



NEMESGÁZOK A KUTATÓK SZOLGÁLATÁBAN

Csillagközi portól a mofettáig

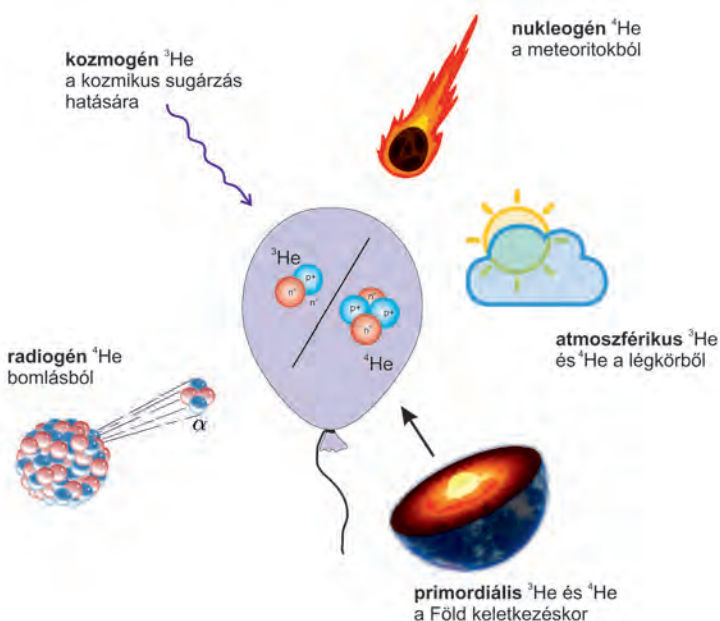
Mindannyian emlékszünk kémiaóráról a periódusos rendszer utolsó, nyolcadik oszlopára: ott tanyáznak a nemesgázok, amelyekből kémiaórán felelni a leghálásabb feladat. Szintelenek, szagtalanok, többnyire nincsenek vegyületeik és felhasználási területük is nagyon korlátos; szinte csak a színes fénycsövekre korlátozódik. Ha viszont egy kicsit jobban megvizsgáljuk ezt a csoportot, kiderül, hogy a fizikusok, geológusok számára ők egy kulcsfontosságú elemcsoport. Ők a kulcs a paleoklíma változásainak, a kőzetek korának és számos kozmokémiai folyamat megértéséhez és meghatározásához. Ebbe a világba engedünk most betekintést, mint a téma magyarországi egyedüli művelői.

Mielőtt elmerülnénk a nemesgázok tudományos célú felhasználásának rejtelseiben, érdemes röviden feleleveníteni iskolában tanult ismereteinket a periódusos rendszer VIII. főcsoportjáról. A hélium (He), neon (Ne), argon (Ar), kripton (Kr), xenon (Xe) és Rn (radon) gázok „nemes” jelzője kémiai viselkedésükből fakad. Telített külső elektronhéjuknak köszönhetően – néhány ritka kivételtől eltekintve – nem lépnek reakcióba más kémiai elemekkel és a természetben mindig atomos formában vannak jelen, azaz nem lépnek kapcsolatba a „köznépkel”, vagyis az összes többi elemmel. Műtán légneműek és a földi atmoszférában is csak nagyon kis mennyiségben (<1%) vannak jelen, az élethez nem alapvetően szükségesek, szintelenek és szagtalanok, azt gondolhatjuk, hogy igazán nagy jelentőségük nincs is. Tudjuk ugyan, hogy van neonéó vöröses-narancssárga fényvel, kriptonfénycsó törtf fehér fényvel és a xenonizzó, amelyik kis pontból nagyon erős fényt bocsát ki, de további felhasználási területeiket általában nem ismerjük.

Van azért néhány furcsaság a nemesgázok tulajdonságaiban, ami mégis érdekessé teszi őket a tudósok számára. Az egyik a gyakoriságuk: amíg a neon például a Földön főleg csak a légkörben van jelen nagyon kis mennyiségben (18,2 ppm), addig a világegyetem ötödik leggyakoribb eleme. A hélium mennyiségének is sokkal

nagyobbnak kellene lennie a Föld légkörében, ő azonban pont kis atomtömege és inert gáz állapota miatt, a Föld belsejéből kigázosodva elhagyja a legkülső geoszférát, az atmoszférát is. A Napban (és így a többi csillagban is) viszont ő a hidrogén „égésterméke”. Tömege 27,4%-a a Nap teljes tömegének, a világegyetemben pedig egyenesen ő a második leggyakoribb elem. Mennyiségük tehát csak Földi szemmel jelentéktelen.

A másik érdekes tulajdonságuk, hogy – hasonlóan más elemekhez – számos, a természetben is előforduló izotópjuk ismert. Ezek az izotópok változatos módokon képződhetnek (1. ábra). Részben lehetnek a világegyetem képződésével egyidős vagy annál később, a Naprendszer születésekor a bolygókba bezáródott (primordiális) izotópok, részben pedig azután képződöttek. A Föld keletkezése után születő nemesgázizotópok eltorzítják az eredeti, primordiális izotóparányokat és ezekből számos érdekes következtetést lehet levonni. Képződhetnek *kozmoóén* módon, azaz kozmikus sugárzás hatására a felszín közelében, például a hélium 3-as izotópja (³He) vagy a neon 21-es izotópja (²¹Ne). Egy másik út egyes instabil kémiai elemek felhasadása (*fissioóén eredet*). Erre példa az urán 238 bomlása, amelynek során ⁴He keletkezik. Egy, a Föld belső hőjét is szolgáló folyamat a *radióóén* bomlás, melynek során például a



1. ábra. A nemesgázok eredete

kálium 40-es izotópjából az argon 40-es izotópjá keletkezik. A felsorolt folyamatok mindegyike felhasználható valamely kőzet korának vagy hőtörténetének meghatározására, ha a kiinduló és a termelődő izotópok arányát és abszolút tömegét megszámloljuk. *Nukleogenezis*hez, azaz több elem egyesüléséhez egy új kémiai elemmé, ugyanakkor nagyon jelentős hő és tömeg szükséges, ezért ezek a folyamatok csak csillagokban vagy laboratóriumokban (lásd az oganeszonról szóló keretes írásunkat) játszódnak le. Szerepük nem kevésbé jelentős: a legtöbb nehezebb elem több elem egyesülésével, nukleogenezissel képződik. A meteoritokban csapdázódó csillagközi por izotóparányai a szupernóvákban, törpecsillagokban lejátszódó elemképződési folyamat egyetlen kézzel fogható hírnökei [2].

Az emberiség kárára, de a tudósok öröme, maga az ember is termel nemesgáz-izotópokat. Atomrobbanás-kor vagy nukleáris balesetek során (Csernobil) az urán bomlásából származó ^{81}Kr és ^{135}Xe kerül a levegőbe, ami így nyomjelzője lehet eltitkolni szándékozott nukleáris balesetnek vagy atomrobbantásnak. A ^{135}Xe mennyiségének növekedése az atomreaktor hűtővizében magára a reaktorra is veszélyes lehet: nagy neutronbefogó képessége miatt korlátozhatja a reaktor teljesítményét, így ennek monitorozása is fontos az atomenergia-ipar számára.

Nemesgázok a kozmokémiában

Mint azt már említettük, a nemesgázok gyakorisága a teljes világegyetemre vonatkoztatva sokkal nagyobb, mint a Földön. Legnagyobb forrásaik és rezervoárjaik a csillagok; fehér törpék, szupernóvák, vörös óriások.

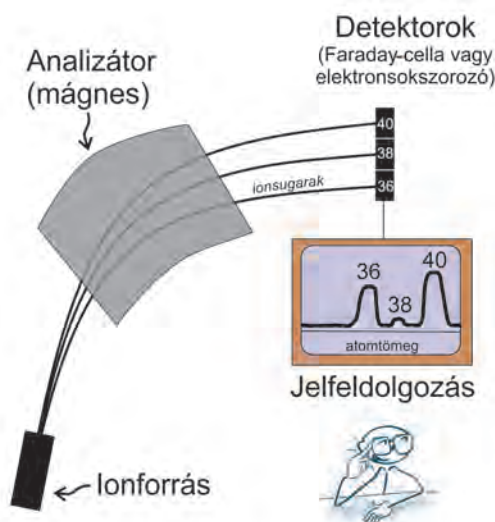
Izotóparányaik és gyakoriságuk így információt hordoz a szülő égitestben lejátszódó magfizikai reakciókról, elsősorban a nukleogenezisről. De hogyan lehet őket közvetlenül megmérni? A szupernóvából lökéshullámokkal kiáramló anyag nagyon finom 0,01-0,1 μm méretű port lök ki magából, amely nanogyémántot, szilícium-karbidot, Mg-Al-oxidot, szilikátokat, nitrítet stb. [2] tartalmaz. Ez a por a Föld légkörébe érve elég, így a Földön csillagközi port találni nem lehet. John Reynoldsnak és Grenville Turnernek 1964-ben ugyanakkor sikerült meteoritokban olyan nemesgázizotóp-arányokat (Xe, Ne) mérniük, amelyek nem voltak összeegyeztethetőek a Naprendszer képződéséből levezethető arányokkal. Megállapították, hogy a meteoritok csillagközi port csapdázhatnak, és azok így már egy közvetítőn keresztül le tudnak jutni a Földre. Kiderült erről az anyagról az is, hogy idősebb a Naprendszerénél, így csillagászati értelemben ugyan fiatal, de heliocentrikus világtérképünk szempontjából nagyon idős, primitív anyagról van szó.

További információkat hordoznak a nemesgázok magáról a meteoritról is. Ha megmérjük a meteorit He ($^3\text{He}/^4\text{He}$) és Ne ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ és $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$) izotóparányait és abszolút mennyiségét, a meteorit világűrbeli utazási idejét is megkaphatjuk. Ugyanezekből az arányokból a meteorit ablációs veszteségét, így a meteorit légkörbe érkezése előtti méretét is ki lehet számolni. A leghíresebb magyar meteoritban, a Kabaiban Ott és munkatársai 2018-ban publikált cikkükben 12,1 millió éves utazási időt és 30 cm-es eredeti átmérőt határoztak meg, 70% ablációs veszteség mellett.

Földi geoszféra

A nemesgázok fontos szerepet játszanak a Föld belsejében (a földkéregben, illetve a földköpenyben) lezajló folyamatok nyomon követésében, valamint pontosabb megértésükben is. Gázok, vízminták, valamint különböző ásványok folyadék- és olvadékszárványainak

2. ábra. A nemesgáz-izotópok mérésének elvi ábrája

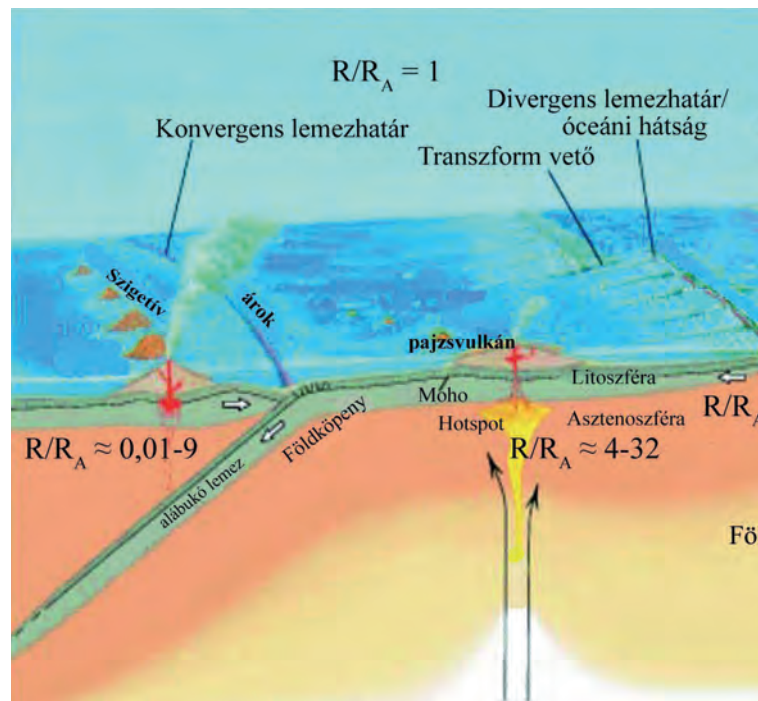


nemesgáz elemi- és izotóp-összetétele (pl. $^3\text{He}/^4\text{He}$, $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ és He/Ar) fontos információt szolgáltat az adott szállítóközeg eredetéről, származási helyéről. A különböző izotóparányok együttes vizsgálatának segítségével elkülöníthetők a földköpenyből, a földkéregből, valamint a felszín közeléből (csapadék/levegő) származó fluidumok. A következőkben a különböző, elsősorban magmás, vulkáni eredetű kőzetminták segítségével mutatjuk be a nemesgázok jelentőségét.

A kőzetek bolygónk szilárd anyagát alkotó, kémiaiilag heterogén ásványtársulások. A magmás, vulkáni kőzetek különböző összetételű kőzetolvadékok hűlése során megszilárdult képződmények. Ezek a kőzetolvadékok különböző mélységekben keletkeznek, jellemzően a földköpeny részleges megolvadásával, és összetételüktől függően, különböző magmás, vulkáni kőzeteket, ásványgyűtéseket hoznak létre. Ezekben a kőzetekben megtalálható ásványok (jellemzően szilikátok) gyakran tartalmaznak apró (<0,1 mm) folyadék-, illetve olvadékszárnyakat. Mindkét típusú zárvány a folyadék, illetve olvadék mellett (amelyet kőzetüvegként láthatunk) gyakran tartalmaz gázfázist is (buborék formájában jelenik meg). Ebben a zárványban található gázfázisban csapdázódnak a nemesgázok is. Az, hogy mennyi, illetve milyen összetételű nemesgáz kerül a zárvány gázfázisába, az elsősorban a keletkezési körülményektől függ, vagyis hogy milyen mélyen, milyen összetételű olvadékból kristályosodott a zárványt tartalmazó ásvány. A földköpeny mélyebb részéről származó olvadékok, valamint a belőlük keletkező ásványgyűtéseket nemesgázizotóp-összetétele jobban közelíti a Föld eredeti, primordiális összetételét (pl. nagyobb R/R_A arány, azaz a Föld mélyére jellemző és az atmoszférikus $^3\text{H}/^4\text{He}$ aránya, **3. ábra**). Ezzel szemben a sekélyebb mélységben keletkező olvadékok – amelyek keveredhettek a földkéreggel, vagy akár meteorikus eredetű fluidumokkal – jellemzően radiogén izotópokban (pl. ^4He , ^{40}Ar , ^{129}Xe , ^{136}Xe) dúsult összetételt mutatnak (pl. kisebb $^3\text{He}/^4\text{He}$ arány/ R_A érték). Tehát ha meg tudjuk határozni a különböző környezetből származó kőzetek nemesgázizotóp-összetételét, akkor azalaposabban meg tudjuk ismerni a Föld mélyében lezajló folyamatokat.

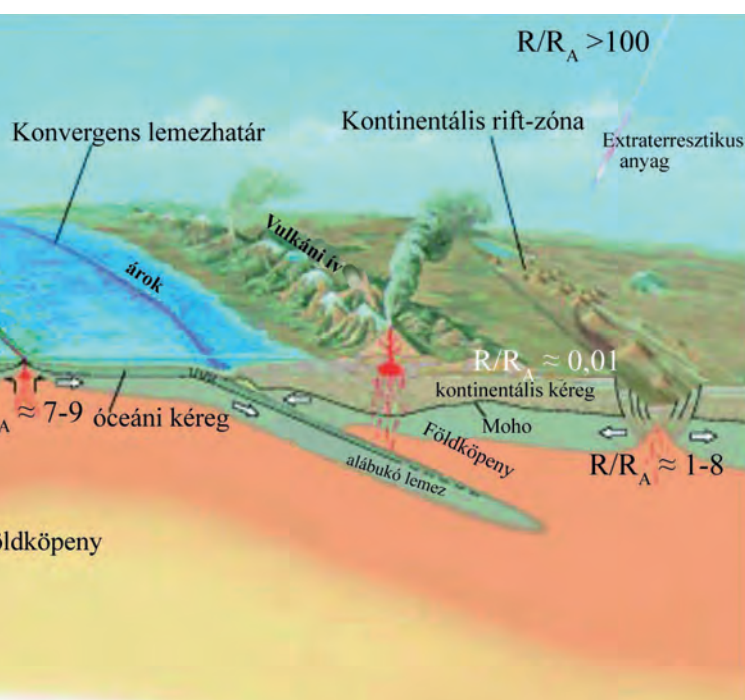
Jelentős földköpeny-eredetű olvadék kerül például a felszínre az óceáni/óceánközepi hasadékrendszerek (MORB) mentén, ezeknek a bazaltoknak a hélium izotóparánya 6 és 16 R/R_A között változik, a leggyakoribb értékek azonban csupán egy szűk tartományba, 7 és 9 R/R_A közé esnek (**3. ábra**). Elmondható tehát, hogy a felső köpenyből származó olvadékok egy jól körülírható, egységes hélium-összetétellel jellemezhetők. Ezzel

szemben az óceáni szigetek bazaltjai, amelyek jóval kisebb mennyiségben fordulnak elő (pl. Hawaii-szigetek, Azori-szigetek, Izland), sokkal szélesebb tartományt fednek le a héliumizotóp-arányokat tekintve (4 és 32 R/R_A között), ráadásul nem is jelölhető ki egy érték, amely kiemelkedne a többi közül. Ezek az olvadékok jellemzően nagyobb mélységben keletkeznek: a felsőköpeny mélyebb részén, az alsó-felsőköpeny határán, vagy akár az alsóköpenyben. Ha meg tudjuk becsülni az olvadék keletkezési mélységét, abból következtetni tudunk az adott zóna nemesgázizotóp-összetételére. Azonban itt nem olyan egyszerű a kép, mint az óceáni/óceánközepi hasadékrendszerek bazaltjai esetén, ugyanis a meghatározott R/R_A értékek nem követik azt a szabályt, hogy



minél mélyebbről származik az olvadék, annál nagyobb $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránnyal jellemezhető. Az azonos mélységből származó olvadékok eltérő izotóppozetetele jelentheti, hogy a forrásrégió heterogén, vagyis a földköpeny mélyebb része nem egységes összetételű. Így az egyes részei a földköpenynek még jobban jellemezhetővé válnak a nemesgázizotópok segítségével. Fontos azonban szem előtt tartani, hogy az R_A értékek nagy változékonyságát (főleg az eltolódást a kisebb értékek felé) okozhatja az is, hogy a keletkező olvadék keveredett más, sekélyebb mélységből származó olvadékkal, a földkéreg anyagával, vagy akár meteorikus/csapadékvizekkel. Ezeket a tényezőket egyéb, kőzettani, geokémiai vizsgálatokkal meg lehet állapítani az adatok minél pontosabb értelmezése érdekében.

Az óceáni szigetek bazaltjaihoz képest egy még szűkebb, kisebb mennyiségben előforduló csoport a kontinentális rift területek magmás kőzetei. Ezeken a területeken olyan különleges kőzetek képződnek, mint a karbonatit (>50% karbonátásványokat tartalmazó magmás kőzet), az ultraalkáli lamproit, vagy a gyémánt-tartalma miatt híres kimberlit. Ezek az olvadékok is, hasonlóan az óceáni szigetek bazaltos olvadékaihoz, jellemzően nagyobb mélységben (>150 km) képződnek, és kőzetekből származó héliumizotóp-összetételek is egy hasonlóan széles tartományt fednek le, mint az óceáni szigetek bazaltjai. Különleges ebben a csoportban az elsősorban kratoni területeken előforduló (ősaszszívumok, amelyek a Föld felszínén/kérgén előforduló



3. ábra. Héliumizotóp-arányok az egyes geoszférákban

legidősebb kőzetek alkotnak) kimberlit, amely nevét a dél-afrikai Kimberley-ről kapta. Az olvadék, amelyből ez az ultrabázisos kőzet képződött, akár több mint 200 km-es mélységből is származhat. Maga a név talán nem cseng ismerősen mindenkinek, a Föld elsődleges gyémánt előfordulásai ehhez az extrém szilíciumszegény magmás kőzethez kapcsolódnak. E gyémántoknak a vizsgálata során több olyat is találtak, amelyek $^3\text{He}/^4\text{He}$ aránya extrém nagy volt, közelített a Föld kezdeti (primordiális) összetételéhez. Ezek a nagy értékek arra engednek következtetni, hogy bizonyos gyémántok, melyeket a kimberlites olvadék felszínre hozott, nem sokkal a Föld kialakulását követően képződtek.

Talajvízhőmérséklet meghatározás

A Föld köpenye után tekintsünk most egy kicsit sekélyebbre, a pár száz méteres mélységtartományba. A fizika törvényeinek megfelelően, ha tekintünk egy folyadékot – legyen ez egy, a környező levegővel érintkező szabad vízfelszín –, akkor benne oldódni fognak a levegőt alkotó gázok. A Henry-törvény alapján az oldott gáz mennyisége (koncentrációja) lényegében a víz hőmérsékletétől, a gáz fajtájától és a gáz levegőbeli parciális nyomásától függ. Minél hidegebb a víz, annál több gáz fog oldódni benne. Mindez persze a környezetben található vizekre is igaz. Nézzünk egy felszín alatti, viszonylag sekély, termikus hatásoknak még nem kitett víztartó réteget! A beszivárgási területen lehulló csapadék átszivárog a talajt alkotó kőzetszemcsék között, és a talajgázokat magába oldja az akkori talajhőmérsékletnek megfelelő mennyiségben. A talajgázok összetétele persze különbözik a levegőtől. Ha azonban csak a nemesgázok parciális nyomását figyeljük, akkor a talajgáz nemesgáz-összetétele (legtöbb esetben) megegyezik a levegőével. Tehát ha meg tudjuk határozni a beszivárgó víz nemesgáz-koncentrációit, akkor meg tudjuk mondani a víz hőmérsékletét. A 4. ábra mutatja, hogy hogyan függenek az egyes nemesgázok oldhatóságai a hőmérséklettől. Látszik, hogy a nehezebb nemesgázok egyrészt jobban oldódnak, másrészt koncentrációinak hőmérsékletfüggése erősebb, mint a könnyűeké. Tehát, ahogy a víz halad tovább az áramlási pályája mentén a mélyebb rétegek felé, a nemesgázok mennyisége (a hélium kivételével) nem fog megváltozni, mivel nem vesznek részt sem biológiai, sem kémiai folyamatokban, így a kiindulási nemesgáz-koncentráció még több ezer évvel később is fennmarad a vízben.

Hangsúlyozni kell, hogy ez persze nem igaz minden víztartóra. Mély, termásvizet tartalmazó víztartók esetén a gázképződés, az olaj/gáztelepek közelsége és hatása a vizek nemesgáz-tartalmát jelentősen befolyásolja. A maximum néhány száz méter mély üledékes víztartó rétegek azonban alkalmasak arra, hogy a belőlük származó víz nemesgáz-koncentrációit megmérve meg tudjuk határozni a beszivárgási hőmérsékletét. Ha az adott helyről vett vízmintha korát is – azaz azt az időt, ami a beszivárgás óta letelt – meg tudjuk állapítani, akkor rekonstruálni lehet azt, hogy hogyan változott a hőmérséklet az adott térségben. Ez az időintervallum a felszín alatti vizek korolhatóságának korlátai miatt néhány tízezer év, ami lehetővé teszi a holocén–késő pleisztocén (0–2,5 millió évvel ezelőtti) hőmérsékleti viszonyainak tanulmányozását.

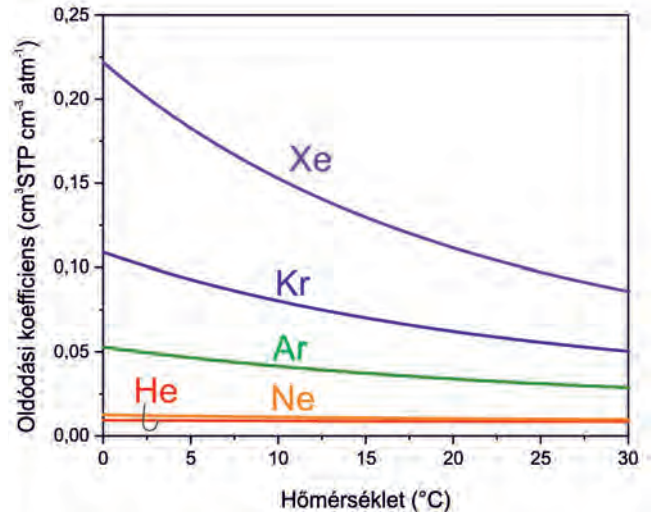
A NEMESGÁZIZOTÓPOK MÉRÉSE

A legtöbb kémiai elem mennyiségének mérése reakciók vagy más fizikai-kémiai tulajdonságuk segítségével viszonylag könnyű feladat. A nemesgázok viszont ebből a szempontból is különböznek: nem elég, hogy kevés van belőlük, még a mérésük sem egyszerű, mert inerte. De mindenre van megoldás és az erre a feladatra kifejlesztett berendezés a nemesgáz-tömegspektrométer (2. ábra). A mérés elve, hogy a nemesgázok külső elektronhéjáról egy elektront le kell választani, ezáltal máris töltése van (egyszeresen pozitív) és így kölcsönhatásba lép a mágneses térrel. Ha egy határozott pályán egymással párhuzamosan sok ionizált nemesgázt ionnyalábbá alakítva bevezetjük egy mágneses térbe, akkor a Lorentz-törvény alapján töltésük és tömegük függvényében az addig egységes ionnyalábot szét lehet választani. Mivel az ionizálás minden atomra azonosan hat, az egyetlen változó a tömeg marad, így az ionnyaláb párszám ugyanazon nemesgáz különböző tömegű izotópjait fogják képviselni. Az elv egyszerű, a kivitelezés nehezebb.

Első viszonylag könnyebb feladat a mintavétel: legegyszerűbb és mintavevő csövekkel, vízből a víz folyamatos rázásával lehet a gázokat felszabadítani. Nehezebb a feladat kőzetekből, mert azokat vagy össze kell törni nagyon finomra, vagy fel kell olvasztani, hogy a gázok kiszabaduljanak a kristályrácsból vagy az apró zárványokból.

Az első komolyabb nehézség, hogy a tömegspektrométer védelme és a zavaró hatások kiküszöbölése érdekében a felszabadított nemesgázt meg kell tisztítani az egyéb aktív gázoktól (O_2 , N_2 , H_2O , CO_2 , stb.) és egymástól is el kell választani őket. Ezt magas hőmérsékletre fűtött fémötvezetekkel (pl. Cu, Zr-Al; $400^\circ C$) és/vagy fagycsapdák segítségével lehet elérni, nagyvákuum térben. A megtisztított gáz ezután mehet a tömegspektrométerbe.

A mérés a gázok ionizálásával kezdődik az ionforrásban. Egy anódra és egy katódra 4-5 kV feszültséget kapcsolnak, ami az elektronsugárba tévedő nemesgázokat ionizálja. Ezeket az ionokat szintén töltéssel rendelkező lemezek – mint fókuszáló lencsék – egy nyálába rendezik, fókuszálják és felgyorsítják. A nyaláb egy óriási, 600-800 kg-os mágnessel létrehozott mágneses térbe kerül, ezt nevezik analizátornak. Az analizátorban megtörténik az izotópok szétválasztása és a nemesgáz izotópjainak számától függően 2 (He), 3 (Ne), 5 (Ar), 6 (Kr), 7 (Xe) ionnyaláb jön létre. Az egyes nemesgázok mennyiségétől függően lehet megmérni az ionnyalábokat különböző detektorokkal. Ilyen detektor az elektronszorzó, amely egyenként méri meg az ionokat vagy a Faraday-cella, amely ionnyaláb által leadott töltések számával arányosítva hoz létre elektromos jelet. Ezzel a módszerrel megkapjuk az egyes izotópok arányait. Ha abszolút mennyiségükre vagyunk kíváncsiak, mondjuk mólbán, térfogatban vagy darabszámban kifejezve, akkor az egyes izotópok által a detektoron létrejött jelet kalibrált sztenderdekhez kell viszonyítani.



4. ábra. Az egyes nemesgázok oldódási együtthatói a hőmérséklet függvényében

Jégbe zárt légbuborékok

Napjaink egyik legégetőbb társadalmi kérdése a globális felmelegedés, annak bizonyítása és megértése. A múlt kulcsa jelenhez, azaz ha a jövőt akarjuk megérteni, a közelmúlt éghajlati változásaival kell tisztában lennünk. Tíz-százezer éves viszonylatban az egykori globális légkör kis zárványai őrződtek meg a folyamatosan képződő szárazföldi jégtakarókban, így az Antarktison és Grönlandon. Ezek a kis zárványok közvetlenül a valamikori légkör összetételét hordozzák és izotópos összetételük segít az egykori hőmérséklet-változások megértésben.

A módszer lényege a termális diffúzió, melyet elméletben már 1917-ben kidolgozott Chapman és Dootson a Boltzmann-egyenlet alapján. A zárványok képződése a firngyújtóban történik, ahol a felhalmozódó hó folyamatosan saját súlya alatt összetömörödik és jéggé válik. A tömörödés sohasem tökéletes, kisebb-nagyobb levegőzárványok mindig csapdázódnak a levegőből. A levegő egy kifogyhatatlan gáztartály, amelyből a nehéz nemesgázok izotópjai (Kr, Xe) a jégbe diffundálnak a hőmérséklet függvényében. Hideg és meleg időszakokban más és más izotóparányú buborékok jönnek létre. Ha a jégmagokból vett buborékminták izotóparányában változás áll be, abból tehát hűlésre vagy melegedésre lehet következtetni. A nemesgázok viszonylag gyors diffúziója miatt azonban ez a módszer csak 10–100 éves hőmérsékletváltozások kimutatására alkalmas.

A paleohőmérséklet mérését bonyolítja, hogy a nemesgázok nem csak a hőmérséklet, hanem tömegük szerint is frakcionálódnak a gravitáció hatására.

Magyarán a nehéz izotópok mélyebbre diffundálnak, ezáltal kissé módosítva a könnyű/nehéz izotópok arányát. E hatásnak a kiküszöbölésére sohasem csak egy izotóprendszert, hanem különböző, könnyű és nehéz izotópokat hasonlítanak össze ($^{86}\text{Kr}/^{82}\text{Kr}$ vs. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$).

Nyomjelzés természetes eredetű gázokkal

A természetes és épített környezetünkben egyaránt előforduló természetes eredetű radioaktív anyagok között különleges helyet foglalnak el a radon nemesgáz egyes izotópjai. Különösen az urán 238-as tömegszámú izotópjának a bomlási sorában keletkező 222-es tömegszámú radonizotópról (amit a továbbiak nemes egyszerűséggel csak radonnak hívunk) hallhatunk sokat, de egyre nagyobb érdeklődés kíséri a tórium 232-es izotópjának a bomlási sorában keletkező 220-as tömegszámú radonizotópot is (amit ezentúl itt most toronnak fogunk hívni). Ennek a nagy tiszteletnek az a magyarázata, hogy főleg a radon, de néha a toron is olyan nagy koncentrációban fordulhat elő a környezetünkben, hogy a belőlük keletkező, szintén radioaktív bomlástermékeiket belelegezve, azok sugárzása jelentősen megnövelheti a tüdőrák kialakulásának kockázatát. Átlagosan is igaz, hogy az emberek természetes forrásokból eredő sugárterhelésének körülbelül a fele írható a radon számlájára, de nagyobb baj az, hogy a radon gázok előfordulása környezetünkben borzasztóan egyenetlen. Az átlagos értékekhez képest nem ritka a több tízszeres vagy százszoros koncentráció sem, de előfordulnak helyek, ahol több ezer, vagy tízezerszeres koncentrációk is mérhetők.

Ehhez persze az kell, hogy közel legyünk a radon forrásához, vagyis az uránhoz, pontosabban az urándúsuláshoz. Az urán bomlási sorában keletkező bomlástermékek (pl. tórium, rádium) fémek, ezek nem könnyen vándorolnak el keletkezési helyükről a kőzetekben. Amikor viszont a radonra kerül a sor, akkor megváltozik a helyzet. A radon nemesgáz, nem (nagyon) lép kémiai reakcióba semmivel, nem (nagyon) kötődik meg a kőzetszemcsék felületén sem. Ha (a rádiumatomok bomlása során való) keletkezésekor egyszer kikerül a kőzetszemcsék közötti pórusterbe, akkor a pórusteret kitöltő levegővel vagy vízzel, vagy ami éppen kitölti a pórusteret (pl. lehet közel tiszta szén-dioxid gáz is) együtt szállítódik ez a radongáz is. Így ha ez az áramlás a felszín felé irányul, akkor a talajfelszínen kilépő gázok és folyadékok radontartalmának vizsgálatával információt kaphatunk a radon forrásának dúsulására is. Annak idején, a mecseki uránlelőhelyek megtalálására dolgozott ki egy

ilyen radonnyomjelzéses módszert Várhegyi András, a Mecseki Ércbányászati Vállalat és Somogyi György, a debreceni Atomki munkatársa.

A radonatomok azonban nem túl hosszú életűek, egy 222-es radonatom például átlagosan 5 és fél napig él (egy toronatom átlagosan meg csak másfél percig). Ez azt is jelenti, hogy ha a felszín alatti áramlások nem elég nagyok, akkor a radon csak viszonylag rövid távolságon belül tudja jelezni az urándúsulást. Ezzel a módszerrel tehát inkább csak a felszínközeli dúsulások mutathatók ki, hacsak nincs valami törésvonal éppen a közelben, amelynek mentén jelentős lehet a felszín alatti gázok és folyadékok áramlása a felszín felé.

Nos, ez a lehetőség viszont akkor már felvetette azt az alkalmazási lehetőséget is, hogy a felszínközeli talajrétegek radontartalmának feltérképezése esetleg kirajzolja az amúgy rejtett törések hálózatát. Különösen, ha e törések mentén felfelé irányuló áramlások vannak. Márpedig ilyen felszín felé tartó áramlások elég hétköznapiak, gondoljunk csak a számtalan természetes ásványvízforrásra, melyek felszínre hozhatnak csapadék eredetű fiatal vizeket, de akár sok ezer éve beszivárgott, a felszín alatt hosszú utat megtett, és sokszor kellemesen meleg vizeket is. E források vi-

OGANESZON – A LEGFIATALABB ÉS A LEGNAGYOBB

A legkésőbb, 2002-ben felfedezett nemesgáz az oganeszon (Og), amelynek rendszáma 118, tömegszáma pedig 294. Nevét, rendhagyó módon a ma is élő Jurij Oganyeszjanról, a felfedezést vezető kutatócsoport vezetőjéről kapta. Bár Niels Bohr 1922-ben elméletben felvetette a 118-as rendszámú elem létezésének lehetőségét és később megjósolták az új elem tulajdonságait is, a természetben megtalálni nem sikerült. És hogy miért nem találták meg? Az oganeszon egy mesterséges, transzurán elem, amely hatalmas atommagjának instabilitása miatt nagyon gyorsan bomlik (radioaktív), felezési ideje 0,89 milliszekundum. Már előállítás sem volt egyszerű: kalifornium (Cf) atommagokat kellett kalcium (Ca) atommagokkal ütköztetni 1080 órán keresztül, míg végül 3 darab atommagot előállítottak.

Egy érdekesség: már 1999-ben sikerült az oganeszon előállítása a Lawrence Berkley Laboratórium-ban, Kaliforniában, azonban a kísérlet megismétlése, azaz a bizonyítás akkor nem sikerült. Az ismétlés végül a dubnai Egyesített Atomkutató Intézetben (Oroszország) és a Lawrence Livermore Nemzeti Laboratórium együttműködésében sikerült 2002-ben. Sokáig egyszerűen a 118-as ként emlegették, a periódusos rendszerben pedig „Uuo”-ként jelölték. Végleges nevét a Nemzetközi Elméleti és Alkalmazott Kémia Szövetség (IUPAC) 2016-ban hagyta jóvá.



5. ábra. Szén-dioxid gyógygázfürdőzők a mátraderecskei mofettában

zének radontartalma is árulkodó lehet a felszín alatti áramlási útvonal mentén található urándúsulásokról. De nem csak víz áramolhat a felszín felé, számos esetben – főleg egykori aktív vulkánok környezetében – tapasztalható, hogy a talajfelszínen intenzív gázszivárgás figyelhető meg, amely főleg szén-dioxidból áll. Ezeket a kigőzölgéket mofettáknak is hívják, és igen gyakori jelenség a Kárpátok belső vulkáni vonulatának mentén, de különösen Székelyföldön. Azt már évszázadokkal ezelőtt felfedezték az ott élők, hogy az így kiszivárgó gázok egyrészt borzasztóan veszedelmesek, mert belélegezve őket könnyen végzetes légzésbénulás léphet fel, ugyanakkor viszont kellő óvatossággal fürdőzve a medenceszerűen kialakított mélyedésekben összegyűlő gázban igen jótékony hatást tud kifejteni az érszűkületes betegségben szenvedőkre. Napjainkban csak Székelyföldön több tucat ilyen természetes eredetű gázszivárgáson alapuló száraz szén-dioxid fürdő működik, többnyire kellő orvosi felügyelet mellett. Az egyszerűség kedvéért ezeket a fürdőket is mofettának hívják.

De nem kell ahhoz feltétlenül a borvizek földjére utazni, hogy ilyen helyet találjunk. Az 1990-es évek elején Mátraderecske határában is magára vonta a figyelmet az ottani gázszivárgás. Felbuzdulva az erdélyi példákon, többek között a kovásznai mofettafizikus, Gyila Sándor szakmai segítségével aztán úgy egy-két évtized alatt Mátraderecskén is felépült a Mofetta, vagyis a Szén-dioxid Gyógygázfürdő, mert hogy azóta már az illetékes hatóság gyógygázzá minősítette a föld eme lehetőségét (5. ábra). Különös

a mátraderecskei gázszivárgásban, hogy a gáz radontartalma mintegy több tízszerese az erdélyi mofettaföldökben megszokottaknak. Ez a nagy radontartalom lehetővé tette azt is, hogy a falu ásott kútjainak vizében (volt vagy 100 ilyen kút), és a talajgázban végigmérve a radontartalmat kimutassuk a falut átszelő törésvonalakat, melyeknek metszéspontjában mutatkozott a legintenzívebb gázszivárgás. De ugyanezt a radongázt használtuk a szén-dioxid fürdőmedencékben magának a szén-dioxid gáznak a nyomjelzésére is. Radonkoncentrációt ugyanis egyszerre akár több tucat, akár száz pontban is tudunk mérni, és minthogy a radont a szén-dioxid szállítja, így következtetni tudtunk a medencetérben való áramlási útvonalakra is. Mi több, e vizsgálatok eredményei alapján terveztük meg a medencetér kontrollált gázáramlási rendszerét is. Annak a nem nyilvánvaló kihívásnak kellett ugyanis megfelelnünk, hogy miközben a medencében fürdőzők derékmagasság alatt lehetőleg tömény szén-dioxidban fürdőzzenek, addig belézési magasságban már lehetőleg 1% alatti szén-dioxid-koncentráció legyen csak.

És végül eddig nemigen ejtettünk szót a toronról. Pedig igencsak hasznos nyomjelzőnek bizonyult az is. Méghozzá nem másnak, mint öregtestvérének, a radonnak a nyomjelzőjévé. A lakásokban szerencsére ritkán, de néha kimagaslóan nagy koncentrációban előforduló radongáznak a lakótérbe való belépési pontját például leginkább toronnal lehet megkeresni. A radon, viszonylag hosszú élete miatt ugyanis egyenesen tölti ki a lakóteret, a toron ezzel szemben csak a belépési pontja körüli néhány centiméteres környezetben mutatható ki. Ilyen módon bizonyítottuk, hogy a toron, és akkor következésképpen a radon egyik fő belépési pontja is a padló és a falak közötti hézag, továbbá a falakba vájt konnektorok, víz- és gázcsövek falakon való átvezetési pontjai.

BENKÓ ZSOLT – MOLNÁR KATA –
CSIGE ISTVÁN – PALCSU LÁSZLÓ

IRODALOM

- [1] Farley, K.A. és Neroda, E. (1998). Noble gases in the Earth's mantle. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 26(1), 189-218.
- [2] Ott, U., Benkó Zsolt (2015): Csillagközi por: a Naprendszer előtti világ hírmondói. Természet Világa 146/4, 156-159.
- [3] Ott, Ulrich, Petó M., Pécskay Z., Benkó Zs. (2017): Noble gas study of the Kaba meteorite. Acta Geosciencia Debrecina. 1, 151-158.
- [4] Ozima, M. (1989). Gases in Diamonds. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 17, 361-384.
- [5] Ozima, M. és Podosek, F. A. (2004). Noble Gases in the Earth, Noble Gas Geochemistry. Cambridge University Press, 217-280. ISBN 0-511-00761-2 eBook.