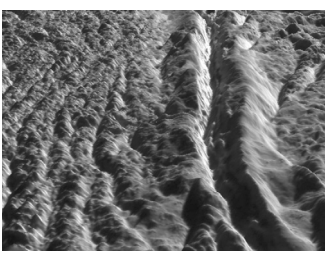
3.2.



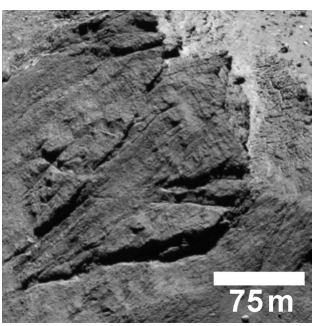
3.3.



3.4.



3.5.



3.6.

a becsapódásos eredetet részesíti előnyben. Hasonló jelenség az Európán is feltételezhető: a kivastagodott jégkéreg túlságosan mélyre, az olvadási izoterma alá nyúló része megolvadhat és felemésztődhet.

1.9. TOVÁBBI TEKTONIKUS EREDETŰ FELSZÍNFORMÁK

Sokféle, néha igen eltérő tektonikus felszínformák mutatkoznak egyes égitesteken. Az alábbiakban a tipikus képződményekre olvashatunk példákat, és megemlítem a földi képződményekkel fennálló kapcsolatot és hasonlóságot is.

A *Merkúr* esetében a globális zsugorodás és a tengelyforgás lassulását kísérő deformáció lehetett domináns a tektonikus alakzatok kialakításában. Egykérgű a bolygó, amelynek az akkréciós és radioaktív eredetű korai, enyhe tágulása a késői nagy bombázás környékén járhatott vulkanikus aktivitással, ezt követően pedig a hűléses zsugorodás vált domináns folyamattá (Bérczi, 1977; Hargitai, 2004). A Merkúron a törések 500 km hosszúak is lehetnek, kicsit ívelt alakúak, alacsony szélességen ÉK–DNy, DK–ÉNy, a sarkvidéki területeken K–Ny irányúak. Többségük viszonylag rövid időszakban keletkezett (pretolsztoji – közép-késő calorisi kor, nagyjából a késői nagy bombázási időszak előtt). A megfigyelhető törésekhez 1-2 km zsugorodás kell, de hőfejlődési modellek alapján akár 2-10 km-es zsugorodás is lehetséges a Merkúr sugarát tekintve. A felszínen sok redő keletkezett összenyomódással, feltolódással és átbukással – főként a bazaltlávákkal borított síkságokon jellemzőek (2.4. ábra).

A *Hold* esetében a tengereken, azaz bazaltlávával fedett mare területeken mutatkozó tektonikus alakzatok kétféle hatás nyomán keletkezhettek: a bazaltelöntéssel és utólagos hűléses zsugorodással kapcsolatos feszültségtér miatt, valamint a Hold egészének melegedése és tágulása (kb. első milliárd év), majd későbbi hűléses, enyhe zsugorodása nyomán támadt feszültségtér hatására (Solomon és Head, 1979; Solomon és Head, 1980). Mindezt még a lassuló tengelyforgás is segíthette a lapultság csökkenése révén. De ezek a hatások viszonylag szerények, legtöbb helyen csak a felső, vékony bazaltlávarétegek deformációját okozták, és hatásuk az égitest fejlődéstörténetére nem számottevő. A Hold kérge vastag és rideg, Földünk kísérője egykérgű égitest. Ugyanakkor viszonylag fiatal redők alapján a zsugorodás lassan ma is folytatódik (2.2. ábra).

A *Mars* esetében nincs globális zsugorodásra utaló tektonikus mintázat. Legfontosabb a Tharsis-hátságra radiális törésrendszer, amely az egész bolygón megfigyelhető; a térség magma- és lávabenyomulásával kapcsolatos deformációtól keletkezett. Leglátványosabb része a Valles Marineris párhuzamos árkai, de az egész Tharsis körül sugárirányú repedésrendszer mutatkozik (2.5. ábra), ezek legjobban felnyílt ága a Valles Marineris. A lávasíkságokon itt is jellemzőek az összenyomódásos redőgerincek (lávaredők, *wrinkle ridges*), amilyenek a Holdon (2.2. ábra) és a Merkúron is azonosíthatók. Főleg vulkanikus területeken néhol a repedések mentén beomlásos nyomok is azonosíthatóak (2.5. ábra).

Az *Io* síkságain kevés figyelmet kaptak eddig az 1-2 km széles, néhol több száz km hosszú, néha enyhén ívelődő árkok, amelyek keletkezésében az árapály mellett a vulkanikus

aktivitással kapcsolatos tömegátrendeződések feszültségei is fontosak lehetnek (Collins és tsai., 2009).

Tektonikusnak mutatkozó, egzotikus és nehezen kategorizálható alakzatok mutatkoznak a jég-kőzet keverék anyagú *Miranda* uránuszholdon. A koronának is nevezett, nagyjából sokszögletű, 200 km-nél valamivel nagyobb alakzatok csak nevükben hasonlítanak a Vénusz korona nevű képződményeihez. Középső részük viszonylag sima, és ezeket a peremükkel párhuzamos, kb. 2 km magasságkülönbségű árkok-gerincek párhuzamos sorozata övezi. Ezen alakzatok a környezetüknél fiatalabbak, a koronákat övező területek pedig idősebbek, koruk az Elsinore-korona 2,0-3,5 milliárd évéhez hasonló, míg az Arden- és Inverness-koronák 1 milliárd évnél is fiatalabbak lehetnek.

A koronák globális, esetleg árapály-eredetű, hő generálta epizódszerű konvekció révén keletkezhettek (Hammond és Barr, 2014; Jankowski és Squyres, 1988) részben az anyag felszínre nyomulásával, de a területükön néhol megfigyelt közönséges vetők tektonikus befolyásra is utalnak. Egy érdekes modell szerint az ős-Miranda néhány nagyobb darabra széttört, majd újra összeállt, és az ekkor fellépő folyamatok (például egyes blokkok lesüllyedése) során keletkeztek a koronaalakzatok (Janes és Melosh, 1988) – azonban ezt nem tekinti igazán elfogadható modellnek a szakmai közösség. A három nagy korona mellett globális tágulásból eredő riftrendszer is mutatkozik (Beddingfield és tsai., 2015). Mindezek felett több sokszög alakú kráter is azonosítható (Cartwright és Beddingfield, 2020), amelyek oldaleltolódással keletkezhettek.

Az *Ariel* uránuszhold esetében (feltehetőleg globális tágulásos eredetű) normál vetők mutatkoznak, és a szögle-

tes blokkok közötti mélyebb térszínt talán kriovulkanikus eredetű anyag felszínre ömlése hozta létre (Stevenson és Lunine, 1986) (3.1. ábra).

A *Triton* neptunuszhold kráterekben szegény, azaz felszínére viszonylag fiatal területek jellemzőek sok lineáris alakzattal, némelyek hasonlítanak az Europa páros gerinceire (Prockter és Pappalardo, 2003), ezek 15-20 km szélesek és több 100 km hosszúak – azaz nagyobbak az Európán láthatóknál, emellett lényegesen ritkábban helyezkednek el. A méretbeli eltérést elvben magyarázhatja, hogy a Tritonon lényegesen vastagabb a rideg és az erőhatások nyomán deformálódott szilárd külső burok.

A *Titan* szaturnuszhold esetében e sorok írásakor vita van arról, hogy a felszínformák mekkora része tekinthető belső eredetűnek. Létezik néhány, közel egyenesnek mutatkozó felszínforma, de ezek még nem jelentenek erős bizonyítékot a tektonikus eredetre. Közülük a Xanadu térség világos, Ausztrália-méretű területén a hegyvonulat mutat sokféle tektonikus jelenséget (Radebaugh és tsai., 2011). Mivel a külső hatások (folyadékáramlás, álló folyadékok, szélhatás, becsapódások) következményei egyértelműek, egyes szakemberek (Moore és Pappalardo, 2011) leginkább a legkülső Galilei-holdhoz, a Callistóhoz hasonlítják a belső eredetű felszínalakulás intenzitását tekintve. Eszerint inkább globális geodinamikai hatások jellemezhették, főleg az árapályeredetű torzulások nyomán, de például egyes felszínformák vulkanikus eredete kérdéses.

Tektonikus képződményekhez kapcsolódó vulkanikus aktivitás figyelhető meg az *Enceladus* déli sarkvidékén mutatkozó ún. *tigriskarmolások (tiger stripes)* területén (3.4. és

3.5. ábra). Négy, közel párhuzamos, kb. 130 km hosszú, 2 km széles, lapos gerinc jellegű kiemelkedés, közepén kb. 500 m-es mélyedéssel mutatkozik – hasonlít az Europa páros gerinceire. Az erősen tektonizált vidéken egymástól kb. 35 km-re sorakozó lineamensek térségében nagyobb szemcseméretű jég jellemző (Brown és tsai., 2006), mint az Enceladus egyéb területein. A repedéseknél vízjég mellett szén-dioxid-jég és némi szerves komponensek is előfordulnak, ami visszahullott anyagra utalhat, mivel a repedések területéről időszakosan anyagkilövellések indulnak ki. A környezetüknél 60-90°-kal melegebb repedésekből vízgőz, vízjégszemcsék, metán, szén-dioxid, szén-monoxid, nitrogén, acetilén, ammónia, Na- vagy K-tartalmú sók és szilikátszemcsék repülnek ki (Postberg és tsai., 2013) (utóbbiak hidrotermális kőzetátalakulástól keletkezhettek), feltehetőleg a jég alatti cseppfolyós víz anyagából kriovulkáni tevékenység hatására. A tigriskarmolások területének (3.4. ábra) kora krátergyakoriság alapján legfeljebb 100 millió év (Porco és tsai., 2006), az ott mutatkozó jégszemcsék nagy mérete alapján pedig mindössze néhány 100 vagy 1000 év lehet, különben a sugárzások hatására kristályszerkezetük amorfizálódott volna. A néhol gejzíreknek is nevezett forrásokból kilövellt anyag nem visszahulló része a Szaturnusz E-gyűrűjét gyarapítja.

A *Dione, Tethys, Rhea* és *Titania* szaturnuszholdak esetében is mutatkoznak tektonikus eredetű felszínformák, de ezek kis számban figyelhetők meg, továbbá nincs is igazán részletes megfigyelés ezekről az égitestekről. A *Callisto* esetében a hatalmas, ősi becsapódásos medencék gyűrűinél mutatkozik tektonikus jellegű aktivitás, amit a becsapódásos folyamat válthatott ki. A *Iapetus* kb. 20 km széles, egyenlí-

tői kiemelkedése vulkanikus vagy tektonikus eredetű lehet (3.2. ábra), de felmerült az is, hogy egy ősi gyűrű felszínre hullása nyomán halmozódott fel.

A *kisbolygók* is mutatnak tektonikus felszínformákat (2.1. ábra), amelyek részben függenek az adott kisbolygó méretétől és belső szerkezetétől is – de az eddig közelről meglátogatott ilyen égitestek szerény száma miatt egyelőre nehéz általános kijelentéseket tenni. A nagyságrendileg 100 km-es és nagyobb égitesteken a saját gravitációs tér hatása jelentős és domináns, az ennél kisebb, 50-20 km-nél is kisebb égitestek tektonikus formáinak keletkezésében a gravitációs erő hatása alárendelt. Fontos ugyanakkor azt is megjegyezni, hogy főleg a kisebb kisbolygók „egzotikus esetében" a feltételezett alakzatokról és keletkezésükről kevés az ismeretünk. Utóbbi fő oka, hogy eddig még csak néhány ilyen égitestről vannak közeli méréseink, és az optikai felvételek mellett nincsen egyéb, a belső szerkezetről is árulkodó geofizikai ismeretünk.

A sok kisbolygón megfigyelhető vonalas alakzatok léte érdekes olyan szempontból, hogy ezen objektumok felszínét laza porréteg borítja. Legfontosabb potenciális tektonikus alakzatok: árkok, kráter- vagy gödörsorok (amelyek egy része becsapódásos eredetű lehet, de sokszor ez valószínűtlen, és inkább a felszín alatti repedésekbe behulló felszíni por mélyedései lehetnek (Richardson és tsai., 2002). Az alábbiakban a kisbolygókon eddig megfigyelt tektonikus felszínformákat tekintjük át, ami egyelőre igen heterogén összképet mutat.

A *Lutetia* kisbolygón mutatkozó lineamensek egymással párhuzamos mélyedések, legfeltűnőbb közülük a legnagyobb, 10 km hosszú, 1,2 km széles és kb. 100 m mély baráz-

da a Norcium régióban (Richardson és tsai., 2002). A *Vesta* felszínén a Iapetuson láthatóhoz hasonló árkok mutatkoznak, amelyek a Rheasilvia és Veneneia nagy becsapódásos kráterek robbanásaitól keletkezhettek (Buczkowski és tsai., 2012). Mindezek a Vesta differenciált belső szerkezetével kapcsolatosak (uo.). Az *Eros* felszínén levő, 18 km hosszú Rahe Dorsum talán feltolódásos alakzat (Prockter és tsai., 2002), akárcsak a Psyche-kráter közelében mutatkozó vonalas szerkezetek, amelyek becsapódásos eredetű összenyomódással keletkezhettek (Watters, Thomas és Robinson, 2011). A *Steins* kisbolygón látható tektonikus formák a YORP-hatással kapcsolatos (a tengelyforgási sebesség változásával összefüggő) deformációktól jöhettek létre. Hasonlóan a forgási sebesség változása nyomán keletkezhetett egyenlítői gerinc a 1999 KW4 kisbolygón (Walsh, Richardson és Michel, 2012).

A kisbolygók tektonikus alakzatait feltehetőleg főleg a becsapódások vagy a tengelyforgás változása nyomán keletkezett feszültségek okozzák, amelyek a gyengén összekapcsolódott, nagy blokkokból álló belső szerkezet ellenére is kialakulhatnak. A korábbi elgondolások alapján a lineamensek belső folyamatosságra (összefüggő kőzetekre) utalnak – azonban ez ma már sok kutató szerint nem feltétlenül van így. Ugyanakkor az Eroson és a Lutetián mutatkozó, az égitestek sugaránál hosszabb lineamensek alapján ezen esetekben jelentős belső anyagfolytonosság állhat fent. Az üstökösmagok felszínformái a kisbolygókénál is egzotikusabbak, például a Csurjumov–Geraszimenko-üstökösön mutatkozó töréses lineamensek (3.6. ábra) az Aker-régióban (El-Maarry és tsai., 2015), amelyek eredete nem tisztázott.

1.10. A TEKTONIKUS FELSZÍNFORMÁK TERÜLETI ELOSZLÁSA

A tektonikus felszínformák területi eloszlása az adott égitest kőzetburkának jellemzőiről és a tektonikus jelenségeket kiváltó hatások térbeli jellemzőiről nyújt ismereteket. Éles lemezhatárokhoz kapcsolódó területi eloszlás jellemző a *Földön*, ahol vastag és a feszültségeket messzire továbbító lemezek alkotják a felszínt. A *Vénuszon* sok tektonikus feszínforma kapcsolódik egymáshoz íves lineamensek formájában, ezek alapján a bolygón nincsenek olyan nagy és merev kőzetlemezek, mint a Földön (2.6. ábra). Képlékenyebbek lehetnek a földieknél, és nem tudnak olyan nagy távolságra feszültséget továbbítani. Több különálló egykori lemezt tételeznek fel a Ganymedes esetében is, itt azonban nincs jelentős összetétel- és vastagságbeli különbség, mint a Földön – csak korai, egymástól széttartó, illetve oldalirányú elmozdulások létezhettek, és bolygódinamikailag már régóta egyetlen egységként kezelhető ez a jeges kőzetburok.

Sajátos, de még csak kevéssé értett jelenség az *Europa* jupiterhold, ahol valószínűleg az egyetlen összefüggő jégburkon sokféle tektonikus forma található szinte mindenfelé (3.3. ábra). Az égitesten a felszínközeli rétegekben az árapályerők révén rövid életű, akár kis méretű, törésekkel elválasztott „mikrolemezek" is létezhetnek, ezek idővel a környező egységekhez erősen hozzáfagyva szintén egyetlen kőzetburokként kezelhetők. Ugyanakkor felmerült annak a lehetősége is, hogy az eltérő sótartalom miatt eltérő sűrűségű jégegységek közül a sűrűbbek a többi alá is bukhatnak

a szubdukcióhoz hasonlóan – erre egyelőre csak elméleti lehetőségek utalnak.

A *Marson* az északi mélyföldek és a déli felföldek kettőssége, valamint a Tharsis-hátsághoz kapcsolódó törések dominálják a tektonikus alakzatokat. A bolygón vastagabbnak és ridegebbnek feltételezik a kőzetburkot, mint a Földön, és elképzelhető, hogy egyetlen összefüggő egység alkotja azt, tehát nincs lemezekre szétdarabolódva. Ugyanakkor a déli felföldek egy vastagabb és idősebb, míg az *északi mélyföldek* egy vékonyabb és valamivel fiatalabb, azaz eltérő kőzetburok-egységet alkothatnak, amelyek között már régóta nincsen elmozdulás, és feltehetőleg a földihez hasonló nem is volt.

A két nagy egység közötti, ún. „dichotómia" határvidék fontos tektonikus határ, kialakulására több modellt is kidolgoztak, közöttük a korai lemeztektonika is szóba került (Sleep, 1994), amelynek során vékonyabb kőzetburok képződött az északi mélyföldek területén (megjegyzendő, hogy ez nem keverendő össze a déli felföldeken mutatkozó, mágneses sávozottság magyarázataként felvetett kőzetburok-szétterülés javaslatával). Ugyanakkor lehetséges, hogy magmás differenciáció révén keletkezett az északi, mélyebb terület (Lee és Halliday, 1997), de talán a legtöbbet idézett elgondolás alapján egy nagyobb és több kisebb, de így is hatalmas, nagyon korai becsapódás hozta létre az északi mélyedéseket (Frey és Schultz, 1988), ahol az egész alakzat enyhén elliptikus formájának kialakításában talán egy későbbi, valódi pólusvándorlás során fellépett alaktorzulás működött közre (Andrews-Hanna és tsai., 2008), amikor a Mars egész kőzetburka fordult el.

A másik globálisan megfigyelhető tektonikus alakzat a Marson a *Tharsis-hátság* sugárirányú, főleg tágulásos töré-

seinek rendszere, valamint a Tharsishoz képest körkörösen húzódó, főleg kompressziós lávagerincek – mindezek a vulkanikus központnál történt benyomulások és azokkal kapcsolatos deformációk, valamint kompenzációk feszültségeitől jöttek létre. A sugárirányú repedések és árkok közül legnagyobb a Valles Marineris rendszere, amely több, közel párhuzamos, felnyílt árokból álló, 4000 km hosszú, 600 km széles, néhol 7 km mély rendszer, amelynek fejlődését a tektonika mellett egyéb folyamatok, köztük nagy vízfeltörések és hatalmas omlások vagy csuszamlások is módosíthatták. A tágulással együtt járó oldaleltolódás mellett nem zárható ki, hogy egy lemezperem-felhasadás jellegű folyamat is fellépett a térségben (Yin, 2012), de a földihez hasonló, jól elkülöníthető lemezekre darabolódásra utaló jelek nincsenek.

A Hold és a Merkúr esetében még a Marsnál is biztosabban *egyetlen egységből áll a kőzetburok*, és nincsenek különálló lemezek. A Merkúron és a Holdon a tektonikus mintázatot a globális deformációk dominálják: a Merkúron a globális zsugorodással és a tengelyforgási sebesség változásával összefüggő alakváltozás nyomán, míg a Holdon csak az utóbbi nyoma mutatkozik.

A Merkúrnál a 2-5 km-nyi globális zsugorodás nyomán fellépő kompresszió következtében redők, feltolódásos alakzatok rendszere jött létre (Watters és Nimmo, 2009). A leglátványosabbak ezek közül a Caloris-medence belső területét kitöltő lávatakaró rétegeiben keletkezett koncentrikus lávagerincek – ugyanakkor tágulásos időszakra utaló formák is mutatkoznak ennél a medencénél. Utóbbi jelek egyébként kifejezetten ritkák a bolygón. Mindezek mellett a hűléses zsugorodás és a tengelyforgás árapály-eredetű lassulása nyomán

keletkezett törések és egymásra tolódások az egyenlítő térségében észak–déli, míg a sarkvidéken inkább kelet–nyugat irányúak, és az egyenlítői átmérő növekedését, a sarki átmérő csökkenését mutatják. A rendszer bonyolultsága további tényezők hatására is utal, például a deformációval járó nagy méretskálájú köpenykonvekció létére.

2. VULKANIZMUS

A vulkáni és magmás tevékenység során az égitest belsejéből képlékeny, cseppfolyós és/vagy gáz-halmazállapotú anyag (vagy ezek keveréke) jut a felszín közelébe vagy a felszínre, talán a világűrbe is. A vulkanikus és magmás tevékenységet csoportosíthatjuk a benne részt vevő anyagok jellege és hőmérséklete alapján. A legmagasabb hőmérséklet a Földön is csak ritkán előforduló komatiites kitöréseké lehet (1600 °C), a mai legforróbb aktív vulkanizmus a bazaltos jellegű (1100–1300 °C), amely ma a Földön és az Ión aktív, míg régebben a Merkúron, a Holdon, a Marson és a Vesta kisbolygón is működhetett. A különböző egyéb, magasabb SiO2-tartalmú kőzetolvadékok (Lesher és Spera, 2015) (andezit 1000–1200 °C, dácit 800–1000 °C, riolit 600–900 °C) a Földön jellemző, noha néhány nyom a Mars esetében is utal rá.

Ezek egyrészt nem kifejezetten erős megfigyelések, és kis mennyiségben, erősen frakcionált lávákra utalnak, ami speciális körülmények között a Földnél geokémiailag sokkal fejletlenebb égitesten is megjelenhet. Itt említhető, hogy a Mars Pathfinder leszállóegység Sojourner roverén levő APXS műszerrel azonosítottak andezitet (Golombek és tsai., 1999), a Curiosity rover LIBS műszerével bizonytalanul riolitot (Wiens és tsai., 2002), a Mars Odyssey THEMIS műszere pedig dácitra (Christensen és tsai., 2005) utaló nyomokat talált a Marson. De a holdi Compton–Belkovich vulkáni komplexumnál mutatkozó andezitre vagy dácitra (Clegg-Watkins és tsai., 2017) utaló reflexiós színkép is itt említhető. A hőmérséklet csökkenésével az Ión jellemző kénes lávák jelentik

a következő lépcsőfokot, majd 0 °C körül és az alatt a *kriovulkanikus* (és kriomagmás) tevékenység következik a jégholdak esetében, itt más anyagú és ezzel összefüggésben rendkívül alacsony hőmérsékletű lávákról van szó, amelyek szokásos földfelszíni viszonyok között többnyire cseppfolyós állapotban vannak.

Bár a vulkanizmus témakörnél jelenik meg a publikációkban, mégis külön csoportot képeznek azok a gáz vagy gáz+szilárd anyagú kilövellések, amelyek főleg vagy kizárólag *napsugárzás hatására* fellépő szublimáció következtében jönnek létre (ilyen a vulkanizmus definíciójaként szolgáló Földön nincsen). Ide sorolható az üstökösök anyagkibocsátása, de például a Triton kilövellései is. Utóbbiakat nem egzakt módon gejzírkitöréseknek is nevezik a népszerűsítő irodalomban – a gejzír a földi nómenklatúra alapján geotermikus hőforrás által létrehozott víz-vízgőz anyagkilövellés, de a Tritonon szóba jött a belső hőforrás hatása a kitörésekben. Itt említhetők a Mars évszakos szén-dioxid-sapkája alól tavasszal a napsugárzás hatására feltörő kifúvások szintén geotermikus hatás nélkül. A beeső napfénytől független és egyértelműen belső eredetű aktivitást is illetik néha a gejzír kifejezéssel az Enceladus szaturnuszhold és az Europa jupiterhold esetében – noha itt szintén nem teljesen a földi értelemben kell a gejzír kifejezést érteni.

A bolygótudományban keveset tárgyalt témakör a *magmás aktivitás* (felszín alatti olvadék emelkedése, majd ott megrekedése), amely elméletileg a klasszikus vulkanikus tevékenység mellett mindig fellép – kivéve talán a Tritonhoz hasonló esetet, mivel ott a gázkitörés jórészt vagy teljesen külső hatású lehet. Ugyanakkor a magmás tevékenységre

(felszín alatti jellege miatt) csak közvetett megfigyelések és modellszámítások utalnak, ezért kevés róla az adat.

A Vénusz, a Föld és a Mars felszínén sugárirányban elhelyezkedő telérrajok látványos példák a magmás tevékenységre (Ernst és tsai., 2001), amelyek a Földön többnyire az eróziótól kipreparálódtak, míg a másik két bolygón a vulkáni alakzatok formája és deformációi indirekt módon utalnak létükre. Az ilyen hatalmas (ezer km méretskálájú) telérrajokból a Vénuszon 118-at, a Marson 16-ot sikerült azonosítani. A megfigyelések és modellek összevetése alapján az egész égitestet tekintve a Földön 20-35 km^3/év, a Vénusznál <20 km^3/év, a Marsnál 0,2 km^3/év, a Holdnál 0,025 km^3/év átlagos magmaképződés várható, ha az elmúlt 3,8 milliárd évre átlagolunk (Greeley és Schneid, 1991). A kriovulkanizmushoz kapcsolódó kriomagmás tevékenység nyomai az Europa jupiterholdon gyakoriak, ahol az ún. makulák és fakulák részben olyan, a környezetüktől eltérő színű és fényességű (többnyire sötét) foltok, amelyek egy része feltehetőleg a mélységi vízből a jégrétegbe nyomult, és ott megrekedt vizes folyadéktestek nyomai az áttetsző jég révén a felszínen is látszanak.

Aktív vulkanikus folyamatok jelenleg nagy gyakoriságban biztosan történnek a Földön és az Ión, néhány megfigyelés alapján az Európán (anyagkilövellés nyomát észlelték), továbbá ezeket számos alkalommal az Enceladuson és a Tritonon sikerült megfigyelni. Egyes jelek alapján a Vénuszon jelenleg is történnek vulkánkitörések, de ott eddig a közvetett hatást sikerült csak kimutatni a légköri kéntartalom váratlan módosulása és egyes területeken a szokatlanul fiatal kinézetű vulkáni formák révén. A Vénusz három területén azok emisszivitása alapján legfeljebb 2-3 millió éves vagy akár 250 ezer

4.1. Néhány száz méter széles mélyedések *(hollow)* csoportja a Merkúr Zeami becsapódásos medencéjének nyugati részén (NASA, JHUAPL, Carneagie).

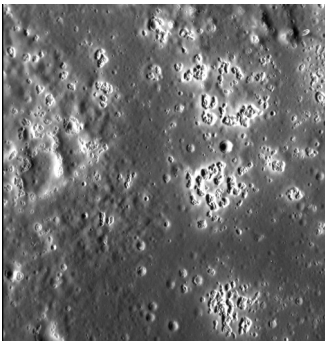
4.2. Egy vulkán a Caloris-medence területén (jobbra fent) tetőkráterrel és körülötte világos kiszórt vulkáni törmelékkel. A 300 km-es területet mutató felvételt a MESSENGER űrszonda készítette (NASA, JHUAPL, Carnegie).

4.3. Hét, közel 25 km átmérőjű és kb. 750 m magas, lapos tetejű és meredek peremű palacsintavulkán a Vénuszon (NASA, JPL).

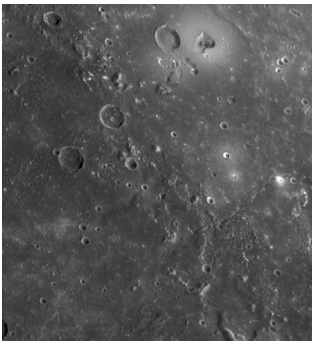
4.4. A 16 km-es Bessel-kráter peremén kibukkanó lávafolyás rétegei a Holdon. Az 500 m széles területet az LRO űrszonda fotózta le (NASA, GSFC, ASU).

4.5. Egy 1,5 km-es vulkáni dóm a Holdon középen egy tetőkráterrel az LRO űrszonda felvételén (NASA, JPL).

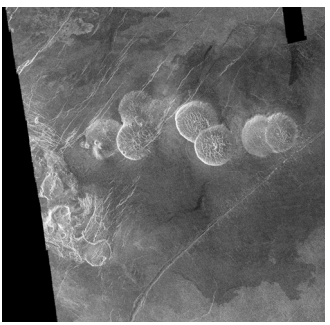
4.6. Az elnyúlt alakú, maximálisan 40 km átmérőjű Sachs-kaldera a Vénuszon. A maximálisan 130 m mély kaldera a magmakamra kiürülése során több fázisban omlott be koncentrikus íveket alkotva, miközben 10-25 km hosszú lávafolyások keletkeztek (NASA, JPL).



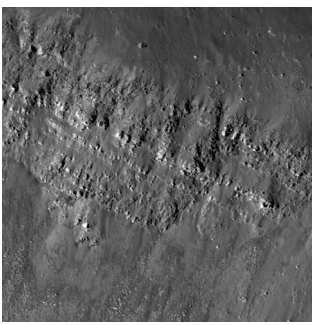
4.1.



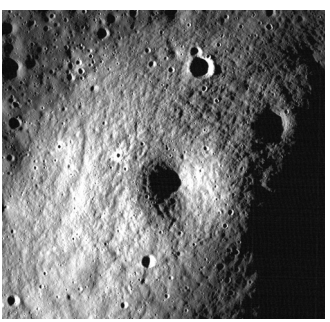
4.2.



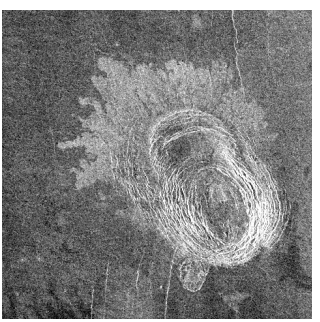
4.3.



4.4.



4.5.



4.6.

éves lávafolyások is mutatkoznak (Smrekar és tsai., 2010). Kihunyt és már inaktív, talán nagyon kevés esetben szunnyadó vulkánok jellemzőek a Marson, igaz néhány kalderakitöltés „mindössze" 20-40 millió éves lehet.

2.1. A VULKÁNI MŰKÖDÉS JELLEGE

A klasszikus felosztás szerint elkülönítünk robbanásos (explozív, amikor a kürtőből lávafragmentumok repülnek felfelé a bennük és alattuk lévő forró gáz nyomása miatt) és lávaömléses (effuzív, amikor a láva hígan folyik vagy viszkózusan lassan deformálódik) vulkáni tevékenységet, valamint az utóvulkáni jelenségeket is külön csoportban szokták tárgyalni. A robbanásos jelleg megnevezés itt néha részben félrevezető. A Földön az emelkedő magmában képződő gáz tágulása szakítja darabokra a lávát, vagy a vízzel érintkező láva forró, nagy nyomású vízgőzt hoz létre, amely freatikus jellegű robbanásos kitörést okoz. Ugyanakkor például az Enceladus vagy a Triton kitörései alacsony hőmérsékletű, viszonylag szerény tömeget érintő (de látványos) és esetenként egyenletes, folyamatos aktivitást jelentenek – de ezeket is robbanásos kitörésnek tekintjük, mivel az anyag nagy sebességgel repül felfelé a kitörési központból. Az alábbiakban elsőként az egykori vulkáni működés jellegére utaló megfigyeléseket mutatom be, amelyek robbanásos vagy lávaömléses tevékenységre utalnak, később a lávaömléses aktivitás nyomai olvashatóak. De már itt is előkerülnek a vulkáni képződmények, amelyek bemutatása az ezt követő alfejezetben olvasható.

2.2. ROBBANÁSOS KITÖRÉSEK

Robbanásos vulkánkitörések nyomai a *Merkúron* is mutatkoznak, ami alapján jelentős illóanyag-tartalom lehetett az égitest láváiban. A Kipling-kráter aljzatán például 10-20 km-es beomlásos mélyedések (*hollow)* lehetnek robbanásos kitörésektől (4.1. ábra). Goudge és tsai. (2014) közel 50 piroklasztikus anyaglerakódást azonosított a bolygón (4.2. ábra), amelyek kora 1 és 3,5 milliárd év közötti, tehát kisebb méretekben és helyileg tovább tartott a vulkáni aktvitás, mint a korai vulkanikusan aktív időszak (utóbbi kb. 3 milliárd évvel ezelőttig tartott, amikor a hőforrások csökkenése és a globális zsugorodás révén gyengült a vulkanizmus). Wright és tsai. (2018) azonosítottak néhány rendkívül lapos (1,5° alatti lejtőszögű), potenciális vulkáni kúpot. A bolygón ezek mellett jellegzetesek a nem becsapódásos eredetű mélyedéseket övező, a környezettől eltérő színű, piroklasztikus jellegű törmeléktakarók, amelyek robbanásos kitörések nyomán hullhattak vissza. A modellszámítások alapján a magma néhol 1,5 tömegszázaléknyi illóanyagot is tartalmazhatott (Rothery, Thomas és Kerber, 2014; Kerber és tsai., 2011).

A *Holdon* robbanásos jellegű kitörésekre utalnak a regolitban néhol nagy koncentrációban azonosított, fekete-barnavörös árnyalatú, üveges szferulák, valamint a távérzékeléses mérések során látható, többnyire néhány km átmérőjű sötét foltok. Mindezek anyaga tűzfüggöny jellegű, heves aktivitás során tört ki, és gyorsan lehűlve szilárdult meg üveges cseppek formájában. A robbanásos vulkánkitöréssel keletkezett sötét foltok közül feltűnőek az Alphonsus- és Oppenheimer-kráterekben (Bennett és tsai., 2016), főleg repedések mentén

mutatkozók. Az Oppenheimer-kráter vulkanikus foltjaiban infravörös színképek alapján nagy mennyiségben piroxénásványt sikerült azonosítani, amelyek szintén tűzfüggönyaktivitás keretében lövelltek ki.

A *Vénuszon* két tényező csökkentheti a robbanásos kitörések előfordulását általánosan: a bolygó felszínének és kérgének várható szárazsága, tehát alacsony víztartalma, valamint a nagy légköri nyomás. Míg az első a magmában potenciálisan előforduló, a robbanás jellegét erősítő gáz megjelenése ellen hat, a második a bezáró nyomást növeli, azaz a magma buborékosodását gyengíti. Mindezek mellett a lávafolyásos morfológiák nagyon gyakoriak, azonban piroklasztokra utaló alakzatok (erősen pusztuló vulkáni területek) alig mutatkoznak, noha ezeket erózióval feltűnővé tevő eróziós hatás is alig van, ellentétben a Földdel és a Marssal. Aktív kitörések hiányában legtöbbször csak az egykori aktivitás maradványai alapján lehet a kitörés jellegét becsülni.

A *Marson* lávaömléses és robbanásos kitörésekre utaló nyomok is akadnak (Brož és tsai., 2021). A paterák (lásd alább) főleg robbanásos kitörésekhez kapcsolódnak, de akadnak tufagyűrűk, tufakúpok, gyökértelen kúpok *(rootless cones)* és valószínűleg vulkáni hamuból keletkezett üledékek (például az Alba Mons vulkán oldalának rendkívül könnyen pusztuló anyaga). A Marson a robbanásos kitöréseknek kedvez a Mars szerény légköri nyomása, ugyanakkor a magmával keveredő jég vagy víz főleg a korai időszakban játszhatott fontos szerepet. Ennek ellenére a robbanásos kitörések nem csak a korai időszakban voltak jellemzőek, például a Noctis Fossae területén nagyságrendileg 200 millió éve is lehetett robbanásos aktivitás (Pieterek és tsai., 2022).

Az *Io* esetében kétféle összetételű vulkanikus aktivitás jelentkezik: a rendkívül magas hőmérsékletű (1340 °C/1067 K) (Keszthelyi és tsai., 2007) vulkáni központok szilikátos kőzetolvadékot produkálnak, miközben sokkal alacsonyabb hőmérsékletű (973 °C/700 K) (uo.) és a felszín legnagyobb részén néha megjelenő kénes vulkáni tevékenység jellemző (5.5. ábra). Az Iónál a kétféle folyamat szoros kapcsolatban lehet: a szilikátos belsőből feltörő, forró kőzetolvadék a felszín nagy részét borító kénes anyaggal kölcsönhatva azt felforrósítja, és abban is vulkanikus tevékenységet generál.

Az Ión a robbanásos kitörések igen látványosak (a Pillan Patera kitöréséről elnevezett ún. pillani típusú kitörések). A gyenge gravitációs tér és a számottevő légkör hiánya miatt a *kitörési felhők* 500 km magasra is emelkednek, és anyaguk részben el is hagyja a holdat. A néha szökőkútszerűen kirepülő és visszahulló anyag kezdősebessége az 1000 km/h-t is meghaladja, alkalmanként a 3600 km/h-t is eléri. Az Ión a Tvashtar vulkáni központ esetében olyan tűzfüggöny-aktivitást figyeltek meg, amely 1250 K hőmérsékletet mutatott, hasonlókat a Loki vulkáni központ területén is azonosítottak (Keszthelyi, McEwen és Taylor, 1999). Ahol a kilövellt anyag visszahullik, ott a felszínen némelykor világos sáv (szökőkútszerű kitörések körül világos gyűrű) (*diffuse deposit)* képződik. Az Io felszínét borító kénes lávák színe a kémiai állapotuk és hőmérsékletük szerint változik, az élénkvörös, vörösesbarna szín 673 K felett a sárgás S_3- és vöröses S_4-molekulák keverékéből adódik, a 77 K körül kondenzálódó kén sárgás, a 475-500 K körül kondenzálódó kén zöldes, a 800-1200 K körül kondenzálódó kén bíborszínű (Carlson és tsai., 2007).

Néha a forró, szilikátos lávafolyások is „másodlagos" kitöréseket okoznak ott, ahol az Io kéntartalmú, alacsonyabb olvadáspontú anyagára ráfolynak. Ekkor a szilikátos lávafolyások pereméről indulnak a kitörések (Weissman, McFadden és Johnson, 1999), ami megmagyarázza, hogy léteznek vándorló kitörési központok. (A Prometheus kitörési központ például 100 km-t vándorolt nyugat felé 1979 és 1999 között.) A kitörések anyaga között folyékony SO_2 is lehet, amely a felszíni vákuumba jutva robbanásszerűen párolog.

A *Titan* szaturnuszholdon nem sikerült egyértelműen vulkáni eredetű felszínformákat azonosítani, egyes esetekben (például a Hotei Regio) potenciálisan vulkáni eredetű alakzatok mutatkoznak (Wall és tsai., 2009), illetve a Sotra Paterán is feltételeznek ilyet – de erős bizonyíték a vulkáni eredet mellett egyelőre nincsen.

2.3. LÁVAÖMLÉSES KITÖRÉSEK

Aktív lávaömlés feltehetőleg a *Vénuszon* is mutatkozik a Földön kívül, de ott nem sikerült eddig megfigyelni, emellett az Ión láthatunk ilyet, bár ott sokkal feltűnőbbek a robbanásos kitörések. Főleg a Merkúr, a Vénusz és a Mars esetében kiterjedt lávasíkságok mutatkoznak, sokszor azonosítható forrás nélkül – igaz, utólag a lávák is sok mindent lefedhettek (7.1. ábra). A Vesta kisbolygón bazalt a felszíni anyag, de ott a vulkáni eredetű kőzetanyag ellenére lávákhoz kapcsolódó morfológia nem látszik.

A *Merkúr* északi féltekéjén kiterjedt, többnyire 1 km-nél is vastagabb lávafolyások borítanak egyes vidékeket (a bolygó

felszínének kb. 6%-át) azonosítható források nélkül. A Merkúron mutatkozó kisszámú vulkáni kiemelkedés viszonylag nagy méretű, de sekély tetőkrátereket mutat (Wright és tsai., 2018), a holdi dómokhoz viszonyított enyhén kisebb méret talán az erősebb gravitáció eredménye, amely miatt a robbanások során kilövellt anyag a forráshoz közelebb hullik vissza. A kráterstatisztikai elemzések alapján a lávasíkságokat létrehozó jelentősebb vulkáni aktivitás 3-4 milliárd évvel ezelőtt lehetett a bolygón. A jellegzetes, központos vulkánok nagyon kis gyakoriságát (Wright és tsai., 2018) talán az igen alacsony viszkozitású, azaz hígan folyó, ultramafikus (ultrabázikus) összetételű (nagyon alacsony szilícium-dioxid-tartalmú, vasban gazdag) és könnyen szétfolyó lávák okozzák, amelyek idővel egyre ritkábban törtek elő, valamint egyre alacsonyabb viszkozitásúak és alacsonyabb kitörési hőmérsékletűek lettek (uo.). Korábban a Mariner–10 képein majdnem egy tucat dómot azonosítottak, a legnagyobb az Odin Planitia területén megfigyelhető 7 km széles és 1,4 km magas, meredek falú alakzat volt.

Az *Io* felszínén a 10–100 km hosszú, sötét lávafolyások feltehetőleg bazaltos, míg a világosabbak kénes összetételűek lehetnek, amelyek ún. Prometheus típusú kitörésekhez kapcsolódhatnak. Némelyikük akár éveken át aktív maradhat (Williams és Howell, 2007), és a földi pajzsvulkánok lávafolyásaira emlékeztetnek. A „klasszikus", messzire ágazó lávafolyások mellett jellegzetesek a paterák kalderáin belüli, kisebb méretű lávafolyások is ezen a jupiterholdon (Keszthelyi és tsai., 2001).

A *Hold* esetében különleges vulkanikus képződmény a 25×35 km-es, kalderaszerű mélyedésben fekvő, tórium-

5.1. A 430 km átmérőjű Arsia Mons vulkán és beszakadásos kalderája a Marson. A kúp bal és jobb részén beszakadások mutatkoznak (NASA, JPL, ASU).

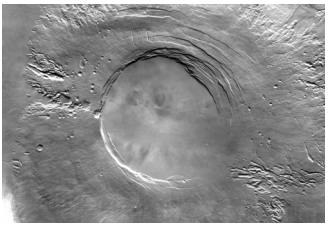
5.2. Egy elnyúlt és összeolvadó kráterlánc fenekén mutatkozó fiatal IMP-lávafoltok a Mare Tranquillitatis területén a Holdon. A kráterláncot a Rima Sosigenes-repedés vágja ketté a kép középső-felső részén (NASA, GSFC, ASU).

5.3. Vulkáni kúpok a Hold Marius Hills térségének 300×300 m-es részletén (NASA, JPL).

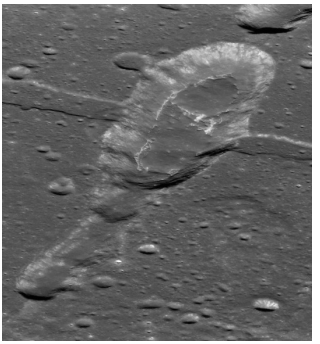
5.4. Az Ina-kaldera a Holdon, amelynek mélyedését kisebb, „párna" kinézetű IMP-lávafoltok borítják (NASA, GSFC, ASU).

5.5. A New Horizons űrszonda képe az Io jupiterholdról. A korong felső részén a Tvashtar vulkán közel 200 km-es kitörési felhője látható. További két kisebb kitörési felhő is megfigyelhető, az egyik a korong peremén balra, a másik az éjszakai oldalon jobbra lent (NASA, JHUAPL, SWRI).

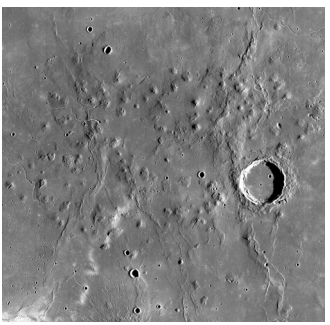
5.6. A 75 km-es Tupan Patera az Io jupiterholdon, ahol a sötét szín friss lávát jelent, a kaldera déli peremének közel egyenes alakja pedig tektonikus kontrollra utal (NASA, JPL).



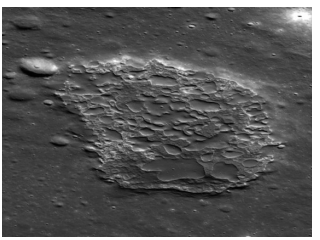
5.1.



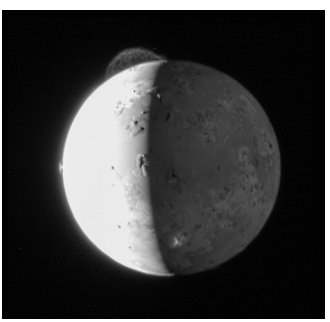
5.2.



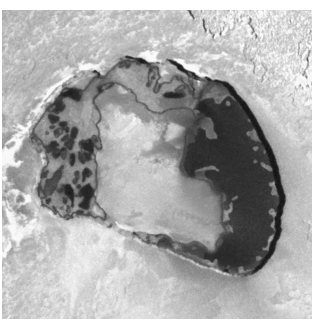
5.3.



5.4.



5.5.



5.6.

anomáliát és az általgosnál magasabb albedót mutató Compton–Belkovich vulkanikus komplexum (Jolliff és tsai., 2011a), amely geokémiailag fejlett, kvarcot vagy alkáli földpátot tartalmazó terület több kisebb dómmal (akár 25°-os lejtőszöggel). A térségben vulkanikus aktivitás „mindössze" 1 milliárd évvel ezelőtt (Jolliff és tsai., 2011b) jelentkezhetett. Sok helyen mutatkoznak ún. szabálytalan marebazalt-foltok (*Irregular Mare Patches),* amelyek kb. 500 m-nél nem nagyobb, a mare területeken csoportosan előforduló, sima felszínű lávalepényekre emlékeztetnek. Mivel felszínükön alig vannak kráterek, vagy csak néhányszor 10 millió évesek, vagy sokkal idősebbek, de ebben az esetben porózus, beomlásos szerkezetűek, amelyeken kráterek nem tudnak a hagyományos formában kialakulni. A Hold talán még furcsább, feltételezett és nehezen látható vulkánjai azok a nagy, 60–500 km átmérőjű, 10–100 m magas lapos pajzsvulkánok, amelyek a lapos mare területek kiemelkedő részein lehetnek (Spudis, McGovern és Kiefer, 2013). Főleg a Serenitatis- és Imbrium-medencék peremén 3,9–3,0 milliárd évvel ezelőtt keletkezhettek – noha létezésük még egyértelműen nem igazolt.

2.4. TOVÁBBI VULKÁNI KÉPZŐDMÉNYEK

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a földi terminológia alapján *tipizált vulkánok* mindegyike megtalálható a Földön kívül is. Hasadékvulkánokra utaló alakzatok mutatkoznak a Vénuszon és a Marson (bár besorolásuk részben bizonytalan), továbbá az Enceladus kitörései is hasadékok mentén zajlanak. Nehezen osztályozhatók és azonosíthatók a holdi tengerek

(mare területek), valamint a Mars, a Vénusz és a Merkúr nagy kiterjedésű lávasíkságainak forrásai.

A központi kürtős vulkánok azonosítása egyértelműbb, itt a Merkúr, a Vénusz, a Mars és az Io képződményei említhetőek a Földön kívül. Lapos, néhány fokos lejtőszögű pajzsvulkánok ritkán a Merkúron, többször a Vénuszon, a Marson és az Ión jellemzőek; továbbá nagyjából az utóbbi három égitesten mutatkoznak a még laposabb paterák is (amilyeneket a Földön egyértelműen eddig nem azonosítottak). Meredekebb, kb. 10-30°-os lejtőszögű (a klasszikus terminológia alapján) rétegvulkánok is a Marson és talán a Vénuszon mutatkoznak, míg a kisebb, de szintén meredek kúpok és dómok ezen égitestek mellett a Holdon is előfordulnak.

A *paterák* rendkívül lapos, kerekded alakú vulkáni kiemelkedések jelentős központi mélyedéssel, pontosabban inkább központi besüllyedéssel. Kalderákra emlékeztetnek, meredek a belső faluk és sík az aljzatuk. Megjegyzendő, hogy a patera földrajzi köznévvel elnevezett alakzatok különféle égitesteken más geológiai tartalmat takarnak – alább a vulkanikus eredetűeket találjuk.

A *Vénuszon* nem igazán vannak olyan vulkanikus felszínformák, amelyek egyértelműen a patera kategóriájába illenének, a Cleopatra Patera nevű alakzat valójában egy korábban tévesen besorolt képződmény, amely becsapódásos medence. A Sappho Paterát neve ellenére koronának kategorizálták (McGill, 1998). A pateraként elnevezett legtöbb alakzat a Vénuszon inkább kaldera vagy korona lehet.

A *Marson* a paterák főleg a déli felföldön, a Hellas-medence térségében jellemzőek (*highland paterae),* de a legnagyobb, az Alba Patera, a Tharsis-hátságon található. Idős vulkáni

képződmények ezek, aktivitásuk 3,5-4,0 milliárd évvel ezelőtt volt jellemző. Vulkáni működésük főleg robbanásos tevékenység lehetett (Crown és Greeley, 1993), felszínük eróziós mintázata alapján anyaguk főleg laza szerkezetű piroklasztikum (Greeley és Crown, 1990), az Apollinaris Patera esetében a MARSIS felszín alá behatoló radarmérése is porózus szerkezetű anyagra utal (Orosei és tsai., 2017). A Hadriaca Patera esetében a könnyen erodálható, konszolidálatlan vulkáni hamu mellett nagyon híg, feltehetőleg ultrabázisos kemizmusú lávafolyásos nyomok is vannak, amelyek nagy folyási távolságát egy talán a mainál sűrűbb korai légkör is segíthette (Calderon és tsai., 2015). Az Alba Paterán is sok lávafolyás mutatkozik a piroklasztikum mellett, amelyek bazaltos összetételűek lehetnek (Wiedeking és tsai., 2021). Sokszor beszakadásos szerkezetek látszanak a paterákon (Emran és tsai., 2018), a kb. 3,8 milliárd éves Pityusa Patera elemzése alapján sok tektonikus forma a kaldera beszakadáskor keletkezett (Bernhardt és tsai., 2020), ami alapján a magmakamra 55-60 km mélyen lehetett. A keletkezési modellek között a Hadriaca Patera esetében a freatomagmás kitörés során feltehetőleg az emelkedő magma hőhatása a permafrosztot megolvasztotta, néha vízgőzt is generálva (Calderon és tsai., 2015) – hasonló a többi pateránál is jellemző lehetett. A Tyrrhena, Hadriaca és Apollinaris Patera esetében a területükön a kéregben mutatkozó erősebb mágneses anomáliákat feltehetőleg hidrotermális eredetű mállással keletkezett magnetit és hematit hozza léte, amelyek a korai, globális mágneses mezővel bíró korszakból maradtak vissza (Kieffer és Lillis, 2011).

Az *Io* jupiterhold paterái lényegesen nagyobbak a földi és marsi kalderáknál, legnagyobb területi sűrűségük a holdnak

a Jupiter felé és az azzal ellentétes irányú részén figyelhető meg (Radebaugh, 2005). Az Ión még több patera elnevezésű alakzat van, de ezek beszakadásos kalderák lapos, vulkanikus eredetű kiemelkedéseken (Jaeger és tsai., 2003). Átlagos méretük 41 km, és a hold felszínének kb. 2,5%-át borítják (Williams és tsai., 2008). Sok 1 km-nél nagyobb, nem becsapódásos eredetű alakzatot sorolnak ide (Jaeger és tsai., 2003). Ismert például a Ra Patera, amely 0,3°-nál kisebb lejtőszögű kiemelkedésen található. A paterának tekintett objektumok vulkanikus eredetének megfelel, hogy területükön a sötét részek szilikátos lávákat jeleznek, amelyeket még nem borított be az SO_2 „hó".

A *pajzsvulkánok* laposan szétfolyt, híg bazaltos anyagú lávafolyásokból fölépülő, központi kürtős vulkánok, jellegzetesen a kőzetbolygókon fordulnak elő, ritkán a több 100 km átmérőt is elérhetik. Központjuk felé enyhén meredekebb a lejtőjük, közepükön többnyire kráterrel (kürtőnyílással), egy vagy több beszakadásos kalderával, esetleg hasadékkal.

A *Vénuszon* közel 100 ezer 20 km-nél kisebb pajzsvulkán van, többnyire 100-200 km átmérőjű csoportok (*shield field)* formájában, főleg kis és közepes magasságú síkságokon. A nagyobb méretű pajzsvulkánok ritkábbak, kb. 270 közel 20-100 km közötti méretű van a bolygón. A legnagyobb pajzsvulkánok átmérője a 700 km-t is meghaladja, de a legnagyobbak is mindössze kb. 5 km magasak, míg a Földön a pajzsvulkánok néhányszor 10 km átmérőjűek, és maximális magasságuk 17 km.

A *Marson* látványosak a nagy pajzsvulkánok (5.1. ábra). Ezek morfológiájukban hasonlítanak földi társaikra (egy nagy központi forrásból történő híg bazaltömléses felépülés és

kalderabeszakadások miatt), noha lényegesen nagyobb méretűek. Utóbbi oka feltehetőleg az, hogy a Marson nincs globális lemeztektonika, ezért a vulkánok nem vándorolnak el a forró foltok fölül, kisebb a geotermikus gradiens is, mint bolygónkon, ettől pedig vastagabb a kőzetburok, amely nagyobb tömegű vulkáni felépítményeket képes megtartani – utóbbiak pedig kevesebbet nyomnak a helyszínen, mivel a Marson a földinél gyengébb a gravitáció. A legidősebb lávafolyások kb. 2,5 milliárd évesek, de a mélyen lévő rétegek ennél lényegesen idősebbek lehetnek – miközben a legfiatalabb kalderakitöltések néhányszor 10–100 millió évesek.

Az *Ión* a pajzsvulkánok legfeljebb 1-2 km magas képződmények, többnyire 3-4° alatti lejtőszöggel (Schaber, 1982). Néhányukat feltehetőleg történeti okokból paterának nevezik (például Ra Patera). Viszonylag ritka előfordulásuk az Ión arra utal, hogy kevés esetben jellemző olyan viszkozitású láva kitörése, amely akár lapos kúpokat is képes építeni, legtöbbször a pajzsvulkánoknál is laposabb paterák, valamint kiterjedt lávasíkságok keletkeznek.

2.5. MEREDEK VULKÁNOK

Ez a tág és diverz csoport általában viszkózusabb lávákból épül fel, mint a paterák és pajzsvulkánok, gyakran szilárd robbanásos kitöréses törmelék alkotja őket.

Vénusz: nagy viszkozitású lávafolyások az Amra Tholus és Laka Mons területén vannak, ez magasabb kovasavtartalomra utal, mint a legtöbb más vulkánnál a bolygón (Knicely és Herrick, 2020), ugyanakkor a nagy kaldera hiánya alapján

(4.6. ábra) nem feltétlenül jelentős a frakcionációs kristályosodás, inkább a kéreganyag asszimilációja lehetett fontos az összetétel kialakításában. Itt említhetők az ún. *palacsinta-vulkánok*, amelyek 20 km-nél kisebbek, legfeljebb kb. 1,5 km magasak (Gleason és tsai., 2010), de 10–100-szor nagyobbak a földi lávadómoknál (4.3. ábra). Peremük kerekded futású és meredek, tetőszintjük közel sík és lapos, központi krátert alkotó mélyedéssel. Gyakran fordulnak elő csoportokban, sokszor koronák és tesszerák közelében, vagy akár lávasíkságokon is jellemzőek. A Vénusz kisebb méretű vulkánjaiból kis magasságú területeken kevesebb mutatkozik (Keddie és Head, 1994), emellett az egyes vulkánok magassága nagyobb a Vénusz magasabb térszínű vidékein. Mindezek oka talán a mélyebben jellemző nagyobb légnyomás lehet. Utóbbi megnöveli a felszín alatti magmára ható bezáró nyomást, és emiatt nehezíti benne a gázbuborékok kiválását, ami a robbanásos kitörések ellenében hat.

A *Marson sok kis méretű vulkáni kúp* van, csak a Tharsis-térségben több mint ezret katalogizáltak Richardson és tsai. (2021), ahol a környéken esetenként 10 km-nél is hosszabb vulkanikus hasadékok is találhatók. A főleg nagyobb töréses morfológiájú vidékekhez kapcsolódó vulkáni kúpok magassága általában 100 m-nél kisebb. Koruk általában az 1 milliárd évet is meghaladhatja, de akadnak 500 millió évnél fiatalabbak is, főleg a Tharsis-térség belső részén. Sok ezek közül robbanásos kitöréssel keletkezett piroklasztkúp lehet, amelyek morfológiája a földi robbanásos bazaltos kitörések során keletkezettekre emlékeztet (Brož és Hauber, 2012). Csoportos az eloszlásuk, átlagos lejtőszögük 7–25° közötti (Brož és tsai., 2015), a kitörési sebességük a földinél kissé nagyobb, a jelleg-

zetes szemcseméreteik pedig kicsit kisebbek lehettek, mint a mi bolygónkon. Gyökértelen kúpok jelentős számban vannak (Lanagan és tsai., 2001), jég-vulkán kölcsönhatásra utalnak.

Robbanásos kitöréssel keletkezett *salakkúpok* a Marson jellemzőek. Sok 20–300 m közötti átmérőjű vulkáni kúp gyakran egykori jeges területre ráfolyt lávákkal kapcsolatban jött létre. Sok közülük nem kapcsolódik mélyebb vulkáni forráshoz, némelyek néhányszor 10 millió évesek, és arra utalnak, hogy ennél nem régebben is létezhetett jég akár az egyenlítőhöz közeli térségben is.

Néhány vulkán lejtője az *Ión* helyenként 8°-os vagy még kissé meredekebb, némelyikük talán a meredek vulkánok közé sorolható, de többségük inkább pajzsvulkán lehet. Meredek vulkánok a holdi dómok, amelyek 8-20 km átmérőjű, néhányszor 100 m magas, kerekded, némelykor tetőkrátert is mutató felszínformák. Ezek esetenként csoportosan mutatkoznak a Holdon, és meredek lejtőjük a bazaltnál viszkózusabb lávára utal (4.5. ábra), ugyanakkor spektrálisan nem mutatnak erős eltérést a környező bazaltos lávasíkságoktól. Egyik legismertebb és leggazdagabb vidékük a Marius-hegy területe (5.3. ábra).

2.6. KALDERÁK, LÁVAFOLYÁSOK ÉS LÁVATAVAK

Kalderák a megfigyelésekkel összeegyeztethető modellek alapján beszakadással keletkeztek, az Ión is a vulkanikus és tektonikus hatás együttesen jelentkezett (5.6. ábra). A Vénuszon és a Marson is a földinél nagyobb kalderák jellemzőek, az Io felszínén levő legnagyobb ilyen képződmény a Tvashtar

Patera 290 km átmérőjű kalderája (összehasonlításként a Földön a legnagyobb a 150 km-es Apolaki-kaldera). A Holdon kevés ilyen alakzat látható, leghíresebb az 1,9×2,9 km átmérőjű és kb. 64 m mély Ina-kaldera (Garry és tsai., 2012) (5.4. ábra), alján a fent említett, fiatalos kinézetű, ún. szabálytalan mare foltokkal (*Irregular Mare Patches*, IMP, 5.2. ábra). Az Ina maga egy 15 km átmérőjű és 300 m magas kiemelkedésen található (Strain és El-Baz, 1980). Eredete vulkanikus, de keletkezésének pontos mikéntje még nem ismert (Blewett és tsai., 2011).

Korábban a lávaömléses aktivitásnál mutattunk be néhány lávafolyásos képződményt, alább néhány további érdekesség olvasható. A Merkúron a kiterjedt *lávasíkságok* a leggyakoribb vulkanikus felszínformák (szintén gyakoriak a Vénuszon, a Földön – ha a mélytengeri síkságokat is ide soroljuk – és a Mars északi féltekéjén), ezek területén lávacsatornák is mutatkoznak, némelyiknél egész kiterjedt, akár 20 km széles is lehetett a láva áramlásának útvonala. A lávafolyás néhol „áramvonalas", könnycsepp alakú szigeteket (*streamlined island)* is kierodált a Merkúron (akárcsak a Marson), itt kifejezetten nagy mennyiségű és kis viszkozitású lávákról lehetett szó (Byrne és tsai., 2013). Néhol az összeolvadó mélyedések beszakadásos kalderákra emlékeztetnek. A Caloris-medence peremén lévő pajzsvulkán szabálytalan alakú kalderáját világos törmelék övezi.

Kiterjedt, forrás nélkül mutatkozó lávasíkságok jellegzetesek a *Vénuszon* (a felszín kb. 65%-án), sok közülük durva becslés alapján egy kb. 500 millió évvel ezelőtti, kiterjedt vulkanikus esemény során keletkezett (Bindschadler, 1995). A *lávacsatornák* (híg lávafolyások elnyúlt felszíni mélyedést alkotó útvonala) igen hosszúak, helyenként a 3 km szélességet és

6.1. A 80 km ármérőjű Leviathan Patera kriovulkáni központ (kép közepe) a Triton neptunuszholdon, környezetében sík kriolávafelszínekkel és kisebb mélyedésekkel, valószínűleg főleg ammónia-vízjég keverékből (NASA).

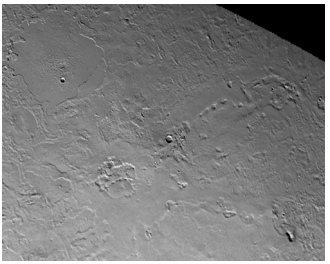
6.2. A Ceresen lévő Ahuna Mons vulkán képe kétszeres függőleges torzítással a Dawn űrszonda felvétele alapján (NASA, JPL-Caltech, UCLA, MPS, DLR, IDA).

6.3. A New Horizons űrszonda LORRI kamerája által 48 ezer km távolságból készült, 450 m felbontású felvétel egy potenciális vulkáni kúpról a Plútón (NASA, JHUAPL, SwRI).

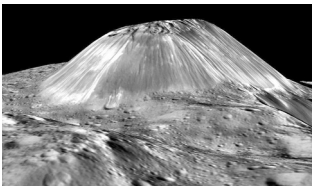
6.4. Két kaldera jellegű alakzat a Ganymedes jupiterholdon. Fent egy kb. 10×20 km-es mélyedés a kép közepén, lent egy kb. 17×50 km-es, beszakadásos eredetű kaldera, amelyből jobbra lefelé folyhatott ki az anyag az utolsó aktivitáskor (NASA, JPL, Brown University).

6.5. Balra: Anyagkilövellések az Enceladus déli sarkvidékén (NASA, JPL, SSI). Jobbra: a Voyager–2 űrszonda sorozatfelvétele egy kriovulkáni kitörési felhő változásáról (kb. 150 km hosszú fekete sáv oldalirányban a kép közepén) a Tritonon. A képek között 45 percnyi időszakok teltek el (NASA, JPL).

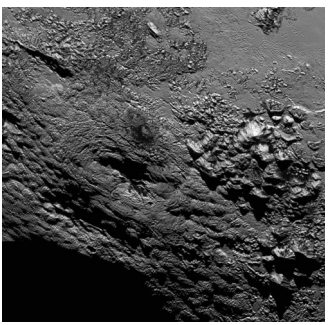
6.6. Fent: a Thera Macula fiatal, esetleg aktív, kaotikus kinézetű lentikulaalakzat képe az Europa jupiterholdon, a Galileo űrszonda felvételén. Lent: két kriovulkáni kitörés felhője az Europa jupiterhold körül a Hubble űrtávcső felvételén (NASA, ESA, W. Sparks [STScI], USGS, JPL).



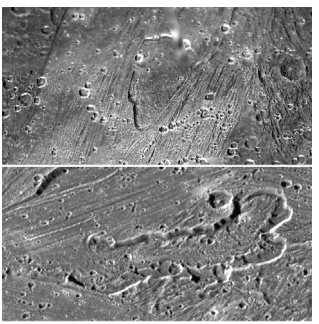
6.1.



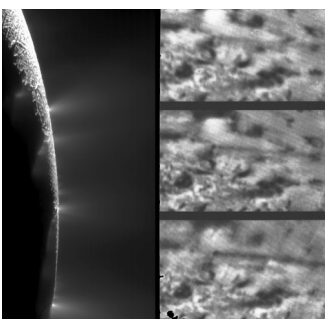
6.2.



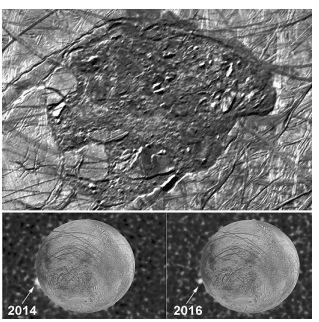
6.3.



6.4.



6.5.



6.6.

500 km hosszt is elérhetik, de a rekorder Baltis Vallis hossza 6800 km. Beomlott lávaalagutak is akadnak a Vénuszon. A lávacsatornák általánosságban nagyobb változatosságot (szinuszosan kanyargó, elágazó, fonatos stb.) mutatnak, mint a többi égitesten, ami változatos lávatípusokra utal. Az általában igen hosszú lávacsatornák keletkezésére feltehetőleg a magas felszíni hőmérséklet önmagában nem elég magyarázat, mivel a nagy légsűrűség miatt gyors lehet a lávák hűlése a felszíni hőmérsékletre, ennek megfelelően a viszkozitás is kifejezetten alacsony lehetett. Extrém alacsony olvadáspontú és rendkívül híg, ún. karbonátitlávákat is feltételeznek a bolygón (Kargel és tsai., 1994; Hiesinger és tsai., 2002).

Szokatlan megjelenésű, nem biztos, hogy vulkáni eredetű feszínformák a *Merkúron* csoportokban megjelenő, sajátos kinézetű, szabálytalan alakú, kiemelkedő perem nélküli mélyedések *(hollow),* amelyek pereme körül világos és enyhén kékes árnyalatú haló figyelhető meg, a belsejük is gyakran ilyen világos árnyalatú. Néha a szomszédos alakzatok szinte összeolvadnak egymással, és sokszor nagy becsapódásos kráterek területén fordulnak elő. Méretük 0,1-10 km, mélységük 10-100 m körüli. Kinézetük alapján nem becsapódásos kráterek és nem hagyományos vulkáni központok, de feltehetőleg valamilyen illóanyag vesztésével kapcsolatban jöttek létre. Koruk becslése nehéz, de viszonylag fiatal képződmények lehetnek.

A *Holdon* a nagy becsapódásos medencéket kitöltő, bazaltlávákkal borított mare területeken a lávatakaró vastagsága 30 és 400 m közötti a mérések alapján (Du és tsai., 2019). Itt nem sok vulkáni kürtő vagy hasadék látszik, az elöntés mikéntje ezért nehezen becsülhető. Feltehetőleg a radioaktív eredetű

hő fűtötte magmák a medencék területén törtek felszínre, mivel ott voltak mélyre hatoló repedések, valamint a területen csökkent anyagmennyiség a nyomáscsökkenéses beolvadás révén segítette a vulkánkitöréseket. A sík területet kitöltő lávák néhány konkrétan vizsgált esetben 1200 km távolságot is megtehettek 1:1000 lejtési arányú vidéken (Schaber, 1973), jelezve rendkívül kis viszkozitásukat. Ez a láva a hétköznapi anyagok közül akár egyes olajokhoz hasonlóan könnyen folyhatott, egyes bevágódó árkok falában a lávafolyások rétegei is felismerhetőek (4.4. ábra). A kitörések során (Head és Wilson, 2020) egy telér formájában emelkedő magma legmagasabb része a felszínt elérve a benne lévő gáztartalom miatt robbanást okozott, vulkáni üveggyöngyöket létrehozva. A telér emelkedésével hawaii típusú tűzfüggöny-aktivitás kezdődött, nagy tömegű láva kispriccelésével párhuzamosan folyt szét a friss bazalt, majd néhány nap vagy hét elteltével az aktivitás csökkent, végül alábbhagyott.

A *Mars* lávafolyásai viszonylag változatosak, akadnak köztük kiterjedt lebenyes folyások és szinuszosan kanyargó lávacsatornák, néha a földi pahoehoe morfológiára emlékeztetők is akadnak. Az Olympus Mons területén végzett mérések alapján a bazaltosnak feltételezett lávafolyások vastagsága 4–55 m közötti (Bazilevskaya, 2005) (de néhol esetleg a 100 m-t is közelítenék), és e lávafolyások kissé nagyobbak a Földön jellemzőknél.

Lávatavaknak nevezzük a földi szakkifejezésekben a vulkáni eredetű, még olvadt állapotú lávával kitöltött vulkáni kürtőket és kalderákat, amelyekből a láva egy ideig (vagy végleg) nem folyik ki, hanem ott marad. A lávató kifejezés nem keverendő össze a krátertó fogalmával, ami a krátert ki-

töltő olyan folyadéktest, amely dominánsan a helyileg illónak számító folyadékból (a Földön például csapadékvízből) származik. Többnyire vulkanikus eredetű kalderákban fordulnak elő, esetenként több alkalomból álló lávaömlés eredményeként (Walker, 1999). Híres lávató a Loki az Io jupiterholdon. A 200 km átmérőjű, enyhén patkó alakú lávatóban 200–300 °C hőmérsékletű, kénes összetételű kőzetolvadék lehet vékony szilárd fedőréteg alatt. Utóbbi feltehetőleg a peremén reped meg leggyakrabban, ezért látszik vastag íves alakúnak az infravörös tartományban (Matson és tsai., 2006). Az időszakos, közel évente történő felrepedés során mintegy tízszeresére (Howell és Lopes, 2007) nő a Loki hősugárzása.

A *kisebb vulkáni kúpok* természetesen nem annyira látványosak, mint hatalmas társaik, mégis fontos szerepet játszanak egy bolygó fejlődésében. Richardson és tsai. (2021) a Mars felszínének közel negyedét lefedő, Afrika-méretű Tharsis-hátság területén 1106 kisebb vulkáni központot katalogizáltak. Tetőkrátereik 50 és 70 m közötti méretűek voltak, a kúpok szélessége 40 m és 3 km közötti, többségük 100 m-nél nem magasabb. Jellegzetesen csoportokban helyezkednek el, többnyire a nagyobb vulkánok vagy tektonikus törések mentén, és sok közülük fiatalabb lehet 500 millió évnél is.

2.7. KORONÁK A VÉNUSZON

A *koronákat gyakran vulkanotektonikus* alakzatoknak is tekintik, mivel ezen két hatás egyaránt fontos szerepet játszhatott kialakulásukban (7.2. ábra). Érdemes megemlíteni, hogy a földi értelemben vett vulkanotektonikus folyamat és jel-

leg jelentése kettős. Egyrészt jelentheti a vulkánok kitöréseit megelőző tektonikus aktivitást és az ezzel együtt jelentkező földrengéseket. Másrészt a vulkanotektonikus fogalom jelenti a Földön ismerten összefüggő két folyamat kapcsolatát, a vulkanikus és tektonikus aktivitás összefüggéseit. A Vénuszon megfigyelt koronaalakzatok kialakulásában mind a vulkanizmus, mind tektonikus folyamatok fontos szerepet játszhattak.

A koronák (*corona*) a Vénusz vulkanotektonikus felszínformái, amelyekből közel 500-at katalogizáltak, elsőként a bolygó felszínét elemző Venyera–15 és –16 űrszondák radarfelvételei alapján (Dombard és tsai., 2007). Koronaalakzatokat más égitesteken eddig nem mutattak ki – noha létezik olyan elgondolás, amely szerint idős koronaalakzatok nyomai egyes ősi földi formációk rekonstrukcióiban is kimutathatóak, de ezek igen bizonytalanok. (Emellett koronáknak is nevezik a Miranda uránuszholdon lévő, ún. ovoid alakzatokat – 7.6. ábra –, de azok más kinézetű és jéganyagú, a Vénusz koronáitól teljesen független felszínformák.)

A koronák kerekded vagy enyhén elnyúlt, elliptikus felszínformák a Vénuszon (Smrekar és Stofan, 1999), amelyek részben vagy teljesen körbeérnek az ovális körvonal mentén. Feltűnő alakzatuk az oválisan futó, kiemelkedő perem és az azt gyakran kívülről szegélyező, árokszerű mélyedés. Az ezen belüli terület ritkán lehet kiemelkedő, általában inkább besüllyedő vidék. A koronák területén gyakran látszanak kisebb vulkáni dómok (esetenként ezek a 100 km-es méretet is elérik), valamint lávafolyások. A koronák közel ötödéhez pozitív gravitációs anomália kapcsolódik (Johnson és Richards, 2003). Emellett néha ún. nóvaalakzatokhoz is kapcsolódnak koronák.

Morfológiájukat főleg koncentrikus törések jellemzik (7.4. ábra), kerekded alakjuk sokszor körhöz közeli, de vannak aszimmetrikusak is közöttük, illetve amelyek egy képzeletbeli körnek csak egy részén futnak végig (7.5. ábra). Néha részben lepusztult vagy szabálytalan a kinézetük. Átmérőjük általában néhány 100 km, a legnagyobb korona (Artemis, 7.3. ábra) átmérője 2100 km, a legkisebbek közel 60 km átmérőjűek. Főként kiemelkedések, külső gyűrű alakjuk gyakran 2 km-rel vagy még jobban magasodnak a környező terület fölé.

Területi eloszlásuk viszonylag egyenletes a Vénuszon, ám jellemzően gyakoribbak vulkanikus területeken és árkok környékén. Sokszor egymáshoz kapcsolódnak, mintegy láncokat alkotva a felszínen. Néhány korona lefedte regionális (kb. 100 km átmérőjű) kiemelkedést korona dominálta kiemelkedésnek (*corona dominated rise*, CDR) is neveznek (Smrekar és Stofan, 1999). Főként tágulásos jellegű, feltehetőleg riftesedő területeken gyakoriak (Baer és tsai., 1994).

Koruk nehezen becsülhető, mivel kráterezettségük hasonló a Vénusz felszínén jellemző legtöbb felszínformáéhoz az ún. tesszerákat kivéve, amelyeknél a koronák minden vizsgált esetben fiatalabbak (Basilevsky és Head, 1997). Ugyanakkor sztratigráfiai viszonyukat tekintve sok felszínformát felülírnak, és sokak által felülíródtak – azaz keletkezési idejük nem koncentrálódott valamely szűkebb periódusra a ma megfigyelhető felszínformák keletkezési időszakához viszonyítva (Copp és tsai., 1998). Elképzelhető, hogy több korona aktív is volt az elmúlt kb. félmilliárd évben (Namiki és Solomon, 1994; Smrekar és Stofan, 1997).

Keletkezésük valószínű módja, hogy területükön forró folt jellegű köpenyáramlások megemelik a kőzetburkot, és

a felboltozódás révén radiális törések keletkeznek. Emellett vulkanikus aktivitás is megindul a koronák területén. Idővel a keletkezett magmakamra kiürül, illetve a hűlés révén anyaga zsugorodik – ebben a fázisban a terület megsüllyed, és a peremvidéken egy gyűrű alakú kiemelkedés (maga a korona morfológiájú alakzat) marad vissza, amelyet gyakran egy külső árok vesz körbe. Utóbbi peremi alakzatok keletkezésében a gravitáció hatására fellépő képlékeny deformáció, az anyag „elernyedése" is közreműködhet, amelynek keretében idővel deformálódik a kőzet. A keletkezés kiváltásánál a köpenyben feltételezett hőanomália mellett sűrűségkülönbség is közreműködhet, amennyiben a köpeny fölötti kőzetburok sűrűsége viszonylag magas lenne.

Feltehetőleg egy-egy korona nem egy nagyobb köpenyáramlás felszíni megfelelője, hanem azokból tovább emelkedő, náluk sokkal kisebb olvadékáramlások nyomán képződnek a felszínen. A koronák eltérő kinézetének létrehozásában a területenként eltérő kőzetburok-vastagság is közreműködhet. Elképzelhető, hogy a koronák egyes altípusai eltérő fejlődési fázist képviselnek a fenti lépések közül (utóbbi modell szerint sok korona ún. nóvaalakzatként kezdi a fejlődését).

A fenti magmafeláramlás és kapcsolódó vulkanizmus dominálta modelltől eltérő, tektonikus folyamatok uralta keletkezési modell is létezik, amely a legnagyobb ilyen alakzat, az Artemis-korona esetében lehet releváns. Eszerint itt a korona belső területén kőzetburok-keletkezés és -szétterülés zajlik, a peremvidéken pedig szubdukció történik (Stofan és tsai., 1987). Példaként említhető a Quetzalpetlatl Corona (850 km átmérő) és a Boala Corona (350 km × 250 km méret), mindkettőnél látszik kiemelkedés és riftesedéshez kapcsolódó

7.1. Változatos vulkáni felszínformákat mutató, 350 km széles vidék az Atla Regio területén a Vénuszon sok lávafolyással és azoknál fiatalabb tektonikus törésekkel (NASA, JPL).

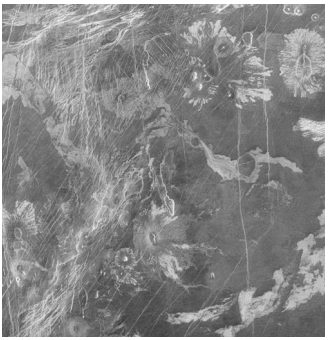
7.2. A 200 km átmérőjű Aine-korona radarfelvétele bal (keleti) oldalán egy 25 km-es, fent (északra) egy 35 km-es palacsintavulkánnal, alsó (déli) peremvidékén további 10 km alatti vulkanikus dómokkal (NASA, JPL).

7.3. A 2100 km átmérőjű Artemis-korona a Magellan-űrszonda radarfelvételén. A 120 km széles, 2,5 km magasságkülönbséget mutató, ívelt peremi alakzat belső területe összetett, törésekkel és vulkánokkal tagolt. A legtöbb koronával ellentétben a peremi íves alakzat mentén itt szubdukció is történhet (NASA, JPL).

7.4. A 230×150 km-es Bahet-korona (balra) és a 350 km-es Onatah-korona részlete (jobbra) a Vénuszon. Mindkettőt sok kisebb koncentrikus árok és kiemelkedés övezi, belső területeik pedig kisebb vulkánokat és sugárirányú töréseket mutatnak (NASA, JPL).

7.5. Az 500 km átmérőjű Atete-korona madártávlati képe (Magellan Spacecraft Team, USGS, NASA).

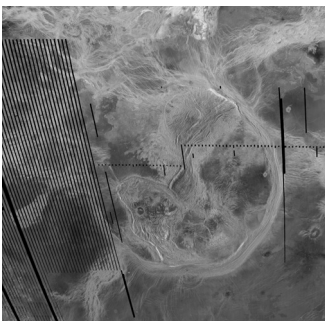
7.6. Az esetenként szintén koronának nevezett, a Miranda uránuszholdon látható alakzatoknak (kép bal felső része) nincs kapcsolata a Vénusz koronáival (NASA, JPL).



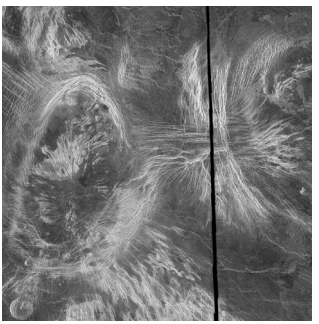
7.1.



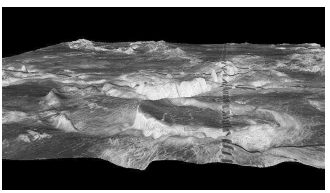
7.2.



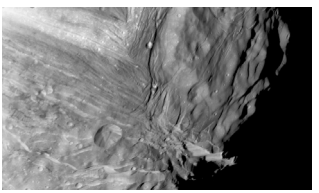
7.3.



7.4.



7.5.



7.6.

vulkanizmus nyoma, valamint sok lávafolyás (Ivanov és Head, 2010) és sugárirányú, valamint koncentrikus futású telérek csoportja (Buchan és Ernst, 2021).

A nóvák 50 és 300 km közötti átmérőjű, vulkanotektonikus kiemelkedések a Vénuszon (Krassilnikov és Head, 2003) tágulásra utaló, sugárirányú, árokszerűen lezökkent blokkokkal, helyenként lávaömlésekkel. Közel felüket gyűrű alakú felszínformák is övezik, ezek alapján átmeneti alakzatok lehetnek a koronák felé. Keletkezésüknél sekély magmaforrást feltételeznek (Head és tsai., 1992), ahol az emelkedő diapirok anyaga telérek formájában nyomulhatott a sugárirányú törésekbe. A viszonylag fiatal felszínformák közé tartoznak, főleg kiemelkedő, esetleg riftesedő területeken fordulnak elő.

2.8. KRIOVULKANIZMUS

A földfelszíni viszonyokon, szobahőmérsékleten cseppfolyós vagy gáznemű anyagok alacsonyabb hőmérsékleten, a Naptól távoli égitesteken kriovulkáni aktivitást fejthetnek ki. Ez a vulkanizmushoz hasonló jellegű folyamat, és az anyagnak az égitestek belsejéből a felszínre történő kipréselődését, kirobbanását, illetve ezt követően a felszíni képlékeny mozgását jelenti valamilyen belső eredetű folyamat eredményeként. Azonban ezen anyagok (például H_2O, N_2, CO_2) sajátságai miatt érdekes eltérések is mutatkoznak a klasszikus vulkanizmushoz képest.

Egyértelműen kriovulkáni tevékenység zajlik például az Enceladus anyagkilövelléseinél, és egyértelműen nem kriovulkanizmus az üstökösmagok kizárólag napsugárzás hatá-

sára történő aktivitása – de már vitathatóbb a Triton anyagkilövelléseinek besorolása, amelyeknél feltehetőleg a belső és a külső eredetű energiabevétel egyaránt számít. Szintén nem számítanak kriovulkanizmusnak szigorúan értelmezve a Mars szén-dioxidból álló, évszakos pólussapkája alól kitörő, 10-100 méteres területet porral beborító gázkilövellések, amelyeket kizárólag a Nap sugárzásának elnyelődéséből származó energia táplál.

A kriovulkáni kitöréseknél általános probléma, hogy a vizes folyadékok sűrűsége nagyobb a szilárd jég változatuknál. (Megjegyzendő, hogy a szilikátos láváknál is akad hasonló helyzet: a Holdon például az anortozitos kéreg, a terra területek anyagának sűrűsége 2,5 g/cm^3, míg a felemelkedett bazaltos mare láváké 2,8-3,0 g/cm^3 – Wieczorek és tsai., 2013.) A számítások alapján (Morrison és tsai., 2018) a víz-ammónia és víz-metanol láváknak nemcsak olvadáspontja, hanem viszkozitása is lényegesen alacsonyabb, mint a szilikátláváké. Ennek megfelelően egyéb folyamatok működnek közre a láva felszínre juttatásában.

A folyamatot az Europa jupiterhold esetében modellezve (Lesage és tsai., 2020), ha cseppfolyós halmazállapotú víz vagy sóoldat kerül a jégrétegbe, annak fagyása során a fellépő tágulás miatt a még folyékony rész a felszínre préselődhet, ha van erre megfelelő repedés. Ilyen repedés létrehozásában maga a fagyásos tágulás is közreműködhet, amely a kisebb bezáró nyomás irányába, azaz felfelé terjed könnyen. A felszínre nyomulás gyors lehet (órák, napok), míg a kijutott láva megfagyása sokkal tovább tart (10-1000 év).

A *kriovulkanizmus lehet robbanásos* jellegű is, az Europa jupiterholdon ilyen kitörés nyomát 2022-ig két alkalommal

sikerült ritka felhők formájában azonosítani (6.6. ábra alsó része) – kissé emlékeztetve az Enceladus kitöréseire (6.5. ábra bal oldala). Az utóbbi égitestnél igen látványos a szinte folyamatos robbanásos aktivitás (részletes leírását lásd korábban). Robbanásos vulkánkitörések láthatók a *Triton* neptunuszhold déli pólussapkáján, ahol a gázkifúvások (6.5. ábra jobb oldala) sötét sávokat hoznak létre a felszínen, amerre a kirepült anyag visszahullik. A sötét szín talán a Nap UV-sugárzása hatására átalakuló metántól származik, de a kirepülő szemcsék eredeti színe is közreműködhet ebben. A lerakódott diffúz sávokon túl néhány porból és gázból álló anyagkilövellést közvetlenül is sikerült megörökíteni (Kirk és tsai., 1995). Ezek függőlegesen kb. 8 km-ig emelkedtek, és a légáramlatok szélirányban akár 200 km távolságra is elhúzták őket.

Keletkezésük során a kb. 38 K hőmérsékletű Triton felszíni, áttetsző nitrogénjég takarójába besüt a Nap, a sugárzás kis mélységben elnyelődik, ott melegedést okoz, amitől gázfázis keletkezik – de a belső eredetű hőforrás lehetősége sem zárható ki. A Tritonon zajló, 165 földi év hosszú, évszakos ciklus nyomán a pólussapka rendszeresen megújulhat, amelyen a fenti sötét sávok feltehetőleg az utolsó ilyen évszakos ciklusnál nem idősebbek. A hold néhol sima felszínű területein, egy-egy vonal mentén sorakozó, 10-20 km átmérőjű mélyedések is vulkanikus (vagy magmatikus) eredetűek lehetnek.

A *Plútón* is van néhány vulkánnak tekinthető alakzat. Ilyen a Wright Mons nevű, 4 km magas kiemelkedés (6.3. ábra), 150 km átmérőjű, kicsit hullámzó felszínű, egyetlen megfigyelhető becsapódási kráterrel, amely feltehetőleg 1 milliárd évnél fiatalabb. Nagy méretű felszínforma, térfogata a Hawaii-szigetek Mauna Loa vulkánja térfogatához közeli,

hullámzó felszínét talán vízalapú kriolávaömlések során keletkezett lávafolyások frontvonalai alkotják. A Wright Mons mellett a Piccard Mons, valamint egy harmadik, eddig el nem nevezett, kerekded kiemelkedés is szerepel a potenciális kriovulkáni alakzatok között (Ahrens és Chevrier, 2018), valamint a Charon egyes síkságai esetében feltételeznek hasonlót vízammónia keverék vulkanikus tevékenysége hatására (Borrelli és Collins, 2018), de ezek eredete igen bizonytalan.

Egyetlen egyértelműen vulkánnak tekinthető alakzat látszik a *Ceresen*, a kb. 20 km átmérőjű és 4 km magas Ahuna Mons (Skibba, 2016) (6.2. ábra). A lejtőjén mutatkozó, lefelé elnyúlt sávok tömegmozgás révén keletkeztek, világos színüket talán különféle sók hozzák létre. A vulkáni kúp közel antipodális helyzetű a 280 km-es Kerwan becsapódásos medencével, amelynek keletkezésekor a fellépett rengések a kriovulkán térségében fókuszálódhattak, és a szeizmikus eredetű energiája a felszín alatt képlékeny anyagot mobilizálhatott (Ruesch és tsai., 2019). A vulkán alatt, közel 32-36 km mélyen pozitív gravitációs anomália mutatkozik, amely talán a felfelé emelkedésben megrekedt magmától ered. A lejtőjén levő sávok tömegmozgással keletkeztek, és feltehetőleg evaporitásványok jelenlététől világosak. A kiemelkedés kráterstatisztikai elemzés alapján az elmúlt néhányszor százmillió évben keletkezett (Ruesch és tsai., 2016), noha a korbecslés a lejtős területeire bizonytalan. A Ceresen további vulkáni jellegű alakzatok is vannak, ugyanakkor hosszú távon ezek idővel ellaposodhatnak, főleg a jég viszonylag képlékeny jellege miatt, ezért idővel nehezen azonosíthatóak. Jelenleg 32 ilyen, 10 km-nél nagyobb, gyaníthatóan vulkáni kiemelkedés mutatkozik az égitesten. A modellek alapján (Sori és tsai.,

2018) a Ceresen évente 10^4 m^4 láva produkciós ráta lehet jellemző. Sok világos folt is mutatkozik a Ceresen (11.4. ábra), ezek főleg világos, sós anyagokból állnak, kérdés, hogy vulkáni folyamattal jutottak-e a felszínre, erre utaló morfológia ugyanis nem látható.

2.9. KRIOMAGMÁS TEVÉKENYSÉG

Itt a Földön ismert magmás tevékenységhez hasonlóan a szilárd jégburokba alulról belenyomult folyadéktestekkel van dolgunk, amelyek hőmérséklete a bennük előforduló olvadáspont-csökkentők miatt lényegesen a tiszta fázis (például tiszta víz) fagyáspontja alatt lehet. Az *Europa* jupiterhold esetében a felszínt mutató képeken viszonylag ritkák a vulkáni alakzatok, ugyanakkor a sötétebb vörösesbarna, ún. makula és fakula foltok valószínűleg alulról, a szennyezőanyaggal kevert és ettől színezett, jég alatti vízből a jégpáncélba nyomult kriomagmatestek. Ezek anyaga némelykor a felszínre is eljuthatott, de ott többnyire nem folyt szét. A *Ganymedesen* az Európánál sokkal kevesebb vulkanikus aktivitásra utaló nyom van (6.4. ábra), mivel ez messzebb kering a Jupiter körül, ezért rajta sokkal kisebb árapályerő ébred, és ennek fűtőhatása gyengébb.

A még távolabbi Callisto a Ganymedesnél is kevesebb árapályfűtést kapott, így rajta vulkanikus és tektonikus tevékenységnek nincs nyoma. A *Triton* esetében a lávasíkságok mellett (6.1. ábra) a környezeténél ritkábban kráterezett ún. sárgadinnyehéj-terület *(cantaloupe terrain)* térségben azonosítható 25-35 km átmérőjű, néhányszor 100 m mély, kerekded

mélyedések vagy üregek *(cavi)* (Croft és tsai., 1995) enyhén kiemelkedő peremmel talán kriovulkáni aktivitástól keletkeztek. A cellákra is emlékeztető alakzatok nem metszik egymást, de néhol repedések szelik át azokat, amelyek az Europa páros gerinceire emlékeztetnek (Ivanov és Borozdin, 1991). Egymáshoz hasonló méretük és egyenletes elhelyezkedésük gyakorlatilag kizárja, hogy becsapódásos kráterek lennének. Feltehetőleg szilárd fázisú konvekcióval jöttek létre. Schenk és Jackson (1993a) szerint a diapirokhoz hasonló képződmények lehetnek, vagy azok valamilyen felszíni megnyilvánulási formáinak tekinthetők (Schenk és Jackson, 1993b).

2.10. A VULKANIZMUS TERÜLETI ELOSZLÁSA

A vulkánok területi eloszlása az égitestek belsejében jellemző heterogén hőmérséklet-eloszlásra utal, illetve a magma emelkedésére lehetőséget adó repedések térbeli helyzetét tükrözi a szilárd kőzetburokban. Míg a Földön a lemezhatárok, főleg a távolodó és alábukó szegélyek mentén jellemzőek, a Vénuszon és a Marson az elszórt forró folt jellegű eloszlás dominál. A Hold és valószínűleg a Merkúr esetében a kéreg repedései dominálhatják a területi eloszlást. Az Ión pedig a hold féltekéi szerint az árapályerőktől leginkább melegedő kiterjedt területeken jellemző.

A *Merkúron* a robbanásos kitörésekkel keletkező piroklaszt foltok – a MESSENGER űrszonda mérései alapján Kerber és tsai. (2011) 35 ilyen alakzatot katalogizált – a kráterek aljzatán, néha a peremén és a Caloris-medence peremvidékén fordulnak elő, globálisan közel egyenletes eloszlást mutat-

nak – feltehetőleg az adott medence repedéseinek helyzete befolyásolja keletkezési helyüket. Színképi jellemzőik alapján a környezetüknél világosabbak és vörösebbek, a holdi piroklasztikumokhoz hasonlítanak. Mivel kicsit nagyobbak holdi társaiknál az erősebb gravitáció ellenére, ez igen intenzív, egykori kitörésekre utal, amelyek a becslések alapján a földi Hawaii típusú kitörésekre emlékeztethetnek. A kiterjedt, lapos lávafolyásokat tekintve a bolygó felszínének jelentős területén, de feltehetőleg kevesebb mint felén történtek lávaömlések.

A *Vénuszon* a felszín nagy részét vulkáni eredetű kőzetek borítják, vannak pajzsvulkánok, meredekebb vulkánok, koronák és ún. pókalakzatok (arachnoidok) – 20 km alatti vulkánból közel százezer lehet az égitesten. A központos vulkanizmus mellett sok az árbazalt (*flood basalt).* A felszín 80%-át vulkáni képződmények borítják, amelyek egyenletes eloszlásúak, a 100 km-nél nagyobb vulkánok főleg a riftek térségében jellemzőek (Head és tsai., 1992), mégsem vonal menti az elhelyezkedésük. Érdemes megjegyezni, hogy a Vénuszon a kráterek eloszlása is foltos, véletlenszerű – talán egy 0,5-1 milliárd évvel ezelőtti globális, részben vulkáni felszín-átalakulás nyomán (Crumpler és tsai., 1992).

A *Holdon* a mare területek bazaltlávái a Föld felé tekintő, vékonyabb kérgű oldal mélyedéseit töltik ki, amelyek többsége hatalmas, ősi becsapódásos medence, belső gyűrűs medence. Itt nem sok vulkáni kürtő vagy hasadék látszik, az elöntés mikéntje ezért nehezen becsülhető. Feltehetőleg a radioaktív eredetű hő fűtötte magmák a medencék területén törtek felszínre, mivel ott voltak mélyre hatoló repedések, valamint a területen csökkent anyagmennyiség a nyomáscsökkenéses

beolvadás révén segítette a vulkánkitöréseket. A megfigyelhető központos vulkáni dómok kisebb csoportokban jellemzőek főként a nagy medencék belső részének a peremi sáncfalhoz közeli részén, akárcsak a sötét piroklasztikum foltok, amelyek robbanásos kitörésektől származnak, és szintén a mare lávamezők peremvidékén jellemzőek. A kevés robbanásos kitörés némelyike repedésekhez kapcsolódik, legismertebbek közülük az Alphonsus-kráter repedései mentén sorakozó sötét piroklasztikum foltok.

A *Marson* a legfeltűnőbb vulkánok a Tharsis-hátság, a kisebb Elysium-hátság, valamint a Hellas-medence térségében mutatkoznak csoportos eloszlásban. Ezek keletkezése feltehetőleg gomolyáramlásokhoz, tartósan működő forró foltokhoz kapcsolódik. A kisebb vulkáni kúpokból sok akad az égitesten, amelyek többsége szintén a fenti két nagy hátság térségében koncentrálódik.

Az *Io* esetében a vulkáni központok alacsony szélességű területeken jellemzőek (Hamilton és tsai., 2013), de viszonylag egyenletes a globális eloszlásuk (Lopes-Gautier és tsai., 1999), noha mintha a Jupiter felé és az azzal ellentétes irányban kevesebb vulkáni központ lenne, mint várható (Davies és tsai., 2015). Az *Enceladuson* a déli félteke anyagkiáramlásainak helyzetét egyértelműen meghatározza, hogy hol keletkeztek az anyagkispriccelésre lehetőséget adó repedések a jégkéregben – de a mélységi víz (kriomagma) esetleges egyenetlen eloszlása is befolyásolhatja a helyzetet. A *Tritonon* a sarki nitrogénjégsapka területén jellemzőek a kriovulkáni központok, ami a napsugárzás beesésével mutat összefüggést – jelezve, hogy itt a belső/külső eredetű aktivitás eldöntése ügyében még akad tennivaló. Potenciálisan vulkáni eredetű

alakzatokat figyeltek meg az *Ariel* uránuszholdon (Beddingfield és Cartwright, 2021), de eredetüket nem sikerült egyértelműen tisztázni. Nem látszanak vulkáni alakzatok a *Vesta* kisbolygón, noha anyaga bazaltos, így vulkanikus aktivitás is lehetett rajta.

3. BECSAPÓDÁSOS KRÁTEREK

Mint az a bevezetésben olvasható, a bolygófelszínformák egyik legfontosabb csoportját, a becsapódásnyomokat nem tárgyalom ebben a könyvben, mivel arról részletes magyar nyelvű ismertetés található Hargitai és tsai. (2005) munkájában. Azt azonban megemlítem, hogy a becsapódások összetett módon befolyásolják az égitestek felszínfejlődését. A Naprendszer kialakulása során, a korai, rendkívül intenzív bombázási időszakban sokrétű és heves folyamatok kapcsolódtak a becsapódásokhoz. A nagyobb égitestek szétdarabolódhattak, ugyanakkor az égitestek kisebb objektumok ütközésével gyarapodtak, és így növekedtek meg (amihez az óriásbolygók térségében a gáz gravitációs vonzása által dominált akkréció is szerepet játszott). A becsapódások legfőbb hatásai:

Égitestek *tömegének gyarapítása*: megfelelő sebesség és erős gravitáció esetén a becsapódó test anyagának nagy része a robbanás után is a célobjektum része marad. Ez az égitestek tömegnövekedésének alapvető módja. A folyamat keretében a mikroszkopikus szemcsék becsapódása (avagy légkörbe lépése

és ott lefékeződése) is itt említhető, ekkor a becsapódó égitest nem robban fel, anyaga nem izzik el – ennek megfelelően az ősi szerves molekulák és a H_2O Földre szállításában is fontos lehetett az ilyen apró szemcsék hullásának a világűrből (bár a vízmolekuláknak csak egy része bomlik le oxigénre és hidrogénre a nagyobb becsapódó égitesteknél is).

Égitestek *tömegének csökkentése*: a megfelelő energiájú és irányú becsapódások sok anyagot kilökhetnek a célobjektumból, például így kerülhetett Föld körüli pályára a Hold anyagának nagy része. A Theia nevű, Mars-méretű, feltételezett égitest és az ősi Föld ferde szögű ütközés által kirobbant és bolygó körüli pályán maradt törmelék többségéből állt össze a Hold – hasonló történhetett például a Plútó holdjainál is.

Tengelyforgás változása: a nagy becsapódások kibillenthetik a célobjektum forgástengelyének helyzetét és forgási irányát (feltehetőleg ezért van annyira kibillenve a Neptunusz forgástengelye, és talán ezért forog „visszafelé" a Vénusz a tengelye körül).

Domborzat módosítása: a kráterek mint mélyedések, valamint a környezetükbe kidobott törmeléktakaró eloszlása is befolyásolja a domborzatot, ennek megfelelően egyes égitesteknél a felszíni folyamatokat (lejtőirányú mozgás, kúszás, folyásos jellegű viselkedés). A kráter belsejében a felszín alatti anyagok kerülnek a felszínre, akár a felső köpenyből (Déli-Pólus–Aitken-medence a Holdon), de az átalakult, vékony felszíni takaró alól is (például kevéssé oxidált anyag a marsi kráterekben vagy kevéssé átalakult anyag a kisbolygók kráterein). Megemlítendő, hogy ez a domborzati átalakulás percek alatt lezajlik, csak a legnagyobb becsapódásos meden-

céknél emelkedik néhány órán keresztül a központi csúcs – de geológiai időskálán ez is pillanatszerű esemény.

Regolit képződése: a becsapódások hatására bekövetkező töredezés központi szerepet játszik az égitestek felszíni törmeléktakarója, a regolit kialakításában. Ez főleg légkör nélküli égitesteken befolyásolja a felszínt, ahol a kidobott szemcsék ballisztikus pályán messzire is visszahullhatnak. Érdemes megemlíteni a takaróhatást, amelynek keretében az ősi Naprendszerben a korai becsapódásoktól (és a rövid felezési idejű radioaktív izotópoktól) meleg felszínű égitestek lassabban hűlhettek, ha a becsapódások porózus törmeléktakaróval borították jelentős területüket.

Lokális vagy regionális *jég olvasztása*: a Mars esetében látható erre sok példa, amikor nemcsak közvetlenül a becsapódások olvasztottak jeget, hanem a becsapódás nyomán a felszíni anyag is meleg marad, és a nagyobb becsapódások még akár millió évekig is elősegíthették a jég olvadását, illetve hidrotermális folyamatok megindulását.

A becsapódások közvetett *hűtőhatással* is bírhatnak néha a légkörrel körülvett égitesteknél: a robbanással port lövellve a légkörbe, csökkentik a felszínre jutó napsugárzás mennyiségét (ún. impakt tél).

Speciális hatásként említhető a becsapódásoknak az életre, pontosabban az egyetlen eddig ismert példa alapján a *földi életre kifejtett hatása*. Ide sorolható az ősi anyagszállítás a Föld összeállása után, amelynek keretében sok H_2O és szerves molekula érkezett bolygónkra, gazdagítva az „őslevest" – noha meg kell említeni, hogy a nagyobb, „hagyományos" robbanásokat okozó becsapódó égitest molekuláinak jelentős része lebomlik, míg a mikroszkopikus, légkörben le-

lassuló szemcsék molekulái sokkal jobban megmaradnak. De a nagy becsapódások komoly kihalási időszakokat is okoztak, lecsökkentve az élő egyedek számát, viszont lehetőséget adva a pusztulás utáni megújulásra is.

4. A GÁZÁRAMLÁS HATÁSA A FELSZÍNRE

A szilárd felszínű égitesteken a légköri gázáramlás, azaz a szél *többféle hatást fejt ki* a felszíni képződményekre; a mozgatható szemcséket elszállíthatja, koptathat vele egyéb testeket, kierodálhat nagyobb testek alatti finom szemcséket, illetve felhalmozhat szemcséket. Emellett a szél segíthet a különböző jegek szublimálásában a szemcsék közötti térből, amivel a szemcséket mobilizálhatja, valamint megváltoztatja a légkör sugárzási viszonyait. A szublimáció (mint mikroszkopikus „szél") nyomán is kerülhetnek szemcsék a légkörbe. Fontos jellemző, hogy a sűrűbb légkörű égitesteken kisebb szélsebesség is képes a szemcséket mozgatni.

Eolikus eredetű alakzatok a légköri finom porlerakódások, amelyek a felszín albedóját és ezzel melegedését befolyásolják. A Marson ezek kiemelt jelentőségűek. A vékony porréteg gyorsan melegszik vagy hűl, és ennek megfelelően éjszaka rendkívül alacsony hőmérsékletet képes létrehozni. Éjjel a környező területeknél 20-40 fokkal lehet alacsonyabb a hőmérséklet (Pál és tsai., 2019), mint a környező pormentes vidékeken – elősegítve az éjszakai kicsapódást vagy kifagyást

a légkörből a Marson. Extrém eset, de itt említhető, hogy a forró lávák kiváltotta intenzív kén-dioxid-szublimáció keltette gázáram még az Io felszínén is tud dűnékbe halmozni homokszemcséket (McDonald és tsai., 2022).

A *dűnék* szélhez kapcsolódó akkumulációs tipikus felszínformák, de vízáramlás nyomán is képződnek (elsősorban a földi vizekben). Az eolikus dűnék ott jönnek létre, ahol elég erős a szél a szemcsék mozgatásához, elegendő a mozgatható szemcsék száma is, és azok anyaga viszonylag ellenálló, tehát hosszú szállítódás során porladnak csak szét. A dűnék főleg homok mérettartományú szemcsékből állnak, és bolygónkon növényzet nélküli területeken jellemzőek, más égitesteken hasonló kinézetűek, de a Földön növényzet és talaj által megkötött formában is előfordulnak. Elkülönítik a kisebb (kb. 3 cm-nél magasabb) hullámfodrokat (8.4. ábra), valamint a nagyobbakat (főleg 7-10 cm-nél magasabbak), ezek átmenetet alkotnak a dűnék felé. Dűnéket eddig minden szilárd felszínű, számottevő légkörrel bíró égitesten sikerült azonosítani: a Vénuszon, a Földön, a Marson, a Titanon és a Plútón. A dűnék morfológiája a szélirány és a homok elérhető mennyisége függvényében eltérő. Mivel ezen égitestek mindegyikén szelek vannak, feltehetőleg aktív dűnemozgás is előfordul, de azt eddig a Föld mellett csak a Marson sikerült megfigyelni.

Viszonylag kevés dűne van a *Vénuszon* (Weitz és tsai., 1994), amelynek felszínéről nincs elég részletes felbontású adatunk. Az eddig megfigyelt dűnék mérete 0,5–5 km, maximális magasságuk 20–60 m közötti (8.1. ábra). A Fortuna–Meshknet (Al-Uzza Undae) térségben lévő dűnemező például 30-40 m magas, egymástól néhány km-re húzódó dűnékből áll (Lorenz, 2015). A Vénusz sűrű légköre miatt a

szemcsék szállítási viszonyai részben jobban hasonlítanak a földi víz alatti körülményekre; mint bolygónkon a szárazföldi eolikus körülményekre, ezért is mutathat eltéréseket a földi, sokat vizsgált szárazföldi dűnéhez képest. Ugyanakkor jelentős hasonlóság van a földi óceáni víz alatti dűnék és a Vénusz dűnéi között, ezek általában kisebbek, mint a Földön a szárazföldön vagy a Marson – a jelenség egyik elméleti oka (Neakrase és tsai., 2017), hogy míg a szél által létrehozott dűnéknél a szemcsék becsapódási sebessége nagy, és ezért sok szemcsét könnyen kilöknek eredeti helyzetükből, a víz alatti dűnéknél a kisebb ütközési sebesség miatt ez a jelenség sokkal gyengébb. A dűnék mellett elnyúlt szélsávok is mutatkoznak, és szélbarázdákat (*jardang*) is feltételeznek a Vénuszon (Greeley és tsai., 1992; Fenton és tsai., 2013).

A *Marson* a dűnék szinte mindenféle területen előfordulhatnak: a legtöbb az északi cirkumpoláris térségben mutatkozik összefüggő homoktengereket alkotva, de az Arabia Terra területén is gyakoriak, míg a déli féltekén a nagyobb kráterek belsejében lévő koncentrált dűnemezők jellemzőek. Mindkét esetben viszonylag mélyebben fekvő vidékeken halmozódtak fel, és főleg a déli féltekén viszonylag korlátozott homokutánpótlásból, ez utóbbi erősen befolyásolhatja a kinézetüket (Chao és Zhibao, 2022).

Nem egyértelműen tisztázott a marsi dűnék mozgásának oka. Sokáig az volt az elfogadott nézet, hogy azokat a mai légkörben jellemző szél és légsűrűség nem képes mozgatni, ugyanakkor az utóbbi évek keringő és felszíni űrszondás képein sokszor azonosítottak aktívan vándorló dűnéket a bolygón. A szemcsék mozgásba hozatalában talán egyéb, például elektrosztatikus hatások is közreműködnek (Hayward,

8.1. Dűnék a Vénusz Fortuna–Meshknet térségében a Magellan-űrszonda radarmérései alapján. A bal alsó kép a fenti nagyobb terület jobb pereméről készült nagyítás, amelyen függőlegesen futnak a dűnék (NASA, JPL).

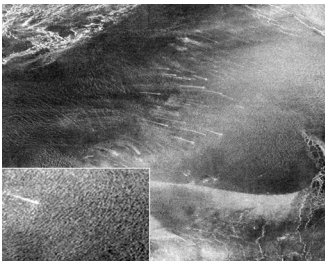
8.2. Barkán típusú, egymással részben összekapcsolódó dűnék a Marson az északi pólussapkát övező síkságon, a HiRISE kamerával rögzített, kb. 1,5 km széles területen. (NASA, JPL-Caltech, UA).

8.3. Hálózatos dűnék a Mars Tyrrhena Terra régiójában, ahol az egyes dűneszegmensek között kb. 100 m távolság van (NASA, JPL, UA).

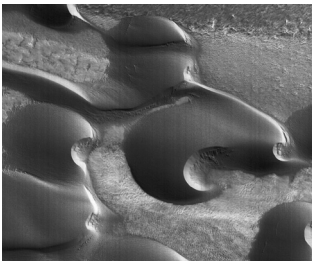
8.4. Dűne a Mars Proctor nevű kráterében a HiRISE kamera 1,5 km széles területet ábrázoló felvételén, amely mellett apró hullámfodrok borítják a felszínt (NASA, JPL-Caltech, UA).

8.5. Sötét lineáris dűnék a Cassini űrszonda felvételén a Titan szaturnuszhold alacsony szélességű területein (NASA, JPL-Caltech, ASI, ESA és USGS, ESA).

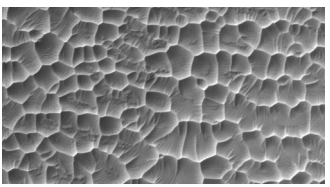
8.6. A Plútó Sputnik Planitia síksága (nitrogénjégből álló, konvekciós cellákkal a felső képen jobbra lent) és az Al Idrisi Montes vízjég hegyvidékének (felső képen balra fent) találkozása. A síkságon a finom, ujjlenyomatszerű mintázat metánjégből álló, 0,5-1 km-es térközt mutató, transzverzális homokdűnék sorozata (NASA, JPL, ASU).



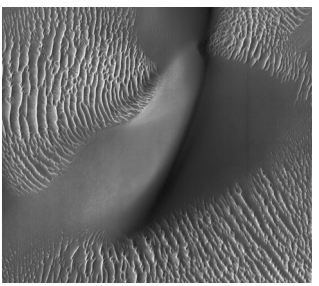
8.1.



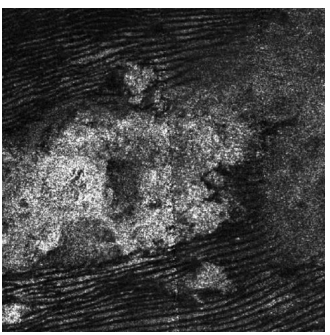
8.2.



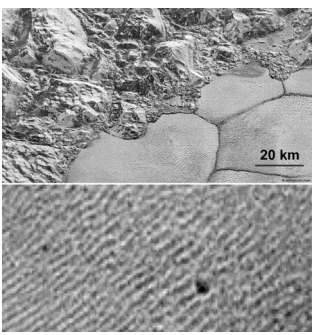
8.3.



8.4.



8.5.



8.6.

Fenton és Titus, 2014), de feltehetőleg az is fontos jelenség, hogy a kisebb szemcsék porózus szerkezetű nagyobbakká tapadhatnak össze, ezért az így keletkezett aggregátum sűrűsége kisebb, mint az azt alkotó egyes részeké, ezért könnyebben mobilizálható a szél hatására.

A kifejezetten kis méretű dűnéket *hullámfodroknak* nevezik *(aeolian ripples),* ezek cm-m térközökkel ismétlődő, finomszemcsés felhalmozódások, amelyek nagyobb dűnéken is előfordulhatnak. A Földön és a Marson jellemzőek, a Marson 1-2 m elmozdulást is mértek négy földi hónap alatt néhány dűne oldalán lévő hullámfodrok esetében (Silvestro és tsai., 2010). Speciális csoportjuk a megafodrok (*megaripples),* közülük a világos kinézetűeket gyakran nevezik *Transverse Aeolian Ridges*–TAR-nek, amelyeknél nem sikerült egyértelműen kideríteni, hogy mutatnak-e aktív mozgást a Marson (Fenton, Silvestro és Kocurek, 2020; Silvestro és tsai., 2020).

A marsi dűnék közül a legnagyobbak 200 méter körüliek, sőt esetenként a 600 méter magasságot is közelítik (Lorenz és tsai., 2015). A dűnék sötét színe főleg bazaltos összetételre utal, ugyanakkor mállott és amorf (üveges fázisú) ásványok is előfordulnak bennük (Tinker és tsai., 2020), sokszor aktív mozgásuk látszik (Geissler és tsai., 2013). Az északi cirkumpoláris Olympia Undae területén levő dűnemező anyaga gipszet is tartalmaz (Das és tsai., 2022), ami feltehetőleg az északi pólussapka alsó részén vagy az alatt levő, egykor vizes mállást szenvedett réteg anyagából származhat. Helyenként cementált dűnék is lehetnek a Marson. A mérések alapján a dűnék migrációja évszakosan változik (Roback és tsai., 2022) a szélerősség függvényében. Néhány marsi dűne esetében vízjég vagy hó is beépülhet (*niveo-aeolian dunes),* sajátos belső

szerkezetet okozva, amelyből ha a H_2O eltávozik, berogyások és egyéb elmozdulások történhetnek – hasonlók egyes földi dűnéknél is megfigyelhetők (Calkin és Rutford, 1974). A Marson a Kaiser-kráter dűnéin megfigyelt, olvadásra utaló nyomok említhetők itt (Hugenholtz és tsai., 2007). Az évszakos változásokkal kapcsolatos váltakozó por- és hó-jég rétegek halmozódása dűnék nélküli formában is lehetséges, mint az hasonló földi példáknál is látszik (Kochanski és tsai., 2019) (például a lösz jellegű fagyott Yedoma Formáció – Strauss és tsai., 2021).

Sikerült *barkán, szeif* és *transzverzális dűnéket*, valamint nehezen besorolható foltszerű dűnéket is megfigyelni (8.2., 8.3., 8.4. ábra). Kis hullámfodrok (*ripple)* is vannak a Marson, méghozzá sokkal nagyobb méretben, mint a Földön (Bridges és tsai., 2007). A Marson a megaripple gyakori felszínforma (Balme és tsai., 2008), és ugyancsak gyakori a *barkán dűne*. Ez a földi társaira hasonlító, kifli formájú dűne, amely a széllel szemközti irányban konvex alakú. Többnyire stabil, azonos irányban fújó szelek nyomán keletkezik valamely kemény felszínen mérsékelt homokutánpótlás esetében; és jellemzően csoportosan fordul elő. A seif dűnék hosszanti elnyúlt, talán enyhén hajladozó futású dűnék, főként az uralkodó széliránnyal párhuzamosak, néha két széliránnyal jellemzett területen mutatkoznak. A barkán dűnék elvégződéséhez is kapcsolódhatnak.

A *Titan* szaturnuszholdon kiterjedt dűnékkel borított területek vannak (8.5. ábra), amelyeket a földi homoktengerekre emlékeztetően sok helyen nem határolják topográfiai akadályok, és főleg longitudinális dűnék fordulnak elő ott. Anyaguk sötét színük alapján jelentős arányban tartalmaz-

hat szerves összetevőket. Az évszakos jelenségek modellezése alapján a szemcsék keletkezése, szállítása és lebomlása összeegyeztethető a mai tudásunkból elvártakkal (Lapotre és tsai., 2022) Az eddigi adatok alapján a Titan felszínén a legkiterjedtebb a szárazföldi dűnékkel borított területek aránya (Fenton és tsai., 2013). A Titan legnagyobb dűnéi 100-175 méter magasak lehetnek (Lorenz és tsai., 2006), az egyenlítő környéki dűnék aktívak voltak az elmúlt 10-100 ezer évben. Nagyobb magasságban ritkásabbak a dűnék, talán ott kevesebb a keletkezésükhöz szükséges homok. Összesen a felszín közel tizedét borítják, főleg alacsony szélességű területeken. Mindezek felett a jardang csoportba sorolt szélerózió nyomát mutató felszínformát is feltételeznek a Titanon (Northrup és tsai., 2016).

Érdekes módon a ritka és időszakos légkörű *Plútón* is mutatkoznak homokdűnék (8.6. ábra) feltehetően jég anyagból. A 200-300 μm-es szemcsék mozgásának megindításában a „klasszikus" szél mellett a nitrogénjég szublimálása keltette gázáramlás is közreműködhet.

5. FOLYADÉKOK A FELSZÍNEKEN

A Naprendszerben a folyadékok előfordulásának kijelöléséhez az ún. ideális folyadék besorolásának kritériumait próbáljuk közelíteni, amely szerint a folyadék felveszi a tárolására szolgáló edény alakját, térfogattartó, nem alaktartó, és nem továbbít csavaróerőket. Ugyanakkor a reális folyadék esete valószerűbb közelítést ad: ennek az ideálishoz viszonyítva van belső súrlódása. A kritériumokat nem túl szigorúan véve az alábbi esetekkel számolhatunk a Naprendszerben (a test belsejéből a légkör irányába haladva):

Szuperkritikus folyadékok: óriásbolygók belsejében, azonban ezek teljesen eltérőek a „hagyományos" folyadékoktól, ezért itt nem tárgyalom őket (Trachenko és tsai., 2014).

Magmás olvadékok:

- Szilikátos magmák: a Föld típusú bolygókon (köztük az összetétele alapján ide sorolható Io jupiterholdon) és egykor a Vesta kisbolygón voltak ilyenek, bár ezek a magmák és lávák a víznél viszkózusabbak, és viselkedésük sok szempontból eltér a „hagyományosan" folyadéknak tekintett anyagokétól.

- Kriomagmás olvadékok: lásd alább a vizes oldatoknál.
- Víz és vizes oldatok: a Föld és a Mars felszíne, illetve a Föld, a Mars és a jégholdak belseje. Itt említhetőek a kriomagmák és kriolávák, amelyek gyakran rendkívül alacsony olvadáspontú vizes oldatok.
- Szénhidrogének: a Földön („kőolaj" és társaik), bizonytalan előfordulásuk a Marson, de egyértelmű a metán-etán folyadék jelenléte a Titan sarki tavaiban.
- Légköri folyadékok: víz és vizes oldatok: Vénusz, Föld, óriásbolygók légköre, szénhidrogének a Titan légkörében.

A lista alapján látható, hogy sokféle és eltérő módon viselkedő vagy megjelenő folyadék különíthető el a Naprendszerben – sőt esetenként még azon is vitatkozni lehet, hogy a kérdéses anyag a „hagyományos" folyadék kategóriába sorolható-e. Mindezeken túl megkülönböztethetünk teljesen olvadt és csak részlegesen olvadt, azaz sok szilárd szemcsét is tartalmazó folyadékfázisokat. A folyadék szétszórt cseppek formájában lehet jelen az égitestek légkörében, avagy összefüggő „tömbfázis" formájában az égitestek felszínén és belsejében. Utóbbi témakörben kiemelten fontos az óriásbolygók jeges holdjainak felszíne alatt lévő víz, illetve vizes oldatokból álló rétegek. Ezeket sokszor felszín alatti óceánoknak is nevezik – noha az óceán kifejezetten földi fogalom, és kicsit mást takar. Ilyen globálisan összefüggő, felszín alatti víztestet feltételezünk az Europa, a Ganymedes, a Titan és részben az Enceladus esetében jó eséllyel, de a Callisto esetében és néhány további holdnál is elképzelhető a jelenlétük, noha ezeknél sokkal kevesebb a bizonyíték. Az alábbiakban

mindezek közül csak a felszínen előforduló, tömbfázisú és makroszkópos folyadékokat, pontosabban azok felszínmódosító hatását elemzem.

A fentiek alapján nem feltétlenül a kategorizálás a megoldás az egyes felszínformák eredetének meghatározásakor. Hasznos közelítés a formák pontos leírása és összehasonlító jellemzése. Ugyanakkor az eredet szerinti belső (vulkáni) vagy külső (csapadékhullásos, illetve olvadásos) keletkezés elkülönítése fontos a környezet rekonstrukciója szempontjából. A vizsgált folyadékok összetett módon befolyásolják egy égitest jellemzőit:

- módosítják a hőháztartását (fényvisszaverés, látens hő, hőkapacitás, hőszállítás áramlatokkal),
- közreműködnek a felszín mechanikai átalakításában (folyóvölgyek bevágódása, síkságok feltöltése),
- elősegítik a kémiai átalakulásokat (oldódás, mállás),
- csökkentik a szilikátos kőzetek olvadáspontját (elősegítve a magmaképződést és ezzel a vulkáni aktivitást),
- ezen belül robbanásos jellegűvé tehetik a vulkáni tevékenységet (szétterítve a vulkáni port nagy területen); befolyásolják és megkönnyíthetik a kőzetek deformációját (a felszín alatti fluidnyomás befolyásolja a reológiát, elősegítheti a lemeztektonikát),
- általánosan fogalmazva fontos környezetindikátor a folyadék (segít az égitest egykori vagy mai környezeti állapotainak becslésében és a fejlődéstörténet rekonstrukciójában),
- továbbá biológiai jelentősége is van (a földihez hasonló élet keletkezéséhez és fennmaradásához nélkülözhetetlen).

9.1. Az idős Warrego Vallis folyóvölgyhálózata és környezete a Marson (NASA, JPL, UA).

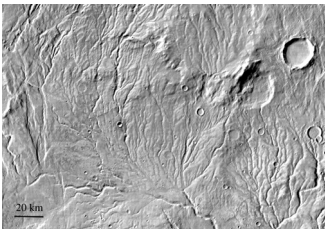
9.2. Kráterbe torkolló, idős völgyhálózat képe a Marson (ESA, MEX, HRSC, Neukum, DLR).

9.3. A 205 km hosszú, maximálisan egymillió m^3 vízhozamú Ravi Vallis áradásos völgy és forrása (balra), az Aromatum Chaos beomlott területe (NASA, JPL, UA).

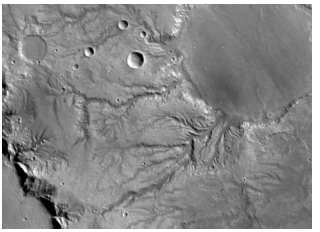
9.4. A teraszos falú szigeteket mutató Mangala Vallis áradásos völgy kb. 30 km széles részlete a Marson (NASA, JPL, ASU).

9.5. Folyóvölgyek a Titan szaturnuszholdon a Cassini űrszonda radarfelvételén (NASA, JPL, ESA).

9.6. Folyóvölgyek a Titan szaturnuszholdon a Cassini űrszonda radarfelvételén (NASA, JPL, ESA).



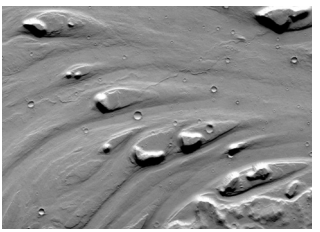
9.1.



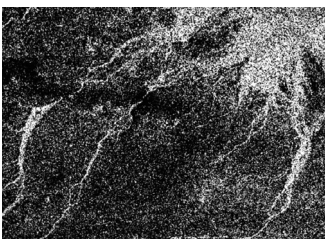
9.2.



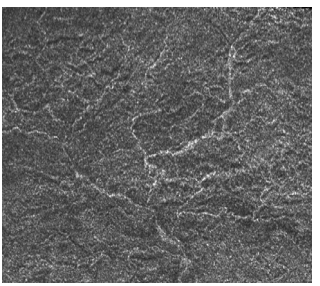
9.3.



9.4.



9.5.



9.6.

A Föld, a Mars és a Titan felszínén láthatunk nyomokat, amelyek alapján az áramló folyadékok által kifejtett erózió változtatja a domborzatot, pusztítja, szállítja és lerakja az anyagot, valamint jelentős kémiai átalakulásokat is okoz, aktív reagenseket juttatva olyan környezetekbe, ahol egyébként nem fordulnának elő. A száraz égitesteken jellegzetesen nagy kémiai eltérések alakulhatnak ki kis távolságon belül – ilyen figyelhető meg a mai Marson is, ahol jelenleg leginkább mikroszkopikus szinten fordulhat elő a cseppfolyós víz.

A folyadékáramlással kialakult felszínformák osztályozásánál komoly nehézség, hogy igen eltérő fizikai jellemzőjű folyadékok áramlásáról is lehet szó, amelyeknél nehéz éles határt húzni az egyre nagyobb viszkozitású, illetve szilárd szemcséket egyre nagyobb arányban tartalmazó áramlások között. Egy lassan, plasztikusan deformálódó gleccserjégnél például nem lehet szó dominánsan folyadékviselkedésű anyag áramlásáról. Ugyanakkor egy szibériai folyó kora tavaszi jeges áradása esetében sok szilárd jég van a vízben (főleg annak felszínén), mégis folyékony áramlásról beszélünk, pedig a létrehozott, főleg eróziós alakzatok részben különböznek a klasszikus folyóvízi áramlás által létrehozottaktól.

Egy nagyon híg vulkáni láva áramlása is tekinthető folyadékviselkedésű mozgásnak, de besorolása talán szokatlannak hat. Főleg a Vénusz több mint ezer km hosszú, meanderező lávafolyásai elgondolkodtatóak. A tenger alatti zagyárak eróziós formái tipikusan a folyóvíziekhez hasonlíthatnak, és sokszor a lerakódott üledékes legyezőik is emlékeztetnek az alluviális legyezőre. Nehezen besorolható eset az átmenetileg fluidizált anyagtömegek viselkedése: egy piroklasztárat senki nem sorolna folyadékáramlásokhoz, a mozgása által létre-

hozott felszínformák mégis néha emlékeztetnek a folyóvízi eredetű áramvonalas szigetekre. A Mars Valles Marineris árkainak területén (15.5. ábra) sok képlékeny folyást és deformációt mutató alakzat feltehetőleg folyadékkal kevert szemcsemozgástól keletkezett, de akadnak ún. akusztikus fluidizálás nyomán képlékenyen áramló anyagtömegek is.

5.1. ÁRAMLÓ FOLYADÉKOK FELSZÍNFORMÁI

A felszíni folyadékok, esetünkben víz felszínformálására az általánosan gyenge erózióval jellemzett felszínű Marson találunk sok, néha igen idős példát. Ezek között szerepelnek folyóvölgyek, folyómedrek, szigetek, partvonalnyomok (*paleoshoreline),* torkolati üledékek és feltöltött síkságok.

A szakirodalomban időnként keveredik a *folyóvölgy és a folyómeder* (és némelykor a csatorna) fogalma a Marson, jórészt azért, mert elkülönítésük nehéz. Ennek sok oka van, amiben a keletkezés időtartama is közrejátszhatott: ahol egyetlen, epizodikus eseményről van szó, ott nehezebb a földi, tartós folyóvízi felszínformáláshoz szokott gondolkodásrendszerünk alkalmazása – főleg ha egy kellően nagy felszínforma nemcsak 1 millió, hanem 1 milliárd éven keresztül is szinte változatlan állapotban fennmaradhat.

A Mars felszínén nagy számban és változatosságban láthatók *folyadékáramlásra utaló nyomok*, köztük kanyargó, néha hierarchikusan összekapcsolódó vagy faágszerűen szétágazó medrek, völgyek, szigetek, üledékes lerakódások és egykori tónyomok (Bahia és Steinmann, 2022; Hargitai és tsai., 2018). Eltérő típusok szerint sok közülük egyértelműen kategori-

zálható, de vannak nehezebb, illetve átmeneti esetek. A leginkább megalapozott típusok összefoglalása az alábbiakban olvasható.

A többnyire 3,5 milliárd évnél idősebb, *hierarchikusan egymáshoz kapcsolódó völgyek (valley network)* főleg (95%-ban) az ún. déli felföldeken jellemzőek (9.1. ábra), az é. sz. és a d. sz. 65°-a között. (Az északi félteke sokkal fiatalabb, ezért itt elég ritkák az ilyen folyásnyomok.) Szélességük néhány km, hosszuk néhányszor 10-100 km, mélységük 50-100 m nagyságrendű. A bolygó korai, nedves időszakának nyomait képviselhetik, a felszínre hullott eső vagy felszíni jég olvadása lehetett a forrásuk, időszakos vagy akár tartós áramlás is jellemezhette ezeket (9.2. ábra). Fejletlen vízhálózatuk van – de az nem ismert, hogy ez mekkora részben származik az utólagos eróziótól (Hargitai és tsai., 2017). Aktív időtartamuk becslése nehéz, a Lybia Montes területén 800 millió éven keresztül húzódhatott az aktív időszakok sora (Erkeling és tsai., 2009), noha vízmentes periódusok is bőven lehettek ezalatt. A Lybia Montes völgyeivel foglalkozó másik modellben (Jaumann és tsai., 2010) mindössze néhány 100 évet tesz a teljes aktív időszakra – de minderre hosszabb perióduson elosztva is sor kerülhetett.

Az *áradásos völgyek (outflow valley)* teljes szélességben indulnak (9.3. ábra), forrásuk gyakran valamely összetört blokkokat tartalmazó, ún. káoszterület *(chaotic terrain),* ahonnan a felszín alól egy jól körbehatárolt térségből (főleg vulkáni központok környezetéből talán jég olvadása révén), rövid idő alatt szabadult fel vizük. Másik forrástípusuk a nagy tektonikus törések, ahol szintén a felszín alól törhetett ki feltehetőleg nyomás alatt lévő víztömeg, de lehettek hatalmas,

ősi „kiömlő" tavak is forrásaik között. Ezen folyásnyomoknál a völgy kifejezés lehet félrevezető, mivel ezeket feltehetőleg peremükig kitöltötte a víz, azaz inkább hatalmas medreknek tekinthetőek. Az aktív időtartamra változatos becslések vannak, a Ravi Valles (Leask és tsai., 2006) esetében néhány hét alatt, a Mangala Vallis esetében szintén akár néhány hét alatt kierodálódhatott (Leask és tsai., 2007) a ma megfigyelhető térfogat. A Maja Vallis vízfolyásnyom valaha tóval kitöltött forrásmélyedése például közel egy év alatt ürülne ki (De Hon és Pani, 1993).

Az áradásos völgyek szélessége nagyságrendileg 100 km, hosszuk 1000 km körül is lehet, nincsenek mellékvölgyek, de helyenként fonatos a mintázatuk, néha nagy, teraszos falú szigeteket vesznek körbe (9.4. ábra). Koruk 1,2–3,7 milliárd év közötti, a bolygó hidegebb és szárazabb felszínű időszakában keletkezhettek, a fenti völgyeknél később. Ebben az időszakban a felszínen már nem várható cseppfolyós víz, az inkább a felszín alatt volt jelen, és vulkáni hő tartotta melegen. Főleg a déli pólussapka jegének alsó olvadása, talán a Tharsis-vulkánok tetején halmozódó jég olvadása segítette egy globális, de legalább regionális felszín alatti vízrendszer kialakulását. Ennek feltörései vagy lejtőirányban „leomlott regolitblokkok" nyomán zajlott kiömlései, esetleg a meglazult konzisztenciájú területen a kőzetek lesüllyedése és köztük a megolvadt víz felemelkedése okozta a hatalmas kiömléseket lejtőirányba. Mivel ekkor már elég hideg volt a Mars, az áradások felszíne jéggé fagyott, és alatta áramlott a nagy vízmennyiség.

Néhány további, sajátos típusú vízfolyásnyom is megfigyelhető a bolygón. Léteznek például olyan, kifejezetten *jég*

olvadására utaló vízhálózatok, amelyek egy része a déli pólussapka egykor kiterjedtebb területei alól ágazik szét, másrészt az alacsony szélességű vulkánok lejtőin figyelhetők meg – igaz, az utóbbiaknál nehéz a lávafolyások elkülönítése az esetlegesen a vulkánokon kicsapódott hó és jég olvadásnyomaitól. Akadnak olyan *glaciofluviális völgyek*, amelyek egykori felszíni jég előfordulásához kapcsolódnak. Ezek vagy a jég alatt folytak, vagy a jégtakaró elvégződésénél indultak, mindkét esetben a jég olvadása által biztosított vízből. Helyenként a domborzat alapján ezek „nem megfelelő irányba" futnak egy-egy rövid szakaszon (Hobley és tsai., 2014), ami csak jég alatti vízáramlás esetén lehetséges. Többségük viszonylag kis méretű völgy, 100-200 m széles és néhány km hosszú, koruk a Mars amazoni időszakára tehető. Főleg közepes, 30–50° közötti szélességű területeken jellemzőek a bolygón, feltehetőleg az ott lévő nagyobb jégtömegek olvadása, nem pedig a felszínre rakódott vékony por-jég keverék olvadása révén. Például a Lyot-kráterben látható képviselőik az ott megfigyelhető lebenyes törmeléktakarókból (LDA, lásd a 6.2. fejezetet) indulnak ki, ami arra utal, hogy utóbbiak jégtartalma olvadhatott meg egykor, és táplálta ezeket a glaciofluviális völgyeket (Dickson és tsai., 2009).

A geomorfológiai inverziót mutató, ún. invertált csatornák (*inverted channels)* avagy medrek kanyargósan ívelődő, talán elágazó (pontosabban az egykori folyásirányban összekapcsolódó), kiemelkedő felszínformák. Ívesen hajladozó gerinceknek is nevezik ezeket a marsi formációkat. Keletkezésük során az egykori folyóvölgyben lerakódott anyag lesz feltűnő és válik el a környezetétől, vagy az egykori környező felszín kiterjedt lepusztulásával és szelektív erózió révén

a mederüledék fennmaradásával emelkednek ki (Weitz és tsai., 2010). Ehhez szükséges, hogy az eróziónak jobban ellenálló anyag borítsa az egykori mederben lerakódott anyag felszínét, ami jelentősen lassítja eróziójukat. A másik esetben a környező terület lepusztulása nélkül válnak elnyúlt kiemelkedéssé az egykori mederben lerakódott üledékek: ezek jég alatti vízfolyások által lerakott anyagból állnak, amelyek a jég elszublimálása után visszamaradnak és környezetükhöz viszonyítva kiemelkednek.

Valószínűleg a *legfiatalabb folyásnyomok* a közepes és magas szélességű, meredek lejtőkön mutatkozó, kb. 10 méter széles, 100 m hosszú, közel méteres mélységig bevágódó, folyásos kinézetű, vízmosásszerű, ún. *gully*-képződmények, amelyek a földrajzi szélességtől függő felszíni köpeny (*latitude dependent mantle*, LDM) jég-por keverék anyagába mélyednek bele. (Léteznek ezeknél is fiatalabb, évente visszatérő, folyásnyom-kinézetű felszínformák, amelyek eredete még nem tisztázott, és a gullyk eredeténél is bizonytalanabb.) Feltehetőleg az elmúlt néhány millió évben, a maitól kicsit eltérő, a megolvadásnak kedvezőbb időszakban jöhettek létre. A Mars mindkét féltekéjén kb. 25–72°-os szélesség között jellemzőek, ezen belül egyes szélességi zónákban az északi, másokban a déli kitettségű lejtőkön vannak többen.

Ezek a felszínformák általában három egységből állnak: fent egy eróziós mélyedés van (innen távozott el a jég és por legnagyobb része), ezt követi lefelé egy csatornaszerű mélyedés, amely legalul egy lerakódott üledékes legyezővel zárul. Némelyeknek enyhén teraszos a faluk (Schon és Head, 2009). A mélyedések a kérdéses lejtőket borító, nagyságrendileg méter vastag LDM-réteg megolvadásával keletkeztek, koruk

a legtöbb mérés és modellszámítás alapján fiatalabb 2 millió évnél (Reiss és tsai., 2004; Schon és Head, 2012) – noha egyes esetekben nem zárható ki a száraz keletkezési mód (Treiman, 2003), avagy felszín alatti folyadék közreműködése sem (Mellon és Phillips, 2001). Feltehetőleg több típusú gully létezik, amelyek eltérő folyamatok nyomán keletkezhettek.

Néhol homokdűnéken is mutatkoznak a fentiekhez hasonló eróziós felszínformák, ezek eredete szintén lehet, hogy folyadékáramlással kapcsolatos. Itt sajnos még nehezebb ennek igazolása, a laza homok ugyanis sokszor képes folyadékáramlás által létrehozott alakzathoz hasonló pusztulásformát mutatni. Ugyanakkor ha a folyadékhoz kapcsolódó keletkezés bizonyítható, a dűnék inaktivitását is jelezheti egy ilyen felszínforma. Illetve még egy további, extrém módja is lehet a kanyargó, lejtésirányba futó és elnyúlt, közel méter széles völgyek keletkezésének: A szilárd szén-dioxid-jégtömbök le tudnak „siklani" a homokdűnék lejtőin (Diniega és tsai., 2013) úgy, hogy a dűne kevéssel –120 °C feletti hőmérséklete miatt a szén-dioxid-jégtömb alsó fele szublimál. Ez légpárnát hoz létre, amelyen lesiklik a szilárd jégtömb, miközben maga alól oldalra kifújja a dűnehomok egy részét, útja mentén létrehozva a kanyargó mélyedést. Több esetben is sikerült a kanyargó mélyedés alsó elvégződésénél egy kis világos szén-dioxid-jégtömböt megörökíteni, amely útja során nem fogyott el teljesen.

Érdemes megemlíteni, hogy a marsi *gully*-alakzatokra hasonlító képződmények légkör nélküli égitesteken (Hold, Vesta) is előfordulnak, ahol nagyon valószínű, hogy nem víz, hanem az alapkőzet apró szemcsemérete és gyenge cementáltsága engedte meg, hogy folyásos morfológiájú felszínfor-

mák keletkezzenek (Bart, 2007). Ezek a környezetüknél sötétebb és világosabb alakzatok is lehetnek, különböző mértékig be is vágódhatnak a lejtőkbe. Fiatal felszínformákról van szó, a Hold esetében néhány millió és 10-20 millió év közötti lehet a koruk (Senthil Kumar és tsai., 2013). Részben hasonló alakzatokat figyeltek meg a Phoebe szaturnuszholdon (Giese és tsai., 2006) és a Vesta kisbolygón (Scully és tsai., 2013), ahol légkör nélkül nem várható cseppfolyós fázis megjelenése, hanem tömegmozgásos eredetű lehet a folyásos kinézetű morfológiai alakzat.

A *Titan* felszínének közel 1%-át borítják folyásnyomok (Hargitai, 2010), szinte minden vidéken előfordulnak (9.5. és 9.6. ábra), de főleg kiemelkedések térségében jellemzőek, sokszor hierarchikusan összekapcsolódó szerkezettel (Langhans és tsai., 2012). Többségük a megfigyelések idején száraz lehetett, jelenleg folyadékot csak az északi sarkvidéki völgyekben mutattak ki, ez a sarki tavakban is jellemző metán-etán folyadék lehet. A folyásnyomok néhol több száz km hosszúak, szélességük 0,5–10 km, az eddigi leghosszabb eléri az 1200 km-t, szélessége a 10 km-t. Ezek a folyásnyomok feltehetőleg völgyek és nem csak medrek, esetenként tektonikus hatás is kimutatható futásuk irányában (Burr és tsai., 2013).

Főleg az alacsony és közepes szélességen levő, radarfényes völgyek metánviharok intenzív csapadékhullása eredményei lehetnek (Langhans és tsai., 2012), ugyanakkor a magas szélességen található meanderező, radarsötét völgyek, amelyek gyakran a sarki metántavakba kapcsolódnak, nyugodtabb áramlásra és finomabb szemcseméretű üledékre utalnak. Mindezeken túl a közepes és magas szélességen azonosítható, változó radarvisszaverő képességű völgyek időnként intenzív,

több 100 m mély bevágódásra utalnak. Ezek szerint kiterjedt lefolyás és erózió jelentkezett egykor a hold szinte minden szélességi zónájában.

A folyóvölgyek területén kierodált térfogat egyébként feltehetőleg nem elegendő a kiterjedt dűnemezők szemcséinek létrehozásához (Lorenz és tsai., 2008a) – azokhoz egyéb eróziós folyamatok szükségesek, de némely megfigyelés alapján a dűnék anyagának jelentős része a légkörből hulló szerves molekulákból áll. A laboratóriumi mérések szerint a folyékony metán által szállított vízjégszemcsék két nagyságrenddel gyorsabban kopnak, mint a Földön a kvarc azonos szállítási távolság és szemcseközi ütközési gyakoriságok alapján. A kavicsok és görgetegek a Huygens leszállóhelyén (Maue és tsai., 2022) már mindössze néhány km szállítás után elérhették kerekített állapotukat.

Folyásnyomokhoz kapcsolódó *akkumulációs formák* sok égitesten előfordulnak. Morfológiailag hasonló, de lávafolyásoktól keletkezett akkumulációs formák a Hold, a Mars és a Vénusz felszínén is mutatkoznak sok olyan kanyargó, néha szigeteket megkerülő, néhol lerakódásban végződő lávacsatorna esetében, amelyekben híg láva áramlott, és a fenti „klasszikusabb" folyóvölgyekre jellemző morfológia megjelenik. Ezeket a Holdon kanyargó rianásoknak *(sinuous rilles)* nevezik, a másik két égitesten sima lávacsatornaként említik. Ilyen felszínformák az Io jupiterholdon is láthatók.

Az *alluviális legyezők* olyan lapos, közel legyező alakú hordalékkúpok, amelyek folyadékáramlást mutató völgyek elvégződésénél vagy jelentős lejtőszögcsökkenés helyén azonosíthatóak. Ilyenek figyelhetők meg egykori tónyomok területén (főleg peremvidékén) üledékes feltöltésekként a *Marson*

gyakran közel sík területet hoznak létre a krátert kitöltő síkságok peremén (Ruff és tsai., 2014), hasonlóak a Földön néhol a 100 km-es átmérőt is elérik. A *Titan* felszínén kimutatott alluviális legyezők (Radebaugh és tsai., 2018) néhol sima felszínét finomszemcsés köpeny magyarázhatja a radarfelvételeken (Lorenz és tsai., 2008a) – talán hasonló anyag borította a nagy jégtömbök között a felszínt a Huygens leszállóhelyén a Titanon. Az Elivagar Flumina-folyóvölgyek kb. 120 km-es méretű területen figyelhetők meg, eróziós nyomokat mutató völgyhálózatot alkotnak elvégződésüknél alluviális legyezővel.

A Mars feszínén mutatkozó, potenciálisan mai további folyásnyomokról (*Recurring Slope Lineae, DDS flow streaks)* Kereszturi (2012) publikációjában olvashatunk.

5.2. ÁLLÓ FOLYADÉKOK NYOMAI

A *Marson* feltételezett legnagyobb egykori álló folyadéktest nyomai az északi mélyföldek térségében mutatkoznak. Ezt Oceanus Borealisnak (vagy paleoóceánnak – Brandenburg, 1987) is nevezik, amely feltehetőleg több alkalommal és eltérő kiterjedésben borította az északi mélyebb területeket (Clifford és Parker, 2001). Fő időszaka a bolygó fejlődésének korai periódusában, 4,1-3,8 milliárd évvel ezelőtt lehetett, maximális térfogata (Boyce és tsai., 2005) közel $6{\times}10^7$ km^3-re becsülhető. Később befagyása és elszublimálása után a nagy áradások során egy-egy része átmenetileg feltöltődhetett (Rodriguez és tsai., 2015).

Az egykori *marsi tengerek vagy óceán* létére utalnak a partvonalnyomok, a kiterjedt északi, sík, feltöltött területek (bár

10.1. Lemezesen rétegzett tavi üledékek a Gale-kráterben, a Curiosity rover leszállóhelyén, a Marson (NASA, JPL).

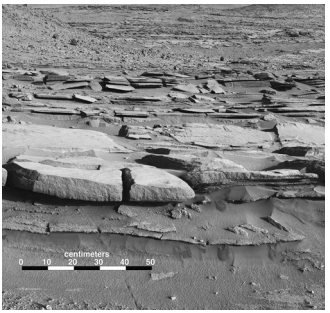
10.2. A Gale-kráterbe érkező kisebb folyóvölgyek egyikének elvégződésénél mutatkozó üledékes felszínforma a Marson, amely a földi Gilbert-deltákra emlékeztet (NASA, JPL).

10.3. Potenciális partvonalnyomok (párhuzamos, ívelt vonalak a kép közepén), fent a Mars északi sarkvidékén (NASA, JPL, MSSS).

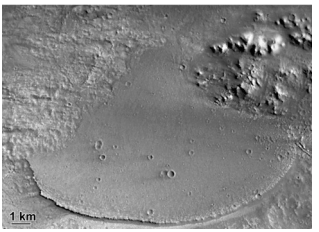
10.4. Egy átfolyó krátertó nyoma a Mars Memnonia térségében, amelybe fentről érkezett a víz, ami partvonalat alakított ki a kráterben az aljzat feltöltése mellett, majd lefelé egy másik folyóvölgyben távozott (NASA, JPL).

10.5. A csipkézett partvonalú, közel 400 km átmérőjű Ligeia Mare tó a Titan északi sarkvidékén. A sötét felület a sima folyadékfelszínt jelzi a Cassini űrszonda radarmérései alapján (NASA, JPL-Caltech, ASI, Cornell).

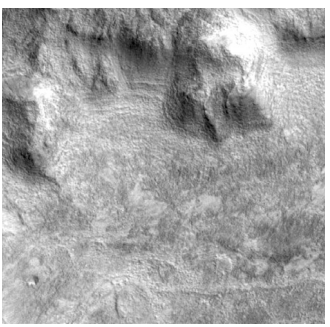
10.6. A Titan északi sarkvidékén található, 77 km átmérőjű Kivu Lacus tó folyadékfelületén megcsillanó napfény a Cassini űrszonda képén (NASA, JPL-Caltech, UA, UI).



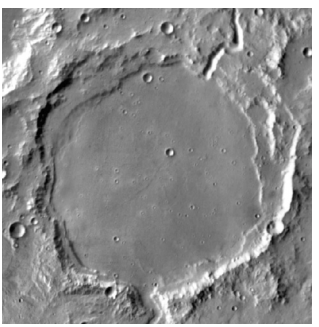
10.1.



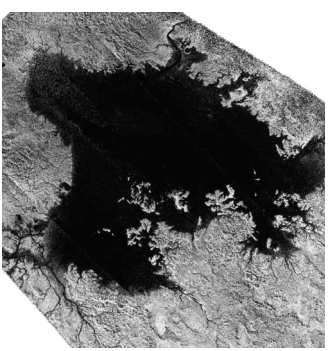
10.2.



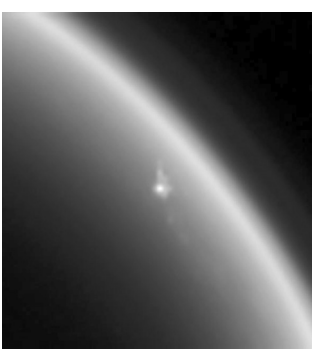
10.3.



10.4.



10.5.



10.6.

ezek kialakításában más folyamatok és jórészt lapos lávaömlések is közreműködhettek), továbbá az, hogy az áradásos csatornák ideérkeznek, valamint sok deltatorkolatra emlékeztető felszínforma is egy magasságban (Achille és Hynek, 2010) van egykori feltételezett szintjével. A partvonalnyomok (10.3. ábra) nem egy magasságba esnek, aminek az oka a vulkanizmussal kapcsolatos tömegeloszlás-változás generálta valódi pólusvándorlás lehet (Zuber, 2007; Perron és tsai., 2007). Ennek során változott egyes felszínformák magassága, részben mert a kőzetburok elmozdult a belső felett, és rátorzult a forgás ellipszoid alakú belsőre. Kémiai szempontból (Villanueva és tsai., 2015) az egykori óceán létére utal, hogy a földi óceánokhoz képest hétszer magasabb a deutériumizotópok aránya a regolitban, ami ráadásul az északi mélyföldek területén annál nagyobb, minél mélyebb az adott vidék – mindezek kb. 137 m vastag globális vízegyenértékre utalnak. Közvetett bizonyíték a korai óceán létére a többször 10 m magas hullámokkal érkező ősi megacunami-üledékek szikláinak és a visszaáramló víz által vájt csatornáknak eloszlása az Ismenius Lacus térségében (Rodriguez és tsai., 2015), amelyeket becsapódások nyomán támadt szökőárak rakhattak le.

A különböző munkák közel 200 *tónyomot azonosítottak a Marson*, sok esetben olyan mélyedésekben (főleg kráterekben), amelyekbe egy vagy több egykori vízfolyás szállította a vizet (10.4. ábra), és egy további el is vezette azt onnan (Fassett és Head, 2008). Többségük alacsony és közepes bolygórajzi szélességen jellemző, és nagy részük 3,5 milliárd évnél idősebb. Egyes tónyomok egymással összekapcsolódó, átfolyó rendszert alkotnak, mint például a 4500 km hosszú Naktong/Scamander/Mamers Valles folyóvölgy-tó rendszere

vagy az 1800 km hosszú Samara/Himera Vallis (uo.). A tavak vizének forrása főleg felszíni táplálás lehetett (erre utalnak a mélyedésekbe érkező folyóvölgyek), de az északi félteke –4000 m-es magassági szintje alatt 24 olyan krátertónyomot találtak, amelyek felszín alatti táplálásúak lehettek (Salese és tsai., 2019).

A Terra Sabaea térségében kimutatott egykori gleccsernyomok környezetében lévő tónyomokat pedig az ősi jég olvadása táplálhatta (Boatwright és tsai., 2021). A Hadracus vulkán közelében mutatkozó egykori tavak feltehetőleg vulkanikus telérek fűtőhatására olvadó jég (Hargitai és tsai., 2018) nyomán keletkezhettek. A Hellas-medencében látható partvonal jellegű nyomok (Crown és tsai., 2005) is talán ősi állóvizekre utalnak, ugyanakkor alternatív hipotézisek is vannak keletkezésükre. A hatalmas Argyre-medencében szintén több nyom utal az egykori tavi állapotra (Parker és tsai., 2000), ahova a Surius Vallis, Dzigal Vallis és Palacopus Vallis folyóvölgyei szállíthattak vizet. Talán a tó befagyásával kapcsolatban keletkezhettek jég alatti, illetve közeli kisebb vízfolyások nyomán a medencében azonosított óz- (avagy eszker-) felszínformák (Dohm és tsai., 2015).

Részletesebben is vizsgált tónyomok közé tartozik a *Jezero-kráter*, ahol egy éles peremű Gilbert-deltára hasonlító felszínforma van, itt szállt le a Perseverance rover. Az üledékes képződményben agyagásványok is előfordulnak a távérzékeléses adatok alapján (Murchie és tsai., 2009), de azok akár behordottak és nem helyben keletkezettek lehetnek. A *Gale-kráterben* helyszíni vizsgálatokat a Curiosity rover végzett, amelyek alapján egykor semleges pH-jú és alacsony sótartalmú tó tölthette ki, amelynek vízében filloszilikátokká

mállott a kőzetek kis része (10.1. és 10.2. ábra). Finomszemcsés üledék rakódott le az állóvízben, rétegzett homok- és agyagköveket alkotva (Grotzinger és tsai., 2015). Több folyó által lerakott üledékes legyező (Dietrich és tsai., 2014) is látható a kráterben, ahol több vizes időszak is lehetett (Williams és tsai., 2013), akár évmilliókon át.

A *Holden-krátert* eddig csak távérzékeléses módszerrel elemezték, amelybe oda bevezető és onnan kivezető folyóvölgy is mutatkozik (Grant és tsai., 2011) (amely tagja a vizet egykor az Argyréből a Chryse-medencéig vezető ún. Uzboi-Landon-Morava (ULM) összekapcsolódó tó-folyóvölgy rendszernek (Phillips és tsai., 2001), valamint agyagásványok (Murchie és tsai., 2009) is utalnak az egykori vizes időszakra – de ezek ugyancsak lehetnek a környező területről behordott ásványok. A tónyomok elemzése a paleoklíma rekonstrukciója és asztrobiológiai jelentőségük miatt fontos.

A *Titan* felszínén radarmérésekkel sikerült tavakat találni, amelyek felszíne „tükörsima" (10.5. és 10.6. ábra). A mélyedéseket kitöltő radarsötét állapot oka nemcsak az itt lévő sima felszín, hanem a folyadékra jellemző, a szilárd felszínt alkotó jégnél kisebb dielektromos állandó is szerepet játszik. Tavak nagyjából az é. sz. 60°-ától északra fordulnak elő, több mint 75,3–70 km közötti átmérőjű radarsötét alakzat lehet folyadékkal kitöltve. Viszonylag szűk tartományt fog át a tavak méreteloszlása, ami arra utal, hogy feltehetőleg nem becsapódásos kráterek. 2007-ig 156 tavat sikerült azonosítani (Mitchell és tsai., 2007a), szinte mindet az északi félteke 70°-ától északra, feltehetőleg azért, mert a 2000 körüli években ott megfelelően hűvös és nedves az évszak (Dhingra és tsai., 2018), sok felhő is mutatkozik a térségben, amelyekből hulló

csapadék a tavakat táplálja. A metán-etán folyadék, amit a tavakba torkolló folyóvölgyek szállíthattak, itt stabil lehet. A tavak a Titan felszínének 0,2-4%-át borítják, és többek között azonos szinten tartják a légköri metánkoncentrációt.

A mélyedések, amelyekben a tavak vannak, helyenként nincsenek tele a radarsötét anyaggal, sok közülük kiszáradt állapotban van. Amelyiket folyadék tölt ki, azoknál az anyag 50-100 m-en belül azonos magasságban van. Utóbbi egy regionális felszín alatti folyadékszint (metántükör) nyomán léphet fel. Az é. sz. 70°-ától délre is vannak *tómeder* kinézetű alakzatok, de ezekben nincs radarsötét anyag, ezek feltehetőleg kiszáradt tómedrek. A radarfényes, kiszáradt tómedrek magasabb dielektromos állandójuk alapján összetételükben különbözhetnek a környező területektől (Michaelides és Hayes, 2014), ennek alapján valamilyen egzotikus, talán evaporitos szerves üledék boríthatja azokat (Hayes és tsai., 2008; Barnes és tsai., 2011).

Általában magas szélességen nagyobb medrek jellemzők összetettebb partvonallal, míg alacsonyabb szélességeken kisebb és kerekebb tómedrek mutatkoznak, amelyek világosabbak, mert feltehetőleg kiszáradtak. Akadnak olyan kiterjedtebb alakzatok is, amelyek *partvonalaknak* tűnnek. A déli féltekén a Cassini űrszonda radarméréseivel 1700 km hosszú, 170 km széles alakzatot azonosítottak a sötétebb és simább, valamint a világosabb és érdesebb terület között. A feltételezett partvonalnak beöblösödései vannak, és néhány folyóvölgy is érkezik bele. A Ligeia Mare az északi féltekén lévő egyik legnagyobb folyadékkal kitöltött tó, területe 126 ezer km^2, partvonala erősen szabdalt, sok folyóvölgy is érkezik bele.

Az Ontario Lacus egy 14 ezer km² területű, tavakban egyébként ritka déli sarkvidéken levő tó peremén olyan felszínformákat sikerült azonosítani, amelyek aktív anyagszállításra, illetve erózióra utalnak (Wall és tsai., 2010b). A délnyugati partvonalat szerkezetileg befolyásolt irányban futó folyóvölgyek szabdalják (a Földön ismert ún. ria partra hasonlít), némelyik elvégződésénél üledékekkel. A tó északkeleti részén hullámzás dominálta partvonal lehet, és mindezek alakját a szél is befolyásolhatta. Sőt, néhol a folyadékszint változására utaló, terasz jellegű alakzatok (Aharonson és tsai., 2009) is felismerhetők, de csak bizonytalanul. A keleti partvonalon feltehetőleg a szénhidrogén-folyadékból visszamaradt, speciális evaporitanyag is előfordul (Wall és tsai., 2010a).

Az *Io* felszínén lévő Loki-alakzatot paterának is nevezik, amelynek központi mélyedése (gyakorlatilag ez maga a Loki) egy lávató lehet. A közel 200 km átmérőjű mélyedést (Radebaugh és tsai., 2001) magas hőmérséklete alapján jelenleg olvadt láva tölti ki vékony, megszilárdult felszíni kőzetréteg alatt, ami időnként „átszakad" (Howell és Lopes, 2007), mivel a szilárd kéreg nagyobb sűrűségű (Matson és tsai., 2006), mint az alatta lévő olvadt láva. A Loki mellett több kisebb lávatavat is azonosítottak az Io felszínén.

6. JEGES FELSZÍNFORMÁK

A jég fogalma relatív, a Föld felszíni viszonyai között könnyű alkalmazni, mert itt a jegek közül egyedül a vízjég képes stabilan megjelenni. Kis mélységben, a permafrosztban gázokat, főleg metánt tartalmazó vízjég klatrát állapotban is előfordul. Laboratóriumban képesek vagyunk egyéb jegeket is létrehozni, például a sok helyen a hétköznapokban alkalmazott szén-dioxid-jeget (szárazjeget), de a „megszokott" vízjégből is léteznek nagyobb nyomású változatok. Jégnek nevezzük általában azon anyagok szilárd halmazállapotú változatát, amelyek a földi, szoba-hőmérsékletű környezetben cseppfolyósak vagy gázneműek, de lehűtve (a földfelszínen előforduló legalacsonyabb hőmérsékleteken) szilárd halmazállapotúvá alakulnak. Természetesen sok egyéb anyag képes alacsonyabb hőmérsékleten szilárd, magasabb hőmérsékleten cseppfolyós halmazállapotot felvenni, de például a fémeket vagy a szilikátos kőzeteket nem hívjuk jégnek, noha szilárdak.

A jég esetében annak állapotváltozásai (főleg a fázisátalakulások a nagyobb jégholdak belsejében), valamint felszíni mozgásai fontosak. Utóbbi szempontból érdemes elkülöníte-

ni a „klasszikus” jégáramlást (ami például földi gleccsereknél figyelhető meg), valamint a jég fázisváltozása esetében a szublimálást és a kifagyást. A két utóbbi folyamat jelentősen megváltoztatja a jég területi eloszlását, ezzel pedig az égitestek felszínének hőtani és mechanikai viselkedését, kinézetét is. A jég sokszor keveredik különböző ásványi szemcsékkel, kitölti a szemcsék közötti teret, elősegítheti a képlékeny deformációt, de növeli is a szemcsehalmaz összeomlás elleni stabilitását. A szemcsék közötti jég növeli a teljes anyag együttes hővezető képességét, ugyanakkor növeli az egész anyagtömeg melegítéséhez szükséges energiát is (a pórusjégtől tehát nő a célpont hőtehetetlensége).

A jeges felszínformák ismertetése két részre tagolódik: a különböző égitestek sarki jégsapkáinak bemutatására, majd a felszíni jeges formák jellemzésére a Marson. Utóbbi témakörben egyetlen égitestet tárgyalunk (bár a jégfelszínű holdakon is sok változatos felszínforma van, de ott a jegek alapkőzetként jelennek meg, a Marsnál viszont az alapkőzetétől eltérő a jegek viselkedése). Felszíni jegek az óriásbolygók holdjain is gyakoriak, de azok nem mutatnak olyan változatos és modellekkel jórészt értelmezett formákat, mint a Marson – ezekről egyelőre szerényebb a tudásunk.

6.1. SARKI JÉGSAPKÁK

A Naprendszerben a földihez hasonló pólussapkával (azaz földrajzi sarki helyzetben, megfelelő éghajlati körülmények révén halmozódott jégsapkával) a Marson, a Tritonon és a Plútón találkozunk. Ezen égitesteken jelentős a meteoroló-

giai viszonyok évszakos változása és ezzel összefüggésben az illó anyagok migrációja. Ugyanakkor sarki jég nem összefüggő formában a légkör nélküli Merkúron és a Holdon is található, de ott csak a megmaradásának kedvező lokális körülmények esetén (mély és árnyékos belsejű kráterekben). Ez a sajátos csoport abban is különbözik a Föld és a Mars esetétől, hogy itt számottevő légkör nincsen, és a jég forrása valószínűleg külső: a világűrből érkezett, becsapódó égitestek anyagában. Számottevő légkör hiányában a ritka exoszférába vándorló H_2O-molekulákból a sarkvidéken alakulhat ki vékony jégsapka. Alább elsőként a légkör nélküli, de sarki jéggel mégis bíró égitesteket, majd a légkörrel is burkolt égitestek jégsapkáit tárgyalom.

A *Merkúr és a Hold* sarki kráterein és mélyedéseiben főleg a regolitba keverve, de részben valószínűleg a felszínen is található vízjég, minderre a sarki sötét és hideg helyeken nyílik a legjobb lehetőség. A Hold Föld körüli keringési pályája 5,1°-os szöget zár be az ekliptika síkjával, az erre merőleges irányhoz képest pedig 1,5°-os szöget zár be a Hold forgástengelye. Ezért a sarkvidéken sok olyan mélyebb terület fordul elő, amelyek állandóan sötétben vannak, és sosem világít rájuk a Nap. A sarkvidéki H_2O előfordulási formája egyelőre nem ismert, feltehetőleg főleg porral kevert jég. A kérdéses területek ún. felföldi, terra vidékek (Hargitai és Bérczi, 2006), egyenetlen felszínnel és sok nagyobb (10-100 km-es), idős kráterrel (Steinmann, 2019). Az állandóan sötét sarkvidéki területeket az „állandóan árnyékos térségek" (*Permanently Shadowed Regions*, PSR) kifejezéssel illetik. Ide csak szórt napfény jut, vagy abból is csak kevés, ezért rendkívüli hideg, akár 50-60 K alatti hőmérsékletek is előfordulnak. A modellek

11.1. A Merkúr északi sarkvidéke, ahol a sötét területek többnyire vagy állandóan árnyékban vannak, és ezeken belül a fehér foltok mutatják, hol van vízjég a felszíni regolittakaróban (NASA, JHUAPL, Carnegie).

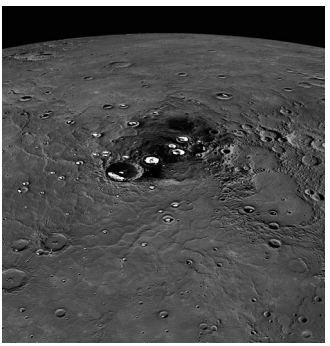
11.2. A Hold déli sarkvidéke. A fekete szín az árnyékos területeket, a bennük látható fehér foltok pedig az M3 típusú műszerrel azonosított, felszíni vízjég-előfordulásokat jelzi (NASA).

11.3. A Charon plútóhold északi sarkvidékén mutatkozó, pólussapkára hasonlító sötét terület (fent), ahol UV-sugárzástól keletkeztek szerves molekulák (NASA, JHUAPL, SWRI).

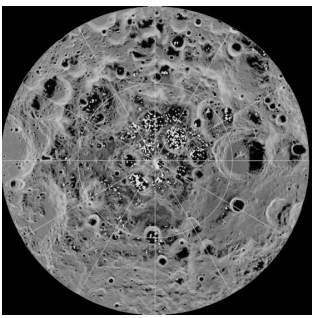
11.4. A Ceres kisbolygó Occator-kráterében mutatkozó folt nem jeget, hanem víztartalmú magnézium-szulfát-, nátrium-karbonát- és ammóniatartalmú agyagásványokat tartalmaz, ami a felszín alatti sós oldatokból válhatott ki (NASA, JPL-Caltech, UCLA, MPS, DLR, IDA).

11.5. A Triton nitrogénjégből álló pólussapkája (balra), rajta a gejzírszerű anyagkilövellések nyomán visszahulló porsávokkal és a sapka peremével (jobbra függőlegesen húzódva) (NASA, JPL).

11.6. A Galileo űrszonda fényképe a Ganymedes jupiterholdról, amelynek a felső és alsó részén mutatkozó, enyhén világosabb területek a vékony, felszíni pólussapkát jelzik (NASA, JPL, Galileo).



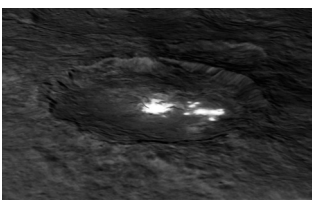
II.1.



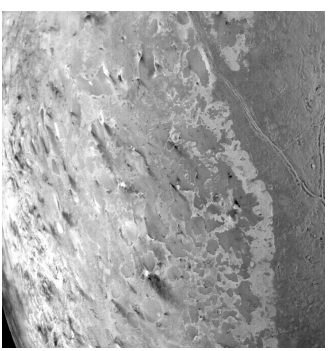
II.2.



II.3.



II.4.



II.5.



II.6.

alapján (King és tsai., 2020) a felszínen kb. 110 K alatt stabil a vízjég (a pontos érték több tényezőtől függ, és ettől el is térhet), míg néhány dm vastag porózus törmeléktakaró alatt akár 125 K-ig is stabil marad milliárd éves időskálán.

A *holdi sarki H_2O* elsősorban 3,1 milliárd évesnél idősebb, nagy kráterekben mutatkozik (11.2. ábra), de 10-20 km-es fiatalabb kráterekben is előfordul. A regolitban lefelé haladva csökken a felszínt érő, változó intenzitású napsugárzásból eredő napi hőingás, ennek megfelelően 0,5-1 méter mélységében konstans hőmérséklet várható. A fentiek mellett kisebb méretű H_2O-előfordulások is lehetnek, ezek a mikrofagycsapda- (*micro-cold traps*) képződmények: akár méteres mélyedések is a felszínen, amelyek magas szélességen nem kapnak közvetlen napfényt. Ugyanakkor kis méretük miatt sokkal rövidebb a várható élettartamuk, mint a nagyobb kráterekben előforduló jegeké. A jég stabilitását termodinamikai modellekkel közelítik (King és tsai., 2020), amelyeknél a felszín alatti hőmérséklet függvényében „maradhat meg" a vízjég különböző időtartamokon át.

A holdi sarki jég eredetére többféle magyarázat is született. A *becsapódásos eredet* szerint a Hold felszínét érő apró égitestek (főleg a klasszikus üstökösmagok közé sorolt objektumok) hoztak sok H_2O-t a felszínre. Ez nem kizárólag a sarkvidéken történt, a holdi exoszférában (ritka, légkör jellegű burok a Hold körül) és a felszínen „ugrásokkal" vándorolhatnak a molekulák. Ahol elég hideg helyre jutnak, ott megmaradnak a felszínen. Ha időnként *vulkánkitörések* történtek a Holdon (főleg a korai időszakban), a kigázolgások keretében vízgőz is került a Hold felszíne fölé, átmenetileg légkör is kialakulhatott körülötte, amelynek egy része a rend-

kívül hideg sarki térségekben csapódott ki. (Talán hasonló illóvándorlás történik globális skálán egyes kötött tengelyforgású exobolygóknál is.) Emellett a *napszél* becsapódó töltött részecskéi Fe^{24}-ionokat szabadítanak fel a regolitból, ezáltal OH is keletkezik, amelyből H_2O jöhet létre. Az így született molekulák időszakosan adszorbeálódnak a szemcséken, majd onnan leszakadnak – de a fenti exoszferikus vándorlással elvben szintén eljuthatnak a sarkvidékre.

Mindezek mellett egyéb folyamatok is befolyásolják a H_2O eloszlását. A becsapódások nemcsak hozhatnak ilyen molekulákat, de át is keverik a regolitot, homogenizálják a H_2O eloszlását, és elősegítik a szublimációját. A terminátor mentén lebegő, elektrosztatikus töltésű finom por is befolyásolhatja a szemcséken megkötött H_2O helyzetét, viselkedését. A vízmolekulák a porózus regolit szemcséi között vándorolhatnak elsősorban a hőmérsékleti viszonyok függvényében. Mivel a jég nagyobb része feltehetőleg portakaró alatt, illetve porral keverve fordulhat elő, nem egyszerű megállapítani, hol jelenhet meg. A neutronspektrométeres mérések „belátnak" 1-2 méterrel a felszín alá, de elég rossz a térbeli felbontásuk. A LOLA műszer által mért szokatlanul erős lézer-visszaverődések már a felszínen kibukkanó jégre utalnak, de feltehetőleg csak ritka helyzetekben mutatkozik a jég közvetlenül a felszínen.

A *Merkúron* a sötét sarki kráterekben vízjég van, ami a kráterek nagy részét tölti ki 5°-nál kisebb pólustávolság esetén, és kis részüket 15°-os pólustávolságig kitöltheti (11.1. ábra). (Harmon és tsai., 2011). Mivel a bolygó tengelyferdesége közel nulla fok, a mélyebb sarki kráterekbe soha nem süt be a Nap. A jég eredete hasonló lehet, mint a Holdon.

A *Ganymedesen* valamivel világosabb a rendkívül vékony pólussapka területe, mint a többi vidék (Hillier és tsai., 1996) (11.6. ábra), amit először magas szélességen történt jégvándorlással és ott kifagyással magyaráztak (Purves és Pilcher, 1980). Ugyanakkor mivel a pólussapka pereme az egyenlítő felé lévő zárt mágneses erővonalak és a sarki nyílt erővonalak közötti határon fut, a részecskebombázás kulcsszerepet játszhat a pólussapka keletkezésében (Khurana és tsai., 2007). Utóbbi folyamat hibákat, esetleg kisebb üregeket is okozhat a jég anyagában, megnövelve annak albedóját. Feltehetőleg a nyílt, sarkvidéki erővonalak mentén a felszínt érő magnetoszferikus eredetű töltött részecskék bombázása a döntő hatás a pólussapka keletkezésében.

Az *Ión* a sarkvidék sötétebb és enyhén vöröses (Fanale és tsai., 1982), ami a Galileo űrszonda által azonosított részecskeáramlás hatására alakulhatott ki (Williams és Thorne, 2003). A Ganymedesnek bizonyítottan van mágneses tere (Kivelson és tsai., 1996b; Gurnett és tsai., 1996), míg az Io esetében csak feltételezik ezt (Kivelson és tsai., 1996a). Az Europa jupiterholdon is sikerült kimutatni (Murphy, 1973), hogy a poláris vidékek 30°-os holdrajzi szélesség felett kicsit világosabb, de az még kérdéses, hogy ez nevezhető-e a fenti két esethez hasonló pólussapkának. Mindezek mellett a Plútó sarkvidékén a felszíni jég kémiai átalakulása nyomán mutatkozik sarki sapka (11.3. ábra).

A *Vesta* kifejezetten „száraz", jégmentes, bazaltos kisbolygó. A körülötte keringő Dawn űrszonda rádiójelei az égitest sarkvidékét „súrolták", és a Föld felé visszavert jel elemzése alapján olyan érdességű felszíni viszonyokat azonosítottak, amelyek helyszíne egybeesik az emelkedett hidrogénkon-

centrációval. Mindez sarkvidéki kráterekben halmozódott jégtől származhat (Palmer és tsai., 2017) – igaz, további mérések szükségesek a jég jelenlétének igazolásához.

A *Mars* pólussapkái (12.1. ábra) hasonlítanak talán legjobban a földi sarki jégsapkákra, de alapvető különbség, hogy a Marson nemcsak vízjégből, hanem szén-dioxid-jégből is állnak, és felső részük erős évszakos változást mutat. Mindkét féltekén az állandó (a pólussapka nagy részét kitevő) jégsapka vízjégből áll, amelyre a helyi tél idején (amikor állandó sötétség és alacsony hőmérséklet van a területükön), a légköri szén-dioxidnak közel 25%-a kicsapódik rá (Hess és tsai., 1979), 1-2 méter vastag, évszakos pólussapkát képezve (12.2. ábra). Tavasszal ez elszublimál, és míg északon az alatta lévő állandó vízjégpólussapka kihantolódik, délen az állandó sapka felső része részben tömörebb szén-dioxid-jégből áll, amely nyáron is megmarad a fő tömeget képező vízjég felett.

Északon nagyobb a légnyomás a sapka területén, ez hozzájárul a két sapka eltéréseihez. Az északi állandó jégsapka közel 1,6 millió km^3 jeget tartalmaz, ez valamivel nagyobb, mint a földi grönlandi jégpajzs fele – hasonló térfogatú a déli állandó pólussapka is. Az északi sapka viszonylag pontosan a Mars pólusánál helyezkedik el, és közel 5 km-rel mélyebben van a nagyjából feleakkora délinél. A déli pólussapka viszont a déli pólus „mellett" mutatkozik (Barlow, 2008). A pólussapkák nagy (45-50° feletti) tengelyferdeség idején jeget veszítenek (Williams és Pollard, 2003), ami akkor alacsony szélességre vándorol (Mischna és tsai., 2003).

Az *évszakos pólussapka* a helyi tél idején északon kb. az 50., délen a 40. szélességi körig is lehúzódik (a déli tél hosszabb és hidegebb, mivel ekkor a Mars naptávolban jár). Az évszakos

12.1. A Mars északi maradvány-pólussapkája helyi nyár idején az évszakos sapka nélkül (NASA, JPL).

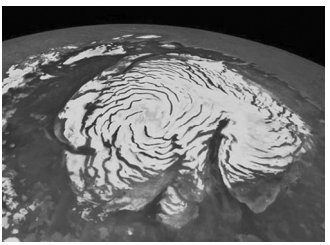
12.2. Az északi tavasz idején visszahúzódó évszakos pólussapka jege a Marson (ESA, DLR, Berlin FU, G. Neukum).

12.3. A Mars déli állandó pólussapkája tetején látható ún. svájci sajt mintázat részlete. A sima felszínű területek a fogyatkozó állandó szén-dioxid-jégréteg részei, amelynek peremei 8 év alatt kb. 15 métert hátráltak, kihantolva az alattuk lévő állandó vízjégsapkát (NASA, JPL-Caltech, UA).

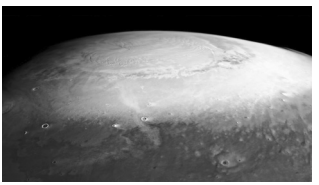
12.4. A Mars déli állandó pólussapkája tetején lévő, vékony szén-dioxid-jégréteg szublimációjával keletkezett, kb. 200 méteres mélyedés, amely alól a vastag, állandó vízjégsapka anyaga látszik ki (NASA, JPL-Caltech, UA).

12.5. Az északi poláris rétegzett üledékek peremének kibukkanó, kb. 2 km széles részlete a Marson (NASA, JPL-Caltech, UA).

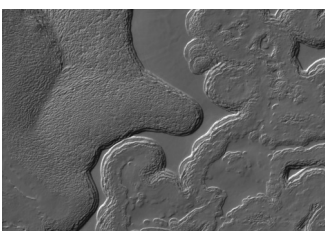
12.6. Eltérő por-jég arányt mutató és ezért különböző szilárdságú, poláris réteges üledékek részlete a Mars déli sarkvidékén (NASA, JPL, UA).



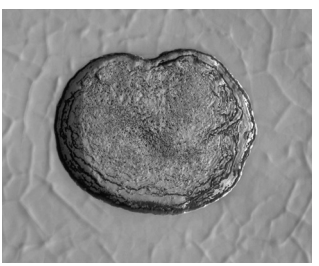
12.1.



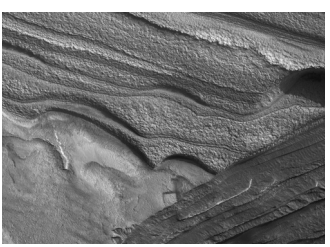
12.2.



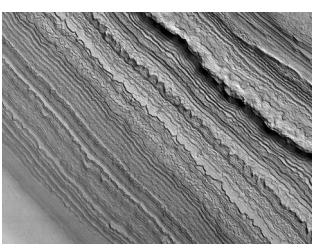
12.3.



12.4.



12.5.



12.6.

sapka enyhén zonális szerkezetű (Schmitt és tsai., 2005), az északi pólustól távolodva az alábbi egységek vannak jelen: tiszta és stabil CO_2-jég, poros és szublimáló CO_2-jég, CO_2- és H_2O-jegek elkülönülésének zónája, szublimáló H_2O-jég CO_2-jég nélkül, valamint jégmentes, hidratált regolit és jégmentes, száraz regolit. Mindez az északi féltekén figyelhető meg jobban, ahol feltűnő a zsugorodó pólussapka pereménél levő H_2O-gyűrű, amely részben a szublimáló CO_2-jég alól bukkan ki (mivel ősszel előbb kondenzálódott a felszínre), részben a nagyon hideg CO_2-sapka peremére fagy vissza a légkörből (Pankine és tsai., 2010).

A *pólussapkák morfológiája* sajátos. Mindkét állandó sapkát spirális futású árkok (*Polar Spirtal Trough*) szabdalják, amelyek a Coriolis-erő miatt spirálisan fújó szelek (Smith és Holt, 2010), valamint az ezzel kapcsolatban fellépő szublimáció és kondenzálódás együttes eredményeként keletkeztek. A pólussapkák belső szerkezete rétegzett (Putzig és tsai., 2009), feltehetőleg a Mars korábbi éghajlatváltozásai hatására, változékony portartalommal, ami a jéggel együtt rakódott le.

A déli maradvány-pólussapka felszínén lévő, az évszakosnál tartósabban kivált és szublimációra kevésbé hajlamos szén-dioxid-jég rétege lassan, feltehetőleg a hosszú távú éghajlatváltozással együtt pusztul, és ennek során sajátos felszíni mintázatot alkot (12.3. és 12.4. ábra). A déli maradvány-pólussapkán mutatkozó sajátos mintázat egyik formája, az ún. ementáli sajt (*Swiss cheese*) mintázat (Thomas és tsai., 2009). Ez nagyobb mélyedésekből és azok közötti plató jellegű részekből áll, ahol a mélyedések fala marsi évenként kb. 3 métert hátrál, azaz anyagot veszít. A mélyedések kerek alak-

ja valószínűleg a Nap napi mozgásával kapcsolatos, amely a helyi nyár idején körbejár az égen, és nem nyugszik le. A pusztuló anyag a vízjeget fedő és nyárra is megmaradó szén-dioxid-jég. Az északi maradvány sapkán mutatkozó túrós mintázat (*cottage cheese*) a fentieknél sokkal simább. Az állandó sapka melletti kráterbelsők stabil jege egy kiterjedtebb sapka nyoma lehet (13.5. ábra).

Mindkét pólussapka alatt azoknál idősebb, ún. *poláris réteges üledékek* (*polar layered deposits*, PLD) vannak közel 3 km vastagságban néhány százalék portartalmú jégből. Területüket északon lefedi az állandó pólussapka, viszont délen lényegesen nagyobbak a déli állandó pólussapkánál. Több ezer kissé különböző albedójú, morfológiájú és erodálhatóságú (Byrne és Ivanov, 2004), közel vízszintes rétegből állnak össze, amelyek 100-1000 km távolságon át követhetők (12.5. és 12.6. ábra). Néhol unkonformitások is azonosíthatók bennük, ahol nem párhuzamosan egymás után sorakoznak a rétegeik, emellett helyenként vetők és redők is sejthetők az anyagukban, de igen kis számban. A földi, tiszta és vastag jégmezőkkel ellentétben nem mutatnak kiterjedt kúszást és deformációt.

A két féltekén együttesen közel egymillió km^3 térfogatúak, és vízegyenértékük 15-20 méter vastag vízrétegnek felel meg (Head és Marchant, 2009). Légkörből történő lerakódással, illetve kikondenzálódással jöttek létre, és sok millió év éghajlati változásainak a nyomait őrzik (Sagan és tsai., 1973). Koruk meghatározása nehéz, felső rétegeiknél lehetséges a becslés, azonban a szublimációs/lerakódásos ciklusok nyomán látszólag megfiatalodhattak. Koruk legalább 5-10 millió év, de 100 millió év sem kizárt (Herkenhoff és Plaut, 2000). A déli poláris réteges üledékes összlet belsejében radaros mé-

résekkel sikerült azonosítani a rétegek szerint elhelyezkedő, szén-dioxid-jégből álló nagyobb egységeket (Phillips és tsai., 2011), amelyhez beomlásos szerkezetek kapcsolódnak. Ha elszublimálna a PLD-k anyaga, a jelenlegi légköri nyomás közel 80%-kal emelkedne jórészt a vízpára miatt – bár a vízpára ekkor fellépő kifagyásának hatása nehezen jelezhető előre.

A *Triton* neptunuszhold sarkvidékén fagyott nitrogénjég-pólussapka mutatkozik (11.5. ábra), amely igen kiterjedt volt a déli sarkvidéken a Voyager–2 űrszonda látogatásakor. A pólussapka jege az alatta elterülő ún. sárgadinnyehéj-mintázatú *(cantaloupe terrain)* felszínt boríthatja, és az évszakos változásokkal feltehetőleg csak cm vastag része mobilizálódik, alatta állandó pólussapka lehet (Croft, 1993), amely hosszú távú éghajlatváltozás nyomán halmozódhatott fel. Az égitest összetett évszakos ciklusainak megfelelően, néhány megfigyelés és azokhoz kapcsolt modell alapján a 2000-es években az északi féltekéjén növekedhetett a felszínre kicsapódott nitrogénjég mennyisége (Stansberry, 1989), miközben a déli pólussapka nagyjából az 1930-as évektől szublimálhat, és csökkenhet a tömege. Ha az illóvándorlás tömege jelentős (Rubincam, 2003), az akár a Triton forgási állapotát is befolyásolhatja. A pólussapka középső vidéke enyhén rózsaszínes árnyalatú, amit észak felé egy kékesfehér vidék övez. A hőmérséklet évszakos változásával kapcsolatban a felszín alatti rétegekben a jég kristályszerkezete köbös és hexagonális fázis között változhat (Duxbury és Brown, 1993), ami térfogatváltozással jár. Ez megrepesztheti a felszínt, és megnövelheti a déli pólussapka albedóját, ami a szilárd fázisú üvegházhatás generálta gejzírszerű kitörések, valamint az évszakos szublimáció/kifagyás mellett szintén módosíthatja a pólussapkákat.

A Plútó legnagyobb holdja, a *Charon* a sarkvidékein vöröses árnyalatú, ez pólussapkának is tekinthető, ami feltehetőleg a Nap UV-sugárzása és a napszél részecskéinek hatására keletkezik (Teolis és tsai., 2022; Raut és tsai., 2022). Első lépésben a metánból etán, majd főleg a napszél segítségével az etánból nagyobb szerves molekulák polimerizálódnak – ezek alkotják a vöröses pólussapka anyagát (tholint).

A *Plútónak* csak az északi féltekéjét sikerült megfigyelni a New Horizons űrszondával, ahol főleg metánjégből áll a pólussapka, ez a Lowell-régió területe. Az égitesten egyébként többféle jég is előfordul: metán-, nitrogén-, víz- és szén-monoxid-jegek. A Plútón sikerült fényes metánjégsapkákat azonosítani az egyenlítői hegyeinek magasabb részein (Bertrand és tsai., 2020). Míg a Földön a magashegyi hó és jég kiválásában a felfelé csökkenő hőmérséklet játszik kulcsszerepet, a Plútón más a helyzet. A metán itt a légkör magasabb rétegeiben koncentrálódik, ezért ott nyel el sok napfényt, az így bekövetkező melegedés azonban a nagyon ritka légkörben nem befolyásolja a felszínt, és ebben a magasságban sem ez a fontos hatás a jég kiválásában. Egymagában a metán emelkedett koncentrációja hoz létre felhők nélkül közvetlen kiválást az elég magas hegyek felszínén. Mindezeken túl sarki CO_2-jég halmozódása a *Iapetus* szaturnuszholdnál is felmerült (Palmer és Brown, 2007).

6.2. GLECCSEREK ÉS TÁRSAIK A MARSON

Külön tárgyalom a Marson mutatkozó jég áramlásával, illetve térfogatváltozásával összefüggésbe hozható felszínformákat.

Ezeknél egyes esetekben csak a felszíni morfológia és a környező domborzat utal a jég előfordulására és deformációjára, de sok felszínformánál már radaros módszerrel sikerült kimutatni a kis mélységben rejtőző jeget. A Marson *viszkózus áramlásnyomok* (*viscous flow feature*, VFF) (Milliken és tsai., 2003) néven többféle felszínformát is említenek, amelyekben képlékenyen deformálódó, vízjégtartalmú anyag mozgott lassan, a földi gleccserekhez hasonló formában (14.4. ábra). Ebben a csoportban említendők azok a lebenyes törmeléktakarók, vonalas völgykitöltések és körkörös kráterkitöltések, amelyek részben átfedik a gleccserszerű felszínformák körét. Sok ilyen felszínforma található az északi és déli közepes és magas szélességű zónákban, ahol a felszabdalt felszín mélyedéseiben (*fretted terrain)* jellemzőek az alábbi felszínformák. A Mars forgástengelyének a mainál lényegesen nagyobb hajlásszögénél ugyanis a számítások szerint a jégsapka anyaga az egyenlítő mentén húzódik a Tharsis-hátság kiemelkedéseinek területén (International, 2005).

Lebenyes törmeléktakarók (*lobate debris apron*, LDA): a Mars közepes szélességű területein levő kiemelkedések lábánál mutatkozó lapos alakzatok, amelyek felszíne enyhén lejt a frontális zónájuk irányába a lejtésirányra közel merőleges koncentrikus felszíni mintázattal. Vastagságuk néhányszor 10 méter és 100 méter közötti, a kiemelkedések lábától néhány km – 100 km közötti távolságig nyúlnak el. Jég, illetve jég-kőzet keverék képlékeny deformációjával keletkezhettek. Kialakulásuk során az általuk körbevett kiemelkedés lábánál a kiemelkedésről lejtős tömegmozgásokkal lepusztuló anyag felhalmozódik, amelyre feltehetőleg a maitól részben eltérő éghajlati viszonyok között jég települ (Holt és tsai., 2008),

amit a továbbra is keletkező törmelék részben befed, csökkentve a szublimációs veszteségét. Viszonylag fiatal, amazoni korú felszínformák a Marson. Feltehetőleg az LVF- és CCF-alakzatok rokonai (lásd alább), a földi sziklával fedett gleccserekre és sziklagleccserekre emlékeztetnek.

Vonalas völgykitöltések (*lineated valley fill*, LVF): a Mars közepes szélességű vidékein, elsősorban az északi mélyföld és a déli felföld határvidékén (Levy és tsai., 2014), valamint a Hellas-medencétől keletre jellemzők a völgyeket kitöltő felszínformák (14.3. ábra), amelyek az útjukba eső kiemelkedéseket megkerülik. Felszínükön enyhén kanyargó, vonalas mintázat látszik (14.5. ábra), ami a földi gleccserekhez hasonló mozgásukra utal. Emellett a hőingadozásokkal (Levy és tsai., 2009) és a mozgásos deformációval kapcsolatos repedések és néhány méter magas gerincek azonosíthatók rajtuk. Méretük az általuk kitöltött völgyeknek megfelelő. Jégtömegek lassú, kúszó mozgása (Mangold és Allemand, 2001) során keletkezhetnek, valószínűleg leginkább a földi sziklagleccserekre hasonlítanak. Felszíni anyaguk mintázatát részben a mélyebben lévő jég tetején elhelyezkedő törmelék deformációja hozza létre, felszínükön néhol ún. agybarázda-mintázatot mutatnak (Levy és tsai., 2009) (13.1. ábra). Viszonylag fiatal képződmények, az amazoni időszakban keletkeztek a Marson. Feltehetőleg a CCF- és LDA-alakzatok rokonai.

Körkörös kráterkitöltések (*concentric crater fill*, CCF): koncentrikus mintázatú, a Marson 30–60 szélességi fokok közötti zónában mindkét féltekén előforduló (14.1. ábra), krátereket kitöltő felszínformák (Levy és tsai. 2010). A kráterek peremvidékétől azok belseje felé enyhén lejtő felszínűek, amit 1-20 m méretskálájú, közel párhuzamos, a kráter pereméhez képest

13.1. Agybarázda-mintázat a Mars közepes szélességű részeiről, a sötét mélyedések nagyságrendileg 10 méteresek (NASA, JPL).

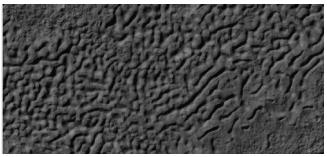
13.2. Íves morénák a Mars egy magas északi szélességű, 10 km széles területén (NASA, JPL, UA).

13.3. A Mars déli féltekéjének 57 fokos szélességén mutatkozó meredek lejtő, amely kihantolja a felszín alatti jégréteget (NASA, JPL-Caltech, UA).

13.4. Egy 2008-ban keletkezett, közel egyméteres marsi kráter a felszín alól jeget robbantott ki (NASA, JPL-Caltech, UA).

13.5. A nyáron is vastag vízjéggel borított Koroljev-kráter a Mars északi sarkvidékén, a Mars Express űrszonda felvételén. A kráter egy korábbi éghajlati állapotból fennmaradt jeget tartalmaz (ESA, DLR, FU Berlin).

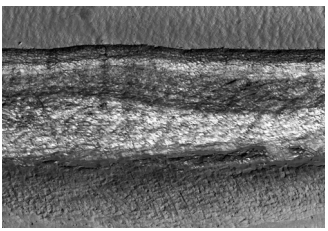
13.6. Poligonális mintázat a Marson, amelyet a repedésekben tovább megmaradó jég hangsúlyoz ki (NASA, JPL-Caltech, UA).



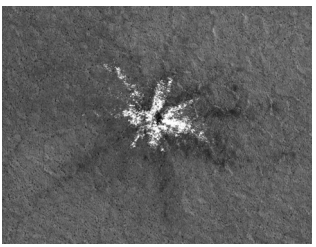
13.1.



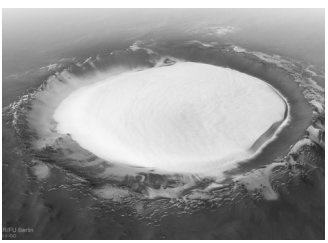
13.2.



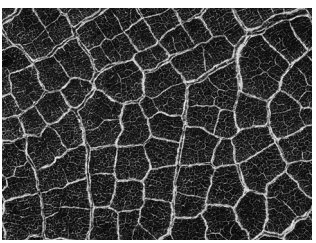
13.3.



13.4.



13.5.



13.6.

koncentrikus lineamensek borítanak. Feltehetőleg olyan kőzettörmelékkel kevert jég alkotja ezeket (Squyres, 1978), amelynek anyaga lassú, kúszó mozgást végzett, és ettől keletkeznek koncentrikus lineamensek a területén. A mozgás a kiemelkedő kráterperem belső lejtőjétől a kráter közepe felé történhetett. Nem feltétlenül szimmetrikusak, a 45. szélességi foknál kisebb szélességű területen főleg a pólus irányába mutató kúszásra utal a mintázatuk, 45–60°-os szélesség között az égtájak szerint minden mozgásirány megfigyelhető.

Gleccserszerű felszínformák (*glacier-like forms*, GLF): a földi gleccserekre emlékeztető képződmények, völgyekben lévő, lejtőirányba történő, viszkózus áramlásra utaló felszínformák (Hubbard és tsai., 2011), amelyek lassú kúszó mozgást végeztek vagy végeznek. Sok esetben a SHARAD felszín alá behatoló radarméréseivel sikerült vastag jégtömegeket azonosítani bennük (Gallagher és Balme, 2015). Sok közülük elnyúlt, de akadnak szélességükhöz képest viszonylag rövid képviselőik is. Völgyeket kitöltő, közel km széles alakzataik többnyire vonalas völgykitöltés jellegű képződményekbe érkeznek, azokat táplálhatják. GLF-felszínformák a Mars mindkét féltekéjén a 30–60°-os szélesség között jellemzőek, legtöbb belőlük a Deuteronilus és Protonilus Mensae térségében, az északi féltekén, a déli felföld/északi mélyföld határ térségében fordul elő.

Néhány fent említett jeges alakzatot az „összekapcsolt jeges felszínforma-rendszerben" (*integrated glacial landsystems)* összekötnek Head és tsai. (2010) munkája nyomán. Ezek domborzatilag legmagasabban vonalas völgykitöltés alakzatokkal kezdődnek (feltehetőleg ezek a jég akkumulációs képződményei vagy azokhoz nagyon hasonlók), és fokozatosan a völgyekben található GLF-alakzatokká alakulnak, majd távo-

labb LDA-alakzatokba „mehetnek át". Feltehetőleg eredetileg hó jellegű anyag formájában rakódtak le a felszínre (Holt és tsai., 2008), nagyságrendileg néhány százmillió éve a maitól eltérő klímán. Ezt követően tömörödtek, és a megfelelő éghajlati viszonyok között lassú deformációval lejtőirányba indultak. Mindezek során sok törmelék keveredett beléjük vagy fedte be őket. A Protonilus Mensae területén vizsgált képviselőik 7-8 mm/év sebességgel mozoghattak, amikor aktívak voltak (Hubbard és tsai. 2014).

A földi *morénahalmokra* hasonlító, kiemelkedő, ívszerűen kanyargó képződmények (*moraine-like ridge*, MLR vagy *arcuate ridges*) a Marson 100-200 m szélességben, egymás mellett akár több koncentrikus ív formájában azonosíthatók (13.2. ábra). Ezeket keresztirányú morénagerinceknek *(Transverse Ridge Moraines)* is nevezik. Többek között ilyen felszínformák vannak az Arsia Mons mellett (Head és Marchant, 2003) és a Deuteronilus Mensae területén is. A Nilosyrtis Mensae vidékén egykori visszahúzódó morénák miatt közel párhuzamos, 400-800 méteres térközzel sorakozó morénahalmok figyelhetők meg a vonalas völgykitöltő alakzatok elvégződésénél. Mindez késő amazoni korú eljegesedésre utal a térségben (Johnsson és tsai., 2019). Feltehetőleg hideg alapú gleccserek nyomán keletkeztek, amelyeknél a vízjég és a felszíni kőzet érintkezésénél nincs vékony folyékony vízréteg. Az Arsia, Pavonis, és Ascraeus területén levő morénák (megnevezésük esetenként *Martian fan-shaped deposits, FSDs*) a modellszámítások alapján más éghajlati fázisokban leülepedett, egykori jég területéhez kapcsolódnak (Parsons és tsai., 2019).

A morénákkal kapcsolatban említhetők a törmeléktakaró előtti lejtő vagy *protálusz rámpa* (*protalus rampart)* alakzatok

(14.2. ábra). Ezek elnyúlt, völgyekben található, gleccserszerű formák alsó elvégződésénél figyelhetők meg a lejtőirányra merőlegesen húzódó ív formában. Viszonylag kis méretű felszínformák, szélességük néhány 100 m, hosszuk néhány km. Gyakran vízmosásszerű árkok (*gully*-alakzatok) lejtőlábi elvégződésénél fordulnak elő, ahova ezek a folyásnyomok törmeléket szállíthattak.

A Mars közepes szélességein *eltemetett H_2O hó- és jégtömegek* vannak (13.3. ábra), amelyek a gleccserszerű alakzatoktól függetlenül fordulnak elő (tehát nem völgyeket töltenek ki, és vastagságuk is kisebb a fent említett gleccserszerű felszínformák jegénél). Ezek anyaga kibukkanhat a friss becsapódások krátereinél (13.4. ábra), amelyek a jeget a felszíni, közel dm vastag porréteg alól robbantják ki. Ilyen jégelőfordulás lehet a Phoenix szonda leszállóhelyén néhány cm mélyen talált (kiásott) jég is (Mellon és tsai., 2009). A másik fő előfordulási típusuk a meredek lejtők falain kibukkanó jégtömegek (Dundas és tsai., 2018). Ezek akár 100 m-es mélységig is terjedhetnek a felszín alatti 1-2 méteres mélységből (tehát jeges kőzettörmelék és por takarja azokat).

A jégtestek helyenként sűrűn rétegzettek, és aktív szublimációval veszítenek anyagot. Valószínűleg éghajlatváltozással kapcsolatban korábban lerakódott hóval és jéggel van dolgunk ezen képződményeknél. Egyelőre nem tudni, hogy a fenti két előfordulási típus miként kapcsolódik egymáshoz, de a megfigyelések és a modellek alapján a Mars felszínének közel harmada alatt kis mélységben hó vagy jég fordulhat elő. Ennek egyik közelítése a neutronspektrométeres mérések alapján mért Water Equivalent Hydrogen- (WEH-) érték változása (Feldman és tsai., 2004), amely a regolit felső 1 mé-

teres rétegében lévő hidrogén és ezzel valószínűleg a H_2O előfordulási gyakoriságát jellemzi, ami közel 60°-os szélesség felett nő 10% fölé – ugyanakkor az itt lévő jégtartalom éves változást mutat, és sokkal mobilisabb, valamint fiatalabb, mint a több méter mélyen lévő, feltehetőleg a maitól eltérő éghajlati állapotú, jégtartalmú anyag.

Kérdés, hogy az eltemetett jégrétegekben megjelenhet-e cseppfolyós halmazállapotú víz. A ma becsült geotermikus gradiens alapján erre kicsi az esély, de a fagyáspontcsökkentő anyagok révén egyelőre nem lehet kizárni. A MARSIS felszín alá behatoló radarmérései alapján felmerült, hogy a déli poláris, rétegzett üledékek területén 10-20 km átmérőjű, a jégréteg alján lévő cseppfolyós vizet tartalmazó képződmény fordulhat elő (Orosei és tsai., 2018). Ezek folyékony rétegként képzelhetők el, amit a bennük oldott sók tarthatnak cseppfolyós halmazállapotban a kb. 1,5 km mélyen uralkodó –60 °C körüli hőmérsékleten – mindezek eltemetett tóként jelentek meg az ismeretterjesztő irodalomban. Ugyanakkor több laboratóriumi kísérlet alapján hasonló radarjelet cseppfolyós fázis nélkül is létrehozhatnak megfelelő radarvisszaverő rétegek határai (Lalich és tsai., 2022), esetleg OH-tartalmú agyagásványok rétege.

6.3. TOVÁBBI JEGES FELSZÍNFORMÁK

Sokszögmintás alakzatok többféle környezetben megjelenhetnek a Marson (például poligonális, 13.6. ábra), általában zsugorodás hatására fellépő repedezés hozza létre ezt a mintázatot. A zsugorodás oka lehet hűléses összehúzódás (láva,

jég és jéggel kevert szemcsés anyag esetében) vagy kiszáradásos eredetű összehúzódás (változó jégtartalmú törmelékes anyag). Kiterjedt területeket is boríthatnak poligonok változatos kinézetet eredményezve. A legnagyobb poligonok (óriás poligonok) 1-10 km méretűek, illetve néha ennél is nagyobbak (Seelos és Buczkowski, 2008), sokszor messze nem szabályos kinézetűek. Az északi félteke nagy síkságainak területén fordulnak elő, földrajzi értelemben labirintusnak is nevezik őket. Noha legtöbbször a jéggel kapcsolatos felszínformákhoz sorolják ezeket, elképzelhető az is, hogy üledék összetömörödésétől keletkeztek. Poligonokkal borított felszín a Phoenix űrszonda leszállási helye is. Egy további jellegzetes, a fentiektől eltérő poligontípus a világos üledékekben *(light toned deposit)* levő repedéshálózatok (Dang és tsai., 2020), amelyek talán kiszáradással keletkeztek.

A *kriokarsztos vagy termokarsztos* alakzatok olyan felszínformák a Marson, amelyek mélyedéseiből a kőzetszemcséket vagy port cementáló jég eltávozott, vagy olvadásos (termokarszt), vagy szublimációs (kriokarszt) folyamat révén. Az eltávozott jeges cement hiánya megkönnyítette a törmelékanyag lepusztulását, ami összeomlással, berogyással, anyagkifúvással és anyaghiánnyal járt. Sok ebbe a csoportba sorolható felszínforma létezik, csoportosításuk még nem érett, de a jelenlegi ismereteink alapján az alábbi kategóriákba sorolhatók.

Ablációs mélyedésnek (ablation hollow) is nevezik a Marson lévő különféle méretű (1 mm – 100 m) mélyedéseket, amelyeket a szublimáció és a szél együttes hatása hozhat létre a bolygó állandó (nyáron is megmaradó) pólussapkáján. Ezek sűrű, egymás mellett előforduló, jellegzetes ismétlődő mintá-

zatot alkotó formák a kérdéses területen. Ide szokták sorolni az ún. túrós mintázatú (*cottage cheese terrain)* és az ementáli sajt mintázatú (*Swiss cheese terrain)* területeket – ezekről a sarki jégsapkák fejezetben olvashatunk. A szublimáció a marsi pólussapkán kívül sok egyéb területen alakítja aktívan a felszínt, ezek áttekintése alább következik.

Az *agybarázda* mintázatú terület (*brain terrain)* néhány métertől néhányszor tíz méterig terjedő átmérőjű, 1-2 méter szintkülönbségű kiemelkedésekből és mélyedésekből álló felszínforma, amelynek mintázata az agykéreg kanyargós mélyedéseire emlékeztet. Korallmintázatú területnek is nevezik ezeket. Jellegzetes felszínforma, ami kis méretskálán az LDA-, LDF- és CCF-területeket borítja (Dobrea et al. 2007). Glaciális eredetű, a jég felszínén maradt till jellegű kőzettörmelékből állhat, keletkezésében fontos szerepet játszhatott az alatta lévő jég szublimációja (Mangold, 2003), amit repedezés is befolyásolhatott. Viszonylag fiatal felszínforma, de néhol felülírja a szélességfüggő köpeny (*latitude dependent mantle)* rétege, ami tehát még fiatalabb nála.

Méhsejt mintázatú terület (*honeycomb terrain)* a Marson a Hellas-medence területén mutatkozó (Moore és Wilhelms, 2001), 5-10 km átmérőjű, kissé szögletes vagy enyhén kerekített izometrikus cellákból álló vidék. Keletkezési módja még nem ismert, közel heszperiai korú lehet (Wilson és tsai., 2010), az ismétlődő egységekből álló mintázat alapján többen jéggel vagy folyadékkal, azok fázisváltozásával, esetleg térfogatváltozással kapcsolatos eredetet feltételeznek (Kargel és Strom, 1992).

Pókszerű alakzatok a Marson (*spiders, araneiforms):* az évszakos fagymentesedés (*defrosting)* folyamatához kapcsolódó

14.1. Koncentrikus kráterkitöltő üledék (CCF) a Marson egy kb. 20 km-es kráterben, a d. sz. 43 foka térségében (NASA, JPL, UA).

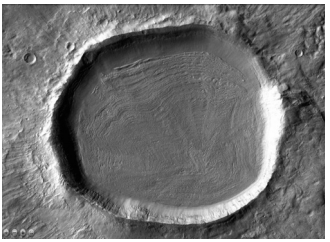
14.2. Egy ív alakú protálusz rámpa (jobbra lent) egy kráter alján a Marson (NASA, JPL, MSSS).

14.3. A Mamer Vallis-völgyet kitöltő, kőzettörmelékkel borított jeges anyag (NASA, JPL).

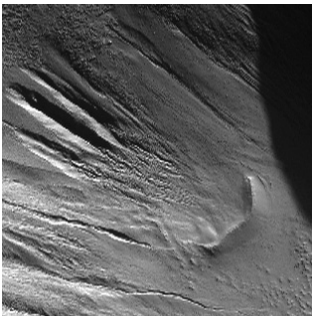
14.4. Gleccserszerű alakzatok a Homokóra-kráterpárban a Marson, ahol a magasabban lévő kráterből (balra) áramlott át a jég plasztikusan deformálódva a jobbra, alacsonyabban fekvő nagyobb kráterbe (ESA, DLR, FU Berlin, Neukum).

14.5. Omlásos felszínforma (jobbra) egy sávos LVF-alakzat mellett (alul) a Marson. A 3 km széles kép a Coloe Fossae térségét mutatja (NASA, JPL, MSSS).

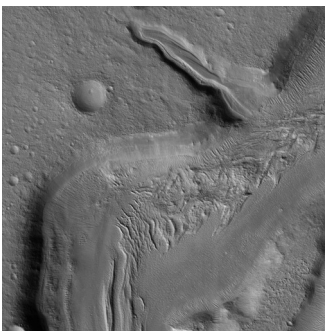
14.6. Szublimációs mélyedések a Plútó felszínének 80×80 km-es részén a New Horizons űrszonda felvételén. Az alakzatok eloszlását tektonikus hatások is befolyásolhatták (NASA, JHUAPL, SWRI).



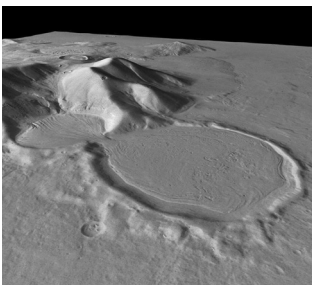
14.1.



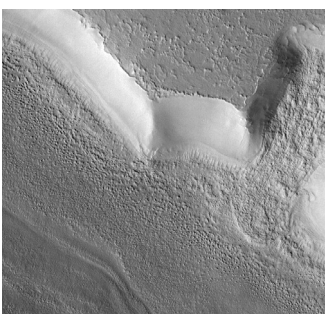
14.2.



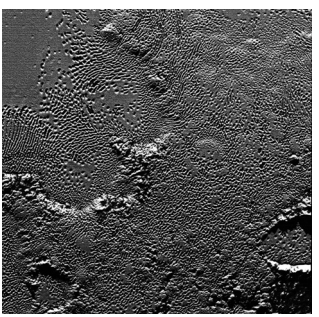
14.3.



14.4.



14.5.



14.6.

egzotikus alakzatok egyike. A bolygó felszínén a sarkvidéki területeken mutatkozó, gyökérszerűen elágazó alakzatok, amelyek a felszínbe mélyednek, a közepük felé haladó ágak összekapcsolódásával szélesednek és egyre mélyebbek. Helyenként poligonális mintázat is felismerhető bennük. Többségük területét esetenként telente jég borítja. Keletkezésük során télen a felszínre kicsapódó szén-dioxid-jégen a tavasszal erősödő napsugárzás a jégrétegen áthaladva az alatta lévő sötétebb felszínen elnyelődik, majd felmelegedvén elkezdi felmelegíteni a felette lévő jeget is, ami szublimálni kezd. A gáznyomás növekedésével a szublimáló szén-dioxid utat keres magának, és ahol a felette fekvő jég átszakad, a gázkitörés port lövell ki a jégréteg fölé, amely visszahullva sötét sávokat hozhat létre. A jég alatti gázáramlás hozza létre az elágazó hálózatot, amint a jégréteg alatti felszíni port részben kierodálja. Sok közülük korábban jött létre, de több ma is aktív a Marson, egyes források CO_2-gejzíreknek is nevezik ezeket, de vulkáni tevékenységgel nincs kapcsolatuk. A kifejezetten sok ilyen kitörést mutató területek elsötétedhetnek a portól, miközben a jég még ott marad, hidegen tartva azt, ezeket kriptikus területeknek *(cryptic region)* is nevezik a déli sarkvidéken.

Karsztos jellegű felszínformát a Marson is feltételeznek. Ezek között nemcsak a termo- és kriokarsztos alakzatok említhetők (amelyeknél a cementáló jég távozása okoz anyaghiányt, illetve annak keletkezését elősegítő konzisztenciagyengülést), hanem egyéb oldódásos eredetű anyag eltávozása is karsztos jellegű alakzatokat okozhat. Ilyen az ún. keleti Tithonium dóm (ETD) (Baioni és tsai., 2009), ahol a kieserit ($MgSO_4 \times H_2O$) és egyéb szulfátok (ún. evaporit

jellegű anyagok) feltehetőleg kioldódtak, majd eltávoztak, és ezáltal karsztos jellegű felszíni mintázat keletkezett. Hasonlón karsztosodott felszínt feltételeznek a Meridiani Planum térségében szintén szulfátos üledékekben (Baioni és Sgavetti, 2013). Felmerült, hogy a Mars mellett a Titan (a Szaturnusz holdja) sarkvidékein is egyes kerekded peremű, metán-etán folyadék alkotta tóval kiöltött mélyedés is karsztos jellegű oldásos folyamat során keletkezett (Mitchell és tsai., 2007b). Itt feltehetőleg nem a szilárd vízjégfelszín oldódott, hanem az arra lerakódott, összetett szénhidrogén-üledékben történt oldódás – mindez azonban egyelőre csak elméleti lehetőség.

A *fagysávok* (*frost streak)* a Mars felszínén mutatkozó vékony jeges lerakódások, amelyek világos kinézetük és magas albedójuk alapján különülnek el környezetüktől. Különféle domborzati kiemelkedések, főleg kráterek mögött fordulnak elő, valamilyen módon a szél hatásával kapcsolatban keletkeznek, feltehetőleg a szélirányban visszamaradó vagy ott kifagyó vízjégszemcsék felszíni felhalmozódásából.

A jég módosulásainál említést érdemel, hogy az óriásbolygók jéganyagú holdjainál is keletkezhetnek térfogatváltozással kapcsolatos poligonok. A *Plútó* Sputnik Planitia területén nitrogénjégből álló, 30-50 km átmérőjű, sokszögletű alakzatok figyelhetők meg, amelyeket keskeny árkok választanak el egymástól. Keletkezésük okaként a jég térfogatváltozása is elképzelhető, de egyes modellek szerint a mélyről származó fűtés és a felszíni szublimáció hatására fellépő hűlés együttesen anyagkörforgást okoz, amelyben a poligonok konvekciós cellák, és peremi mélyedésük szubdukció helye (Morison és tsai., 2021). A Plútón ezek mellett szublimációs mélyedéseket is sikerült azonosítani (14.6. ábra).

6.4. JÉG-VULKÁN KÖLCSÖNHATÁSOK

A Marson fontos témakör a jég-vulkán kölcsönhatás, amely jégolvadást és vízáradásokat generálhat (a vulkánkitörés robbanásos jellegének erősítése mellett, Squyres és tsai. 1987). Lényeges, hogy ez nem azonos a kriovulkanizmussal. A Marson a krioszféra korán kialakult a bolygó fejlődése során, ezt követően még sokáig, bár gyengülő mértékben, de volt aktív vulkanizmus a bolygón, és kerülhetett sor ezek kölcsönhatására. Ennek jellegzetes formája (Head és Wilson, 2007) az olvadás vulkáni telérbenyomulás hatására, ami például a Tharsis-hátság északnyugati részén jégtömegek olvadásával hozott létre legyező alakú folyóvízi üledékeket; avagy az Elysium-hátság északnyugati részén feltételezett megalaharok is így keletkezhettek (Chapman, 1994). Egy másik eset a piroklasztikumok vagy lávák rárakódása a jégre, ami robbanásokat vagy vízgőzkifúvást okoz, és pszeudokúpokat, gyökértelen vulkáni kúpot *(rootless cone)* hoz létre (Squyres és tsai., 1987) (a folyamat részben a freatomagmás kitörésekkel rokonítható).

A harmadik megjelenési forma a déli sarkvidéken a Dorsa Argentea Formáció, ahol az egykor kiterjedtebb sarkvidéki jégtakaró olvadására utaló tavak, folyóvölgyek és eszkerek (vagy ózok) mutatkoznak. A negyedik fajta kölcsönhatás, amikor a vulkáni eredetű geotermikus hő a felszín alatti jeget olvasztja, és a terület összeomlásával káoszterületek keletkeznek, azokból pedig hatalmas áradások indulnak. Potenciális ötödik kölcsönhatás, ha a vulkánok lejtőin lévő jég geotermikus eredetű olvadása hatalmas csuszamlásokat, omlásokat hoz létre. Mivel a jég-vulkán kölcsönhatás folyékony vizet

generál, a hőhatás pedig hidrotermális cirkulációt – ezek a térségek kedvezőek lehettek az egyszerű életformák számára (Cousins és Crawford, 2011).

A Földön Izlandon ismert a *jökhullaup* jelenség, amely esetén a jég gátátszakadással vagy vulkanikus hatásra (például forró hulló hamu kiterjedt jégre hullik) fellépő olvadással okoz katasztrofális áradást. A kialakuló felszínformákat fonatos folyásnyomok, elnyúlt szigetek és durva, kerekítetlen, nagy tömböket is tartalmazó üledék alkotta, helyenként a bennük lévő folyásnyomoknál topográfiailag magasabb szinten is megjelenhetnek áramló, vizes eredetű formák és üledékek. Hatalmas áradást nemcsak vulkáni eredetű jégolvadás okozhat, hanem a Földön és a Marson nagy állóvizek gyors kiömlése is. Bolygónkon ilyenek az éghajlatváltozás miatt jéggátak átszakadása során következtek be. A Földön az egyik legismertebb ilyen eset a Missoula-tóhoz kapcsolódik Észak-Amerikában (Baker és Milton, 1974), aminek kialakulásakor a jégkorszak végén fellépett éghajlati hatás állt a háttérben. Ezt a tavat és kiömlését részben a marsi áradások analógiájának tekintik. Ilyen jelenségek állhatnak a különböző özönvízmítoszok hátterében is.

7. LEJTŐS TÖMEGMOZGÁSOK NYOMAI

A lejtős tömegmozgások a Földön is változatos csoportot alkotnak, ezek szállító közeg nélkül, a gravitáció hatására fellépő anyagáthelyeződések, amelyek közé újabban a csak függőleges mozgással jellemezhető süllyedéseket, berogyásokat sorolják. További sajátosságuk, hogy légkör nélküli objektumokon (például a Holdon, kisbolygókon) is előfordulnak, és kifejezetten gyenge gravitációs térben (például 100 km alatti méretű kisbolygókon) is jellemzőek. Általában tekintve a lejtős tömegmozgás befolyásolja a felszín morfológiáját (Sam és Bhardwaj, 2022), apró kisbolygóknál az égitest teljes alakját is. Fontos, hogy az ilyen felszínformák jelezhetik a felszíni anyag állapotát vagy illóanyag-tartalmát.

Az alábbiakban a földi klasszifikációt, illetve terminológiát használjuk a képződmények leírásánál, noha nem minden esetben egyértelmű, hogy azonos folyamat áll-e a háttérben az azonos megnevezésnél. Ez leginkább a különböző folyással kapcsolatos elnevezésű folyamatoknál érdekes (szemcsefolyás, törmelékfolyás), ahol a földi példáknál többször is folyadék közreműködésével történik, míg más égitesteknél ezek

15.1. A Nathair Facula nevű robbanásos vulkáni központ falának 7-10 km-es méretű omlásos részlete a MESSENGER űrszonda MDIS, NAC kamerájának felvételén (NASA, JPL).

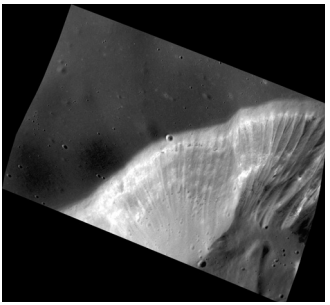
15.2. Omlásos felszínformák a Diophantus-kráter lejtőjének 680 m széles részén a Holdon. A sötét színt a környező, kissé átalakult anyagtól részben eltérő összetételű szemcsék okozzák (NASA, GSFC, UA).

15.3. Omlás vagy csuszamlás nyoma a Iapetus nevű szaturnuszholdon. A törmelék egy 600 km átmérőjű, becsapódásos kráter 15 km magas pereménél keletkezett, amelynek törmeléke egy 120 km-es kráter felét eltakarja (NASA, JPL, SSI).

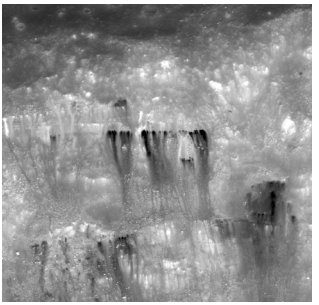
15.4. Egy lejtőn legurult szikla nyoma a Holdon, több hozzá hasonló 1-2 méteres szikla közelében (NASA).

15.5. Hatalmas omlások a Valles Marineris peremének 160 km széles szakaszán. A kép jobb oldalán nagyobb, sok blokkra széttört formák, a középtől kissé balra egy kisebb méretű, omlásos törmelékhalom látható (NASA, JPL-Caltech, ASU).

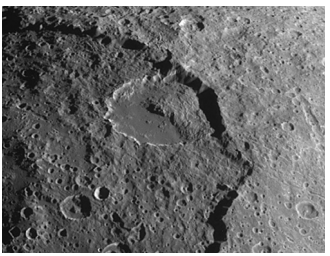
15.6. Sziklák a holdi Moretus-kráter központi csúcsán (NASA, GSFC, ASU).



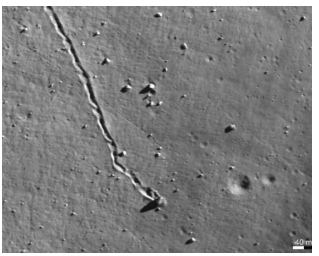
15.1.



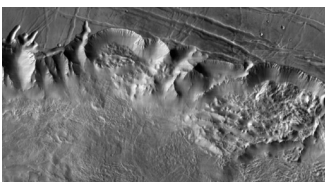
15.2.



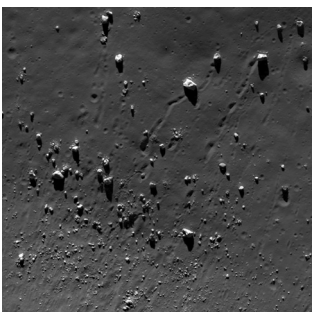
15.3.



15.4.



15.5.



15.6.

teljes hiányában is lehetnek ilyen kategóriába sorolt felszínformák. Ezzel kapcsolatban megemlítendő az ún. *akusztikus fluidizálás* jelensége, amely a szilárd anyagban terjedő rezgés (földrengéshullámokhoz hasonló hanghullámok) hatására lép fel a főleg apró szemcsékből álló, viszonylag laza szerkezetű törmelékben – ide tartozó kérdés, hogy a Vénuszon mi fluidizált egyes törmelékterítőket azok keletkezésekor. A jeges felszínű holdak tömegmozgásait a szublimációs anyagveszteség és a becsapódások okozhatják, de akár az árapály-eredetű rengések is kiválthatják.

Legurult sziklák és útvonaluk több égitesten is megfigyelhető (15.6. ábra), egyes földi képviselőik periglaciális felszíni folyamatokra utalnak. Leglátványosabb képviselőik a Holdon azonosíthatók, ahol a lejtős területeken legurult sziklák látványos sávokat hagynak hátra útjuk mentén. Sok szikla van a kráterek fenekén, illetve a kiemelkedések oldalán, esetleg ezek lejtőinek lábánál, de kiemelkedő gerincek vagy lávadómok tetőrészén is megfigyelhetőek, ahol aktív pusztulásra, kihantolódásra utalnak. Külön csoportot alkotnak a kisbolygók felszíni sziklái. A légkör nélküli égitesteken a sziklák helyben darabolódnak szét törmelékhalmot alkotva.

A *Merkúron* feltehetőleg ugyanolyan gyakoriak a meredek területeken mutatkozó omlásos felszínformák, mint a Holdon, de mivel kevés nagy felbontású felvételt elemeztek eddig részletesen, releváns statisztika itt még nem ismert. Például a Caloris-medence peremvidékén több mint 500 5 km-nél nagyobb blokk van, amelyek kevésbé kráterezettek a környezetüknél (Wright és tsai., 2020), és lejtős részeiken a lefelé mutató, elnyúlt mintázat friss tömegmozgásokra utal.

A MESSENGER űrszonda felvételeinek elemzése alapján például a Rachmaninoff-krátertől északra levő robbanásos vulkáni központnál omlásos morfológia figyelhető meg (15.1. ábra) – elképzelhető, hogy ez az ottani nagy forrósággal függ össze, de talán kéntartalmú szublimációs folyamatok is közreműködtek az egyes tömegmozgások kiváltásában (Malliband és tsai., 2018). Az újabb mérések alapján (Malliband és tsai., 2019) sok hasonló van még a bolygón, ezeknél a lejtőn egy forrásmélyedés, majd lejtőirányú sávozottság, annak végén pedig üledékes anyagfelhalmozódás figyelhető meg – ezek jórészt a Holdon azonosított, szintén lejtős tömegmozgással keletkezett alakzatokra emlékeztetnek.

A *Vénuszon* több vulkáni dóm falán figyelhetők meg omlásos képződmények, amelyek néhol nagy blokkokból állnak, és elkülöníthetők a vulkáni kitörések során keletkezett felszínformáktól. Helyenként nagy távolságra jutottak a forrásuktól, amiben talán a kifejezetten sűrű és forró légkör gáztartalma segíthetett (Bulmer, 1994), de az is hozzájárulhatott a nagy mobilitáshoz, hogy a mozgó kőzettest a súrlódási hőtől részben olvadt állapotba került (Heuberger és tsai., 1984).

A *Holdon* a meredek (25-30°-nál nagyobb lejtőszögű) területeken lejtőirányú sávozottság figyelhető meg (15.2. ábra), amely aktív, jelenleg is zajló (bár hétköznapi időskálán ritkán, csak időszakosan fellépő) omlásokra utal. Kráterek alig mutatkoznak ezek területén, és a kozmikus eróziónak sem volt ideje, hogy homogén, egyforma színárnyalatúra alakítsa a térséget. Az ilyen képződmények kora nehezen becsülhető, de feltehetőleg néhány millió évnél nem idősebbek. Látványos képviselőik a *lejtőkön leguruló kőtömbök* (15.4. ábra) által hagyott keskeny és hosszú mélyedések, amelyek szerény

mértékben, de utalhatnak a területen lévő regolit lazaságára is. Esetenként folyadékáramláshoz hasonló kinézetű, de feltehetőleg száraz folyásnyomok is látszanak a Holdon.

A *Marson* a lejtős tömegmozgással keletkezett legnagyobb felszínformák a csuszamlások, amelyek a nagy kiemelkedések mellett figyelhetők meg, ennek megfelelően leglátványosabban a néhol 10 km-es fallal határolt Valles Marineris árkai és a vulkánok meredek falai mentén. A Valles Marineris belső falairól induló csuszamlások alja messzire kifut, sokszor a forrásterületről várhatóan kiomlott anyag nagy tömegéhez képest kivékonyodva kifejezetten messzire, 20 km-nél is távolabbra nyúlik. Területük néha a 100 km^2-t is meghaladja, az elvégződésük térségében található legyezőalakzat szétterülő felszínén az egykor mozgási iránnyal párhuzamos sávozottság, enyhén ívelődő gerincek sora figyelhető meg. Feltehetőleg egyszeri, katasztrofális jellegű események keretében szakadt ki anyaguk a Valles Marineris falából (Lucchitta, 1978). Jelentős mobilitásukra pontos magyarázat még nincsen, de elképzelhető, hogy jég vagy annak olvadásával keletkezett folyadék síkosító hatása is közreműködött benne – ugyanakkor a száraz, de gyengén konszolidált, aprószemcsés anyag is létrehozhat hasonló alakzatokat. A Valles Marineris ilyen képződményei 1-2 milliárd évvel ezelőtt keletkezhettek (Quantin és tsai., 2003), amikor a Mars már hideg és száraz időszakát élte.

Sokkal több, a fentieknél lényegesen *kisebb méretű, hasonló alakzat* van a Marson, amelyek kisebb, meredek peremeknél mutatkoznak. Ezek anyagának megindulásában a kiváló, majd elszublimáló jég okozta változás (Raack és tsai., 2017), hőtágulás, de akár a szél is közreműködhet. A kisebb tömegmozgások között említhetők azok az omlások, amelyek az év-

szakos *CO_2-sapka elszublimálása után keletkeznek,* feltehetőleg a jég kiválása, majd eltűnése miatt fellépő feszültségtől, illetve konzisztenciaváltozástól. De egyes megfigyelések alapján kisebb lavinaszerű omlások (Russell és tsai., 2008), törmelékmozgások is történtek a CO_2-jég fedte területeken. Sajátos csoportja a szén-dioxid-jéggel kapcsolatos lejtős tömegmozgásoknak, amikor egy közel méteres jégtömb egy homokdűne jégmentes lejtőjének felső részéről „törik le", és a dűne jégmentes, sötét és ezért melegebb anyagán a *jégtömb lesiklik*. Eközben szublimál, és gázpárna keletkezik alatta, amelynek segítségével nemcsak könnyen siklik lefelé, de útközben egy csatornaszerű mélyedést fúj a dűne laza homokjába.

Egy fiatal (kb. 200 ezer éves) kráternél sikerült olyan *törmelékfolyásos* alakzatokat azonosítani (McKeown és tsai. 2017) a Marson, amelyek kitettségi irányuk szerint is különböznek. Utóbbi besugárzással kapcsolatos hatásra utal, amelynek keretében jégtartalmú anyag olvadhatott meg a közelmúltban. *Törmelék kúszásának* nyomai is felismerhetők a Mars mindkét féltekéjén (Johnsson és tsai., 2018), magas szélességű lejtőkön megjelenő, lebenyes, 100 m körüli nagyságú, néhány méter magasságkülönbségű alakzatok formájában (uo.). A kérdéses területeken ma is jég fordulhat elő a regolitban, ami megfelelő körülmények között a múltban meg is olvadhatott. A folyamat és eredménye a földi szoliflukcióhoz és az általa létrehozott lebenyekhez hasonló (Johnsson és tsai., 2014), amelyek gyakran gully-alakzatok és sokszögmintás (poligonális) felszínformák közelében találhatók. Az utóbbi fonatos, „girlandos" felszínformák sok helyen fordulnak elő a Marson, feltehetőleg különböző szemcseméretű kőtömbökből állnak, és jellegzetes mintázatba rendeződnek.

Mindezek az alakzatok részben a jeges felszínformákhoz, periglaciális folyamatokhoz is sorolhatók. A *lejtősávok* („nyakkendők") főleg vékony felszíni réteg elmozdulása nyomán keletkezhettek, de esetenként több deciméteres vagy akár méteres domborzati egyenetlenség (Phillips és tsai., 2007) is megfigyelhető területükön. Mindezeken túl lejtőn leguruló, közel méteres kőtömböket is sikerült azonosítani magas szélességű területeken.

Az *Io* felszínéről csak korlátozott lefedettségű képeink vannak nagy felbontással, de az elvárásoknak megfelelően itt is láthatók a lejtős tömegmozgások nyomai. Sokszor az eltávozott anyag helyén jelentkező hiány is megfigyelhető a meredek falak magas részein. A mozgásban részt vevő anyag jelentős része plasztikus viselkedésű kénvegyület (amelynél még nem ismert, hogy milyen fajta tömegmozgási mód keretében történik az anyagáthelyeződés (Moore és tsai., 2001), de omlások és csuszamlások mellett egyéb típusok is előfordulhatnak. Feltehetőleg fontosak a rengések az Io felszíni tömegmozgásainak létrehozásában, a hegyek kiemelkedésénél a mechanikai deformációk nyomán támadó feszültségek is fontos szerepet játszhatnak az omlások megindításában (uo.).

Az Io felszínén a nagy tektonikus hegyek peremén azonosíthatók lejtős tömegmozgások nyomai. A 175×240 km átmérőjű, 10 km magas Euboea Montes esetében például a nyugati perem mellett egy hatalmas, 70×200 km-es leomlott és szétterülő anyagból álló, többnyire 2-3 km vastag (Schenk és Bulmer, 1998), egyenetlen vidék figyelhető meg, rajta néhol 50 km hosszú, a hegy peremével közel párhuzamos gerincekkel. 25000 km^3-es térfogatával ez a jelenleg ismert legnagyobb törmeléklejtő (*debris apron)* a Naprendszerben. A törmelék ál-

tal a néhol 5-6°-os lejtőn megtett 130 km-es távolság is szinte példa nélküli, bár a Földön néhány alkalommal a mélytengeri zagyárak által megtett úthossz megközelítette a 150 km-t.

Az *Europa* jupiterhold felszínéből kiemelkedő páros gerincek két oldalán jellemzőek a sötét árnyalatú lejtős sávok és az azokat létrehozó tömegmozgások (Sullivan és tsai., 1999), de csak a megfelelően nagy felbontású képeken azonosíthatók. Szintén jellemzőek a káoszterületeken mutatkozó nagy blokkok falainál az omlások, amelyek lejtős felszínű törmelékszoknyákat halmoztak fel. A holdon levő kiemelkedéseknél a csuszamlás és az omlás lehet a fő folyamat 100 méteres méretskálán (Moore és tsai., 1999).

A *Ganymedesen* sok helyen morfológia alapján csuszamlás (*sliding* vagy *slumping)* jellemző, emellett elnyúlt sötét sávok is láthatók az egyébként világosabb területeken. A mélyedésekben felhalmozódó sötét anyag is lejtős tömegmozgásokra utal. A Nicholson Regio területén lévő plató jellegű terület mellett, az alacsonyabb térszínen sokkal kevésbé látható a kráterek pereme (Oberst és tsai., 1999; Moore és tsai., 1998), talán a lepusztult finom anyag miatt – de akárcsak más jeges felszínű holdakon, a szublimáció és a kicsapódás is erősen befolyásolhatja a felszínfejlődést, többek között a lejtős tömegmozgások megindulását.

A *Callisto* jupiterholdon általában kétféle morfológiájú, lejtős tömegmozgással keletkezett alakzattípus látható. Egyikük 17–56° közötti (átlagosan 31°) lejtőszögű, magányos kiemelkedéseken van, amelyek felső részén a frissen lepusztult anyag helyén világosabb felszín bukkan ki – az ilyen kiemelkedések jó része korábbi kráterek erősen lepusztult maradványa lehet (Basilevsky, 2002). Egy másik elgondolás szerint

viszont a magas területek világos árnyalatának kialakításában az oda vándorolt és ott kivált illóanyagok is szerepet játszhatnak (Moore és tsai., 2009). A lejtős tömegmozgások másik csoportja a meredek lejtőkről lefelé elmozdult, omlással keletkezett törmeléknyelvek. Az ilyen felszínformák főleg becsapódásos kráterek belső falán fordulnak elő, néhol akár közel 100 m-es vastagságban (Chuang és Greeley, 2000). Néha több km-nyi utat tesz meg az itt elmozdult anyag, és útja végén a lejtő lábán szétterül. Noha kinézetük leginkább a földi sziklagleccserekre emlékeztet, cseppfolyós halmazállapotú víz nem várható bennük.

A Ganymedes és Callisto idősebb felszíne a becsapódások nyomán általában is több törmeléket tartalmazhat, mint például az Europa fiatalabb felszíne, ami kedvez a tömegmozgásoknak. A Callistón megfigyelt tömegmozgások általában nagyobbak (Moore és tsai., 2007), mint az Europa és Ganymedes felszínén mutatkozók – de még így is kisebbek, mint a legnagyobb tömegmozgásos alakzatok a Földön, a Marson vagy az Ión (Schenk és Bulmer, 1998). További példák láthatók a kifejezetten száraznak mutatkozó omlásokra sok holdon, például a Iapetuson is (15.3. ábra).

A *Phobos* felszínén látható lejtős tömegmozgások nyomát két nagy csoportba sorolják (Shingareva és Kuzmin, 2001): ezek a krátereken belüli látványosabb mozgások nyomai (például a Stickney-kráterben lévő 1-2 km^3-es anyagáthelyeződés) és az egyéb területen levő kisebb alakzatok. A nagyobb csuszamlások vagy omlások keletkezésében hosszú időskálán közreműködhetett az árapályhatás, emiatt a Phobos lassan közeledik a Marshoz, és deformációk lépnek fel benne, illetve mikrorengések történhetnek (Shi és tsai., 2016), elősegítve az anyagelmozdulásokat.

7.1. LEJTŐS TÖMEGMOZGÁSOK KISBOLYGÓKON

A kisbolygókon főként kétféle lejtős tömegmozgási nyom látszik: nagyobb sziklák elmozdulása és apró szemcsék felhalmozódása a mélyedésekben, utóbbi sima területeket hoz létre. Érdemes megkülönböztetni a nagyobb (kb. 100 km feletti) és a kisebb (legfeljebb néhány km-es) kisbolygókon megfigyelhető felszínformákat – noha ezek között folyamatos az átmenet. A méretesebb (és ezért jelentősebb gravitációs terű) kisbolygókon (például Vesta, Ceres, Lutetia) a Földön megfigyelt alakzatokra emlékeztetőket hasonló kontextusban találunk. Ugyanakkor a kifejezetten apró és ezért *gyenge gravitációs terű kisbolygókon* szokatlanabb a lejtős tömegmozgások lezajlása, néha furcsa kinézetű alakzatokat hoznak létre, de azért ezek is általában rokoníthatók a Földről ismert felszínformákkal.

További érdekesség, ha a gyenge gravitációs tér gyors forgással társul. A centrifugális erő megközelítheti vagy meg is haladhatja a nehézségi erőt az égitest „elnyúlt részein", ahol az anyagot veszíthet a világűr felé. Emellett a centrifugális erő jelentősen befolyásolhatja, elősegítheti a tömegmozgások fellépését. Az Eros kisbolygó vagy Arrokoth Kuiper-objektum esetében például az égitest elnyúlt végein akár két nagyságrenddel is gyengébb lehet a nehézségi erő (Yeomans és tsai., 2000), ami igen eltérő lehetőséget teremt a lejtős tömegmozgásokra az égitest különböző részein.

A lejtős tömegmozgások kiváltásában a becsapódások nyomán fellépett rezgések mellett olyan egzotikus hatások is megjelenhetnek, amelyek nagyobb égitesteken nem lehetségesek. Ilyen a nehézségi erőtérben bekövetkező jelentős

változás. A nagyjából 10 km-nél kisebb égitestek esetében az ún. YORP-effektus (lásd az 1.1. fejezetet) révén jelentősen változik a tengelyforgási sebesség, és ezzel együtt az égitest alakja, ennek megfelelően az egyes területek dinamikailag értelmezett lejtése és stabilitása. A YORP-effektussal kapcsolatos alakváltozást elősegíti, hogy az ilyen apróbb kisbolygók jelentős része ún. kozmikus kőrakás szerkezetű (16.6. ábra). Ha ezek forgása gyorsul vagy lassul, a tömegüket felépítő szikladarabok könnyen elmozdulnak egymáshoz képest – végeredményként pedig az egész égitest alakja módosul. A YORP-effektus rendkívül lassan változtatja az égitest jellemzőit, és az egyéb felszínfejlődési hatások szintén rendkívül ritkán, illetve gyengén jelentkeznek. Ennek megfelelően például egy egymillió évente fellépő sziklalegördülés akár több tízmillió éven keresztül fennmaradó és sokáig azonosítható változást okozhat.

Fontosak lehetnek a becsapódásokhoz kapcsolódó rengések a sziklák elmozdításában, amire a 320 méteres *Itokawa* (Miyamoto és tsai., 2007) (16.4. ábra) és az 525 méteres *Bennu* (Jawin és tsai., 2020) (16.5. ábra) kisbolygón azonosítottak nyomokat. A sziklák mérete és alakja, valamint térbeli gyakorisága az égitest belső szerkezetére és az azt alakító folyamatokra utal. A várakozásokkal ellentétben a megfigyelések alapján az eddig meglátogatott legkisebb kisbolygón por is van a sziklák mellett, noha a becsapódásoktól a rendkívül kis szökési sebesség nyomán az anyag jelentős része kilökődik az űrbe. További érdekesség, hogy az Eros, az Itokawa és a Ryugu kisbolygók közül a kisebb méretűn fordul elő több elnyúlt szikla (Michikami és Hagermann, 2021). Az Itokawán szemcseméret szerinti területi elkülönülés is azonosítható

(Berkowitz, 2017), amit feltehetőleg a becsapódások okozta rázkódások hoztak létre, elmozdítva az egyes szemcséket – részben ahhoz hasonlóan, ahogyan egy tál száraz müzliben is elkülönülnek a különböző alkotók egymástól, ha egyenletesen rázzuk a tálat.

Az Itokawa kisbolygónál a sziklák alakjának eloszlása egyezett olyan kísérletek eredményeivel, amelyekben szilárd kőzeteket becsapódások hatásaira apróztak fel (Nakamura és tsai., 2008). Ráadásul több helyen hasonló sziklák vannak egymás közvetlen közelében, amelyek szintén az azokat szétt örő becsapódásra utalnak. Az elnyúlt sziklák hossztengelye gyakran közel merőleges a lejtésirányra (Jawin és tsai., 2020), ez pedig a legurulásukra utal.

A *Bennu* kisbolygón az OSIRIS-Rex űrszonda mérései alapján egészen a 70°-os szélességig azonosíthatók tömegmozgások nyomai (Jawin és tsai., 2020), nemcsak elmozdult blokkok, de akár 100 m átmérőjű és több m vastag törmelékfolyásos képződmények formájában is. Ezek mozgási iránya megfelel a helyi lejtésiránynak, ami sok esetben az egyenlítői kiemelkedéstől a pólusok felé mutat (uo.) (a kiemelkedés a forgási sebesség változásával kapcsolatos deformációtól jöhet létre). Közepes szélességeken akár 10 m vastag finom törmelékanyag is hiányzik, ami az egyenlítő környékén sok nagyobb blokkot fed jelentős részben, akár 5 m vastagságban. Mindezeken túl egyes sziklákon a napsugárzással összefüggő hőmérséklet-változás nyomán támadt feszültségek keltette repedések is megfigyelhetőek (19.4. ábra). A tömegmozgások közreműködhettek az egyenlítőn körbefutó „dudor" kialakulásában, és ezek okozhatják az 50 méternél kisebb kráterek csekély számát. (Ez az egyenlítői dudor feltehetőleg

16.1. Egy csuszamlás a Ceres kisbolygón. A morfológia kialakításában akár a felszíni jégtartalom miatt fellépő, részben képlékeny viselkedés is közreműködhetett (NASA, JPL-Caltech, UCLA, MPS, DLR, IDA).

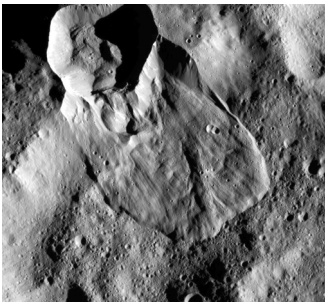
16.2. Az Eros kisbolygó felszínének 340 m átmérőjű része, ahol finom törmelékszemcsék mozgására utaló morfológia figyelhető meg (NASA, JPL, JHUAPL).

16.3. A Psyche-kráter az Eros kisbolygón, belső lejtőjén regolit csuszamlásának nyomával (NASA, JPL, JHUAPL).

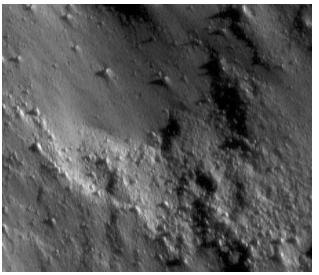
16.4. Enyhén irányba álló (imbrikált), elnyúlt kődarabok az Itokawa kisbolygón, amelyek korábbi elmozdulás(ok) során nyerhették el jelenlegi helyzetüket (JAXA, ISAS, University of Tokyo).

16.5. Szemcsemozgás nyomai a Bennu kisbolygón: szemcsék méret szerinti rendeződése, azaz gradáció (kép aljától felfelé haladva csökken a szemcseméret), és egymás tetején lévő sziklák (a balra lent látható nagyobb sziklán néhány kisebb van) (NASA, Goddard, UA).

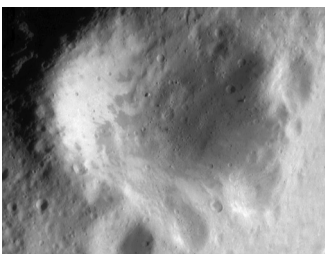
16.6. A kozmikus kőrakás szerkezetű, 208×160×133 m méretű Dimorphos kisbolygó, a Didymos kisbolygó holdja, amelyet a DART űrszonda sikeresen meglőtt 2022-ben, tesztelve a mesterséges pályamódosítást (NASA).



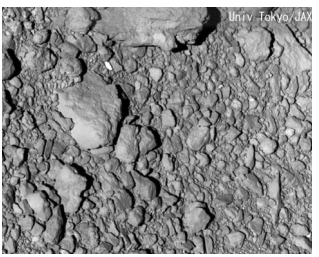
16.1.



16.2.



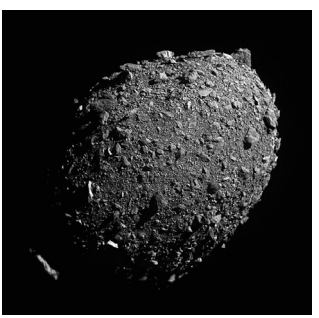
16.3.



16.4.



16.5.



16.6.

nincs kapcsolatban a Szaturnusz Iapetus holdjának egyenlítőjén körbefutó gerinchez, és feltehetőleg különbözik a Pan és Atlas holdak egyenlítői dudorától is, utóbbiak a bolygó gyűrűjéből gyűjtöttek be anyagot egyenlítői síkjukban. A kisbolygón több helyen előforduló 1-5 m magas, elnyúlt „teraszok" is a tömegmozgások során keletkezhettek (Barnouin és tsai., 2022), amelyeknek domborzatilag magasabb részén kevesebb, alacsonyabb részein több szikla van.

A *Ryugu* kisbolygón szintén megfigyelhetők hasonló irányba álló sziklák, ami mozgásra és átrendeződésre utal. A sziklák alakja egyébként a becsapódásos töredezésnél vártakhoz hasonló (Michikami és tsai., 2019), amelyek a Ryugu szülőégitestének szétdarabolódásakor keletkezhettek (Watanabe és tsai., 2019). Az egyenlítőn kiemelkedő gerinc kékes árnyalata pedig frissebb anyagra és onnan más irányba történt törmelékmozgásra utalhat. Maga az egyenlítőnél jelentkező kiemelkedő alakzat a közelmúltban történt tengelyforgás-változástól jöhetett létre (Morota és tsai., 2020). Néhány elnyúlt sáv is utal az egyenlítő irányából a sarkvidék felé történő anyagmozgásra (Takaki és tsai., 2020). A lejtős tömegmozgások kiváltásában fontos szerepet játszhatott, hogy az elmúlt időszakban a YORP-effektus révén a Ryugu tengelyforgása lassult (Watanabe és tsai., 2019), ettől lapultsága csökkent, és a lejtők dőlésszöge is változott.

Az *Eros* kisbolygón a sok lejtőirányú világos és sötét sáv (16.3. ábra), valamint az 1 km-nél kisebb kráterek csekély gyakorisága sokfelé előforduló lejtős tömegmozgásra utal (Jawin és tsai., 2020). A kisbolygó meredekebb részein valamivel kisebb a krátersűrűség, ami aktív felszínmegújulásra utal, ez jó eséllyel lejtős tömegmozgásokkal történhet (Veverka és tsai., 2001).

Feltehetőleg tömegmozgással kapcsolatos egzotikus felszínformák a „portócsák" is az Eroson (16.2. ábra). Ezek a környezetüknél simább területek, és mélyedésekben figyelhetőek meg. Közel 300 ilyen felszínformát találtak a kisbolygón a NEAR-Shoemaer űrszonda felvételein (Dombard és tsai., 2010). Keletkezésük egyik lehetséges magyarázata az ún. *elektrosztatikus porvándorlás*, amelynek keretében a napsugárzás hatására elektrosztatikusan feltöltődő porszemcsék felemelkednek, majd a hatás megszűntével visszaereszkednek – és ha erre lejtős területen kerül sor, a mélyedések alján felhalmozódnak. Egy másik modell alapján a kisbolygókon fellépő rezgések miatt mozognak a finomabb szemcsék lefelé, majd ott felhalmozódnak. De az is elképzelhető, hogy sziklák hőingadozás hatására fellépő darabolódása nyomán keletkező por felhalmozódásáról van szó. Ennek az elgondolásnak kedvez, hogy a sziklákkal együtt mutatkozó portócsák nagyobbak a sziklák nélkülieknél (Dombard és tsai., 2010).

A *Vesta* és a *Ceres* lejtős tömegmozgásos alakzatainak összehasonlítása alapján hasonló geomorfológiai környezetben a jeget alig tartalmazó, azaz szárazabb Vestán sokkal inkább szemcsemozgásos alakzat jellemző, míg a jeges Ceres esetében (16.1. ábra) több olyan képződményt találtak, amelyek képlékeny deformáció jeleit is mutatják (Parekh és tsai., 2021), és ezek a Vestán megfigyeltnél nagyobb távolságra „futnak ki". Mindez arra utal, hogy a Ceres jege képlékenyebbé teszi a lejtős tömegmozgások már megindult anyagtömegeit – ugyanakkor a helyzet sok mérés alapján ennél bonyolultabb lehet. A szárazabb Vesta esetén sok kráteren belüli omlás, folyásos kinézetű alakzatok, csuszamlások azonosíthatóak (Otto és tsai., 2013).

8. A REGOLIT

Az égitestek felszínét átalakult, közel konszolidálatlan (gyengén cementált) törmeléktakaró, ún. regolit borítja. A regolit részben helyben maradt, átalakult alapkőzet, részben az adott égitestről kirobbant, de visszahullott anyag, legkisebb részben pedig az űrből lehullott anyagból áll (Bates és Jackson, 1980). Nem egységes, hogy az egyes égitesteken pontosan mely felszíni részeket sorolják a regolit kategóriájába a különböző munkák. A regolit nem egyenlő a talajjal, mivel a talajban a hagyományos definíció szerint élettevékenység hatása is megjelenik, mégis sokszor van szó Hold-talajról vagy Mars-talajról – ha megfelelően használjuk ezeket a kifejezéseket, nincs gond velük, de a földi talaj a benne lévő élőlények és élettevékenység-nyomok miatt kivételt képvisel, mivel eltér az élettelen regolittól. Noha a regolit kifejezést földi előfordulásra alkalmazták először, a más égitestekre vonatkozó használata szinte már elterjedtebb.

A regolit *keletkezéséhez nincs szükség légkörre*, csak szilárd felszínre, amely a kozmikus hatásoknak tartósan ki van téve. Természetesen légkör alatt is keletkezik regolit, de másként:

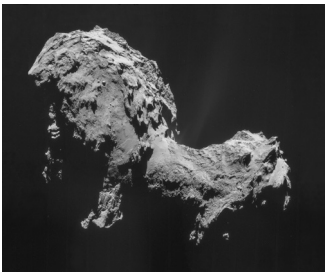
17.1. A két nagy tömbből álló Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magjának sajátos alakja (ESA).

17.2. Az Imhotep régió a Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magján. A sima területek feltehetőleg finom poranyag felhalmozódásával keletkeztek (ESA, Rosetta, MPS, UPD, LAM, IAA, SSO, INTA, UPM, DASP, IDA).

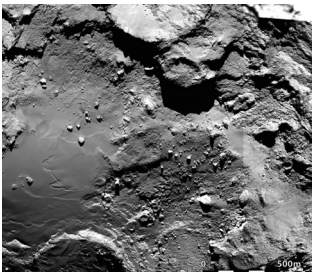
17.3. Egy „sziklaperem" leomlása 2014 decembere és 2016 márciusa között a Rosetta űrszonda felvételein. A két nyíl a bal oldali képen mutatja a repedést, amely mentén később a felszín leomlása bekövetkezett (ESA, Rosetta, MPS for OSIRIS Team, MPS, UPD, LAM, IAA, SSO, INTA, UPM, DASP, IDA).

17.4. Közelkép a Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magjáról, a kép jobb peremén látható fehér négyzet a Philae leszállóegységét mutatja (ESA, Rosetta, MPS, UPD, LAM, IAA, SSO, INTA, UPM, DASP, IDA).

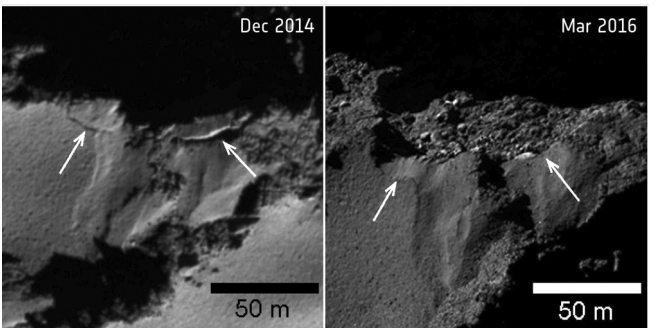
17.5. Egy rövid életű anyagsugár 2015. július 29-én a Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magjából, a Rosetta űrszonda felvételein. A kitörés kevesebb mint fél óra alatt zajlott le (ESA, Rosetta, MPS).



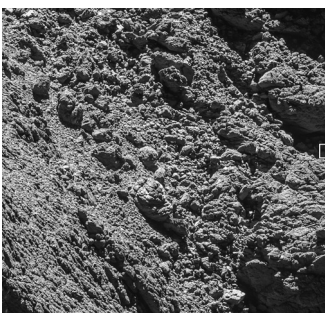
17.1.



17.2.



17.3.



17.4.



17.5.

a kozmikus eredetű hatások többnyire alárendeltek, míg az adott légkör hatásai dominálnak. Fontos különbség van a légkörrel körülvett és anélküli égitestek regolittakarójában. A légkör nélküli esetekben a regolit szemcséi közé nem szivároghatnak illóanyagok a légkörből, amelyek összecementálhatják, kémiailag átalakítatják azokat, megváltoztatva mechanikai és hőtani viselkedésüket. Ugyanakkor hosszú idő alatt az űrből érkező kevés jég és néhány egyéb illó komponens is halmozódhat a regolitban (lásd például a Merkúr vagy a Hold sarki jegét). A légkör kémiailag is módosíthatja a regolit anyagát, ha ehhez megfelelőek a viszonyok.

A regolitnak különböző részeit lehet elkülöníteni a Holdon, többnyire három egységet említenek – de ilyen felosztás más égitestekre még nincs, és lehet, hogy nem is lenne mindenhol releváns. A legfelső cm-es réteget holdpornak is nevezik (kb. 30 mikrométeresnél kisebb szemcsék), az alatta húzódó néhány méteres réteget nevezik a regolit fő alkotójának, és szeizmikus jellemzők alapján 10-15 m alatt a km-es mélységig azonosítható zóna a megaregolit. Utóbbiban az ősi, intenzív becsapódások töréseket hoztak létre, de anyagának átalakulása sokkal gyengébb, mint a felszín közelében, és nem is aprózódott olyan kis szemcsékre, mint a felette fekvő részek.

A regolitot létrehozó legfontosabb hatások (19.2. ábra):
Becsapódások:

- Mechanikai töredezés: a becsapódások (köztük mikroszkopikus becsapódások is) lökéshullámai és robbanásai nyomán az eredetileg összefüggő kőzettestek szétdarabolódhatnak, egymáshoz képest elmozdulhatnak, méretük csökken, és akár messzire kilökődhetnek eredeti helyzetükből.

- Olvadás/újraszilárdulás: sok ásvány megolvad, részben elpárolog, és illóanyag-tartalmat veszít a becsapódásoktól. Ez a hatás alapvetően gyengíti a regolitot alkotó anyag mechanikai szilárdságát. Ugyanakkor a megolvadó anyag lehűlésekor cementálhatja, összeragaszthatja a különálló szemcséket. Olvadással keletkeztek például az apró, üveges szferulák a holdi kőzetekben. (Ezek a szferulák valószínűleg nem egyeznek meg a holdi lávaszökőkút-tevékenységgel keletkezett narancsos szferulákkal.) Az olvadás következtében „összeragadt" blokkok, ún. agglutinátok képződnek. Az ilyen mikroszkopikus olvadás mellett külön említendő a nagyobb, méteres, akár kilométeres méretű olvadékok (*impact melt, melt sheet*) keletkezése is, utóbbiak látványos folyásos vagy mélyedéseket kitöltő, sima felszínű képződmények, a holdfelszín távérzékeléses fotóin több helyen is megfigyelhetők.

Részben a becsapódások, részben a nagy energiájú töltött részecskék bombázása nyomán a mikroszkopikus átalakulások során képződik mikro- és nanofázisú vas a légkör nélküli égitestek regolitjában, ami a színképet rontja, mivel a jól kristályosodott ásványi szerkezetekhez tartozó csúcsokat elnyomja.

Hőingadozás:

- A beeső napsugárzással kapcsolatos hőingadozásból eredő inszolációs és fagyaprózódás (megjegyzendő, hogy a fagyaprózódás tipikusan földi fogalom, és főleg a víz fagyásával/olvadásával kapcsolatos jelenséget takar, de ettől függetlenül gyengébben is felléphet aprózódás): a tengelyforgás napi ciklusú melegedést

és hűlést okoz, ami mechanikai töredezéssel járhat. Mindez a légkör nélküli égitesteknél jelentős, a becslések alapján főleg kis naptávolságban erős, ahol nagyon intenzív a nappali melegedés, majd az éjszakai hűlés sok kisbolygó esetében.

- A napsugárzással összefüggésben említhető az elektrosztatikus hatásra lebegő por, amit közvetlenül eddig csak a Holdon sikerült kimutatni egyfelől a horizontfénylés okaként, másfelől az Apollo-program során otthagyott ALSEP-műszercsomag pordetektoraival. Ez képes mozgatni a legkisebb regolitszemcséket, és talán közreműködik a kisbolygókon előforduló, ún. portócsák létrehozásában.

Részecskesugárzás:

- A Napból főleg protonok és egyéb töltött részecskék, a kozmikus sugarak révén pedig nagyobb energiájú és nehezebb atommagok érkeznek, amelyek a kristályszerkezetet roncsolják, részben beépülhetnek a regolit anyagába, illetve izotópokat is létrehozhatnak benne.
- Lejtős tömegmozgások: a laza poranyag, de akár a nagyobb kőzetblokkok is kerülhetnek instabil helyzetbe, amikor lejtőirányba megindulnak, módosítva a regolit területi eloszlását. Ennek sajátos esete a rendkívül gyenge gravitációs terű kisbolygóknál például a tengelyforgási sebesség változása nyomán is felléphet.

A *regolit befolyásolja* az adott égitest néhány jellemzőjét, illetve a különböző hatásokra fellépő reakciókat. A regolit képződése során az anyagfolytonosság változik, főleg csökken, azaz porózus lesz, amelynek következtében növekedhet a felszíni anyag napi hőingása, és ugyanez csökkenhet

a belsőben a gyengülő hővezetés révén, esetleg elősegítve a felszín alatti jegek tartósabb megmaradását. A regolitban az öregedés (érés) során általában, de nem mindig növekszik a pórustérfogat. Ezek a pórusok lehetnek eredendően üresek, de főleg a nagyobb égitestek jelentősebb gravitációs terében megmaradhatnak a becsapódó testek illóanyagai, ami százmillió év alatt akár sarki jeget is felhalmozhat (például a Merkúr, a Hold és talán a Vesta esetében). A porózus regolit tompítja a rengéshullámok terjedését, amivel lokalizálja a becsapódások következményét (és nehezíti is a szeizmikus vizsgálatokat).

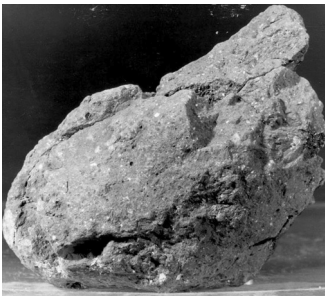
A regolitban fellépő kémiai és ásványtani átalakulások nyomán az ásványok visszavert infravörös színképi jellemzői, csúcsai gyengülnek, elmosódnak, továbbá a kristályos szerkezetű vízjég (és egyéb jegek) szerkezete amorfizálódik. Egyes égitesteken, például a Titan légkörében sok kentaur (olyan apró égitest, amelynek napközelpontja vagy átlagos naptávolsága az óriásbolygók között van), TNO (transzneptunobjektum, azaz a Neptunusznál távolabbi apró égitest) és üstökösmag felszínén a kozmikus sugarak és az ultraibolya sugárzása hatására sötétvöröses színű *tholin* keletkezik. Ez hosszú láncú szénhidrogének keveréke, rendezetlen szerkezetű polimer molekulák heterogén együttese, amely légkör nélkül, akár rendkívül alacsony hőmérsékleten is képződhet megfelelő alapanyagok és elegendően hosszú idő során. Az élet keletkezése számára fontos alapanyagokat tartalmazhat.

18.1. Összecementált regolitbreccsatömb, jelentős porozitással, sok repedéssel, üveges szerkezetű törmelékkel, amit a felszín közeléből gyűjtöttek (NASA S70-44335).

18.2. A Surveyor–3 leszállásakor keletkezett „lábnyom" a Holdon, amely a felszíni, közel 40%-os porozitású holdporba mélyed (NASA).

18.3. A Hold 1300 m átmérőjű területén egy 12 méteres friss kráter által kidobott sötét törmelékanyag. A legtöbb holdfelszíni területtel ellentétben itt világos anyag alól sötét robbant ki (NASA, GSFC, ASU).

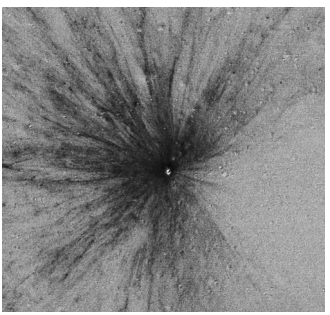
18.4. Két Apollo-küldetés által nyert, 30-30 cm mély regolitminta a Holdról (NASA).



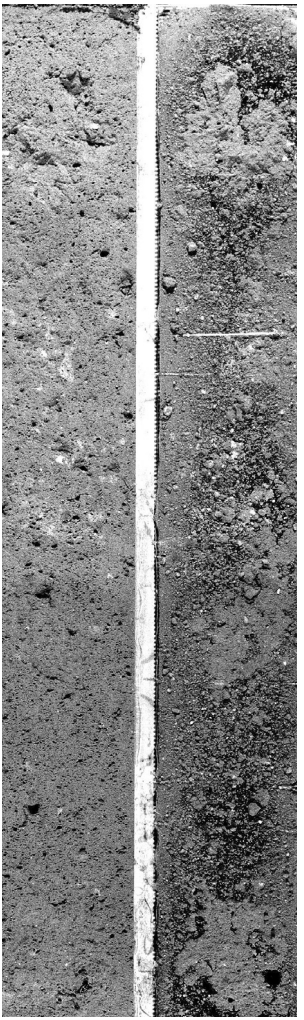
18.1.



18.2.



18.3.



18.4.

8.1. A REGOLIT JELLEMZŐI

A regolit előfordulása és specifikus jellemzői tekintetében ismereteink erősen különböznek égitestenként, ezért az alábbi leírás is heterogén.

A regolit a *Hold* túlnyomó részét beborítja néhány kisebb, lejtőkön kibukkanó szálkőzet területétől eltekintve. A Hold esetében nemcsak helyszíni méréseinkre, hanem Földre hozott anyagminta-vizsgálatokra is támaszkodhatunk. A holdi regolit *fő részének* vastagsága (a megaregolit felett) 4-5 m a mare területeken (Langevin és Arnold, 1977), és 10-15 m az idősebb és ezért több becsapódást átélt terra területeken. A holdi regolit *szerkezete* réteges, feltehetőleg minden réteget (18.4. ábra) egy-egy becsapódás során kirobbant, majd visszahullott szemcsék tömege alkotja. A több 100 km hosszú világos (ritkábban sötét), felszíni sugársávok (18.3. ábra) látványosan demonstrálják, hogy a nagyobb becsapódások milyen messzire juttatják a visszahullott törmeléket.

A becsapódásos aprózódás és keveredés nyomán elméletileg a regolit egy felső, a legkisebb és leggyakoribb becsapódások révén homogenizált és egyforma érettségű, 5-50 cm vastag réteget (*reworked layer*, 18.2. ábra) és egy alatta fekvő, kevésbé keveredett, éretlenebb egységből álló réteget tartalmaz. Valójában ilyen egységek sorakozhatnak a regolitszelvényben egymás felett, amelyek egy-egy nagyobb becsapódás által kidobott, majd visszahullott szemcsékből állnak, ahol mindegyikük felső rétegét településük után a kis becsapódások homogenizáltak. Kémiai vagy ásványtani szempontból a regolit általában kevert anyagú, terra- vagy mareeredetű részek egyaránt előfordulnak benne bármely területről származó mintában.

A holdi regolit *sűrűsége* jelentősen nő a felső méterben lefelé haladva, a szemcsék közötti pórustérfogat csökkenése miatt a felszínközeli rétegének átlagsűrűsége 1,5 g/cm³ körüli. A felső, közel egyméteres rétegben a legtöbb szemcse 100 mikrométernél kisebb méretű. A regolit *érettsége* a becsapódások és a sugárzási hatások miatt idővel növekszik. Ez töredezéssel jár, de egy idő után ezzel akár egyensúlyt is tarthat, hogy a becsapódások során keletkező olvadékok összse is ragaszthatják a szemcséket (az előzővel ellentétes hatást kifejtve), továbbá a nagyobb becsapódások miatt újabb nagyobb méretű, összefüggő kőzettömbök is kerülnek a regolitba (19.1. ábra) (McKay és tsai., 1974). Itt említendő a suevit, amely olyan breccsa jellegű, összecementált kőzetblokk a holdi regolitban, amely olvadt és újraszilárdult anyagot, üveges szerkezetű összetevőket, ásvány- és kőzettöredékeket tartalmaz.

A regolitban az érettséggel együtt növekszik a mikro- és nanofázisú vas aránya, ami a mágneses jellemzők erősödésével jár együtt (Morris, 1978a). Ennek követésére szolgál az OMAT- *(Optical Maturity-)* index (Lemelin és tsai., 2020), de hasonló céllal alkalmazzák a radioaktív bomlás részecskekibocsátásával kapcsolatos hasadásinyom-sűrűséget, egyes kozmogén izotópok vagy az agglutinátegységek gyakoriságát. Az érettség értelmezésénél szem előtt kell tartani, hogy több azt jellemző numerikus érték csak egy adott szintig nő, utána az idő előrehaladtával már nem vagy alig emelkedik tovább (kivéve például a vas-oxid előfordulási arányát – Morris, 1976, de az is fontos, hogy milyen időskálán vizsgálódunk). Az eddigi mérések és elméleti modellek (Morris, 1978b; Arnold, 1975) alapján az egyes átkeveredési mélységekhez tartozó kitettségi

kor a holdi regolitnál: 1 cm: 1 millió év, 10 cm: 100 millió év, 100 cm: 1 milliárd év.

A becsapódásos töredezés hatására keletkező, összecementált fragmentumokat *impakt breccsának*, (néha regolitbreccsának, 18.1. ábra) nevezik. Ezek polimikt (kevert) anyagúak, kőzettöredékeket, különálló ásványi szemcséket, valamint olvadt és gyorsan újraszilárdult üveges komponenseket is tartalmaznak; többnyire idős képződmények (Stöffler és tsai., 1980). A becsapódások sokkhatására megolvadt szemcsék ragasztó hatása nyomán litifikálódtak (Schaal és Horz, 1980; Simon és tsai., 1986). Mindezen hatásoknak megfelelően a regolit érettsége növekszik az idő előrehaladtával, legerősebben a legfelső, közvetlen felszíni anyagoknál, ahol a *mikrometeoritok bombázása* a napszéllel együtt csak a világűrnek közvetlenül kitett felületeket módosítja.

A *kozmikus mállás* (*space weathering)* módosítja a regolitot, amelynek keretében fontos és a földfelszínen nem jelentkező hatás az ionizáló részecskesugárzás befolyása. Ennek különböző energiájú részei eltérő változásokat okoznak a regolitban, amit a Hold esetében vizsgáltak részletesen. A napszél átlagos (kb. 1 keV energiájú) protonjai (néhány tized nanométer behatolási mélységgel) részben beépülnek az ásványokba, részben amorf réteget hoznak létre a szemcsék (főleg plagioklász ásványok) felületén. A beépülő és eltávozó protonok aránya mindössze kb. 100 év kitettség után egyensúlyba kerül egymással (Borg és tsai., 1980).

A halmozódó protonok kémiai szempontból fontosak, mivel a napszélből származó hidrogén a holdi vas-oxiddal kölcsönhatásba lépve *vízmolekulákat hozhat létre* kis mennyiségben, amelyek többnyire OH-gyökökre bomlanak, eset-

leg adszorbeálódnak a szemcséken. Ez feltehetőleg más égitesteken is működik, de a Hold esetében sikerült elsőként kimutatni. A napflerekből származó protonok (1–100 MeV energiatartomány, mm-cm behatolási mélység) hasadási nyomokat gyártanak (utóbbiak sűrűsége arra utal, hogy menynyi idős a szemcse a regolit felső, kb. 1 cm-es rétegében), és ezek mellett radioaktív elemeket hoznak létre. A kozmikus sugarak (100 MeV – 3 GeV, cm-m behatolási mélység) szintén hasadási nyomokat és radioaktív elemeket, valamint stabil izotópokat hoznak létre. Mindezek az izotópok a kitettségi korra és a minta holdi mélységére utalnak (Reedy és Arnold, 1972; Hohenberg és tsai., 1978).

A *Mars* felszíni regolittakarója a légkör és a különböző felszíni hatások miatt változatos lehet, bár a felszínt sok helyen azonos összetételű és szerkezetű, finom és laza por borítja, amelyet a szelek kevernek és homogenizálnak globálisan. Megaregolit itt is lehet mélyen, akárcsak a Holdon. Ez a marsi por nagyon finom, kb. 30 mikrométer alatti szemcseméret jellemző rá. A regolit anyaga erősen toxikus lehet földi értelemben a benne lévő peroxidok és perklorátok miatt. Felső, kb. 1 cm vastag rétege erősen oxidált, ezért vöröses árnyalatú. A marsi szulfátok, vas-oxidok és -hidroxidok által cementált regolitszemcsék kemény, kéregszerű együttesét *duricrustnak* is nevezik.

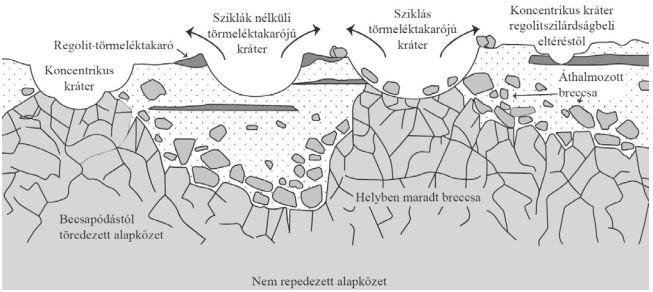
Az óriásbolygók *jégholdjain* is létezik regolit, de ennek jellemzőiről viszonylag kevés ismeretünk van. A Titan helyzete kivételes ilyen szempontból, ott a légkör alatt sokféle hatás érvényesül, ezek a regolitot befolyásolhatják. A holdon kimutatott dűnék anyaga apró szemcsékből áll, töredezett és átalakult felszíni rétegre mint anyagforrásra utalva – ugyan-

19.1. A holdi mare terület regolitjának egyszerűsített szerkezete. Ahol a kráterek törmeléktakarójában sziklák jelennek meg, ott az adott kráter elérte az aprószemcsés regolit alatti szálkőzetet (Head és Wilson, 2020 alapján).

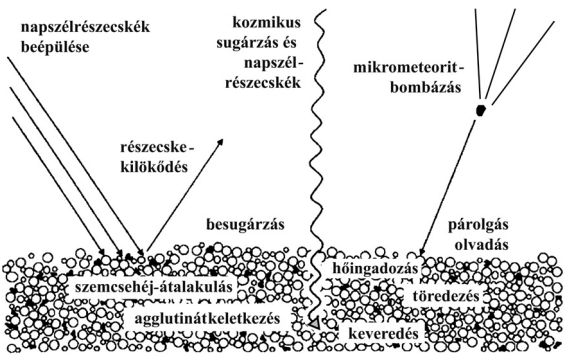
19.2. A regolit keletkezését és fejlődését befolyásoló fő folyamatok (Noble 2009).

19.3. Egy háztömbnyi szikla, amit az Apollo–17 egyik expedíciója során látogattak meg (NASA).

19.4. Repedezett sziklák a Bennu kisbolygón. A napi hőmérséklet-változás 10-100 ezer év alatt képes egy-egy tömböt több darabra törni (NASA).



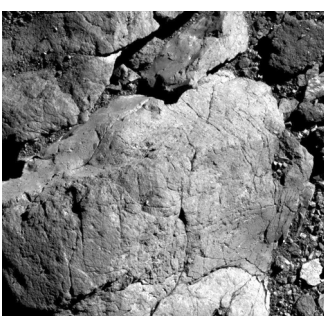
19.1.



19.2.



19.3.



19.4.

akkor nem ismert a légkörből hulló szerves anyag szerepe a dűnehomok kialakításában. A Huygens leszállóegység penetrométere a földi agyaghoz hasonló szemcsékre jellemző mechanikai viselkedést érzékelt. Mindezek mellett elképzelhető, hogy azért van több kráter a Titan domborzatilag magasabb területein, mivel a mélyebb vidékeken igen laza a regolit, például a benne feltételezett metánfolyadék miatt (Wakita és tsai., 2021) – de ez az elgondolás még megerősítésre szorul.

Az *üstökösmagok* regolitja talán a legkevésbé ismert az összes égitesttípus felszíni törmeléktakarója közül, részben mert közelről még keringőegységek is ritkán vizsgáltak üstökösmagokat, és csak egyikük felszínére szállt le űrszonda. Emellett olyan aktív folyamatok zajlanak az üstökösmagokon (szublimációs gázkibocsátás és porkilövellés), amelyek főleg a felszín pusztulásának kedveznek (17.3. ábra), továbbá a gravitációs tér nagyon gyenge, és nehezen tart meg szemcséket. A Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magjánál például a mogyoró alakú kettős égitest (17.1. ábra) déli tömbjéről a szublimáció révén kilövellt por (17.5. ábra) egy része (akár 25%-a is) az északi tömbön tud felhalmozódni. Ez helyenként 0,5-1 méteres vastagságot is elérhet (Hu és tsai., 2017). A regolit képződésének fontos része az illók eltávozása után visszamaradt szilárd réteg keletkezése, ez a folyamat üstökösmagok esetében jellemző lehet. Kevéssé ismert a Csurjumov–Geraszimenko-üstökös magján mutatkozó, talán a szublimáció során feltöredező blokkok (17.4. ábra) és sima területek (17.2. ábra) eredete, utóbbiak feltehetőleg finomszemcsés por lerakódásával keletkeztek.

9. NEHEZEN BESOROLHATÓ FELSZÍNFORMÁK

Úgynevezett *káoszterületek* a Marson és az Europa jégholdon is látszanak, amelyek összetört blokkokból állnak egy megsüllyedt vidéken. Az eredeti felszín ezeken a területeken valamilyen alulról érkező hő hatására széttört, és a felszín alól az anyag egy része eltávozott, majd beomlott.

Az *Europa* jupiterhold felszínén a korábbi jégpáncél nagyságrendileg 1-100 km-es szabálytalan részekre széttört táblái vannak a káoszterületeken (6.6. ábra felső része, valamint 20.3. és 20.4. ábra). Ezek a blokkok egymással részben összeilleszthetők, eredeti helyzetükbe visszaforgathatók. A blokkok és a közöttük lévő mélyebb területek egyaránt nagyságrendileg 100 m-rel emelkednek ki a környező térszín fölé (Collins és tsai., 2000). A széttört blokkok közötti területek (mátrix) gyakran sárgás-vöröses árnyalatúak és sötétebb színűek, mint a környező jég. Ez a jégréteg alatti vízben lévő oldott szennyezőanyag jelenlétére utal, ami jó eséllyel szulfátsókat jelenthet (McCord és tsai., 1999). Helyenként kerekded, ún. lentikulákon belül is mutatkoznak ilyen káoszterületek, feltehetőleg ezek is a fentiekhez hasonló módon keletkeztek.

20.1. A Ravi Vallis forrásvidékén lévő káoszterület (balra) a Marson, ahonnan a felszabadult víz jobbra folyt le, útja közben is keletkeztek további kisebb káoszterületek (NASA, JPL).

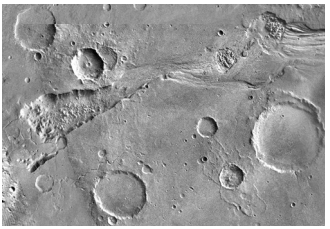
20.2. A közel 150 km átmérőjű Pyrrhae Chaos zárt területe a Marson, ahonnan a felszabadult víz nem folyt ki (NASA, JPL-Caltech, ASU).

20.3. A Conamara Chaos nevű terület részlete az Europa jupiterhold felszínén. A néhány km-es blokkok nagyságrendileg 100 m-re állnak ki a környezetükből (NASA).

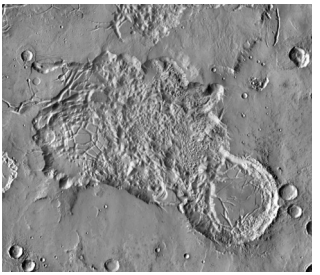
20.4. Káoszterületek az Agenor Linea környezetében az Europa felszínén (NASA, JPL-Caltech, SETI Institute).

20.5. Kaotikus helyzetű jégblokkok alkotta terület a Plútó Sputnik Planitia északnyugati pereme mellett. A 470 km átmérőjű területet ábrázoló képet a New Horizons űrszonda rögzítette (NASA, JHUAPL, SWRI).

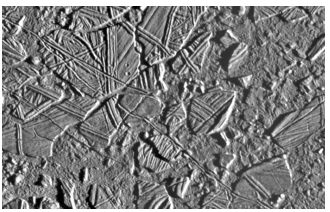
20.6. A Tenzing Mountains vonulatai a Plútón (balra) és a Sputnik Planitia síksága (jobbra). Elképzelhető, hogy a hegyvonulat bizonyos részei egy káoszterülethez hasonló széttörés során keletkeztek (NASA, JHUAPL, SWRI).



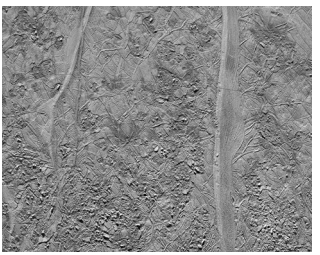
20.1.



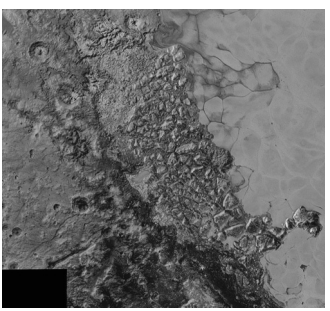
20.2.



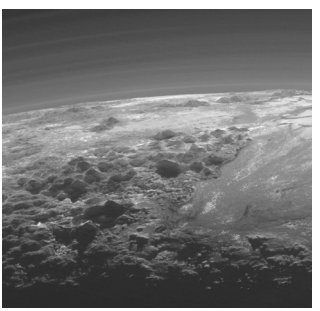
20.3.



20.4.



20.5.



20.6.

Az Europa káosztereületeinek keletkezése során a mélyből valamilyen olvasztó hatás érhette a jégpáncélt (például a jég alatti vízréteg fenekén vulkáni aktivitástól indult meleg vizes feláramlás), amitől a jég megolvadt és blokkokra tört (Kattenhorn és Hurford, 2009). A meleg feláramlás feltehetőleg nem jutott közvetlenül a jég felszíne közelébe, hanem egy hatalmas folyadékcsepp (kriomagma) formájában nyomult a jégbe, majd ott megrekedt, és a tengervízben lévő sótartalom miatt igen alacsony hőmérsékleten fagyott meg. A folyamat közreműködött a felszín kaotikus blokkokra darabolódásában, 1-2 km-es értékig kivékonyítva a felette fekvő jégréteget (Kereszturi és Keszthelyi, 2013). A benyomult olvadt víz végül megfagyott, és az ekkor fellépett térfogat-növekedés nyomán az egész káosztерület kissé megemelkedett.

A *Marson* a szilárd kőzetréteg feldarabolódása nyomán keletkeztek az általában néhányszor 10-100 km átmérőjű káosztерületek (20.1. és 20.2. ábra). Itt a szilárd felszín szögletes, néhol eredeti helyzetükből kibillent blokkokra tört szét, a blokkok közötti rész pedig a környező felszínnél néhány száz méterrel (Meresse és tsai., 2008), ritkán akár 1 km-rel alacsonyabban van (Sharp, 1973). Gyakran ún. áradásos folyásnyomok forrásai az ilyen káosztерületek, az ezeket kialakító vízmennyiség (Carr, 1979) a felszín alól származott megolvadó jég formájában. Mivel a káosztерületek gyakran a vulkáni központok térségében jellemzőek a déli felföldeken, feltehetőleg vulkanikus eredetű hő játszott szerepet a felszín alatti jég megolvadásában. A víz megjelenése gyengítette a terület szilárdságát, majd eltávozott onnan, a nagy blokkok pedig megsüllyedtek.

A legtöbb marsi káoszterület 3,8-2,0 milliárd évvel ezelőtt keletkezhetett. Ekkor a Mars már túl volt korai enyhébb, nedvesebb időszakán, és globális krioszféra volt rajta (felszín alatti réteg, amit a kőzetek repedéseibe fagyott jég cementál). A déli pólussapka geotermikus eredetű, alsó olvadása vizet pumpálhatott a krioszféra alá, amelyet a Tharsis vulkánjainak területén lévő jég helyi olvadása is növelhetett, és nyomás alatt lévő, mélységi vízréteg keletkezett (Clifford, 1993). Az északi mélyföldek területe mélyebben van, mint ez a mélységi vízréteg, amely a repedések és vulkáni eredetű hő révén (Chapman és Tanaka, 2002; Cabrol és tsai., 1997) a felszínre tört.

A víz némelykor az északi mélyföldeket részben elárasztotta, és befagyó felszínű állóvizeket hozott létre. Ugyanakkor az is elképzelhető, hogy a jég mellett vagy helyett klatrátok is lehettek a felszín alatt, amelyek bomlása során (Milton, 1974; Hoffman, 2000) szabadult fel gáz és víz a területen. A szemcsés üledék és a vele kevert vízjég a rá nehezedő nyomás révén is könnyebben mobilizálódott (Zegers és tsai., 2010). További érdekes lehetőség a Galaxias Chaos esetében, hogy láva folyhatott a jég felszínére (Pedersen és Head, 2011), és idővel a terület blokkokra tört, részben megsüllyedt; míg az Elysium Mons térségében a krioszférába nyomult forró vulkanikus telérek okoztak olvadást és vízkitörést (uo.).

A New Horizons űrszonda mérései alapján elképzelhető, hogy a Plútó felszínén is vannak káoszterület jellegű képződmények. Itt említhető a Sputnik Planitia peremvidékénél található Tenzing Mountains széttört blokkokból álló hegyvidéke (20.5. és 20.6. ábra), amelynek területén a szétdara-

bolódott felszíni jégréteg talán a mélyben megjelenő képlékeny anyagon mozdult el. Ebben az esetben nem feltétlenül olyan káoszterület-képződésről van szó, mint a Marson és az Európán.

UTÓSZÓ

Ezen kiadvány a Naprendszer szilárd felszínű égitestein megfigyelhető felszínformák és azok eredete témakörében ad áttekintést tudásunk 2022-es állapotáról. A természet gazdagsága miatt sok témakör még említés szintjén sem került bele a munkába. A bemutatott alakzatok közül többnek további alternatív keletkezési magyarázatai is lehetnek. A tudomány gyorsan fejlődő világában néhány évente új űrszonda vizsgál meg egy-egy égitestet a Naprendszerben, és az online publikációs, valamint kommunikációs platformok révén a friss ismeretek hamar eljuthatnak a felhasználókhoz.

Ez a könyv elsősorban olyan útmutató kíván lenni, amely általános ismereteket és rendszerszintű megközelítést ad – hátteret nyújt a fiatal kutatóknak, főleg az egyetemistáknak, valamint a téma iránt mélyebben érdeklődőknek. Azoknak is szól, akik állításaimmal több területen vitatkoznak, ezért könyvem remélhetőleg új gondolatok és megoldások keresésére sarkallja őket. A tudomány demokratikusan működik, az itt bemutatott tartalom alap lehet a kritikus hangvételű munkákhoz, az új és a korábbiaktól eltérő utak kipróbálásához – olyan igazolható és ismételhető mérések, valamint állítások megalkotásához, amelyek majd túllépnek ezen a könyvön.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

A könyv anyaga részben az Eötvös Loránd Tudományegyetemen tartott planetológiai előadásaimból merít, ezzel kapcsolatban köszönet illeti szakmai megbeszélések nyomán Bérczi Szaniszlót, Hargitai Henriket, Horváth Andrást, Illés Erzsébetet, Sik Andrást és további kollégákat. Köszönetem fejezem ki emellett Kurfis-Pál Bernadettnek és a két lektornak, Szabados Lászlónak és Hargitai Henriknek kritikai megjegyzéseikért. A könyv anyagának kidolgozását támogatta a GINOP-2.3.2-15-2016-00003, a COOP-NN-116927 és a GINOP 2.3.2-15-2016-00009 pályázat, valamint a Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézete.

IRODALOMJEGYZÉK

Achille G. di és Hynek B. 2010. Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys. *Nature Geoscience*, 3(7): 459–463.

Aharonson O. és tsai. 2009. An asymmetric distribution of lakes on Titan as a possible consequence of orbital forcing. *Nature Geoscience*, 2(12): 851–854.

Ahrens C. J. és tsai. 2018. Potential Mud Volcanism Type Processes on Pluto. In *Cryovolcanism in the Solar System* Workshop, 2003.

Andrews-Hanna J. C. és tsai. 2008. The Borealis basin and the origin of the Martian crustal dichotomy. *Nature*, 453(7199): 1212–1215.

Anguita F. és tsai. 2006. Evidences for a Noachian-Hesperian orogeny in Mars. *Icarus*, 185(2): 331–357.

Ansan V. és tsai. 1996. Model of formation of Ishtar Terra, Venus. *Planetary and Space Science*, 44(8): 817–831.

Arnold J. R. 1975. Monte Carlo simulation of turnover processes in the lunar regolith. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2: 2375–2395.

Baer G. és tsai. 1994. Spatial and temporal relations between coronae and extensional belts, northern Lada Terra, Venus. *Journal of Geophysical Research*, 99(E4): 8355–8370.

Bahia R. és Steinmann V. 2022. The Evolution of Martian Valley Network Formation Timescales. In *EGU General Assembly Conference Abstracts,* EGU22 1282.

Baioni D. és Sgavetti M. 2013. Karst terrains as possible lithologic and stratigraphic markers in northern Sinus Meridiani, Mars. *Planetary and Space Science*, 75: 173–181.

Baioni D. és tsai. 2009. Karst landforms in a Martian evaporitic dome. *Acta Carsologica*, 38(1): 9–18.

Baker V. R. és Milton D. J. 1974. Erosion by catastrophic floods on Mars and Earth. *Icarus*, 23(1): 27–41.

Balme M. és tsai. 2008. Transverse Aeolian Ridges (TARs) on Mars. *Geomorphology*, 101: 703–720.

Barlow N. 2008. *Mars: An Introduction to its Interior, Surface and Atmosphere*. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sao Paulo.

Barnes J. W. és tsai. 2011. Organic sedimentary deposits in Titan's dry lakebeds: Probable evaporite. *Icarus*, 216(1): 136–140.

Barnouin O. S. és tsai. 2022. The Formation of Terraces on Asteroid (101955) Bennu. *Journal of Geophysical Research*, 127(4): e06927.

Barr A. C. 2016. On the origin of Earth's Moon. *Journal of Geophysical Research*, 121(9): 1573–1601.

Bart G. D. 2007. Comparison of small lunar landslides and Martian gullies. *Icarus*, 187(2): 417–421.

Basilevsky A. T. 2002. Morphology of Callisto Knobs from Photogeologic Analysis of Galileo SSI Images Taken at Orbit C21. In *Lunar and Planetary Science Conference,* 1014.

Basilevsky A. T. és tsai. 1997. Onset Time and Duration of Corona Activity on Venus: Stratigraphy and History from Photogeologic Study of Stereo Images. *Earth, Moon and Planets*, 76: 67–115.

Bates R. L. és Jackson J. A. 1980. *Glossary of Geology*. AGI, Falls Church.

Bazilevskaya E. A. 2005. Thickness of the Olympus Mons Lava Flows as Measured from the MGS MOC and MOLA Data: Volcano Caldera and Flanks. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1082.

Beddingfield C. B. és tsai. 2015. Fault geometries on Uranus' satellite Miranda: Implications for internal structure and heat flow. *Icarus*, 247: 35–52.

Beddingfield C.B. és Cartwright R. J. 2021. A lobate feature adjacent to a double ridge on Ariel: Formed by cryovolcanism or mass wasting? *Icarus* 367, 114583.

Bennett K. A. és tsai. 2016. Complex explosive volcanic activity on the Moon within Oppenheimer crater. *Icarus*, 273: 296–314.

Bercovici D. és tsai. 2014. Plate tectonics, damage and inheritance. *Nature*, 508(7497): 513–516.

Bérczi Sz. 1977. A Merkúr bolygó. *Csillagászati Évkönyv*, 285–298.

Bérczi Sz. 1978. *Planetológia*. Tankönyvkiadó.

Bérczi Sz. 1985. *Planetológia*. National Textbook Publishing House.

Bérczi Sz. 1989. Rendezőelvek a planetológiában. *Természet Világa*, 120: 290–298.

Bérczi Sz. 1991. *Kristályoktól bolygótestekig*, Akadémiai Kiadó, Budapest.

Bérczi Sz. 2007. A Naprendszer égitestjeinek fejlődése – a kisbolygók. *Fizikai Szemle*, 57: 88–94.

Berkowitz R. 2017. Separating pebbles from boulders on asteroid Itokawa. [Online; posted 28-February-2017, https://physicstoday.scitation.org/do/10.1063/PT.5.7352/full/]

Bernhardt H. és tsai. 2020. Mars' Oldest and Largest Caldera Pityusa Patera–Unique Deposits Hint at Magma Chamber at Crust-Mantle Boundary. In *51st Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1087.

Bertrand T. és tsai. 2020. Equatorial mountains on Pluto are covered by methane frosts resulting from a unique atmospheric process. *Nature Communications*, 11: 50–56.

Bindschadler D. L. 1995. Magellan: A new view of Venus' geology and geophysics. *Reviews of Geophysics*, 33(S1): 459–467.

Bland M. T. és McKinnon W. B. 2018. Viscous relaxation as a prerequisite for tectonic resurfacing on Ganymede: Insights

from numerical models of lithospheric extension. *Icarus*, 306: 285–305.

Bland M. T. és tsai. 2017. Viscous relaxation of Ganymede's impact craters: Constraints on heat flux. *Icarus*, 296: 275–288.

Blewett D. T. és tsai. 2011. Hollows on Mercury: MESSENGER Evidence for Geologically Recent Volatile-Related Activity. *Science*, 333(6051): 18–56.

Boatwright B. D. és tsai. 2021. Inverted Fluvial Channels in Terra Sabaea, Mars: Geomorphic Evidence for Proglacial Lakes and Widespread Highlands Glaciation in the Late Noachian. In *52nd Lunar and Planetary Science Conference*, 1641.

Borg J. és tsai. 1980. Solar wind radiation damage in lunar dust grains and the characteristics of the ancient solar wind. In *The Ancient Sun: Fossil Record in the Earth, Moon and Meteorites* (R. O. Pepin és tsai.), 431–461.

Borrelli M. E. és Collins C. G. 2018. Testing the Cryovolcanism Hypothesis for Vulcan Planum, Charon. In *Cryovolcanism in the Solar System* Workshop, 20–23.

Boyce J. M. és tsai. 2005. Ancient oceans in the northern lowlands of Mars: Evidence from impact crater depth/diameter relationships. *Journal of Geophysical Research*, 110(E3): E03008.

Brandenburg J. E. 1987. The Paleo-Ocean of Mars. In *MECA Symposium on Mars: Evolution of its Climate and Atmosphere* (V. Baker és tsai.), Lunar and Planetary Institute, Texas, p. 20.

Bridges N. T. és tsai. 2007. Windy Mars: A dynamic planet as seen by the HiRISE camera. *Geophysical Research Letters*, 34(23): L23205.

Bro P. és tsai. 2012. A unique volcanic field in Tharsis, Mars: Pyroclastic cones as evidence for explosive eruptions. *Icarus*, 218(1): 88–99.

Bro P. és tsai. 2015. Scoria cones on Mars: Detailed investigation of morphometry based on high-resolution digital elevation models. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 120(9): 1512–1527.

Bro P. és tsai. 2021. An overview of explosive volcanism on Mars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 409: 107–125.

Brown R. H. és tsai. 2006. Composition and Physical Properties of Enceladus' Surface. *Science*, 311(5766): 1425–1428.

Buchan K. L. és Ernst R. E. 2021. Plumbing systems of large igneous provinces (LIPs) on Earth and Venus: Investigating the role of giant circumferential and radiating dyke swarms, coronae and novae, and mid-crustal intrusive complexes. *Gondwana Research*, 100: 25–43.

Buczkowski D. L. és tsai. 2012. Large-scale troughs on Vesta: A signature of planetary tectonics. *Geophysical Research Letters*, 39(18): L18205.

Bulmer M. M. 1994. Small volcanic edifices in the plains of Venus: with particular reference to the evolution of scalloped margin domes. *Dissertation*, University College London, UK.

Burr D. M. és tsai. 2013. Morphology of fluvial networks on Titan: Evidence for structural control. *Icarus*, 226(1): 742–759.

Byrne P. K. és Ivanov A. B. 2013. An assemblage of lava flow features on Mercury. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118(6): 1303–1322.

Byrne S. és tsai. 2004. Internal structure of the Martian south polar layered deposits. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109(E11): E11001.

Cabrol N. A. és tsai. 1997. A Model of Outflow Generation by Hydrothermal Underpressure Drainage in Volcano-Tectonic Environment, Shalbatana Vallis (Mars). *Icarus*, 125(2): 455–464.

Calderon L. P. és tsai. 2015. Geomorphologic Evolution of the Zone of Hadriaca Patera in Mars. In *46th Annual Lunar and Planetary Science Conference,* 2074.

Calkin P. és Rutford L. H. 1974. The sand dunes of Victoria valley, Antarctica. *Geographical Review*, 64: 189–216.

Carlson R. W. és tsai. 2007. Io's surface composition. In *Io After Galileo: A New View of Jupiter's Volcanic Moon* (R. C. Lopes and J. R. Spencer), 193.

Carr M. H. 1979. Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2995–3007.

Cartwright R. J. és Beddingfield C. B. 2020. Miranda's Polygonal Impact Craters Support Long-Lived Tectonic Activity. In *51st Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1120.

Chao L. és Zhibao D. 2022. Distribution of Dune Landform on Mars. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences*, 9: 811702.

Chapman M. G. 1994. Evidence, Age, and Thickness of a Frozen Paleolake in Utopia Planitia, Mars. *Icarus*, 109(2): 393–406.

Chapman M. G. és Tanaka K. 2002. Related Magma-Ice Interactions: Possible Origins of Chasmata, Chaos, and Surface Materials in Xanthe, Margaritifer, and Meridiani Terrae, Mars. *Icarus*, 155(2): 324–339.

Christensen P. R. és tsai. 2005. Evidence for magmatic evolution and diversity on Mars from infrared observations. *Nature*, 436(7050): 504–509.

Chuang F. C. és Greeley R. 2000. Large mass movements on Callisto. *Journal of Geophysical Research*, 105(E8): 20227–20244.

Clegg-Watkins R. N. és tsai. 2017. Nonmare volcanism on the Moon: Photometric evidence for the presence of evolved silicic materials. *Icarus*, 285: 169–184.

Clifford S. M. 1993. A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 98(E6): 10973–11016.

Clifford S. M. és Parker T. J. 2001. The Evolution of the Martian Hydrosphere: Implications for the Fate of a Primordial Ocean and the Current State of the Northern Plains. *Icarus*, 154(1): 40–79.

Collins G. C. és tsai. 2000. Evaluation of models for the formation of chaotic terrain on Europa. *Journal of Geophysical Research*, 105(E1): 1709–1716.

Collins G. C. és tsai. 2009. Tectonics of the Outer Planet Satellites. In *Planetary Tectonics (Cambridge Planetary Science)* Edited by T. R. Watters and R. A. Schultz, 264–350.

Copp D. L. és tsai. 1998. New insights into Coronae evolution: Mapping on Venus. *Journal of Geophysical Research*, 103(E8): 19401–19418.

Cousins C. R. és Crawford I. A. 2011. Volcano-Ice Interaction as a Microbial Habitat on Earth and Mars. *Astrobiology*, 11(7): 695–710.

Croft S. K. 1993. Geomorphology of Triton's Polar Materials. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 345.

Croft S. K. és tsai. 1995. The geology of Triton. In *Neptune and Triton*, 879–947.

Crown D. A. és Greeley R. 1993. Volcanic geology of Hadriaca Patera and the eastern Hellas region of Mars. *Journal of Geophysical Research*, 98(E2): 3431–3451.

Crown D. A. és tsai. 2005. Styles and timing of volatile-driven activity in the eastern Hellas region of Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 110(E12): E12S22.

Crumpler L. S. és tsai. 1992. Venus Volcanism: Global Distribution and Classification from Magellan Data. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 277.

Dang Y. és tsai. 2020. Diverse Polygonal Patterned Grounds in the Northern Eridania Basin, Mars: Possible Origins and Implications. *Journal of Geophysical Research* (*Planets)*, 125(12): e06647.

Das E. és tsai. 2022. Investigating the origin of gypsum in Olympia Undae: Characterizing the mineralogy of the basal unit. *Icarus*, 372: 114–720.

Davaille A. és tsai. 2017. Experimental and observational evidence for plume-induced subduction on Venus. *Nature Geoscience*, 10(5): 349–355.

Davies A. G. és tsai. 2015. Map of Io's volcanic heat flow. *Icarus*, 262: 67–78.

De Hon R. A. és Pani E. A. 1993. Duration and rates of discharge: Maja Valles Mars. *Journal of Geophysical Research*, 98(E5): 9129–9138.

Dhingra R. D. és tsai. 2018. Temporal Survey of Rain Events at Titan's North Pole as Revealed by the Wet-Sidewalk E. *In 49th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1262.

Dickson J. L. és tsai. 2009. Amazonian-aged fluvial valley systems in a climatic microenvironment on Mars: Melting of ice deposits on the interior of Lyot Crater. *Geophysical Research Letters*, 36(8): L08201.

Dietrich W. E. és tsai. 2014. Clues to the Relative Timing of Lakes in Gale Crater. In *8th International Conference on Mars*, 1178.

Diniega S. és tsai. 2013. A new dry hypothesis for the formation of Martian linear gullies. *Icarus*, 225(1): 526–537.

Dohm J. M. és tsai. 2015. Geological and hydrological histories of the Argyre province, Mars. *Icarus*, 253: 66–98.

Dombard A. J. és tsai. 2007. A magmatic loading model for coronae on Venus. *Journal of Geophysical Research* (*Planets*), 112(E4): E04006.

Dombard A. J. és tsai. 2010. Boulders and ponds on the Asteroid 433 Eros. *Icarus*, 210(2): 713–721.

Du J. és tsai. 2019. Thickness of Lunar Mare Basalts: New Results Based on Modeling the Degradation of Partially Buried Craters. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 124(9): 2430–2459.

Dundas C. M. és tsai. 2018. Exposed subsurface ice sheets in the Martian mid-latitudes. *Science*, 359(6372): 199–201.

Duxbury N. S. és Brown R. H. 1993. The Phase Composition of Triton's Polar Caps. *Science*, 261(5122): 748–751.

El-Maarry M. R. és tsai. 2015. Fractures on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko observed by Rosetta/OSIRIS. *Geophysical Research Letters,* 42(13): 5170–5178.

Elkins-Tanton L. T. 2012. Magma Oceans in the Inner Solar System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40(1): 113–139.

Emran A. és tsai. 2018. Surfacial Geology of Siloe Patera at Arabia Terra, Mars. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, P53F 3030.

Erkeling G. és tsai. 2009. Morphologic, Stratigraphic and Morphometric Investigations in Eastern Libya Montes, Mars: Implications for Long-Term Fluvial Activity. In *40th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1604.

Ernst R. E. és tsai. 2001. Giant Dike Swarms: Earth, Venus, and Mars. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29: 489–534.

Fanale F. P. és tsai. 1982. Io's surface – Its phase composition and influence on Io's atmosphere and Jupiter's magnetosphere. In *Satellites of Jupiter*, 756–781.

Fassett C. I. és Head J. 2008. Valley network-fed, open-basin lakes on Mars: Distribution and implications for Noachian surface and subsurface hydrology. *Icarus*, 198(1): 37–56.

Feldman W. C. és tsai. 2004. Global distribution of near-surface hydrogen on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 109(E9): E09006.

Fenton L. és tsai. 2013. *Extraterrestrial Aeolian Landscapes*, 287–312. Elsevier.

Fenton L. és tsai. 2020. Pattern Evolution in Transverse Aeolian Ridges (TARs) in Scandia Cavi, Mars. In *Sixth International Planetary Dunes* Workshop, 3027.

Fishbaugh K. E. és Head J. 2001. Comparison of the North and South Polar Caps of Mars: New Observations from MOLA Data and Discussion of Some Outstanding Questions. *Icarus*, 154(1): 145–161.

Frey H. és tsai. 1988. Large impact basins and the mega-impact origin for the crustal dichotomy on Mars. *Geophysical Research Letters*, 15(3): 229–232.

Gallagher C. és Bame M. 2015. Eskers in a complete, wet-based glacial system in the Phlegra Montes region, Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 431: 96–109.

Garry W. B. és tsai. 2012. The origin of Ina: Evidence for indurated lava flows on the Moon. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 117: E00H31.

Geissler P. E. és tsai. 2013. Shifting sands on Mars: insights from tropical intra-crater dunes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(4): 407–412.

Giese B. és tsai. 2006. Topographic modeling of Phoebe using Cassini images. *Planetary and Space Science*, 54(12): 1156–1166.

Gissinger C. és Petitdemange L. 2019. A magnetically driven equatorial jet in Europa's ocean. *Nature Astronomy*, 3: 401–407.

Gleason A. L. és tsai. 2010. Analysis of Venusian steep-sided domes utilizing stereo-derived topography. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 115(E6): E06004.

Golombek M. P. és tsai. 1999. Overview of the Mars Pathfinder Mission: Launch through landing, surface operations, data sets, and science results. *Journal of Geophysical Research*, 104(E4): 8523–8554.

Goudge T. A. és tsai. 2014. Global inventory and characterization of pyroclastic deposits on Mercury: New insights into pyroclastic activity from MESSENGER orbital data. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 119(3): 635–658.

Gra J. R. és tsai. 2017. Local Triple-Junction Rifting Along Parga Chasma on Venus. In *48th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1304.

Grant J.A. és tsai. 2011. A lake in Uzboi Vallis and implications for Late Noachian-Early Hesperian climate on Mars. *Icarus*, 212(1): 110–122.

Greeley R. és Crown D. A. 1990. Volcanic geology of Tyrrhena Patera, Mars. *Journal of Geophysical Research*, 95: 7133–7149.

Greeley R. és tsai. 1991. Magma Generation on Mars: Amounts, Rates, and Comparisons with Earth, Moon, and Venus. *Science*, 254(5034): 996–998.

Greeley R. és tsai. 1992. Aeolian features on Venus: Preliminary Magellan results. *Journal of Geophysical Research*, 97(E8): 13319–13345.

Greenberg R. és tsai. 1998. Tectonic Processes on Europa: Tidal Stresses, Mechanical Response, and Visible Features. *Icarus*, 135(1): 64–78.

Grotzinger J. P. és tsai. 2015. Deposition, exhumation, and paleoclimate of an ancient lake deposit, Gale crater, Mars. *Science*, 350, p. 6257.

Gurnett D. A. és tsai. 1996. Evidence for a magnetosphere at Ganymede from plasma-wave observations by the Galileo spacecraft. *Nature*, 384(6609): 535–537.

Hamilton C. W. és tsai. 2013. Spatial distribution of volcanoes on Io: Implications for tidal heating and magma ascent. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 272–286.

Hammond N. P. és Barr A. C. 2014. Global resurfacing of Uranus's moon Miranda by convection. *Geology*, 42(11): 931–934.

Hammond N. P. és tsai. 2016. Recent tectonic activity on Pluto driven by phase changes in the ice shell. *Geophysical Research Letters*, 43(13): 6775–6782.

Hansen V. L. és Philips R. J. 1995. Formation of Ishtar Terra, Venus: Surface and gravity constraints. *Geology*, 23(4): 292.

Hargitai H. 2004. *Map of Mercury*. Bilingual Edition. ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport.

Hargitai H. 2006. Planetary maps: Visualization and nomenclature. *Cartographica: The International Journal for Geographic Information and Geovisualization*, 41: 149–164.

Hargitai H. 2010. Jégvölgyek holdja: a Titán. *Természet Világa*, 141: 394–397.

Hargitai H. 2020. Cartographic Representation of Channel Forms on Planetary Geologic Maps. In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 20298.

Hargitai H. és Bérczi Sz. 2006. Multilingual Maps of the Terrestrial Planets and their Moons: the East and Central European Edition. *European Planetary Science Congress*, 515.

Hargitai H. és tsai. 2005. *Becsapódások folyamata, nyomai és hatásai*. ELTE TTK – MTA Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport.

Hargitai H. és tsai. 2006. Multilingual Maps of the Terrestrial Planets and their Moons: the East and Central European

Edition. In *European Planetary Science Congress 2006*, 515.

Hargitai H. és tsai. 2016. A Global Survey of the Fluvial Islands of Mars. In *Annual Planetary Geologic Mappers Meeting*, 7011.

Hargitai H. és tsai. 2017. Discontinuous drainage systems formed by highland precipitation and ground-water outflow in the Navua Valles and southwest Hadriacus Mons regions, Mars. *Icarus*, 294: 172–200.

Hargitai H. és tsai. 2018. Paleolakes of Northeast Hellas: Precipitation, Groundwater-Fed, and Fluvial Lakes in the Navua-Hadriacus-Ausonia Region, Mars. *Astrobiology*, 18(11): 1435–1459.

Hargitai H. és tsai. 2019. Evolution of the Navua Valles region: Implications for Mars' paleoclimatic history. *Icarus*, 330: 91–102.

Hargitai H. és tsai. 2019. Methods in Planetary Topographic Mapping. A Review. In: *Planetary Cartography and GIS. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*, 147–174.

Harmon J. K. és tsai. 2011. Radar imagery of Mercury's putative polar ice: 1999–2005 Arecibo results. *Icarus*, 211(1): 37–50.

Hayes A. és tsai. 2008. Hydrocarbon lakes on Titan: Distribution and interaction with a porous regolith. *Geophysical Research Letters*, 35(9): L09204.

Hayward R. K. és tsai. 2014. Mars Global Digital Dune Database (MGD3): Global dune distribution and wind pattern observations. *Icarus*, 230: 38–46.

Head J. W. és Marchant D. 2003. Cold-based mountain glaciers on Mars: Western Arsia Mons. *Geology*, 31(7): 641.

Head J. W. és Marchant D. 2009. Inventory of Ice-related Deposits on Mars: Evidence for Burial and Long-Term Sequestration of Ice in Non-Polar Regions and Implications for the Water Budget and Climate Evolution. In *40th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1356.

Head J. W. és Wilson L. 2007. Heat transfer in volcano ice interactions on Mars: synthesis of environments and implications for processes and landforms. *Annals of Glaciology*, 45: 1–13.

Head J. W. és Wilson L. 2020. Rethinking Lunar Mare Basalt Regolith Formation: New Concepts of Lava Flow Protolith and Evolution of Regolith Thickness and Internal Structure. *Geophysical Research Letters*, 47(20): e88334.

Head J. W. és tsai. 1992. Venus volcanism: Classification of volcanic features and structures, associations, and global distribution from Magellan data. *Journal of Geophysical Research*, 97(E8): 13153–13197.

Head J. W. és tsai. 1999. Europa: Morphological characteristics of ridges and triple bands from Galileo data (E4 and E6) and assessment of a linear diapirism model. *Journal of Geophysical Research*, 104(E10): 24223–24236.

Head J. W. és tsai. 2010. Northern mid-latitude glaciation in the Late Amazonian period of Mars: Criteria for the recognition of debris-covered glacier and valley glacier landsystem deposits. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3-4): 306–320.

Herkenhof K. E. és Plaut J. J. 2000. Surface Ages and Resurfacing Rates of the Polar Layered Deposits on Mars. *Icarus*, 144(2): 243–253.

Hess S. L. és tsai. 1979. The seasonal variation of atmospheric pressure on Mars as effected by the south polar cap. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2923–2927.

Heuberger H. és tsai. 1984. Quaternary landslides and rock fusion in central Nepal and in the Tyrolean Alps. *Mountain Research and Development*, 4(4): 345–362.

Hiesinger H. és tsai. 2002. Lunar mare basalt flow units: Thicknesses determined from crater size-frequency distributions. *Geophysical Research Letters*, 29(8): 1248.

Hillier J. és tsai. 1996. Latitude Variations of the Polar Caps on Ganymede. *Icarus*, 124(1): 308–317.

Hobley D. J. és tsai. 2014. Fresh shallow valleys in the Martian midlatitudes as features formed by meltwater flow beneath ice. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 119(1): 128–153.

Hohenberg C. M. és tsai. 1978. Comparisons between observed and predicted cosmogenic noble gases in lunar samples. *Lunar and Planetary Science Conference*, 2: 2311–2344.

Holt J. W. és tsai. 2008. Radar Sounding Evidence for Buried Glaciers in the Southern Mid-Latitudes of Mars. *Science*, 322(5905): 1235.

Homan N. 2000. White Mars: A New Model for Mars' Surface and Atmosphere Based on CO_2. *Icarus*, 146(2): 326–342.

Hoppa G. V. és tsai. 1999. Formation of cycloidal features on Europa. *Science*, 285: 1899–1902.

Howell R. R. és Lopes R. M. C. 2007. The nature of the volcanic activity at Loki: Insights from Galileo NIMS and PPR data. *Icarus*, 186(2): 448–461.

Hu X. és tsai. 2017. Seasonal erosion and restoration of the dust cover on comet 67P/Churyumov-Gerasimenko as observed by OSIRIS onboard Rosetta. *Astronomy and Astrophysics*, 604: A114.

Hubbard B. és tsai. 2011. Geomorphological characterisation and interpretation of a mid-latitude glacier-like form: Hellas Planitia, Mars. *Icarus*, 211(1): 330 346

Hubbard B. és tsai. 2014. Glacier-like forms on Mars. *The Cryosphere*, 8(6): 2047–2061.

Hugenholtz C.H. és tsai. 2007 Sand-water flows on cold-climate eolian dunes: environmental analogs for the eolian rock record and Martian sand dunes. *Journal of Sediment Research* 77: 607–614.

Ida S. és tsai. 1997. Lunar accretion from an impact-generated disk. *Nature*, 389(6649): 353–357.

Illés E. 2009. A Naprendszerről alkotott kép változása Galileitől napjainkig. *Természet Világa*, 140: 29–34.

Illés E. 2011. A Vénusz, ahogy ma látjuk. *Meteor Csillagászati Évkönyv*, Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest, 208–234.

Illés E. 2012. Bolygók és holdjaik: Mi a kapcsolat? *Informatika* 14: 31–46.

International U. P. 2005. Study: Ice belt encircled Mars' equator. https://phys.org/news/2005-09-ice-belt-encircled-mars-equator.html

Ivanov M. A. és Borozdin V. K. 1991. Enigmatic Circular Features in the Cantaloupe Terrain on Triton. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 623.

Ivanov M. A. és Head J. 2010. The Lada Terra rise and Quetzalpetlatl Corona: A region of long-lived mantle upwelling and recent volcanic activity on Venus. *Planetary and Space Science*, 58(14–15): 1880–1894.

Ivanov M. A. és Head J. 2011. Global geological map of Venus. *Planetary and Space Science*, 59(13): 1559–1600.

Jaeger W. L. és tsai. 2003. Orogenic tectonism on Io. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E8): 5093.

Janes D. M. és Melosh H. J. 1988. Sinker tectonics: an approach to the surface of Miranda. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3127–3143.

Jankowski D. G. és Squyres S. 1988. Solid-State Ice Volcanism on the Satellites of Uranus. *Science*, 241(4871): 1322–1325.

Jara Orue H. M. és Vermeersen L. A. 2011. Reorientation of the rotation axis of triaxial viscoelastic icy moons: Europa and Titan. In *EPSC-DPS Joint Meeting 2011*, Bd. 2011, 1041.

Jaumann R. és tsai. 2010. The Western Libya Montes Valley System on Mars: Evidence for episodic and multi-genetic erosion events during the Martian history. *Earth and Planetary Science Letters*, 294(3–4): 272–290.

Jawin E. R. és tsai. 2020. Global Patterns of Recent Mass Movement on Asteroid (101955) Bennu. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 125(9): e06475.

Johnsson A. és tsai. 2014. Possible Slow Periglacial Mass Wasting on Interior Crater Walls on Southern Mars. In *45th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1105.

Johnsson A. és tsai. 2018. Chapter 8 – slow periglacial mass wasting (solifluction) on Mars. In *Dynamic Mars* (R. J. Soare és tsai.), 239–269. Elsevier.

Johnsson A. és tsai. 2018. Possible slow wet mass wasting on Mars. In *European Planetary Science Congress*, EPSC 2018, 1005.

Johnsson A. és tsai. 2019. Possible Recessional Moraines in the Nilosyrtis Mensae Region, Mars. In *50th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 3085.

Johnson B. C. és tsai. 2017. Porosity and Salt Content Determine if Subduction Can Occur in Europa's Ice Shell. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 122(12): 2765–2778.

Johnson C. L. és Richards M. A. 2003. A conceptual model for the relationship between coronae and large-scale mantle dynamics on Venus. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E6): 5058.

Jolli B. L. és tsai. 2011a. Compton-Belkovich Volcanic Complex: Nonmare Volcanism on the Moon's Far Side. In *Annual Meeting of the Lunar Exploration Analysis Group*, 32.

Jolli B. L. és tsai. 2011b. Non-mare silicic volcanism on the lunar farside at Compton-Belkovich. *Nature Geoscience*, 4(8): 566–571.

Kadel S. D. és tsai. 1998. Trough-Bounding Ridge Pairs on Europa Considerations for an Endogenic Model of Formation. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 1078.

Kargel J. S. és Strom R. G. 1992. Ancient glaciation on Mars. *Geology*, 20(1): 3.

Kargel J. S. és tsai. 1994. Carbonate-Sulfate Volcanism on Venus? *Icarus*, 112(1): 219–252.

Karimi M. és Dombard J. A. 2014. A Study Regarding the Possibility of True Polar Wander on the Asteroid Vesta. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, P43C, 4003.

Kattenhorn S. A. és Hurford T. 2009. Tectonics of Europa. In *Europa* (Pappalardo R. T. és tsai.), 199.

Keddie S. T. és Head J. 1994. Height and altitude distribution of large volcanoes on Venus. *Planetary and Space Science*, 42(6): 455–462.

Kerber L. és tsai. 2011. The global distribution of pyroclastic deposits on Mercury: The view from MESSENGER flybys 1–3. *Planetary and Space Science,* 59(15): 1895–1909.

Kereszturi Á. 2012. *Mars – fehér könyv a vörös bolygóról*. Magyar Csillagászati Egyesület, Budapest.

Kereszturi Á. és Keszthelyi Zs. 2013. Astrobiological implications of chaos terrains on Europa to help targeting future missions. *Planetary and Space Science*, 77: 74–90.

Keszthelyi L. és tsai. 1999. Does Io Have a Mushy Magma Ocean? In *Lunar and Planetary Science Conference*, 1224.

Keszthelyi L. és tsai. 2001. Imaging of volcanic activity on Jupiter's moon Io by Galileo during the Galileo Europa Mission and the Galileo Millennium Mission. *Journal of Geophysical Research*, 106(E12): 33025–33052.

Keszthelyi L. és tsai. 2007. New estimates for Io eruption temperatures: Implications for the interior. *Icarus*, 192(2): 491–502.

Khurana K. K. és tsai. 2007. The origin of Ganymede's polar caps. *Icarus*, 191(1): 193–202.

Kieffer W. S. és tsai. 2011. Geophysical Observations of Hadriaca Patera and Tyrrhena Patera, Mars: Implications for Magma Chamber Structure and for the End of the Martian Magnetic Dynamo. In *42nd Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1662.

King O. és tsai. 2020. The Oxford 3D thermophysical model with application to PROSPECT/Luna 27 study landing sites. *Planetary and Space Science*, 182: 104790.

Kirk R. L. és tsai. 1995. Triton's plumes: discovery, characteristics, and models. In *Neptune and Triton*, 949–989.

Kivelson M. G. és tsai. 1996a. A Magnetic Signature at Io: Initial Report from the Galileo Magnetometer. *Science*, 273(5273): 337–340.

Kivelson M. G. és tsai. 1996b. Discovery of Ganymede's magnetic field by the Galileo spacecraft. *Nature*, 384(6609): 537–541.

Knicely J. és Herrick R. R. 2020. Unusual Mid-Sized Volcanoes on Venus: Changes in Volcanic Processes. In *51st Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2860.

Kochanski K. és tsai. 2019. The evolution of snow bedforms in the Colorado Front Range and the processes that shape them. *The Cryosphere*, 13(4):1267–1281.

Krassilnikov A. S. és Head J. 2003. Novae on Venus: Geology, classification, and evolution. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E9): 5108.

Lalich D. E. és tsai. 2022. Explaining Bright Radar Reflections Below The South Pole of Mars without Liquid Water. *Nature Astronomy,* 6, 1142–1146.

Lanagan P. D. tsai. 2001. Rootless cones on Mars indicating the presence of shallow equatorial ground ice in recent times. *Geophysical Research Letters*, 28(12): 2365–2367.

Langevin Y. és Arnold J. R. 1977. The Evolution of the Lunar Regolith. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 5: 449.

Langhans M. H. és tsai. 2012. Titan's fluvial valleys: Morphology, distribution, and spectral properties. *Planetary and Space Science*, 60(1): 34–51.

Lapotre M. G. A. és tsai 2022. The Role of Seasonal Sediment Transport and Sintering in Shaping Titan's Landscapes: A Hypothesis. *Geophysical Research Letters* 49, GL097605.

Leask H. J. és tsai. 2006. Formation of Ravi Vallis outflow channel, Mars: Morphological development, water discharge, and duration estimates. *Journal of Geophysical Research* (*Planets*), 111(E8): E08070.

Leask H. J. és tsai. 2007. Formation of Mangala Valles outflow channel, Mars: Morphological development and water discharge and duration estimates. *Journal of Geophysical Research* (*Planets*), 112(E8): E08003.

Lee D. C. és tsai. 1997. Core formation on Mars and differentiated asteroids. *Nature*, 388(6645): 854–857.

Lemelin M. és tsai. 2020. Physical and compositional properties of impact melts for Jackson and Tycho craters: Implications for space weathering and degradation of lunar impact melts. *Icarus*, 351: 113926.

Lesage E. és tsai. 2020. Cryomagma ascent on Europa. *Icarus*, 335: 113369.

Lesher C. E. és tsai. 2015. Thermodynamic and transport properties of silicate melts and magma. In *The Encyclopedia of Volcanoes*, Chapter 5 (Second Edition) (H. Sigurdsson), 113–141. Academic Press, Amsterdam.

Levy J. S. és tsai. 2009. Concentric crater fill in Utopia Planitia: History and interaction between glacial brain terrain and periglacial mantle processes. *Icarus*, 202(2): 462–476.

Levy J. és tsai. 2010. Concentric crater fill in the northern mid-latitudes of Mars: Formation processes and relationships to similar landforms of glacial origin. *Icarus*, 209(2): 390–404.

Levy J. S. és tsai. 2014. Sequestered glacial ice contribution to the global Martian water budget: Geometric constraints on the volume of remnant, mid-latitude debris-covered glaciers. *Journal of Geophysical Research* (*Planets*), 119(10): 2188–2196.

Li J. és tsai. 1996. Geochemistry of mantle-core differentiation at high pressure. *Nature*, 381(6584): 686–689.

Lopes-Gautier R. és tsai. 1999. Active Volcanism on Io: Global Distribution and Variations in Activity. *Icarus*, 140(2): 243–264.

Lorenz R. D. 2015. Heights of Fortuna-Meshknet Dunes (Al-Uzza Undae), Venus, from Magellan Radarclinometry. In *4th Annual International Planetary Dunes Workshop*, 8004.

Lorenz R. D. és tsai. 2006. The sand seas of Titan: Cassini radar observations of longitudinal dunes. *Science*, 312: 724–727.

Lorenz R. D. és tsai. 2008a. Fluvial channels on Titan: Initial Cassini RADAR observations. *Planetary and Space Science,* 56(8): 1132–1144.

Lorenz R. D. és tsai. 2008b. Titan's Rotation Reveals an Internal Ocean and Changing Zonal Winds. *Science*, 319(5870): 1649.

Lorenz R. D. és tsai. 2015. The Tallest Dunes in the Solar System? Dune Heights on Earth, Mars, Titan and Venus. In *Fourth Annual International Planetary Dunes Workshop*, 8031.

Lucchitta B. K. 1978. A Large Landslide on Mars. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 1601–1609.

Lucchitta B. K. 1980. Grooved terrain on Ganymede. *Icarus*, 44(2): 481–501.

Malliband C. C. és tsai. 2018. Potential Identification of Sublimation-Driven Downslope Mass Movement on Mercury. In *Mercury: Current and Future Science of the Innermost Planet*, 6093.

Malliband C. C. és tsai. 2019. Potential Identification of Downslope Mass Movements on Mercury Driven by Volatile-Loss. In *50th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1804.

Mangold N. 2003. Geomorphic analysis of lobate debris aprons on Mars at Mars Orbiter Camera scale: Evidence for ice sublimation initiated by fractures. *Journal of Geophysical Research* (*Planets)*, 108(E4): 8021.

Mangold N. és Allemand P. 2001. Topographic analysis of features related to ice on Mars. *Geophysical Research Letters,* 28(3): 407–410.

Matson D. L. és tsai. 2006. Io: Loki Patera as a magma sea. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111(E9): E09002.

Maue A. D. és tsai. 2022. Rapid rounding of icy clasts during simulated fluvial transport in the Titan Tumbler. *Icarus*, 375: 114831.

McCord T. B. és tsai. 1999. Hydrated salt minerals on Europa's surface from the Galileo near-infrared mapping spectrometer (NIMS) investigation. *Journal of Geophysical Research,* 104(E5): 11827–11852.

McDonald G. D. és tsai. 2022. Aeolian sediment transport on Io from lava-frost interactions. *Nature Communications*, 13: 2076.

McGill G. E. 1998. Venus: Evolution of Central Eistla Regio. In *Lunar and Planetary Science Conference XXIX,* 1191.

McKay D. S. és tsai. 1974. Grain size and the evolution of lunar soils. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 1: 887–906.

McKenzie D. és tsai. 1992. Features on Venus generated by plate boundary processes. *Journal of Geophysical Research*, 97(E8): 13533–13544.

McKeown, L. E. és tsai. 2017. Experiments on Sublimating Carbon Dioxide Ice and Implications for Contemporary Surface Processes in Mars. *Scientific Reports* 7, 14181.

McKinnon W. B. és Melosh H. J. 1980. Evolution of planetary lithospheres: Evidence from multiringed structures on Ganymede and Callisto. *Icarus*, 44(2): 454–471.

Mellon M. T. és tsai. 2001. Recent gullies on Mars and the source of liquid water. *Journal of Geophysical Research,* 106(E10): 23165–23180.

Mellon M. T. tsai. 2009. Ground ice at the Phoenix Landing Site: Stability state and origin. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114(53): E00E07.

Melosh H. J. tsai. 2004. Ridges on Europa: Origin by Incremental Ice-Wedging. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 2029.

Meresse S. és tsai. 2008. Formation and evolution of the chaotic terrains by subsidence and magmatism: Hydraotes Chaos, Mars. *Icarus*, 194(2): 487–500.

Michaelides R. J. és Hayes A. G. 2014. Determining Physical Properties of Titan's Empty Lake Basins through Radar Backscatter Modeling. In *45th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1321.

Michikami T. és tsai. 2019. Boulder size and shape distributions on asteroid Ryugu. *Icarus*, 331: 179–191.

Michikami T. és Hagermann A. 2021. Boulder sizes and shapes on asteroids: A comparative study of Eros, Itokawa and Ryugu. *Icarus*, 357: 114282.

Milliken R. E. tsai. 2003. Viscous flow features on the surface of Mars: Observations from high-resolution Mars Orbiter Camera (MOC) images. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E6): 5057.

Milton D. J. 1974. Carbon Dioxide Hydrate and Floods on Mars. *Science*, 183(4125): 654–656.

Mischna M. A. és tsai. 2003. On the orbital forcing of Martian water and CO_2 cycles: A general circulation model study with simplified volatile schemes. *Journal of Geophysical Research* (Planets), 108(E6): 5062.

Mitchell K. L. és tsai. 2007a. Are Titan's Lakes Liquid- filled? In *38th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2081.

Mitchell K. L. és tsai. 2007b. Titan's Crater Lakes: Caldera vs. Karst. In *38th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2064.

Miyamoto H. és tsai. 2007. Regolith Migration and Sorting on Asteroid Itokawa. *Science*, 316(5827): 1011.

Moore J. M. és Pappalardo R. T. 2011. Titan: An exogenic world? *Icarus*, 212(2): 790–806.

Moore J. M. és Wilhelms D. E. 2001. Hellas as a Possible Site of Ancient Ice-Covered Lakes on Mars. *Icarus*, 154(2): 258–276.

Moore J. M. és tsai. 1998. Mass Movement and Landform Degradation on Callisto and Ganymede as Observed during the Galileo Nominal Mission: The Role of Sublimation. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 1553.

Moore J. M. és tsai. 1999. Mass Movement and Landform Degradation on the Icy Galilean Satellites: Results of the Galileo Nominal Mission. *Icarus*, 140(2): 294–312.

Moore J. M. és tsai. 2001. Landform degradation and slope processes on Io: The Galileo view. *Journal of Geophysical Research*, 106(E12): 33223–33240.

Moore J. M. és tsai. 2007. Callisto. In *Jupiter*, 397.

Moore J. M. és tsai. 2009. Landform Erosion and Volatile Redistribution on Ganymede and Callisto. In *European Planetary Science Congress 2009*, 621.

Morison A. és tsai. 2021. Sublimation-driven convection in Sputnik Planitia on Pluto. *Nature*, 600(7889): 419–423.

Morota T. és tsai. 2020. Sample collection from asteroid (162173) Ryugu by Hayabusa2: Implications for surface evolution. *Science*, 368(6491): 654–659.

Morris R. V. 1976. Surface exposure indices of lunar soils: a comparative FMR study. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 1: 315–335.

Morris R. V. 1978a. FMR and magnetic studies of Luna 24 soils and >1 mm soil particles. In *Mare Crisium: The view from Luna 24*. Pergamon Press, New York, 117–123.

Morris R. V. 1978b. The surface exposure (maturity) of lunar soils: Some concepts and IS/FeO compilation. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 2: 2287–2297.

Morrison A. A. és tsai. 2018. Rheological Investigation of Cryovolcanic Slurries. In *Europa Deep Dive: Chemical Composition of Europa and State of Laboratory Data*, 3012.

Mueller N. T. és tsai. 2017. Near Infrared Multispectral Mapping of Venus Supports the Hypothesis that Tessera Plateau Material was Formed in the Presence of Surface Water. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, P53A, 2645.

Murchie S. L. és tsai. 2009. A synthesis of Martian aqueous mineralogy after 1 Mars year of observations from the Mars Reconnaissance Orbiter. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 114(E2): E00D06.

Murphy R. E. 1973. Polar Cap on Europa. *Nature*, 244(5418): 559–560.

Murray B. C. és Malin M. 1973. Polar Wandering on Mars? *Science*, 179(4077): 997–1000.

Nakamura A. M. és tsai. 2008. Impact process of boulders on the surface of asteroid 25143 Itokawa fragments from collisional disruption. *Earth, Planets and Space*, 60: 7–12.

Namiki N. és Solomon S. C. 1994. Impact Crater Densities on Volcanoes and Coronae on Venus: Implications for Volcanic Resurfacing. *Science*, 265(5174): 929–933.

Neakrase L. V. és tsai. 2017. Terrestrial subaqueous sea floor dunes: Possible analogs for Venus. *Aeolian Research*, 26: 47–56.

Noble 2009. The Lunar Regolith. *NASA*, ID: 127292137.

Northrup D. és tsai. 2016. Comparisons of Yardangs on Titan with Mega and Mesoyardangs in Argentina and China. In *47th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2629.

Oberst J. és tsai. 1999. The Distribution of Bright and Dark Material on Ganymede in Relationship to Surface Elevation and Slopes. *Icarus*, 140(2): 283–293.

Orosei R. és tsai. 2017. Radar sounding of Lucus Planum, Mars, by MARSIS. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 122(7): 1405–1418.

Orosei R. és tsai. 2018. Radar evidence of subglacial liquid water on Mars. *Science*, 361(6401): 490–493.

Otto K. A. és tsai. 2013. Mass-wasting features and processes in Vesta's south polar basin Rheasilvia. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118(11): 2279–2294.

Pál B. és tsai. 2019. Global seasonal variations of the near-surface relative humidity levels on present-day Mars. *Icarus*, 333: 481–495.

Palmer E. E. és Brown R. H. 2007. A Possible Trace Carbon Dioxide Polar Cap on Iapetus. *Astrophysical Journal Letters*, 666(2): L125–L128.

Palmer E. M. és tsai. 2017. Orbital bistatic radar observations of asteroid Vesta by the Dawn mission. *Nature Communications*, 8: 409.

Pankine A. A. és tsai. 2010. MGS TES observations of the water vapor above the seasonal and perennial ice caps during northern spring and summer. *Icarus*, 210(1): 58–71.

Parekh R. és tsai. 2021. Influence of Volatiles on Mass Wasting Processes on Vesta and Ceres. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 126(3): e06573.

Parker T. J. és tsai. 2000. Argyre Planitia and the Mars Global Hydrologic Cycle. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 2033.

Parmentier E. és Head J. 1981. Viscous relaxation of impact craters on icy planetary surfaces: Determination of viscosity variation with depth. *Icarus*, 47(1): 100–111.

Parsons R. A. és tsai. 2019. Cold-Based Glaciation and Moraine Deposition at Pavonis Mons, Mars. In *50th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1762.

Pedersen G. M. és Head J. 2011. Chaos formation by sublimation of volatile-rich substrate: Evidence from Galaxias Chaos, Mars. *Icarus*, 211(1): 316–329.

Perron J. T. és tsai. 2007. Evidence for an ancient Martian ocean in the topography of deformed shorelines. *Nature*, 447(7146): 840–843.

Phillips C. B. és tsai. 2007. Mass movement within a slope streak on Mars. *Geophysical Research Letters*, 34(21): L21202.

Phillips R. J. és tsai. 2001. Ancient Geodynamics and Global-Scale Hydrology on Mars. *Science*, 291(5513): 2587–2591.

Phillips R. J. és tsai. 2011. Massive CO_2 Ice Deposits Sequestered in the South Polar Layered Deposits of Mars. *Science*, 332(6031): 838.

Pieterek B. és tsai. 2022. Explosive volcanism in Noctis Fossae on Mars. *Icarus*, 375: 114851.

Pizzi A. és tsai. 2017. Spreading vs. Rifting as modes of extensional tectonics on the globally expanded Ganymede. *Icarus*, 288: 148–159.

Porco C. C. és tsai. 2006. Cassini Observes the Active South Pole of Enceladus. *Science*, 311(5766): 1393–1401.

Postberg F. és tsai. 2013. Silica nanoparticles as indicator of hydrothermal activities at Enceladus ocean floor. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, P53B, 1864.

Prockter L. M. és Pappalardo R. T. 2000. Folds on Europa: Implications for Crustal Cycling and Accommodation of Extension. *Science*, 289(5481): 941–944.

Prockter L. M. és Pappalardo R. T. 2003. Comparison of Ridges on Triton and Europa. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 1620.

Prockter L. és tsai. 2002. Surface Expressions of Structural Features on Eros. *Icarus*, 155(1): 75–93.

Purves N. G. és Plicher C. B. 1980. Thermal migration of water on the Galilean satellites. *Icarus*, 43(1): 51–55.

Putzig N. E. és tsai. 2009. Subsurface structure of Planum Boreum from Mars Reconnaissance Orbiter Shallow Radar soundings. *Icarus*, 204(2):443–457.

Quantin C. és tsai. 2003. Valles Marineris Landslides: Morphologies, Ages and Dynamics. In *6th International Conference on Mars*, 3053.

Raack J. és tsai. 2017. Water induced sediment levitation enhances downslope transport on Mars. *Nature Communications*, 8: 1151.

Radebaugh J. 2005. *Formation and evolution of paterae on Jupiter's moon Io*. Dissertation, University of Arizona.

Radebaugh J. és tsai. 2001. Paterae on Io: A new type of volcanic caldera? *Journal of Geophysical Research*, 106(E12): 33005–33020.

Radebaugh J. és tsai. 2011. Regional geomorphology and history of Titan's Xanadu province. *Icarus*, 211(1): 672–685.

Radebaugh J. és tsai. 2018. Alluvial and fluvial fans on Saturn's moon Titan reveal processes, materials and regional geology. *Geological Society of London Special Publications*, 440(1): 281–305.

Raut U. és tsai. 2022. Charon's refractory factory. *Science Advances*, 8(24): eabq5701.

Reedy R. C. és Arnold R. J. 1972. Interaction of solar and galactic cosmic-ray particles with the Moon. *Journal of Geophysical Research*, 77(4): 537.

Reiss D. és tsai. 2004. Absolute dune ages and implications for the time of formation of gullies in Nirgal Vallis, Mars. *Journal of Geophysical Research* (*Planets*), 109(E6): E06007.

Richardson D. C. és tsai. 2002. Gravitational Aggregates: Evidence and Evolution. In *Asteroids III*, 501–515.

Richardson J. A. és tsai. 2021. Small Volcanic Vents of the Tharsis Volcanic Province, Mars. *Journal of Geophysical Research* (*Planets*), 126(2): e06620.

Roback K. P. és tsai. 2022. Multi-year measurements of ripple and dune migration on Mars: Implications for the wind regime and sand transport. *Icarus*, 380: 114966.

Rodriguez J. A. P. és tsai. 2015. Martian outflow channels: How did their source aquifers form, and why did they drain so rapidly? *Scientific Reports*, 5: 13404.

Rothery D. A. és tsai. 2014. Prolonged eruptive history of a compound volcano on Mercury: Volcanic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 385: 59–67.

Ru S. W. és tsai. 2014. Evidence for a Noachian-aged ephemeral lake in Gusev crater, Mars. *Geology*, 42(4): 359–362.

Rubincam D. P. 2003. Polar wander on Triton and Pluto due to volatile migration. *Icarus*, 163(2): 469–478.

Ruesch O. és tsai. 2016. Cryovolcanism on Ceres. *Science*, 353(6303): aaf4286.

Ruesch O. és tsai. 2019. Slurry extrusion on Ceres from a convective mud-bearing mantle. *Nature Geoscience*, 12(7): 505–509.

Russell P. és tsai. 2008. Seasonally active frost-dust avalanches on a north polar scarp of Mars captured by HiRISE. *Geophysical Research Letters*, 35(23): L23204.

Sagan C. és tsai. 1973. Climatic Change on Mars. *Science*, 181(4104): 1045–1049.

Salese F. és tsai. 2019. Geological Evidence of Planet-Wide Groundwater System on Mars. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 124(2): 374–395.

Sam L. és Bhardwaj A. 2022. A Remote Sensing Perspective on Mass Wasting in Contrasting Planetary Environments: Cases of the Moon and Ceres. *Remote Sensing*, 14(4): 1049.

Sandwell D. T. és Schubert G. 1992. Evidence for Retrograde Lithospheric Subduction on Venus. *Science*, 257(5071): 766–770.

Schaal R. B. és Horz F. 1980. Experimental Shock Lithification of Lunar Soil. In *Lunar and Planetary Science Conference XI*, 980–981.

Schaber G. G. 1973. Lava flows in Mare Imbrium: Geologic evaluation from Apollo orbital photography. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 4: 73.

Schaber G. G. 1982. The geology of Io. In *Satellites of Jupiter*, 556–597.

Schenk P. M. 1991. Ganymede and Callisto: Complex crater formation and planetary crusts. *Journal of Geophysical Research*, 96(E1): 15635–15664.

Schenk P. M. 2015. An Ice-rich Mantle on Ceres from Dawn Mapping of Central Pit and Peak Crater Morphologies. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, P53E, 2186.

Schenk P. M. és Bulmer M. H. 1998. Origin of Mountains on Io by Thrust Faulting and Large-Scale Mass Movements. *Science*, 279: 1514.

Schenk P. és Jackson M. P. A. 1993a. Diapirism on Triton – A record of crustal layering and instability. *Geology*, 21: 299–302.

Schenk P. és Jackson M. P. A. 1993b. Diapirs and Cantaloupes: Layering and Overturn of Triton's Crust. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 1245.

Schenk P. M. és McKinnon W. B. 1989. Fault offsets and lateral crustal movement on Europa: Evidence for a mobile ice shell. *Icarus*, 79(1): 75–100.

Schenk P. tsai. 2020. A Very Young Age for True Polar Wander on Europa from Related Fracturing. *Geophysical Research Letters*, 47(17): e88364.

Schmitt B. és tsai. 2005. Northern Seasonal Condensates on Mars by OMEGA/Mars Express. In *36th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2326.

Schon S. C. és tsai. 2009. Terraced Cutbanks and Longitudinal Bars in Gully Channels on Mars: Evidence for Multiple Episodes of Fluvial Transport. In *40th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1691.

Schon S. C. és tsai. 2012. Gasa impact crater, Mars: Very young gullies formed from impact into latitude-dependent mantle and debris-covered glacier deposits? *Icarus*, 218(1): 459–477.

Scully J. E. C. és tsai. 2013. Gullies on Vesta, Related Geologic Features and Possible Formation Mechanisms. In *44th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1578.

Seelos K. D. és Buczkowski D. L. 2008. Observation and Interpretation of Giant Polygons in Utopia Planitia, Mars. In *39th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1926.

Senthil Kumar P. és tsai. 2013. Gullies and landslides on the Moon: Evidence for dry-granular flows. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 118(2): 206–223.

Sharp R. P. 1973. Mars: fretted and chaotic terrains. *Journal of Geophysical Research*, 78: 4073–4083.

Shi X. és tsai. 2016. Mass wasting on Phobos triggered by an evolving tidal environment. *Geophysical Research Letters*, 43(24): 12371–12379.

Shingareva T. V. és Kuzmin R. O. 2001. Mass-Wasting Processes on the Surface of Phobos. *Solar System Research*, 35(6): 431–443.

Siegler M. A. és tsai. 2016. Lunar true polar wander inferred from polar hydrogen. *Nature*, 531(7595): 480–484.

Silvestro S. és tsai. 2010. Ripple migration and dune activity on Mars: Evidence for dynamic wind processes. *Geophysical Research Letters*, 37(20): L20203.

Silvestro S. és tsai. 2020. Megaripple Migration on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 125(8): e06446.

Simon S. B. és tsai. 1986. An experimental investigation of agglutinate melting mechanisms: Shocked mixtures of Apollo 11 and 16 soils. *Journal of Geophysical Research*, 91(B13): E64–E74.

Skibba R. 2016. Giant ice volcano spotted on dwarf planet Ceres. *Nature*, id. 20516.

Sleep N. H. 1994. Martian plate tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 99(E3): 5639–5656.

Smith I. B. és Holt J. W. 2010. Onset and migration of spiral troughs on Mars revealed by orbital radar. *Nature*, 465(7297): 450–453.

Smrekar S. E. és Solomon S. C. 1992. Gravitational Spreading of High Terrain in Ishtar Terra, Venus. *Journal of Geophysical Research*, 97(E10): 16121–16148.

Smrekar S. E. és Stofan E. R. 1997. Coupled upwelling and delamination: A new mechanism for coronae formation and heat loss on Venus. *Science*, 277: 1289–1294.

Smrekar S. E. és Stofan E. R. 1999. Origin of Corona-Dominated Topographic Rises on Venus. *Icarus*, 139(1): 100–115.

Smrekar S. E. és tsai. 2010. Recent Hotspot Volcanism on Venus from VIRTIS Emissivity Data. *Science*, 328(5978): 605.

Solomon S. C. és Head J. 1979. Vertical movement in mare basins: relation to mare emplacement, basin tectonics, and lunar thermal history. *Journal of Geophysical Research*, 84: 1667–1682.

Solomon S. C. és Head J. 1980. Lunar mascon basin: lava filling, tectonics, and evolution of the lithosphere. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 18: 107–141.

Sori M. M. és tsai. 2018. Cryovolcanic rates on Ceres revealed by topography. *Nature Astronomy*, 2: 946–950.

Spudis P. D. és tsai. 2013. Large shield volcanoes on the Moon. *Journal of Geophysical Research*, 118(5): 1063–1081.

Squyres S. W. 1978. Martian fretted terrain: Flow of erosional debris. *Icarus*, 34(3): 600–613.

Squyres S. W. és tsai. 1987. Large-scale volcano-ground ice interactions on Mars. *Icarus*, 70(3): 385–408.

Stansberry J. A. 1989. Albedo patterns on Triton. *Geophysical Research Letters*, 16(8): 961–964.

Steinmann V. 2019. Égitestek felszíni korának becslése becsapódásos kráterek alapján, *Űrtan Évkönyv*, 82–88.

Stevenson D. J. és Lunine J. 1986. Mobilization of cryogenic ice in outer Solar System satellites. *Nature*, 323(6083): 46–48.

Stoddard P. R. és Jurdy D. M. 2009. Topographic Comparisons of Uplift Features on Venus and Earth: Implications for Venus Tectonics. In *40th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2236.

Stoddard P. R. és Jurdy D. M. 2012. Topographic comparisons of uplift features on Venus and Earth: Implications for Venus tectonics. *Icarus*, 217(2): 524–533.

Stofan E. R. és tsai. 1987. Geology of the Southern Ishtar-Terra / Guinevere and Sedna-Planitae Region on Venus. *Earth, Moon and Planets*, 38(2): 183–207.

Stöffler D. és tsai. 1980. Cratering Experiments in Noncohesive and Weakly Cohesive Sand: Excavation Mode and Ejecta Characteristics. In *Multi-ring Basins: Formation and Evolution*, 89.

Strain P. L. és El-Baz F. 1980. The geology and morphology of Ina. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, 3: 2437–2446.

Strauss J. és tsai. 2021. Circum-arctic map of the Yedoma permafrost domain. *Frontiers in Earth Science*, 9.

Sullivan R. és tsai. 1998. Episodic plate separation and fracture infill on the surface of Europa. *Nature*, 391(6665): 371–373.

Sullivan R. és tsai. 1999. High Resolution Geological Mapping of Ridged Plains on Europa. In *Lunar and Planetary Science Conference*, 1925.

Szabados László (főszerk.): *Csillagászat*, Akadémiai Kiadó, előkészületben.

Takaki N. és tsai. 2020. Surface Flow Analysis Based on Spectral Distributions around Large Boulders on Ryugu. In *51st Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1381.

Tanaka K. L. 2000. Dust and Ice Deposition in the Martian Geologic Record. *Icarus*, 144(2): 254–266.

Teolis B. és tsai. 2022. Extreme Exospheric Dynamics at Charon: Implications for the Red Spot. *Geophysical Research Letters*, 49(8): e97580.

Thomas P. C. és tsai. 2009. Residual south polar cap of Mars: Stratigraphy, history, and implications of recent changes. *Icarus*, 203(2): 352–375.

Tinker C. és tsai. 2020. Origin and Weathering of Dune Sands on Mars from Thermal-Infrared Spectra. In *51st Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 2666.

Trachenko K. és tsai. 2014. Dynamic transition of supercritical hydrogen: Defining the boundary between interior and atmosphere in gas giants. *Physical Review E*, 89(3): 032126.

Treiman A. H. 2003. Geologic settings of Martian gullies: Implications for their origins. *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 108(E4): 8031.

Tucker J. M. és Mukhopadhyay S. 2014. Evidence for multiple magma ocean outgassing and atmospheric loss episodes from mantle noble gases. *Earth and Planetary Science Letters*, 393: 254–265.

Veverka J. és tsai. 2001. Imaging of Small-Scale Features on 433 Eros from NEAR: Evidence for a Complex Regolith. *Science*, 292(5516): 484–488.

Villanueva G. L. és tsai. 2015. Strong water isotopic anomalies in the Martian atmosphere: Probing current and ancient reservoirs. *Science*, 348(6231): 218–221.

Wakita S. és tsai. 2021. Methane-Saturated Crust May Prevent the Formation of Detectable Impact Craters on Titan. In *52nd Lunar and Planetary Science Conference*, 1173.

Walker G. 1999. *Basaltic volcanoes and volcanic systems*, 283–291. Academic Press, United States.

Wall S. D. és tsai. 2009. Cassini RADAR images at Hotei Arcus and western Xanadu, Titan: Evidence for geologically recent cryovolcanic activity. *Geophysical Research Letters*, 36(4): L04203.

Wall S. és tsai. 2010a. Active shoreline of Ontario Lacus, Titan: A morphological study of the lake and its surroundings. *Geophysical Research Letters*, 37(5): L05202.

Wall S. és tsai. 2010b. The Earthlike Shoreline Morphology of Titan's Ontario Lacus. In *41st Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1466.

Walsh K. J. és tsai. 2012. Spin-up of rubble-pile asteroids: Disruption, satellite formation, and equilibrium shapes. *Icarus*, 220(2): 514–529.

Watanabe S. és tsai. 2019. Hayabusa2 arrives at the carbonaceous asteroid 162173 Ryugu – A spinning top-shaped rubble pile. *Science*, 364(6437): 268–272.

Watters T. R. és tsai. 2009. The Tectonics of Mercury. In *Planetary Tectonics (Cambridge Planetary Science)* Edited by T. R. Watters and Schultz R. A., 15–80.

Watters T. R. és tsai. 2011. Thrust faults and the near-surface strength of asteroid 433 Eros. *Geophysical Research Letters*, 38(2): L02202.

Weissman P. R. és tsai. 1999. *Encyclopedia of the solar system*. Academic Press.

Weitz C. M. és tsai. 1994. Dunes and Microdunes on Venus: Why Were So Few Found in the Magellan Data? *Icarus*, 112(1): 282–295.

Weitz C. M. és tsai. 2010. Mars Reconnaissance Orbiter observations of light-toned layered deposits and associated fluvial landforms on the plateaus adjacent to Valles Marineris. *Icarus*, 205(1): 73–102.

Wieczorek M. A. és tsai. 2013. The Crust of the Moon as Seen by GRAIL. *Science*, 339(6120): 671–675.

Wiedeking S. tsai. 2021. Rheology and Model Ages of Lava Flows on Alba Patera, Mars. In *52nd Lunar and Planetary Science Conference,* 1612.

Wiens R. C. és tsai. 2002. Combined remote mineralogical and elemental identification from rovers: Field and laboratory tests using reflectance and laser-induced breakdown spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 107(E11): 8003.

Williams D. A. és Howell R. R. 2007. Active volcanism: Elusive eruptions. In *Io After Galileo: A New View of Jupiter's Volcanic Moon*, 133.

Williams D. A. és tsai. 2008. Global Geologic Mapping of Io: Preliminary Results. In *39th Annual Lunar and Planetary Science Conference*, 1003.

Williams D. J. és tsai. 2003. Energetic particles over Io's polar caps. *Journal of Geophysical Research*, 108(A11): 1397.

Williams D. M. és Pollard D. 2003. Extraordinary climates of Earth-like planets: three-dimensional climate simulations at extreme obliquity. *International Journal of Astrobiology*, 2(1): 1–19.

Williams R. E. és tsai. 2013. Martian Fluvial Conglomerates at Gale Crater. *Science*, 340(6136): 1068–1072.

Wilson S. A. és tsai. 2010. Evidence for ancient lakes in the Hellas region. In *Lakes on Mars*, 195–222.

Wise D. U. tsai. 1979a. Tectonic evolution of Mars*. Journal of Geophysical Research,* 84: 7934–7939.

Wise D. U. és tsai. 1979b. Tharsis province of Mars: Geologic sequence, geometry, and a deformation mechanism. *Icarus*, 38(3): 456–472.

Wright J. és tsai. 2018. Constructional Volcanic Edifices on Mercury: Candidates and Hypotheses of Formation. *Journal of Geophysical Research*, 123(4): 952–971.

Wright J. és tsai. 2020. Modification of Caloris ejecta blocks by long-lived mass-wasting: A volatile-driven process? *Earth and Planetary Science Letters*, 549: 116–519.

Yeomans D. K. és tsai. 2000. Radio Science Results During the NEAR-Shoemaker Spacecraft Rendezvous with Eros. *Science*, 289(5487): 2085–2088.

Yin A. 2012. Structural analysis of the Valles Marineris fault zone: Possible evidence for large-scale strike-slip faulting on Mars. *Lithoshere*, 4(4): 286–330.

Zegers T. E. és tsai. 2010. Melt and collapse of buried water ice: An alternative hypothesis for the formation of chaotic terrains on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 297(3–4): 496–504.

Zuber M. T. 2007. Planetary science: Mars at the tipping point. *Nature*, 447(7146): 785–786.

TÁRGYMUTATÓ

abláció 146
agglutinát 177, 183
agyagásvány 119–120, 126–127, 145
agybarázda 139–141, 147
akkréció 11, 38, 89
akusztikus 107, 158
alluviális 106, 114–115
ammónia 42, 70–71, 81, 83, 126–127
amorfizáció 42, 98, 179, 184
anortozit 29, 81
Ariel 36–37, 40, 88
Arrokoth 165

barkán 96–97, 99
bazalt 39, 49, 58, 62, 65–68, 72, 86, 98, 130,
becsapódás 11, 28, 30–33, 36–37, 42, 44, 72, 89–92, 118, 128, 158, 166–167, 176–179, 182–184
Bennu 166–169, 186–187
Bouguer-anomália 34

Callisto 42, 84, 102, 163–164
CCF 139, 147–149
Ceres 14, 26–27, 70–71, 83, 126–127, 168–169, 171
cikloidális gerinc 25
Compton–Belkovich 49
Csurjumov–Geraszimenko 36–37, 44, 174–175, 188

Dione 42
dóm 52–53, 59, 62–63, 67–68, 75, 78–79, 87, 150, 158–159
dűne 94–100, 112, 114, 161, 185

elektrosztatikus 95, 129, 171, 178
ementáli sajt 134, 147
eolikus 93–95
Eros 44, 165–166, 168–169, 171
eszker 119, 152
Europa 16–17, 20, 24–25, 34–37, 41, 45, 50–51, 70–71, 81, 84, 130, 163, 190–192

fázisátalakulás 11, 123–124, 136, 147
felföld 15, 24, 46, 125
freatomagmás 64, 152

Ganymedes 14, 16–17, 28–29, 70–71, 84, 126–127, 130, 163–164
geokémia 11, 15, 32, 49, 62
gerincpár 24, 36–37, 41
gipsz 98
glaciofluviális 110
GLF 142

hasadékvölgy 22–23, 26–27, 62
hawaii típusú 73, 86
hegység 29–31
Hold 11, 14–17, 19, 26–27, 29, 39, 47, 49, 52–53, 55, 60–61, 69, 72, 81, 86, 90, 125, 128, 156–157, 159, 176, 180–185
homok 94–95, 99–100, 112, 161
hőenergia 11
hőtehetetlenség 124
hullámfodor 94, 96–99

Iapetus 36–37, 42, 44, 137, 156–157, 164, 224
impakt breccsa 184
invertált 110
Irregular Mare Patches 62, 69
Itokawa 166–169

jeges holdak 12, 14, 102
jökhullaup 153

káoszterület 108, 152, 163, 189, 190–194
karbonátit 72
képlékeny deformáció 13–15, 25, 77, 83, 107, 124, 138, 168–169, 171
kieserit 150
kitettségi kor 183–185
klatrát 123, 193
komatiit 49
kontinens 15, 32
kozmikus kőrakás 166, 168–169
kozmikus mállás 184
kőzetburok 13, 15, 18–19, 21–23, 25, 28, 32–33, 35, 45–47, 77, 118
kráter 14, 21, 26–27, 52–53, 59, 60–62, 72–73, 89–92, 116–117, 125, 128–129, 139, 148–149
kriokarszt 146, 150–151
kriomagma 15, 50–51, 84, 102,

lávasíkság 39, 58–59, 66–69, 84,
lávaszökőkút 177
lávató 73–74, 122
LDA 110, 138, 143, 147
LDM 111
lebeny 73, 110, 138, 161
lejtős tömegmozgás 138, 155–171
lejtősávok 162
lemeztektonika 22, 30, 46, 66, 103
litoszféra 13, 23
Lutetia 43–44, 135
LVF 139, 148–149

magmaóceán 22, 29
mágneses mintázat 23–24, 46
mágneses tér 24, 64, 130
mare 36–37, 39, 60–62, 69, 72, 86, 116–117, 182, 186–187
Mars 15–17, 31, 39, 46, 49, 51, 56, 58, 63, 65–67, 85, 95, 96–98, 102, 107, 110, 112, 115–117, 131–152, 160–161, 185, 192
meder 107, 111, 121
megacunami 118

megaregolit 176, 182, 185
mélyföld 15, 35, 46, 115, 142, 193
Merkúr 12, 26–27, 33, 38, 47, 55, 58, 63, 69, 85, 125, 129, 158
mikrometeorit 184
Miranda 40, 75, 78–79

nanofázisú vas 177, 183,
napszél 129, 137, 184
nem szinkron 12, 20
neutronspektrométer 129, 144

óceán 34–35, 95, 102, 115, 118
óceánközépi 23–24, 28
Oceanus Borealis 19, 115
OMAT 183
óz 119

palacsintavulkán 67, 78–79
palimpszeszt 14
partvonal 119, 121–122
perklorát 185
Phobos 164
piroklaszt 55–56, 64, 67, 85–86, 106, 152
plató 30–32, 134, 163
poláris réteges üledék 132–133, 135, 145
poligon 28, 140–141, 146, 151, 161
polimikt 184
pólusvándorlás 12, 18–20, 46, 118
portócsa 171, 178
protálusz rámpa 143, 148–149

radioaktív 38, 72, 86, 91, 183, 185
reológia 15, 103
Rhea 42
Rheasilvia 21, 44
rianás 114
Ryugu 166, 170

sárgadinnyehéj 84, 136
sokkhatás 184
Steins 44

szeif dűne 99
szélességfüggő köpeny 147
sziklagleccser 139, 164
sziklák 118, 139, 158, 165–170, 186–187
szubdukció 23, 32–35, 46, 77–79, 151
szubkrusztális erózió 33, 35
szulfát 126–127, 150–151, 185, 189

tágulás 12, 16–17, 23–25, 28, 36–37, 40, 81
tektonika 11–47, 68, 75, 108, 148–149
tengelyforgás 12, 20, 39, 44, 47, 129, 131, 166, 170, 177
térfogatváltozás 12, 136–137, 147, 151
termokarszt 146
tesszerák 32, 67, 76
Tethys 42
tholin 137, 179
Titan 20, 41, 58, 99–100, 115, 120–121, 151, 185, 188

Titania 42
TNO 179
tó 74, 114–122
tömegmozgás 83, 113, 138, 155–171
törés 23–24, 26–27, 30–32, 38, 44, 76–80
transzform vető 23–24
transzverzális dűne 96–97, 99
Triton 36–37, 41, 50–51, 54, 70–71, 82, 84, 87, 136

üvegházhatás 23, 34, 136

Vénusz 16–17, 21–23, 26–27, 30, 32–35, 45, 51, 56, 58, 62–63, 66, 69, 74–80, 86, 94, 114, 159
Vesta 21, 44, 49, 58, 88, 101, 112–113, 130, 171
viszkózus 14, 20, 54, 59, 66, 68, 81, 101, 142
vonalas völgykitöltések 138–139, 143
völgy 103–105, 107, 108–110, 113–117, 120, 122, 139–144

Water Equivalent Hydrogen 144

YORP 12, 44, 166, 170