

KIS ATLASZ A NAPRENDZERRŐL (13)

# FOLYADÉKOK A NAPRENDSZERBEN

Bérczi Szaniszló, Hargitai Henrik, Homolya Emese, Illés Erzsébet,  
Kereszturi Ákos, Mörtl Mária, Sik András, Tasnádi Péter, Weidinger Tamás

Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport • Budapest • 2010

Bérczi Szaniszló, Hargitai Henrik, Homolya Emese, Illés Erzsébet, Kereszturi Ákos, Mörtl Mária, Sik András, Tasnádi Péter, Weidinger Tamás:

KIS ATLASZ A NAPRENDSZERRŐL (13):

**FOLYADÉKOK A NAPRENDSZERBEN**

ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, Budapest, 2010

## BEVEZETÉS

A Naprendszer bolygói és kisebb égitestjei különleges helyszínek a világegyetemben. E „kozmosz helyszíneken” a nagy anyagsűrűség miatt már létrejehet a folyadék halmazállapot.

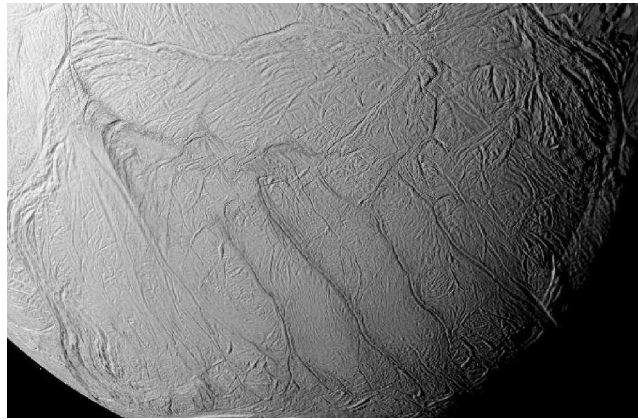
A folyadékok leggyakoribb természetes előfordulása a bolygók légköre. A Vénuszon kénsavból, a Földön vízből állnak a felhők. A Jupiteren, a Szaturnuszon, esetleg az Uránuszon és a Neptunuszon főként az ammónia és az ammónia-hidroszulfid, a Titánon pedig az etán alkot cseppeket, képez felhőket.

A folyadékok természetes anyagok a Föld felszínén. Fél évszázadnyi űrszondás kutatómunka nyomán ma már tudjuk, hogy a folyadékok a Mars felszínén is jelen vannak, bár sokkal ritkábban, mint a földi viszonyok között. A Marson elsősorban a sós oldatok alkotnak folyadékokat a talajszemcsék felszínén. A harmadik égitest, ahol tartósan jelen vannak folyadéktestek, a Titán. Folyadékszerű szivárgás azonban az Europa és az Enceladus (1. ábra) hold felszínén is megjelenhet. A vulkáni eredetű anyagok olvadék állapotban kerülnek szét a Föld felszínén és az Io holdon. Ez is folyadék.

Vannak azután rejtett tartózkodású folyadéktestek is a bolygókon. Rejtettek, mert csak közvetve mutatkozik meg a hatásuk. A Földön ezeknek többféle elnevezése van, mert más-másféle összetételűek. Attól függően, hogy vizes oldatról, szénhidrogénekről, vagy szilikát olvadékokról van szó nevezik őket víznek („víztestnek”), kőolajnak vagy lánának. Más égitesteken is erősen valószínű ezek előfordulása, de nem így egyszerre, mint a Földön. A Marson e három földi folyadékforma közül legalább kettőnek a jelenléte valószínű: a vizes oldatoké és a szilikát olvadékoké. Az Europa-n, a Ganymedes-en és az Enceladus-on a vizes oldatok egy mélyebben fekvő óceánt alkothatnak, a szénhidrogének pedig a Titánon alkothatnak folyadéktesteket. A Titán belsejében egy óceáni réteg is valószínűsíthető.

A szilikát olvadékok széles köre a vulkanizmus rendkívül formagazdag világát hozza létre a bolygótestek felszínén.

A külső Naprendszer jeges holdjain a vizes oldatok kitörései sokszor a vulkanizmus jelenségéhez hasonló formákat teremtenek.

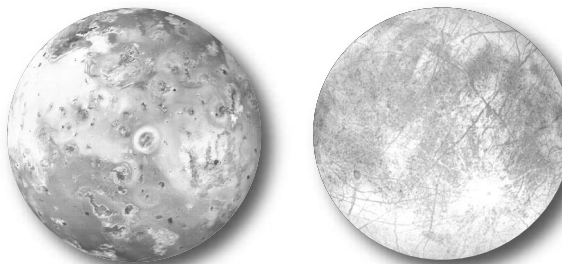


1. ábra: „Tigriscsíkok” az Enceladus (a Szaturnusz egyik holdja) déli pólusához közel. A „csikozott területen” a hőmérséklet legalább 15 K-nel magasabb, mint a környezetében. Az olvadt folyadék (víz) gyakran intenzív kitörésekkel jut a felszínre, ragyogó jégbevonatot képezve. A víz foto-disszociációjával oxigén atomok kerülnek a légkörbe. (A Cassini űrszonda felvétele: Imaging Team, SSI, JPL, ESA, NASA, apod060310)

Látjuk, ahogy az égitestek felszínének jelenségvilágát átszövik azok az események, változások, átalakulások és kölcsönhatások, amelyek a folyadékokhoz kapcsolódnak. Ezért is tetszett meg a Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport (KA-VÜCS) tagjainak a téma, ezért készült legújabb kis atlaszunk a Naprendszer folyadékaikról.

Budapest, 2010. október 25.

A szerzők



2. ábra: A Jupiter holdjai közül kettő, az Io (balra) és az Europa (jobbra), mindkettőn találunk folyadékot.

## TARTALOMJEGYZÉK

### I. FELHŐK, FELHŐKÉPZŐDÉSI FOLYAMATOK

(Homolya E., Bérczi Sz., Hargitai H., Mörtl M., Tasnádi P. és Weidinger T.)

- 1.1. Anyagkiválások a szoláris ködben (I.E., B.Sz.)
- 1.2. A bolygólégkörökben megjelenő folyadékok
- 1.3. A felhőfolyamatok összefoglalása: „havazások” a Naprendszerben (B. Sz.)
- 1.4. Kicsapódási folyamatok a Naprendszeren kívül

### II. FOLYADÉKOK BOLYGÓFELSZÍNEKEN ÉS A FELSZÍN ALATT

- 2.1. Összefüggő folyadéktestek (Illés E., Weidinger T.)
- 2.2. A Mars folyadékrendszerei (2.2.1: Kereszturi Á., 2.2.2: Mörtl M.)
- 2.3. Más oldószer (Bérczi Sz., Hargitai H. és Illés E.)
- 2.4. A Titán folyadékrendszerei (Hargitai H.)

### III. FOLYADÉKOK AZ ÉGITESTBELSŐKBEN ÉS ÉGITESTBELSŐKBŐL

(Hargitai H., Bérczi Sz., Mörtl M., Tasnádi P. és Weidinger T.)

- 3.0. Folyadékok a Föld belsejében
- 3.1. A szilikát- és kriolávák összehasonlítása
- 3.2. Kénláva, kénvulkanizmus
- 3.3. Kriolávák a Külső-Naprendszer holdjain
- 3.4. Folyadékok az égitestbelsőkből

### IV. FÜGGELÉK (Bérczi Sz., Hargitai H. és Illés E.)

- 4.1. Gondolatkísérlet
- 4.2. Fázisdiagramok
- 4.3. Definíciók, fogalommagyarázatok, adatok

Bérczi Szaniszló (szerk.)

KIS ATLASZ A NAPRENDSZERRŐL (13):

**FOLYADÉKOK A NAPRENDSZERBEN**

ISBN 963 00 6314 X0

ISBN 978-963-87767-5-4

Kiadja az ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport és az UNICONSTANT, Püspökladány, Honvéd u. 3.

Kis atlasz a Naprendszeréről sorozatunk megjelentetését a Magyar Űrkatató Irodánál elnyert 2000. és 2009. közötti pályázataink és a TÁMOP 4.2.1./B-09/1/KMR-2010-0003 program tették lehetővé. A sorozat füzetei iránt érdeklődni lehet a bercziszani@ludens.elte.hu e-mail címen, vagy az 1-372-2986 telefonszámon. (Bérczi Szaniszló, ELTE TTK Fizikai Intézet, Anyagfizikai Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter s. 1/a.)



KIS ATLASZ A NAPRENSZERRŐL (13)

# FOLYADÉKOK A NAPRENSZERBEN

Bérczi Szaniszló, Hargitai Henrik, Homolya Emese, Illés Erzsébet,  
Kereszturi Ákos, Mörötl Mária, Sik András, Tasnádi Péter, Weidinger Tamás

Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport • Budapest • 2010



ványkiválási sort kapunk (I.1. ábra). Ezt metszve a Cameron által becsült szoláris köd-adiabatával, vagyis azzal a görbével, amely a Naptól távolodva a jellemző nyomási és hőmérsékleti viszonyokat adja meg, megkapjuk, hogy milyen ásványok válhattak ki a szoláris ködben övezetenként. Ezt szemlélteti a Lewis-Barshay-modell, ami a 2000 K és 50 K között kiváló, legjelentősebb ásványokat rendszerezi (I.1. ábra). A kiválási sort szemlélve észrevehetjük, hogy az két részre osztható. A Naphoz közelebbi régióban, magasabb hőmérsékleten válnak ki a fém-oxidok, amelyek később szilikátokat képeznek. Távolabb, hűvösebb területeken elég alacsony a hőmérséklet ahhoz, hogy olyan vegyületek, mint a víz, az ammónia és a metán szilárd jégrézecsökké kondenzálódnak.

A víz az Univerzum leggyakoribb vegyülete, így kondenzációja is nagy jelentőségű. Beépülhet az előzőleg kivált szilikát-ásványokba, továbbá hidrátokat képezhet a metánnal és az ammóniával.

Azt a Naptól vett távolságot, ahol már megfelelő a hőmérséklet a vízjég kondenzációjához, hóhatárnak (*snow line*), vagy kondenzációs vonalnak nevezik. A fogalmat Hayashi (1981) vezette be. Ez az a távolság, amely elválasztja a kőzet- és jeges bolygók kialakulási régióit. Hayashi modelljét olyan szoláris ködre alapozta, amely a bolygókeletkezés beindulásához szükséges minimális mennyiségű anyagot tartalmaz. Ilyen feltételek mellett a vízjég akkor válik ki, amikor a hőmérséklet 170 K alá esik. Hayashi modelljében ez a távolság a Naptól 2,7 csillagászati egységre esik (Sasselov és Lecar, 2000). A későbbi vizsgálatok ettől eltérő értékeket szolgáltatottak. Egyes vélemények szerint a vízjég már 1,6–1,8 csillagászati egység távolságban, éppen a Mars pályája mögött kezd el kicsapódni (Lecar et al., 2006).

A szoláris ködben a hőmérséklet térben és időben is változik. Így a kiválási sor egy adott pillanatra térbeli sorrendet, a tér egy adott pontjára pedig időbeli sorrendet jelent. Ahogy a szoláris köd hőmérséklete csökken az időben, a kondenzációs vonal – ahol a vízjég kiválása megindul – folyamatosan egyre közelebb kerül a Naphoz.

A kémiai kristályosodás során kialakult szemcsék ru-

galmatlan ütközések során csomókba rendeződtek, majd bolygó-kezdeményekké – planetezimálokká – álltak össze. Ezek további ütközése és összekapcsolódása (akkréció) révén jöttek létre a bolygók. Az ütközések következtében keletkező (akkréciós) és a radioaktív elemek bomlásából felszabaduló hő differenciálódást indított el a bolygótettek anyagában, ami a bolygó tömegétől függően hosszabb, vagy rövidebb ideig tartott. (Megjegyezzük, hogy a kémiai kristályosodás mellett gravitációs kristályosodás is van, ami a bolygók kialakulásában játszott szerepet.)

A kémiai kristályosodás vizsgálata során kapott eredmények jól összeegyeztethetőek a bolygók kémiai összetételével és a Naprendszer övezetességével. Egy adott hőmérsékleti intervallumban kivált anyagok alkotják az ott formálódó bolygók vagy más objektumok (pl. kisbolygók) tömegének a legnagyobb részét.

### 1.1.2 A Föld típusú bolygók vízkészletének eredete

Az égitestek vízkészleténél két fontos kérdés merül fel: hogyan szerezte a vizet és hogyan tudta/tudja vagy nem tudta megtartani azt. A Föld nem csak a többieknél esetleg nagyobb kezdő vízkészletével tűnik ki, hanem azzal is, hogy ezt a vizet eddig képes volt meg is tartani. A földi vizet az ózonréteg létével összefüggő „hidegcsapda” (*cold trap*) jelensége tartja a felszínen, és nem engedi megszökni: az ózonréteg nem engedi le a vízmolekulákat felbontó (fotodisszociáló) UV sugarakat, a vízgőz viszont még az ózonréteg alatt kicsapódik és visszahull, így az ózonréteg fölé nem tud emelkedni (Illés, 1996). Az oxigénszint 2,3 Ga-val ezelőtti megemelkedése előtt a 200 nm alatti sugárzást a szén-dioxid is képes volt elnyelni (mint ahogy teszi ma a Marson), az ózon pedig a biológiailag káros 200-300 nm sugárzást is elnyeli (Catling et al. 2003). (A Titánon a szerves aeroszolok zónája működik hasonló légköri elnyelő réteggént).

Honnan és hogyan épült a Föld és más szilikátos bolygók anyagába a víz, amely a Föld Naphoz túl közeli távolságában még nem csapódhatott ki a protoplanetáris korongból? Két modell létezik a Föld típusú bolygók vízkészletéről: a „távoli forrás” modell inkább távolabbról

(kívülről) érkező kisebb planetezimáloktól, míg a „helyi forrás” modell a közeli planetezimáloktól, vagy már nagyobb bolygóembrióktól eredetetzeti a vizet. A két modell szerinti vízkészlet végül összeadódik.

Megjegyezzük, hogy a planetezimál szó bolygócsírárt jelent. Ez olyan égitestek gyűjtőneve, amelyek a Naprendszer kialakulásakor az ősköd por- és gázfelhőjéből álltak össze, majd ezeknek további összeállásával keletkeztek a bolygóembriók, majd ezek további akkréciós növekedésével bolygók.

A víz(jég) keletkezése a Naprendszer kialakulásakor több forrású. Egyrészt kicsapódik (kondenzálódik) a protoplanetáris korongot alkotó gázból a proto-Naptól megfelelő távolságra, másrészt a környező molekuláris felhőből is „behull”. Mindkét eredetű anyag önálló planetezimálokat épít, amelyek hozzájárulnak a bolygóembriók anyagához (Lunine, 2006). A szenes kondritos bolygócsírák és kisebb aszteroidák 2,5 csillagászati egységen (CsE) túl, az üstökösök a Jupiter távolságából és azon túlról is szállították a vizet a kialakuló bolygók testébe (még mielőtt az üstökösöket a fejlődő Jupiter szétszórta volna) (Lunine et al., 2003).

A Naprendszer a *protoplanetáris korongból*, más néven/megközelítéssel a *szoláris ősködből* alakult ki (a két terminus jelentése ugyanaz).

A proto-Naphoz közel a refraktorikus szilikátok (alacsony (10–4 atm) nyomáson magas hőmérsékleten (1300–1500 K fölött) kondenzálódnak anyagok), távolabb a Mg szilikátok, még messzebb a víz csapódik ki.

A protoplanetáris ködben azt a proto-Naptól mért távolságot, ahol a vízjég először stabilan megjelenik, azaz a hőmérséklet a víz kondenzációs pontja alá esik, a planetológiában hóhatárnak (*snowline*) nevezik. A vízjég valószínűleg éppen a hóhoz hasonló megjelenési formában csapódhatott ki az ősködből. A kicsapódás helye a vízgőztartalom parciális nyomásától függ a ködben. Amikor ez meghaladja a telített vízgőznyomást, kicsapódik. Ez az ősködben 145–170 K környékén történhetett meg, ami a köd hőmérsékletétől és sűrűségétől függően 2–5 CsE távolságban volt a Naptól. A közepes méretű (cm-m) részecskék a korongban a súrlódás hatására energiát ve-

szítettek, így lassan, spirális mozgást végezve besodród-  
tak a korong központja felé. Itt a jég szemcsék a napsu-  
gárzás hatására elpárologhattak – a szennyezett (poros,  
sötét) jég szemcsék hamarabb, a tiszták később –; azaz  
ismét gáz halmazállapotba kerültek.

A hóhatárnál 1–2 CsE-vel beljebb található a *hidratáci-  
ós vonal*, amelyben a C típusú (szenes) meteoritok anya-  
ga hidratálódhatott. E két nevezetes vonal a Jupiter kö-  
rűli cirkumplanetáris (Jupiter körűli) korongban is jelen  
lehetett (csak az Io és az Europa lehetett a hidratációs vo-  
nalon belül) (Lunine, 2006).

A naprendszerbéli hóhatáron túl, a gázóriások körül ki-  
alakuló protoplanetáris, pontosabban *protoszatellitikus  
korongokból* (cirkumplanetáris ködből) kicsapódó anyag-  
ból olyan *jégbolygó-csírák* (szatellitizimálok majd *hol-  
dembriók*) jöttek létre, melyek végül jeges holdakká áll-  
tak össze (Coradini et al. 2009). A száraz szilikátok da-  
rabjai is hidratálódhattak az űrben (Lunine, 2006).

**A Földön, a Marson és a Vénuszon** egyaránt hasonló,  
de legalábbis jelentős mennyiségű víz lehetett közvetle-  
nül a bolygók kialakulása után. Mivel ezek az égitestek a  
hóhatár „alatt” helyezkednek el, valamilyen szállító me-  
chanizmus kellett a víz beszerzéséhez. Egyrészt szóba  
jöhet a száraz szilikátok hidratációja, a víz adszorbeálása  
a cirkumplanetáris ősködben, másrészt a belsejükben fo-  
lyékony, áramló vizet tartalmazó planetézimálok Nap felé  
spirálózó mozgása a protoplanetáris köd közegellenállá-  
sa miatti súrlódás hatására. A felsorolt, viszonylag közeli  
forrásokon kívül további lehetőség, hogy a Jupiter pályá-  
ján is túlról érkezzenek a **Földre** (azaz a proto-Földre, a  
Föld-embrióra) a jeges égitestek, planetézimálok. Mivel a  
kisbolygók többsége a protoplanetáris korongban közel  
körpályán keringett, a Földre elsősorban az elnyúlt pá-  
lyán keringő távolabbi égitestek hozhattak vizet. A Jupiter  
egyre erősebb gravitációs zavaró hatására nagyszámú  
Hold- és Mars méretű planetézimál kerülhetett ilyen  
„Föld-súroló pályára” a hozzávetőlegesen 100-1000 db  
ilyen égitest közül. Hogy mekkora lett a bolygó vízkész-  
lete, az attól függött, hogy ezekből hány csapódott az  
adott bolygóembrióba, ez viszont sok véletlen elemtől  
függhetett.

Honnan tudjuk, hogy mekkora lehetett az egyes égi-  
testek eredeti vízkészlete? A könnyebb elemek könnyeb-  
ben szöknek el a légkörből, ezért idővel a légkör „besű-  
rűsödik”, a nehezebb elemek nagyobb gyakoriságúakká  
válnak, a légkör anyaga „differenciálódik” (Illés, 1996).  
Ezért használható a D/H (deutérium/hidrogén, 2H/1H)  
arány a légköri vízvesztés kiszámítására. Idővel a hid-  
rogén egy része megszökött, miközben a deutériumnak  
jóval kisebb része hagyta el a légkört, így tehát feldúsult.  
Feltételezzük, hogy a földi vízkészlet java része megörzö-  
dött, akár csak a szenes kondritokban, ahol a bennük lévő  
illó/víz arány jelzi, hogy amióta létrejöttek, sohasem me-  
legedtek 200 °C hőmérséklet fölé, tehát őrzik keletkezé-  
sükkori összetételüket. Ilyen előfeltevések mellett ha igaz,  
hogy a földi vízkészlet az aszteroidákból származik, a két  
égitesttípusban lévő D/H aránynak egyeznie kell. A „szab-  
ványos földi óceánvíz” (VSMOW, *Vienna Standard Mean  
Ocean Water*) 156 ppm deutériumot tartalmaz (Lunine et  
al., 2003) értékkel. Az Oort-felhő üstökösének dupla  
SMOW értéke van (300ndritoknak 150–200 ppm  
(Lunine, 2006). A Vénusz D/H aránya ugyanakkor  
19 000 ppm (Kulikov et al., 2006).

Mérések szerint a Föld anyagából csak pár százalékot  
tesz ki a kb. 20% kötött vizet tartalmazó szenes-kondri-  
tos anyag, ami még mindig elég ahhoz, hogy a Földön  
megfigyelhető vizet magában tartalmazhassa (Lunine et  
al., 2003). A modellek a távoli üstökös eredetű vizet a  
Földön 10%-ban maximálják.

**Mars.** A földi kérgi és felszíni víz eredetét a modellek  
(Morbidelli et al., 2000) a kisbolygóövből származó, Mars  
méretű bolygóembriók becsapódásával magyarázzák. Ez  
igaz lehet a Vénuszra is, de a kis tömegű Marsra nem: a  
modell szerint annak ellenére, hogy a Mars a kisbolygó-  
övhöz „közel” helyezkedik el, nem szenvedett nagyobb  
becsapódásokat, tömege csak „kisebb törmelékekkel” nö-  
vekedett. Így hiába volt közelebb a hóhatárhoz, onnan  
sem kapott nagyobb bolygóembriókat. A kisbolygó-övbeli  
nagyobb égitesteket a gyorsan növekvő Jupiter hamar  
eltávolította az övből, és vagy a proto-Földbe, a proto-  
Vénuszba vagy a Napba csapódtak, illetve elhagyták a

Naprendszert. A naprendszer-keletkezési modellek sze-  
rint a Mars keletkezése a mai méretében és helyén vélet-  
lenszerű, egyedi esemény, azaz e modellek szerint a Mars  
feltehetően egy „véletlenül” ottmaradt – se nem becsapó-  
dott, se nem a Naprendszert elhagyó – bolygóembrió  
(Lunine et al., 2003; Lunine, 2006), ami nem néhány nagy  
planetézimálból, hanem sok kicsiből állt össze: véletlenül  
nem ütközött bele nagyobb planetézimál. Hasonló túlélő  
embrió lehet a Ceres is.

A marsi felszínen levő deutérium-tartalom a SMOW  
1,2-1,6-szorosa, a légköré viszont 5 SMOW ami a légköri  
vízvesztéssel magyarázható. A marsi „kezdő érték”  
azonban nem ismert (Lunine et al., 2003). Marson a víz  
forrása így a 2,5isbolygók lehettek, amelyek a mai földi  
óceánok víztömegének 6–27%-át is szállíthatták  
(1 óceán =  $1,5 \times 10^{21}$  kg), ami a mai Marsot 600–2700 m  
mélyen borítaná, ha máig meg tudta volna tartani a víz-  
készletét, de amint látjuk, „nem tudta” (Lunine et al.,  
2003).

A mai modellek szerint nagyobb állóvíz a Marson  
(*Oceanus Borealis*) 3,5 Ga-val ezelőtt létezhetett. Egy ku-  
tatócsoport a régi óceán partvonalát a folyók deltáinak  
vonalában jelöli ki. A víz 550 m globális borításnak felelt  
meg ( $124$  millió  $\text{km}^3$ ). A deltavidékek fosszilis vagy mai  
életnyomokat is jó eséllyel tartalmazhatnak.

**Vénusz.** A Vénusz légkörében lévő víz egy része ne-  
hézvíz ( $\text{D}_2\text{O}$ ). A nehézvíz ugyanúgy disszociál, mint a kö-  
zönséges víz, azonban a belőle keletkező deutériumnak  
kisebb a diffúziósebessége, mint a hidrogéné, így lassab-  
ban szökik ki a világűrbe. Ezért a Vénusz légkörében ma-  
gasabb a deutérium/hidrogén arány, mint a Földön. A vé-  
nuszi 19 ezer ppm-es D-tartalomtól következik, hogy a  
Vénusznak valaha sokkal nagyobb vízkészlete volt, mint  
ma (ma a felszíni 460–480 °C-os hőmérséklet mellett a  
felszín közelében sem kötött, sem szabad állapotban nem  
lehetséges víz jelenléte). Ez a legerősebb bizonyíték arra  
vonatkozóan, hogy a Vénusz nagy mennyiségű vizet vesz-  
tett története során. A kutatások szerint a Vénusz légkö-  
re néhány milliárd évvel ezelőtt sokkal inkább hasonlított  
a földre, mint ma. Valószínűleg folyékony víz is léte-

zett a felületén, ami a növekvő besugárzás hatására párolgásnak indult. Ahogy csökkent a víz mennyisége, kevesebb szén-dioxidot tudott kimosni a légkörből, így a szén-dioxid koncentráció növekedésnek indult. Ez erősebb üvegházhatást, következésképpen növekvő hőmérsékletet eredményezett. Magasabb hőmérsékleten a kondenzációs szint is magasabbra helyeződik, és a ciklus gyorsított tempóban folytatódik, hiszen egyre nagyobb térrész áll rendelkezésre a víz disszociációjához. A teljes mai légköri vízgőztartalom kondenzálódva pár cm vastagon boríthatná a Vénusz felszínét.

Ha a vénuszi ősi óceánoknak a felszínén nem is, de a felszín alatt ma is (elméletileg) lehetnek olyan maradvány vízlencsék, amelyek a jelenlegi feltételek mellett is képesek az esetleges régi élet menedékeként szolgálni. Mivel ma a hőáramlás kicsiny, ezek folyékony állapotban maradhattak meg nagy mélységben, de kérdés, hogy ha a pulzáló magmatizmus modell érvényes, akkor a magma-óceán állapotot is átvészélhetik-e ezek a maradványok (például a magma-óceánból kibukkanó vastagabb gyökerű tesszera területek alatt a mélyben (Penz et al., 2004).

## 1.2. A BOLYGÓK LÉGKÖRÉBEN MEGJELENŐ FOLYADÉKOK

A Naprendszer bolygóit fő jellegzetességeik alapján két csoportba soroljuk. A Naphoz közelebb keringenek a kőzetbolygók, amelyek elsősorban szilárd ásványokból épülnek fel. A bolygótestet egy vékonyabb, vagy vastagabb gázburok veszi körül. A külső bolygók anyagát, bár rendelkeznek szilárd maggal, nagyrészt gázok alkotják, ezért gázbolygóknak nevezzük őket. Ez a két csoport (kőzet- ill. gázbolygók) nemcsak a bolygótestek felépítésében, de légkörüket tekintve is sokban különbözik (a külső-Naprendszer holdjai külön csoport: a jeges égitestek). A belső bolygók felszíni légnyomása egyértelműen mérhető. Közülük a legnagyobb felszíni nyomás a Vénuszon található, a földi érték 92-szerese, a legkisebb pedig a Merkúr nagyon ritka gázburkának a nyomása. A gázóriásoknál a légnyomás széles határok között változhat. A belső régiók felé haladva a légkörben egyre nagyobb, a kőzetbolygók felszínén mért értékeket jóval

megaladó nyomások adódnak. Általánosságban igaz, hogy a Naptól távolodva az átlagos felszíni (gázbolygók esetén az 1 bar, illetve a 0,1 bar nyomáson mért) hőmérséklet csökken. Ez alól csak a Vénusz kivétel, ahol a rendkívüli üvegházhatás miatt sokkal magasabb hőmérsékleti értékek jellemzőek, mint ami a távolságából adódna. Így a Vénusz melegebb, mint a nála beljebb keringő Merkúr. A kőzetbolygók között a Vénuszon a legkisebb a hőingás, ami szintén az erős üvegházhatás következménye. A lassú tengelyforgás ellenére – a légkör erős szuperrotációja miatt – alig van különbség az éjszakai és a nappali oldal hőmérséklete között. Ezzel szemben a Merkúron – ami a legközelebb kering a Naphoz és így a legtöbb sugárzás éri – a számottevő atmoszféra hiányában a napsütötte oldal mindig nagyon meleg, az árnyékos pedig nagyon hideg, így óriási hőingás alakul ki. A légmozgást tekintve az óriásbolygók sokkal szelesebbek, mint a belső bolygók. A legnagyobb szélesebességeket a Szaturnuszon mérték.

A kőzetbolygók légköre rendkívül változatos összetételű, egymástól is nagyon eltérő. A leggyakrabban előforduló gázok a szén-dioxid, a nitrogén és az oxigén. Az óriásbolygók ezzel szemben leginkább hidrogénben és héliumban gazdagok. A Jupiteren és a Szaturnuszon fontos szerep jut az ammóniának, az Uránuszon és a Neptunuszon pedig inkább a metán jelenléte lényeges.

### 1.2.1. Merkúr

A Merkúr gravitációs ereje túl kicsi ahhoz, hogy számottevő mennyiségű gázt hosszabb távon is meg tudjon tartani maga körül, viszont rendelkezik egy nagyon ritka, a földi exoszféra megfelelő gázréteggel (Domingue et al., 2007).

A MESSENGER nevű űrszonda 2008 januárjában érkezett a Merkúr közelébe. Spektroszkópiai mérésekkel kimutatta a korábban már távcsöves megfigyelésekkel is jelzett ionok (pl.: nátrium, kálium, kalcium) jelenlétét a ritka gázrétegben, ezen felül pedig a csillagászok nem kis döbbenetére víz jelenlétét is jelezte. Erre több lehetséges magyarázat van. Régóta feltételeznek például vízjég rezervoárokat a pólusok környékén, olyan kráterek mélyén, ahova soha nem süt a Nap. Ezen kívül üstökösök is hoz-

hatnak magukkal vizet, vagy akár a napszél részecskéi és a kőzetek kölcsönhatásai révén is keletkezhet. A már említett ionokon kívül héliumot, magnéziumot, szilíciumot és molekuláris oxigént is azonosított a szonda a légkörben (Lakdawalla, 2008).

Egy ilyen ritka, vákuumszerű atmoszférában nyilvánvalóan nem számolhatunk semmiféle olyan jelenséggel, amit „havazásnak” nevezhetnénk.

Érdekességként megemlíjtük Atkinson (2008) elméletét, amely a Merkúr gyenge mágneses terét magyarázza. Eszerint a Merkúr belsejében felforrósodik a vas és a kén, a felszín felé emelkedik, ennek következtében lehűl, és egyfajta csapadékot eredményez, ami aztán visszasüllyed a centrum felé. Ők ezt a folyamatot is (a planetológiai szóhasználattal egyezően) *havazásnak* minősítették, a keletkező csapadékot pedig „vas-hó”-ként emlegették (*lásd még az exobolygókról szóló 1.4. fejezetet!*).

### 1.2.2. Vénusz

A Vénusz meglehetősen sűrű légkörrel rendelkezik. Egyik fő jellegzetessége az egész bolygófelszínt takaró felhőrendszere. Ez a felhőrendszer teljesen megakadályozza a vizuális megfigyelést. A légkör szerkezetének megismerésében a szondák voltak segítségünkre látványos eredményeket szolgáltatva.

#### 1.2.2.1. A légkör felépítése a Vénuszon

A Vénuszon négy különböző légköri réteget különböztetnek meg a kutatók: a troposzférát, a mezoszférát, a termoszférát és az exoszférát. A földi sztratoszférához hasonló – a magassággal növekvő hőmérsékletű – réteg hiányzik.

A troposzférában a hőmérséklet felfelé haladva kilométerenként 7,7 K-nel csökken (Zasova, 2006). A Magellan szonda mérései alapján a felszín felett 52,5 km-es magasságban 310 K-es értéket vesz fel. Nem sokkal ez alatt, 49,5 km magasan éri el a nyomás a földi átlagos tengerszinti légnyomást, az 1 bart. Így ez az a terület, ahol a Vénusz légköre a leginkább hasonlít a földire (Shade Tree Physics, 2010). 58–60 km-es magasság környékén he-

lyezkedik el a tropopauza, a troposzféra és a mezoszféra közti határréteg (Zasova, 2006).

A mezoszféra 60 km fölött kezdődik, és 120 km-ig terjed. Két eltérő rétegre osztható. Az alsó, 62–73 km közötti réteg egybeesik a felső felhőborítás magasságával. Itt a hőmérséklet alig változik, 230 K körüli. A másik rétegben, ami 73 km-től 95 km-ig terjed, a hőmérséklet ismét csökkenésnek indul, majd 95 km-en eléri a 165 K-t. Itt kezdődik a mezopauza, ami 95 km-től 120 km-ig terjed (Pätzold et al., 2007).

A mezopauza Nap felőli oldalán a hőmérséklet kb. 300–400 K-nek megfelelő értékre növekszik. Ez az érték jellemzi a 120 km magasan kezdődő termoszféra Nap felőli oldalát is. A termoszféra másik, éjszakai oldalán a hőmérséklet egész 100 K-ig süllyed. Ez a Vénusz leghidegebb területe, ezért krioszférának is nevezik (Bertaux et al., 2007).

A termoszféra felső határa 220 km és 350 km közé tehető. Itt kezdődik az exoszféra, a légkör legkülső, ritka rétege.

### 1.2.2.2. Víz és üvegházhatás a Vénuszon

A Vénuszra jellemző az ún. *elszabadult üvegházhatás*. Ez nem meglepő, ha arra gondolunk, hogy a légkör legnagyobb részét szén-dioxid alkotja. A hőmérséklet csökken a magassággal. Így, miközben a vízgőz felemelkedik és lehűl – egy meghatározott, a harmatpontjának megfelelő magasságban – megfelelő körülmények között kondenzálódik. Az így kialakuló kondenzációs zóna lényegében egy vizet csapdába ejtő hidegcsapda (*cold trap*). (Ilyen hidegcsapda a Földön is van. Ez a tropopauza.) A Vénuszon ez a szint a felszín feletti 50 km-es magasság környékén helyezkedik el.

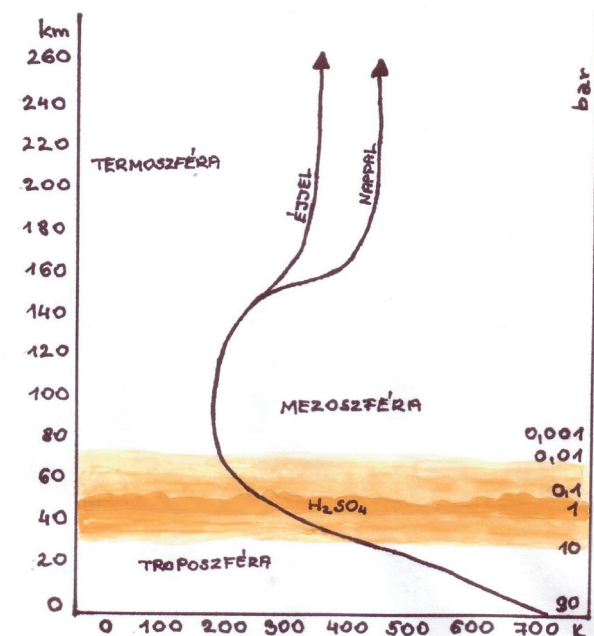
A Földön az ózonréteg védi a vízmolekulákat az ultraibolya sugárzás bontó hatásától. A Vénuszon (vagy Marson) ilyen réteg nincs. (Megjegyzés: a Föld történeténél az első milliárd évében, az ózonréteg és vele a légköri oxigén megjelenése előtt is léteztek kiterjedt óceánok; a Vénusz légkörének vízgőztartalma 20 ppmv (0,002 térfogat%), a Földön a teljes atmoszférában 400ppmv (0,4 térfogat%), 1–4% a felszín közelében).

A légkör a kondenzációs szint alatt egy meghatározott magasságig nem válik áthatolhatatlanná az UV sugárzás számára. Így a sugárzás bontja a vízmolekulákat a kondenzációs szint és az UV sugárzás lehatolási szintje között. Ahogy a vízgőz emelkedése során eléri ezt a régiót, az UV sugarak két hidrogén és egy oxigén atommá vagy egy hidrogén atommá és egy OH-gyökké disszociálják a vízmolekulákat. A hidrogén atom könnyebb a vízmolekuláknál, így könnyedén elszökhet a Vénusz légköréből. Ezeket a napszél fújja el, mely saját magnetoszféra hiányában az exoszférába mélyen behatol. Az oxigén ellenben gyorsan újraegyesülhet a szén, vagy szén-monoxid molekulával, és így szén-monoxidot, vagy szén-dioxidot alkot. Ez tovább növeli a szén-dioxid mennyiségét. A légkörben maradó hidrogén többnyire kénsav vagy hidrogén-szulfid molekulákban kötve van jelen.

### 1.2.2.3. Felhőzet és csapadék a Vénuszon

Az első pontosabb eredmények a Vénusz felhőzetének struktúráját és összetételét illetően a hetvenes évek végén, a nyolcvanas évek elején születtek. A Venyera és a Pioneer Venus szondák által nyert adatok alapján a fő felhőréteg kiterjedése 45–70 km közé tehető (Esposito et al., 1983). Nagyjából ugyanebben a régióban összefüggő ködréteg azonosítható, amelyet nagy koncentrációban jelenlévő aeroszol részecskék alkotnak. (A köd, felhő és homály különbségéről lásd a szöveget, 4.3.1. fejezet). A ködréteg kb. 10 km-rel nyúlik a felhőtető fölé és ugyanennyivel a felhőalap alatt is jelen van egy vastag összefüggő réteget alkotva (Knollenberg és Hunten, 1980).

Mikrofizikai tulajdonságok alapján a Vénusz felhőzete három rétegre osztható, amelyeket éles felhőmentes tartományok választanak el (1.2. ábra). A legfelső felhőréteg 58–68 km között található. Vastagsága néhány km (Zasova, 2006). Ezt felhőnek nevezzük ugyan, de valójában meglehetősen ritka, inkább egy ködrétegnek felel meg. 50–56 km magasságban újabb, az előzőnél is vékonyabb felhőréteg következik. Az itteni fényviszonyok nagyjából megfelelhetnek a Földön, egy nyári kánikulai napon a felszínközeli sűrű füstből, kipufogó gázokból, porból és szennyeződésekkel álló légkör fényviszonyai-



1.2. ábra: A Vénusz légkörének vertikális szerkezete és felhőzete. Az ábrán a felhőmentes tartományok a rétegek kis vertikális kiterjedése (1–2 km) miatt nincsenek feltüntetve.

nak (Francis, 1988). Ezt a meteorológiában száraz légköri homálynak nevezik.

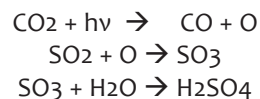
A legalsó felhőréteg a legvastagabb a Vénuszon. Alapja a felszín felett 48 km-es magasságban van, sűrűsége nagyjából a földi felhőkéhez hasonló. Belsejében a látástávolság jóval 1 km alatti. A felhőborítás miatt a beeső fény csupán 1–2%-a éri el a felszínt, így a megvilágítási viszonyok magas napállásnál is egy borult földi novembri naphoz hasonlíthatnak (Gábris et al., 2004).

A vénuszi felhőelemek összetételét illetően egyes kutatók már a hetvenes évek elején a kénsav jelenlétére gyanakodtak. A Pioneer Venus küldetés során részletes adatokat nyertek a felhőrendszeréről. A mérések azt mutatták, hogy a felhőelemek mérete és előfordulási gyakorisága a magasság függvénye (Knollenberg és Hunten, 1979), méreetszerinti eloszlásuk rétegenként különböző (Knollenberg és Hunten, 1980). A középső és alsó felhő-



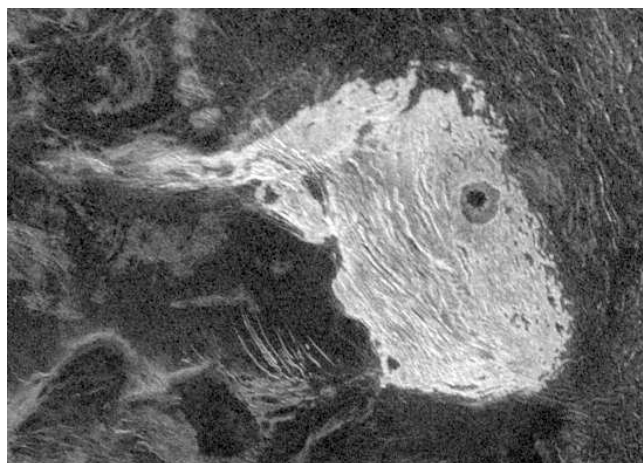
régiókban az aeroszolok kénsav és egyéb kristályos anyag, valószínűleg szulfátok és/vagy kloridok jelenlétére utaltak. A 64 km-es felszínfeletti magasságban a mérések kén-részecskéket jeleztek (Rákóczi, 1998). A felszínről a légkörbe kerülő részecskék mérete a 10–100 mikron tartományba tehető (Ragent és Blamont, 1980).

A Mariner-10 mérései bizonyítékkal szolgáltak egy alsó, folyékony halmazállapotú összetevőket is tartalmazó, sűrű felhőréteg jelenlétére a légkör alacsonyabb régióiban (Cimino és Elachi, 1979). Ez, egyéb mérési eredményekkel együtt (turbulencia, függőleges légmozgás, aeroszol-koncentráció) felvetette a csapadékeletkezés lehetőségét. A vénuszi környezetben végbemenő cseppnövekedés modellezése során arra jutottak, hogy az esőcsepp-méretű csapadékelemek, hasonlóan, mint a Földön, pár óra leforgása alatt létrejöhetnek. Ma már bizonyított, hogy a felhőket alkotó fő komponens 48 km és 70 km között a kénsav, ami kéndioxidból és vízből fotokémiai úton keletkezik (Zasova, 2006). A lejutó UV-sugárzás fotodisszociálja a szén-dioxid molekulákat szén-monoxiddá és atomos oxigénné. Az oxigén atom különösen reaktív, így könnyedén reakcióba lép a vénuszi légkörben szintén jelenlévő kéndioxid molekulákkal. Kéntrioxid keletkezik, ami a vízzel reagálva kénsavat alkot:



A keletkező csapadékelemek kénsavesőként hullnak le, de még jóval a felszín felett kéntrioxidra és vízre bomolva újra elpárolognak (a felszín elérése előtt elpárolgó csapadék neve [a Földön is] *virga*).

A kilencvenes években a Vénusz felszínének magasabban elhelyezkedő sziklás területein egyfajta „hószzerű” anyag jelenlétét azonosították. A Magellan küldetés során – amelynek a célja a Vénusz felszínének feltérképezése volt – megszerzett adatokat, így a radarképeket vizsgálva a radarhullámokat különösen erősen visszaverő területekre bukkantak az Aphrodite-föld területén, és más hegyvidékes régiókban. A légkörben található kémiai ele-



1.3. ábra. A Maxwell-hegység a Vénuszon. A kerek, sötét folt a 105 km átmérőjű Cleopatra kráter, a világos folt a „hó” a hegy magasabb régióiban (a hegy csúcsa 11 km magasságú) (Arecibo, 12,6 cm-es radarfelvétel, 1988).

mek mennyiségéből, a nyomási és hőmérsékleti értékekből kiindulva arra következtettek, hogy a fényes régiókat valamilyen fémtartalmú, a légkörben kiváló, „hószzerű” lerakódó anyag jelenléte okozza, ami pár milliméteres vastagságban beborítja a bolygó magasabban fekvő területeit. A vénuszi vulkánkitörések során különböző vegyületek gázai kerülnek a légkörbe. Ezek közül bizonyos anyagok képesek kondenzálódni, s az így kiváló részecskék, mint egy fajta hó, lerakódnak a felszínre.

Hogy milyen összetételű ez az anyag, az sokáig ismeretlen maradt. A számos lehetséges kémiai elemből először tellur származékokra gyanakodtak. Fegley és Schaefer (2003) azonban újra átvizsgálta a korábbi elméleteket. Olyan, a légkörben nyomnyi mennyiségben előforduló fémtartalmú vegyületeket kerestek, amelyek az adott környezeti hatások mellett már 2,6 km magasságban kondenzálódni képesek. Ehhez több száz különböző, C, O, N, H, S, Cl, F, Cu, Zn, Ge, As, Sn, Pb, Se, Br, Cd, In, Ag, Sb, Hg, I, Tl, Bi, Te és Au tartalmú vegyületre kémiai egyensúlyi számításokat végeztek a nyomás és a hőmérséklet függvényében. Arra következtettek, hogy az illékony tellur (Te) könnyedén elreagálna a kéntartalmú ve-

gyületekkel, olyan stabil gázokat alkotva, mint a TeS és a TeSe, de nem tudna 38,6 km-es magasságig kondenzálódni. Ezzel szemben az ólom és a bizmut magas dielektromos állandójú vegyületei kondenzálódhatnak a megadott magasságon. Ezek alapján, Fegley és Schaefer szerint a vulkáni felhőkből ólom-szulfid (PbS) és bizmut-szulfid (Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>) válik ki, ami aztán a 2,6 km-nél magasabb térszíneken fölhalmozódik (1.3. ábra).

### 1.2.3. Föld

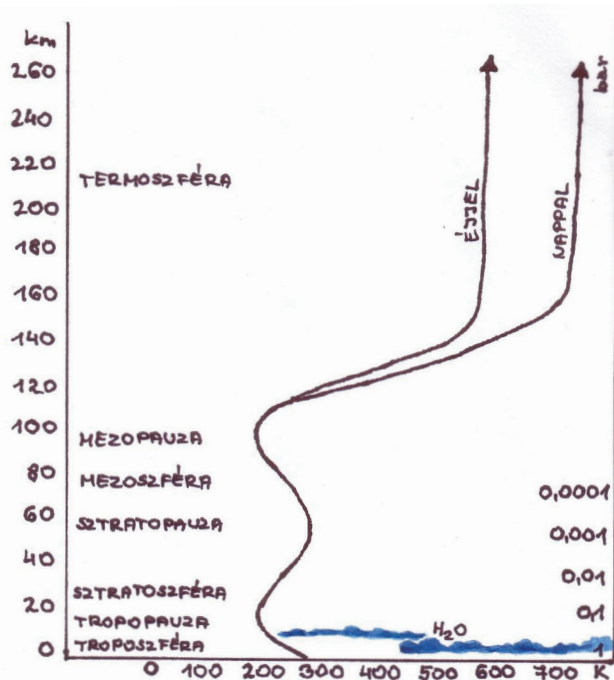
A földi légkört ismerjük a legjobban. A következőkben a légkör vertikális szerkezete mellett a Földön lejátszódó, jól ismert kondenzációs folyamatokat, a felhőképzésben résztvevő aeroszol részecskék tulajdonságait és a keletkező csapadékelemeket vizsgáljuk.

#### 1.2.3.1. A földi légkör szerkezete

Összetételét tekintve a Föld légköre két fő tartományra osztható, a homoszférára és a heteroszférára. A homoszféra kb. 80–90 km-es magasságig terjed, és abban különbözik a felette elhelyezkedő heteroszféától, hogy benne a gázok nem tudnak molekulasúlyuk szerint szétválni. Kicsi a molekulák szabad úthossza, s így a légkör jól átkevert, vagyis a fő összetevők (nitrogén, oxigén és az argon) aránya állandó. A heteroszféra azonban ritkább, nagyobb a molekulák szabad úthossza, a turbulens áramlást lamináris áramlás váltja fel, így a könnyebb, mozgékonyabb molekulák magasabbra jutnak, a légkör összetétele molekula-, illetve atomsúly szerint változik a magassággal.

A részletesebb, termikus jellemzők alapján vett felosztás szerint megkülönböztetjük a homoszférához tartozó troposzférat, sztratoszférát és a mezoszférat, valamint a heteroszférához tartozó termoszférát és exoszférat. A légkör egészét tekintve a sűrűség és a nyomás a felszíntől felfelé haladva közel logaritmikusan csökken. A hőmérséklet változása szféránként eltérő (1.4. ábra).

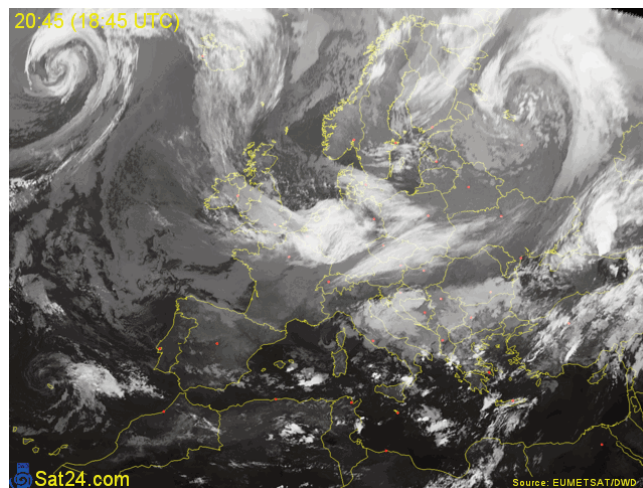
A legalsó vékony réteg a troposzféra, itt játszódik a meteorológiai jelenségek (1.5. ábra). A földrajzi szélességtől függően a felszíntől kb. 6–18 km-es magasságig



1.4. ábra: A Föld légkörének vertikális szerkezete és felhőzete

terjed, a poláris területeken alacsonyabb, a trópusi területeken magasabb. Itt található a légkör össztömegének hozzávetőlegesen 80%-a. A hőmérséklet a magassággal csökken, átlagosan 100 méterenként 0,65 °C-ot. Ebben a rétegben zajlik a teljes vízkörforgalom, a vízgőz kondenzációja, a felhő- és csapadékképződés. A kondenzáció a felszíntől egész a troposzféra felső határáig jelen van.

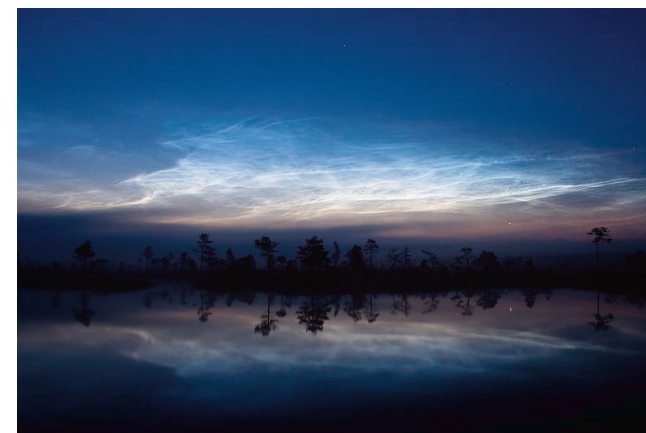
A troposzférát a tropopauza zárja. Itt megáll a hűlés, a hőmérséklet egy ideig változatlan marad, majd a következő rétegben, a sztratoszférában ismét melegedés tapasztalható. Ennek oka a sztratoszférában jelenlévő, viszonylag nagy ózonkoncentráció. A felszín felett 10 km és 50 km között elhelyezkedő ózonréteg tartalmazza a teljes légköri ózon több, mint 90%-át. Elnyeli az élőlényekre káros magas frekvenciájú ultraibolya sugárzás 93–99%-át, ezzel lehetővé teszi az élet fennmaradását a Föld szárazföldjeinek felszínén. Az elnyelt sugárzást az ózonréteg hővé alakítja. A troposzféra és a sztratosféra között na-



1.5. ábra: Műholdas felhőkép az európai-atlanti térségről. Nézzük meg a Földközi-tenger medencéjében kialakuló gomolyos felhőzetet, illetve az Atlanti-óceán felett elhelyezkedő, valamint az Oroszország időjárását alakító ciklonális rendszer felhőzetét (2010. október 15. 18:45 UTC)

gyon kis mennyiségű levegő mozog, így a sztratoszférába kevés vízgőz jut fel. Viszont, ha elég alacsony a hőmérséklet, ez a kevés vízgőz is képes kondenzálódni, jégkristályokat alkotni. Az így kialakuló felhőket nevezük poláris sztratoszférikus felhőknek. 15–25 km magasan helyezkednek el, anyaguk főleg vízjég és salétromsav. Ez utóbbi úgy keletkezik, hogy nitrogénből és oxigénből bonyolult fotokémiai reakciók során nitrogén-oxidok jönnek létre, amelyek vízben elnyelődve salétromsavat adnak. A sztratoszférában a folyamatos melegedés a réteg felső határáig, kb. 50 km-es magasságig tart.

Ezután ismét egy izoterm réteget találunk, a sztratoszférát, majd a mezoszféra következik, ahol akárcsak a troposzférában, a hőmérséklet csökken a magassággal. A mezoszférát lezáró mezopauza környékén, a földfelszíntől nagyjából 85 km-re találjuk a legalacsonyabb légköri hőmérsékletet (~183 K). Érdekes, hogy még ilyen magasságban is előfordulnak max. 100 nanométeres jégkristályokból álló felhők, amelyek a mikrometeoritokból, vulkánkitörésekből vagy máshonnan származó vízből ala-



1.6. ábra. Világító felhők Észtországban (Fotó: Martin Koitmäe)

kulnak ki (a mezoszféra egyébként rendkívül száraz). Éjszakai világító felhőknek nevezik őket, mert akkor válnak láthatóvá, amikor a lemenő nap megvilágítja a légkör felső rétegeit és csak 50–65° szélességről figyelhetőek meg, a nyári hónapokban (1.6. ábra).

A mezopauzát a termoszféra követi, ahol megint melegedés jelentkezik. Ez ismét elnyeléssel magyarázható, itt az oxigénatomok nyelik el az ultraibolya sugárzás 0,2 µm-nél rövidebb hullámhosszú tartományát.

Az exoszféra alsó határát, a termopauzát kb. 120 km magasra teszik. Hőmérsékletét nagy ingadozás jellemzi. Itt már elég nagy a részecskék szabad úthossza ahhoz, hogy a Föld gravitációs erejét legyőzzék, és a világűrbe jussanak. Az exoszférában felfelé haladva a légkör anyaga lassan átmegy a bolygóközi tér anyagába (Bartholy et al., 2007).

### 1.2.3.2. Kondenzáció a földi légkörben

A felhőkben a földi légkörben kondenzációra képes anyag, a víz, mindhárom fázisában jelen van. A víz teljes légköri mennyisége erősen ingadozik. Az, hogy egy felhőben a vízgőz mellett a folyadékcseppek és jég részecskék milyen arányban találhatóak meg, elsősorban az adott rétegben uralkodó hőmérsékleti viszonyoktól függ. Általánosságban elmondható, hogy a troposzférában a felszíntől felfelé haladva a hőmérséklet csökkenésével nö-

vekszik a jégrések koncentrációja. Egy  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékletű felhőtétővel rendelkező felhő esetén elvértve találunk csak jégrésecskéket.  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  felé haladva ez a mennyiség egyre növekszik, míg  $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ot elérve már a nagyon kicsi túlhűlt vízcseppek is megfagynak (Geresdi, 2004). A meteorológiában a felhőket alkotó folyékony halmazállapotú cseppek és szilárd fázisú jégrésecskék képződését külön tárgyaljuk.

A vízfázisú részecskék kialakulása a földi légkörben

A vízcseppek homogén, vagy heterogén kondenzációval alakulhatnak ki.

Homogén kondenzáció esetén a cseppek szennyezőanyag mentes levegőben jönnek létre vízgőzből. Ehhez viszont óriási túltelítettségi értékek szükségesek. A kialakuló kondenzációs csírák (a vízgőzből fázisátalakulással kialakult kis cseppek vagy jégkristályok) képződési sebességét  $1\text{ cm}^{-3}\text{sec}^{-1}$ -os küszöbértéknek szokás tekinteni – ez a sebesség laboratóriumi kísérletek során már jól megfigyelhető. Ehhez az értékhez tartozó telítési arány az ún. kritikus telítési arány. Ez az érték vízcseppek esetén  $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on 500% körüli. A jégkristályok kialakulásához még ennél is nagyobb, közel húszszoros túltelítettség szükséges. Valójában a légkörben a túltelítettség soha nem ér el ekkora értéket, ritkán haladja meg az 1–2%-ot, ezért homogén kondenzáció természetes módon nem megy végbe.

A földi légkörben nagy koncentrációban vannak jelen a felszínről (szárazföldről vagy óceánokból) származó aeroszol részecskék. (Megjegyezzük, hogy aeroszolak a légkörben is keletkeznek molekulák összekapcsolódásával.) Ha a vízcseppek aeroszol részecskék közvetítésével jönnek létre: heterogén kondenzációról beszélünk. Az aeroszol részecskék kondenzációs magokként szolgálnak, jelenlétükben sokkal kisebb telítettségi értékek mellett bekövetkezik a kondenzáció. A heterogén kondenzáción belül megkülönböztetjük azokat a folyamatokat, amikor vízben nem oldódó, nedvesíthető részecskéken, és amikor vízben oldódó, higroszkópos részecskéken alakulnak ki a kondenzációs csírák. Előbbinél a légkör, a homogén kondenzáció tárgyalásánál említett, viszonylag alacsony

természetes túltelítettsége (1–2%) miatt kondenzációs magként csak a jól nedvesíthető felszínű,  $0,1\text{ }\mu\text{m}$ -nél nagyobb átmérőjű részecskék jöhetnek szóba. Ezek a részecskék azonban meglehetősen kis számban fordulnak elő, így a légkörben a vízben oldódó részecskéken végbe menő kondenzáció a meghatározó. A vízben oldódó anyag jelenléte nagymértékben csökkenti a kritikus telítési arányt. A két legfontosabb ilyen anyag a nátrium-klorid  $[\text{NaCl}]$ , és az ammónium-szulfát  $[(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4]$  (Geresdi, 2004).

A jégkristályok kialakulása

A szilárd halmazállapotú jégrésecskék kialakulhatnak közvetlenül vízgőzből, vagy a túlhűlt ( $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékletű) vízcseppek fagyásával. Ezek a folyamatok hatféleképpen mehetnek végbe.

Első a jégkristályok *homogén diffúzióval történő kialakulása (1)*, ez azonban, a légköri túltelítettségi viszonyok miatt természetes körülmények között nem megy végbe.

Abban az esetben, amikor egy vízcsepp hőmérséklete  $0^{\circ}\text{C}$  alá süllyed, benne véletlenszerűen jégkristály-kezdemények jöhetnek létre, amelyek struktúrája megegyezik a jég kristályszerkezetével. Amikor ez a jégkristálykezdemény elér egy kritikus méretet, a rendszer instabillá válik, és a túlhűlt vízcsepp a benne lévő jégkristálykezdeménnyel együtt nagyon gyorsan kifagy. Ezt nevezzük *a túlhűlt vízcsepp homogén fagyásának (2)*. E folyamat  $-35$  —  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on játszódik le.

A legtöbb esetben azonban a túlhűlt vízcseppek ennél jóval magasabb hőmérsékleten fagynak meg. A milliméteres átmérőjűek már  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on jégfázisúvá alakulnak,  $-35^{\circ}\text{C}$  környékén pedig már csak a  $10\text{ }\mu\text{m}$  nél kisebb átmérőjű cseppek maradnak folyékonyak. E jelenség magyarázata a jégképző magvak jelenléte. A jégképző magvak anyagát főleg különböző üledékes szemcsék (pl. agyag, homok), fém-oxidok, réz-szulfid, ólom-jodid vagy ezüst-jodid alkotják. Ide sorolhatók még egyes baktériumok is, amelyek a növények elfagyásáért felelősek. A jégképző magvak kristályszerkezete nagyon hasonló a jég kristályszerkezetéhez. Egy adott anyag annál jobb jégképző, minél nagyobb ez a hasonlóság. E részecskék ké-

perek a fagyási folyamatot magasabb hőmérsékleten elindítani. Attól függően, hogy a fagyás a túlhűlt vízcsepp belsejében, vagy a felszínén indul el, beszélünk *belső fagyásról (3)*, vagy *felső fagyásról (4)*. A belső fagyást a vízcsepp által korábban összegyűjtött aeroszol részecske vízben oldhatatlan része, a felszíni fagyást pedig a csepp és a jégképző részecske ütközése idézi elő. Összességében a folyamatot a túlhűlt vízcsepp heterogén fagyásának nevezzük.

Jégkristályok közvetlenül vízgőzből is kialakulhatnak. Ehhez, mivel homogén depozíció csak több százszoros túltelítés mellett mehet végbe, ugyanúgy, mint a heterogén fagyásnál, a jég kristályszerkezetéhez hasonló struktúrájú jégképző részecskék jelenléte szükséges. *Depozíció (5)* (a szublimáció ellentéte) esetén a vízben oldhatatlan jégképző magvakra lecsapódó vízgőzből jönnek létre a jégkristályok. A folyamat csak nagyon alacsony hőmérsékleten játszódik le. Előfordulhat azonban,  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ -nál magasabb hőmérsékleten is, hogy a jégképző mag felületén először egy folyékony, mikroszkopikus kiterjedésű vízréteg alakul ki (heterogén kondenzáció vízben oldhatatlan részecskén), majd ha ez meghalad egy kritikus méretet, megfagy (belső fagyás), és kialakul a jégkristály. Ebben az esetben *kondenzációs fagyásról (6)* beszélünk. A depozícióhoz elég 70–80%-os relatív nedvesség, a kondenzációs fagyáshoz ezzel szemben legalább 100%-os relatív nedvesség szükséges. E folyamat csakis vegyes halmazállapotú, túlhűlt vízcseppeket tartalmazó felhőkben mehet végbe (Geresdi, 2004).

1.2.3.3. Aeroszol részecskék a földi légkörben

Az aeroszolak a légkörben nagy számban jelenlévő, szilárd vagy cseppfolyós halmazállapotú részecskék, amelyek egy része fontos szerepet tölt be a csapadékképződésben. Kémiaileg változatos összetételűek, átmérőjük a levegő molekuláinak átlagos méreténél legalább egy nagyságrenddel nagyobb. Nagy hányaduk a nukleációnak nevezett fázisátalakulási folyamat során, gázok kondenzációjával keletkezik. A létrejövő,  $0,1\text{ }\mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű részecskék Brown-féle mozgást végeznek, közben ütköznek és összetapadnak. Ez a folyamat a koaguláció.

Az így kialakuló részecskék a 0,1 és 1,0  $\mu\text{m}$ -es mérettartományba esnek. Az 1  $\mu\text{m}$ -nél kisebb átmérőjű részecskéket együttesen finom részecskéknek nevezzük. A nagyobb, durva részecskék légkörbe kerülése felszíni folyamatok eredménye. Ilyen a szárazföldi erózió, vagy az óceánok hullámozása és a víz felszínére emelkedő levegőbuborékok szétrobbanása. A részecskék kémiai minősége függ a felszíntől, ahonnan származnak. A szárazföldről a légkörbe kerülő aeroszolok általában vízben oldhatatlan alumínium-szilikátok, az óceáni területek esetén azonban a vízben oldódó tengeri sók a jellemzőek (Geresdi, 2004).

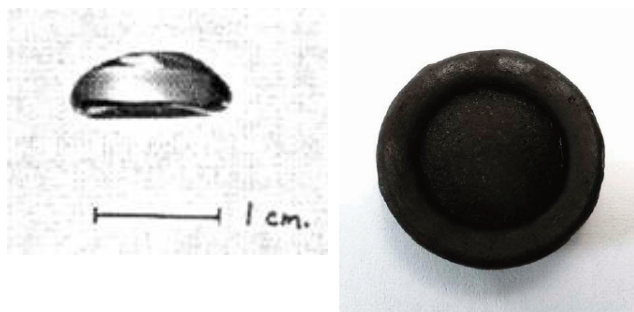
#### 1.2.3.4. Csapadékelemek

##### Vízfázis

A felhőkben jelenlévő folyékony halmazállapotú részecskék 4 nagyságrendbeli mérettartományt tesznek ki. A kis, pár mikron átmérőjű vízcseppecskéktől a majd egy centiméter átmérőjű esőcseppekig különböző méretűek lehetnek. Az 50–100  $\mu\text{m}$  alatti tartományt felhőelemeknek nevezzük, e fölött csapadékelemekről beszélünk. A 100  $\mu\text{m}$ -es átmérőt meghaladó, felhőből kihulló cseppek már elérhetik a felszínt. A csapadékelemek ütközéses növekedéssel (koaguláció), vagy jégfázisú részecskék olvadásával jönnek létre. Míg felhőelemek előfordulnak minden felhőtípusban, csapadék-elemek csak meghatározott körülmények között vannak jelen (Geresdi, 2004). A felhőelemek még felfelé mozoghatnak, miközben a lefelé mozgó csapadékelemek már ütköznek velük és így növekednek. A nagyobb méretű esőcseppek sajátos alakot vesznek fel (I.7. ábra). (A cseppek méretéről lásd a függelékben a 4.3.1. fejezetet!)

##### Szilárd halmazállapotú csapadékelemek

A felszíntől felfelé haladva, a hőmérséklet csökkenésével növekszik a felhőkben a jégfázis előfordulási valószínűsége. A jégkristályok méretben és struktúrában is rendkívüli változatosságot mutatnak. A legkisebbek depozíció vagy kondenzációs fagyás révén alakulnak ki, majd depozícióval növekednek tovább. Maximális átmé-



I.7. ábra szabadon hulló nagy méretű esőcsepp (1 cm átmérőjű). Mellette egy 2 cm átmérőjű ausztrali tectit, amely egy becsapódáskor vágódott ki a földből, melynek anyaga megolvadt és a légkörön áthaladva hasonló alakot vett fel, mint a hulló esőcseppek; s ebben az alakban szilárdult meg szilikátüveggént (Fotó: H. Raab).

rőjük kisebb 5 mm-nél. Változatos alakúak, minden esetben hexagonális szimmetriával rendelkeznek. Ahogy a jégkristályok növekszenek, nagyobb eséllyel ütköznek a környező túlhűlt vízcseppekkel. Ezen ütközések következménye a szabályos szerkezetű hókristályok kialakulása. A folyamatot zúzmárosodásnak nevezzük. A hókristályok sűrűsége függ a zúzmárosodás mértékétől. Jég- és hókristályok egymással való ütközésével jönnek létre a szabálytalan alakú hópelyhek. Méretük átlagosan 2–5 mm, a legnagyobb hópelyhek átmérője azonban a 15 mm-t is elérheti. Előfordulhat, hogy a hókristályok és a hópelyhek vízcseppekkel történő ütközéseik során annyi vizet gyűjtenek magukba, hogy elveszítik eredeti, szabályos hexagonális formájukat. Ilyenkor apró, gömb-szerű formájú szemcsékből álló hódara (*graupel*) jön létre. Abban az esetben, ha a hódara kiterjedése meghaladja az 5 mm-t, már jég szemről beszélünk. A jég szemeknek ezen kívül van egy másik kialakulási lehetőségük is, amikor milliméteres méretű vízcseppekből keletkeznek. A kis cseppek megfagynak, majd további túlhűlt vízcseppekkel ütköznek, ezáltal növekszenek, végül nagyobb méretű jég szemekké állnak össze. A jég szemek sűrűsége függ a kialakulásuk mechanizmusától és a környezeti feltételektől. A síkjégénél alacsonyabb sűrűséget akkor érnek el, ha felépítésükben levegőbuborékok is részt

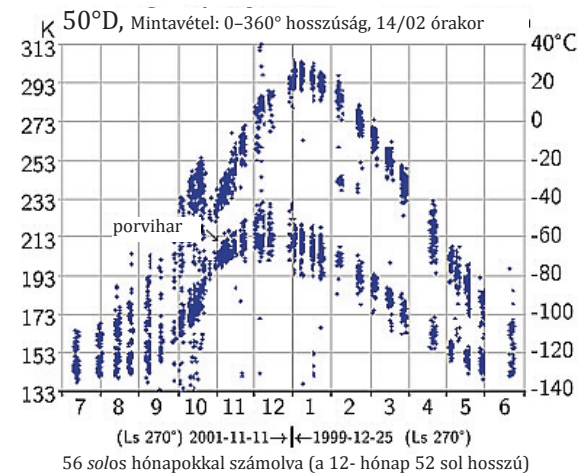
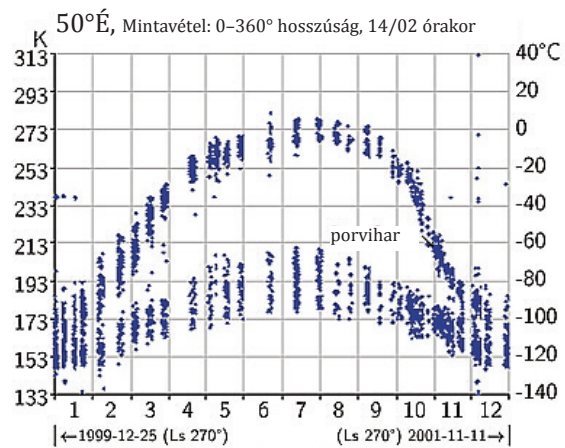
vesznek, nagyobbat pedig akkor, ha a bennük található levegőbuborékokat víz tölti ki (Geresdi, 2004).

#### 1.2.4. Mars

A Mars légköre ritka. Az átlagos felszíni légnyomás a földinek csupán 1%-a. Ez az érték viszont évszakosan akár 25%-kal változik (Glandorf et al., 2002). Ennek oka a pólussapkák évszakai változása (Jian és Ip, 2006). Ahogy az adott féltekén közeledik az őszi, csökken a hőmérséklet, és a légköri vízgőz vékony fagyréteget alkotva kezd kicsapódni a felszínen (I.9. és I.10. ábra). Később, a télhez közeledve, ahogy a hőmérséklet tovább csökken, és nő az éjszakák hossza, ez a fagyborítás tovább növekszik, és állandósul. Idővel annyira alacsonnyá válik a hőmérséklet, hogy a szén-dioxid is kifagyásnak indul, végül nagyságrendileg 100 km átmérőjű, méteres vastagságú hideg foltok alakulnak ki a hideg, napfénytől elzárt sarkvidéki területeken (Kereszturi, 2007). Ezáltal csökken a légkör tömege, és vele együtt a légnyomás. Tavasszal, amikor az idő újra melegebbre fordul, a kifagyott szén-dioxid és víz visszaszublimál a légkörbe. Ilyen formában a folyamat a *i) légnyomást*, az *ii) áramlásokat*, valamint a fázisátalakulási hő révén a *iii) légköri hőmérsékletet* is befolyásolja.

Mivel a Mars távolabb van a Naptól, mint a Föld, kevesebb besugárzás éri, a napállandó hozzávetőlegesen 43%-a a földinek ( $\sim 590 \text{ W m}^{-2}$ ). Ezen kívül a marspálya excentricitása is sokkal nagyobb, s ennek következtében egy keringés során az átlaghoz képest 40%-os eltérés tapasztalható a minimális és a maximális besugárzás értékeiben. Ezért naptávolban a felszíni átlaghőmérséklet 20–30°C-kal alacsonyabb, mint napközben (Kereszturi, 2007). Az év során a minimális hőmérséklet lesüllyedhet akár  $-140 \text{ }^\circ\text{C}$ -ig, a maximum pedig délen, nyár folyamán talajszintben elérheti a  $+30 \text{ }^\circ\text{C}$ -t is (I.8. ábra).

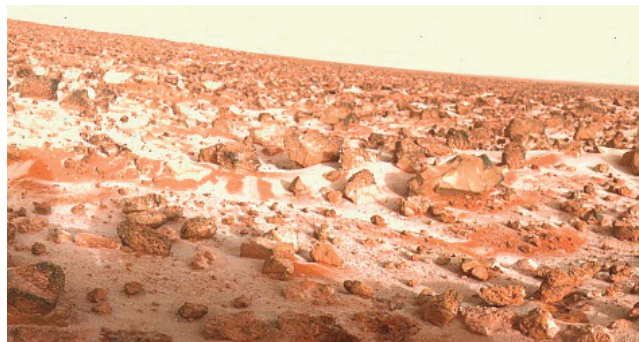
Fellép egy gyenge üvegházhatás is a légkörben. Ennek hatására a hőmérséklet kb.  $5 \text{ }^\circ\text{C}$ -kal magasabb, mint egyébként lenne. Ez a melegedés sokkal kisebb mértékű, mint a Föld esetében, de nem elhanyagolható. (A földi üvegházhatás hozzávetőlegesen  $33 \text{ }^\circ\text{C}$ .) Annak ellenére, hogy vékony a légkör, a por- és jég szemcsék jelenléte



I.8. ábra. A hőmérséklet évi járása a Marson az északi 50° és déli 50° szélességen az MGS TES mérései alapján (Hargitai et al. 2008)

miatt komplex dinamika alakul ki benne a lokális folyamatoktól a marsi általános cirkuláció mozgásrendszeréig.

A nagy hőmérsékletkülönbség, a kis sűrűség, a nyomási gradiens erő és a forgásból származó Coriolis-erő rendkívül erős szeleket eredményezhet, de jellegzetes marsi időjárás jelenség az alacsony szintű köd, az évszakosan



I.9. ábra: A Viking-2 felvétele a marsi dérről

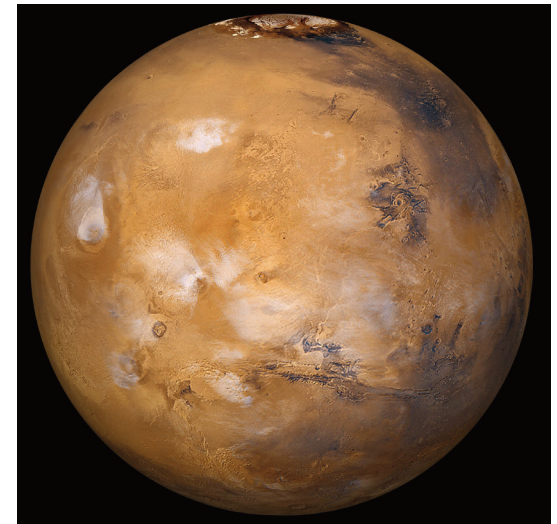
megjelenő dér (I.9. ábra), a magas szintű felhők jelenléte, vagy a felszínen táncoló porforgatagok, illetve a bolygó nagy részére kiterjedő időszakos porviharok jelenléte.

#### 1.2.4.1. A légköri porciklus a Marson

A légköri porciklus nagy jelentőséggel bír a Mars légkörében. A porszemek egyrészt segítik a nukleációt, ezáltal a heterogén kondenzációt, másrészt sugárzáselnyelőként szolgálnak, s így melegítik az atmoszférát, csökkentve a vertikális hőmérsékleti gradienst. A porciklus legfőbb megnyilvánulási formái a különböző méretű porviharok. Ezek közül a legnagyobbak a globális porviharok, amelyek az egész bolygóra kiterjednek, és akár egyharmad marsi éven át is eltarthatnak. A legnagyobb vihar-intenzitás idején a por 60 km-es magasságig is feljut. Egy globális vagy regionális porvihar a légkör 40–50 km alatti régióját 1–2 nap alatt 5–30 °C-kal is felmelegítheti. Egy ilyen esemény után a légkör kitisztolásához hónapok szükségesek. A porszemek 60±10%-ban szilícium-dioxidból állnak, de a bazalt is gyakori. Ezek mellett földpát, kvarc, csillámpala és néhány százalékban titán-dioxid jelenlétét is kimutatták (Rákóczi, 1998).

#### 1.2.4.2. Dér a Marson

A deret (I.9. ábra) először a Viking-2 leszállóegysége figyelte meg a marsi tél idején (Francis, 1988). Nagy meglepetést okozott a kutatóknak, hogy az előtte egy éven át

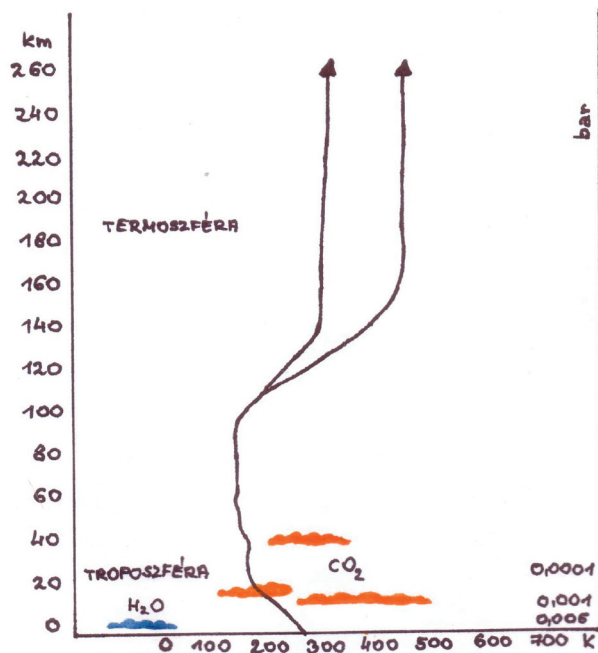


I.10. ábra: A Mars felszíne és felhőzete

sivár marsi felszínen egyszerre fehér foltok jelentek meg, főleg a sziklák északi oldala mentén. A dér vízjégből áll. Ahogy a Mars egyes területein közeledik az ősz, a csökkenő hőmérséklet következtében a vízgőz kicsapódik a felszínen. Eleinte csak éjszakánként van erre lehetőség, mert csak ekkor hűl le a felszín és a levegő a szükséges mértékben. A délelőtti folyamán az egyre magasabbra emelkedő Napból származó besugárzás hatására a jég szublimál, majd a következő éjszaka ismét kifagy. Az így kialakuló marsi deret a Phoenix-küldetés keretében látványos képek formájában sikerült megörökíteni.

#### 1.2.4.3. Felhőzet a Marson

A Mars légkörében háromféle felhőfajtát különíthetünk el, vízjég-, széndioxid-, és porfelhőket (I.10. és I.11. ábra). A porfelhőkkel itt nem foglalkozunk, mert esetükben nem megy végbe kondenzáció. A két kondenzációra képes anyag a víz és a szén-dioxid. A felhők, eloszlásukat tekintve elhelyezkedhetnek a légkör magasabb szintjein, vagy a felszínhez közelebbi régiókban is. Utóbbiakat inkább ködökként szokás emlegetni, de a kettő megkülönböztetése nehéz.

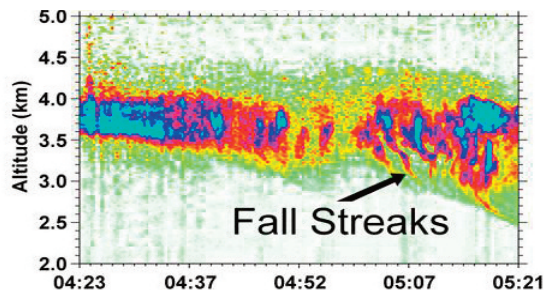


I.11. ábra: A Mars-légkör vertikális szerkezete és felhőzete

### Vízjég-felhők a Marson

A marsi vízciklusban számottevően kevesebb víz vesz részt, mint a Földön. Emellett nagy a légköri koncentráció ingadozása is, a maximális és a minimális koncentrációs értékek között majdnem egy nagyságrendnyi különbség van. Becslések szerint a légkörben egyszerre 1–2 km<sup>3</sup> mennyiségű víz lehet jelen.

A vízjég-felhők morfológiailag a földi cirruszokra hasonlítanak. Az 5 és 60 km-es magasságok között jellemzőek. A napi ciklus szerint erős változékonyságot mutatnak. Reggel és este gyakoriak, délutánoként főleg a nagyobb vulkánok felett mutatkoznak. Az éjszakai oldalon leginkább naptávolban azonosítottak ilyen típusú felhőket. Ezek alacsony szintűek, sűrűbbek, mint a nappal megfigyelhető változataik; napfelkelte után általában széteszlanak, vagy magasabbra emelkednek. Jellegetes felhőalakzat a trópusi felhőv a déli szélesség 10. és az



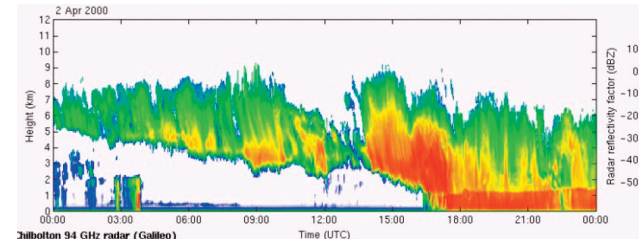
I.12.a. ábra: 2008. szept. 3-án a LIDAR műszer képének jobb oldalán a felhőkből kihulló jégkristályok vonulata látszik. A hulló havat a szél fújja el, ezért görbe a vonala. A hulló csapadék víz és nem széndioxid, mert utóbbihoz túl meleg volt a levegő. (Sol99, NASA/JPL-Caltech/University of Arizona/Canadian Space Agency)

északi szélesség 30. foka között, az északi tavasz és nyár idején. A déli féltekén ugyanezekben az évszakokban nincs ehhez hasonló képződmény, talán mert a déli félgömbön a nyarak melegebbek, mint az északi félgömb nyarai. A Tharsis-vulkánok felett egész évben jellemző az erős felhőborítás. Ehhez hasonlóan egyes mélyedésekben, mint a Hellas-medencében vagy a Valles Marineris árokrendszerében szintén tartós a köd jelenléte.

Az Opportunity egy fotósorozatán sikerült a felszínről egy konvektív felhő fejlődését is nyomon követni.

### Hópelyhek a Marson

A Phoenix-szonda 2008-ban a meteorológiai LIDAR műszer (monokromatikus sugárzást bocsát ki, s a visszaverődő jel feldolgozásával határozza meg a légköri nyomanyagok koncentrációját, illetve a turbulencia intenzitását) segítségével a földihez hasonló havazást rögzített a Mars légkörében (I.12.a ábra). A légkör-felszín kölcsönhatásokat is vizsgáló műszer egy 4 km magasan elhelyezkedő felhőből hulló hópelyheket azonosított. A hópelyhek anyaga még esés közben elszublimált. Bár előzőleg több elmélet született a jelenséggel kapcsolatban, ez volt az első alkalom, hogy közvetlenül sikerült megfigyelni marsi havazást.



I.12.b. ábra: Összehasonlításul: radarkép egy földi melegfront felhőzetéről

### Széndioxid-felhők a Marson

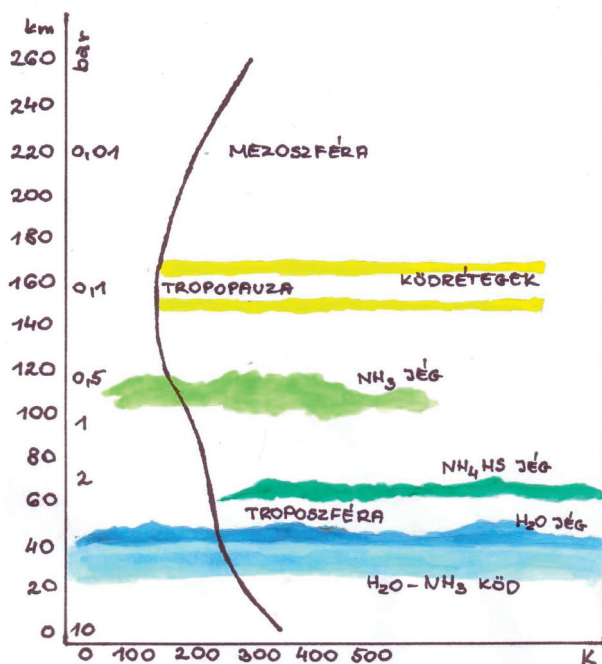
A szén-dioxid kifagyásához rendkívül alacsony, 150 K körüli hőmérséklet szükséges. Főleg a sarki területeken tapasztaltak olyan alacsony szintű ködöket vagy felhőket, amelyeket a lehűlő légkörből kifagyó szén-dioxid kristályok alkotnak. Ezek a ködök főleg télen, illetve éjszaka keletkeznek, és nem emelkednek magasabbra 15 km-nél. A Mars Express ezen felül a ködöknél jóval magasabban, 90–100 km környékén elhelyezkedő, ritka széndioxid-felhőket is azonosított. Ezek a felszínről nehezen megfigyelhetőek, viszont napfelkelte előtt vagy naplemente után láthatóvá válhatnak – a földi éjszakai világító felhőkhez hasonlóan. A keletkezésükhöz szükséges kondenzációs magvaként a magasba feljutott, ~ 100 µm-es átmérőjű porszemek szolgálhatnak.

### 1.2.5. Jupiter

A Naprendszerben a Jupiter rendelkezik a legkiterjedtebb légkörrel (I.13a. és I.13b. ábra). Sokak szerint ez a légkör jól reprezentálja a fiatal Nap körül formálódó szoláris köd kezdeti összetételét, mert a Jupiter nagy tömege miatt olyan nagy a szökési sebesség, hogy megőrződött az őslégkör összetétele.

#### 1.2.5.1. A légkör szerkezete

Szerkezetileg a légkör négy rétegre osztható (I.13a. ábra). A gázbolygóknál szilárd felszín hiányában a magasságot az 1 bar nyomási szint felett számítják. A troposféra alsó határát 90 km-rel az előbbi szint alatt, 10 baron húzták meg. Itt a hőmérséklet 340 K. A tro-



I.13a. ábra: A Jupiter légkörének szerkezete és felhőzete

poszféra alsó rétegei folyamatos átmenetet képeznek a bolygó belső, folyékony halmazállapotú régiói felé. Felfelé haladva a hőmérséklet a tropopauzáig csökken, ami kb. 50 km-rel a látható felhők felett, a 0,1 bar nyomási szint mentén helyezkedik el. Itt a hőmérséklet elér egy minimumot, majd a sztratoszférában újra emelkedésnek indul. A sztratropauza mentén, 320 km-es magasságban és 1  $\mu$ bar nyomáson 200 K körül alakul (Seiff et al., 1998). A termoszférában tovább folytatódik a melegedés. Az exoszférában a sűrűség felfelé haladva tovább csökken, míg végül a légkör anyaga átmegy a bolygóközi térbe.

#### 1.2.5.2. Felhőzet

A légköri hidrotermokémiai modellek eredményei alapján feltételezhető, hogy az egész bolygó felhővel borított (Atreya et al., 2005). Ez a felhőrendszer formailag és összetételében is rendkívül összetett.

#### A felhőzet vertikális szerkezete a Jupiteren

A felhőzet struktúrájának meghatározásához (I.13a. ábra) termokémiai egyensúlyi modelleket hoztak létre, amelyekkel szoláris összetétel és adiabatikus hőmérsékleti profil feltételezésével hidrosztatikai egyensúlyi számításokat végeznek. Az ilyen típusú modellek alkalmasak a fotokémiaiailag stabil összetevők vertikális eloszlásának és a felhőszintek helyzetének a meghatározására.

#### Kutatástörténet

Az első vizsgálatokat Lewis végezte még 1969-ben. Három felhőréteget különített el a Jupiter légkörében. A hőmérséklet magasság szerinti csökkenésével a víz az első anyag, ami kondenzálódik. Ezt egy ammónium-hidroszulfid ( $\text{NH}_4\text{SH}$ ) kondenzációs szint követi. A felső, látható felhőréteg anyaga pedig ammóniajég ( $\text{NH}_3$ ).

A szoláris összetételűnek feltételezett légkörben, termokémiai egyensúly esetén az alsó felhőréteg alapja a 270 K körüli hőmérsékleti értékekhez köthető. A középső felhőréteg alapja 200 K-en helyezkedik el, a felső pedig 145 K-en található (Hunten et al., 1986). A nyomásviszonyokat tekintve egy olyan elfogadott elmélet alakult ki, amely az ammónia-felhőket 0,5–1 bar, az ammónium-hidroszulfid kondenzációs szintjét 2–4 bar, a vízjégfelhőket pedig 5 és 7 bar közé helyezi (Roos-Serote et al., 1999).

Barbara E. Carlson, Michael J. Prather és William B. Rossow újraelemezte ezeket az adatokat, és az újabb megfigyelésekkel kiegészítve arra jutott, hogy a nyomás-hőmérséklet profil a Jupiter légkörében lényegesen eltér attól, amit Lewis alapul vett (Carlson et al., 1987). Az általuk kidolgozott, új nyomás-hőmérsékleti profil alkalmazásával – mivel a felhők nagyjából ugyanazokon a hőmérsékleteken keletkeznek – a felhőalapok helyzete a korábbi számításokhoz képest alacsonyabb nyomású helyekre tolódott.

Sato és Hansen, 1979-ben közölt eredményeik alapján arra következtettek, hogy az ammónia-felhők alatti régióknak relatíve átlátszónak kell lennie a 3–5 bar nyomási szintekig. Ez a megkötés nem zárja ki az ammónium-hid-

roszulfid-felhők létezését, amelyeket 1,8 bar közelébe helyeznek, viszont arra utal, hogy ezek a felhők optikailag nem vastagok, ahogy azt a korábbi modellek alapján gondolták. 3–5 bar nyomáson egy jól visszaverő réteg jelenlétét feltételezik, amely megegyezik a vízfelhők várt elhelyezkedésével (Hunten et al., 1986). Bézard azonban, 1983-ban kiadott tanulmányában azt írja, hogy egy meglehetősen vastag felhőrétegnek kell lennie 1 bar és 4 bar között, és erre a legmegfelelőbb összetevő az ammónium-hidroszulfid.

#### Megfigyelési eredmények

Kiváló lehetőség kínálkozott a fenti elméletek ellenőrzésére 1995-ben, amikor a Galileo szonda belépett a Jupiter légkörébe, és értékes adatokat szolgáltatott a légköri összetételre, felhőzetre, a szélmező és a turbulencia szerkezetére, a hőmérsékletre, nyomásra, és a villámokra vonatkozóan. Ez volt az első alkalom, hogy egy szonda egy gázóriás atmoszféráját közelről tanulmányozta. Légköri útja során azonban csak nagyon kis mennyiségben talált kondenzációra képes gázokat, még jóval a várt kondenzációs szintek alatt is. Méréseit a tervezett 0,1 bar ellenére a 0,44 bar nyomási szinten kezdte. Sikerült kimutatnia egy rendkívül ritka, apró részecskékből álló, nagy valószínűséggel ammóniajég anyagú felhőt 0,45 bar-tól kezdődően (a légkör külső rétegei felé haladva). A 0,45 bar és 1 bar közötti rétegben csak elszórva tudott szilárd részecskéket azonosítani. Ezután egy jól elhatárolható, feltételezhetően 2,3–5,1  $\mu\text{m}$  közti átmérővel rendelkező, valószínűleg ammónium-hidroszulfid részecskékből álló, az előzőhöz hasonlóan ritka felhőréteget talált nagyjából 1 bartól lefelé, egy éles határig (1,35 bar).

Ennél lejjebb már nem sikerült számottevő vastagságú felhőzetet kimutatni, egész a 12 bar-os szintig, ahol a műszerek már megbízhatatlanná váltak (Sromovsky és Fry, 2002).

Egy nagyon kicsi vertikális kiterjedésű vékony felhőt 1,6 bar-on és ettől lejjebb, 2,5–3,6 bar környékén még egy ennél is vékonyabb részecskehalmazt lehet elkülöníteni (Atreya et al., 1999). Az 1,6 bar környéki vékony felhőréteget az előrejelzett vízfelhőkkel hozzák összefüggésbe.



I.13b. ábra: A Jupiter felhőrendszer. Figyeljük meg a sávok elrendeződését, a jellegzetes hullámformákat és a nagy vörös foltot (Voyager-1, 1979). A sötét csíkok a sávok, a világosak a zónák.

Sokak szerint ezek a mérések nem reprezentálják a Jupiter teljes felhőrendszerét, hiszen a szonda egy nagyon száraz helyen lépett be a légkörbe.

Atreya et al. (1999) a kondenzációra képes gázoknak a Galileo szonda és a keringő egység által mért keverési arányait dolgozta fel modellszámításaiban. Ezek a keverési arányok jóval kisebbek voltak a korábban feltételezettnél. Az így kapott eredmények az ammónia kondenzációs szintjét a 0,5 bar, az ammónium-hidroszulfidét az 1,34 bar, a vizét pedig az 1,6 bar nyomási szintre teszik. Ez megfelel a szonda által megfigyelt struktúrájának, azzal, hogy a feltételezett vízrészecskék jelenléte a mérések szerint elhanyagolható (Sromovsky és Fry, 2002).

#### Csapadék a Jupiter légkörében

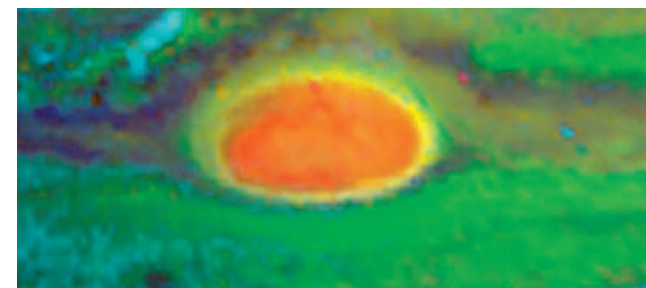
Palotai és Dowling 2005-ben adták közre az általuk fejlesztett háromdimenziós dinamikus EPIC (*Explicit Planetary Isentropic-Coordinate*) modell eredményeit a víz- és ammóniafelhőkre vonatkozóan. Fő céljuk egy va-

lóság-hű, szélesség- és nyomásfüggő zonális-szél és hőmérsékleti-profil meghatározása volt, amely segítségével már felépíthető egy interaktív felhőszerkezeti modell. A 0,01–8 bar közötti tartományt tanulmányozták. 40–45 függőleges réteget vizsgáltak, különösen nagy felbontásban azokat a régiókat, ahol feltételezhetően felhőképződés zajlik. Az eredmények azt mutatták, hogy a felhők vastagsága és a felhőalap elhelyezkedése erősen függ a földrajzi szélességtől. Az ammónia-felhők hol vékony, hol vastag régiókat alkotnak (I.14. ábra). A vízfelhők szélességi elterjedése a felettük lévő ammónia-felhőkét tükrözi.

A modell szerint a vízfelhők legtöbbje jégkristályokból tevődik össze, de 5 bar környékén folyékony vízcseppeket tartalmazók is lehetnek. A folyékony víz jelenlétére más forrás is utal (Atreya és Kuhn, 2006). Ez utóbbi olyan modellfuttatási eredményeket közöl, amelyek alapján az 5 bar nyomáson még vízjég anyagú felhő lejjebb folyékony vízcseppeket is tartalmazhat. A felhő anyaga valószínűleg az ammónia vizes oldata, ami akár a 10 bar-os szintig is lenyúlhat. A vízjégfelhők a Jupiteren sokkal sűrűbbek, mint a Földön. Ezek alkotják a legsűrűbb felhőréteget az atmoszférában, és ezek vannak a legnagyobb hatással a légköri dinamikára is. Ennek oka a víz magasabb kondenzációs hője, valamint az, hogy más aeroszol részecskékhez viszonyítva nagyobb mennyiségben van jelen. Az EPIC modell alapján a vízfelhők adnak csapadékot, amely szilárd halmazállapotú hóként indul, esés közben folyékony vízcseppé alakul, végül pedig elpárolog. Korábbi tanulmányok arra utalnak, hogy az ammónia-felhők szintén adhatnak gyenge csapadékot (Carlson et al., 1988).

#### Színviszonyok a Jupiter légkörében

A Jupiter légkörében minden feltételezett felhőréteg anyaga eredetileg fehér színű. A megfigyelések azonban nem ezt mutatják, különböző színű, világosabb és sötétebb csíkok különíthetők el a bolygó látható felületén. Kérdés, hogy milyen összetevők hatására alakulnak ki ezek a színeződések. Egyik elsődleges jelölt a kén vagy kénszármazékok. Ez a feltételezés Lewis és Prinn munkáihoz köthető. Szintén ők foglalkoztak a Nagy Vörös Folt



I.14. ábra: Ammónia jég-felhő a Galileo felvételén a nagy vörös folt közelében (világos felhő balra fent) (2000)

színével. Ennek kialakításában a vörös foszfornak van szerepe, de úgy vélik, hogy egyéb foszfor tartalmú összetevők is előfordulhatnak, de a különböző szerves eredetű anyagok jelenléte sincs kizárva (Hunten et al., 1986).

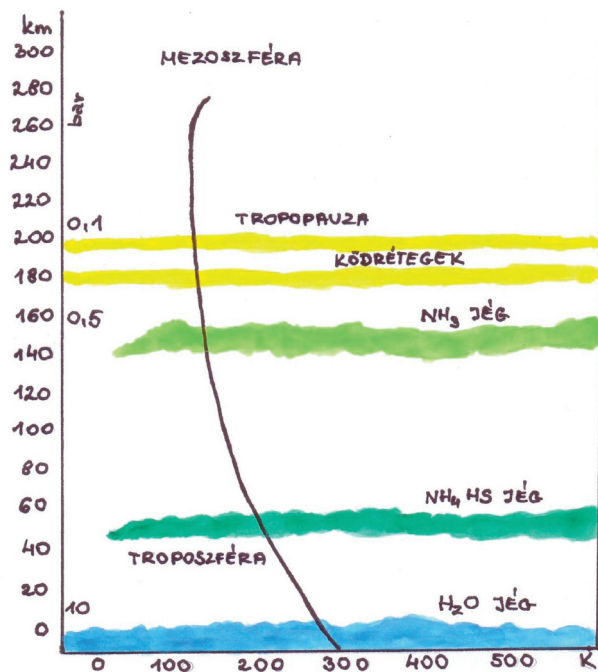
#### Ködök a Jupiter légkörében

A felhők felett különféle troposzférikus és sztratoszférikus ködrétegeket is megfigyeltek. Ilyen ködök létezése bizonyított sok eltérő magasságon a felső troposzférában és a sztratoszférában is. Ezek tulajdonságai helyről helyre eltérőek, és változnak az idővel (Hunten et al., 1986). A sztratoszférikus ködök szintjén a nyomást 0,1 bar körülnek becsülik, a ködöt alkotó részecskék átmérőjére 0,2-0,5  $\mu\text{m}$  közti értékeket feltételeznek. Kialakulásukat policiklusos aromás szénhidrogének kondenzációjával magyarázzák (Atreya et al., 2005).

#### 1.2.6. Szaturnusz

A Szaturnusz atmoszférája összetételében, vertikális szerkezetében és felhőrendszerében is nagyon hasonlít a Jupiteréhez. Gravitációs ereje valamelyest kisebb, mint a Jupiteré, légköre a Naptól való nagyobb távolsága következtében hidegebb. A Szaturnuszra jellemzőek a legerősebb szelek a Naprendszerben. A Voyager a bolygót megközelítve 1800 km/h sebességű szeleket mért. A megfigyelésekből arra következtethetünk, hogy a vertikális átkeverés a légkörben jóval erősebb, mint a Jupiteren (Atreya et al., 1999).





I.15. ábra: A Szaturnusz légköre és felhőzete

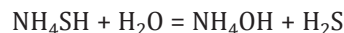
### 1.2.6.1. Felhőzet

A Szaturnuszon, ugyanúgy, mint a Jupiteren, három különböző felhőréteget találunk (I.15. ábra). A kondenzációra képes anyagok itt is, a felső kondenzációs szinttől lefelé haladva az ammónia, az ammónium-hidroszulfid és a víz. Az ammónia ammóniajéggé alakul, a kén-hidrogén ( $H_2S$ ) ammóniával reagálva ammónium-hidroszulfidot ( $NH_4SH$ ), vagy ammónium-szulfidot ( $(NH_4)_2S$ ) eredményez, a vízből pedig vízjég, vagy az ammóniának egy vizes oldata (ammónium-hidroxid) keletkezik (Atreya et al., 1999).

A Szaturnuszon a felhők és az azokhoz kapcsolódó kondenzációra képes anyagok általában rétegzett formában találhatók (Baines et al., 2009). A modellezett felhőrétegek nyomási és hőmérsékleti adatai jelentősen függenek attól, hogy a szoláris összetételhez képest a kondenzációra képes anyagok milyen összetételét vesszük alapul a

számításokhoz. Ha a szoláris előfordulási arány ötszöröseivel számolunk, a víz a 20 bar nyomási szinthez közel kondenzálódik, 250 km-rel a megfigyelhető felhők alatt, ahol a hőmérséklet 330 K. E fölött 70 km-rel, 10 bar-on fagy meg, valamivel nagyobb nyomáson, mint a Jupiteren. A modell szerint feltételezhető a vízfelhők erőteljes vertikális fejlődése, amit a kondenzáció során felszabaduló kondenzációs hő vezérel. Az ammónium-hidroszulfid- és az ammónia-felhők fő kondenzációs szintjeit 54 és 149 km-rel a 10 bar-os szint fölé, a 6 és 1,8 bar nyomási szintek közelébe helyezte a modell. Az ezekhez tartozó hőmérséklet rendre 234 K és 162 K (Baines et al., 2009). Más modellszámítások és megfigyelések a különböző felhőrétegeket alacsonyabb hőmérsékletekhez kötik.

A víz kondenzációjából felszabaduló látens hő, mint azt az előbbiekben említettük, felfelé irányuló transzportfolyamatokat eredményezhet, így különböző anyagokat nagyobb magasságokba juttathat el. Így pl. ha a 20 bar közelében kondenzálódott vízcseppeket magasabbra szállítja a konvekció, azok reagálhatnak az ott jelenlévő molekulákkal, pl. az ammónium-hidroszulfiddal. A lejátszódó hidrolitikus folyamatok eredményeképpen új anyagok jöhetnek létre, többek között ammónium-hidroxid ( $NH_4OH$ ), ami a vízgőz és az ammónium-hidroszulfid reakciójából keletkezik 6 bar nyomáson (Baines et al., 2009).



Ezeket az újonnan keletkezett molekulákat a Szaturnusz légkörében fellépő elektromos kisülések tovább disszociálhatják.

Újabb keletű színképes vizsgálatok jelentős elnyelést (átlátszatlanságot) mutatnak a 4 bar nyomási szinten és alatta, ahol az ammónium-hidroszulfid kondenzációs szintjét feltételezik. Ezek a mérések optikailag sűrű, nagy részecskékből álló felhőkre utalnak a víz fagyási szintje felett (Baines et al., 2009).

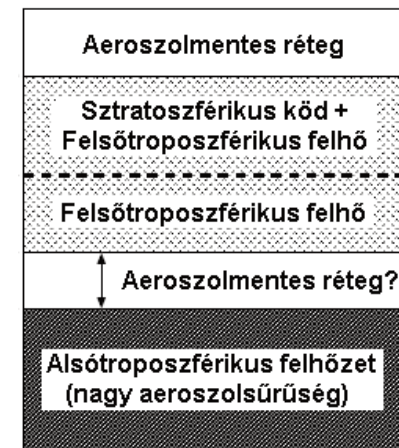
A Szaturnusz légkörében a Jupiteréhez képest általánosságban nagyobb az aeroszolok mérete és mennyisége. Jelen esetben az aeroszol részecskék a légköri gázok kondenzációjával kialakuló felhőelemeket jelentik.

A különböző hullámhosszakon mért adatokból a Szaturnusz egyenlítői régiójának vertikális szerkezetét is ismerjük (Temma et al., 2005). A legvalószínűbbnek egy háromszintű felhőszerkezeti modell bizonyult, amelyet az I.16. ábra mutat be. Az alsó troposzféra nagy aeroszol sűrűség valószínűsíthető, az viszont nem nyilvánvaló, hogy ez az aeroszol réteg önmagában létezik-e, vagy egy diffúz felhő része.

Az egyenlítői régióban a sztratoszférába is kiterjed a felső troposzférikus felhőzet, ami egy erős konvekcióra utal. Általánosságban elmondható, hogy ebben a rétegben az aeroszol részecskék mérete növekszik a mélységgel. A részecskék átmérője a sztratoszférában  $0,15 \mu m$ , a troposzférában  $0,7-0,8 \mu m$  és  $1,5 \mu m$  közé esik. Az I.16. ábrán a szaggatott vonal a tropopauza szintjét jelöli.

### 1.2.6.2. Aeroszol eloszlás, időfüggés

Egy 2005-ben készült tanulmányban a Hubble űrtávcső 134 darab, 1991 és 2004 közötti képét elemezték (Karkoschka és Tomasko, 2005). A cél az aeroszol részecskék hely- és időbeli változásainak tanulmányozása volt. Megállapították, hogy a felső troposzférában található aeroszol rétegek optikai mélysége erősen függ a szélességi körtől. Ez igaz a sztratoszférikus aeroszolóokra is. Ezek optikai mélysége a pólusokon a legnagyobb, a közép és alacsony szélességek felé haladva azonban gyorsan csökken. Amíg a felső troposzférában az aeroszol részecskék szerkezete évszakos változásokat mutat, addig a



I.16. ábra: A Szaturnusz egyenlítői régiójának vertikális szerkezete (Temma et al., 2005)

sztratoszférában alig mutat évi változékonyságot. A troposzférában az aeroszol részecskék méretszerinti eloszlása is jelentősen évszakfüggő. Nyáron nagyobb, télen kisebb részecskékkel találkozunk.

### 1.2.7. Titán

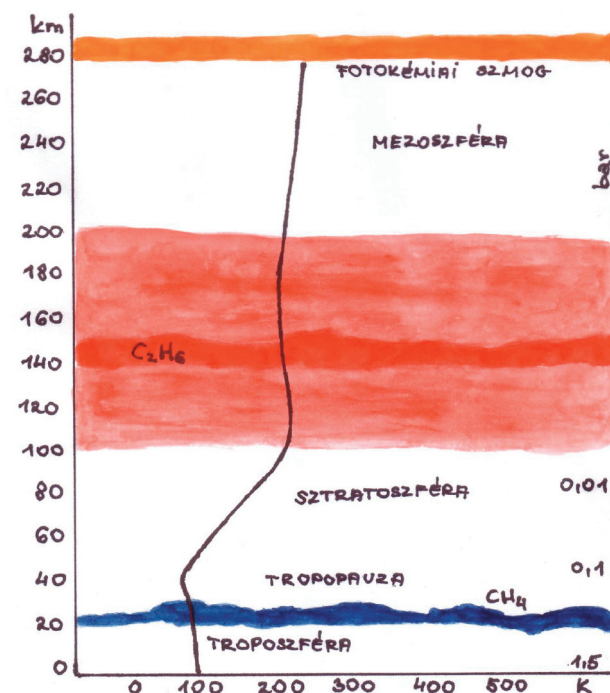
A Titán, a Szaturnusz legnagyobb holdja az egyetlen hold a Naprendszerben, amely számottevő légkörrel rendelkezik. Felszíni nyomása a Vénusz után a második legnagyobb – a Föld csak ezután következik. A Titánon is megfigyelhetők kondenzációs folyamatok. A légkör fő alkotói 95%-ban a nitrogén, 5%-ban a metán, de etánnal is találkozhatunk. A légkör a felszínközeli földinél is sűrűbb. A felszínen a nyomás hozzávetőlegesen másfélszerese a földinek, a hőmérséklet az egyenlítő mentén 93,7 K. Ilyen viszonyok mellett a víz teljesen kifagy a légkörből, így az lényegében nem tartalmaz vízgőzt (Lunine és Atreya, 2008). A metán következtében – ami köztudottan jó üvegházhatású gáz – a felszíni hőmérséklet magasabb, mint egyébként lenne (1.17. és 1.18. ábra).

A tiszta metán olvadáspontja a Titan 1,5 atm-os légnyomása mellett 90,7 K, az etánnak 90,4 K, de nitrogénnal keverve (oldatként) sokkal alacsonyabb hőmérsékleten is folyékonyak maradhatnak.

#### 1.2.7.1. Ködborítás a Titánon

A Titán légköre fotokémiai szmoggal (légköri homály) takarja el a felszínt. Feltételezik, hogy ez a „köd” összetett szerves molekulákból, tholinokból áll. A nitrogén- és metánmolekulák, ha fotonokkal vagy töltött részecskékkel ütköznek, felszakadhatnak, majd kémiai folyamatok révén összetettebb molekulákká alakulhatnak. Habár a Titán csak 1%-át kapja annak a szoláris besugárzásnak, ami a Földet éri, és a Szaturnusz magnetoszférájából származó töltött részecskék is csak alkalmanként érik el, ez az energia is elég a fotokémiai folyamatok működéséhez.

Bizonyított a villámok előfordulása is Titán légkörében (Pintassilgo és Loureiro, 2009), amik a fotokémiai reakciókhoz hasonló folyamatokat eredményezhetnek – egyszerűbb szénhidrogének (etán, acetilén, diacetilén) és nit-

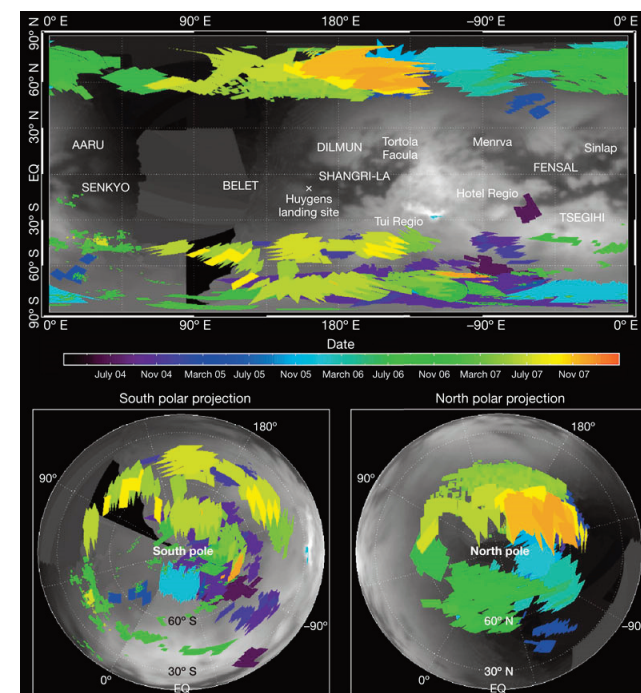


1.17. ábra: A Titán légkörének vertikális szerkezete és felhőzete

rilek (hidrogén-cianid, cianogén) keletkezhetnek.

Ezeket valamivel összetettebb molekulák kialakulása követheti a légkörben, mint például a propán, bután, poliacetilén és cianoacetilén.

A fotokémiai reakciók az ionoszféra-termoszféra régióban indulnak be (kb. 1000 km magasan), de lenyúlnak az alsó sztratoszférába is (kb. 200 km-es magasságba). A kialakult részecskék ~200 km alatt már kondenzációra is képesek, egészen a tropopauza szintjéig (~40 km). Az így létrejött ködelemek egy része csapadékként le hull a felszínre, és összegyűlik (Atreya, 2007). A feltételezések szerint az üledék egy részét a metáneső elmossa a folyókba vagy tavakba, de nagy mennyiség maradhat érintetlenül a felszínen is. Valószínűleg az előbb tárgyalt köd eredményezi a Titán narancssárga színét. Átlátszatlansága miatt a világúrból vizuálisan nem lehet megfigyelni a Titán felszínét.



1.18. ábra: A Titán felhőrendszere 2004 és 2007 közötti megfigyelések alapján. (Rodriguez et al., 2009)

#### 1.2.7.2. A metán-ciklus és a felhőzet

A Titán légköre kedvez a metán és az etán kondenzációjának. A legújabb megfigyelések alapján szórványosan elhelyezkedő, változékonny, metánból, etánból vagy egyéb szerves vegyületekből álló felhőzet képződik.

A feltételezések szerint a metán hasonló szerepet játszik a Titán légkörében, mint a víz a Földében (Lunine és Atreya, 2008). A kutatások egy metán alapú hidrológiai ciklusra utalnak: olyan felhőket figyeltek meg, amelyekből időszakosan intenzív csapadék hullik, továbbá bizonyított metán-etán tavak jelenléte is a pólusok környékén. A metán a felszínről a légkörbe párolog, ahol felhőket alkotva kicsapódik, csapadék formájában le hull, majd a folyókön keresztül a tavakba jut. Nem rendelkezik azonban a hold globális metán-óceánnal, mint ahogyan a Földet egy globális víz-óceán borítja. Az aktív időjárás

ciklust a Titánon nagy valószínűséggel elsődlegesen a kondenzációból felszabaduló látens hő hajtja (Griffith et al., 2000).

2000-ben gyakori változásokat detektáltak a Titán infravörös színképében (Griffith et al., 2000), amelyek szórványos felhők jelenlétére utaltak, kevesebb, mint 1%-át takarva a hold felszínének. Többségük a déli póluson koncentrálódott, amely akkoriban a Napból származó maximális besugárzás alatt volt. A felhők jelenlétéből a kondenzáció és a lokális konvekciós folyamatok jelenlétére következtek.

2006 decemberében a Cassini metánt, etánt és más szerves anyagokat tartalmazó felhőzetet detektált, ami 2400 km-es átmérőjével majdnem a teljes északi sarkot beborította, s két héttel később is megfigyelhető volt (NASA, 2007). A Cassini vizuális és infravörös hullámhosszakon végzett mérései arra utaltak, hogy a felhőzet horizontális szerkezete, magassága és optikai mélysége erősen változik. A középsőből a felső troposzférába 30 perc alatt felemelkedő felhőket detektáltak, amelyek aztán egy órán belül fölözottak. A felhők fejlődését és gyors eltűnését figyelve arra következtettek, hogy konvektív folyamatok során alakulnak ki, és a csapadékhullás következményeként oszlanak szét (Griffith et al., 2005). *(A felszínen kialakuló tavakról lásd A Titán folyadékkrendszeri c. 2.4. fejezetet!)*

A Cassini programjában szerepelt egy leszállóegység felszínre juttatása is a Titánon. A Huygens-leszállóegység volt az első olyan űreszköz, amely az eddigi legtávolabbi égitesten sikeresen leszállt. Leszállása közben négy órán keresztül sugárzott adatokat. Méréseket végzett többek között a légkör összetételére és a szélesebbre vonatkozóan, valamint számos képet készített a Titán felszínéről. A felvételeken nincsenek folyékony szénhidrogéntavak, de láthatóak az egykori folyadékáramlás nyomai. A leszállás helyén készült felvételek száraz folyómedreket mutatnak. A Huygens mérései alapján a metán relatív telítettsége a felszín közelében 50% (Tomasko et al., 2005). A bejövő napsugárzás erősségére vonatkozóan is végeztek méréseket a Huygens fedélzetén található DISR műszerrel (Descent Imager/Spectral Radiometer)

150 km-es magasságtól a felszínig. A légköri aeroszolok vertikális eloszlását vizsgálták. A részecskék sugárzásviszszaverő képessége 140 km-től lefelé növekedett. 80 km-en a részecskesűrűsége 5 db cm<sup>-3</sup> körüli érték adódott. 80 km alatt a sugárzáselnyelés (optikai rétegvastagság) lineárisan nőtt a felszín felé közeledve (Tomasko et al., 2008).

A konvektív felhők fontos szerepet játszhatnak a hold klímadinamikájában és a levegőkémiában. E felhők kialakulásának és fejlődésének leírására fejlesztették ki a TRAMS (*Titan Regional Atmospheric Modeling System*) számítógépes programrendszert (Barth és Rafkin, 2007). Ez egy háromdimenziós, időfüggő, légkördinamikai és mikrofizikai modell, ami képes a metán- és etán-felhők szimulációjára. Abban a környezetben, ahol a Huygens landolt, nincs elegendő potenciális energia a konvektív felhők kialakulásához. A modell rétegszerű felhőzet jelenlétét adja a 10 km-es magassági szint közelében. A számítások alapján magasabb felszíni koncentrációjú (telítetéshez közelebbi) környezetekben már képződhetnek konvektív felhők. A felhőtetők 25–40 km közti magasságokban helyezkednek el. A légkörben kicsapódó, felhőt alkotó részecskék maximális átmérője pár száz µm. Ezek azonban egyesülhetnek, így 1 mm-nél nagyobb cseppek is képződhetnek. Elég nedves környezetben a keletkező „esőcseppek” elérhetik a felszínt. Hogy mennyi eső esik egy felhőből, az nagyrészt a részecskék méretének függvénye.

A Titan metánkörforgásának részletei egyelőre azért nem ismertek, mert a Titannak még egy évszakos teljes periódusát (29,5 földi év) sem sikerült megfigyelni, nem-hogy éghajlati jellegzetességeire fényt deríteni.

A kanyargó és elágazó völgyekben még nem sikerült aktív folyadékot megfigyelni, de mindkét pólusnál kiterjedt tavakat és délen metánfelhőket látott, amelyekből csapadék hullt. Az elmélet szerint a Titan kicsiny szénhidrogén-tavainak párolgása biztosítani tudja a jelenlegi légköri metán-páratartalmat, mely lehet aktuális adott évszaki helyzet, vagy egy hosszabb folyamat mai állapota. A mai többé-kevésbé derült állapotot kb. évszázadonként felválthatja egy felhős állapot, amikor a mai völ-

gyek megtelnek csapadékkal (Mitri et al., 2007).

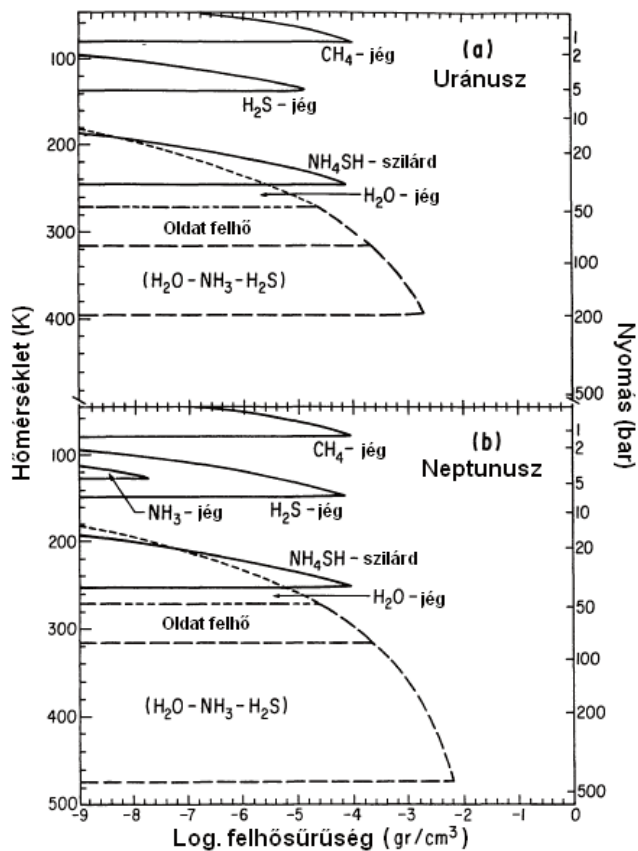
A légköri metán a felszín közelében a légkör 5%-át teszi ki. A légköri metántartalom a napfény hatására fotolízissel kb. 10 millió év alatt elfogy. A Voyager-korszakban azt gondolták, hogy a Titan metán-óceánja adja az utánpótlást. Bár ilyen létezhetett a múltban, ma bizonyosan csak poláris tavak figyelhetők meg: a mai elmélet a metánutánpótlást kriovulkáni kigázolással magyarázza. Bár az sem zárható ki, hogy a Titan mai állapota nem jellemző (mint ahogy a Földi jelenlegi jégkorszak állapot sem az), azaz hogy a mai metántartalom valóban el fog fogyni 10 millió éven belül. Az sem kizárt, hogy pár száz millió évvel ezelőtt történt egy olyan nagyobb metánkibocsátással járó esemény, amelynek eredménye a jelenleg megfigyelhető állapot: ez az állapot a tavakkal és a felszínalatti metánnal hosszú ideig fennállhat. (Mitri et al., 2007)

## 1.2.8. Uránusz és Neptunusz

Az Uránusz és a Neptunusz – a Naprendszer két külső bolygója – sok hasonlóságot mutat. A Naptól való nagy távolságuk miatt alacsonyabb hőmérsékletek jellemzik őket. Nagyobb arányban tartalmaznak metánt, ammóniát és vizet, mint belső szomszédaik. Az általánosan kék árnyalatú színüket a gázfázisú metán jelenléte okozza (*1.20. és 1.21. ábra*). A földi és az űrbázisú megfigyelések mindkét bolygót, de főleg a Neptunuszt dinamikus világnak mutatják be, amelyet állandó, kisebb-nagyobb változások jellemeznek (Rages, 2008).

### 1.2.8.1. Felhőzet

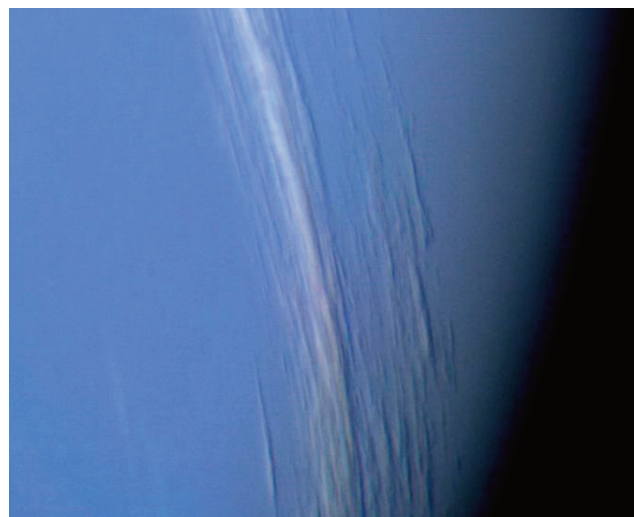
Az Uránusz és a Neptunusz légkörének összetétele és termális szerkezete kondenzációs folyamatok révén kialakult felhők jelenlétére utal a troposzféra különböző szintjein. Mikro-, infravörös- és rádióhullámú mérések segítségével a felhőszerkezet közvetlenebbül is megfigyelhető. A vertikális szerkezet meghatározása adiabatikus hőmérsékleti profil alapján történik. Azt modellezték, hogy adott termodinamikai viszonyok között milyen kondenzációs folyamatokra van lehetőség. A felhőképződési szinteken a hőmérsékleti profil egyik alakítója a konden-



I.19. ábra: Az Uránusz és a Neptunusz felhőzete (Lunine, 1993)

zációból, vagy más kémiai reakciókból származó látens hő felszabadulása (Lunine, 1993).

Az I.19. ábra a lehetséges kondenzációs szinteket mutatja az Uránusz és a Neptunusz troposzférijában, a hőmérséklet és a nyomás függvényében (Lunine, 1993). Ez a szerkezet elméleti; csak a felső, metánból álló felhőket sikerült közvetlenül megfigyelni. Az ábra *de Patertől* származik (1991). Ő a metán mennyiségét a két bolygó légkörében a szoláris mennyiség 30-szorosának vette, a kénét 10-szeresnek az Uránuszon és 30-szorosnak a Neptunuszon. Az ammóniára nézve a szoláris összetételt vette alapul. A vízre két különböző előfordulási arányt



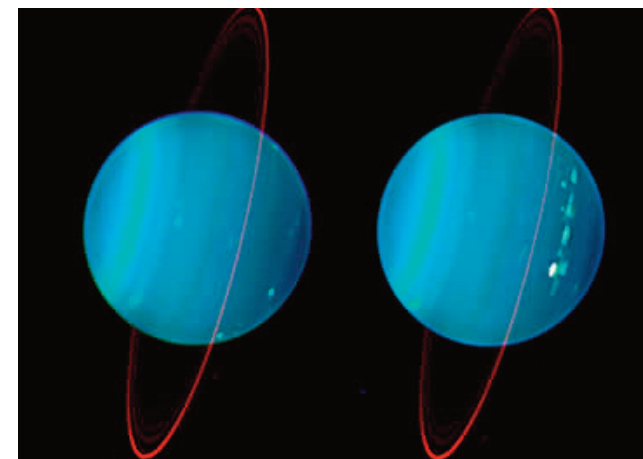
I.20. ábra: A Neptunusz sávós felhői (Voyager)

ugyanazt, amit a kén esetében feltételezett. Az ábrán a vonalkázott görbe egy ammóniát és kén-hidrogént, mint oldott anyagokat tartalmazó vízfelhőt jelöl. A felső vonalkázott görbe, mint felhőalap, a szoláris vízmennyiségre vonatkozik, az alatta lévő pedig a növelt értékekre.

Az eredmények alapján a külső bolygók troposzférijának alsó rétegeiben vízfelhők alakulnak ki. A vízcseppekbe számottevő mennyiségben épülhet be a környező területekről ammónia és kén-hidrogén. A vízcseppek túlhűtése itt is lényeges lehet, mint a földi légkör esetében: hatására a víz folyékony halmaz-állapotú lehet több tíz fokkal a fagyási pont alatt is.

Rögtön a vízfelhők bázisa felett termodinamikailag stabil az ammónium-hidroszulfid, és megfelelő sebességű kinetikus folyamatok esetén felhőt is alkothat. A feltételezések szerint az ammónium-hidroszulfid a kén-hidrogén és az ammónia reakciójából keletkezik, így a kén-hidrogén az ammónia jó részét kivonja a légkörből, mielőtt az nagyobb magasságokban önálló felhőket alkotna.

A Neptunuszon viszont, ahol a légkör 6 bar nyomási szintjéig vannak adatok, a mikrohullámú mérésekből egy ammóniafelhőre is lehet következtetni az 5 baros szint



I.21. ábra: Az Uránusz felhőzete a két féltéken. Figyeljük meg a felhősávokat és az intenzív konvektív jellegű felhőformákat! (Lawrence Sromovsky, UW-Madison)

környékén. Az Uránuszra ilyen jellegű adataink nincsenek, mivel csak a 2 baros szintig végeztek méréseket. A földbázisú megfigyelések viszont arra utalnak, hogy az ammónia teljes mennyisége oldatot alkothat a kén-hidrogénnel, így nincsenek a légkörben önálló ammónia-felhők.

A felső kondenzációs szinten a vizuálisan is megfigyelhető metán-felhők képződnek. Ez a szint az Uránuszon 1,2 *baron*, a Neptunuszon 1,7 *baron* helyezkedik el.

Az Uránusz és a Neptunusz felhői rendkívül masszívak, 10-szer, 100-szor olyan sűrűek, mint a Föld legsűrűbb vízfelhői (Carlson et al., 1988).

A konvekciós folyamatok tanulmányozásából arra következtethetünk, hogy azok a Neptunuszon aktívabbak, mint az Uránuszon. A konvekció magasabbra szállítja a kondenzációra képes anyagokat (víz, ammónia, kén-hidrogén) a légkörben, ezáltal egyes régiókban ködösödést okoz. Megfelelő körülmények között ezek az anyagok kondenzálódnak, felhőket alkotnak, majd kiüledésnek, így az előbbi régiók világosabbá válnak. A Neptunuszon a konvekciós aktivitás messzebbre kiterjed a pólusok felé, mint az Uránuszon (Hofstadter et al., 2008).

Az ECCM (*The Equilibrium Cloud Condensation Models*)

modell az óriásbolygók többrétegű vertikális felhőszerkezetét vizsgálja.

A mikrohullámú észlelésekből érdekes eltéréseket tapasztaltak az Uránusz és a Neptunusz spektrumában, a 3–5 bar közti régióban. Erre az ECCM modell alapján két különböző magyarázatot adtak. Első esetben a kérdéses régióban egy kén-hidrogén-jég anyagú felhő okozza az eltéréseket. Egy ilyen felhő akkor tudna kialakulni, ha az ammónia csak nagyon kis mennyiségben lenne jelen. A másik lehetőség egy foszfin tartalmú felhőréteg. Megfelelő körülmények között kén-hidrogén- és foszfin-felhők képződésére is van lehetőség a 2 bar és 8 bar nyomási szintek között (Mihalka et al., 2009).

### 1.3. A FELHŐFOLYAMATOK ÖSSZEFOGLALÁSA: „HAVAZÁSOK” A NAPRENDSZERBEN

Miután áttekintettük azt, hogy milyen kondenzációs folyamatok mehetnek végbe a bolygók légköreibe, és milyen anyagok válhatnak ki a fiatal Nap légkörében, összefoglalhatjuk azokat a gáz–folyadék–szilárd fázis folyamatokat, amelyeket egyszerűen csak „havazásoknak” nevezünk a Naprendszerben.

Láttuk, hogy a bolygólégkörök nagyon különbözőek, változatosak. Azt mondhatjuk, hogy minden számottevő légkörrel rendelkező bolygón vagy holdon találunk olyan kondenzációs folyamatokat, amelyek felhők, ködök képződéséhez, esetleg egyéb, felszíni kicsapódáshoz vezetnek. A légkörök változatosságából adódóan a kicsapódó anyagok is különbözőek, továbbá a hőmérséklet és a nyomás magasság szerinti változásával különböző felszín feletti magasságban a kicsapódó (kondenzálódó) anyagok is változhatnak. Vagyis a különböző anyagú felhők i) a szoláris ködben különböző naptávolságban, ii) a bolygók légkörében különböző magasságban alkothatnak réteget.

A légkörökben kicsapódni képes anyagokat a planetológiaiában szokásos elnevezés szerint szintén „havazásoknak” tekintjük (1.22. ábra).

A földi havazáshoz hasonló jelenséget eddig csak a Marson tapasztaltunk. Bár a Mars légköre számottevően kevesebb vizet tartalmaz, mint a Földé, mégis jelen van a vízgőz kondenzációja. Rendszeresen keletkeznek vízjég-

felhők, amelyek morfológiailag a földi cirruszokra hasonlítanak, és nagy változékonyságot mutatnak. Az utóbbi években LIDAR-mérésekkel ezekből a felhőkből hulló hó-pelyheket is sikerült azonosítani. A vízgőz a felszínen is kicsapódik, évszakos deret alkot, valamint a pólusapkák anyagát gazdagíthatja.

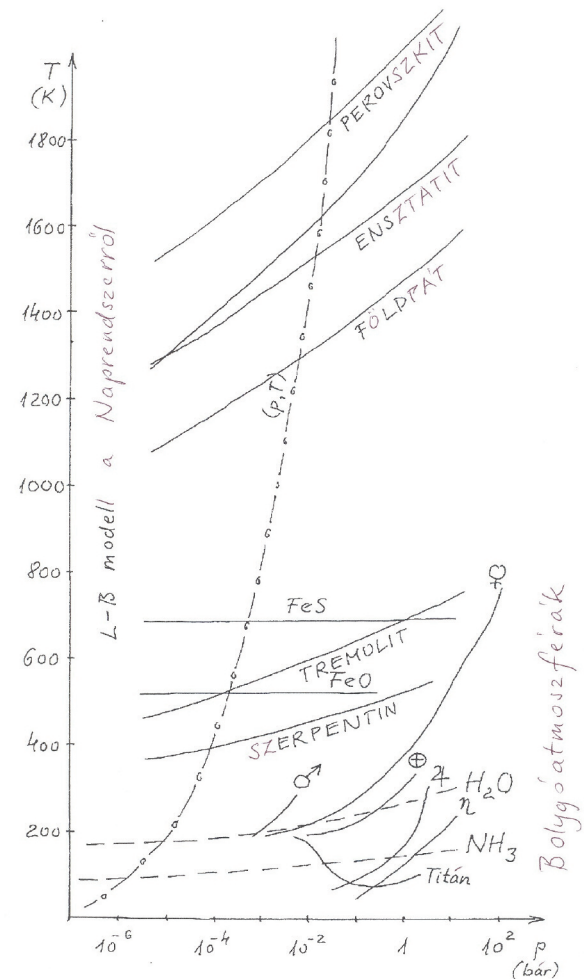
A másik kondenzációra képes anyag a Mars légkörében a szén-dioxid. A széndioxid-kristályok kiválásához rendkívül alacsony hőmérséklet szükséges, ezért csak helyenként van rá lehetőség. Főleg a déli sarki területeken a felszínhez közeli légrétegekben, de jóval magasabban, a felső légkörben is sikerült már azonosítani széndioxid-felhőket. A széndioxid-jég a poláris sapkák másik alkotó anyaga.

A Vénusz légkörének összetétele és viszonyai a kénsav kialakulásának kedveznek. Fotokémiai úton a kénsav kén-dioxidból és vízből keletkezik, és három rétegben alkot felhőket. Ezekből a felhőkből kénsavész esik, amely azonban a magas felszíni hőmérséklet miatt soha nem éri el a felszínt, mert időközben elpárolog.

A Jupiter és a Szaturnusz felhőszerkezete nagyon hasonló. Mindkét bolygó légkörében háromféle anyag csapódik ki három, különböző magasságban elhelyezkedő rétegben. Legalacsonyabban vízfelhők keletkeznek. Ezek fölött ammónium-hidroszulfid részecskékből álló felhők jönnek létre, majd magasabban az ammónia kondenzációjára van lehetőség. A Jupiter légkörét modellezve feltételezhető, hogy a vízfelhőkből csapadék is hullik. A Szaturnuszon a felhők rétegei vastagabbak, és mélyebben helyezkednek el. Korábbi tanulmányok arra utalnak, hogy az ammónia-felhők adhatnak gyenge csapadékot.

A Voyager és a Galileo szonda mérései alapján megállapították, hogy a vízfelhők akár az ammónia-felhők fölé is feltornyozódhatnak. A bolygó légkörében lezajló viharok összenergiája annyi, mint amennyit a bolygó belső hője szolgáltat. Vagyis ilyen viharok hozzák ki a termelő belső hőt az óriásbolygók belsejéből. Tehát az óriásbolygók meteorológiáját nem elsősorban a Naptól kapott energia, hanem a bolygók belső hője hajtja.

Az Uránusz és a Neptunusz is sokban hasonlít egymáshoz. Elméleti számítások szerint összetett felhőszerke-



1.22. ábra: „Havazások a Naprendszerben”

zettel rendelkeznek, ahol szintén három felhőréteg különül el. Ezek a troposzféra alsó rétegeitől felfelé haladva rendre a víz-, az ammónium-hidroszulfid- és a metán-felhők.

A bolygók mellett tárgyaltuk még a Szaturnusz legnagyobb holdját, a Titánt, amely állandó, sűrű légkörrel rendelkezik. Ebben a légkörben szénhidrogének csapódnak ki, és alkotnak felhőket. A felhők változékonyság, elhelyezkedésük szórványos, anyaguk nagy valószínűséggel

főként metán és etán. A felszint helyenként ugyanezen anyagokból álló tavak borítják. A Titán az egyetlen égitest a Naprendszerben, ahol a Föld hidrológiai ciklusával analóg jelenséget sikerült megfigyelni. A víz szerepét itt a metán tölti be. A felszínről a légkörbe párolog, ott felhőket alkotva kicsapódik, csapadék formájában lehullik, majd a folyókon keresztül a tavakba jut.

A bolygó légköri kicsapódásokkal párhuzamba hozhatók a Naprendszer kialakulása kezdetén a Nap, vagy bármely más napméretű protocsillag légkörében bekövetkező anyagkiválások. Ezek szintén kondenzációs folyamatok. Több távolságban mennek végbe. A Naphoz közelebbi, melegebb régiókban olyan ásványszemcsék jönnek létre, mint például a wolfram, perovszkit, ensztatit, vas, földpát, triolit, wüstit, tremolit, szerpentin. Távolabb a legfontosabb kondenzációs termék a vízjég, még távolabb egyéb illó anyagok egzotikus jegei.

Összegezve ezeket a folyamatokat azt látjuk, hogy a létrejövő kondenzáció elsősorban a hőmérséklet és a nyomás függvénye. Az *I.22. ábra* a különböző skálájú folyamatokat rendszerezi. Ez az ábra egy egyesített nyomás-hőmérséklet diagram, amely összefoglalja a Naprendszerben előforduló „havazásokat”. Görbék jelölik az egyes bolygókra, úgy mint a Vénuszra, a Földre, a Marsra, a Jupiterre, a Szaturnuszra, valamint a Titánra, és a Nap légkörére jellemző viszonyokat. Ezek két elkülöníthető régiót jelölnek ki, amelyeket eltérő nyomási és hőmérsékleti viszonyok jellemeznek. Látható, hogy a Nap esetében egy sokkal szélesebb skálán, és több távolságban ment végbe a kondenzáció. A bolygó légkörökben ezzel szemben, az előbbieknél alapján, egy, kettő, vagy három szinten csapódnak ki anyagok. Az *I.22. ábrán* láthatóak a főbb ásványok, valamint a víz és az ammónia fázishatárvonalai. Ahol a görbék metszik a fázishatárvonalakat, ott van lehetőség az adott anyagok kondenzációjára. Az ábráról leolvasható, hogy az ásványok kiválásához sokkal magasabb hőmérsékleti értékekre van szükség. A bolygó légkörökben ezek nem teljesülnek, következésképpen itt ásványok nem jönnek létre. Ezeket a légköröket a könnyen illó anyagok kondenzációja jellemzi.

Láthatjuk tehát, hogy a Naprendszerben sokféle anyag

kondenzációjára van lehetőség. Ezek a folyamatok közül egyesek rég lejártak, mások ma is, esetleg ismételt, zajlanak. Lehetséges, hogy az Univerzumban még sok másféle légköri kondenzációs folyamat is létezik, amelyek megismeréséhez talán majd az exobolygó-kutatás révén juthatunk közelebb.

#### 1.4. KICSAPÓDÁSI FOLYAMATOK A NAPRENDSZEREN KÍVÜL

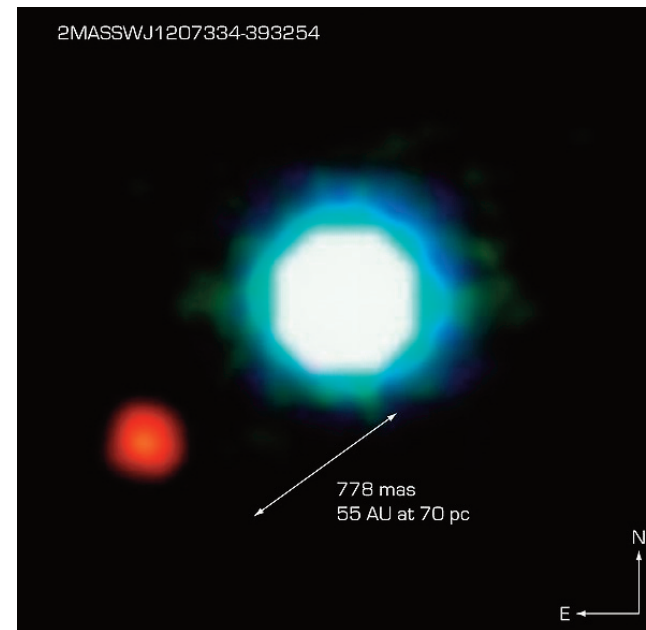
**Egzotikus esők.** A Naprendszer bolygóinak felszínén egzotikusnak számító kicsapódások az Univerzum más bolygói gyakoriak is lehetnek (*I.23. ábra*). Az eddig felfedezett nagy tömegű, csillagához közel keringő, azaz forró exobolygók további „havazás”-típusok számára biztosíthatják a megfelelő környezeti tényezőket.

**Szilikátláva-eső.** A 2009-ben felfedezett, földéhez hasonló átlagsűrűségű, a Földnél 1,7-szer nagyobb és a feltételezések szerint kötött keringésű Corot 7-b 2600 K-es felszínén az illó anyag szerepében a kőzeteket alkotó szilikátkőzetek fő alkotóelemei – Na, K, SiO, O<sub>2</sub> – lehetnek. A nappali oldalon folyamatosan keletkező szilikátgőzből – mely a Földön legfeljebb becsapódások környezetében kerül a légkörbe – „kőzet-felhők” keletkeznek, melyekből kőesőcseppek hull. A parciálisan olvasó magmához hasonlóan a légkör különféle magasságaiban is eltérő összetételűek a kondenzálódott anyagok, azaz eltérő magasságú felhőkből eltérő összetételű lávacseppek hullanak ki (ensztatit, spinell, korund, wollastonit) míg az alacsonyabb olvadáspontú elemi K és Na gáz állapotban marad és állandó felhőket alkot, a modellek szerint (Schaefer & Fegley 2003, 2009). A bolygót a chthoniai bolygók közé tartozik, mely elnevezés arra utal, hogy olyan gázóriás, mely a Napjához túl közel kerülve gázburkát elvesztette, így szilikátos vagy fémes magja a Föld típusú bolygókká tette hasonlónak.

**Óceánbolygók.** Folyékony globális felszíni óceán jelenleg egyik égitesten sincs a Naprendszerben (az Európán a Nap vörös óriás fázisában majd kialakulhat ilyen, ha elolvad a jégkérgé). Más Naprendszerekben elméleti megfontolások alapján elképzelhető, hogy vannak olyan Neptunusz-típusú („jégóriás”) bolygók, melyek

„bespiráloznak” a lakhatósági zónába. Nagy tömegük miatt a megfelelő hőmérsékleten vastag gőzlégkörük is kialakulhat, amíg vízkészletük elpárolog (Léger et al. 2003).

**Vas-eső.** Ahogy a Merkúr belsejére is feltételezik a vas-havazás jelenségét; de forró Jupiter típusú exobolygókon hasonló környezeti tényezők a felszín fölött is kialakulhatnak. Az OGLE-TR-56b, 2000 K felszíni hőmérsékletű bolygó felső légkörében a modellek szerint a felhőket vasatomok alkotják. A modellek szerint egyébként a csillagok és bolygók közötti barna törpék légkörében kezdetben a vas és szilikátok 2000K fölött még gázként vannak jelen, ám a barna törpe hülésekor ezek is kicsapódnak. (*Lásd még a földmag 3.0. fejezetét!*)



*I.23. ábra: Az első fényképfelvétel egy exobolygóról (VLT ESO Paranal Observatory, 2004). 2010-ben már több mint 500 exobolygót ismerünk. A nagy fényfolt egy barna törpe (2M1207), a kisebb egy 5 jupitertömegű bolygó (2M1207b), a napjától 55 CsE távolságban.*

## II. FOLYADÉKOK BOLYGÓFELSZÍNEKEN ÉS A FELSZÍN ALATT

### 2.1. ÖSSZEFÜGGŐ FOLYADÉKTESTEK

A légkörökből kicsapódó vagy vegyi folyamattal keletkező anyagok szilárd szemcsék, illetve folyadéksepppek formájában kihullhatnak és így eléri a felszínt, de hasonlóképp a felszínről a légkörbe kerülő és ott valamennyi időt eltöltő anyagok – por, homok, pollen, baktériumok, tengeri só, füst, vulkáni hamu –, illetve a kozmikus eredetű mikrometeoritok – szintén idővel kiülepednek.

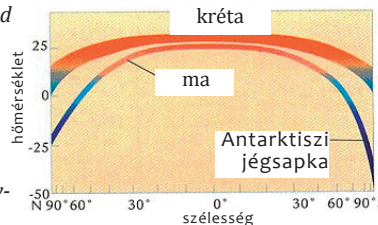
A folyadék – a Földön a víz – fontos szerepet játszik a felszíni és a talaj-folyamatokban, de önálló folyadéktestet is alkothat (óceánok, tavak, folyók, felszín alatti vízkészletek, vagy pl. a kőolaj, ami szintén folyadék). Ha a felszíni, vagy talajfolyamatokat nézzük, akkor a lefolyásra, a beszivárgásra, a talajvíz, illetve a talaj szerkezetének megváltozásából származó talajmozgásokra gondolhatunk, de nem feledkezhetünk meg a párolgásról sem.

A felszínalatti (talaj-) réteg folyadék-, illetve víztartó-képességét többek között a szemcseméret és a szerkezet (porózusság) határozza meg. A folyadék (víz)-tartalom változásával megváltozik a talaj hőkapacitása, módosul az albedó, s így a felszín energiaháztartása is. A Földön a talajt az élet „teremtette”, ebből származik a szervesanyag tartalma. Biogén elemek nélkül csak kőzettörmelétről vagy kőzetmálladékról, regolitról beszélhetünk. A talajban levő víz részben a növényeken keresztül párolog. A teljes párolgást (talaj + növény) evapotranspirációnak nevezzük.

A légkörből a felszínre hulló finom porszerű szilárd szemcsék felhalmozódhatnak, a szél áthalmazhatja őket, hópelyhekből „hófúvásokat”, homokból homokdűnéket formálhat belőlük vagy állandó száraz ülepedéssel lösz keletkezhet (gondoljunk csak egy földi vagy marsi porviharra, esetleg a Titán szénhidrogén- és vízjégszemcse-dűnéire). Ha nagy mennyiségben kerül ki a légkörből a szilárd „csapadék”, vastag rétegek halmozódhatnak fel a felszínen (szénhidrogének a Titánon), a poláris sapkákban ill. kiterjedt sík területek jégtakaróiként (vízjég a Földön,



II.1. ábra. A nagy óceáni termohalin vízkörzés a Földön. Ezt nem a szelek hajtják, mint a felszíni áramlásokat, hanem a víz különböző sótartalma és hőmérséklete. Süllyedési és felemelkedési területeit a termohalin különbségek szabályozzák. A felszínen szél által mozgott áramlatok által szállított víz szükségszerűen áramlási körbe zárul, melynek a sarkvidékeken a hideg és az édesvíz kifagyása miatt sós ezért lesüllyedő ága az óceán mélyén mozog (hidegház-Föld). A krétában (melegház-Föld, ábrát lásd lent) nemcsak a kontinensek más elrendeződése miatt volt teljesen más a víz körforgási képe, hanem azért is, mert a Földön a klíma kiegyenlítettebb volt: a hőmérsékleti helyett akkor a sótartalom-beli különbségek hajthatták az áramlást. A legnagyobb különbség itt az egyenlítőnél volt a párolgás miatt, ahol a sós víz lesüllyedt és a mélyben a sarkok felé vitte a meleg vizet. Amikor a két amerikai kontinens csatlakozott, az áramlások addigi szabad K-Nyi útja bezárult és az áramló víznek É-D-i irányba kellett fordulnia. A víz dél felől a felszínen mozog észak felé, ezért lehűl, majd a sarkokon süllyed le (Merck 2010).



vízjég és széndioxid-jég a Marson, nitrogén-jég a Tritonon), vagy magas hegységek, nagy szintkülönbségek esetén a lejtők mentén gleccsereket alkothatnak (Föld, Mars).

A lehullott folyadék vagy a szilárd szemcsék felszínen megolvadt része tovább folyhat (erek, patakok, folyók), illetve összegyűlhet a felszín mélyedései (medencéi) alatti folyadékgyűjtőkben (pocsolyák, tavak, beltengerek,

óceánok). Folyadéktestek jelenlegi vagy múltbeli jelenléte utaló nyomokat eddig csak három égitesten ismerünk: a Földön, a Marson és a Titánon.

A Földön a felszín nagy részére kiterjedő „állóvizeket” nevezzük óceánoknak (II.1. ábra), de általánosítva a kifejezést a planetológiában óceánnak nevezték az Europa 100 km mély vízrétegét is, ami differenciálódással különült el a szilikát anyagtól. Ezt a vízréteget az egész bolygótestet beborító vízjég réteg takarja. Az óceán szó további általánosításaként óceánnak kezdték nevezni a bolygótestek belsejében kialakult globális víz-burkokat is, mint amilyeneknek a létét a Callisto és a Ganymedes, később a Titán esetében is fel kell tételezni ahhoz, hogy a megfigyeléseket magyarázni lehessen.

Az óceánok jelenléte, a felszín borítottsága, a krioszféra (jégburok) megléte és változása, az üvegházhatású gázok és a légköri aeroszolok koncentrációja, a felhőzet mennyisége, szerkezete és változásai fontos éghajlat-alakító tényezők. Mind-mind befolyásolják a bolygók éghajlatát. Pozitív és negatív visszacsatolásokat gerjesztenek, magyarázó tényezői az éghajlat ingadozásának és esetleges változásainak.

Az olyan nagy víztestekben, mint az óceánok, globális áramlások indulnak termális és árapály hatásokra. Egyrészt ugyanolyan áramlási cellák alakulnak ki, mint a légkörökben, amelyek a Naptól kapott hő újraelosztásában játszanak lényeges szerepet. Másrészt az óceánok esetében sokkal nagyobb az áramlások karakterisztikus ideje.

Ha egy bolygótesten kontinensek szakítják meg az óceáni réteg folytonosságát, akkor azok „megzavarják” a kialakuló cellákat. Bonyolult áramlási kép alakul ki, úgy, mint a Földön a nagy óceáni szállítószalag (II.1. ábra).

A Panthalassa ósocéán áramlási képe is más volt, és más volt a K-Nyi egyenlítői áramlásoknak szabad utat engedő Gondwana-Laurázia időszak képe is. Még egyszerűbb az áramlási kép ott, ahol az óceán az egész felszínt beborítja, mint például az Europa holdon.

Az árapályfűtés hőjének nagyobbik része a bolygótestek szilárd részével ellentétben az óceánokban tud felszabadulni.

## 2.2. A MARS FOLYADÉKRENDSZEREI

### 2.2.1 Vizes időszakok a Marson

Az egykori felszíni vízre utaló morfológiai nyomok, valamint a bolygó általános fejlődéstörténete alapján kijelenthető, hogy az Mars kezdeti néhány százmilliárd éve után egyre rövidebb ideig jelent csak meg a folyékony víz rajta.

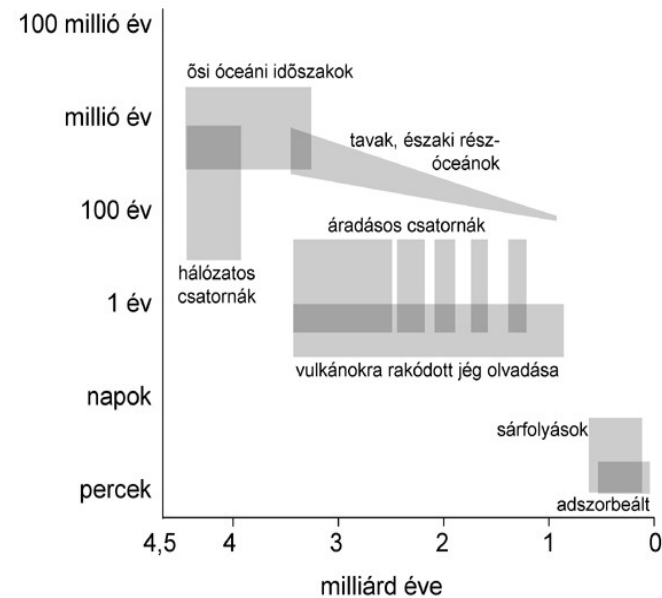
Mivel a rövid ideig fellépő folyékony állapotnak kevésbé marad nyoma, feltehetőleg a korai időszakban is voltak rövid, átmeneti víz előfordulások, de akkor tartósabb jelenlét is létezett – mára csak az utóbbiak nyoma maradt fent (II.1. táblázat, II.2. ábra).

Általánosan elmondható, hogy az éghajlat hűlésével párhuzamosan csökkent a folyékony állapot időtartama és kiterjedése a felszínen. A morfológiai elemzések alapján a hideg ellenére sem szűnt meg teljesen, részben mert jég alatt sokáig folyékony maradhatott, részben mert a belekeveredő sók csökkentették a fagyáspontját. Mivel a bolygón globális szárazodás volt jellemző (a H<sub>2</sub>O-tarta-

név	keletkezés	folyékony víz időtartama	egyéb jellemző
<b>hálózatos csatornák</b>	esőzés korai nedves éghajlaton	100 – millió év	főleg a déli féltéken, eróziós árkokban, hierarchikusan összegyűlt esővíz
<b>ősi óceáni állapotok</b>	kezdetekben a bolygó globálisan nedves és enyhe éghajlata révén, később egy-egy áradás nyomán	millió – 100 millió év	kezdetekben talán szabad felszínű víz, de később többnyire jégtakaró alatti
<b>áradásos csatornák</b>	felszín alól feltört folyadék	hetek – évek	jég alatt áramlott, hideg éghajlaton
<b>tónyomok</b>	felszínen lefolyó vizek által táplált tavak	1000 – millió év	feltehetőleg hűvös éghajlaton léteztek, gyakran jégtakaró alatt, alkalmanként az áradások vizéből
<b>folyásnyomok vulkánokon</b>	vulkáni hó hatására megolvadt jég a tűzhányók lejtőin	napok – évek	a Tharsis- és Elysium-hátságánál az éghajlati változásokkal kapcsolatban lerakódott jég olvadhatott meg, ha előfordulása egybeesett a vulkáni tevékenységgel
<b>sárfolyások</b>	besugárzástól megolvadt hó- és jégfoltok	percek – napok	az éghajlat változásával kapcsolatban alkalmanként jég rakódott le közepes szélességen, máskor pedig az erős napsugárzás miatt megolvadt
<b>adszorbeált víz</b>	mikroszkopikus skálájú vízfilm a jég- ásvány határfelületen	órák	elméletileg ma is megjelenhet a bolygón, ahol az ásványi felületekkel érintkező jég hőmérséklete tiszta víznél kb. 180 K fölé emelkedik, ugyanez a hőmérséklet sós jégnél még alacsonyabb lehet

II.1. táblázat: a bemutatott vizes időszakok és helyszínek néhány jellemzője (Kereszturi Á)

### víz jelenlétének időtartama



II. 2. ábra: A marsi folyadékok jellegzetes típusai az előfordulásuk közelítő tartama (függőleges tengely) és a bolygó fejlődéstörténete során jellemző időpontja (vízszintes tengely) szerint

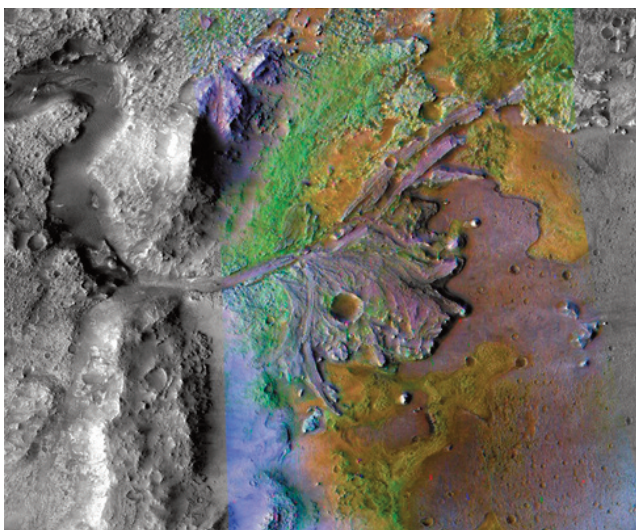
lom egy része az űr felé elveszett, egy része pedig szilárd jégként megkötődött), ezért az idő előrehaladása során nőtt a sótartalom, ami csökkenthette a fagyáspontot. Ez a tendencia az alábbi ábrán is megfigyelhető, amely mutatja: a bolygó fejlődéstörténete során egyre rövidebb időtartamokon keresztül volt jelen a folyékony víz a felszínen.

### 2.2.2. Folyadékok a Mars felszínén

A kutatókat régóta foglalkoztató kérdés, hogy a Mars felszínén látható, a víz földi eróziós tevékenységéhez hasonló geomorfológiai képződmények (csatornák, kis szigetek, valamint kráterekben mutatkozó ősi vízhálózatok, hordaléklerakódások stb.) (Mihályi et al, 2008) hogyan keletkeztek (II.3. ábra).

Ezek a nagyon változatos formák, melyek hossza né-





II.3. ábra A Jezero kráterbe nyíló deltatorokolat képe a Marson (MRO; NASA/JPL/JHUAPL/MSSS/Brown University)

hány tíz métertől akár 3000 km-nél is nagyobb lehet, a Mars mindkét féltékén megtalálhatók, általában a 30–75° földrajzi szélesség között. A völgyhálózatok nem érintkeznek, létrejöttüket akár időben és térben is meszse elválasztott események is kiválthatták. Képződésükre számos elképzelés született: sós áramlások, száraz folyások, törmelékek megcsúszása, a felszínközeli jég és hó megolvadása becsapódás vagy magmatest-benyomulás hatására, esetleg klimatikus változás következtében bekövetkező olvadás, széndioxid kitörés is létrehozhatta a ma látható mintázatot. Sokáig az is vitatott volt, hogy víz vagy láva alakította-e ki ezeket a csatornákat. Manapság úgy tűnik, hogy a víz, pontosabban vizes oldatok játszották a fő szerepet ezen képződmények létrehozásában, ugyanakkor a többi mechanizmus is részt vehetett egyes csatornák kialakításában. Az újabb mérések során jelentős mennyiségben találtak hidratált ásványokat a Mars több pontján, ami „nedves” múltat utal. Az Ares-völgy nevű óriási völgyben tómeder formájú mélyedéseket figyeltek meg. Di Achille és Hynak (2010) korábbi képek és magassági információk feldolgozása alapján a Mars felszínén 52 deltatorokolatra utaló üledékes területet talál-



II.4. ábra. Vízjég a Marson (70,5°É, 103°K, 35 km átmérőjű kráter, Mars Express, ESA/DLR/FU Berlin [G. Neukum])

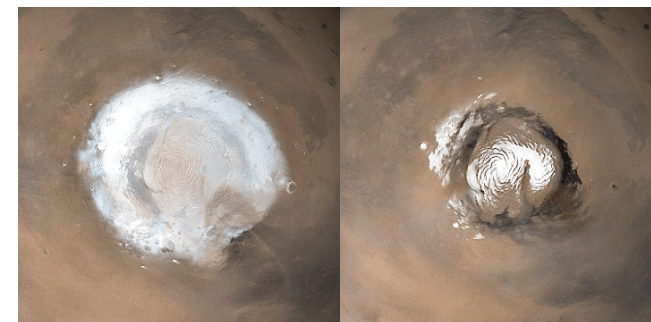
tak. Ennek több mint a fele azonos magasságban található, ami egy valaha létező, nagy kiterjedésű óceán partját jelölheti. Számítások szerint a bolygó felszínének 36%-át boríthatta víz, ami a földi vízkészlet tizede lehetett. A kutatók által azonosított mintegy 40 ezer marsi völgy léte is arra utal, hogy valaha bőséges csapadék áztatta a vörös bolygó felszínét, a párolgással és csapadékképződéssel járó vízkörforgás egykor nagy mennyiségű folyékony víztömeget mozgatott. Ez a víz valószínűleg egy átmeneti felmelegedés eredményeként a vízjég megolvadásával jött létre. Azt egyelőre nem tudni, hogy annak idején mintegy 3–3,5 milliárd évvel ezelőtt, a megnövekedett vulkáni aktivitás, a bolygó Nap körüli pályájának a megváltozása, esetleg a meteoritok tömeges becsapódása okozta-e ezt a változást. Ezután a felszíni vizekben gazdag korszak után egy hűvösebb és szárazabb korszak következett (Kereszturi 2006).

A folyékony víz nagy része eltűnt a Marsról, kisebb része jég formájában megmaradt nemcsak a sarki jég-sapkában és más jégfelhalmozási helyeken (II.4. ábra), hanem nagy területeken a felszín alatt is. Nagy tömegű vízgőzt mozgatott meg egykor az egyenlítő felől a sarkok

irányába a tengelyferdeség változása is, és lehet, hogy a mai felszín alatti jégréteg a korábbi nagy tengelyferdeség idejéből maradt meg. A tengelyferdeség ugyanis a beeső napenergia révén az illó anyagok mennyiségét, szélességi eloszlását, migrációját befolyásolja.

Ha nő a tengelyferdeség, alacsony szélességre vándorol a jég, és az uralkodó szelek miatt elsősorban a Tharsis vulkánok nyugati lejtőin feltehetőleg meg is marad. Elméletileg lehetnek állandó pólussapka nélküli, viszont kiterjedt téli évszakos sapkával bíró időszakok is a Marson, amelyek megfelelő helyzetben gyorsan válhatnak pólussapkákkal bíró periódusokra. A sapka kiválásának megindulása után a kicsapódás addig zajlik, amíg a légköri gáz és a felszíni szilárd fázis egyensúlyba nem jut. Kis tengelyferdeségnél állandó pólussapkák lehetnek, alul vízjéggel, felette pedig szén-dioxidjéggel. Az aszimmetrikus évszakok és a két féltéke közötti domborzati különbség miatt előfordulhat, hogy csak az egyik póluson van sapka.

A mai marsi körülmények között (átlagos hőmérséklet:  $-53^{\circ}\text{C}$ , átlagos légnyomás: 6,7 hPa) a víz elsősorban jég és gőz formájában fordul elő. A Marson azonban jóval nagyobb a hőmérsékleti és a nyomásbeli ingadozás, mint a Földön (Kereszturi 2007, Hargitai et al. 2008) (II.6. ábra, I.8. ábra). Ennek több oka van. Egyrészt a tengely ferdesége miatt az évszakos változás is megfigyelhető, másrészt a Mars elnyúlt pályája miatt a naptávolsági, ill. napközeli helyzete között nagyobb különbség, harmadrészt a magasságbeli különbségek is nagyobbak. A déli térítők



II.5. ábra: A Mars északi poláris jég-sapkája télen és nyáron (NASA/JPL/MSSS)

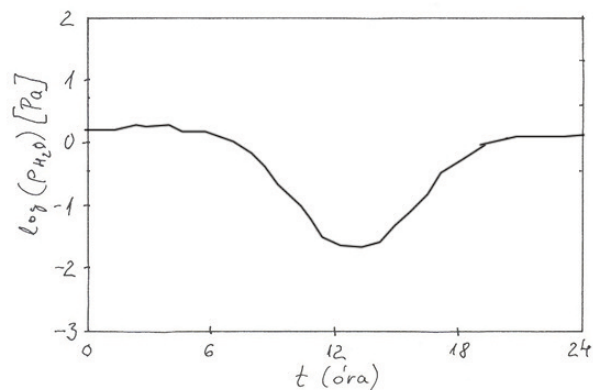
környékén a déli félteke nyarán (napközben) akár a +30°C-ot is elérheti talajszintben a hőmérséklet. A hőmérsékletben megmutatkozó változás a légköri nyomás változását is maga után vonja, mivel melegedés hatására a főleg széndioxidból álló jégsapkák egy jelentős része elpárolog (II.5. ábra). Ily módon gyakran előfordul, hogy a nyomás és a hőmérséklet meghaladja a víz hármaspontjának megfelelő értéket (0,01 °C és 611,66 Pa) és a folyadékfázis is átmenetileg stabilá válik.

### 2.2.3. Regolit, sók, oldatok

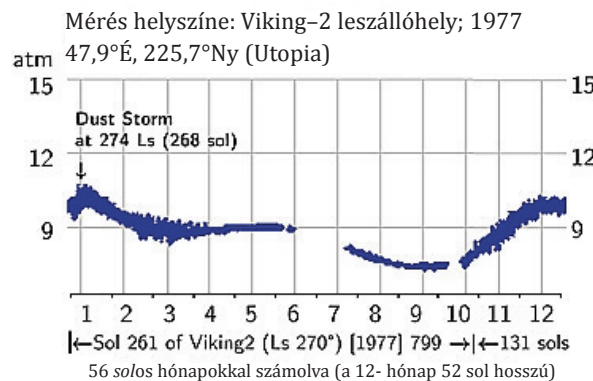
A vízjégen kívül még három olyan előfordulási hely van, amely fontos szerephez jut a víz megőrzésében és tárolásában a Marson: a regolit réteg, a kristályvizes sók (pl. szulfátok) és a tömény sós vizes oldatok. Az elsőként említett felszíni törmelékes köztréteg (regolit), mint például a vízjég felett elhelyezkedő finom eloszlású bazalt, akadályozza a vízjég szublimációját, lassítja a vízgőz légkörbe jutását (Bryson 2008). Ez a réteg a napsugárzás hatására a felületén felmelegszik, s így módon elősegíti a folyadék állapotú víz létrejöttét. A szemcsék felülete nagy mennyiségű vizet tud megkötni (adszorpció) akár a légkörből, akár az alsó jégrétegből távozó vízgőzből. Feltehetően a légköri vízgőz napi változását (II.6. ábra) elsősorban a jég szublimációjának sebessége és a regolit réteg vízfelvétele, ill. leadása határozza meg.

A másik nagy víztároló helyet a hidratált ásványok, ezen belül is a kristályvizes sók jelentik. A folyékony víz átmeneti stabilizálását az oldódó sók, ill. az ílymódon keletkező tömény oldatok is elősegítik. Ezek szintén részt vesznek a légköri nedvesség szabályozásában.

A marsi sós üledékben mintegy 30% szulfát található hidratált formában, aminek más hidratált ásványokkal együtt szintén fontos szerepe lehet az egyenlítő mentén található víz megőrzésében. Az első közvetlen bizonyítékot a marsi szulfát-sók létezésére 1976-ban a Viking űrszondák szolgáltatták, amelyek két különböző leszállási helyen is röntgen-fluoreszcencia adatok alapján kapcsolatot mutattak ki a magnézium- és a szulfát-tartalom között. Ezen adatok alapján született meg az a feltételezés, hogy a marsi regolit felső pár centiméterében mintegy



II.6. ábra: A marslégköri vízgőz parciális nyomásának napi változása a Phoenix szonda mérései alapján (Chevrier et al. 2010).

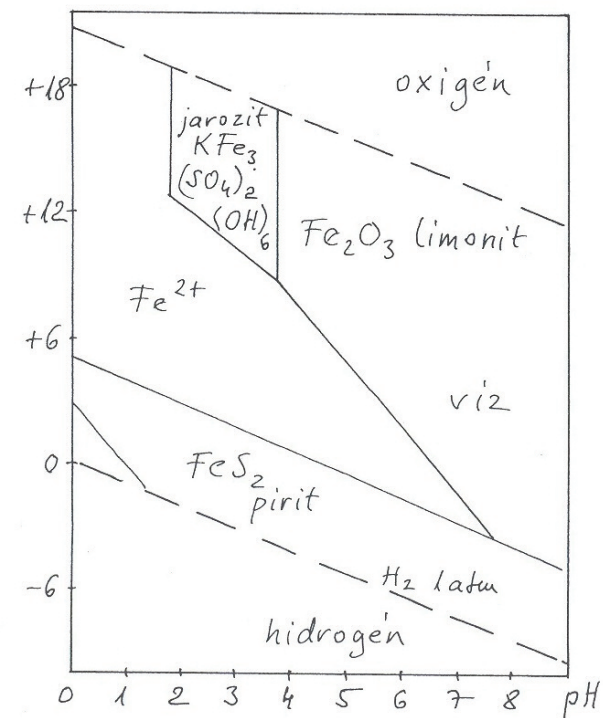


II.7. ábra: A felszíni légnyomás éves változása (Hargitai et al. 2008)

10% magnézium-szulfát van jelen. Ezt erősítették meg 1997-ben a Pathfinder szonda mérései az Ares-völgy régióban és a később a Gusev kráter környékén valamint az egyenlítő mentén végzett mérések eredményei.

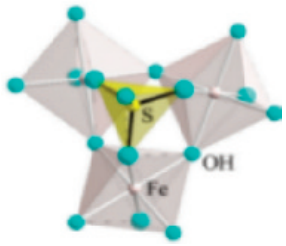
A szulfát-sók ilyen széleskörű elterjedtsége a közel-múltban lejátszódott olyan savas mállási folyamatok eredménye, amelyek nem igényelnek felszíni vagy talajvizet. Ugyanakkor a Meridiani-fennsíkon leszállt Opportunity rover eredményei azt sugallják, hogy ott a szulfátban gazdag üledék a víz elpárolgásával keletkezett.

A Mars Odyssey űrszonda meghatározta a vízhez köt-



II.8. ábra. Néhány vastartalmú ásvány stabilitási tartománya a redoxpotenciál (Eh) és a kémhatás (pH) függvényében. A jarozit savas és oxidáló körülmények között stabil.

hető hidrogéntartalmat a bolygón, és a felszín közelében az egyenlítő mentén meglepően magas értéket (kb. 10%) talált. Ezekben a régiókban a víz nem stabil, szublimál. A felszíni törmelékes kőzet (regolit) felső egy méterében valószínűleg hidratált szilikátok vagy sóhidrátok (kristályvizes sók) vannak. A Viking űrszondák méréseiből tudható, hogy a Meridiani-fennsík környékén összetett ásványi összetétel jellemzi a területet. A szulfáthoz képest kisebb mennyiségű klorid és jóval kevesebb bromid van jelen, valamint jarozitot is találtak. A jarozit (képlet  $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ) keletkezéséhez erősen savas és oxidáló körülmények szükségesek (II.7. és II.8. ábra). Jelenléte azért is különösen meglepő, mivel sok hidroxilcsoportot is tartalmaz (20% OH, 11% vízzel ekvivalens) (II.8. ábra).



II.9. ábra. A jarozit ( $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ) kristályszerkezete. A vas(III)-ionokat oktaéderesen veszik körül az oxigének, amelyek vagy hidroxilcsoportként, vagy szulfátion részeként vannak jelen.

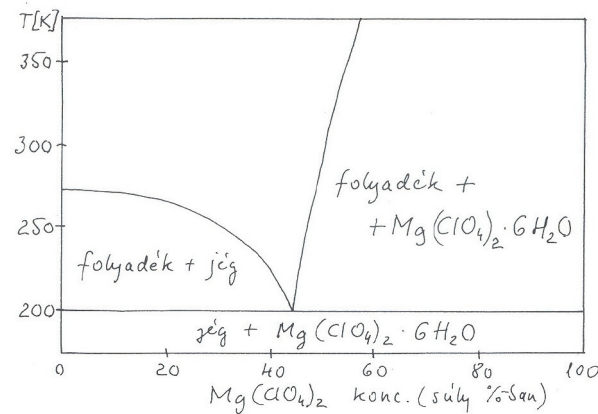
Az ilyen ásványok ugyanis nedves környezetben képződnek, szárazabb körülmények között vagy magasabb hőmérséklet hatására idővel vizet veszítenek.

#### 2.2.4. Sóoldatok fagyáspont-csökkenése, eutektikumok a Marson

Első pillanatban talán meglepőnek tűnhet, hogy egy sóoldatból nem párolog el szinte azonnal a víz a Marson lévő ritka légkörbe. Lehet, hogy tiszta víz esetében gyors párologással eltűnne a folyadék fázis, de az oldatok viselkedése eltérő. Először tekintsük át, hogy az egyensúly (folyadék-gőz) helyzetét hogyan befolyásolja a körülmények változása. Mivel a párologás energiabefektetést igénylő (endoterm) folyamat, ezért a hőmérséklet csökkenése az ellentétes folyamatnak, a kondenzációnak kedvez. Alacsonyabb hőmérsékleten a víz egyensúlyi gőznyomása jóval kisebb, vagyis az elérni kívánt telített gőznyomás eleve egy alacsonyabb érték. Fontos megjegyezni, hogy úgy a Földön, mint a Marson általában nem telített vízgőzzel a légkör, vagyis legtöbbször nem 100%-os a relatív páratartalom.

Oldatok felett a tiszta vízéhez képest még tovább csökken az egyensúlyi gőznyomás. A vízmolekulák az oldatban levő ionokkal erős kölcsönhatásban vannak, s ez csökkenti az aktivitásukat. Ez a kapcsolat olyan erős is lehet, hogy az ionokhoz kötődő hidrát burok legbelső rétege a kristályba is kiválik a sóval együtt (kristályvizes sók), ami még inkább csökkenti a víz párologási képességét.

A tiszta víz földi körülmények között 0-tól 100 °C-ig folyadék halmazállapotú, a tengerek és óceánok azonban nagy, kb. 3,5% sótartalmuk miatt alacsonyabb hőmérsékleten sem fagynak meg (fagyáspontjuk kb. -2 °C).



II.10. ábra. A magnézium-perklorát fázisdiagramja

Ennek egyik oka az, hogy sók oldásának hatására az olvadáspont csökken. Ezzel párhuzamosan a forráspont is emelkedik, vagyis tágul az a hőmérséklet-tartomány, amin belül a folyadékfázis stabil. Ennek mértéke az oldott só mennyiségétől, és az oldószer anyagi minőségétől függ. Ideális esetben az olyan oldat fagyáspontja, amelyben 1000 g vízben egy mol oldott anyag van, -1,86 °C (ez a víz krioszkoáros állandója). Az oldatok azonban ritkán viselkednek ideálisan. Az ionos kristályok például oldáskor ionjaikra esnek szét (elektrolitos disszociáció), és ez növeli a fagyáspont-csökkenés mértékét. A koncentráció növekedésével egyre nagyobb eltérés tapasztalható az ideális viselkedéstől. Egy bizonyos mennyiségű só oldása után (eutektikus összetétel) további fagyáspont-csökkenést nem lehet elérni, az oldat sóval telítődik, és egyensúlyt tart a jéggel is. A magnézium-perklorát ( $MgClO_4$ ) fázisdiagramját a II.10. ábra mutatja be. Látható, hogy a tiszta víztől (0%) elindulva eleinte lineárisan változik a fagyáspont, majd egy meredekebb csökkenéssel végül az eutektikus hőmérséklethez jutunk (200 K). Ezen a szakaszon a folyadék fázis (oldat) hőmérsékletének csökkentésével (pl. 300 K-ról 200 K-re) vízjég válik ki és az oldat töményedik. Az eutektikus összetétel és hőmérséklet függ a só anyagi minőségétől is (II.2. táblázat). A halogenidekkel (kloridok, bromidok) általában nagyobb mértékű fagyáspont-csökkenés érhető el, mint a szulfátokkal.

Bizonyos elméletek szerint az ilyen nagy sótartalmú oldatok is részt vehettek a Mars felszínén jelenleg megfigyelhető, folyadékokhoz köthető geomorfológiai képződmények kialakításában. A telített kalcium-klorid oldat még a Mars átlaghőmérsékletének megfelelő -50 °C táján is folyékony marad. A kloridok és más halogenidek azonban a földi gyakoriságukkal ellentétben sokkal ritkábban vannak jelen a Marson, ami valószínűtlenné teszi azt, hogy a víz jelenlétéhez kapcsolható struktúrák létrejöttét ezek okozzák. Más sók azonban szerephez juthatnak. A magnézium-szulfátok, mint például a kieserit gyakori a marsi talajokban (Gendrin, 2005). Más szulfátokat, mint például a gipszet ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ) szintén találtak elsősorban az egyenlítői, ill. az északi sarki tájakon. Ezek az ásványok azonban nem jól oldódnak vízben, ezért oldásukkal legfeljebb 5 K fagyáspontcsökkenés érhető el. Mivel ezek a sók nem tudják jelentősen csökkenteni a víz fagyáspontját, ezért ezen sók oldatai a Marson már megfagynak. Egyes kutatók azt feltételezik, hogy a vas-szulfátok is fontos komponensei lehetnek a marsi folyadékoknak. Mivel a vas és a szulfát is jelentős mennyiségben fordul elő, ezért az oldatuk is valószínűleg gyakori volt a Mars geológiai történetében. A már említett Meridianifennsík területén talált jarozit mellett más vas-szulfátok is gyakoriak, melyek aránya például a Gusev kráter talajában akár 30 tömeg%-ot is eléri.

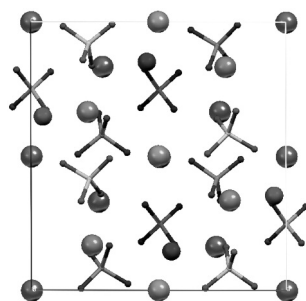
	% só	Eutektikus hőmérséklet (°C)
$BaCl_2$	22,5	-7,8
$CaCl_2$	29,8	-55
$FeCl_3$	33,1	-55
$FeSO_4$	13,04	-1,82
$MgSO_4$	19	-3,9
$MgCl_2$	21,6	-33,6
$MnSO_4$	32,2	-10,0
$NaBr$	40,3	-28
$NaCl$	23,3	-21,1
$Na_2SO_4$	12,7	-3,55
$NiSO_4$	20,6	-4,15
$ZnSO_4$	27,2	-6,55

II.2. táblázat. Néhány só-víz rendszer eutektikus összetétele és hőmérséklete

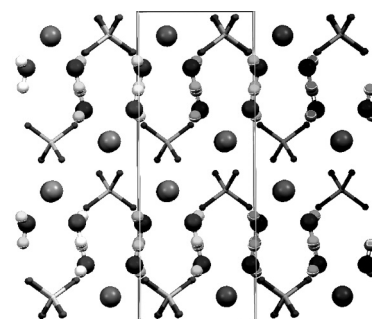
Az északi-sarki régióban (80°É, 245°K, Olympia-dűnék) az OMEGA látható és infravörös spektroszkópiai mérései alapján a kristályvizes sók közül a vízben kevésbé oldódó gipszet ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) azonosították (Langevin, 2005) (II.12. ábra). A mért infravörös spektrumok jobban hasonlítanak a két kristályvizes kalcium-szulfát spektrumához, mint a fél kristályvizet tartalmazó hemihidráthoz (bassanit,  $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ ). Szerkezetüket a II.11. és II.12. ábra mutatja. A gipszdűnék valószínűleg még a jelenlegi jégsapka előtt jöttek létre. Képződésükhöz egy szulfátban gazdag környezet szükséges, ahol a víz és a piroxének vagy földpátok közötti kölcsönhatás létre tud jönni. Ilyen folyamat lehet akár a felület mállása, a talajvíz körforgása az üledékben, de keletkezhet savas eső vagy hó hatására a bazaltból vagy az állóvíz párolgása útján. A kén ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ , kénes hamu) a vulkáni folyamatokból származik. A bolygó tengelyferdülésének növekedése növelheti a vízgőz mennyiségét a légkörben ill. a jeges ködök előfordulását a sarki régióban, ami a mállást elősegítheti.

A légköri vízgőz pillanatnyi koncentrációjának kialakítása szempontjából egy másik fontos tényező az egyensúly eléréséhez vezető folyamatok sebessége (kinetika). A párolgás sebessége a hőmérséklet csökkenésével párhuzamosan jelentősen csökken a tiszta folyadékok esetében éppúgy, mint a sóoldatoknál (pl.  $\text{NaCl}$ -,  $\text{CaCl}_2$ - és vas-szulfát oldat). Állandó hőmérsékleten az oldott só koncentrációjának növekedésével szintén csökken a párolgás sebessége. Vas-szulfát 50%-os oldata például húszszor lassabban párolog, mint a tiszta víz ugyanazon a hőmérsékleten.

A hőmérséklet csökkenésével a viszkozitás növekedése is együtt jár, ami a kristályosodás megindulását lassítja, s egyben a túlhűlés valószínűségét növeli. Ez a hatás különösen a töményebb, 40%-nál nagyobb koncentrációjú oldatoknál figyelhető meg. Elképzelhető, hogy a vízmosások képződését a fagyás és az olvadás évszakos váltakozása okozza. A viszkozitás hőmérséklet csökkenésére bekövetkező nagymértékű változása magyarázhatja azt, hogy a viszkózus folyások miatt a vízmosásokkal együtt fordulnak elő azonos földrajzi szélességeken.



II.11. ábra. A bassanit ( $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ ) kristályszerkezete. A szulfátionok (pálcikás tetraéderek) között elhelyezkedő nagyobb világos gömbök a  $\text{Ca}^{2+}$  ionokat, míg a kisebb sötétebb gömbök a vízmolekulák oxigénjeit jelölik.

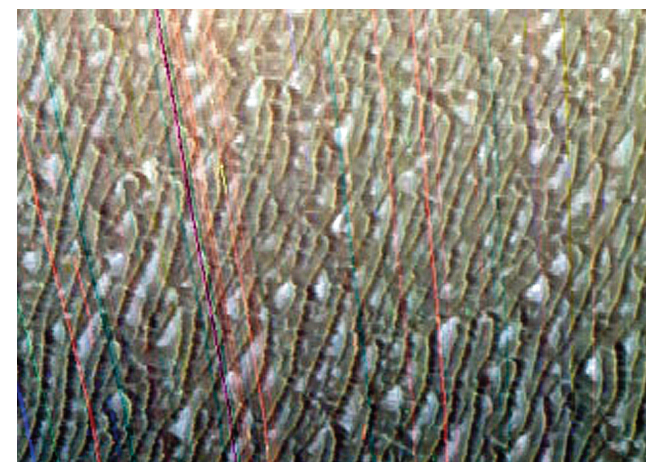


II.12. ábra. A gipsz ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) kristályszerkezete. A szulfátionok (pálcikás tetraéderek) között helyezkednek el a  $\text{Ca}^{2+}$  ionok, ill. a vízmolekulák.

Összegezve, ha elegendően magas a só koncentrációja egy vizes oldatban, akkor az a Mars jelenlegi felszíni hőmérsékletén is lehet folyadék állapotú. Az alacsony hőmérsékletnek és a nagy koncentrációnak köszönhetően a párolgási sebesség nagyon alacsony, így ezek a folyadékok hosszú ideig létezhetnek akkor is, ha a körülmények változásával már nem a folyadék állapot jelenti az egyensúlyt.

#### 2.2.4.1. Kristályvizes sók a Marson

A sók egy része vizes oldatból történő kiválása során meghatározott mennyiségű vizet is magával visz, beépíti a kristályába (kristályvizes sók). A víz mennyiségét a só anyagi minőségén kívül befolyásolja a hőmérséklet és a víz gőznyomása is. Magasabb hőmérsékleten, ill. alacsonyabb gőznyomás (pontosabban relatív páratartalom) esetén a kristályvíz egy részét elveszítheti a sókristály. Ez rendszerint több lépcsőben történik. A vízfelvétel, ill. vízleadás sebessége azonban bizonyos esetekben elég lassú,



II.13. ábra: Magas gipsztartalmú dűnék az Olympia-dűnék területén. A gipsztartalom nem a világos, hanem a sötét területeken nagyobb. (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM), NASA/JPL/JHUAPL/Brown University)

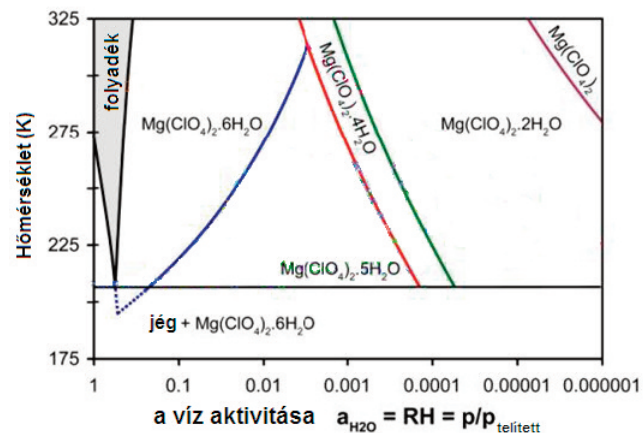
mivel a kristályszerkezet felbomlása, átkristályosodása gyakran gátolt folyamat.

Magnézium-szulfátot nagy mennyiségben találtak a Mars felszínén (Vaniman 2004). A magnézium-szulfát hidratációs állapotai meglehetősen bonyolultak, és mint minden kristályvizes sónál a kristályvízként kötött molekulák számát erősen befolyásolja a hőmérséklet és a víz gőznyomása (páratartalom). A magnézium-szulfáthoz leginkább hét (epsomit), vagy esetleg 12 kristályvíz kötődhet, de kisebb víztartalmú ásványai is ismertek. Kinetikai szempontból a 12 kristályvizes forma kristályosodása nehezebb, hiszen nehezebben rendeződik el és épül be ilyen sok vízmolekula egy kristály szerkezetébe. Ez a gát jelentősen befolyásolja azt, hogy megindul-e a kristályosodás, illetve hogy milyen a kiváló kristály összetétele.

Földi körülmények között a magnézium-szulfát hidratációs állapotai ( $\text{MgSO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) közül három só stabil: a 7 kristályvizet tartalmazó epsomit ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , 51% víz), a 6 kristályvizet tartalmazó hexahidrit ( $\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , 47% víz) és a kieserit ( $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , 13% víz). Ritkán megjelenő, átmeneti formák a pentahidrit ( $\text{MgSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , 43% víz), starkeyit ( $\text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , 37% víz) és a sanderit

( $\text{MgSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , 23% víz). Néhány további hidratáltsági állapotú forma ( $n = 12, 3, 1, 25$ ) előállítható, de ezek a természetben nem fordulnak elő. A sók mind tartalmaznak  $\text{SO}_4^{2-}$  tetraédereket és  $\text{Mg}(\text{O}, \text{H}_2\text{O})$  oktaédereket, valamint némelyekben olyan vízmolekulák is vannak, amelyek nem oktaéderesen kapcsolódnak a központi magnézium-ionhoz. Az epsomit 298 Kelvinen 50–55% relatív nedvességtartalom alatt könnyen átalakul hexahidritté. Az átalakulás reverzibilis és alacsonyabb hőmérsékleten, ahol a víz parciális nyomása is alacsony, az epsomit eltűnik. A kieserit alacsonyabb nedvességtartalom mellett akár magasabb hőmérsékleten is stabil. Lassú melegítés hatására a kieserit 670 K-ig megőrzi struktúráját, míg a hexahidrit 450 kelvinen bomlik. A nedvesség növekedésével a kieserit könnyen felveszi a vizet és hexahidrit vagy epsomit keletkezik, ugyanakkor szárítás hatására ezek a fázisok nehezen alakulnak vissza kieseritté. Ezeket a folyamatokat termogravimetriával lehet tanulmányozni, aminek során szabályozott hőmérséklet és relatív nedvességtartalom mellett mérik a minta pontos tömegét. A változások mértékéből valamint abból, hogy az milyen körülmények között történik, meghatározhatók az egyes fázisok stabilitási tartományai.

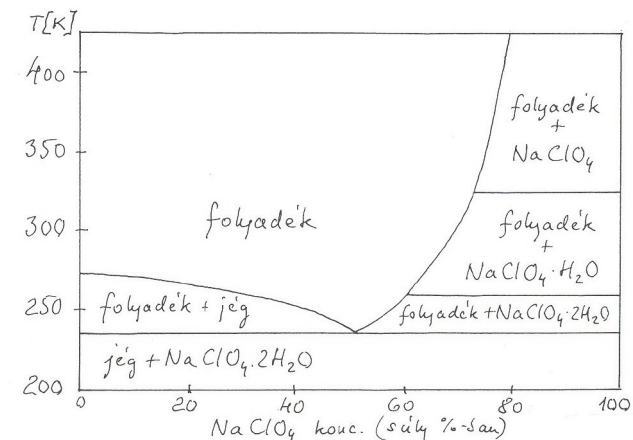
Fontos adatok nyerhetők a kristályok összetételének és főleg a szerkezetének meghatározására szolgáló Röntgen-diffrakciós mérésekből is. Ezek a kísérletek azt mutatják, hogy az epsomit nagyon kicsi ( $\leq 0,5\%$ ) relatív páratartalom mellett hexahidritté alakul, de a kieserit, ami szintén stabil fázis nem alakul ki. Ehelyett az 1 mm-nél kisebb hexahidrit kristályok rövid idő alatt amorf szerkezetűvé válnak, de nem esnek szét, meglepő módon megőrzik az eredeti epsomitkristályok alakját. Az amorf só az eredeti hexahidrit 47%-os víztartalmának kétharmadát gyorsan leadja, de a további vízvesztés lényegesen lassabb folyamat. Ha 298 kelvinen, 133 Pa (1 torr) nyomáson és 0,5% relatív páratartalom mellett tanulmányozták a centiméteres nagyságú hexahidrit kristályokból keletkezett amorf anyagot, ez négy hónapos szárítás után a mérések szerint 22% vizet tartalmazott, ami 70%-kal több, mint a kieseritben lévő víz mennyisége. Hidegebb marsi körülmények között (220 K), 665 Pa (5



II.14. ábra. A hőmérséklet és a víz aktivitásának (nyomás/telített gőznyomás) függvényében stabil fázisok a magnézium-perklorát víz rendszerben.

torr) felszíni nyomás és a relatív páratartalom éves változása (1–100%, nyáron az egyenlítő mentén átlagosan 50%) mellett ezen vízfelvételi, ill. leadási folyamatok sebessége jelentősen lecsökken. A hexahidrittel ellentétben a kieserit alacsony páratartalom meglétekor sem alakult át amorf fázissá, a jelenlegi száraz marsi körülmények között is stabil lehet. Magasabb páratartalom esetében viszont könnyen felvesz vizet és visszaalakul hexahidrit, majd epsomit kristályokká. Mivel azonban ez utóbbi fázisok kiszáradásakor amorf fázis keletkezik, így a marsi üledékben nem tud a kieserit több millió évig megőrződni. Az amorf magnézium-szulfát is képes a körülmények változásakor, magasabb páratartalom meglétekor vizet felvenni és különböző kristályos formákká átalakulni. Így például a marsi egyenlítő közelében a vízjég stabilitási tartományának megfelelő feltételek közepette is képes az amorf fázis vizet megkötni és átkristályosodni.

A szulfátok mellett más kristályvizes sókat is találtak a Marson. Természetesen ezeknél is hőmérséklettől és nyomástól függően változhat a kristályos fázis összetétele, a különböző kristályvíztartalmú fázisok különböző körülmények között stabilak. Ezt szemlélteti a magnézium-perklorát ( $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$ ) esetében a II.14. ábra. Látható, hogy 300 Kelvinen, amennyiben a víz gőznyomása a telít-



II.15. ábra. A nátrium-perklorát fázisdiagramja

tett értékhez közeli (az ábrán ez az 1 körüli érték), a magnézium-perklorát oldata a stabil fázis. A relatív páratartalom csökkenésével (pl. 10%, az ábrán ez a 0,1) előbb a hat kristályvizes forma alakul ki, majd a további csökkenés hatására az egyre kevesebb kristályvizet tartalmazó formák megjelenésére számíthatunk. Magnézium-perklorátot nátrium-perkloráttal ( $\text{NaClO}_4$ ) együtt a Phoenix szonda landolási helyén találtak mintegy 1 százaléknyi mennyiségben. Ezek hidratációs-dehidratációs ciklusai szintén részt vehetnek a légköri nedvesség szabályozásában (J. Hanley 2009 és F. Chevrier 2009).

A nátrium-perklorát esetében három fázis ismert: a vízmentes só, a monohidrát ( $\text{NaClO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) és a dihidrát ( $\text{NaClO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Míg más sóknál a vízfelvétel általában energia-felszabadulással járó (exoterm) folyamat, a monohidrát esetében ez szokatlan módon endoterm folyamat. Az eutektikum 52% nátrium-perklorátot tartalmaz és az eutektikus hőmérséklet 236 K (II.15. ábra.)

A magnézium-perklorátnak alacsonyabb hőmérsékleten csak egyféle hidrátja létezik: a hat kristályvizes  $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ . Ez 420 K-ig stabil, e fölötti hőmérsékleten megolvad és átalakul vízzé és a három kristályvizes formává ( $\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ).

A magnézium-perklorát esetében a folyadék állapot alacsonyabb hőmérsékleten is stabil, és a kisebb párolgási sebesség is azt valószínűsíti, hogy a két klorát közül

a magnézium-perklorát oldata lehet folyadékfázisként jelen a Phoenix szonda leszállóhelyének megfelelő körülmények között.

Az eutektikus összetétel 44% magnézium-perklorátot tartalmaz, és az eutektikus hőmérséklet 206 K (II.14. ábra). Meglepő módon a leghidegebb napokon a Marson a víz légköri nyomása az eutektikus magnézium-perklorát oldat telített értéke fölé kerül.

Ekkor a folyadék fázis néhány órára stabilá válik. A körülmények változásával ez a folyadék metastabil lesz, de könnyen megmaradhat akár néhány napig is, mivel a párolgás lassú folyamat és a kristályosodás nehezen indul meg. Ennek ellenére a hosszútávú stabilitáshoz szükséges az elpárolgó víz pótlása.

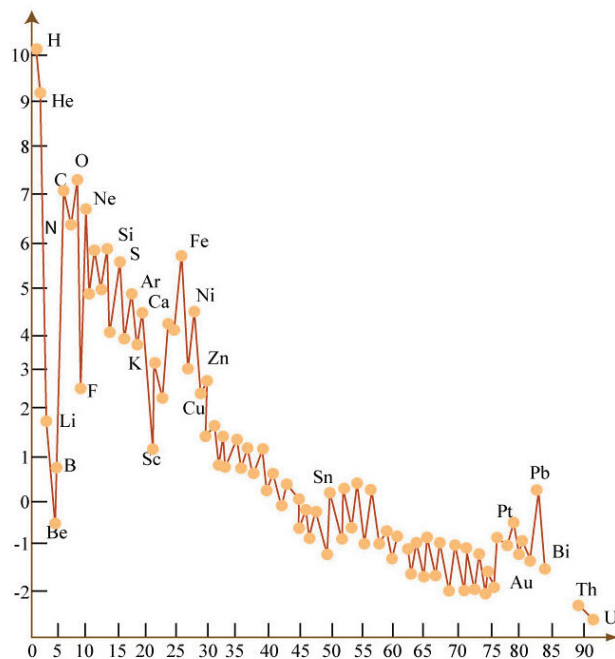
A marsi sók vizsgálatával betekintést nyerünk a Mars hidrogeológiai történetébe, A kristályvizes sók és más hidratált ásványok jelenléte, a kristályos és amorf formák eloszlása más adatokkal kiegészítve segítségünkre lehetnek például olyan események múltbéli igazolására, mint a tengelydőlés változása. A sók összetételének pontos meghatározására a helyszíni mérések sokkal biztosabb eredményeket szolgáltatnak, mivel a szállítás során még a gondos csomagolás mellett is történhetnek változások. Erre számos példa volt az űrkutatás története során.

A CI1 kondritoknál az epsomit a földi múzeumokban lévő nedves környezetben alakult ki. Említhetnénk az Apollo-16 által a Holdról hozott „rozsdát” (goethit,  $\text{FeO}(\text{OH})$ ) is, ami a gondos csomagolás és a rövid szállítási idő ellenére az eredeti lawrencit ( $\text{FeCl}_2$ ) oxidációjával és hidratációjával alakult ki.

A folyamatok megértéséhez sokszor elengedhetetlenül szükségesek a marsi körülményeknek megfelelő feltételek között végzett kísérletek is.

### 2.3 MÁS OLDÓSZEREK

A Naprendszer – illetve jelenlegi tudásunk szerint az egész Univerzum – legfontosabb oldószere a víz, mely a kozmoszban található leggyakoribb elemek között található elemekből áll össze. A kozmikus elemgyakoriságból (II.16. ábra) látható, hogy két másik elem (a szén és a nitrogén) hidrogénnel alkotott vegyülete (metán, ammónia)



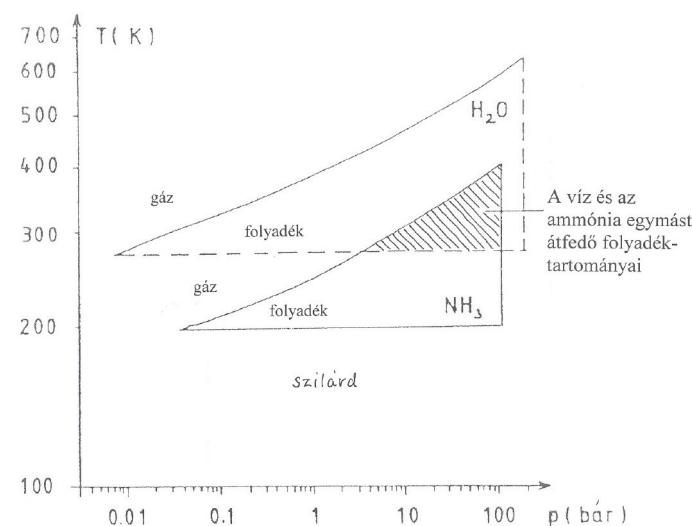
II.16. ábra. Kozmikus elemgyakoriság a Nap és kondritos meteoritok vizsgálata alapján.

is lényeges szerephez juthat a bolygók légkörében. Ezekről mutatunk be néhány fontos tulajdonságot a következő fejezetekben.

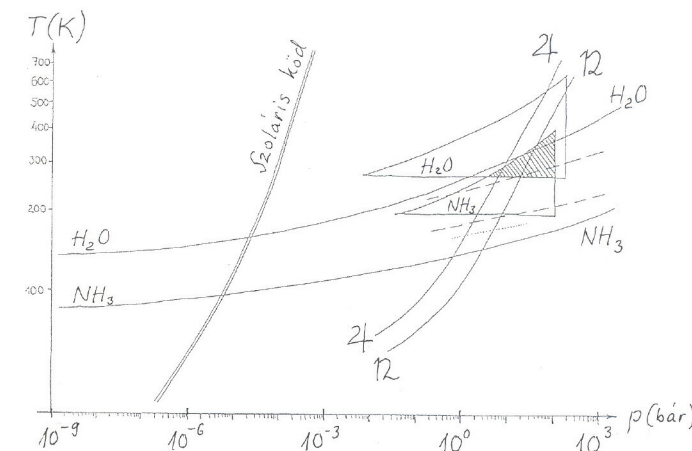
#### 2.3.1. Ammónia

Nézzük meg azokat a területeket, ahol mindkét anyag folyékony halmazállapotban is előfordulhat

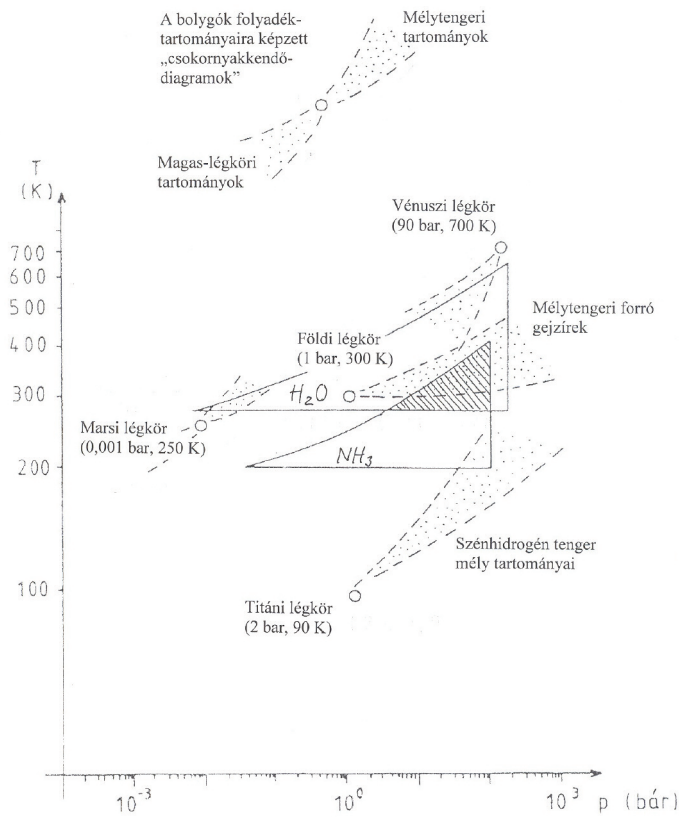
A víz és az ammónia együttes előfordulást jól mutatja a két vegyület egyetlen p-T diagramon ábrázolt folyadéktartománya, amelyek nagy felületen átfedik egymást (II.17. ábra). Ha ezt a tartományt a bolygók naprendszerbeli környezetét is tartalmazó p-T diagramra vetítjük (3. ábra), még inkább kibontakozik annak a lehetősége, hogy a két anyag mind a szoláris ködben (kettős p-T görbe, balra), mind a bolygótestek közelében (a légköri p-T görbék, jobbra) előfordult. A Jupiter és a Szaturnusz légköri p-T diagramja a cseppfolyós tartományban metszi



II.17. ábra: Az ammónia és a víz folyadéktartománya. Az ammónia a hidrogén nitrogénnel alkotott egyszerű és gyakori vegyülete, amely egyes külső bolygók légkörében cseppfolyós halmazállapotban is meg jelenik, de jelen lehet néhány külső bolygó holdjában is, az olvadt belső köpeny-tartományban.



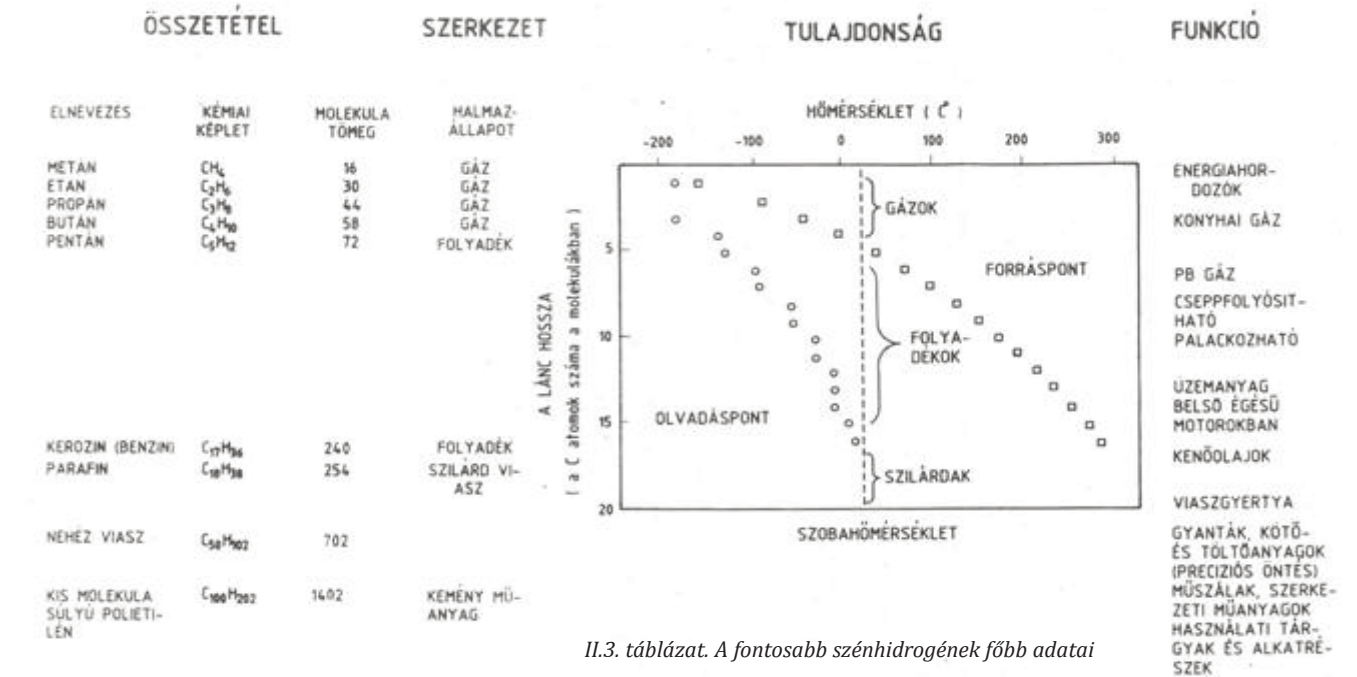
II.18. ábra: Az ammónia és a víz folyadéktartománya a bolygók naprendszeri környezetébe helyezve (J: Jupiter, S: Szaturnusz).



II.19. ábra: Az egyes bolygók bolygókhoz tartozó folyadékfázisok elhelyezkedése, a „csokornyakkendő” diagramok.

az átfedő víz és ammónia fázistereket.

Legtanulságosabb azonban a bolygókhoz tartozó ún. „csokornyakkendő” diagramnak elnevezett fázisterek elhelyezése a p-T tartományon (II.19. ábra). A bolygótest felszíni p-T viszonyai ugyanis a mélyben a nagyobb nyomások és magasabb hőmérsékletek, fölfelé a légkörben a kisebb nyomások és az alacsonyabb hőmérsékletek irányában „szétnyílnak”. A II.19. ábrán jól látható, hogy a Vénusz felszín feletti tartományainak „csokornyakkendője” a víz, a Titán felszín alatti tartományainak a „csokornyakkendője” pedig az ammónia folyadék-fázisterébe



II.3. táblázat. A fontosabb szénhidrogének főbb adatai

nyúlik bele. A Mars mélységi tartományainak „csokornyakkendője” a víz, a Föld óceánmélységi gejzírjeinek a „csokornyakkendője” pedig az ammónia folyadék tartományába metsz bele. Ez a diagram típus tehát számos érdekes összehasonlítást lehetővé tesz e két folyadékra. Érdekes feladat lehet ilyen grafikon készítése a metánra és az ammóniára (vö. függelék!).

### 2.3.2. Metán

A metán (CH<sub>4</sub>) a hidrogén szénnel alkotott egyszerű és gyakori vegyülete, amely egyes külső bolygók légkörében cseppek formájában meg is jelenik. Fontos üvegházhatású gáz.

A metán valójában az egész szénláncú szénhidrogén vegyületcsaládot is képviseli címadásunkban. Ha a kisebb láncmolekulájú szénhidrogének olvadási és forráspontját táblázatosan összefoglaljuk, láthatjuk, hogy a lánc hossz növekedésével emelkedik mindkét fázisátalakulási hőmérséklet (II.3. táblázat). Ez a diagram egyformán utal a

metán folyadék jelenlétére a Titánon és a hosszabb szénláncúak folyadékállapotú kőolájának jelenlétére a Földön, hiszen ezek más és más hőmérsékleteken vett metszetekben jelennek meg az olvadáspont-forráspont p-T diagramokon. (Lásd még a Titánt bemutató 2.4 fejezetet!)

### 2.3.3. Szénhidrogének a Földön

Szénhidrogénekkal a Földön is találkozunk különböző halmazállapotban:

- gáz, mint a metán, etán, propán, bután,
- folyadék, mint a kőolaj és az abból lepárlással szétválasztott származékok: benzin, kerozin, gázolaj,
- lágy-képlékeny anyagként, mint a sűrűbb olajok, viaszok,
- ridegen-képlékeny anyagként, mint a kátrány, vagy a belőle készülő aszfalt alapanyaga,
- szilárd fázisban – gondoljunk csak a szén különböző „szénülési fokozatban”, több-kevesebb hidrogént tartalmazó vegyületeire.

E formák között a szénhidrogének általában kevert állapotban fordulnak elő a Földön (kőolaj és földgáz megnevezéssel), de a Titánon körforgást végző metán mellett különféle szénhidrogén vegyületek is színesítik a hold felszínét.

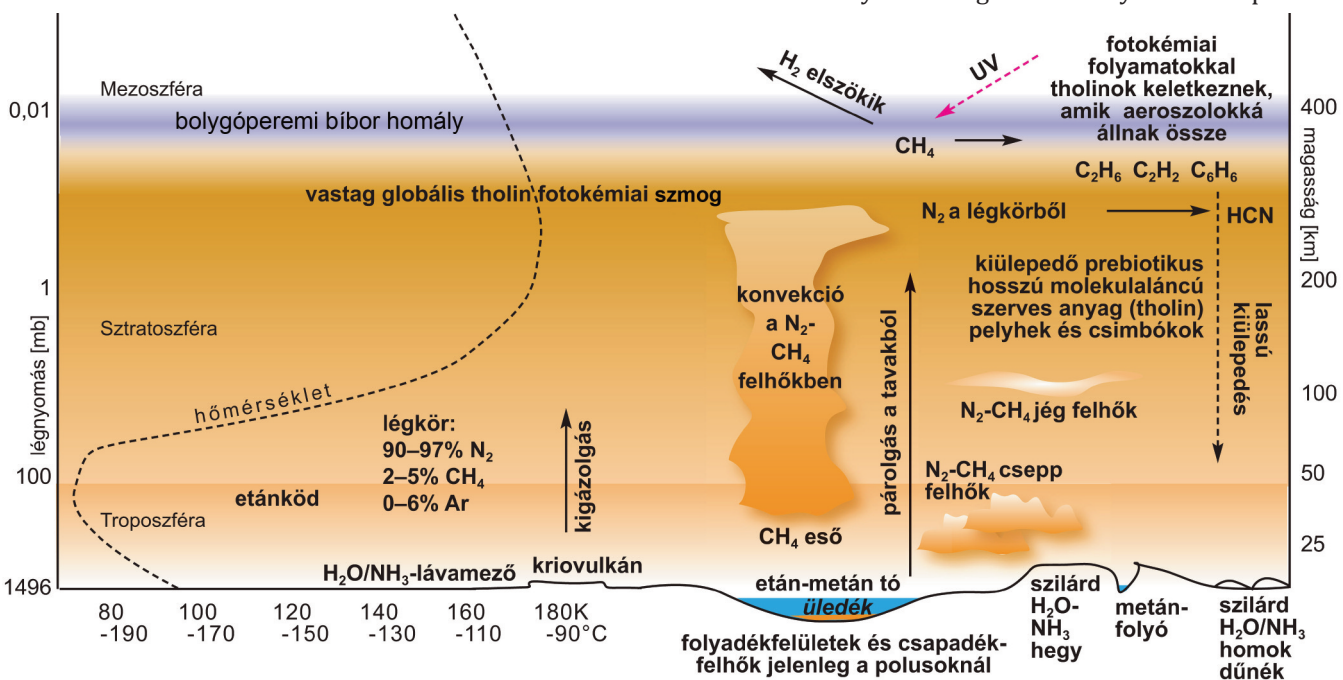
## 2. 4. A TITÁN FOLYADÉKRENDSZEREI

A Titánról 2005 elejéig nem tudtuk, hogy folyékony óceán vagy szilárd talaj várja-e a leszálló Huygens űrszondát (Gyenyizse, 2008). A szonda óceánt ugyan nem látott, de a szénhidrogén-körforgásnak megtalálta az egyértelmű nyomait (II.20. ábra). A Titán felszíne 83 millió km<sup>2</sup>, ami hozzávetőlegesen feleakkora, mint a földi kontinensek összterülete. A felszín nagy részén jelen lehet valamilyen folyékony anyag. A felszínen nincsenek nagy domborzati különbségek: egy lágyan hullámzó síksághoz hasonló. A kis domborzati különbségek eleve jellemzőek a jégholdakra. A felszínt főként a sarkvidékeken

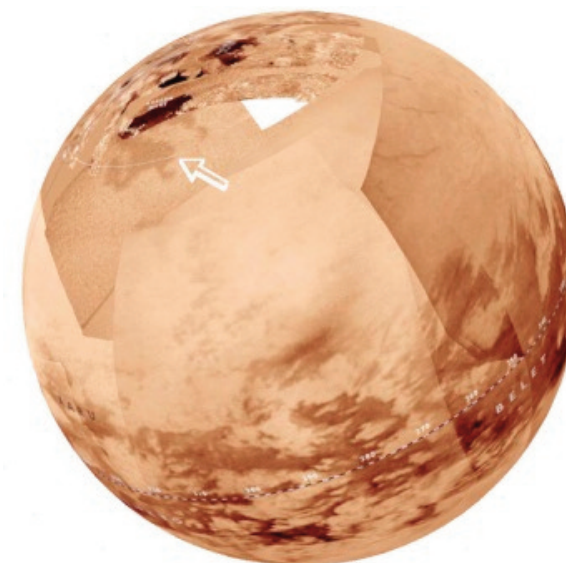
szénhidrogén alkotta folyók tagolják, s mindkét pólusnál kiterjedt, tengernek nevezett tavak találhatóak. Időnként ezen a vidéken valamilyen csapadék is hullik a tholinok által narancsvörös árnyalatúra színezett nitrogén-légkörből.

Az egyenlítő széles sávjában egy sötét terület húzódik (II.21. és II.23. ábra). A felszín alacsony albedója (sötétsége) alapján korábban lehetséges tengereknek hitték ezeket a területeket. A Cassini űrszonda helyszíni fényképei azonban hosszan elnyúló dűnesorokat és homok-tengereket mutattak. Ezek fedik az égítést 20%-át. A homokot – akárcsak a titáni regolitot – jég- és ammónium-szulfát szemcsék alkotják.

Miért éppen az egyenlítő sávjában gazdag homokban a felszín? Nem kizárt, hogy az egyenlítő vidékét valaha folyadék fedte és a látott dűnék anyaga egy valamikori tengerrendszer fenekén ülededett le. A teljes Titán-felszínen található folyadékmozgásra utaló nyomokat. A pólusok



II.20. ábra: A Titán A felszíni és a légköri folyamatai, jelenségei



II.21. ábra: Pillantás a Titán északi féltekéjére a Kraken-tengerrel a pólus közelében (nyíl) (Titángömb: <http://planetologia.elte.hu/globes/>). A Kraken-tenger déli részéről csak infravörös kép van, északi részéről viszont a radar-mérések éles képet szolgáltatottak.

és az egyenlítő táján elágazó völgyhálózatok, meanderező völgyek vannak, melyeket valószínűleg hulló csapadék hozott létre. A legfejlettebb völgyhálózatok az északi pólusnál jellemzőek ami arra utal, hogy itt a legaktívabb a folyadékörzés.

A közepes szélességeken kanyon jellegű völgyek találhatóak, melyeket inkább az áramló talaj-metán hozhatott létre, de itt a felszín anyaga is jobban erodálható lehetett. Egyes rövid, széles völgyek arra utalnak, hogy a felszín alól feltörő metánforrások hozták létre őket. A déli közepes szélességeken széles és sekély völgyek figyelhetők meg, amelyek időszakos folyadékfolyásra utalnak.

Az eróziós térszíneken túl – értelemszerűen – akkumulációs felszínek is megfigyelhetők. Egyes kisebb, radarsötét területekről úgy vélik, hogy finomszemcsés fluviális hordalékfelhalmozódás nyomai lehetnek, melyeket igen heves esőzések következtében raktak le az időszakos folyók. A bolygó egy-egy területén „kipattanó” zivata-



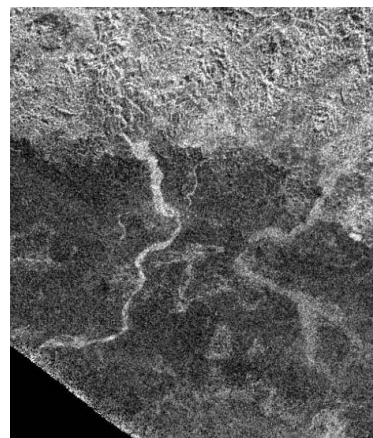
rok között akár tíz-száz év szárazság is eltelhet. A közepes szélességeken a radarképeken több, időszaki vízfolyásra utaló nyomot, széles és sekély, párhuzamosan futó, jelenleg száraz völgyeket, vádikát is lefényképeztek. Ugyanakkor a Xanadu nevű világos (albedó-)területről délre tartó, elágazó és egyre keskenyedő folyóvölgyek radarvilágosak (II.22. ábra). Ezt azzal magyarázzák, hogy a völgyeket sokat görgetett, ezért lekerekített vízjégszemcsék alkotta homok vagy görgetett jégkavicsok, jégsziklák töltik ki.

Egyes világos völgyek – azaz lineáris alakzatok – világos háromszögekbe torkollnak, amelyek legegyszerűbb magyarázata a delta alakú hordalékkúp (pl. a Leilah Fluctus). A Huygens szonda leszállóhelye közelében, az egyenlítő sávjában, ágas-lugasos folyóhálózatot fényképezett le, ami egy sötét – most száraz – területbe torkollt (II.24. ábra).

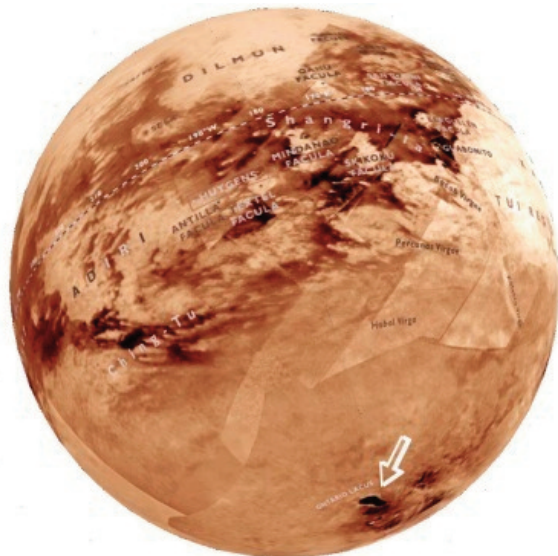
Ahogy közelítünk a pólusok felé, mind sűrűbben és mind többféle alakzatot találunk, amelyek folyók jelenlétére utalnak. Itt már elágazó, jól kifejtett völgyrendszereket látunk, amelyek hosszabb eróziós múlttal rendelkezhetnek.

A déli félteke egyes, már radarral lefényképezett területeit különösen erősen tagolják eróziós formák. Egyik típusánál sokszögű gerincek hálózata látható, melyek mélyedéseket zárnak közre. Ennek a szabdaltságnak az egyik előfordulása egy sima, világos felszíni területet határol. A „szabdalt terület” karsztos folyamatra utal, a sima pedig kiszáradt tófenékre.

A Titán felszíni anyaga ennek alapján karsztos folyamatokhoz hasonlóan oldódik és alakítja a felszín tájépét. A tavak medre



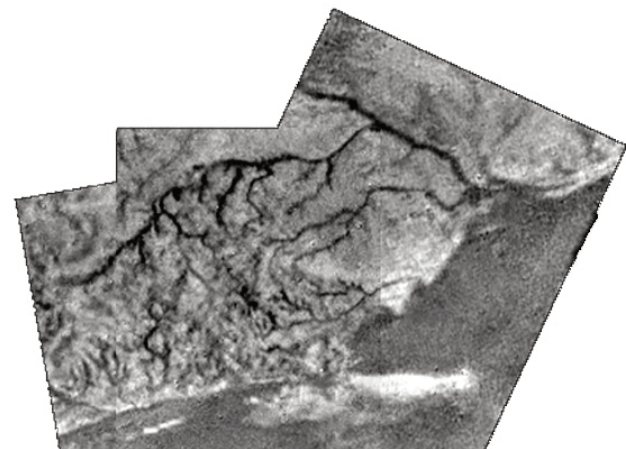
II.22. ábra: A Xanadu 200 km hosszú déli lefolyásai (15 °D, 121 °Ny)



II.23. ábra: A Titán déli féltekéjének részlete, a pólus közelében az Ontario-tóval (nyíl).

lehet karsztos eredetű, vagy termokarsztos, azaz a felszínt alkotó anyag elolvadásával keletkező medence. Termokarszt a Földön és a Marson egyaránt a jégben keletkezik. (A Titánon azonban a jég kőzetépítő és nem illó anyag, itt tehát más anyagok – pl. metán – adják a termokarszt képződésében résztvevő jeget). A titáni medencék azonban lehetnek vulkáni kalderák is.

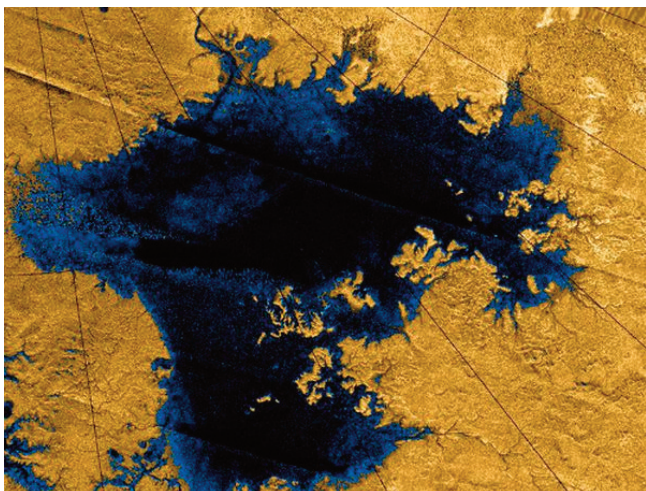
A pólusok a legaktívabb területek. Itt a megfigyelések szerint etán vagy metáneső, metán-jégeső vagy metán hó hullik. A déli pólus legnagyobb tava a titáni Ontario-tó (Ontario Lacus, II.23. ábra). Az Ontario medencéjét etán (vagy/és metán) tölti ki. Az északi sarkvidék a leggazdagabb tavakban. A tavak egy része azonos szintű, ami egy egységes felszínalatti folyadékszintre utal. A legnagyobb folyadékfelületű, a négy Magyarországnyi Kraken-tenger (Kraken Mare, II.25. ábra), amelyről a visszacsillanó napfényt a Cassini szonda 2009 nyarán le is fotózta, újabb bizonyítékát adva, hogy valóban folyadékfelületről van szó (II.26. ábra). A képet már megjelenése után ikonikusnak nevezték, mert egy titánsarlón mutatja meg a felszíni folyadék jelenlétét.



II.24. ábra A Huygens szonda látképe (2005. jan. 14) leszállóhelyéről (balra). A kép közeli részén jégből álló lekerekített, folyadékgorgette kavicsok láthatók, feltehetően valamilyen száraz vízmosásban (metán-mosásban). Kicsit távolabb jégkavicsok.

A Huygens szonda leszállás során készített képe (fent) egy egyenlítő közelében lévő ágas folyóhálózatról, ami a sötét, ma száraz, homokos térszínbe torkollik.

Az északi félteke poláris területein nagyobb számban azonosítottak szénhidrogén-tavakat, mint a déli féltekén. Figyelembe véve, hogy a vizsgálatok idején az északi féltekén volt tél, a déli féltekén pedig nyár, arra következtetnek, hogy télen a metán csapadék formájában a pólusokra kerül, majd nyáron elpárolog (SpaceRef, 2008). A tavak kiterjedése tehát évszakos változásokat mutat. Az egymás melletti tavakban, úgy tűnik, közel egyforma ma-



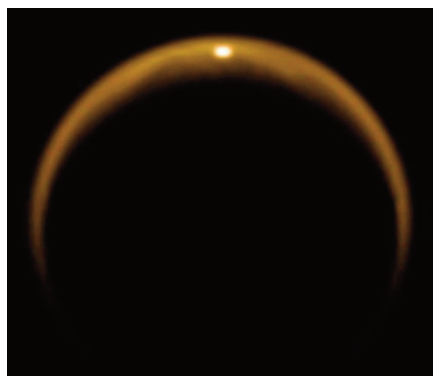
II.25. ábra. A Kraken-tenger egy részének radarképe a Titán térképéről (az egyenes vonalak a földrajzi fókálózat berajzolt részei)

gasságban található a folyadék szintje. Ebből kiindulva, és egyéb kutatások alapján arra következtettek, hogy a metán valószínűleg a felszín alatt is áramlik. A folyamat eredményeként a szomszédos tavakban többé-kevésbé kiegyenlítődik a folyadékszint. Úgy gondolják, hogy a tavak mellett a felszín alatti metán is párolog, ezzel növelve a légköri metánkoncentrációt.

A tagolt partvonalú tengerekbe kanyargó, elágazó folyóvölgyek vezetnek, ami gyakori heves esőzésekre utal. Ezt bizonyítja is egy megfigyelés, mely szerint egy felhős periódus után a déli féltéke tavai újabb mozaikos területekkel gyarapodtak; miközben az Ontario Lacus területe néhány év alatt némileg csökkent; vagyis az akkori helyi nyár során egy része elpárolgott.

Más tavaknál nem látható betorkolló folyó, ezek medencéit vagy közvetlenül a csapadék, vagy a folyékony talajmetán tölti fel. A déli sarkvidéki területeken ködfelhőket is megfigyeltek, melyek nem a légkör lehűlésével keletkeztek (ilyen ködfelhők létrejöttéhez túl lassan változik a titáni hőmérséklet), hanem a felszíni anyag légkörbe párolgásával.

A modellek szerint az évszakos hőmérséklet-változás 90–94 K között ingadozik a pólusoknál és csak 1 K-t



II.26. ábra. A Cassini űrszonda felvétele a titánsarlóról, a Kraken-tengeren megcsillanó napfényrel

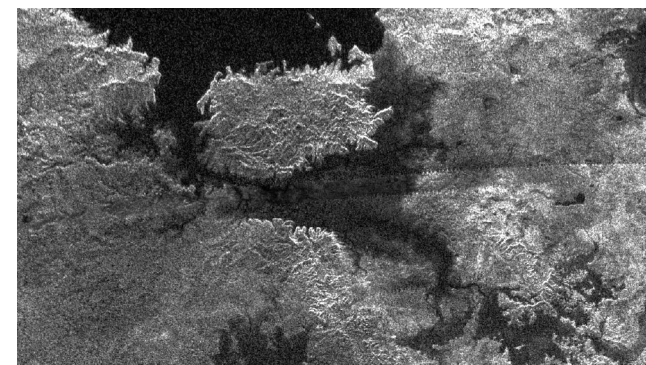
alacsony szélességeken, azaz igen kicsiny, de elegendő ahhoz, hogy a poláris tavak szezonálisan elpárologjanak majd újra megteljenek (a megfigyelt partvonal visszahúzódás azonban mélybe szivárgással is magyarázható).

A felszíni üledékanyag legaktívabb forrása feltehetően a légkör magasabb tartománya. Itt a légköri metán és nitrogén a napsugárzás hatására, azaz fotokémiai folyamatokkal egyre nagyobb molekulásúlyú, hosszú láncú molekulákká (heteropolimer tholinná) alakul. Ezek a szénhidrogének vastag globális köd (légköri homály) réteget alkotnak. További, még komplexebb szerves vegyületek jönnek létre a légköri nitrogén beépülésével.

A tholinmagokra mind vastagabb rétegek tapadnak, melyek aztán pelyheket, csimbókákat alkotnak, és kiülednek a légkörből, aláhullanak a felszínre, ahol fölhalmozódtak.

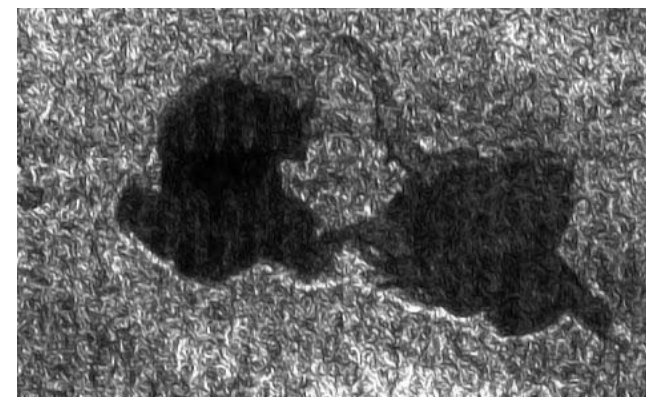
Az aeroszolok a sarkvidékeken képződő felhőknek is kondenzációs magvakként szolgálnak.

A titáni légkör 1,6%-át alkotó metán, melynek mind a három halmazállapota megtalálható a holdon (megfagyva, folyadékként és gázként), valószínűleg nem zárt körforgásban mozog a felszín és a légkör között, hanem folyamatosan pótlódik a kriovulkáni kitörésekből – vagy felszínelatti metántározókból. (A metán hármaspontja:  $-183\text{ °C}$ ; a Titán felszínén átlagosan  $-180\text{ °C}$  a hőmérséklet.) Kriovulkáni felépítményeket egyelőre nem nagyon találtak, néhány kalderát; inkább lávafolyások utalnak rájuk. A Ganesa-makula lepényszerűen szétterülő palacsintavulkánnak tűnik.



II.27. ábra. A Kraken-tenger legnagyobb szigete, a 170 km széles Mayda-sziget.

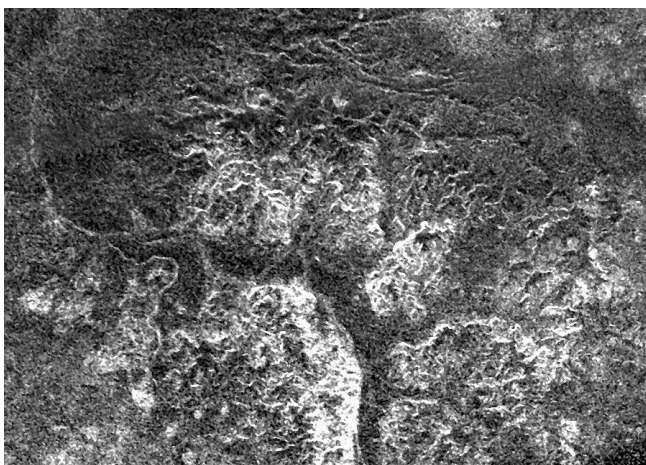
#### 2.4.1. Utak a Titánra



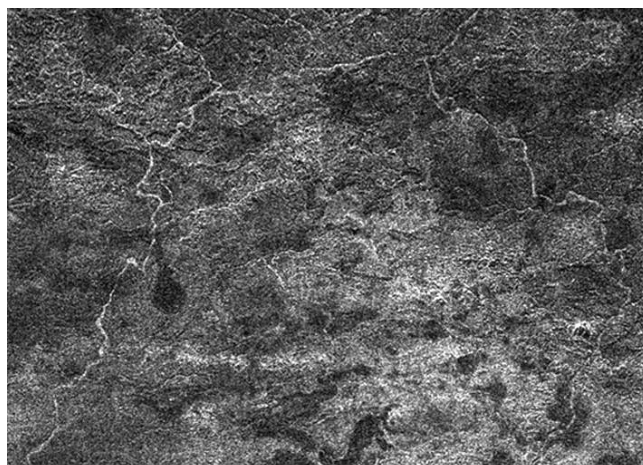
II.28. ábra. „Összecsókolózó” 20–25 km széles tavak. A jobb oldali már kezd elpárologni ( $73^{\circ}\text{É } 46^{\circ}\text{Ny}$ )

A Titán felderítésének következő fázisa történhet légkömbbel, felszíni roverrel, vagy akár – ami más égitesten nem jöhet számításba – felderítő hajóról (*Titan Mare Explorer*). A NASA-nak már elküldött javaslat szerint egy automata kutatóhajó szonárral térképezné egy tengerfenék domborzatát, meghatározná a folyadék (tenger-etán) összetételét, kamerái pedig feltehetően festői képeket készítenének az eddigi radarmérések szerint nyugodt felszínű titáni tengerekről. Nem kizárt azonban, hogy az évszakok változásával a tengerek háborgóvá is válhatnak.

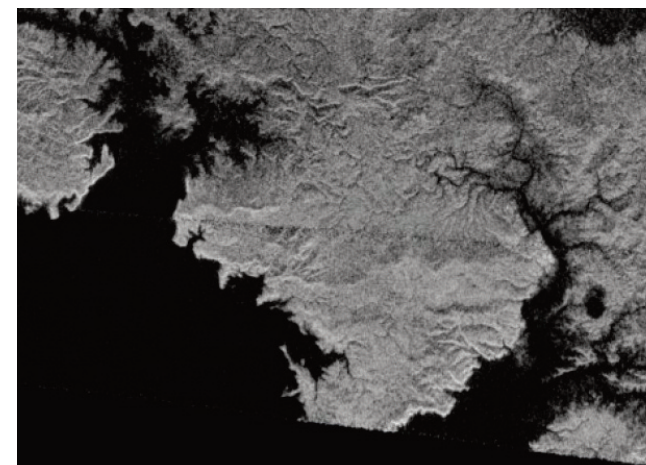
A jelenlegi kutatások arra irányulnak, hogy meghatá-



II.29. ábra: Több km széles kanyon. A folyó a kép alsó része felől folyik a bal felső rész felé. (71°D240°Ny)



II.30. ábra: Meanderező völgyek a Xanadun



II.31. ábra: Torkolatok az északi tavak vidékén (2007, a völgyek torkolata kb. 50 km széles) (Cassini Radar Team, ESA, JPL, NASA)

rozzák a Titáni völgyek típusait az alapján, hogy milyen spektrális tulajdonságú térszínen (felszíntípuson) vagy ahhoz milyen közel találhatóak, mennyire elágazóak; milyen szélességük, meanderezésük (morfometria) és ennek alapján milyen földi analógiát lehet rájuk találni. Egyelőre azonban nincs egységes, globális térkép a Titánról, tehát ez a feladat még nem végezhető el (II.27-II.31. ábra).

A Titán éghajlatáról keveset tudunk, így hosszú távú történetére még nem következtethetünk a mért adatokból. A hosszabb távú, éghajlati folyamatok megértéséhez már több évnnyi adatsor szükséges. Hogy ma ilyen a Titán, az nem jelenti azt, hogy a múltban is ilyen volt. Fontos, hogy csak a titántörténet egy apró pontját látjuk, geológiai vagy éghajlati régmúltjáról szinte semmit sem tudunk, azon kívül, hogy a felszín fiatal és aktívan változik. Annyi azonban már látható, hogy nagyon sokféle felszínformatípus található rajta, melyek egy részéhez a Földön is található hasonló; bár eltérő anyagban és hőmérsékleten létrejött alakzat.

#### Egyes anyagok nevezetes hőmérsékleti értékei és sűrűsége

	Olvadáspont C°/K	Forráspont C°/K	Kritikus hőm. C°/K	Sűrűség (foly.) kg/m <sup>3</sup>	(szilárd) kg/m <sup>3</sup>	Kondenz. hőm.* C°/K
H <sub>2</sub> O (víz)	0	100	374/647K	1000	917	-91/182K
CO (szén-monoxid)	-205/68K	-191/82K	-140/133K	788		-253/~ 20K
CO <sub>2</sub> (szén-dio)	-78/194K (**)	-57/216K	31/304K	1032	1562	
O <sub>2</sub> (oxigén)	-218/54K	-182/90K	-119/154K	1141		
NH <sub>3</sub> (ammónia)	-77/195K	-33/240K	132/405K	682	817	52/325K
CH <sub>4</sub> (metán)	-182/91K	-161/112K	-83/190K	422		-232/41K
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> (etán)	-181/89K	-89/184K	32/305K	546		
N <sub>2</sub> (nitrogén)	-210/63K	-195/77K	-147/126K	808		-250/~ 20K
SO <sub>2</sub> (kén-dioxid)	-75/198K	-10/263K	157/430K	1458	1460	
NH <sub>3</sub> •2H <sub>2</sub> O (ADHI)		176K			kb. - 948	kb. 982-965
NH <sub>4</sub> OH(25 32%-os)	-91 -57C/182 216		24 37/297 310K		607/880 910	-142/131K (amm.hidr)
S (kén)	115/388K	444/717K	1040/1314K	1819	1920-2070	
Fe-ötvezet (Fe)			8227/8500K			1357K
Alkáli földpát ((Na, K)AlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub> )						1000 K
CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> Anortit						1387K
bazalt (SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	1100-1400C	~1800C		~2760	2700-3011	
köpeny anyaga				~3400		

\* a szoláris ósködben (Lodders 2003)

\*\*folyadék csak 5 atm felett

A folyadékok sűrűségi értékei forrásponton értendőek.

Források: Gas Encyclopaedia <http://encyclopedia.airliquide.com/> és a hivatkozott cikkek.

### III. FOLYADÉKOK AZ ÉGITESTBELSŐKBEN ÉS ÉGITESTBELSŐKBŐL

#### 3.0. FOLYADÉKOK A FÖLD BELSEJÉBEN: A VASMAG

A föld Fe-Ni magjának belső része a nagy nyomás miatt szilárd, külső, azonos összetételű része viszont folyékony, azaz a belső mag „lebeg” a folyékony burookban.

Ha nem lenne folyékony része is a magnak, valószínűleg nem volna aktív mágneses tere a Földnek, és így a bioszférát és a légkört védő magnetoszféra sem keletkezhetne, ami nélkül a napszél szabadon erodálhatná a légkört.

A Földi mágneses teret a mai elfogadott elméletek szerint mechanikai áramlások, egy önfenntartó dinamó hozza létre. Ez a vasmag külső, folyékony részének áramlása, mely elektromosan vezető, azaz plazmatikus állapotú.

A szilárd belső mag forgásának szögsebessége kisebb, mint a köpenyé, és modellek szerint kb. 1000 év alatt tesz meg egy ráadás fordulatot a felszínhez képest. Másrészt a külső magban konventív áramlási cellák jönnek létre. A szilárd belső vasmag és a folyékony külső mag határán a hő felmelegíti a folyékony anyagot a szilárd mag felületén, mire az felfelé kezd áramlani a köpenyben. Hogy mitől melegedik fel a határfelületen az anyag, azaz mi indukálja a konventív áramlást, arra számos elmélet született és nincs megegyezés abban, hogy melyiknek a hatása erősebb:

(1) a *kristályosodás* (fázisátalakulás) miatt felszabaduló (látens) hő hatására (a szilárd belső mag kb. 1000 évente 1 cm-el lesz nagyobb);

(2) a köpenyben lévő *radioaktív anyagok* bomlásának hatására

(3) a bolygókeletkezési *akkréciós hő* kisugárzása

(4) a Nap és Hold *árapályerői* hatására (dagályúrlódás),

(5) a *differenciáció* során felszabaduló hő. A mágneses tér gyakori átfordulására azonban máig nincs magyarázat (Völgyesi 2002, Marone 2006).

#### 3.1. A SZILIKÁT- ÉS KRIOLÁVÁK ÖSSZEHASONLÍTÁSA

Az égitesteken megjelenő folyadékokat kétféleképpen csoportosítjuk: forráshelyük és anyaguk szerint.

A forráshely szerint kétféleképpen kerülhet a folyadék a felszínre:

– a felszínalatti rétegből származó, a felszíninél lényegesen magasabb hőmérsékletű láva (víz összetevő esetén: krioláva) formájában, ami felszínre kerülve illóanyagát valamilyen mértékben elveszítette. A magma felszínre jutva eredeti összetételében módosulhat (pl. kigázologhat) és így alakul lávává, majd kőzetté.

– légköri eredetű, „illóanyag összetételű” csapadék, amelynek a hőmérséklete alig különbözik a felszínétől.

Anyagát tekintve lehet a folyadék szilikát, víz, vagy a víz sós eutektikuma, de akár szénhidrogén, vagy ammónia is. Előfordulhatnak azonban kénvegyületek és más ritkább vegyületekhez kapcsolódó folyadékok is.

##### 3.1.1. Szilikátmagma

A kőzetbolygók belső anyaga, a szilikátmagma (mely a felső köpenyben képlékeny-szilárd, illetve megolvadva szilikátolvadék, vagy likvidmagma) a felszínen lávaként, egy ideig tehát folyadékként viselkedik. A mélyből a felszín közelébe jutó kőzetek, pl. az óceánközépi hátságok hasadékvölgyeinek magmája/lávája, a felfelé tartó mozgással együtt járó hirtelen nyomáscsökkenés hatására olvadnak meg (peridotitból bazalt keletkezése). Ha adalékanyagok kerülnek a magmába – pl. oldott víz vagy CO<sub>2</sub> –, azok is kiválthatják olvadását, pl. a szubdukciós zónában. Hőmérséklet-emelkedésre a felszíni kőzetek is megolvadhatnak, ha a mélybe kerülnek (pl. az üledékes kőzetek a kőzetmozgásokkal mélybe jutva és nagy nyomáson átolvadva: gránit keletkezése; vagy szubdukcióval (bazalt és víz keveredése, andezitit létrehozva)). A helyben maradó,

i) *felszín alatti* kőzetek egy felemelkedő forró köpeny-csövával érintkezve olvadhatnak át,

ii) a *felszínen lévő* pedig a feltörő magma termális eróziójára vagy becsapódási hő hatására olvadnak meg.

Az eddig említett szempontokat a kriomagmára (pl. víz) is alkalmazhatjuk. Ha a jég hőmérséklete megemelkedik i) *a mélybe jutva*, ii) *geotermikus*, iii) *vulkáni* vagy vi) becsapódási hő hatására, akkor megolvad. stb.

##### A magma/láva hőmérséklete

A szilikátláva 700 °C (Si-gazdag, viszkózus) és 1200 °C (Si-szegény, híg folyós) között olvad meg. A Mg-gazdag komatiit 1600 °C-on tör ki, a vízhez hasonló viszkozitással (a Földön már nincs ilyen, mert túlságosan lehűlt – de az árapály-hő fűtötte Ión van). A földi felső köpeny felső része 500–1000 °C-os, amely lefelé 4000 °C-ig nő, de szilárd marad. A mag 5000 °C-os.

##### A magma in situ vizsgálata

Más égitestek felszínének kutatásánál is nehezebb, de legalább olyan izgalmas vállalkozás egy égitest – akár a Föld – köpenyébe szondát küldeni. Az Európa jégkérgén átolvadó kriobothoz hasonlítható az egyik földi köpenyt vizsgáló szonda terve (Ozhovan, 2005), melyben egy önállóan mozgó eszköz szintén „átolvasztaná” magát a felső köpeny anyagába. Míg a Föld esetében a magas hőmérséklet alapvető probléma, az Európán ez nem jelentkezik.

##### Kondukción/konvekció

Az égitest belső hője kondukción (hővezetéssel) vagy konvekcion (anyagáramlással) tud a felszínre jutni, azaz e két folyamat hajthatja a magmatizmust és a felszíni vulkanizmust.

Az égitest belsejének az állapota attól függ, hogy a belső (térfogati) hőtermelés nagyobb-e mint a felszíni hővesztesség. Ez függ a hőtermelés mértékétől, a kéreg vastagságától és más tulajdonságaitól (pl.: a lemez-tektonika megléte), valamint attól, hogy kondukción vagy konvektív áramlásokkal jut-e a felszínre a hő. Kondukción lassabban hűl egy test, mint konvekcion. A konvekció beindulásához az kell, hogy az adott folyamatra jellemző értéknél nagyobb legyen a hőmérsékletkülönbség a konvektív réteg alsó és felső határa között (Illés, 1996).

Ha a felszíni hővesztesség i) kisebb, mint a termelt hő,

akkor a hó az felhalmozódik az égitest belsejében, nő a hőmérséklete. Az égitest belseje akár olvadt állapotba kerülhet (Io, Vénusz). Ha a hőveszteség ii) lépést tart a hőtermeléssel, az égitest belseje képlékeny magma/jég állapotú maradhat (Föld, Europa?), ha a hőtermelés iii) kisebb, mint a hőveszteség, az égitest lassan kihűl, belseje rideg szilárd anyag lesz (Hold, Callisto).

Amíg a térfogati fűtések közül az akkréciós energia,

i) a gravitációs szeparáció/fázisátmenet,

ii) a radioaktív fűtés időben lecsengő (egyenletesen vagy logaritmikusan csökkenő intenzitású), addig a pályaeccentricitási vagy pályarezonancia eredetű árapályfűtés „epizodikus jellegű”, az aktuális pályaelemtől függ (Illés, 2001), azaz eltűnhet és felújulhat. Így az árapályfűtés dominálta de térfogati fűtéssel is rendelkező égitesteknél a pályaelemek határozzák meg a bolygó felszíni folyamatait. Az árapályfűtés és radioaktív fűtés (tágabb értelemben a térfogati fűtés) egymást kiegészíthetik.

Az árapályfűtés energiát a központi égitest kinetikus energiájától veszi el.

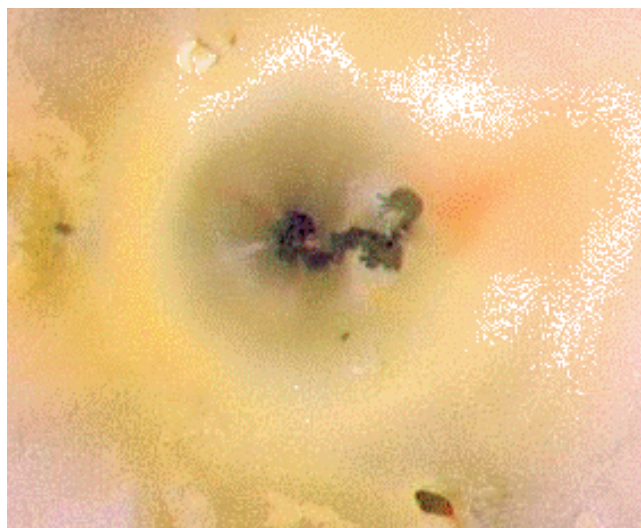
### 3.1.2. A szilikát- és a kriomagma közötti különbségek

A magma és a víz közötti legfontosabb különbség, hogy a magma többkomponensű, ezért különféle állapotokon át, mindig részben, parciálisan olvad meg: egyes elemei már megolvadtak, mások még kristályosak. E komponensek mozgásuk során elkülönülhetnek. A magma differenciálódva válik lávává illetve kőzetté; amíg a víz egykomponensű marad (kivéve, ha pl. ammóniával keveredik a Titánon).

A részben megolvadt, megváltozott összetételű magma könnyebb a még szilárd magmánál, ezért felemelkedik (megtörténik a differenciáció). A kriomagmából – összetételétől függően – differenciálódhat például só-, vagy, ammóniatartalma.

### 3.2. KÉNLÁVA, KÉNVULKANIZMUS

Kondenzálódott kénkristályok fumarolák környezetében mindennapos jelenség a kénvulkanizmus. A folyé-



III.1. ábra: Lávaflowam az Io-n a Voyager felvételén (Galileo)

kony kén, azaz kénláva azonban ritkaság a vulkánok környezetében (Skinner, 1970). Néhány példa azonban van a kénláva előfordulására:

- *Te Awapuia*, Új-Zéland, 1928,
- *Siretoko-Iosan*, Japán, 1936,
- *Tsurungisan*, *Lastarria* Chile,
- *Mauna Loa Sulphur Cone*, 1967, Vulcano, Olaszország.

Kénlávéval azonban nem csak a Földön találkozunk. Az Io vulkanizmusának felfedezésekor (1979) a kutatók a hold színe és felszíni átlaghőmérséklete alapján azt gondolták, hogy az ió-béli vulkanizmus alapvetően kénes: kén-dioxid hajtja és a sárga, vörös és fekete kénszármarzékok színezik lávaflowásait, kéntavait, továbbá felszín alatti kén-óceánnal rendelkezik, amelyet Carl Sagan nevezett el tioszférának (Hédervári, 1979; Illés, 1984).

A Galileo űrszonda méréseiből azonban kiderült, hogy a kénvulkanizmus az Ión másodlagos (III.1. ábra), akár csak a Földön: vagyis a szilikátvulkanizmus által felmelegített területen a kicsapódott kén megolvad és áthalmozódik (jó példa erre az Io-n: a Lei Kung-lávaflowás, Patera, a Baldur-patera és a Emakong-patera területe (lásd az Io térképét pl. az interneten).



III.2. ábra: A Ra-patera vulkanizmusa az Io-n a Voyager felvételén

A Mauna Loa 1950-es kitörésekor is a fumarolákból kicsapódó kén olvadt meg és folyt kénlávaként. Újabbban a Vulcanón „önemésztő” kénlávaflowásokat fedeztek fel, melyeken a kifolyt kénláva elég és csak egy üreget hagy maga után. Ha ez a kénláva viselkedés általános, akkor megmagyarázhatja, hogy miért oly kevés kénlávaflowás ismert a Földön (Harris et al., 2000).

Az ióbeli lávatavak és kitörések magas hőmérsékletűek (~1600 °C), és így forró szilikátvulkanizmusra utalnak – ilyen hőmérsékleten a kén már felforrna. (A kénláva hőmérséklete a Földön ~150 °C.)

Az Io vulkanizmusa tehát alapvetően a földinél is forróbb szilikátos, de kénlávaflowások is előfordulhatnak; a bolygót sárgára színező anyag is a kén. A hőmérsékletétől függően a kénláva különféle színeket vehet fel.

A szilikátmagma viszkozitását elsősorban anyagi minősége (SiO<sub>2</sub> tartalma) befolyásolja, ami nem változik a lávaflowás során, így a flowások alakját a hűlési sebesség és a domborzat befolyásolja. A kénlávát a hőmérséklettől függő viszkozitása teszi különlegessé. Ráadásul épp fordítva viselkedik, mint a többi anyag. Amíg más lávák minél forróbbak, annál hígabbak, addig a kénláva viszko-

zitása 440 K-ról 430 K-ra (167 °C-ról 157 °C-ra) hűlve ezerszeresen hígabb lesz, hasonló az olajhoz. Ennek tipikus példája Rothery (1999) szerint a Ra-patera. Elmélete alapján a feketén induló folyások távolodva (=hűlve) vörössé válnak, majd hirtelen narancsszín tavakká szélesednek. A jelenség lehetséges interpretációja, hogy itt hűlt 440 K-ról 430 K-re a láva hőmérséklete, ám mivel ez egyedi jelenségnek tűnik, a domborzattal is kapcsolatos is lehet. Mások kevésbé tartják lényegesnek a kénvulkanizmust, amit a Ra-patera domborzati viszonyaival magyaráznak. Nem célunk a vita eldöntése. A területet a *III.2. ábra* szemlélteti.

Az Io felszíni anyagait színük alapján próbálják meghatározni. Míg az 1990-es években a színváltozatokat különféle hőmérsékletű kénnel magyarázták, addig ma inkább különböző összetételüként értelmezik a színeket. Az általánosan elterjedt módszer szerint sokféle a kalderákban látható fekete anyag (lávatavak) szilikátos olvadék (esetenként kénes takaróréteggel), a paterák aljzatán levő vagy a síkságokat borító világossárgás üledék kénes (pl. Ra-patera), a vörös színt a kén-kloridok adják, vagy a sugárzás okozza, a zöldes árnyalatok a szilikát és a kén kölcsönhatásából keletkeznek, a fehér üledékek pedig SO<sub>2</sub>-lerakódások. (McEwen, 2004; Williams, 2004)

### 3.3. KRIOLÁVÁK A KÜLSŐ-NAPRENDSZER HOLDJAIN

A külső-Naprendszerben a víz az égitestek anyagába is beépült. A Jupiter holdjainak mérete attól függött, hogy a szűkösen rendelkezésre álló és a Jupiterhez közelebb több szilikáthoz mennyi víz tudott hozzájárulni, ami felépítette a holdak anyagát.

Az Io túl forró volt hidratált szilikátokhoz is (vagy időközben elszegényedett az árapályhő miatt), az Europa hidratált szilikátként kezdte, amihez hozzájárult a vízes külső réteg, a Ganymedes és Callisto vízből épült fel, de akkréciójuk félbemaradt, amikor az akkréciós hő már több anyagot párologtatott el, mint amennyit beépített (Lunine 2006).

**Europa.** Az Európán található felszín alatti óceán (ha folyadéként létezik), nem csak a köpeny megolvadt

szférájaként, hanem egész bolygófelszínt beborító óceánként (Illés 2001) is felfogható, hiszen a kéreg az óceán anyagából (vízből) épül fel, azaz ebben a tekintetben nem különbözik egy befagyott földi óceántól, ahol a felszínnek az óceán szilikátos fenekét tekintjük, amit az Europa esetében is megtehetünk (szintén szilikátos felszínt jeleznek a modellek az óceán alatt.)

#### 3.3.1. Vulkánok a Jupiter-rendszerben

##### Az Europa

Az Europa működéséről két versengő geológiai elméletet alkottak. Az egyik modellben az Europa olvadt belseje és felszíne között lehetséges anyagforgalom. A felszíni folyamatokat a tektonikus árapály-deformációk hajtják (az átjárható jég modell, Greenberg, 2008). A másik modell szerint a mélyben levő óceán teljesen elzárt a felszíntől. A felszíni folyamatokat a kriovulkanizmus uralja (az elzárt óceán modell, Pappalardo et al., 1999). A két modell között a felszínen megfigyelt aktív folyamat, pl. a kinyíló repedés vagy az „új káosz” megfigyelése hozhat döntést. A kérdés, hogy a felszín alatt víz-óceán vagy jégszféra található-e, és hogy a kéreg milyen vastag, hiszen ebből következik, hogy a felszín alatti anyag közvetlen (anyagáramlási) kapcsolatban lehet-e a felszínnel.

Ha az átjárható jég modell felel meg a valóságnak, akkor a bizonyítás lényeges eleme az ilyen kapcsolati pontok keresése. Az egyik ilyen terület lehet a repedések vonala, ahol a mélyből származó krioláva (víz) törhet a felszínre a függőleges repedések („kriodájkok”) mentén. Ezek felszínközeli része az aktuálisan ható erők hatására tágul-kinyílik vagy zárul-becsukódik. A másik a „káosz-területek” keresése, ahol akár nagyobb felszínen is megjelenhet a mélybeli óceán anyaga, egy-egy forró vízfeláramlással az alulról átolvasztott-átlyukasztott jégkéreg felett. A felszínre jutva a víz egyidejűleg felforr (azaz a vákuum felszínhez közeledve a nyomáscsökkenés miatt egyre intenzívebben buborékosodik) és megfagy, létrehozva egy „kaotikus mátrixot”. A „káosz-területeken” (illetve a kisebb lentikulákon) olyan jelenségek láthatóak, mint például a Balaton jegén: a felszíni jégkéreg részben

helyben maradt vagy alig elmozdult táblákra szakadt maradványok újrafagynak egy új jégkéregbe. A becsapódási kráterek egy harmadik lehetséges helyszín, ahol a kéreg átüthető, már ha elég vékony. A fényképek szerint itt is hasonló szerkezetű „káosz-területek” alakulnak ki (durva mátrixon úszó jégtáblák). Mindazonáltal nem szükséges feltétlenül közvetlen anyagforgalmat feltételezni a mélyben lévő óceánnal ahhoz, hogy a megfigyelt jelenségeket megmagyarázzuk.

##### Az árapályfűtés magyarázata

A jégkéreg alakváltozásait, akár csak az Io vulkanizmusát, az árapályerők keltette árapályfűtés tartja fenn. Ha az Europa (Io, stb.) szub-Jupiter pontja, azaz a Jupiter felé néző félteke aktuális középpontja a hold felszínén mindig ugyanott lenne, akkor nem lennének árapályerők a holdban. Azonban nem ez a helyzet, mert az „árapálybűb”, azaz a Jupiter felé néző pont folyamatosan ingamódra ide-oda mozog a hold felszínén.

Az egy keringési cikluson belüli sebessége az Európának nem egyenletes: az excentrikus pálya miatt Jupiter-távolban lassabb, azaz a hold „lemarad” a pályája mentén, míg Jupiter-közelben gyorsabb, azaz „behozza” a lemaradást. Ez a sebességkülönbség azt eredményezi, hogy a Jupiter felé néző pont időnként „előresiet”, máskor visszamarad az elvileg egyenletes keringéshez (azaz a gyakorlatilag egyenletes forgáshoz) képest, azaz mozog a felszínen. Eközben az aktuális szub-Jupiter pont lassan és egyirányba vándorol a felszínen (ha nem így lenne, a repedések nem hálóznák be teljesen a holdat, hanem a szub- és az anti-Jupiter pont körül koncentrálnának).

A mi Holdunknál is megfigyelhető a szub-Föld pont (földfeletti pont) mozgása. A szub-Föld pont észak-déli (szélességi körök szerinti) mozgása a Hold inklinációja miatt történik, kelet-nyugati (hosszúsági körök szerinti) mozgása pedig a pályaeccentricitás miatt: a Hold is elliptikus pályán kering, azaz hol közelebb (és gyorsabban, Kepler-törvény), hogy távolabb (és lassabban) kering a Földtől, miközben forgási sebessége állandó (csak nagyon lassan és egyenletesen változhat a Hold-Föld távolság változásával a kötött keringés megtartása esetén).

Ha folyékony víz lenne az Europa felszínén, akkor – a modellszámítások szerint 85 óránként – a mostani jégkérgen kb. 1 km nagyságúra növe „búb” magassága 30 m-rel emelkedne-süllyedne (az eltérő jupiterközelség miatt); miközben a búb csúcsa 100 m-t is „kilengne” jobbra-balra (az elliptikus pálya miatt változó pályamenti sebesség miatt). Mindez lézeres már magasságmérővel kimérhető lenne.

A fenti magyarázat az árapályfűtés egyik típusára, a pályaeccentricitás okozta fűtésre vonatkozik, ezen kívül azonban az egyes holdak közötti pályarezonancia (Io/Europa/Ganymedes) is fejt ki fűtő hatást (Illés, 2001).

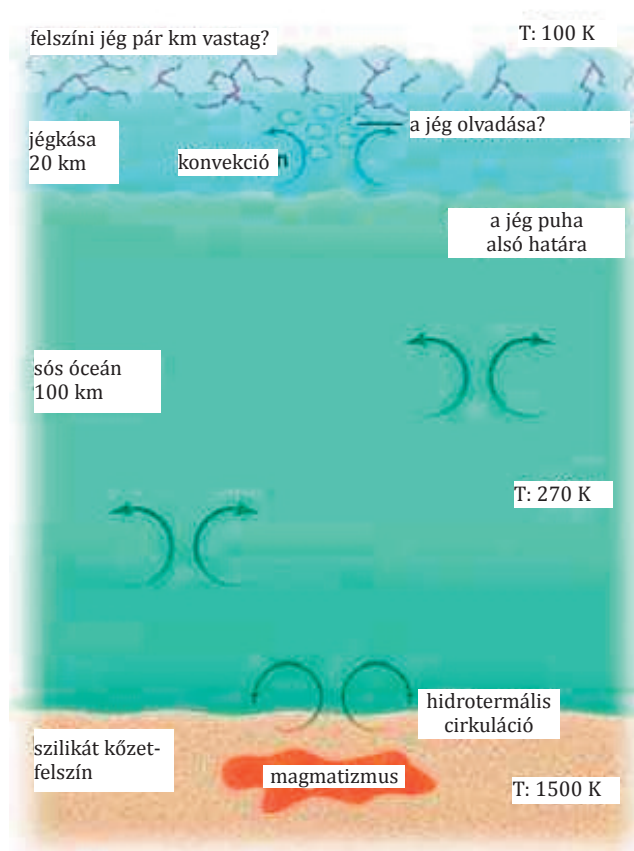
A holdbelsőben az árapály-erő súrlódási hőként jelentkezik, ami megolvasztja a köpeny anyagát. Az óceánban nagyrészt árapályerő-hullámként (kinetikus energia) jelentkezik. A rideg (jég)kérgen a feszültségek repedésként oldódnak ki.

A jégkéreg nem olyan vastag, hogy a belső hőt hőszigetelőként teljesen visszatartaná. Ha mégis vissza tudná tartani, akkor a hó felhalmozódna és előbb átolvasztaná a belső jeget, majd alulról a kéreg anyagát is. A jég vastagsága valószínűleg állandó (vagy pulzálva epizodikus) egyensúlyi állapotba kerül a hőtermeléssel: több hó több jeget olvaszt el: vékonyabb lesz a jég; ha viszont a belső hó elszökik, a kéreg és a felső vízréteg újra megfagy.

A Vénusznál azt feltételezik, hogy az egyensúly időszakos „hőkitörésekkel” teremtődik meg: hosszabb ideig semmi sem jut a felszínre, majd hirtelen olvad át a kéreg és akkor nagy területre kiterjedő olvadás történik, majd ismét vastagszik a kéreg.

Nem zárható ki, hogy az Europa most épp egy hőfelhalmozó fázisban van. Egyik égitestnek sem ismerjük a múltbéli felszínalakulását; az Ión pedig talán épp ezt a hőfelzabados állapotot látjuk. A hővezetés mellett a jég mozgásával is szállíthatunk hőt. Ez nem más, mint a gleccserekhez vagy a föld asztenoszférajához hasonlóan képlékeny de szilárd jég mozgása.

Nézzünk egy planetológiai példát: A feltételezések szerint az Europa felső köpenye gyorsan leadja a hőt (III.3. ábra). A „túl” gyors hőkiszugárzás miatt nem halmozódik fel annyi hó, hogy a jég képlékeny (vagy folyé-



III.3. ábra: A hőszállítás sematikus képe az Európa fagyott óceánján keresztül (David Stevenson ábrája)

kony) maradjon, tehát rideggé fagy. A rideg, szilárd kérgen belül viszont a hó már csak konvekcióval kiszabadulni, tehát lassabban, mint a mélybeli konvekcióval (anyagáramlással), ez pedig a kéreg alatti hőfelhalmozódáshoz vezet. Az árapályerők hatására keletkező repedések mentén viszont ismét fel juthat a hó a felszínre (konvekció). A hőkibocsátás mégis lépést tarthat a hőtermeléssel (Ez utóbbi folyamat hasonló az földi óceánközépi hátságokhoz, azaz folyamatos szelepet biztosít a hó számára, biztosítva, hogy a mélyben nem következik be hőfelhalmozódás).

Elméleti megfontolások alapján a repedések a jég tetején keletkeznek, ahol a szilárd, rideg jég könnyen törik. A jégkéreg alsó része ugyanis a víz nyomása (és a hó) hatására képlékeny. Ahhoz hogy víz jusson ezeken át a felszínre, nem lehet több km mély repedéseket elképzelni, a jégnek ennél vékonyabbnak (<10 km) kell lennie. A jég átlagos vastagsága nagyobb is lehet, mint a kriovulkánok, vagy főleg a „káosz-területek” alatt, ahol alulról egy „köpenycsepp” termális erózióval kivékonyíthatja (azaz elolvasztja) a jégkérget (a köpenycsepp itt forróbb víz-áramlást, „termásvíz”-et jelent, ami a felszínalatti jégben átmeneti krio-magmakamrákat is alkothat). A földi láva esetén ilyenkor a feláramló magma hatására felszíni felboltozódás is történhet, ami az Európán is bekövetkezhet.

### A kéreg és az óceán kapcsolata

Az európai oldalelmozdulásos repedések felméréséből kikövetkeztethető volt, hogy az egész jégkéreg időnként merev testként elfordul a hold tengelyéhez képest. Ahhoz, hogy ez megtörténhessen, a jégnek sehol sem szabad összefüggésben lennie a szilikátos felszínrel (sem felülről, azaz nem lehet kapcsolatban a jégpáncél egy megvastagodó „kriohegység-gyökérrel”, sem alulról, azaz a szilikátos felszín egy magas hegye sem lehet jégkéregig érő „felhőkarcoló”). A jégkéreg alatt levő anyagnak elég képlékenynek kell lennie ahhoz, hogy a kéreg „csússzon” rajta (mint ahogy a földi kéreglemezek teszik a vizet kenőanyagként használva). Kell lennie valamilyen gravitációs anomáliának is, aminek a hatására a kéreg elfordul (pl. az új egyenlítőn egy pozitív (centrifugális) anomáliának, pl. egy „búb”nak”, anyag többletnek) Ilyen jelenséggel találkozhatunk az Európán és az Enceladuson.

Abban az esetben, ha nincs víz-óceán a jégkéreg alatt, az árapályerők sokkal kevésbé tudnak érvényesülni rajta, hiszen itt a jég a kőzetfelszínhez csatolódik (pl. a Tritonon, vagy a Titanon (Tobie et al., 2010, lásd a 4. ábrát is).

A globális vízjégkéreg borította Europa felszíne több szempontból is hasonlíthat a Föld némely korai, „hógyógyó Föld” állapotára, amikor a világoceán befagyott. Erre

650 millió és (neoproterozoikumi) (Hoffmann et al., 1998) 2,4 milliárd éve (paleoproterozoikumi) (Kirschvink et al., 1999) kerülhetett sor. Az Europa jégkérge látható folyamatok tehát a globálisan befagyott földi óceánokra is alkalmazhatóak, így ősföldrajzi esz-közként használhatóak.

### 3.3.2. Vulkanok a Szaturnusz-rendszerben

A Szaturnusz körüli protoszatellitikus korongban (avagy cirkumplanetáris ősködben) a nitrogén ammónia-gőz formájában létezett. Ahogy a köd anyaga lehűlt, a fémek, a szilikátok és a vízjég kicsapódva megszilárdultak. 150 K körül az ammónia a vízjég kristályszerkezetébe épülve hidrátként kondenzálódott. Innentől kezdve a bolygók anyagába épülő víz ammóniát is tartalmaz, és eutektikumként (egyedi komponenseinél alacsonyabb olvadáspontú elegyként) viselkedve 176 K-en fagy meg.

#### A Titán belsejében

A Titánról készült modell szerint a radioaktív fűtés hatására a tiszta a vízjég sokáig képlékenyen („jégkása”, pontosabban a gleccserhez hasonló szilárd-képlékeny mozgással) viselkedik, így szilárd konvekció alakul ki és a jég jég marad. Mivel nem halmozódik fel a hó, a víz nem tud megolvadni. De nem is szükséges 273 K-ig felmelegednie, csak 176 K-ig, hiszen ez a víz-ammónia keverék olvadáspontja. A bazaltos magmához hasonló viszkozitása eutektikum könnyebb (kisebb sűrűségű), mint a tiszta vízjég, s így „kitör” (Beatty et al., 1999).

A Titánt egy tipikusan ammóniagazdag jeges hold. A modellek szerint azonban az ammónia-dihidrát ( $\text{NH}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) kristályos formában (ADH I) nem fordul elő benne. Ehhez a felső köpenynek (ADH I) fagyáspontja (176 K) alatt kellene lennie. A probléma az, hogy más számítások szerint itt a hőmérséklet nagyobb: 200–220 K. Így valószínű, hogy a kéreg alatt 200–400 km mélyen ammónia-víz oldat



található. Ha ez a  $\text{NH}_3\text{-H}_2\text{O}$  folyadék a felszínre jut, ott kristályosodhat. Feltételezések szerint a Triton és a Charon esetében is ammónia és víz keveréke lehet a kriovulkanizmus anyaga. A Szaturnusz és Uránusz más holdjain pedig már valóban jégként is előfordulhat az  $\text{NH}_3\text{-H}_2\text{O}$  folyadék a holdak belsejében (Fortes et al., 2003).

A vízben oldott ammónia jelentősen csökkenti a víz fagyáspontját (max.  $-97^\circ\text{C}$ -ig (176 K), az ammónia-dihidrát fagyáspontjái, lásd az 1.3. fejezetet is). Az oldathatás tehát a hideg jeges égitesteken is széles lehetőséget ad kriovulkanizmusra (a Földön a tenger sótartalma viselkedik hasonló, bár sokkal kisebb hatékonyságú fagyállóként). Megjegyezzük, hogy a vízjég önmagában nem alkalmas kriovulkanizmusra, hiszen a folyékony vízen úszik. Az ammónia viszont csökkenti a víz sűrűségét. Az ammónia-víz elegy már alkalmas kriovulkanizmusra

A titáni kriomagma is többkomponensű lehet: egy modell szerint a felszín alatti óceánt alkotó ammónia-víz keverék (vagy más modellben ammónium-szulfát) kriomagmakamrákat alkothat a vízjég-kéregben, ahol a parciális olvadás hatására (a vízjég egy része kifagy, pl. a repedések falára) megné az elegy ammónia-tartalma.

### 3.3.3. Vulkanok a Neptunusz rendszerében

#### A Triton belsejében

A krioláva a Tritonon nagy krátereket tölt ki, a holdi mare-területekhez hasonlóan. A lávatavak közép-pontjában komplex, gödrökkel tarkított terület található, ami krioklasztos (robbanásos) vulkánosságra utal.

Mi készítheti a kriomagmát arra, hogy nagy sebességgel a felszínre törjön? A kriolávák viszkózus anyagként viselkednek, ami kizárja a metánt ( $\text{CH}_4$ ), a cseppfolyós nitrogént ( $\text{N}_2$ ), vagy szénmonoxidot ( $\text{CO}$ ), mint a láva anyagát. A tiszta víz is túl híg lenne a megfigyelt szerkezetek létrehozásához. A legvalószínűbb anyag itt is az ammónia-víz keveréke mint folyadék vagy megkásásodott jég. A robbanásos kitörések mindenképp megkívánják valamilyen helyben illóként viselkedő anyagot ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ). Egy másik lehetőség, hogy az ammónia-víz keverék és a

felszíni  $\text{CH}_4$  és  $\text{N}_2$  jég együtt freatomagmás kitörésként viselkedik. (Kargel és Storm, 1990).

### 3.3.4. Vulkanok a Plútó-Charon rendszerben

Egy, a Charonra alkalmazott modell szerint a kriomagma ammóniadúsabb ammónia-demihidrát ( $\text{NH}_3 \cdot 0,5 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) vagy vízdúsabb ammónia-dihidrát ( $\text{NH}_3 \cdot 2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) formájában jut ki a mélyből (Cook et al., 2007).

A titáni modellben ez a keverék elég felhajtóerővel rendelkezik ahhoz, hogy a meteoritbecsapódások által hozott szilikát-tartalomtól sűrűbb kéregben tektonikus nyomás (árapály, nem-szinkron forgás, a hold összehúzódása, konvekciós mozgások) hatásával együtt legalább epizodikusan a felszínre törhessen, a jégkéreg alján keletkezett repedéseken keresztül.

A még űrszonda által le nem fotózott felszínű Charon esetében modellszámítások révén úgy gondolják, hogy ahol a felszín alatti ammónia-víz óceán lehül, a vízjég kifagy, de ezzel növekszik a térfogata, tehát nyomást fejt ki. Mivel lefelé nem terjedhet, nyomása a hold jégkéregében található repedéseket nyitja ki igen rövid idő alatt, és kitör a felszínre a magma, ahol a jégkristályok kirobbanva krioklasztikumként hullnak, „havazódnak” a felszínre (Cook et al., 2007). Ez a modell tehát nem a jég és az olvadék sűrűségkülönbségére, hanem a jég feszítő hatására építi a kitörések magyarázatát.

A charoni modell szerint a mélyben még mindig folyékony oldatból milliárd évenként km vastag láva öntheti el a felszínt (Cook et al., 2007).

### 3.4. FOLYADÉKOK AZ ÉGITESTBELSŐKBŐL

#### 3.4.1. Magmaóceán

A magmaóceán kifejezést elsőként a Holdon használták (*Lunar Magma Ocean, LMO*) arra a modellre, amely a holdi anortozit eredetét egy globális magmaszférával magyarázta: az anortozit javarésze plagioklászából áll, melynek kialakulása úgy lehetséges, hogy a  $2,7 \text{ g/cm}^3$ -es plagioklász a Hold korai történetében a sűrűbb, bazaltos magmából kikristályosodva annak felszínén úszva hozta



létre a Hold első kergét (Warren és Wasson, 1979). Nem sokkal később az elméletet a Földre is alkalmazták (Ohtahi, 1985), mint arra a felszínt elérő, de nagy vastagságú, átolvadtszféra, amelyben a homogén köpeny differenciációja lezajlódhatott. A magma-óceán modellt azóta több másik égitesten is sikeresen használják. A helyi magma-óceán kifejezést is alkalmazzák pl. egy óriás becsapódás utáni, a mélyben átolvadtszféra és felszínre jutó nagy mennyiségű magma leírására.

### 3.4.2. Lávasíkságok (árbazalt, trapbazalt)

A holdi mare-területek, a vénuszi vagy bármely más bolygó nagykiterjedésű lávasíkságai a földi árbazaltokkal (CFB, pl. Dekkán, Szibéria, Columbia folyó) analógok. A lávasíkság és lávafolyás közt folyamatos az átmenet: amikor a lávafolyások teljesen beborítják a területet, már lávasíkság. A folyás, tó, tenger (síkság), óceán kifejezések is utalnak arra, hogy egyazon jelenség különféle méret-tartományairól van szó, akárcsak a vízfolyások esetében. A lávasíkság egy eleve sík, lejtős területre kifolyó lávát jelent. Bár egy mare felszíne is sík, azaz lávasíkság, ez a tengerrel analóg, hiszen medencét tölt ki, azaz a láva-tenger elnevezés is alkalmazható rá. A holdi mare-tengerek azonban több ciklusban, több száz, 10–20 m vastag egymásra települt lávafolyással építkeztek, több száz millió éven keresztül (Colton, 1978). A becsapódás medencéje hozta létre azokat a töréseket is, amelyeken később láva hatolt a felszínre. Az Io 40%-át kis szintkülönbségű, különféle fényességű síkság fedi. Vulkáni kitörésekből származó piroklasztit anyagok rétege(i) és különféle korú és összetételű lávafolyások együttese, azaz egyfajta „sík rétegvulkán”-ként képzelhető el az egész hold felszíne. A rétegtel szerkezet jól látható („rétegzett síkságok”).

### 3.4.3. Lávatavak

Természetesnek vesszük, ahogy a kriomagma megfagy, jéggé válik, s hasonlóképp tesz a szilikátláva is a felszínre jutva. Akár a földi, akár az ióbéli lávatavakat nézzük, a folyékony láva mindkét esetben idővel befagyhat, ha elég ideig nyugodt felszínnel rendelkezik és nem szivárog el

(a külső hőmérséklet egyértelműen fagyáspontjuk alatti). Ilyenkor a lávatavon kéreg alakulhat ki, amely később, ha a láva visszahúzódik a tóból, beszakadhat.

Lávaalagutak tetejének beszakadásával feltárul barlangok is ismertek a Földön (láva-szakadéktöbör, [*angolul skylight*], sorozatban szakadék lávaúvala) vagy a Marson is (*catena*, gödör-kráterlánc).

Analóg jelenség a földi folyók és tavak is befagyása (a külső hőmérséklet fagyáspont alá csökken). Ezt a jégkérget szokás pl. jégpáncélnak nevezni. A befagyott tetejű folyókban a víz tovább áramolhat, akárcsak a lávaalagutak esetében. A jégpáncél beszakadása termális erózióhoz kötődik (alulról átolvadáshoz, pl. melegvízű forrás felett; felülről olvadás, pl. melegebb idő esetén). Ilyenek a Hellas- és Argyre-medencékben (és máshol) a Marson is kialakulhattak, amikor ezek befagytak, majd a jégtakaró alatti víz elszivárgása után a jég elolvadt, vagy elszublimált.

Meddig tud folyadék maradni a láva? Ettől függ, hogy milyen hosszan folyhat egy lávafolyó. Nézzük meg, hogy földfelszíni körülmények között meddig tud stabil maradni egy szilikát-lávató? Többféle lávató-viselkedés ismert. A Kileuea Mauna Ulu kitörése 1969–71-ben folyamatosan keringő, stabil lávatavat tartott fenn. A Kileuea Puu Oo kitörése 1983–84-ben viszont pár perces ciklusokból állt: gáz tört a felszínre (a tó kigázolgott), majd a láva hirtelen visszaszivárgott. A viselkedés (a felszíni lávaszint és a megjelent buborékok mennyisége) attól függ, hogy milyenek a magmakamra nyomásviszonyai, a magmában lévő gáz oldott vagy buborékok állapota és a buborékok egybeolvadása (Witham és Llewelin, 2006). Ha a buborékok összeolvadnak, pl. mert lassan emelkedik a viszkózus magma, a buborékok (illók) lecsatolódhatnak az áramló magmától és akkor nagy gáztartalom mellett sem valószínű robbanásos kitörés (Mitchell, 2006).

A visszaszivárgó, gázmentes magma keveredik a mélyben lévő, buborékosslal. A kürtőben emelkedő magmában a buborékok a magmával együtt emelkednek. Ezzel szemben egy stabil lávatóban a buborékok a magmán keresztül emelkednek. Egy idő után a kigázolható anyag elfogy és a magma végső egyensúlyba kerül, ha addig nem szivárgott már el.

A megfigyelt magmatavak életük során végig buborékosok maradtak. Az Erebus-nál 10 éven át történő folyamatos kigázolgást figyeltek meg, vagy azért, mert a mélyből utánpótlást kapott (exogén forrás), vagy azért, mert folyamatos konvekciós anyagáramlással a kigázolgott magma helyét a még gázt tartalmazó vette át (endogén forrás) (Witham és Llewelin, 2006).

### 3.4.4. Lávacsatornák (=lávafolyók)

A lejtős térszínen lineárisan lefolyó láva lávacsatornák formájában folyik le (*III. 4. ábra*). A lávafolyásoknál lényeges, hogy minél nagyobb a lávahozam (effúziós ráta), annál tovább jut és annál később hűl le annyira, hogy a viszkozitás csökkenésével „befagyjon”. A külső hőmérséklet is befolyásolhatja a lehűlés sebességét. Több órásnapos befagyási idő mellett több tíz-száz km-re is eljuthatnak ezek a láva-folyók (Wilson és Head, 1998).

A lávafolyások hossza azzal is nőhet, ha egy ismétlődő aktivitás egy megelőzően létrejött csatornában vagy alagútban kezdi el az útját, s így sokáig folyékony marad. (Barnes et al., 2006). A magas külső hőmérséklet miatt a vénuszi lávafolyások maradtak legtovább folyékonyak, ezért ott a leghosszabbak a lávacsatornák.

A lávacsatorna gyakran alakít ki lávagátakat (lava levée). Az elég magasra épült töltések közt a láva akár a felszín felett is folyhat. A láva is kialakíthat „vízeséseket” (lávaesés), mely megszilárdulva láva-függönyként terül a tereplépcsőre.

Ha a lávacsatorna teteje kihűl és kristályosodni kezd, a láva belül még folyhat tovább nagyobb hőveszteség nélkül. Így kialakulnak a lávaalagutak. A belül folyó 1000–1200 °C-os híg láva nagy lávahozammal áramlik, ami termális erózióval lágyítva a befoglaló kőzetet, mélyítheti vagy szélesítheti alagútját. A forrás elapadásával a láva lefelé kifolyik, és az alagút kiürül. Ha beszakad az alagút teteje, gödörkráterek (*pit crater*), vagy ezek sorozatával (planetáris terminológiával) catena keletkezik az alagút mentén (szakadék-lávaúvalák) (Gadányi, 2007; Gadányi, 2010). Hasonló folyamatok a marsi völgyekre is elképzelhetők. Különösen a szivárgó, magányos völgyek hasonlítanak látszatra a holdi, merkúri, mély völgyeket

képző lávafolyásokhoz (a marsi lávafolyások azonban inkább a vénuszi, hosszan, keskeny sávban kanyargókhöz állnak közelebb, pl. az Ascræus-hegy déli részén, ami részben alagút). Ezek olyan vízfolyások lehettek, amelyeknek a tetején jégkéreg keletkezett és ezután a víz hosszabb időn keresztül „védve” folyhatott a völgyében. A jégkéreggel bevont vízfolyás tehát egyfajta alagútként szolgált; ám az ebben a környezetben illő jég elolvadván az erre utaló nyomok is eltűntek, míg a lávaalagutaknál a megszilárdult láva nem illan el.

A **Vénuszon** is vannak meanderező lávacsatornák, melyek egyik típusát, a rendkívül hosszú, kanyargó lávacsatornákat canalinak nevezik. Ezek némelyike több mint 6000 km hosszan húzódik, így sztratigráfiai szintjelzőként is használható. A canalik egyenesebbek, de elágazhatnak, szigeteik és holtágaik is vannak, azaz vagy hosszú időn át folyt bennük a láva, vagy több kitörés láváját vezették le. Egyes helyeken az ártérre kifolyó láva is megfigyelhető.

A **holdi** lávacsatornák egyik típuspéldája a Hadley-rianás. A Holdon található meanderező völgyek lávacsatornák (ezek a kanyargó rianások, megkülönböztetve az egyenesektől, amelyek tektonikusak). A lávacsatornák vagy felszíni folyással vagy eredetileg lávaalagútként alakultak ki, melyek később pl. becsapódások földrengése miatt beomlottak.

A holdihoz hasonló kanyargó lávafolyások a **Merkúron** is előfordulnak, pl. a Caloris-medence területén, sima síkságokon, továbbá a krátereket kitöltő sima (láva) anyagú területeken. A lávafolyások egy része kráterből ered (Kereszturi, 2002).

Az **Io** jellemző lávacsatornái pl. a Hiiaka Montes vagy az Emakong Patera mellett találhatóak. 200 km körüli hossz, 50–60 m mélység jellemzi őket és jellemzően ultrabázikus lávákat alkotnak a felszín kénes anyagán (Schenk és Williams, 2004).

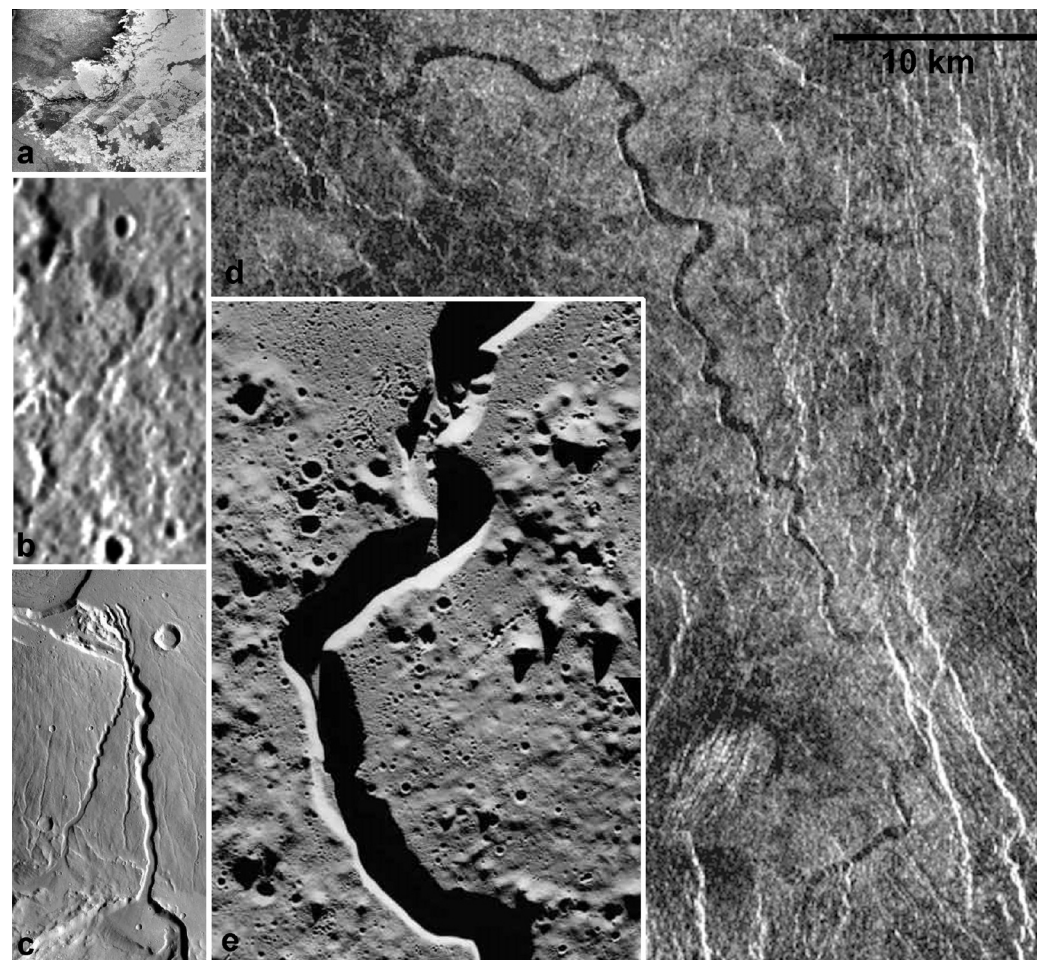
### 3.4.5. A kriovulkáni kitörés

Amelyik égitestnek nincs légköre, ott a kriovulkáni kitörésközpontban a mélyből feltörő vízláva forrni kezd a felszíni vákuumban, azaz felfelé haladva egyre nagyobb

arányban gőzbuborékok keletkeznek, amelyek a felszínre törnek és magukkal ragadnak folyékony cseppeket is. A cseppek kitörési sebessége a Ganymedesre számítva illókban szegény víz esetén 70 m/s is lehet. Ilyen módon kb. 3,5 km-re jut fel a víz. Ha a víz nem tiszta, hanem CO<sub>2</sub>, CO, SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>-mal kevert, ennél is erőteljesebb lehet egy-egy kitörés (Wilson és Head, 1998).

Kisebb láva-effúziójú (effúziós rátájú) kitöréseknél a leérkezéskor már kemény jéggé fagy a krioklasztit (a pirokklasztit jeges megfelelője). Nagy effúziós ráta esetén a teljes kitörési oszlop már nem tud átfagyni, és a még meleg víz visszahullva, tavakat és folyásokat alkotva jelentős termális erózióra is képes. Ilyen folyamatokat a földi szilikát-lávafolyásoknál is megfigyeltek (Wilson és Head, 1998).

A **Tritonon** egyes sánc nélküli kürtök beomlott krioláva-alagutakat jelezhetnek. A „sárgadinnyehéj-területen” keresztül futó hosszú repedések a területet feltöltő krioláva forrásai lehetnek. A gödrökkel szegélyezett repedésekből robbanásszerűen törhet elő a krioláva (Kargel és Storm, 1990).



III.4. ábra: lávacsatornák méretarányos összehasonlítása különböző égitesteken:

a) Io, b) Merkúr, c) Mars, d) Vénusz, e) Hold.

Mindegyik képen megfigyelhető, hogy a lávafolyások a földi folyókhoz hasonlóan kanyarognak, amire kis viszkózitásuk és lassú szilárdulásuk adott lehetőséget.

A **Titánon** a Thera-makula „káosz-területi” beomlott dómja az egyik olyan képződmény, ami segíthet a Titán belső viszonyainak kiderítésében. Ezt az alatta lévő sill-ekbe (teleptelések) benyomuló és kikristályosodó víz térfogatváltozása, és az így kifejtett nyomás boltozhatta fel (Mével és Mercier, 2007).

## IV. FÜGGELÉK

### 4.1. GONDOLTKÍSÉRLET ILLÓK ÉS NEM ILLÓK JELENLÉTÉRE

Gondolatban helyezzük a Jupiter holdját, az Európát a mi Holdunk helyébe. Milyen átalakulások történének az égitesttel?

E gondolkísérlet segítségével az égitestek hosszú időskálájú átalakulásáról, fejlődéséről, éghajlatának változásáról tudhatunk meg többet. Kereshetünk analógiákat is, amikor persze nem az égitestet helyezték át, hanem a légkör tömege, víztartalma, üvegházhatása változott. Földtörténeti léptékekkel az égitestek forgása, a Naptól jövő sugárzás mennyisége is változik.

Az Európán a jelenlegi felszíni hőmérséklet:  $-170\text{ °C}$  ( $-148\text{ — }-188\text{ °C}$ ).

A föld távolságában egy égitest feketetest-hőmérséklete  $+6\text{ °C}$ . Ezt növeli az üvegházhatás (a Földön  $32$  fokkal), csökkenti az égitest albedója (a Földön kb.  $24$  fokkal). Így jön ki a föld átlaghőmérsékletére  $+14$  fok. A Holdon két hétig nappal van ( $+110\text{ °C}$ ) és két hétig éjjel van ( $-150\text{ °C}$ ). A napi átlaghőmérséklet az egyenlítőnél  $23\text{ °C}$ , a sarkokon  $-110\text{ °C}$  (Lunarpedia). A hold effektív hőmérséklete (albedó:  $0,12$ )  $-4\text{ °C}$  (ezt nem növeli üvegházhatás). Az Europa fényviszszaverő-képessége mellett az effektív hőmérséklet  $-62\text{ °C}$  lenne, de ez hatalmas hőingást takar (*Effective Temperature 2010*), azaz a nappali oldalon  $0$  fok fölé emelkedne. A párolgás miatt az „új holdon” vízgőzlégkör alakulna ki.

Az Europa  $3183\text{ km}$ , a Hold  $3476\text{ km}$  átmérőjű, tömegük viszont más: a Holdé  $7,0\ 1022\text{ kg}$ , az Európáé  $4,8\ 1022\text{ kg}$ . Ezért a Föld-Hold tömegközéppont kissé eltolódna, kicsit kisebb lenne az árapály. Az Európával „betelepített” Holdpálya is fokozatosan megváltozna. A Földön a holdas éjszákak először jóval világosabbak lennének, mert az Europa albedója  $0,67$ , a Holdé mindössze  $0,12$ .

A Hold felszíne nappal  $+110\text{ °C}$ , éjszaka  $-150\text{ °C}$ . Az Europa ugyan jóval több fényt verne vissza, jégfelszíne azonban valószínűleg a kéthetes napsütésben felmelegedne és fokozatosan szublimálna. A globális vízpáraképződés

miatt – mivel az Europa kisebb, mint a Föld – a vízgőz egy része bizonyára elszökne, különösen, amikor kikerül a Föld magnetoszférájából és a napszél közvetlenül éri. A vízgőznek egy kisebb része is elég lehetne ahhoz, hogy légkör alakuljon ki. A légkörben a vízpára üvegházgázként, pozitív visszacsatolással, egyre jobban melegítené a felszínt, miközben csökkenne a napi hőingás és nőne a légnyomás, így egyre inkább folyékony maradhatna a víz, és így már kisebb valószínűséggel szökne meg.

Az éjszakai oldalon ill. a pólusoknál nagy magasságban a légköri víz kicsapódna, lehullana és visszafagyna a felszínre. Mi történne a nappali oldalon? Hogyan működne a magaslégköri hidegsapda?

Milyen globális légkörzés és vízáramlási rendszerek alakulnának ki, tekintve a kisebb Coriolis-hatást és a kontinensek hiányát?

A nap UV sugárzása a vizet ill. vízgőzt akadálytalanul elbonthatná alkotóelemeire (fotodisszociáció), a hidrogén megszökne, az oxigén, ha megtartásához elég nagy a gravitáció és nem túl nagy a hőmérséklete, a légkörben maradna.

A Jupiter árapályhatásának megszűntével az Europa belsőjében ma meglévő óceán bizonyára fokozatosan megfagyana.

De ahogy egyre több vízpára szökik el, egy idő után a belső, kb. száz kilométer mély óceán felszínközeli tartományaira is sor kerülne, azaz lassan elpárologna, ezzel egyre mélyebb (korábbi) rétegek kerülnének a felszínre, lassan „olvadna” a bolygó kérge és köpenye.

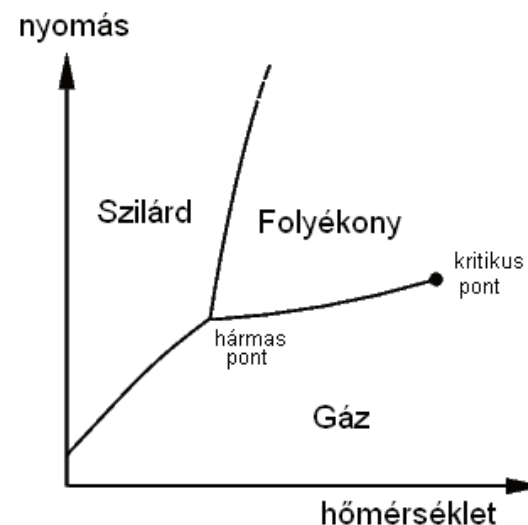
Ezáltal az egyre mélyebb rétegek válnak a felszínen, immár nem a belső hő, hanem a napsugárzás hatására folyékonyra. A vízből álló köpeny végső eltűnésével a légkör is eltűnik, és vele együtt a folyadék fázis is megszűnik a felszínen.

Ekkor már az Europa szilikátfelszínét látjuk csak, melynek esetleges vízjég tartalma kezd el fokozatosan kiolvadni, a légkör pedig egyre ritkább utánpótlás híján, hacsak a Föld és Nap nem okoz akkorá árapályerőt, hogy fűtse a szilikátos belsőt.

Hasonló gondolkísérlettel a Hold helyére a Titan is tehető volna. Ennek kidolgozását azonban már az olvasóra bízuk.

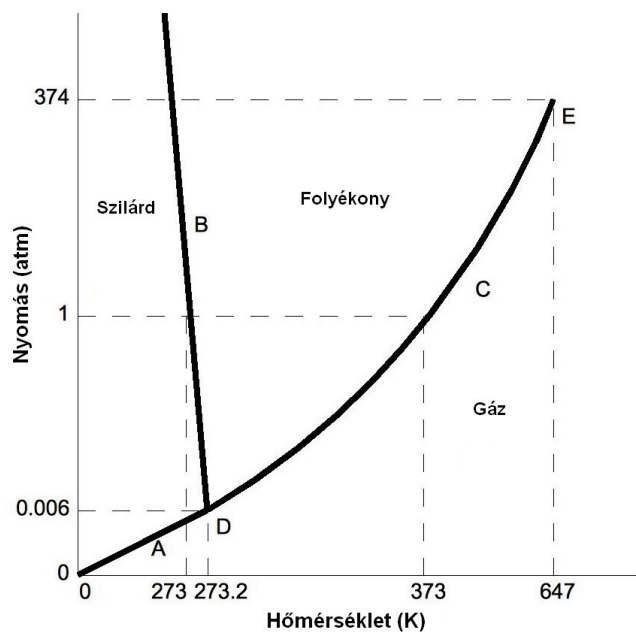
### 4.2. FÁZISDIAGRAMOK A BOLYGÓTUDOMÁNYOKBAN

A fázisdiagramok megadják, hogy egy anyagi rendszerben, adott állapotváltozók mellett, egyensúlyi állapotban az anyagnak milyen fázisai lehetnek jelen. Általában a nyomás és a hőmérséklet függvényében ábrázoljuk őket. Az egyes fázisok – szilárd, folyadék, gáz – területeit az egyensúlyi görbék választják el egymástól. A görbék által jellemzett értékpárok mellett a szomszédos két fázis egyensúlyban van, vagyis egyidejűleg létezik. Az egyensúlyi görbék metszéspontjában a hármaspontot találjuk, azt a pontot, ahol mind a három fázis egyensúlyt tart, így mindegyik egyszerre van jelen. Másik jellemző pontja a fázisdiagramnak a kritikus pont. A kritikus pont értékeit meghaladva a folyadékfázis megszűnik (Lengyel et al., 1960).



IV.1. ábra: Fázisdiagram általános esetben

Ezek a diagramok alkalmasak arra, hogy egy bolygó légkörében megvizsgáljuk, hogy az ott előforduló légköri összetevők adott hőmérsékleti és nyomási viszonyok között milyen halmazállapotban lehetnek jelen. Azért írtuk,

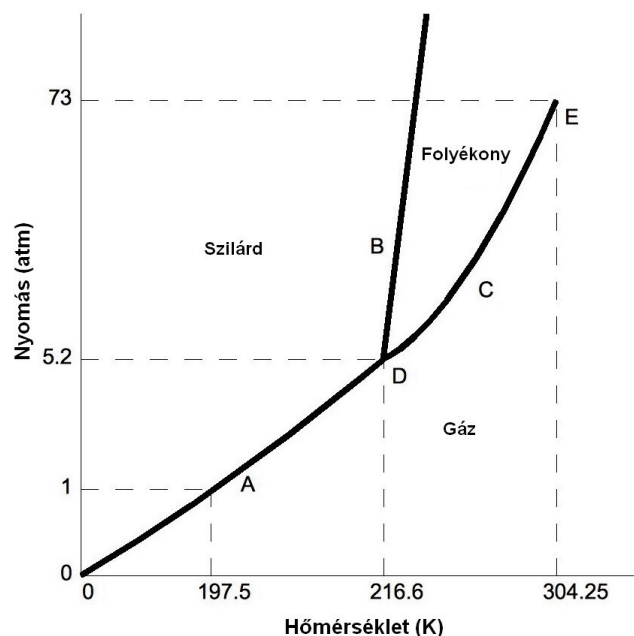


IV.2. ábra: A víz fázisdiagramja

hogy „lehetnek”, nem pedig „vannak jelen”, mert egyáltalán nem biztos, hogy az egyensúlyi viszonyok valóban fennállnak. Ennek ellenére is hasznos a fázisdiagramok tanulmányozása: segítségükkel meghatározható, hogy a viszonyok megváltozásával történik-e fázisátalakulás egy-egy anyag esetében, vagyis van-e anyagkiválás, csapadék-képződés (IV.1. ábra).

A Föld légkörében az egyetlen csapadékot adó anyag a víz. A víz fázisátalakulásait jól ismerjük. A fázisdiagram egyszerűen megszerkeszthető. Ezt a fázisdiagramot mutatja a IV. 2. ábra. Az „A” betűvel jelölt görbe a szilárd és gáz fázisokat választja el. Ez a szublimációs görbe. „B” jelöli a fagyási, „C” pedig a párolgási, vagy kondenzációs görbét. A „D” pont adja meg a hármaspontot, az „E” pedig a kritikus pontot (Chemwiki).

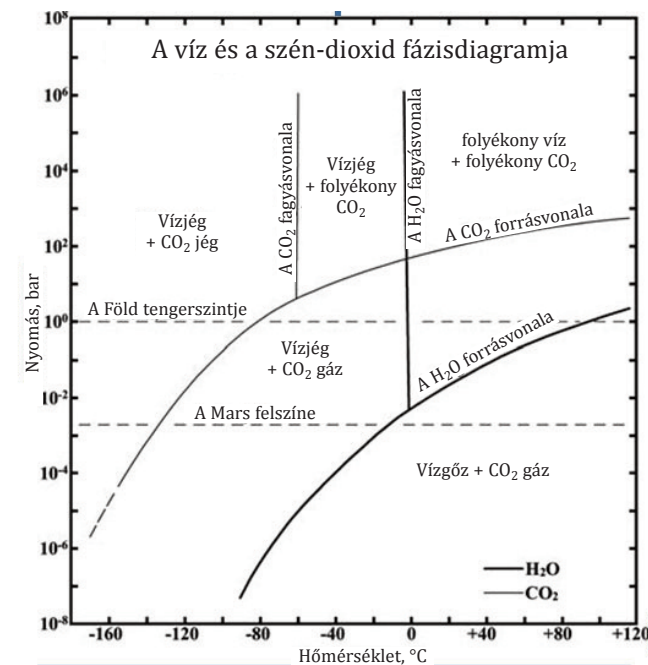
A IV.2. ábráról is leolvasható, hogy a víz kritikus hőmérséklete 647 K. A Földön ennél magasabb hőmérséklet nem fordul elő, így nem zárható ki a cseppfolyós víz vagy



IV.3. ábra: A szén-dioxid fázisdiagramja

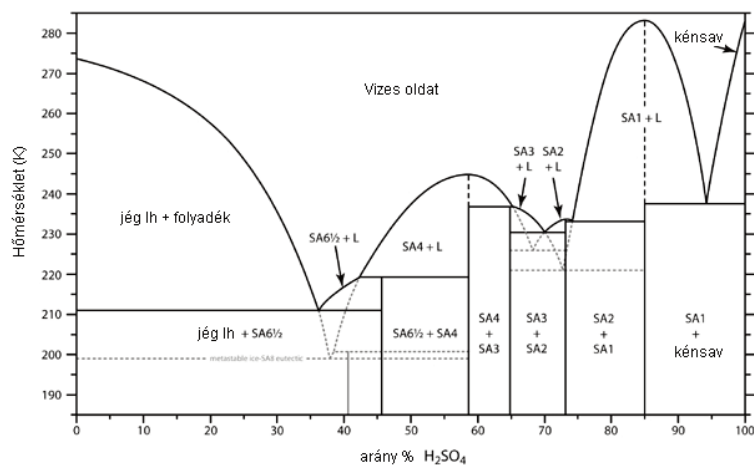
a szilárd jég jelenléte. Ha 1 bar nyomás mellett nézzük a hőmérséklet-változást, azt látjuk, hogy végbemegy egy fázisátalakulás 273 K-en (fagyáspont), és egy újabb 373 K-en (forráspont). Egyensúlyi állapotban tehát a fagyásponton a szilárd és a folyadék fázis együttesen van jelen, efölött viszont csak folyékony, alatta pedig csak szilárd halmazállapotban van a víz. Ebből adódóan egy víz-cseppnek, ha hőmérséklete a fagyáspont alá süllyed, egyensúlyi esetben át kell alakulnia szilárd jéggé. A légkörben azonban tudjuk, hogy ez nagyon gyakran csak jóval a fagyáspont alatt következik be, ez a túlhűtés jelensége. A fázisátalakulásokat a valóságban tehát gyakran befolyásolják egyéb légköri jelenségek, így azok nem köthetők egyértelműen az állapotváltozók meghatározott értékeihez.

A kőzetbolygók körében a víz kondenzációjára a Föld mellett a Marson is van lehetőség. Itt azonban mások a körülmények, mint bolygónkon. A Marson a felszíni lég-



IV.4. ábra: a H<sub>2</sub>O és a CO<sub>2</sub> együttlétezésének tartományai. A víz hármaspontja miatt ( $T=+0,010\text{ }^{\circ}\text{C}$ ;  $P=0,0060\text{ atm}$ ) a Marson ma alig létezik víz folyékonyan, a CO<sub>2</sub> hármaspontja miatt viszont (4,2 atm,  $-53\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) mindkét bolygón megakadályozza, hogy folyékony CO<sub>2</sub> létezzon (ezért hívják a Földön szárazjégnek). A Földön a szárazjég  $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$ -on, a Marson  $-127$  fokon szublimál. A víz (folyékony H<sub>2</sub>O) marsi létezését légnyomás változása és a vízben oldott anyagok is befolyásolják. (2.3 kép Carr (1996), in: Faure & Mensing, 2007)

nyomás csupán 6,36 mbar ( $6,36 \cdot 10^{-3}$  bar), s felfelé haladva a légkörben logaritmikusan csökken. A víz fázisdiagramját (IV.2. ábra) szemlélve azt látjuk, hogy a hármaspont épp 0,006 atmoszféra nyomáson található, ez alatt pedig, bármilyen hőmérsékletet is nézzünk, a víz csak két fázisában lehet jelen, szilárd vagy gáz halmazállapotban. A Marson a hőmérséklet körülbelül 135 K és 300 K között ingadozhat, így lehetséges a vízjég szublimációja, vagy depozíciója. A felszíni légnyomás kevéssel a hármasponthoz tartozó nyomás fölött van, így a víz folyékony halmazállapotban is előfordulhat, viszont csak egy rendkívül szűk hőmérsékleti tartományban stabil. Még egy



IV.5. ábra: A kénsav-víz rendszer fázisdiagramja ([ucl.ac.uk/~ucf-banf/sulfuric\\_acid\\_hydrates.htm](http://ucl.ac.uk/~ucf-banf/sulfuric_acid_hydrates.htm))

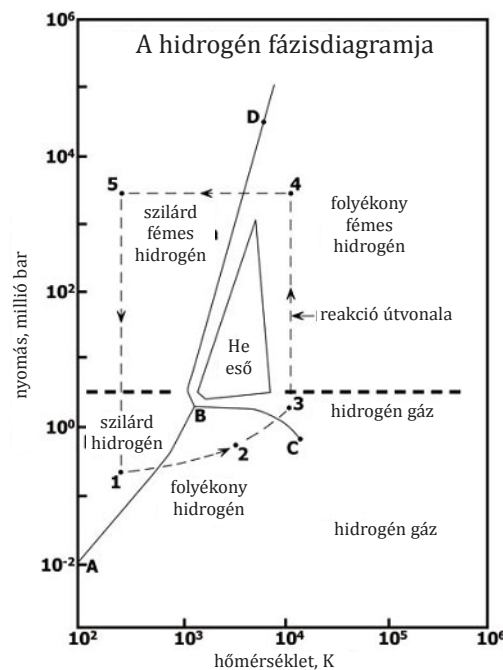
anyagot meg kell vizsgálni a Mars esetében, a szén-dioxidot. Nézzük meg a szén-dioxid fázisdiagramját (IV. 3. ábra)!

Láthatjuk a IV.3. ábrán, hogy a szén-dioxid hármaspontja 5,2elő. Az ábra nem arányos, így nem tudjuk leolvasni a kérdéses nyomáshoz tartozó fázisátalakulási pontot. Egyéb forrásból ez az érték 150 K körüli, így arra következtethetünk, hogy a Marson van lehetőség a szén-dioxid fázisátalakulására.

Ugyanezt megnézhetjük a Földre is. 1 bar (~1 atmoszféra) nyomáson még mindig jóval a hármaspont alatt vagyunk, így folyékony szén-dioxid a Földön sem jelenhet meg. A fázisátalakulási pont a IV.3. ábra alapján 197,5 K. Bár a Földön mértek már ehhez hasonló értékeket, ilyen alacsony hőmérséklet azonban ritkán, és csak meghatározott helyeken fordulhat elő.

A szén-dioxid és a víz fázisdiagramjai egységes ábrán is megjeleníthetők (IV.4. ábra).

A többi bolygó esetében a fázisok vizsgálata több nehézséget okoz. Nem minden anyagnak ismerjük olyan részletesen a fázisdiagramját, mint a vizét, vagy a szén-dioxidét. A bolygólégrétegekben ráadásul gyakran össze-



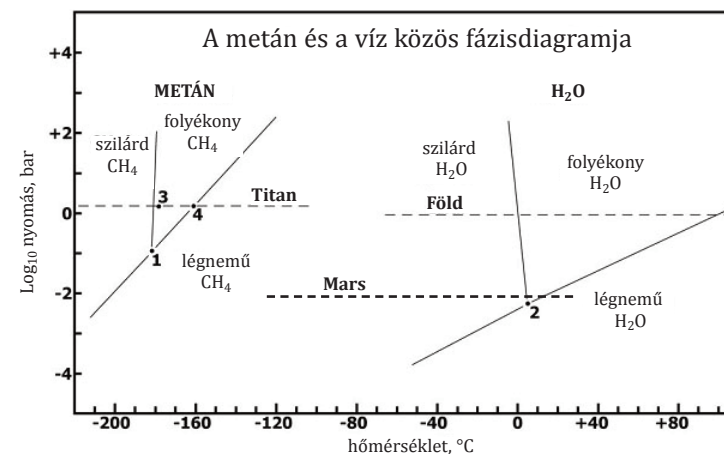
IV.6. A hidrogén fázisdiagramja a gázóriások belsejében lévő folyamatokat magyarázza. A „fémhidrogén” elektromosan vezető folyadékot jelöl a Jupiter és Szaturnusz belsejében). (Hubbard 1999, 6. kép, in Faure & Mensing, 2007)

tett rendszereket kell vizsgálni. Ilyen esetekben, még ha ismerjük is az egyes összetevők fázisdiagramjait, a teljes rendszer leírását általában nem tudjuk megadni.

A légkört alkotó anyagok sokszor kémiai reakcióba is lépnek egymással, ami tovább nehezíti az elemzést. Ezen kívül sok anyag sokkal kevésbé stabil, mint a víz, így meghatározott körülmények között bomlik.

A kénsav például, ami a vénuszi csapadék alkotója, már a forráspontja közelében elbomlik. A következő fázisdiagram a kénsav hidrátjaira vonatkozik (IV.5. ábra).

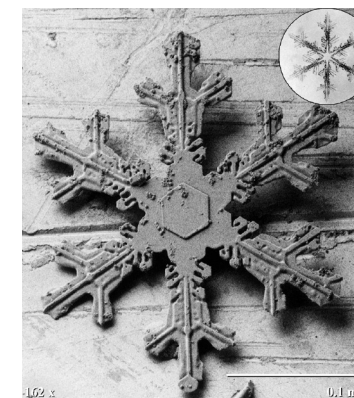
Az ammónia, amely a gázbolygók légkörének fontos összetevője, könnyedén disszociál nitrogénre és hidrogénre. Kritikus pontja 111,5 atmoszféra nyomás mellett 405 K, ilyen magas hőmérséklet az óriásbolygók légkörében nem fordul elő. A metán az Uránusz és a Neptunusz



IV.7. ábra: a metán és a víz fázisdiagramjai. A két fázisdiagramban nincs jelentős átfedés, azaz a víz a Titánon csak jég, a metán a Földön csak gáz formában fordulhat elő. Ugyanakkor a víz a Földön ugyanúgy megtalálható mindhárom halmazállapotában, mint a metán a Titánon. A mai Marson a vízfolyékony tartományának megfelelő viszonyok éppcsak hogy előfordulhatnak. (Adatok: Hartmann (2005) in Faure & Mensing, 2007)

A számok magyarázatai:

1. A metán hármaspontja (-182,3 C, 0,117 bar);
2. A víz hármaspontja (+0,010 C, 0,006 bars);
3. A Huygens szonda leszállóhelyén fennálló viszonyok (-179 C, 1,5 bar)
4. A metán forráspontja a Titánon (-162 C).



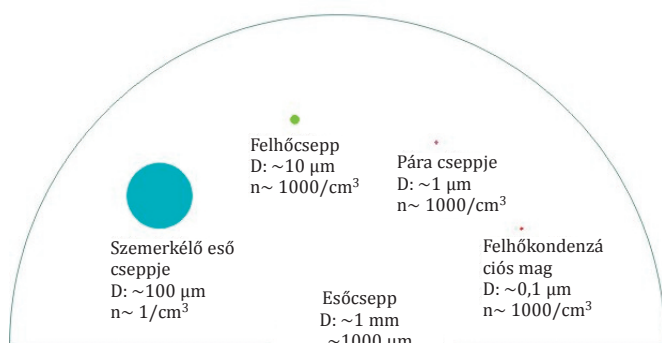
Egy hókristály, átmérője 0,2 mm

magasabb légrétegei mellett a Titán atmoszférájának lényeges alkotója. Hármaspontja: 0,117 bar és 90,68 K.

A gázóriások belsejében lejátszódó folyamatokat a IV. 6, a Titán felszíni folyamatait a IV.7. ábra mutatja be.

## 4.3 DEFINÍCIÓK, FOGALOMMAGYARÁZATOK

### 4.3.1. Részecskék a légkörben



IV.7. ábra. Részecskék méretei a légkörben

**Kondenzációs mag:** 0,1–0,2 μm (átlag: 0,0002 mm)  
Koncentrációja 100-500 db / cm<sup>3</sup>

**Felhőelem (felhőcsepp):** 1-100 μm (0,001-0,1 mm)  
(átlag: 0,02 mm) (5 μm: szennyezett város fölött, 15 μm: óceán fölött)

**Csapadékelem (esőcsepp):** 100–5000 μm (0,1–5 mm)  
(átlag: 2 mm) (Az 5 mm-nél nagyobb vízcseppek esés közben kisebb cseppekre esnek szét)

**Jégeső:** 10–500 mm

**Hókrisztály:** 0,1–3 mm (jégkrisztálytöredékek egymáshoz nőve és túlhűlt esőcseppek ráfagyva) (Libbrecht 2005)  
A hulló jégkrisztályokra ráfagynak a túlhűlt, nála kisebb vízcseppek, így nő a hókrisztály, melyek egymáshoz tapadva hópelyheket alkotnak.

**Hópehely** (hókrisztályok egymáshoz tapadva): 1–30 mm

**Hódara:** megfagyott esőcseppek

**Aeroszol:** gáz halmazállapotú közegben finoman szétosztott (porlasztott) folyékony vagy szilárd részecskék (méretük 10 nm – 500 nm). Szilárd diszpergált anyag esetén füsttről, ha a porlasztott (vagy kondenzálódott) anyag folyadék halmazállapotú, ködről vagy felhőről is beszélhetünk.

A légkör állapotjelzői

**Köd (= felszíni felhő)** A vízgőz kicsapódása a talaj közepében meg végbe és a látástávolság nem éri el az 1 km-t

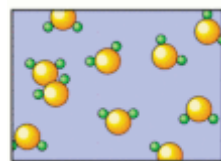
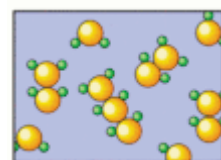
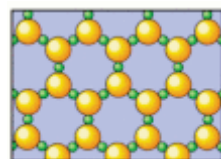
**Párás levegő:** A relatív nedvesség meghaladja a 80%-ot, és a látásromlást elsősorban a vízcseppek túlsúlyba kerülése okozza. A látástávolság 1 km-nél nagyobb.

**Száraz légköri homály (haze/smog)** A relatív nedvesség 80%-nál kisebb és a látásromlást elsősorban a szilárd szennyezőanyagok: por, korom, füst szuszpenziója okozza.

**Porvihar, homokvihar:** A látástávolság 1 km alatti, por-részecskék miatt

### 4.3.2. Halmazállapot-változások

A víz halmazállapotai



**Szilárd halmazállapot.** A részecskék hőmozgása az összetartó erőhöz képest kicsi, így tulajdonképpen helyhez kötöttek; a hőmozgás e hely körüli rezgőmozgásban nyilvánul meg. A víz rendezett molekuláris szerkezetű (jég).

**Cseppfolyós halmazállapot.** A molekulák hőmozgásának (mozgási energiájának) növekedtével eljutunk egy olyan állapothoz, amikor a molekulák egymáshoz képest is elmozdulnak, nincsenek helyhez kötve, de ugyanakkor még érvényesül a molekulák között a vonzóerő is.

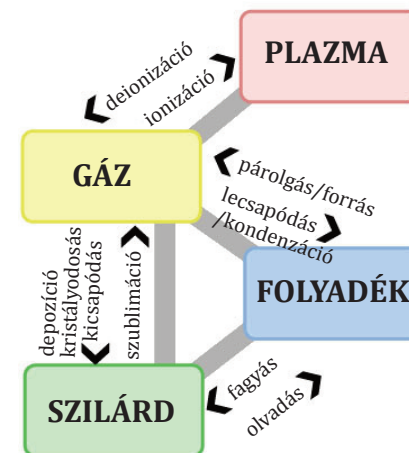
**Légnemű halmazállapot,** A molekulák hőmozgása már olyan nagy, hogy az összetartó erő elhanyagolható. A molekulák egymástól függetlenül, szabadon mozognak.

Folyamatok

**Párolgás:** a folyadéktérből időegység alatt kilépő gőzmolekulák száma nagyobb, mint a visszalépőké

**Kondenzáció:** a folyadéktérből időegység alatt kilépő gőzmolekulák száma kisebb, mint a visszalépőké

**Forrás:** a folyadék párolgása, pontosabban ha a folyadéknak a gőzfázisba való átmenetele nemcsak a határfelületen, hanem a folyadék belsejében is megindul



Gőz, gáz, kritikus hőmérséklet

A **gőz** széles értelemben olyan gáz, melynek anyaga légköri nyomáson, szobahőmérsékleten jellemzően folyadékként (esetleg szilárd anyagként) viselkedik (cseppfolyósodási hőmérséklete 1 atm nyomáson szobahőmérséklet fölött van).

Szűk értelemben ha a légnemű anyag hőmérséklete annak kritikus hőmérséklete alatt van, akkor azt gőznek nevezzük, ha a hőmérséklete a kritikus felett van, akkor azt **gáznak** hívjuk. A kritikus hőmérséklet alatt az anyagok lehetnek gázok, folyadékok vagy szilárdak is, a nyomástól függően, vagyis a légnemű anyag neve addig gőz, ameddig a nyomás növelésével (ugyanazon a hőmérsékleten) még lehetséges folyadék állapot elérése (ez az érték a víznél 374 °C fok).

**H<sub>2</sub>O.** Külön nehézség a H<sub>2</sub>O elnevezése, melyre nincs összefoglaló szó. A vízjég, folyékony víz, vízgőz, H<sub>2</sub>O gáz szavak használatóak például.

**Forráspont, gőznyomás.** A forráspont az a hőmérséklet, ahol a gőznyomás megegyezik a külső légnyomással. A gőznyomás a gáz parciális nyomása adott hőmérsékleten, folyadékkal egyensúlyt tartva, mely pl. akkor jelentkezik, ha az adott anyag érintkező szilárd vagy folyékony és gáz állapotban fordul elő egymás mellett.

A részecskék hőmozgásától függően az anyag egyik halmazállapotból átmehet egy másikba.

### Illók

**Illók a kozmokémiában:** gázok, jegek, refraktorikus elemek. A geokémiában, kozmokémiában (pl. a gázóriások tanulmányozásakor) az illó anyagokat a szoláris ősködben (10<sup>-4</sup> atm nyomáson) történő kondenzációs hőmérsékletük alapján csoportosítják. A **refraktorikus elemek** a magasabb olvadáspontúak, ezek 1300 K fölött kondenzálódnak (pl. Mg-szilikátok, Fe-Ni, Al, Ca stb.). Ezek csapódnak ki először a szoláris ősköd anyagából, vagyis legközelebb az űs-Naphoz. A közepesen illó elemek 690-1300 K-en kondenzálódnak (Na, K, S, stb.), az (igen) illó elemek 690 K alatt kondenzálódnak (pl. ólom). Létezik még az atofil elem megjelölés is a jégnél is alacsonyabb hőmérsékleten kondenzálódó anyagokra (H, C, N stb.) (Fegley 2010), de a planetológiai gyakorlatban ezt a megjelölést nem használják.

A kozmokémiában gázoknak nevezik a nagyon alacsony (~100 K alatti) olvadáspontú anyagokat (gázok: H, He), míg a ~100 K olvadáspont felett olvadó/kondenzálódó anyagok elnevezése (illó) jég (jegek: NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O stb), függetlenül az anyag halmazállapotától és hőmérsékletétől, vagyis a gázóriások belsejében lévő folyékony, forró vegyületek is „gázok” és „jegek” a fenti megkülönböztetés szerint.

**Illók a planetológiában: illók, jegek.** A bolygótudományban **illóknak** nevezik azokat az elemeket, vegyületeket, melyek forráspontja „alacsony”, azaz a gyakorlatban az adott égitesten jellemző felszíni légnyomáson a legmagasabb hőmérsékleténél alacsonyabb. A gya-

korlatban: olyan anyag, mely adott felszíni hőmérsékleten és nyomáson kigázalog a magmából.

Az illó definícióját általában a földi hőmérsékleti viszonyok szerint alkalmazzák az egyes elemekre más égitest esetén is, ahol a kőzetek anyagát adják (azaz a földi illók ott lávaként funkcionálnak).

Jellemzően **illónak** nevezik a következőket: N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, és minden egyéb szénhidrogént. A földi alkalmazásban legáltalánosabb illó anyagok a magmából a felszínre érve buborékként a légkörbe távozó anyagok, pl. a víz(gőz) és a CO<sub>2</sub>.

Az asztrogeológiában (planetológiában) – a szilárd felszínnel rendelkező égitestek tanulmányozásakor – **jégnek** nevezik általában a vízjeget, de bármilyen más, egy adott égitesten fagyott és kristályos állapotban lévő elemet, vegyületeket; vagyis itt az olvadott vagy gáz állapotban lévő elemek elnevezése folyadék ill. gáz (gőz), ellentétben a kozmokémiai jégfogalommal. A planetológiai értelemben vett jég által alkotott formák és anyagok előtagja krio- (kriomagma, krioláva, kriovulkán, kriotefra stb.).

### Kapcsolódó fogalmak

**Folyadékszféra.** Ha a bolygótest felszíni hőmérséklete és légnyomása olyan tartományba esik, amely mellett valamely illó anyag cseppfolyós állapotban maradhat, akkor folyadékszféra is kialakul az égitest felszínén (Illés 2001). Hidroszféra helyett tehát ha nem vízről van szó, akkor inkább folyadékszféra kifejezést használunk. A krioszféra kifejezés a földi jég megjelenési zónáira alkalmazandó, hiszen egy jeges égitest egésze krioszférá(ka)t alkot.

**Termális erózió.** Ha valamely anyag hőmérséklete magasabb, mint az alatta fekvő anyag olvadáspontja, azt képes megolvasztani, és ezzel „erodálni” (a megolvadt anyag elkerül eredeti helyéről). Példa: víz a jeget erodálja – pl. gleccserpatak –, láva a kőzetet (pl. lávacsatorna medrét).

**Eutektikum.** Az eutektikum két vagy több komponens elegye, amelynek létezik egy vagy több olyan összetétele amely a tiszta komponensek olvadáspontjánál alacsonyabb hőmérsékleten olvad meg.

## ADATOK

### A Föld egyes zónáiban előforduló víz tömege

A földi hidroszféra	1,46×10 <sup>21</sup> kg
Üledékes kőzetek	~0,21×10 <sup>21</sup> kg
Köpeny	(0,5–4) ×10 <sup>21</sup> kg
A földtömeg	~6×10 <sup>24</sup> kg / 0,04%-a H <sub>2</sub> O

### Néhány bolygó légkörének légsűrűsége és légnyomása a felszín közelében

Légkör	Légsűrűség kg/m <sup>3</sup>	Légnyomás
Mars	0,018	0,06 atm
Földfelszín	1,17-1,29	1 atm
Föld 5 km	0,72	
Föld 10 km	0,42	
Föld 30 km	0,018	
Titan	5	1,5 atm
Vénusz	67	90 atm

vízjég	917
víz	1000

*NB: A Vénusz felszíni légsűrűsége a vízének kb. 6-7%-ának felel meg.*

- Achille G. Di & Hynak, B. M. 2010: Ancient ocean on Mars supported by global distribution of deltas and valleys *Nature Geoscience*.
- Atkinson, N., 2008: Snow on Mercury? <http://www.universetoday.com/2008/05/07/snow-on-mercury/>
- Atreya, S.K., Wong, M.H., Owen, T.C., Mahaffy, P.R., Niemann, H.B., de Pater, I., Drossart, P. and Encrenaz, T., 1999: A comparison of the atmospheres of Jupiter and Saturn: deep atmospheric composition, cloud structure, vertical mixing, and origin. *Planetary and Space Science* 47(10-11), 1243-1262.
- Atreya, S.K., Wong, A.S., Baines, K.H., Wong, M.H. and Owen, T.C., 2005: Jupiter's ammonia clouds—localized or ubiquitous? *Planetary and Space Science* 53(5), 498-507.
- Atreya, S. and Kuhn, W., 2006: Cloud structure of the giant planets: condensation and precipitation. European Planetary Science Congress 2006. Berlin, Germany, p.85.
- Atreya, S., 2007: Titan's Organic Factory, *Planetary Science* 316, 843-845.
- Baines, K.H., Delitsky, M.L., Momary, T.W., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R.N. and Nicholson, P.D., 2009: Storm clouds on Saturn: Lightning-induced chemistry and associated materials consistent with Cassini/VIMS spectra. *Planetary and Space Science* 57(14-15), 1650-1658.
- Barnes, J.W., Brown, R.H., Radebaugh, J., Buratti, B.J., Sotin, C., Le Mouelic, S., Rodriguez, S., Turtle, E.P., Perry, J., Clark, R., Baines, K.H. and Nicholson, P.D., 2006: Cassini observations of flow-like features in western Tui Regio, Titan. *Geophysical Research Letters* 33, L16204.
- Barshay, S.S. and Lewis, J.S., 1975: In: *The Dusty Universe*, eds. Field, G.B. & Cameron, A.G.W. Neale Watson Acad. Publ., New York.
- Barth, E.L. and Rafkin, S.C., 2007: Convection, Clouds and Precipitation on Titan Simulated with the Titan Regional Atmospheric Modeling System (TRAMS). Workshop on Planetary Atmospheres, held November 6-7, 2007 in Greenbelt, Maryland. *LPI Contribution No.* 1376, 14-15.
- Bartholy J., Geresdi I., Matyasovszky I., Mészáros R. és Pongrácz R. (szerkesztő: Bartholy, J.), 2007: A meteorológia alapjai. I. rész, 2. fejezet, Budapest.
- Beatty, J.K., Collins Petersen, C. and Chaikin, A., 1999: *The New Solar System*. Cambridge University Press, p302.
- Bertaux, J., Vandaele, A., Korabiev, O., Villard, E., Fedorova, A., Fussen, D., Quémerais, E., Belyaev, D., Mahieux, A., Montmessin, F., Muller, C., Neefs, E., Nevejans, D., Wilquet, V., Dubois, J.P., Hauchecorne, A., Stepanov, A., Vinogradov, I., Rodin, A., Cabane, M., Chassefière, E., Chaufray, J.Y., Dimarellis, E., Leblanc, F., Lefèvre, F., Rannou, P., van Ransbeeck, E., Zasova, L., Forget, F., Lebonnois, S., Titov, D., Rafkin, S., Durry, G., Gérard, J.C. and Sandel, B., 2007: A warm layer in Venus' cryosphere and high-altitude measurements of HF, HCl, H<sub>2</sub>O and HDO. *Nature* 450(7170), 646-649.
- Bérczi, Sz., 1978: Planetológia. Tankönyvkiadó, Budapest, p. 205-220.
- Bérczi, Sz., 1991: Kristályoktól bolygótestekig. Akadémiai Kiadó, Budapest, ISBN: 963 05 5842 4, p. 17-20, 159-167.
- Bérczi, Sz., Lukács, B., 1995: Solvent Liquids on Planets. *Acta Climatologica*, Szeged, XXVIII-XXIX. p. 5-22.
- Bérczi, Sz., Lukács, B., 1996: The Water-Ammonia Symmetry of Amino Acids: Constraints on Paleoaospheres. *Acta Climatologica*, Szeged, 30. p. 5-30.
- Bérczi, Sz., Hargitai, H., Illés, E., Kereszturi, Á., Opitz, A., Sik, A., Weidinger, T., 2002: Bolygóléggörök Atlasza. ELTE TTK Kozmikus Anyagokat Vizsgáló Űrkutató Csoport, Uniconstant, Budapest-Püspökladány.
- Bruce, F., 2010: Cosmochemistry - Solar abundances of the elements, Cosmochemical behaviour of the elements. <http://science.jrank.org/pages/47454/cosmochemistry.html>.
- Carlson, B.E., Prather, M.J., Rossow, W.B., 1987: Cloud chemistry on Jupiter. *Astrophysical Journal* 322, Part 1, 559-572. NASA-supported research.
- Carlson, B.E., Rossow, W.B., Orton, G.S., 1988: Cloud microphysics of the giant planets. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45, 2066-2081.
- Catling D Zahnle H. 2003: Evolution of Atmospheric Oxygen. [http://atmo.tamu.edu/class/geos489/lecture3/Catling\\_Zahnle2003.pdf](http://atmo.tamu.edu/class/geos489/lecture3/Catling_Zahnle2003.pdf)
- ChemWiki: Phase diagrams. [http://chemwiki.ucdavis.edu/Physical\\_Chemistry/Physical\\_Properties\\_of\\_Matter/Phase\\_Transitions/Phase\\_Diagrams](http://chemwiki.ucdavis.edu/Physical_Chemistry/Physical_Properties_of_Matter/Phase_Transitions/Phase_Diagrams)
- Chevrier V. F.; J. Hanley, E. Rivera-Valentin 2010: Regolith control of atmospheric water vapor on mars from analysis of phoenix TECP data *LPSC 41 #2559*
- Cimino, J.B., Elachi, C., 1979: Precipitation on Venus - Properties and possibilities of detection. *Journal of the Atmospheric Sciences* 36, 1168-1177.
- Colton G.W., 1978: NASA SP-362.
- Colton G.W., 1984: NASA SP-469.
- Cook, J.C., Desch, S.J., Roush, T.L., Trujillo, C.A., Geballe, T.R., 2007: Near-Infrared Spectroscopy of Charon: Possible Evidence for Cryovolcanism on Kuiper Belt Objects. *The Astrophysical Journal* 663(2).
- Coradini A, Magni G., Turrini, D. 2009: From gas to satellitessimals: disk formation and evolution. *Earth and Planetary Astrophysics*
- Cordier, D., Mouis, O., Lunine, J.I., Lavvas, P., Vuitton, V., 2009: An Estimate Of The Chemical Composition Of Titan's Lakes. *The Astrophysical Journal Letters* 707(2).
- Davies, A.G., Matson, D.L., Baines, K.H., Sotin, C., Choukroun, M., Johnson, T.V., Castillo-Rogez, J.C., 2009: The Atmospheric Control Of Cooling Rate Of Cryovolavas And Impact Melts On Titan's Surface. Portland GSA Annual Meeting (18-21 October 2009) Paper No. 97-15.
- Domingue, D.L., Koehn, P.L., Killen, R.M., Sprague, A.L., Sarantos, M., Cheng, A.F., Bradley, E.T., McClintock, W.E., 2007: Mercury's atmosphere: a surface-bounded exosphere. *Space Science Reviews* 131(1-4), 161-186.
- Effective Temperature 2010: <http://www.lwr.kth.se/grundutbildning/AE2201/Topics/Climate/Applets/T-effective/T-effective.htm>
- Esposito, L.W., Knollenberg, R.G., Marov, M.Ia., Toon, O.B., Turco, R.P., 1983: The clouds are hazes of Venus. IN: Venus (A83-37401 17-91). Tucson, AZ, University of Arizona Press, p. 484-564. NASA-supported research.
- Faure, G & Mensing, T.M. 2007: Introduction to Planetary Science The Geological Perspective. Springer.
- Ford, E., Wilson, S.L. and the Cassini Radar Science Team, 2006: Eruption of ammonia-water cryomagmas on titan 2: eruption styles and landforms. *LPSC 37*, 2425.
- Fortes, A.D., 1997: Surface processes in Titan. [http://www.ucl.ac.uk/es/research/planetary/undergraduate/dom/weathering\\_titan/tocf.htm](http://www.ucl.ac.uk/es/research/planetary/undergraduate/dom/weathering_titan/tocf.htm)
- Fortes, A.D., Wood, I.G., Brodholt, J.P., Vocablo, L., 2003: The structure, ordering and equation of state of ammonia dihydrate (NH<sub>3</sub> · 2H<sub>2</sub>O). *Icarus* 162, 59-73
- Francis, P., 1988: A bolygók. Fordította: Guman L. Gondolat Kiadó, Budapest, ISBN: 963 281 872 5, 202.
- Gadányi, P., 2007: Bazaltláva barlangok morfogenetikai típusai Izlandon. Karszt és Barlang 2006. I-II, Budapest, 19-32.
- Gadányi, P., 2010: Bazaltláva-barlangok kialakulása, típusai és formakincse. Ph.D. értekezés, Pécsi Tudományegyetem, Természettudományi Kar, Földtudományok Doktori Iskola.
- Gábris, Gy., Marik, M., Szabó, J., 2004: Csillagászati földrajz. Nemzeti Tankönyvkiadó, Budapest, ISBN: 963 19 5478 1, p. 170.
- Geresdi, I., 2004: Felhőfizika. Dialóg Campus Kiadó, Budapest-Pécs, ISBN: 963 9542 09 1, 1-3. fejezet, 13-36, 39-53, 71-88.
- Giuseppe, M., Showman, A.P., Lunine, J.I., Lopes, R.M.C., 2008: Resurfacing of Titan by ammonia-water cryomagma. *Icarus* 196, 216-224.
- Giuseppe, M., Showman, A.P., Lunine, J.I., Lorenz, R.D., 2007: Hydrocarbon lakes on Titan. *Icarus* 186, 385-394.
- Glandorf, D.L., Colaprete, A., Tolbert, M.A., Toon, O.B., 2002: CO<sub>2</sub> Snow on Mars and Early Earth: Experimental Constraints. *Icarus* 160(1), 66-72.
- Greenberg, R., 2008: Unmasking Europa: The Search for Life on Jupiter's Ocean Moon. Springer, p. 278.
- Griffith, C.A., Hall, J.L., Geballe, T.R., 2000: Detection of Daily Clouds on Titan. *Science* 290(5491), 509-513.
- Griffith, C.A., Penteadó, P., Baines, K., Drossart, P., Barnes, J., Bellucci, G., Bibring, J., Brown, R., Buratti, B., Capaccioni, F., Ceroni, P., Clark, R., Combes, M., Coradini, A., Cruikshank, D., Formisano, V., Jaumann, R., Langevin, Y., Matson, D., McCord, T., Mennella, V., Nelson, R., Nicholson, P., Sicardy, B., Sotin, C., Soderblom, L. A., Kursinski, R., 2005: The Evolution of Titan's Mid-Latitude Clouds. *Science* 310(5747), 474-477.
- Gyenizse P. 2008: Planetomorfológia. – In: Lóczy D. (szerk.): Geomorfológia II. Dialóg Campus K. Budapest-Pécs, 305-362.
- Hargitai, H., Sz. Bérczi, Sz. Nagy, A. Gucsik, Á. Kereszturi 2008: Mars Climate Diagram Database. Lunar and Planetary Science XXXIX #1476
- Harris, A.J.L., Sherman, S.B., Wright, R., 2000: Discovery of self-combusting volcanic sulfur flows. *Geology* 28(5), 415-418.
- Hayashi, C., 1981: Structure of the solar nebula, growth and decay of magnetic fields and effects of magnetic and turbulent viscosities on the nebula. *Prog. Theor. Phys. Suppl.*, 70, 35-53.
- Hédervári, P., 1979: Az Io-hold tűzhányótevékenysége. *Élet és Tudomány*



- (?) p. 137-139.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., Schrag, D.P., 1998: A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science* 281 (5381): 1342-1346.
- Hofstadter, M.D., Butler, B.J., Gurwell, M.A., Hesman, B.E., Devaraj, K., 2008: The Tropospheres of Uranus and Neptune as seen at Microwave Wavelengths. American Astronomical Society, DPS meeting #40, #50.04, Bulletin of the American Astronomical Society 40, 488.
- Hunten, D.M., Colin, L., Hansen, J.E., 1986: Atmospheric Science on the Galileo Mission. *Space Science Reviews*, 44(3-4), 191-240.
- Illés, E., 1984: Az Io, a Naprendszer legaktívabb égitestje. Delta, 1984. jún., pp. 23-25.
- Illés, E., 1996: Összehasonlító planetológia. In: Almár, I., Both, E., Horváth, A., et al.: SH Atlasz: Űrtan. Springer.
- Illés, E., 2001: Összehasonlító planetológia. Az ELTE TTK Csillagászati Tanszék speciál kollégiumán 1996/1997, 1998/1999 és 2000/2001 második félévében elhangzott előadásorozatok vázlatai (kézirat).
- Jaumann, R., et al., 2008: Fluvial erosion and post-erosional processes on Titan. *Icarus* 197, 526-538.
- Jian, J.J., Ip, W.H., 2006: The annual cycle of CO<sub>2</sub> snow depth at martian polar caps from MOLA data. *LPSC XXXVII*, #1777.
- Journey Through the Galaxy, 2006: <http://burro.astr.cwru.edu/stu/advanced/index.html>
- Kargel, J.S., Strom, R.G., 1990: Cryovolcanism On Triton. *LPSC 21*, p. 599.
- Karkoschka, E., Tomasko, M., 2005: Saturn's vertical and latitudinal cloud structure 1991 2004 from HST imaging in 30 filters. *Icarus* 179(1), 195-221.
- Kereszturi, Á., 2002: Database of lunar-like riles on Mercury. *LPSC XXXI-II*. #1663.
- Kereszturi, Á., 2006: A legmagasabb felhők a Naprendszerben. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20060906alegmagasabb.html>
- Kereszturi, Á., 2007: Éghajlatváltozás a Marson. *Léggör*, 52. évf., 2. szám, 12-17.
- Kereszturi, Á., 2008a: Egy 30 éve várt felvétel: hajnali dér a Marson. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20080821-vizjeg-a-marson-hajnali-deret-fotozott-a-phoenix.html>
- Kereszturi, Á., 2008b: Először figyeltek meg hóesést a Marson. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20080930-havazik-a-marson.html>
- Kereszturi, Á., 2009: Metáneső hullik és áradnak a tavak egy távoli világán. <http://www.origo.hu/tudomany/vilagur/20090201-titan-aradnak-az-eso-taplalta-metantavak-a-szaturnusz-holdjanak-sarkvideken.html>
- Kirschvink, J.L., Gaidos, E.J., Bertani, L.E., Beukes, N.J., Gutzmer, J., Maepa, L.N. and Steinberger, R.E., 1999: Paleoproterozoic snowball Earth: Extreme climatic and geochemical global change and its biological consequences. *PNAS*, February 15, 2000, 97(4), 1400-1405.
- Knollenberg, R.G. and Hunten, D.M., 1979: Clouds of Venus - Particle size distribution measurements. *Science* 203, 792-795.
- Knollenberg, R.G. and Hunten, D.M., 1980: The microphysics of the clouds of Venus - Results of the Pioneer Venus particle size spectrometer experiment. *Journal of Geophysical Research* 85, 8039-8058.
- Kulikov, Yu.N., Lammer, H., Lichtenegger, H.I.M., Terada, N., Ribase, I., Kolb, C., Langmayr, D., Lundin, R., Guinan, E.F., Barabash, S. and Biernat, H.K., 2006: Atmospheric and water loss from early Venus. *Planetary and Space Science* 54(13-14), November 2006, 1425-1444.
- Lakdawalla, E., 2008: MESSENGER scientists 'astonished' to find water in Mercury's thin atmosphere. [http://www.planetary.org/news/2008/0703\\_MESSENGER\\_Scientists\\_Astonished\\_to.html](http://www.planetary.org/news/2008/0703_MESSENGER_Scientists_Astonished_to.html)
- Langhans, M., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R., Baines, K.H., Nicholson, P.D. and Lorenz, R.D., 2009: Fluvial valleys on titan - a global perspective. *LPSC XXXX* #1681.
- Langhans, M., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R., Baines, K.H., Nicholson, P.D. and Lorenz, R.D., 2009: Morphology of valley systems on Titan - a comparative study. *EPSC Abstracts* 4, EPSC2009-133, European Planetary Science Congress.
- Langhans, M., Jaumann, R., Stephan, K., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R.N., Baines, K.H., Nicholson, P.D., Lorenz, R.D. and Sotin, C., 2010: Geologic impact of methane storms on Titan. *Geophysical Research Abstracts* 12, EGU2010-9939.
- Lecar, M., Podolak, M., Sasselov, D. and Chiang, E., 2006: On the location of the snow line in a protoplanetary disk. *The Astrophysical Journal* 640(2), 1115-1118.
- Lengyel B., Proszty J. és Szarvas P., 1960: Általános és szervetlen kémia. *Tankönyvkiadó*, Budapest, III. kiadás, p. 48.
- Léger, A., Selsis, F., Sotin, C., Guillot, T., Despois, D., Lammer, H., Ollivier, M., Brachet, F., Labèque, A. and Valette, C., 2003: A new family of planets? "Ocean-planets" Submitted to *Icarus notes* (10 July 2003).
- Libbrecht Kenneth G 2005: The physics of snow crystals Rep. Prog. Phys. 68 pp. 855-895
- Lodders, K., 2003: Solar System Abundances And Condensation Temperatures of The Elements. *The Astrophysical Journal* 591, 1220-1247.
- Lunine, J.I., 1993: The atmospheres of Uranus and Neptune. *Annual review of astronomy and astrophysics* 31 (A94-12726 02-90), 217-263.
- Lunine, J.I., Chambers, J., Morbidelli, A. and Leshin, L.A., 2003: The origin of water on Mars. *Icarus* 165, 1-8.
- Lunine, J.I., 2006: Origin of Water Ice in the Solar System. In: Lauretta, D.S. and McSween, H.Y. (ed): *Meteorites and the Early Solar System II*. 309-319. *Arizona University Press*.
- Lunine, J.I. and Atreya, S.K., 2008: The methane cycle on Titan. *Nature Geoscience* 1(3), 159-164.
- Marone, Ch. 2006: Probing Question: What heats the earth's core? <http://www.physorg.com/news62952904.html>
- McEwen, A.S., Keszthelyi, L.P., Lopes, R., Schenk, P.M. and Spencer, J.R., 2004: The lithosphere and surface of Io. In: Bagenal, F., Dowling, T.E. and McKinnon, W.B.: *Jupiter: The Planet, Satellites and Magnetosphere*. Cambridge University Press.
- Merck. John 2010: Climate and How It Works I: Physical Components <http://www.geol.umd.edu/sgc/lectures/climatepart1.html>
- Mével, L. and Mercier, E., 2007: Large-scale doming on Europa: a model of formation of Thera Macula. *Planetary and Space Sciences* 55, 915-927.
- Mihalka, K., Atreya, S.K. and Egeler-Dowd, P., 2009: Cloud Structure of Uranus and Neptune. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2009*, abstract #P33B-1283.
- Mihályi Krisztián - Gucsik A. - Szabó J. (2008): Drainage Patterns of Terrestrial Complex Meteorite Craters: A Hydrogeological Overview. *LPSC XXXIX* #1200
- Mitchell, K.L., Kargel, J.S., Wood, C.A., Radebaugh, J., Lopes, R.M.C., Lunine, J.I., Stofan, E.R., Kirk, R.L. and the Cassini RADAR Team., 2007: Titan's crater lakes: caldera vs. Karsts? *LPSC XXXVIII*, #2064. [http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/titan\\_images.html](http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/titan_images.html)
- Morbidelli, A., Chambers, J., Lunine, J.I., Petit, J.M., Robert, F., Valsecchi, G.B. and Cyr, K.E., 2000. Source regions and timescales for the delivery of water on Earth. *Meteor. Planet. Sci.* 35, 1309-1320.
- NASA, 2007: Cassini Images Mammoth Cloud Engulfing Titan's North Pole. [http://www.nasa.gov/mission\\_pages/cassini/media/cassini-20070201.html](http://www.nasa.gov/mission_pages/cassini/media/cassini-20070201.html)
- NASA/JPL NEWS RELEASE: Galileo sees ammonia ice cloud on Jupiter. Posted: October 27, 2000. <http://spaceflightnow.com/news/n0010/27jupiterice/NSSDC> <http://nssdc.gsfc.nasa.gov>
- Ohtani, E., 1985: The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.* 38, 70-80.
- Ozhovan, M.I., Gibb, F., Poluektov, P.P. and Emets, E.P., 2005: Probing of the interior layers of the Earth with self-sinking capsules. *Atomic Energy* 99(2), 556-562.
- Palotai, Cs. and Dowling, T., 2005: Evolution of Water and Ammonia Clouds in the EPIC Jupiter Model. American Astronomical Society, DPS meeting #37, #22.04, *Bulletin of the American Astronomical Society* 37, 661.
- Pappalardo, R.T., Belton, M.J.S., Breneman, H.H., Carr, M.H., Chapman, C.R., Collins, G.C., Denk, T., Fagents, S., Geissler, P.E., Giese, B., Greeley, R., Greenberg, R., Head, J.W., Helfenstein, P., Hoppa, G., Kadel, S.D., Klaasen, K.P., Klemaszewski, J.E., Magee, K., McEwen, A.S., Moore, J.M., Moore, W.B., Neukum, G., Phillips, C.B., Prockter, L.M., Schubert, G., Senske, D.A., Sullivan, R.J., Tufts, B.R., Turtle, E.P., Wagner, R. and Williams, K.K., 1999: Does Europa have a subsurface ocean? Evaluation of the geological evidence. *Journal of Geophysical Research* 104(E10), 24015-24056.
- Pätzold, M., Häusler, B., Bird, M.K., Tellmann, S., Mattei, R., Asmar, S.W., Dehant, V., Eidel, W., Imamura, T., Simpson, R.A. and Tyler, G.L., 2007: The structure of Venus' middle atmosphere and ionosphere. *Nature* 450(7170), 657-660.
- Penz, T., Lammer, H., Piller, W. and Biernat, H.K., 2004: Venus early water inventory: Could life evolve? *EANA 04 "Life in Extreme Environments"* 22-25 November, Milton Keynes, UK.
- Pintassilgo, C.D. and Loureiro, J., 2009: Production of hydrocarbons and nitrites using a N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub> afterglow plasma for simulation of Titan's atmosphere. *Planetary and Space Science* 57(13), 1621-1630.
- Regent, B. and Blamont, J., 1980: The structure of the clouds of Venus -

Results of the Pioneer Venus nephelometer experiment. *Journal of Geophysical Research* 85, Dec. 30, 8089-8105.

Rages, K., 2008: Monitoring Active Atmospheres on Uranus and Neptune. HST Proposal ID #11630. Cycle 17.

Rannou, P., Montmessin, F., Hourdin, F. and Lebonnois, S., 2006: The Latitudinal Distribution of Clouds on Titan. *Science* 311, no. 5758, 201 – 205.

Rákóczi, F., 1998: Életterünk a légkör. *Mundus Magyar Egyetemi Kiadó*, Budapest, ISBN: 963 8033 48 7, 237-239.

Rodriguez, S., Le Mouélic, S., Rannou, P., Tobie, G., Baines, K.H., Barnes, J.W., Griffith, C.A., Hirtzig, M., Pitman, K.M., Sotin, C., Brown, R.H., Buratti, B.J., Clark, R.N. and Nicholson, P.H., 2009: Global circulation as the main source of cloud activity on Titan. *Nature* 459, 678-682.

Roos-Serote, M., Drossart, P., Encrenaz, Th., Carlson, R.W. and Leader, F., 1999: Constraints on the Tropospheric Cloud Structure of Jupiter from Spectroscopy in the 5- $\mu$ m Region: A Comparison between Voyager/IRIS, Galileo/NIMS, and ISO-SWS Spectra. *Icarus* 137, Issue Icarus, 315-340.

Rothery, D.A., 1999: Satellites of Outer Planets. *Oxford Univ. Press. 2nd Ed.*

Sasselov, D.D. and Lecar, M., 2000: On the snow line in dusty protoplanetary disks. *The Astrophysical Journal* 528(2), 995-998.

Schaefer, L. and Fegley, B., 2003: Metallic snow in the venusian highlands. American Astronomical Society, DPS meeting #35, #37.08, *Bulletin of the American Astronomical Society* 35, p. 984.

Schaefer, L.; Fegley, B. 2009: Chemistry of Silicate Atmospheres of Evaporating Super-Earths. *The Astrophysical Journal* 703

Schaller, E.L. and Brown, M.E., 2007: Volatile Loss And Retention On Kuiper Belt Objects. *The Astrophysical Journal* 659, L61-L64.

Schenk, P.M. and Williams, D.A., 2004: A Deep Lava Channel On Io. *Lpsc*, 1806.

Seiff, A., Kirk, D.B., Knight, T.C.D., Young, R.E., Mihalov, J.D., Young, L.A., Milos, F.S., Schubert, G., Blanchard, R.C. and Atkinson, D., 1998: Thermal structure of Jupiter's atmosphere near the edge of a 5- $\mu$ m hot spot in the north equatorial belt. *Journal of Geophysical Research* 103(E10), 22857-22890.

Shade Tree Physics, 2010: Venus atmosphere temperature and pressure profiles. <http://www.datasync.com/~rsf1/vel/1918vpt.htm>

Skinner, B.J., 1970: A Sulfur Lava Flow on Mauna Loa. *Pacific Sci.* 24, 144-145.

SpaceRef, 2008: NASA Cassini Image: Radar Images Titan's South Pole. <http://www.spaceref.com/news/viewsr.html?pid=26627>

Sromovsky, L.A. and Fry, P.M., 2002: Jupiter's Cloud Structure as Constrained by Galileo Probe and HST Observations. *Icarus*, Volume 157, pp. 373-400.

Stephan, K., Jaumann, R., Brown, R.H., Soderblom, J.M., Soderblom, L.A., Barnes, J.W., Sotin, C., Griffith, C.A., Kirk, R.L., Baines, K.H., Buratti, B.J., Clark, R.N., Lytle, D.M., Nelson, R.M. and Nicholson, P.D., 2010: Specular reflection on titan – liquids in kraken mare. *Astrobiology Science Conference 2010*, 5149. [www.lpi.usra.edu/meetings/absci-con2010/pdf/5149.pdf](http://www.lpi.usra.edu/meetings/absci-con2010/pdf/5149.pdf)

Stofan, E.R., Lunine, J.I., Lorenz, R.D., Aharonson, O., Bierhaus, E., Clark, B., Griffith, C., Harri, A.-M., Karkoschka, E., Kirk, R., Kantsiper, B., Mahaffy, P., Newman, C., Ravine, M., Trainer, M., Waite, H. and Zarnecki, J., 2010: Exploring the seas of titan: the titan mare explorer (time) mission. *41st Lunar and Planetary Science Conference*, 1236.

Temma, T., Chanover, N.J., Simon-Miller, A.A., Glenar, D.A., Hillman, J.J. and Kuehn, D.M., 2005: Vertical structure modeling of Saturn's equatorial region using high spectral resolution imaging. *Icarus* 175(2), 464-489.

Tobie, G., Giese, B., Hurford, T.A., Lopes, R.M., Nimmo, F., Postberg, F., Retherford, K.D., Schmidt, J., Spencer, J.R., Tokano, T. and Turtle, E.P., 2010: Surface, subsurface and atmosphere exchanges on icy moons. *Space Science Reviews* 2010-04-06.

Tomasko, M.G., Archinal, B., Becker, T., Bézard, B., Bushroe, M., Combes, M., Cook, D., Coustenis, A., de Bergh, C., Dafoe, L.E., Doose, L., Douté, S., Eibl, A., Engel, S., Gliem, F., Grieger, B., Holso, K., Howington-Kraus, E., Karkoschka, E., Keller, H.U., Kirk, R., Kramm, R., Küppers, M., Lanagan, P., Lellouch, E., Lemmon, M., Lunine, J., McFarlane, E., Moores, J., Prout, G.M., Rizk, B., Rosiek, M., Rueffer, P., Schröder, S.E., Schmitt, B., See, C., Smith, P., Soderblom, L., Thomas, N. and West, R., 2005: Rain, winds and haze during the Huygens probe's descent to Titan's surface. *Nature* 438(7069), 765-778.

Tomasko, M.G., Doose, L., Engel, S., Dafoe, L.E., West, R., Lemmon, M., Karkoschka, E. and See, C., 2008: A model of Titan's aerosols based on

measurements made inside the atmosphere. *Planetary and Space Science* 56(5), 669-707.

Venus, 2006: <http://burro.astr.cwru.edu/stu/advanced/venus.html>

Völgyesi L. 2002: Geofizika. Műegyetemi Kiadó.

Warren, P.H. and Wasson, J.T., 1979: Effects of pressure on the crystallization of a "chondritic" magma ocean and implications for the bulk composition of the Moon. *LPSC* 10, A80-23617 08-91.

Williams, D.A., Keszthelyi, L.P., Schenk, P.M., Milazzo, M.P., Rathbun, J.A. and Greeley, R., 2004: Mapping Of The Zamama-Thor Region Of Io. *LPSC* 35, 1685.

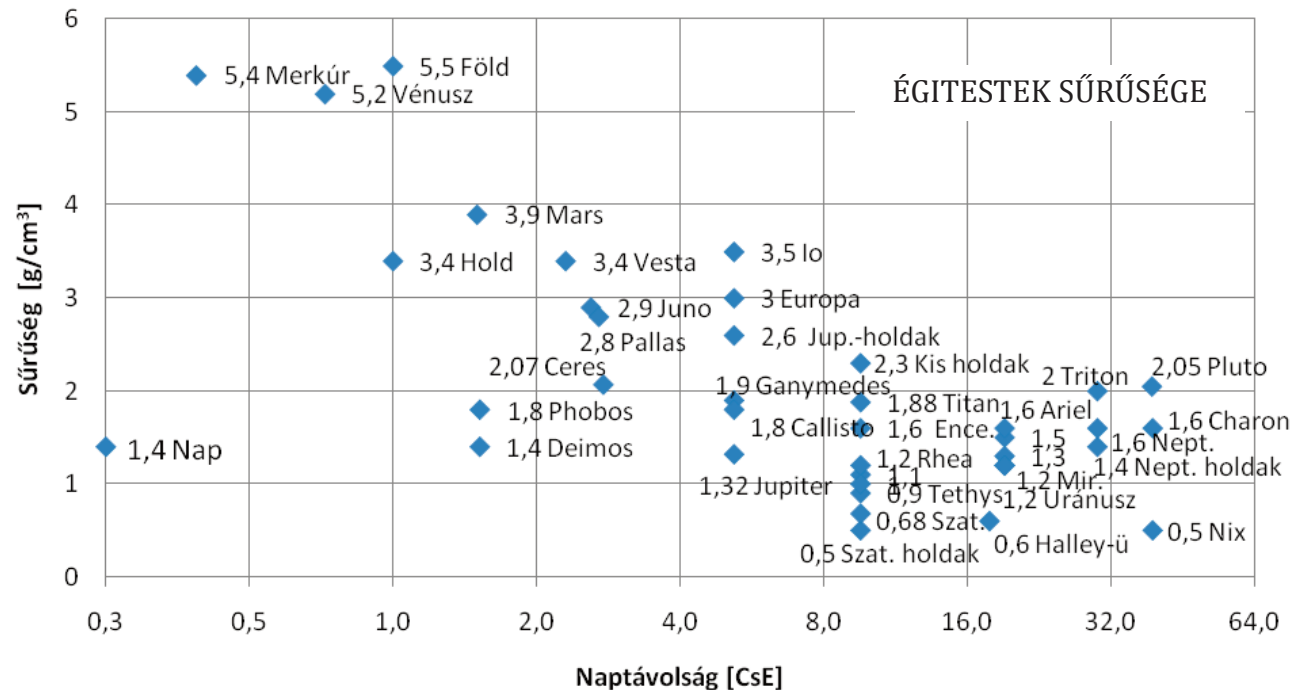
Wilson, L. and Head, J.W., 1998: Ganymede cryovolcanism: ascent and eruption of magma and its role in resurfacing. *Lunar and Planetary Science* XXIX, 1140.

Witham, F. and Llewellyn, E.W., 2006: Stability of lava lakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 158, 321-332.

Yan, Q.Y., Tan, H.P. and Shang, D.K., 2001: Physical Properties of Basalt and Numerical Simulation of the Melting Process in Basalt Particle Beds. *Int. Journal of Thermophysics* 22(3).

Zasova, L.V., 2006: Atmospheric structure and cloud properties on Venus. European Planetary Science Congress 2006. Berlin, Germany, 18 - 22 September 2006., p.485.

Zágoni M., 2009: Az emberi tevékenység és a klímaváltozás. <http://www.ofi.hu/tudastar/globalis/zagoni-miklos-emberi>



<i>Tul.</i>	<i>folyadék</i>	<i>oldószer</i>	<i>Szerepe gélben</i>	<i>„szikla”</i>	<i>Fényre áttetsző</i>	<i>hőtároló</i>	<i>Felület-bevonó</i>	<i>3 fázist járhat be</i>	<i>3 féle sűrűségű</i>	<i>klatrát</i>
<i>Folyadék</i>		<i>Föld vagy kicsap</i>			<i>Mozog és megáll</i>	<i>Víztest=élettér</i>		<i>Bevon-elillan</i>		
<i>Oldószer</i>					<i>Old és bont követ</i>		<i>kőaprítást gyorsít</i>	<i>szétszed</i>	<i>Oldási-szétszed. pálya</i>	
<i>Szerepe gélben</i>	<i>sejtkémia</i>				<i>Kétféle szilárd anyag</i>					
<i>„szikla”</i>			<i>Öli a sejtet</i>					<i>Öli a sejtet</i>	<i>Felszínre úszik</i>	
<i>Fényre áttetsző</i>	<i>Fotoszintézis bent</i>				<i>Áttetsző protoplama.</i>					
<i>Hőtároló</i>	<i>Sejthőmér- séklet őrzése</i>				<i>Sejt nehezen fagy meg</i>			<i>Fölmelegszik tárolja</i>		
<i>Felület-bevonó</i>					<i>Körbeveszi a szálakat</i>					
<i>3 fázist járhat be</i>	<i>Változó térfogatú</i>	<i>Föld vagy kicsap</i>								
<i>3 féle sűrűségű</i>		<i>Felszínre úszik</i>			<i>Felszínre úszik</i>					
<i>klatrát</i>										

Víz mátrix: a víztulajdonságok párosainak mátrixa. (2 féle víztulajdonság egyszerre van figyelembe véve)

