

cia elektromos és színtöltését [mindkettő semleges], tömegét [mérendő szabad paraméter], spinjét [0], CP kvantumszámát [páros], csatolását a mértékbozonokhoz [$SU(2)_L$ jelleg] és a fermionokhoz [m_f/v], önkölcsönhatásait (a Higgs-potenciált) [m_H rögzíti] – szög-

letes zárójelben a Standard Modell-beli Higgs-bozon jellemzőit találjuk. Az írás elején vázolt Standard Modell kísérleti bizonyításához a lista legutolsó és egyben legnehezebben kivitelezhető eleme elengedhetetlen.

A MARS KÖZETEI A MARS METEORITOK ALAPJÁN

Bérczi Szaniszló
ELTE TTK Anyagfizikai Tanszék

Három fő kőzettípust különít el a kőzettan a Földön: a magmás, az üledékes és a metamorf kőzeteket. A *magmás kőzetek* szilikátolvadékokból keletkeznek lehűléskori kristályosodással. Az *üledékes kőzetek* a felszíni mállás során keletkező üledékekből, a *metamorf* (átalakult) *kőzetek* nagy nyomás és/vagy hőmérséklet hatására történő átkristályosodással jönnek létre. Ezek közül a magmás kőzetek azok, amelyeknek előfordulására leginkább számítani lehet a Föld típusú, szilárd anyagú kőbolygótestek felszínén. A Merkúr, a Vénusz, a Föld, a Hold és a Mars szilárd anyagának jelentős részét, e bolygótestek köpenyét és kérgét főleg ilyen szilikátos anyagok alkotják. A megszilárdult láva főleg a Fe, Mg, Ca, Al, Na, K, Ti, Cr, Mn szilikátjaiból, valamint számos oxid- és szulfidásványból épül föl. A magmás kőzetek rendszerét az elmúlt három évszázad során megalkották. Először e rendszer magját mutatjuk be, azzal a céllal, hogy benne elhelyezhessük a marsi magmás kőzeteket, melyek meteoritokként érkeztek a Földre.

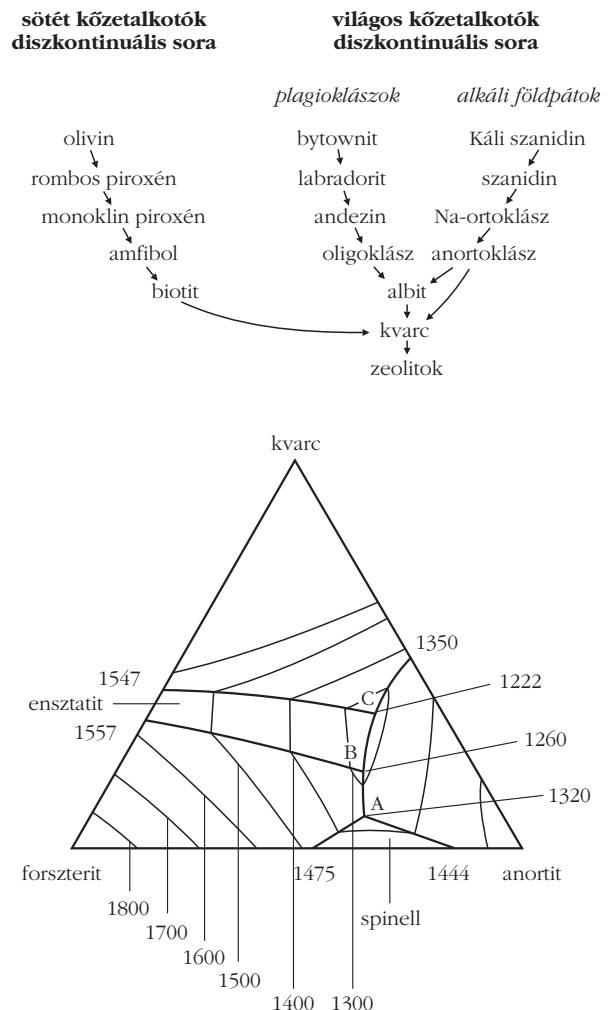
Az égitest felszínére ömlő láva jelentős része olvadt állapotban van, de benne már megkezdődött a kristályosodás. A magmás kristályosodás során létrejövő ásványegyüttes (ásványtársulás) a fő kőzetalkotó ásványokból az 1. ábra szerinti arányban tartalmaz színes és színtelen szilikátokat. A színes szilikátok az olivin, a piroxén, az amfibol és a csillámok, a színtelenek a plagioklász és a kálicsillámok, a kálicsillámok és a kvarc. Bowen egy évszázaddal ezelőtti fontos megfigyelése volt az, hogy a magmás kristályosodás során a színes és a színtelen szilikátok gyakran együtt kristályosodnak, egymással párhuzamosan haladó folyamatként, de az ásványsorokon belül meghatározott sorrendet követve (1. ábra).

Később, olvasztási kísérletei nyomán, Bowen a magmás kristályosodás során keletkező fázisok viszonyait anyagterképen foglalta össze. Ez a híres Bowen-diagram három fő ásványkomponens (olivin, plagioklász földpát és kvarc) segítségével le tudta vezetni a magmás kristályosodás fizikai-kémiai menetét.

A 21. század elejére a magmás kőzettan az interplanetáris mérési eredmények alapján a planetológia részét is képező tudományággá vált. Egyrészt azért, mert a legtöbb Föld típusú bolygótest felszínén az űrszondák kimutatták a bazaltot és más magmás kőzetek jelenlétét. Másrészt azért, mert a geokémia ku-

tatói fölismerék, hogy a bazaltok „háttérben” egy kondritos, tehát peridotitos összetételű köpeny áll, melynek parciális olvadékai a bazaltok. Ezért a magmás kőzetek olyan differenciálódási sorozatokba rendezhetők, melyek egyik pólusán a peridotitos köpeny anyagai, a másik oldalán pedig a belőle leszármaztatható különféle magmás kőzetek állnak. E sokszínű folyamatcsoportra példaként mutatunk be olyan eseteket, amelyeket a marsi meteoritok szolgáltattak.

1. ábra. Bowen tapasztalati diagramja a magmás kristályosodásról (felül) és a kimért kvarc–forszterit–anortit diagram (alul).



Magmás kőzetek a Marson

Csaknem 30 esztendeje annak, hogy az első, kémiai kísérletekkel igazán gazdagon felszerelt űrszondák, a Viking leszálló egységei, simán leereszkedtek a Mars felszínére. E páros marsi expedíció vizsgálatai közül legismertebbek a három biológiai kísérlet eredményei. A Mars magmás kőzeteinek megismerésében azonban egészen különleges, közvetett szerepe volt a Viking-méréseknek. A leereszkedés során ugyanis megmérték a marsi légkör összetételét, és ezt az adatot néhány év múlva a Földre már eljutott marsi kőzetek azonosítására használták föl.

A meteoritok között az 1960-as évekig fölismertek egy olyan csoportot, amely a magmás szövetű akondritok közül közös kémiai vonásaival válik ki. Melyek ezek? Oxidáltabbak a többi akondritnál, nagy az illóelem-tartalmuk, jelentős az alkáliatartalom a földpátokban, sok a Ca a piroxéneknél. Ezt a csoportot három fontos tagjáról, a Shergotty, a Nakhla és a Chassigny meteoritokról SNC csoportnak nevezték el. A nakhláról 1974-ben Rb–Sr radioaktív kormeghatározási módszerrel kimutatták, hogy nagyon fiatal, 1,3 milliárd éves,

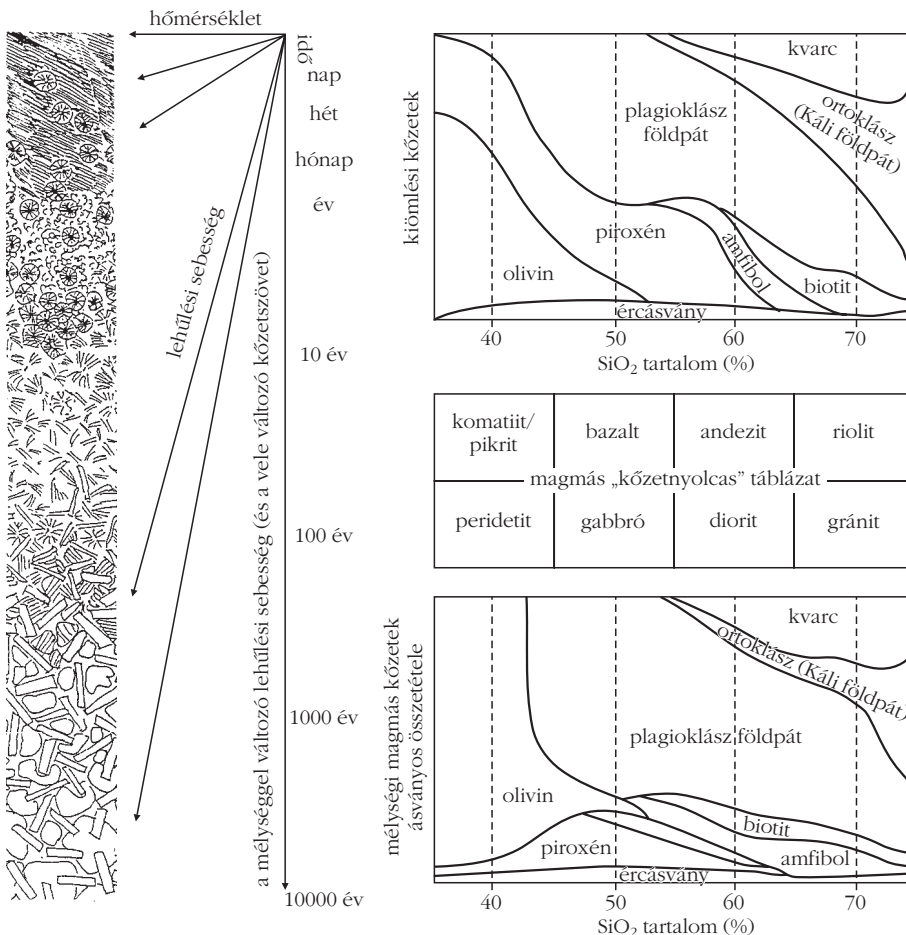
szemben a meteoritok többségének 4,5 milliárd éves korával. Ilyen fiatalkori vulkanizmus csak nagyobb méretű bolygótesten játszódhatott le. Később a shergottitokat még fiatalabbnak, már csak 170 millió évesnek mérték (ez a földi rétegtanban a jura kora).

A Viking légkörmérései nyomán *Bogard és Johnson* (1983) a megtört SNC mintákból fölszabaduló nemesgázok (Ar, Kr, Xe) izotóparányai alapján valószínűsítette az SNC meteoritok marsi eredetét. Később a becsapódással való kiszakítás mechanizmusát is modellezték. A gyűjtemények hatféle SNC meteoritja mellé még hatot találtak 1995-ig az Antarktiszon. Ma már csaknem 40 SNC meteoritot ismerünk, mert, időközben, az Antarktisz után a forró sivatagokban is fedeztek föl újabb marsi meteoritokat. A marsi meteoritok táblázatának csak az első harmadát mutatjuk be tájékoztatásul (a 2. ábra közepén).

Az SNC meteoritok kőzettípusai

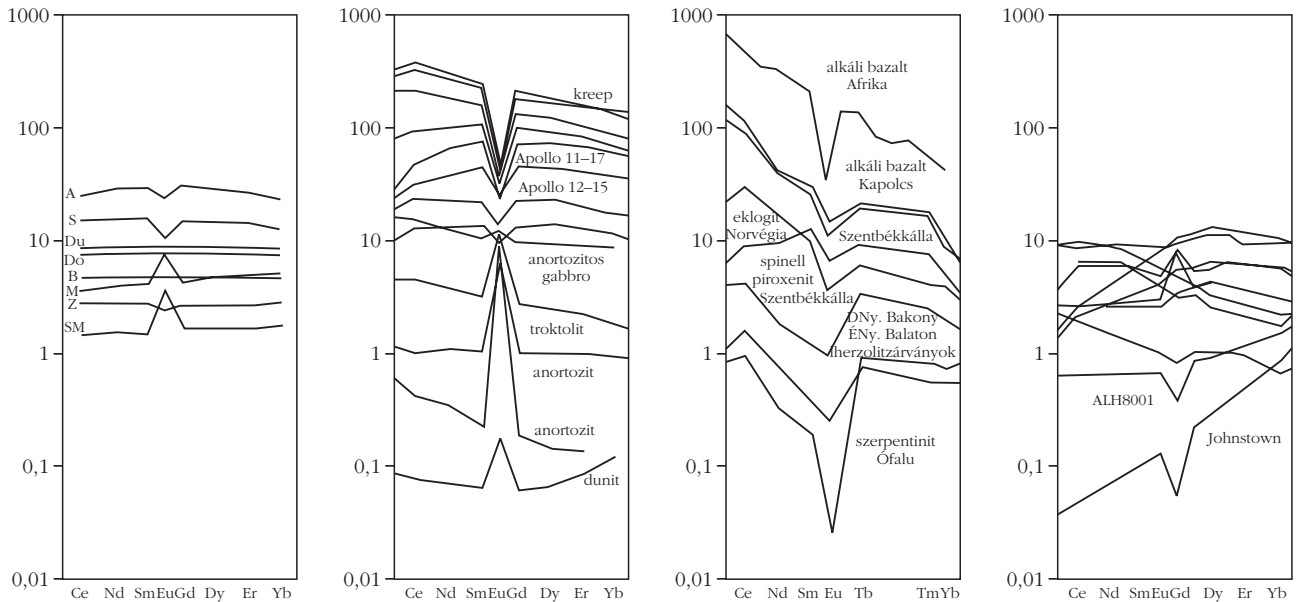
Az SNC meteoritok magmás kőzetek. A földi magmás kőzetek rendszerét először az ásványos összetétel, a

2. ábra. A földi magmás kőzetek osztályozási rendszere. A bal oldali szövettani oszlopon az egyre lassúbb lehülési sebességgel következő szövetek a rétegsorban egyre lejjebb találhatók. A jobb oldali három táblázat a középső nyolcas táblázatra épül. Itt a felső sorban a vulkáni (kiömlési), az alsó sorban a mélységi magmás (plútóni) kőzeteket találjuk. A változó SiO₂-tartalommal változik a bennük lévő ásványfázisok mennyisége is. A felső ásványarány-sor a vulkáni, az alsó a plútóni kőzetekre vonatkozik.



kemizmus (pl. SiO₂-tartalom) valamint a szövet szerkezete és szemcsemérete alapján tagolták típusokba. A legismertebb táblázatos elrendezésben a kiömlési (vulkáni) kőzetek a táblázat felső sorában, ezen kőzetek mélységi magmás (plútóni) típusai a táblázat alsó sorában, növekvő SiO₂-tartalom szerint szerepelnek. A felső sor e táblázatban a vulkáni komatiit/pikrit, bazalt, andezit, riolit sorozat, az alatta lévő sor pedig a mélységi magmás peridotit, gabbró, diorit, gránit sorozat (2. ábra). A szemcseméret szoros kapcsolatban áll a lehülési sebességgel. Ezért a táblázat mellé, a függőleges tengely irányában, a lehülési sebességet is bemutató és a finomabb kőzetszöveti osztályozást is lehetővé tevő TTT diagramot illesztettünk.

A marsi meteoritok a magmás kőzetek osztályozási rendszerében a bázisos-ultrabázisos tartományba esnek. A marsi meteoritokat 6 típusba sorolják: ortopiroxénit (ALHA 84001), klinopiroxénit (a nakhlitok), dunit (chassignit), bazaltos shergottit (pl. a Shergotty maga is), pikrites shergottit (pl. a Northwest Africa



3. ábra. Négy ritkaföldfém gyakorisági diagramja a kondritos értékekre normálva. Balról jobbra: a kondritos kisbolygó bazaltjai, a Hold kőzetei, a Föld néhány kőzete (szentbékállai sorozat) és a Mars néhány meteoritja. A legdifferenciáltabb folyamatok a földi bazaltokat jellemzik, mert egy feltételezett kondritos kezdeti értékről (az 1-es vonal magasságában) parciális olvadással fölfelé is, lefelé is igen változatos kőzettípusokat hoztak létre. Ezen a diagramon a Mars kőzetei ősi differenciátlanságot mutatnak. Az S-sel jelölt shergottitok ritkaföldfém-gyakorisága a holdi Apollo-12 és -15 bazaltok magasságába esik. Az ALHA 84001 is ősi ritkaföldfém-gyakoriságot mutat.

1068 – NWA 1068) és a Iherzolitos vagy peridotitos shergottit (pl. az ALHA 77005). A három leggyakoribb marsi meteorittípus a nakhlit, a bazaltos shergottit és a Iherzolitos shergottit.

A shergottitok

A bazaltos-shergottitok szürke színű magmás kőzetek, melyek monoklin piroxénekből (pigeonit, augit) plagioklász földpátból (amely azonban a meteoritot kiszakító ütés hatására átalakult maskelynitte) és járulékos ásványokból áll. A peridotitos-(Iherzolitos-)shergottit a földi Iherzolitokra-harzburgitokra hasonlít. Szövetében nagy rombos-piroxén szemcsékbe vannak beágyazva az olivin és krómít kristálykák. Csak kevés földpátüveg (maskelynit) található bennük. A peridotit a Földön – és a Marson is – a köpeny anyaga, melyből parciális olvadások nyomán bazaltos, pikrites olvadékok ömlenek a felszínre vagy jutnak felszín közelébe, és ott kikristályosodnak. A shergottitok egyes típusai ebbe a folyamatba illő kőzettípusok. Az olivin-porfíros shergottitok nagyméretű olivinkristályokból állnak, amelyek be vannak ágyazva a finomszemcsés bazaltos alapszövetbe.

Éppen a MER robotok fölismerése az, hogy egyes típusok a marsi felszínen kőzettömbökben is megtalálhatók. Például *McSween* és *Milam* a Spirit útja során megfigyelt és mért, olivinben dús marsi bazaltokat az olivin-porfíros shergottitokkal rokon kőzetnek találták annak alapján, hogy a Pancam, a miniTES és a Mössbauer-spektrométer adatai igazolták, hogy az olivin gyakori ásványa több marsfelszíni kőzetnek (Humphrey, Adirondack, Mazatzal). A Guszev-kráterben mért bazaltokban az olivin összetételének Fe/Mg aránya is hasonló volt az olivin-porfíros shergottitokéval. Ezek a

sötét, aprószemcsés Guszev-bazaltok mintegy 25%-ban tartalmaznak olivin fenokristályokat, és, mivel a színképük hasonló a déli terra peremén található kőzetekéhez, azt is feltételezik, hogy főként ez a bazalt – az olivin-porfíros shergottit – alkotja a noachisi ősi terrákat (Noachis, Hesperida, Amazonis a három marsi rétegtani emelet – *Bérczi* és *mtsai*, 2001). Más kutatók (pl. *Irving*) a Tharsis-vulkánokat tartják az olivin-porfíros bazalt forráshelyének.

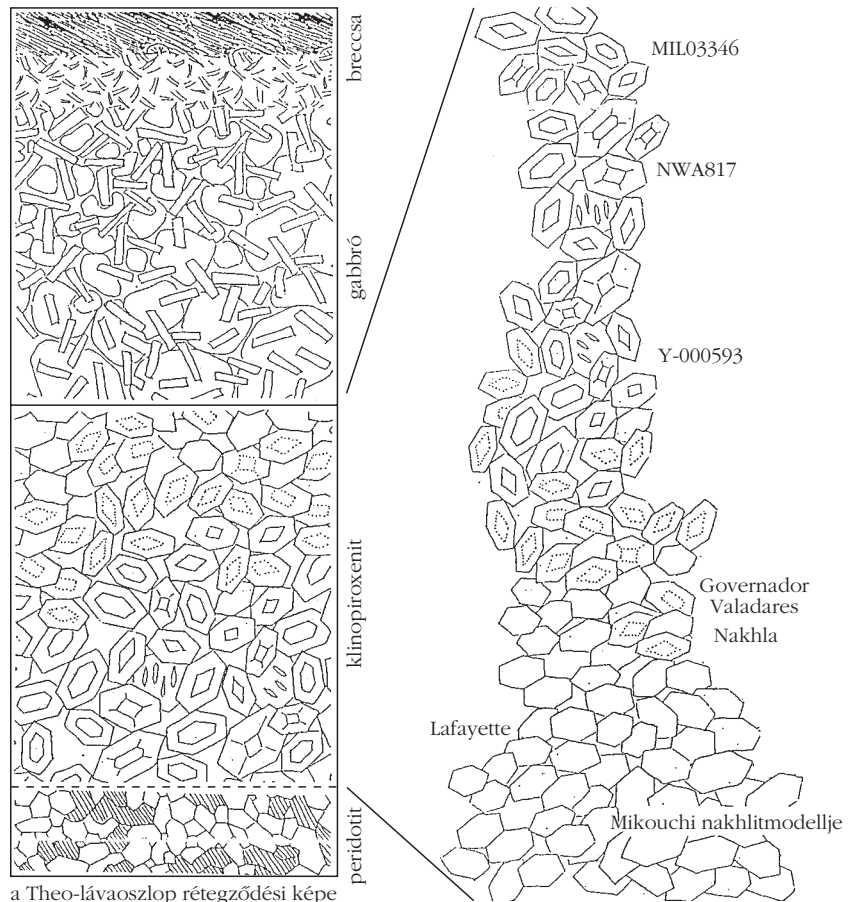
A shergottitok geokémiai osztályozására *Warren* és *Bridges* (2005) javasolt egy kéregasszimilációs modellt. Ez földi köpenyzárványok mintájára a shergottitokat a marsi köpenyből származtatja. Amikor a marsi bazaltos parciális olvadékok – a földi párhuzamos eseményeknek megfelelően – eltávoztak a köpenybeli forráshelyről, akkor kiűrtették azt és elszegényítették bizonyos geokémiai összetevőkben. Ennek alapján *Warren* és *Bridges* bevezet háromféle shergottitot: erősen (E), közepesen (K) és gyengén (Gy) kiűresedett shergottitokat. Az E-shergottitok közé tartozik például a QUE94201, a K-shergottitok közé tartozik például ALHA77005, a Gy-shergottitok közé tartozik a Shergotti és a Zagami. (A Gy-shergottitok azonban leszármaztathatók az E-shergottitokból úgy is, hogy a fölfelé tartó láva a kéregben nagy ritkaföldfém-tartalmú kéregösszetevő-komponenst asszimilált, olvasztott magába.)

A magma parciális kiolvadása, majd az útja és lehűlése során bekövetkező differenciálódási folyamatot jól tükrözi a létrejött kőzet és a benne lévő ásványok ritkaföldfém-tartalma. Ilyen módszerrel ismerték föl a földi kőzetekben is a peridotitos köpenyből a bazaltot leszármaztató parciális olvadási folyamatokat. A parciális olvadás során ugyanis a ritkaföldfém-tartalom a korai kiolvadó fázisban halmozódik föl (*Bérczi*, 1991).

A nakhlitok

A nakhlitok főleg monoklin piroxénből álló kumulátos kőzetek. Kisebb részben olivin és más ásványok is előfordulnak benne. A nakhlitok nagyméretű magmatesten belüli kristályosodás során jöttek létre. A már létrejött piroxén ásványok a magmatestnél nagyobb sűrűségük miatt lassan ülepedtek és a magmatest aljára süllyedtek, ahol egymáson megtámaszkodtak.

Az így létrejött kőzetszövet a kumulátos szövet. Összetételében is és szövetét tekintve is nagyon hasonló a nakhlitokra a földi Theo-láva Kanadában (Treiman és mtársai, 1996). A magmás kristályosodási és szétválási folyamatok során a Theolávatest 120 méter vastag összletében három nagy kőzettípus réteg különült el. Ezek szövege is különbözik. Felülről lefelé haladva egy felső 20 méteres breccsás fedő alatt a következő rétegek helyezkednek el a Theolávatestben (4. ábra): *gabbró*, mintegy 35 méteres vastagságban, alatta mintegy 50 méteres vastagságban *piroxenit*, legalul pedig *peridotit* mintegy 10–12 méteres vastagságú rétegben (Lentz és mtársai, 1998).



a Theo-lávaoszlop rétegződési képe

4. ábra. A hűlő lávaoszlopban elhelyezkedő nakhlitok (kumulátos piroxének) Mikouchi és mtársai, (2003) modelljében. A felsorolt 6 nakhlit lefelé haladva egyre tömöttebb kumulátos szövetet mutat: MIL03346, NWA817, Yamato-000593, Governador Valaderes, Nakhla, Lafayette.

A Mikouchi-modell a nakhlitok kialakulásáról

A Theo-lávatest ismeretében, több nakhlitmintát összehasonlító vizsgálatával Mikouchi japán kutató modellt alkotott arról a geológiai környezetről, ahonnan a nakhlitok származhatnak. A nakhlitok szövetében a kumulátos szövetet alkotó, sajátalakú piroxének között olivinkristályok, valamint a kőzetolvadékból kristályosodott földpát található. Mikouchi annak alapján, hogy az olvadék aljára süllyedő ásványok között kevesebb a maradék kőzetolvadék, míg az olvadékoszlop felsőbb részein lazábban helyezkednek el a támaszkodó piroxének, mélységi sorba tudta rendezni a nakhlitokat. Egy nakhlitos lávaoszlop magassági „emeletei” szerinti sorozatban az oszlop tetején helyezhető el a jelenleg (2005-ben) legújabb nakhlit, a MIL03346. Lefelé haladva az NWA817 következik, még lejjebb a Yamato-000593, majd a Governador Valaderes és a Nakhla helyezkedik el. A hűlő lávaoszlop legmélyebb pontjáról származhat a Lafayette, mert ebben illeszkednek legtömörebben a kumulátos piroxének (Mikouchi és mtársai, 2003). A felsorolt 6 nakhlitot úgy is szemléltethetjük tehát, mint amelyek egy 30 méteres vastagságú lávaoszlopba mé-

lyített fúrású magnak egyes szakaszait képviselik. E sorbarendezhetőség megerősíti azt a feltételezést, hogy egyetlen becsapódási esemény szakíthatta ki marsi forráshelyükről a nakhlitokat. Harvey és Hamilton ezt a forráshelyet a Syrtis Majorban feltételezik a TES és THEMIS színeképvizsgálatok alapján.

Összegzés

A Marsról érkezett meteoritok azt tanúsítják, hogy érdekes és sok szempontból a földihez hasonló magmás folyamatok hoztak létre kőzeteket a Marson. De nagyon kevés helyszínről vannak még kőzetmintáink, és a főbb marsi meteoritok nem fedik le a spektroszkópiái és a felszíni rovermérésekkel megismert kőzettípusokat sem. Ezért a marsi meteoritok csak bevezető jellegű kőzetani ismeretekhez juttattak bennünket a marsfelszíni kőzetanról. A mállási történetet a Mars felszínén végzett anyagvizsgálatok fényében tekintjük majd át.

Irodalom

Bérczi Sz. (1991): *Kristályoktól bolygótestekig*. Akadémiai, Budapest.
Bérczi Sz. (2000): *Holdkőzetek, meteoritek*. Kis atlasz a Naprendszeréről (1). ELTE TTK KAVÚCS, Uniconstant, Budapest, Püspökladány.

Bérczi Sz., Hargitai H., Kereszturi Á., Sik A. (2001): *Bolygótestek atlasza*. Kis atlasz a Naprendszeréről (2). ELTE TTK KAVÜCS, Uniconstant, Budapest, Püspökladány.

Bérczi Sz., Hargitai H., Illés E., Kereszturi Á., Sik A., Földi T., Hegyi S., Kovács Zs., Mörtl M., Weidinger T. (2003): *Bolygófelszíni mikrokörnyezetek atlasza*. ELTE TTK KAVÜCS, Uniconstant, Budapest, Püspökladány.

Bogard, D.D., Johnson, P. (1983): Martian gases in an Antarctic meteorite? *Science*, 221, Aug. 12, 651–654.

Harvey, R.P., Hamilton, V.E. (2005): Syrtis Major as the Source Region of the Nakhilite/Chassigny Group of Martian Meteorites: Implications for the Geological History of Mars. *36th LPSC*, #1019.

Lentz, R.C., Friedman, Taylor, G.J., Treiman, A.H. (1999): Formation of a martian pyroxenite: A comparative study of the nakhlite me-

eteorites and Theo's Flow. *Meteoritics & Planetary Science*, 34/6, 919–932.

McSween, H.Y., Jr., Milam, K.A. (2005): Comparison of Olivine-rich Martian Basalts and Olivine-Phyric Shergottites. *36th LPSC*, #1202; LPI, Houston, CD-ROM.

Mikouchi, T. et al. (2003): Mineralogical Comparison of Y000593 with Other Nakhilites: Implications for Relative Burial Depths of Nakhilites. *34th LPSC*, #1883; LPI, Houston, CD-ROM.

Treiman, A.H., Norman, M., Mittlefehldt, D., Crisp, J. (1996): "Nakhilites" on Earth: Chemistry of Clinopyroxenites from Theo's Flow, Ontario, Canada. *27th LPSC*, 1341, LPI Houston, CD-ROM.

Warren, P.H., Bridges, J.C. (2005): Geochemical Subclassification of Shergottites and the Crustal Assimilation Model. *36th LPSC*, #2098; LPI, Houston, CD-ROM.

AZ EGYSZERŰ RADIOAKTÍV BOMLÁS STATISZTIKÁJA

Kocsy Gábor
OSSKI, Lakossági és
Környezeti Sugáregészségügyi Osztály

A legtöbb radioaktivitással foglalkozó könyvben az első oldalakon szerepel az egyszerű radioaktív bomlás egyenlete:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t},$$

amit a

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N$$

differenciálegyenletből származtatnak. Ennek értelmezéséhez rendszerint hozzáfűzik, hogy N a bomló magok száma, λ pedig egy pozitív valós szám.

Azonban ezzel az értelmezéssel van egy kis gond. Ugyanis, ha N a bomló magok száma, akkor N egész szám, következésképpen az $N(t)$ függvény nem differenciálható, tehát a kiindulási egyenlet eleve értelmetlen. Nem beszélve arról, hogy a bomlás statisztikus jellege miatt a bomló magok számára vonatkozóan csak valószínűségi megállapításokat tehetünk.

Természetesen vannak alaposabb könyvek is, amelyek N -et a bomló magok számának *várható értéké*ként értelmezik. Ekkor viszont joggal vagyunk kíváncsiak arra a *valószínűségi eloszlásra* is, amelyikből ezt a várható értéket származtatják. Az sem egészen nyilvánvaló, hogy ennek a várható értéknek az idő szerinti deriváltja arányos magával a várható értékkel.

További gond az a széles körben elterjedt állítás, hogy a radioaktív bomlás Poisson-eloszlást követ. Ezt könnyen megcáfolhatjuk. A Poisson-eloszlás szerint n számú esemény bekövetkezésének a valószínűsége

$$P_\lambda(n) = \frac{\lambda^n}{n!} e^{-\lambda},$$

ahol λ az eloszlás paramétere. Látható, hogy ez a valószínűség bármilyen $n \in \mathbb{N}$ esetén nagyobb nullánál. Tehát adott N számú bomló mag esetén annak a valószínűsége, hogy $N+1$, $2N$ vagy akár $100N$ mag fog elbomlani valamennyi idő alatt, nem nulla, ami nyilvánvalóan hibás.

Hogyan kell hát értelmeznünk a bomlás egyenletét?

Hogy az iménti kérdésekre választ kapjunk, tekintsük a következő gondolat kísérletet. Legyen adva valamilyen radioaktív anyag és két megfigyelő, A és B , akik mindent tudnak a szóban forgó anyag bomlásáról.

Az A megfigyelő előveszi a nagyítóját, és megfigyeli egy atommagot. (Ennek a nagyítónak természetesen mágikus tulajdonságokkal kell rendelkeznie, hiszen az atommagok nagyítóval nem láthatók.) Azt látja, hogy még nem bomlott el. Ismeri az atom bomlási idejének valószínűségi eloszlásfüggvényét, p -t. Értelmezése szerint tehát $p(t) = P(t_{\text{bomlás}} < t)$, ahol P a valószínűséget, $t_{\text{bomlás}}$ pedig a bomlás idejét jelöli. Emberünket azonban az is érdekli, hogy ha valamely t_1 ideig nem bomlik el a kiszemelt mag, akkor mennyi annak a valószínűsége, hogy a t_1 -től számított t_2 időn belül elbomlik. Itt *feltételes valószínűségről* van szó, ezért emlékeztetünk a feltételes valószínűség formulájára. A q eseménynek az r eseményre vonatkozó feltételes valószínűsége:

$$P(q|r) = \frac{P(qr)}{P(r)},$$

ahol $P(qr)$ a q és r esemény együttes bekövetkezésének valószínűsége. Esetünkben az r esemény az, hogy a kiszemelt mag t_1 ideig nem bomlik el, a q esemény pedig az, hogy a t_1 -től számított t_2 időn belül elbomlik. Könnyen látható, hogy $P(qr) = p(t_1 + t_2) - p(t_1)$, és $P(r) = 1 - p(t_1)$. A keresett feltételes valószínűség tehát:

$$P(q|r) = \frac{p(t_1 + t_2) - p(t_1)}{1 - p(t_1)}.$$

Eltelik t_1 idő, és megjelenik a B megfigyelő. Ő is előveszi a nagyítóját, és véletlenül ugyanazt a magot veszi szemügyre, amit korábban az A megfigyelő. Azt tapasztalja, hogy még mindig nem bomlott el. Mivel ő is mindent tud a megfigyelt mag bomlásáról (és sem-