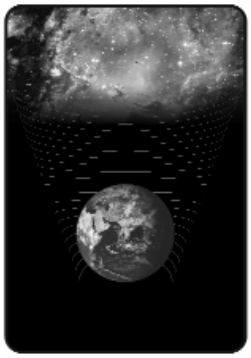
Nemecz Ernő

# NYOMELEMEK szerepe a GEOLÓGIÁBAN

*Nagyrabecsült Professzorom,*
*Papp Ferenc*
*emlékének ajánlom*

Nemecz Ernő



# NYOMELEMEK szerepe a GEOLÓGIÁBAN

Budapest, 2012

© Copyright Magyar Földtani és Geofizikai Intézet (Geological and Geophysical Institute of Hungary), 2012
Minden jog fenntartva! All rights reserved!

*Lektorok — Reviewers:*
DEMÉNY ATTILA, PÓSFAI MIHÁLY

*Szakszerkesztő — Scientific editor:*
PIROS OLGA

*Műszaki szerkesztő — Technical editor:*
PIROS OLGA, SIMONYI DEZSŐ

*Számítógépes nyomdai előkészítés — DTP:*
SIMONYI DEZSŐ

*Borítóterv — Cover design:*
SIMONYI DEZSŐ

Kiadja a Magyar Földtani és Geofizikai Intézet — Published by the Geological and Geophysical Institute of Hungary

*Felelős kiadó — Responsible editor:*
FANCSIK TAMÁS
*Igazgató — Director*

A könyv a Magyar Tudományos Akadémia Könyv és Folyóiretkiadó Bizottságának
támogatásával készült

This book has been subsidized by the Committe on Publishing Scientific Books and Periodicals
of Hungarian Academy of Sciences

ISBN 978-963-671-290-7

# TARTALOM


ELŐSZÓ . . . 7
A KÉMIAI ELEMEK EREDETE . . . 11
Az első elemek megjelenése . . . 12
Az elemek szerkezeti felépítése, az izotópok . . . 13
A hélium (He) keletkezése és szerkezete . . . 13
Nehezebb elemek keletkezése . . . 14
Összefoglalás . . . 18
AZ UNIVERZUM ÖSSZETÉTELE . . . 19
A naprendszer és a Nap összetétele . . . 19
A FÖLD KELETKEZÉSE . . . 21
A Föld kémiai összetétele . . . 22
Föld öves szerkezetének kialakulása . . . 23
A Föld magjának összetétele . . . 25
A földköpeny összetétele . . . 25
A felső köpeny összetétele . . . 29
A litoszféra és földkéreg összetétele . . . 30
A köpeny és kéreg szerkezete . . . 31
A geoszinklinális elmélet . . . 31
A lemeztektonika elemei . . . 32
Az óceán középi hátságok vulkanizmusa (MOR) . . . 33
A kéreglemezek szubdukciója és ezt követő vulkanizmus . . . 34
Szigetívek vulkanizmusa (OAV) . . . 36
Forró foltok, mélyköpeny áramok (plum) vulkanizmusa . . . 36
Az óceáni szigetek vulkanizmusa (OIB) . . . 39
Nagy magmás kőzetprovinciák . . . 39
A kontinentális kéreg extrakciója a köpeny anyagából . . . 40
A kontinensek koreloszlása . . . 43
A geosziklinális és lemeztektonikai elmélet összehasonlítása . . . 43
A KÖPENYANYAG DIFFERENCIÁLÓDÁSÁHOZ VEZETŐ FOLYAMATOK ÉS TÉNYEZŐK . . . 45
A Föld hőháztartása . . . 45
A Föld felszíni hőmérséklete . . . 48
Forrásanyag kémiai és ásványos összetétele . . . 49
Az olvadáskor fennálló nyomás és hőmérséklet . . . 49
Részleges és frakcionált olvadás . . . 50
A parciális olvadás mértéke . . . 51
Az elemek megoszlása (particionálódása) a szilárd anyag és az olvadék között . . . 51
Frakcionált kristályosodás . . . 54
Asszimiláció . . . 56
Magmamegújulás . . . 57
Magmakeveredés . . . 57
A viszkozitás jelentősége . . . 57
NYOMELEMEK ÉS IZOTÓPOK FELHASZNÁLÁSA A FÖLDSZERKEZETI FOLYAMATOK VIZSGÁLATÁBAN . . . 59
Az izotópokkal kapcsolatos néhány alapismeret . . . 59
Nyomelemek és izotópok eloszlásmódja a geofázisokban . . . 61
Nyomelemek és izotópok felhasználása a földszerkezet vizsgálatában . . . 63
A köpeny/kéreg folyamatok a nyomelemek tükrében. A földkéreg keletkezése . . . 66
Az óceáni kéreg . . . 68

A MORB . . . 70
Az OIB . . . 74
A DMM, IAV, OIB és MORB összehasonlítása . . . 76
Az ólomizotópok szerepe . . . 78
Az ólomizotópok anomális viselkedése a MORB-ban, OIB-ban és IAV-ban . . . 79
Szubdukciós folyamatok nyomelem-vonatkozásai . . . 80
A plumok nyomelem-vonatkozásai . . . 82
A kontinentális kéreg . . . 83
A nyomelemkomponensek és a kőzetek kapcsolata . . . 84
A kontinentális kéreg kőzetei és osztályozásuk . . . 85
A kontinentális kéreg keletkezése . . . 86
A kontinentális kéreg mafikus kőzetei. A bazaltok . . . 89
Pédák a szakirodalom köréből . . . 93
Mafikus kőzetek . . . 93
Bazanit, alkáli bazalt, trachit — Westerwald, Vogelsberg (Eifel-hegység) Németország . . . 93
Bazanit — Rhön vidék, Németország . . . 94
Bazalt — ÉNy-Szíria . . . 94
Bazalt — Shalatein, Vörös-tenger partja, Egyiptom . . . 94
Alkáli bazalt és gabbró — Pápua Új-Guinea . . . 94
Neogén bazaltok — Nyugat-USA . . . 95
Bazalt — Dél-Aucklandi vulkáni terület, Új-Zéland . . . 95
Alkáli bazalt, bazanit — Nyugati-Kárpátok, Szlovákia . . . 95
Mészalkáli és K-dús magmatizmus — Monti Ernici vulkáni terület, Latium, Közép-Itália . . . 95
Bazalt — Columbia River Bazalt Formáció és Picture Gorge Basalt Formációcsoport . . . 96
Bazalt — Maguan Kelet-Tibet . . . 96
Kenyai vulkanizmus . . . 96
A kőzetek . . . 97
Alkáli bazaltok — Kamcsatka–Aleuti-szigetív . . . 97
Alkáli bazaltok — Északnyugat-Törökország . . . 98
Bazalt lávaárak . . . 98
Andezit (riolitig terjedő sorozat) . . . 99
Andezit keletkezése magma keveredéssel . . . 104
Az andezit változatai . . . 104
Orogén andezitek . . . 104
Andezit — Cascade-hegység, (Washington, Oregon, Kalifornia) . . . 106
Adakitos andezitek . . . 106
Mg-dús andezitek Ryukyu-ív (Japán) . . . 107
Mg-andezit — Yixian Formáció, Sihetun-ív, Nyugat-Liaoning (Kína) . . . 107
Bazaltos andezit — (Átmenet alkáli és tholeiites magma között). Orosei Dorgali, Szardínia, (Olaszország) . . . 107
K-dús andezitek . . . 107
A Tirrén-tenger déli területének andezitjei . . . 108
Riolitok . . . 108
A riolitmagma eredete . . . 108
Riolit fenokristályok Középső-É-Izland és Új-Zéland riolitos láváiban . . . 110
Riolit — Új-Zéland, középső északi sziget . . . 110
Eslamy vulkán kőzetei . . . 110
Riodácit — Santorini-sziget (Görögország) . . . 111
Riolit — Eucarro riolit, Gawler Range, Dél-Ausztrália . . . 111
Granitoidok keletkezése . . . 112
A gránit eredete geokémiai szempontból . . . 114
Az I-típusú gránit . . . 114
Az S-típusú gránit . . . 115
Metaszedimentek . . . 117
Gránit-migmatit . . . 118
Gránit — Gouldsboro, Main állam partmenti magmás provinciája, USA . . . 119
Gránit (charnockitos gránit) — Rogaland terület, DNy-Norvégia . . . 120
Gránitok — Hidalgo és Grant Country (prekambrium), Burro-hegység (kainozoikum) Új-Mexikó 120

Gránitok — Oripää. Közép-Finnország gránitkomplexuma (CFGC) . . . 120
Gránit — Singhbhum Gránit a Chaibasa központi masszívumban, India . . . 122
Gránit — Asszuán, Egyiptom . . . 122
Gránitos aplit, pegmatit — Arcozelo da Serra Gouveia, Portugália . . . 122
Monzogránit, granodiorit — Negash-pluton, Észak-Etiópia . . . 123
Gránit (S-típus) és granodiorit (I-típus) — Guoveia, Ibériai-masszívum, Portugália . . . 123
Gránit pegmatit —Magas-Tátra nyugati része . . . 123
Greizengránit . . . 123
Gránit — Raumid-pluton, (Dél-Pamír) . . . 124
Pleokroos biotitok a gránitokban . . . 124
Gneisz . . . 124
Granitoidok — Barberton hegyvonulat, (Dél-Afrika) . . . 125
Pánafrikai granitoidok — Kaoko-medence, ÉNy-Namíbia . . . 126
Granitoid gneiszek — Közép-Tiensan, ÉNy-Kína . . . 126
Granitoid gneiszek — Bastari-kraton (India) . . . 126
Granulit xenolit — Kilbourne Hole vulkáni kráter, Új-Mexikó, USA . . . 127
Granitoid kőzetek a Himalájában . . . 127
Szemes gneisz — Mahesh Khola, Központi-Nepál . . . 129
A leukogránit Zanskar, Himalája . . . 130
Leukogránit — Galway, Írország . . . 131
Gránáttartalmú gránit — Gabal Abu Diab, (Közép-Kelet-Egyiptom) . . . 131
Ércesedés gránitoidokban — Kormeghatározás U-Pb, Re-Os, Ar-Ar módszerrel . . . 131
Nyomelemek sorsa a metamorfózis során . . . 132
Nemesgázok geokémiája . . . 133
A nemesgázok geokémiai jelentősége . . . 134
A $^{3}$He geokémiai szerepe . . . 135
A $^{3}$He fizikai tulajdonságai . . . 135
$^{3}$He földi előfordulása . . . 136
A $^{3}$He/$^{4}$He (R) rendszer . . . 136
A He-eloszlás és a köpeny szerkezete . . . 136
Az argonhiány . . . 137
Atmoszféra . . . 139
Az atmoszféra fejlődése . . . 139
Nyomelemek a környezeti tanulmányokban . . . 142
A víz jelenléte a Földön . . . 142
A víz az Univerzumban . . . 142
Víz a naprendszerben . . . 143
A földi víz eredete . . . 144
A primordiális víz . . . 145
A Földön kívülről származó víz . . . 145
Óceánok geokémiája . . . 148
Az óceáni üledékek . . . 149
ZÁRÓ FEJEZET . . . 153

FÜGGELÉK

1. Az elemek keletkezése . . . 157
2. A nukleoszintézis legfontosabb folyamatai . . . 157
2.1. A PP folyamat . . . 157
2.2. A CNO ciklus . . . 159
2.3. A szén égetésének folyamata . . . 159
2.4. A neonégetés folyamata . . . 159
2.5. Az oxigénégetés folyamata . . . 160
2.6. A vasnál nehezebb elemek lassú és gyors szintézise . . . 160
3. A Nap és a Föld geofázisainak összetétele . . . 163
3.1. A Nap összetétele . . . 163
3.2. A Föld geofázisainak összetétele . . . 164
4. Az elemek radioaktív bomlása . . . 173
5. Izotópok . . . 173

6. A peritektikus pont . . . 174
7. A kőzetek osztályozása . . . 174
7.1. Osztályozás QAPF alapján . . . 176
7.2. Osztályozás a TAS szerint . . . 177
7.3. Osztályozás a TAS MgO szubdivíziójában . . . 177
7.4. Osztályozás a TAS alkáli szubdivíziójában . . . 178
7.5. Fontosabb mafikus kőzetek és azokat jellemző nyomelemek . . . 179
7.5.1. A bazalt . . . 179
7.5.2. A peridotit . . . 181
7.5.3. Az eklogit . . . 181
7.6. Egyéb mafikus kőzetek . . . 181
7.6.1. Norit . . . 181
7.6.2. Komatiit . . . 181
7.6.3. Boninit . . . 182
7.6.4. Kimberlit . . . 182
7.6.5. Ofiolit . . . 182
7.6.6. Adakit . . . 182
8. A radioaktív bomlás sebessége és radioaktív kormeghatározás . . . 182
8.1. A bomlási sebesség . . . 183
8.2. Radiometrikus kormeghatározás . . . 184
8.2.1. A Rb-Sr módszer . . . 185
8.2.2. Az U-Pb módszer . . . 185
8.2.3. Pb-Pb módszer . . . 186
8.2.4. K-Ar módszer . . . 187
8.2.5. Re-Os módszer . . . 187
8.2.6. A C-C módszer . . . 187
8.2.7. (U-Th)/He módszer . . . 187
8.2.8. Sm-Nd, Nd-Nd módszer . . . 188
8.2.9. CHIME módszer (Chemical Th-U-total Pb Isochron Method) . . . 189
8.3. Rövid felezési idejű radionuklidok . . . 190
8.4. A Föld kora . . . 190
9. Nyomelemek geokémiai felhasználásának fontosabb szabályai . . . 190
9.1. Nyomelemek előfordulását befolyásoló tényezők . . . 191
9.2. A gyakran használt nyomelemek . . . 192
9.2.1. A ritkaföldfémek . . . 192
9.2.2. Egyéb sorozatok . . . 192
9.2.3. Az átmeneti fémek . . . 193
9.2.4. Sun és McDonough (1989) nyomelemsorrend . . . 193
9.2.5. Az ólom geokémiai szerepe . . . 194
9.3. Ásványok jellemző („finger print”) nyomelem-lenyomatai . . . 195
9.4. Nyomelemek tipikus előfordulása ásványokban . . . 195
9.4.1. Nyomelemek szubdukcióban . . . 196
9.5. Nyomelemek és kőzetek . . . 196
10. Nyomelem adatok ábrázolása . . . 198
11. Nyomelemek a környezetben . . . 202
11.1. Nagy magmás kőzetprovinciák keletkezésének környezeti hatásai . . . 202
12. A víz szerkezete és tulajdonságai . . . 203
13. Részlet Aquinoi Szt. Tamás: De mixtione elementorum ad magistrum Philippem, (1273) c. művéből . . . 204
14. Periódusos tábla . . . 205

FELHASZNÁLT ÉS AJÁNLOTT IRODALOM . . . 209

A KÖNYVBEN HASZNÁLT BETŰSZAVAK ÉS RÖVIDÍTÉSEK . . . 229

# ELŐSZÓ

Nem kedvelem, ha egy könyvet hosszú előszó vezet be. Előszó helyett inkább maga a könyv beszéljen. Most mégis kissé el kell térnem e felfogásomtól, mert előzetes eligazítást kívánok adni arról, hogy miről akar, és miről nem akar szólni a könyv. Ha az általános nyomelemfogalom használatát a geológia körére szűkítjük is, használnunk kell a tágabb szakmai terület alapismereteit. Amikor az elemek és izotópjaik szerepéről van szó és megemlékezünk az elemek eredetéről nyilvánvaló, hogy nem kívánjuk az atomfizikus szerepét vállalni. Vagy ha a kőzetek osztályozásáról és a geológia egyéb fejezeteiről van szó, ez nem jelenti a kérdés kimerítő petrológiai, geológiai tárgyalását. Mindenből csak oly kevés kerül említésre, amely okvetlenül szükséges a fogalmak értelmezésének bemutatásához a nyomelemek szerepének, jelentőségének tárgyalásához. E téren tehát az adott diszciplína szempontjából nem hiányosságról lehet szó, hanem a tudományág néhány fontos és a nyomelemek tárgyalásában nélkülözhetetlen eredményének felhasználásáról. A tárgy természetéből adódik, hogy az ismeretanyagot nem lehet egy vezérfonalra felfűzni, hanem előbb röviden ama földtani jelenségek összefoglalását kell adni, amelyek mélyebb megértéséhez később a nyomelemvizsgálat nyújotta segítséget lehet felhasználni.

Miután a látható világ, benne a Föld anyaga kémiai elemekből áll e fogalom kialakulásának történetére is érdemes rövid kitérőt tenni. A görögök, Arisztotelészt is ideértve, még úgy gondolták, hogy minden anyag a tűz, víz, levegő és föld keverékéből áll. A kémia elnevezés Egyiptomból ered, ahol a *Khem* szó a föld termékenységét jelentette. Amikor Nagy Sándor Kr. e. 332-ben meghódította Egyiptomot a görögöknél kialakult a *Khemia* kifejezés Egyiptom elnevezésére. A 7. században az arabok hódították meg Egyiptomot és ekkor a Khemia kifejezés *al-Khemiára* változott és fekete földet jelentett. Az alkémia fogalma az arabok révén a 8. században került Spanyolországba, ahonnan gyorsan elterjedt az egész akkori Európában.

Az arabok azt hitték, hogy a fémek a higany és kén keveredése révén keletkeznek. Európában az aranyat tartották tökéletes fémnek s az alkémia terjedése nyomán felmerült és általánossá vált a gondolat, hogy a tökéletlen elemek a „bölcsek köve" segítségével arannyá változtathatók. Európában a 16. században az alkémia művelésében két irány bontakozott ki: az egyik a vegyületek előállítására és reakciók tanulmányozására fókuszálódott, amalgámok, egyéb vegyületek előállítási módjának, eszközök felfedezéséhez vezetett, a másik az alkémia spirituális, metafizikai lényegét hangsúlyozta és a halhatatlanságot, valamint az arany transzmutációs úton történő előállítását kutatta.

Ez után *Paracelsust* (1493–1541) szokás említeni, aki szakított a görögök négy elem felfogásával és a gyógyszerhatású anyagok, alkémiai ismeretekkel történő előállításával, jatrokémiai elméletét képviselte. Az első, aki valóban szakított az alkémiával *Robert Boyle* (1627–1691) volt, ő azonban atom helyett a korpuszkulák, mint az anyagi tulajdonságok meghatározójának jelentőségét hangoztatta. Végül a mai kémia megalapozója *Antoine Lavoisier* volt, aki 1789-ben kimondta a tömegmegmaradás tételét, s ezzel megvetette a kvantitatív kémiai tudomány alapját. Az alkémiával foglalkozóknak fogalmuk sem volt a tényleges kémiai elemről. Meglepő, hogy természettudományi szempontból elfogadható megoldás a középkorban, a skolasztika delelőjén, a teológiai felől érkezett. Aquinói Szent Tamás (1225–1274) aki egyébként az arisztotelészi gondolatok hű követője és fejlesztője volt *„De mixtione elementorum"* munkájában az elem mai fogalmának elvi alapjait vetette meg.[1*]

Rátérve a Föld anyagi összetételére, mintegy kétszáz éves tudományos vizsgálódásból látjuk, hogy a 90 kémiai elem 339 stabilis és mintegy 30 radioaktív izotópból áll. A 90 elemből a kőzetek 99%-ában csak 11 elem gyakori, a többi 1000 ppm és 1 pbb közé eső nyomelem. A kevés számú főelem, kevés fajta ásványban fordul elő s így a szilárd kéreg kőzetei ásványfajták tekintetében egyhangúak. Mégis a kőzetek azonosítása (osztályozása) szempontjából nagy bonyodalmak származnak a főásványok egymáshoz viszonyított mennyiségi ingadozása következtében. Több mint 40 ezer eruptív kőzet teljes kémiai elemzéséből az tűnik ki, hogy a kőzetek összetétele, bizonyos határok között, hézag nélküli folytonossággal változik. Ugyanakkor kérdés az is, hogy a földköpeny részleges olvadása, majd az olvadék frakcionált kristályosodása, hogyan alakítja ki az összetétel határértékeit, amit semmilyen kőzet nem lép át. Még több probléma merül fel a nyomelemek eloszlása tekintetében. Amíg nyomelemet nem vizsgáltak (az analitika fejletlensége miatt) a világ kőzeteinek összehasonlítása csak a fő oxidos összetétel alapján volt lehetséges. Így fordult elő, hogy 1944-ben írt disszertációmban a Karancs hegységi andezit összetételét Osann I rendszerében a Martinique Le Précheur andezitjével, Osann II rendszerben a Mt. Pelée-i, Niggli szerint az Ecuadori Paluquillo andezitjával vagy a Martinique szigeti Colson dácitjával találtam

[1*] Eredeti szöveg fordítással a Függelék 13. fejezetében.

azonosnak. Manapság egy Washigton DC melleti diabáz és a Hawaii-sziget egyik bazaltja főkomponenseinek szinte teljes egyezése mellett, a nyomelemtartalmuk eltérése egyértelműen kimutatta, hogy az első kontinentális, a második mélyköpenyi eredetű kőzet.

E példa is rávilágít a nyomelemek jelentőségére, amit fokoz az analitikai módszerek rendkívüli fejlődése, lehetővé téve számos nyomelem pontos meghatározását. A lehetőségek odáig fejlődtek, hogy kimondhatjuk, minden természetes (vagy mesterséges) tárgyban valamilyen mértékben mind a 90 természetes elem atomjai előfordulnak. Itt ugyanaz a kérdés merül fel, mint a főelemek esetében: milyen csoportosulásban, valamely standardhoz viszonyítva milyen arányban és a Föld milyen folyamatainak következményeképpen fordulnak elő. E kérdések vizsgálata, ismereteink mai szintjén e könyv tárgya, amelyből kitűnik mily bonyolult egy hűlőben levő bolygó anyagi rendszerének működése.

Ha a részletek mellőzésével termodinamikai szempontból átfogó pillantást vetünk az elemek eloszlási viszonyaira, akkor kétféle elv érvényesülését látjuk: az egyik a nyomelemek geofázisok szerinti többé-kevésbé egyenletes eloszlása, ami az entrópia növekedésnek alávetett folyamatot jelez. Ugyanakkor jellemző koncentrálódások is kialakulnak, ami az entrópia csökkenésével jár s ezek szélsőséges példái a rendkívül ritka nyomelemek gazdaságilag is hasznosítható telepeinek kialakulása.

Az élővilág folyamatai állandóan az entrópia csökkentésére irányulnak. Ehhez nyomelemekre is szükség van (a teljes élővilágban 72, az emberben 46-féle elemet mutattak ki). A bioszféra szükségletei úgy látszik egyensúlyban vannak a nyomelemek nagy entrópikus eloszlásálával. Az emberi agyvelő talán a világegyetem legbonyolultabb és legkisebb entrópiájú képződménye azonban a nooszféra (és civilizáció) kialakításában rá van utalva a kis entrópiával jellemzett természetes folyamatok által létrehozott anyagokra.

A könyv megírásának gondolata abból a szükségszerűségből indult ki, amit a Pannon Egyetemen végzett talajtani–ásványtani kutatásaink alapoztak meg. A speciálisan előkészített talajokat nemcsak az ásványok, hanem 10–20 nyomelem eloszlása szempontjából is vizsgáltuk. A felgyülemlett adathalmaz értelmezése azonban csaknem lehetetlenné vált a nyomelemek általános és részletes mobilitási tulajdonságainak ismerete nélkül. A talajokban, vagyis a biológiailag befolyásolt üledékes kőzetekben ugyan a nyomelemek teljes körforgásának csak kis szelete játszódik le, de az egész részeként fontos hatással van a teljes folyamatra. Szükségessé vált a nyomelemek egész Földre kiterjedő szerepének tanulmányozása és összefoglalása ahhoz, hogy egy következő kötetben az üledékes kőzetek és a magyarországi talajok nyomelemforgalmát értelmezni lehessen. Miután a magyar földtani kutatásban a nyomelemek szerepepe még nem terjedt el, célszerűnek látszott, nem a kutatás technikájával foglalkozó, hanem válogatott példák nyomán olyan tanulmányt írni, amely a lehetséges és kívánatos fejlődés irányvonalát mutatja be.

A nyomelemvizsgálat új fejezetet nyitott a földtudományokban. Érdembeli használata 3–4 évtizedre nyúlik vissza s e kései megjelenés a kémiai analitika fejletlenségének következménye. A feladat nagyságát mutatja, hogy gyakran ppm-nyi mennyiségben jelenlevő elem valamely, néhány százalékot kitevő izotópjának koncentrációját kell meghatározni 4–5 tizedesnyi pontossággal. Ez szükségessé teszi szofisztikált és drága műszerek használatát, amit csak gazdag kutatóhelyek engedhetnek meg maguknak. Hazánk egyelőre nem tartozik ezek sorába s így geológiai képződményeink ilyen irányú vizsgálata jórészt még a jövő feladata. Ennél fogva, a könyv magyar példákat nem tartalmaz, de örvendetes, hogy kialakult e feladatok elvégzésére alkalmas kutatók egy csoportja, akik együttműködve külföldi kutatóhelyekkel kitűnő eredményeket mutattak fel (főként xenolitokra vonatkozóan és itthon már korábban a kormeghatározások terén, a Debreceni Egyetemen), ilyen irányú kutatásban.

A könyv olvasásának kikerülhetetlen nehézsége a sok betűszó használata. Voltaképpen a kényszer hozza magával azt a gyakorlatot, hogy a gyakran ismétlődő fogalmakat, folyamategyütteseket stb. elnevezésük kezdőbetűiből alkotott betűszóval helyettesítsük. Világszerte elterjedt, hogy ezeket az angol nyelv elnevezéseiből alkotják és használják, amiből következik, hogy célszerűtlen volna ezek magyarosított változatainak kialakítására törekedni.

Nézzük, pl. a következő rövidítést: DMM = **D**epledet **M**ORB **M**antle = elemekben szegényedett MORB köpeny, amelyben a MORB maga is betűszó: MORB = **M**id-**O**cean **R**idge **B**asalt, vagyis óceánközépi rift bazalt. A DMM teljes kiírása: elemekben elszegényedett közép-óceáni rift bazalt köpenyanyaga.

A betűszóval jelölt fogalmakra lépten-nyomon szükség van s teljes kiírásuk nemcsak sok helyet foglalna, de a megértést is nehezítené. Ezért a könyv végén megtaláljuk a könyvben használt összes betűszó jelentését.

A könyv anyagának válogatásáról is néhány megjegyzést kell tennem. A természettudományok tevékenysége nem a dolgok megismerésében, hanem mért adatok másokkal való összehasonlításában, majd következtetések levonásában áll. Ez vonatkozik a nyomelemvizsgálatokra is azzal a különbséggel és nehezítő körülménnyel, hogy a laboratóriumi munkával ellentétben, itt sokkal több paraméter figyelembevételére van szükség. Egy kőzet jellemzésére nyilván nem elegendő két elem arányértékét használni s mivel 90 elem 339 izotópja fordul elő a kőzetekben, ezek valamennyi egymáshoz viszonyított arányát lehetetlen előállítani. Az idők folyamán kialakultak ugyan megfelelő informatív elemek, de ezek felhasználásával kialakuló trendek nem mindig futnak párhuzamosan egymással, ezért gyakran találkozunk „paradox” jelenségekkel. Sok ellentmondás származik abból is, hogy egyre több elemet (és izotópot) vonnak a vizsgálat körébe s az új adatok sokszor nincsenek összhangban a már ismertekkel. Sűrűn találkozunk adott jelenség eltérő megítélésével a kutatók részéről, ami azonban nem jelenti a nyomelemvizsgálat alkalmatlanságát, sőt a lemeztektonikával kombinálva a modern petrogenetikai vizsgálatok nélkülözhetetlen tartozéka. Ma már alig lehet elképzelni petrogenetikai tanulmányt nyomelem-vizsgálati

adatok és nézőpont nélkül. A gyors fejlődés következtében a nyomelemek a tudomány, technika, egészségügy területén beláthatatlan és nélkülözhetetlen szerepre tettek szert és magában a geológiában is oly széleskörű az alkalmazási terület, hogy a tárgyalás során alapos szűrésre van szükség. A folyamatos olvashatóság kedvéért az irodalmi hivatkozásokat a tanulmányban a legfontosabbakra korlátoztam, de a könyv végén található irodalmi összefoglalásban minden felhasznált könyvet, cikket felsoroltam. Ugyanilyen meggondolásból némely részlet bővebb megvilágítását, ezek iránt érdeklődők kedvéért, a *Függelék* fejezetbe helyeztem át. A könyv a földköpenyből kiinduló folyamatokkal, a teljesség igénye nélkül, oly válogatásban foglalkozik, amely a további részletek és a fejlődés megértését előmozdítja, és reméli, hogy az olvasó hasznosnak fogja találni.

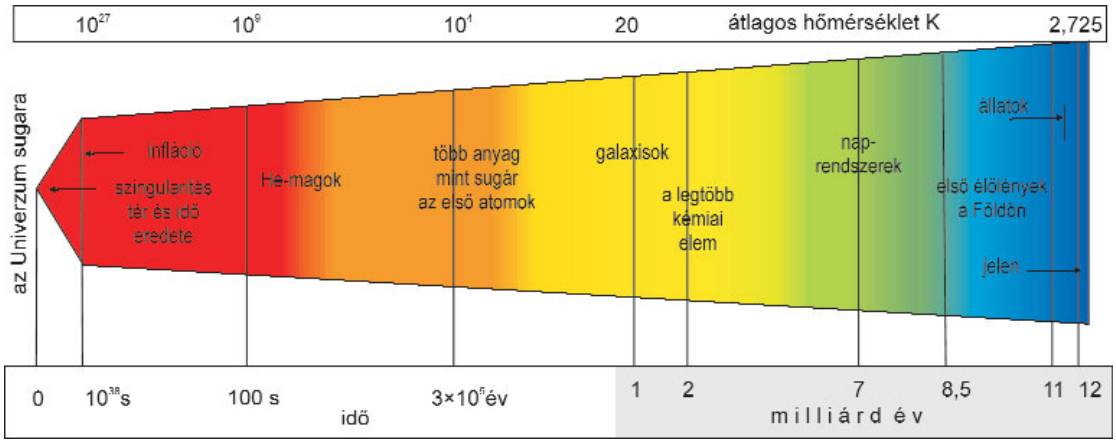
Köszönetemet fejezem ki Demény Attila MTA levelező tag és Pósfai Mihály MTA levelező tag társaimnak, akik a kézirat lektoraiként értékes tanácsaikkal voltak segítségemre.

*A szerző*

# A KÉMIAI ELEMEK EREDETE

Az általunk érzékelhető anyagi világot a kémiai elemek építik fel. Miből állnak és honnan származnak, ezek a tudomány régi kérdései, melyek megválaszolására Thales óta beláthatatlanul sok erőfeszítés irányult az ember történelme során. Tulajdonságaikat, szerkezetüket keletkezésük ma érvényes történetével együtt célszerű tárgyalni, hogy a sokféleséget az eredet körülményeiből tudjuk levezetni.

Az elemek származása természetesen az Univerzum eredetével van részben szoros összefüggésben. E tekintetben a kozmológusok többsége az ősrobbanás (Big Bang) elmélet valamely változatának híve. A tágulásinak (inflációsnak) is nevezett elmélet kidolgozói FRIEDMANN (1922), LEMAÎTRE (1933), ROBERTSON (1935), WALKER (1937) voltak s az elmélet döntő igazolása volt HUBBLE (1929) által a távoli galaxisok spektrumaiban észlelt vöröseltolódási jelenség. E szerint a világegyetem alkotórészei (galaxisok stb.) egy kezdeti pontból kiindulva (1. ábra) a távolsággal növekvő sebességgel tágulnak és a spektrum vöröseltolódása a Doppler-effektus következménye. Ha ezt a folyamatot időben visszafelé gondoljuk el, végül adott pillanatban egyetlen pontba[2*] érkezünk, amely az egész világegyetemet magában foglalta, a fizikai erők elkülönülése nélkül (szingularitás). Az ősrobbanás kezdete, a számításoktól függően (Hubble-állandó, U/H arány, a



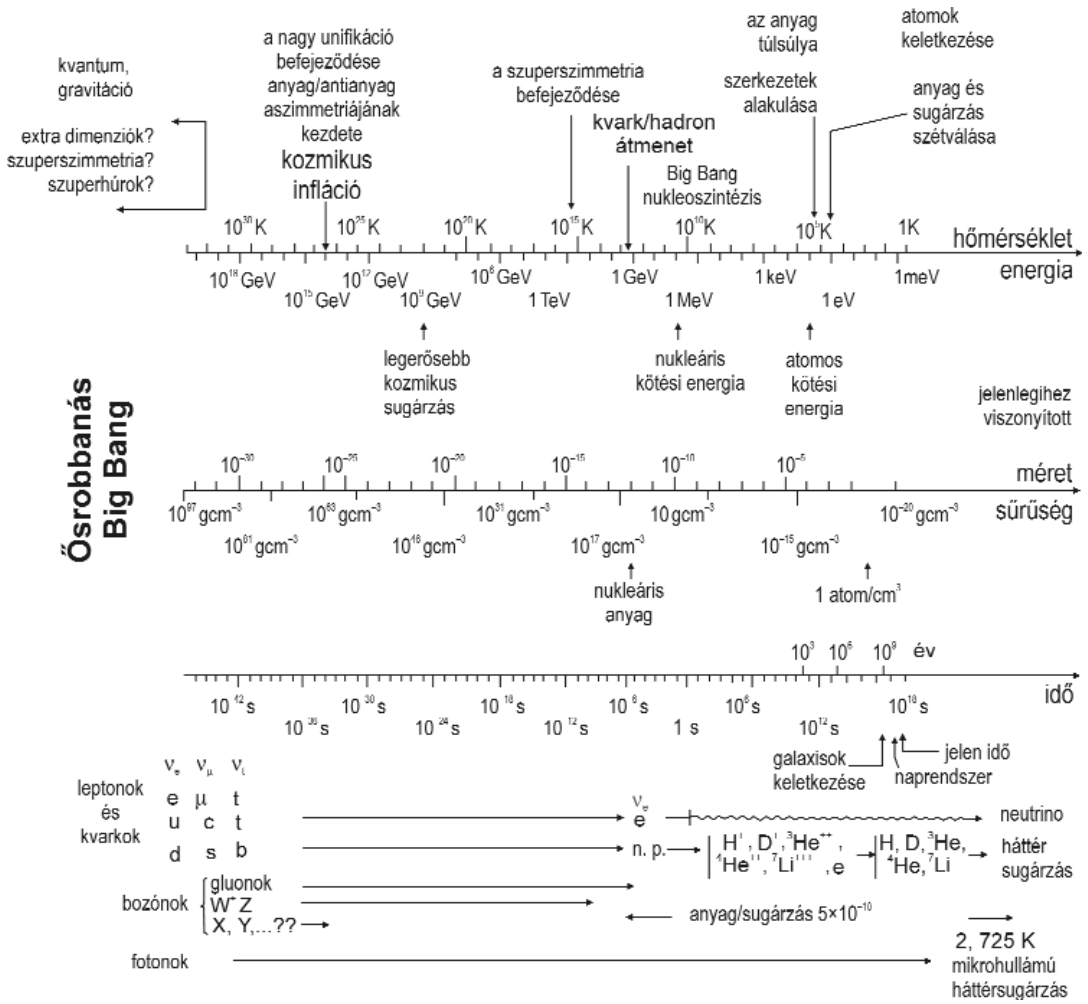

**1. ábra.** Az Univerzum kezdetétől lejátszódott folyamatok és az elemek keletkezése

legnagyobb csillagok tömege) 12–15 milliárd év közé tehető[3*]. A Planck-időt ($5{,}39\times10^{-44}$ s) extrém gyors kiterjedés, GUTH (1997) által *kozmikus inflációnak* nevezett szakasz követi $10^{-33}$ s-ig és ez alatt a világegyetem eredeti méretének $10^{48}$-szorosára növekedett.

A következő háromszázezer évet a kozmológusok tovább részletezik. Összefoglalóan felsorolva az eseményeket: az egyesített szupererők felbomlanak, a gravitáció elkülönül, gyenge, erős és elektromágneses erők lépnek föl, a szuperszimmetria felbomlik, a kvark/hadron átmenet, könnyű elemek (H, D, He, Li primordiális elemek) 3000 K-en végbemenő szintézise, az anyag felülmúlja az antianyagot. Az Univerzum a kezdeti nagy hőmérsékletről kis hőmérsékletre hűl és a távolodási sebesség (a Hubble-állandó) a gravitáció fellépésével a jelenlegire mérséklődik (Mpc-ként 70 km $s^{-1}$). Fontos volt, hogy PENZIAS, WILSON 1965-ben felismerték és megmérték az univerzum minden irányából csekély ingadozással érkező háttérsugárzását. Értéke: 2,725 K hőmérsékletű fekete test 1,9 mm hullámhosszúságú sugárzása, s minthogy eredete csaknem a kozmosz keletkezéséig (300 ezer év), megy vissza, ezért „maradványsugárzásnak" is hívják és az ősrobbanási elmélet megerősítésének tekintik. A Big Bang elmélet a foton/barion arányból jól jelezte a $^{4}$He, $^{3}$He, D és $^{7}$Li közönséges hidrogénhez viszonyított arányát is. Ezek: $^{4}$He/H=0,25, $^{2}$H/H = $10^{-3}$, $^{3}$He/H=$10^{-4}$ és $^{7}$Li/H=$10^{9}$, ami jól egyezik a megfigyelésekkel.

Az Univerzum történetének mai, a részecskefizika eredményeivel összhangban levő elméletének adatait, az ún. *standard kozmológiai* elmélet szerinti folyamtok összességét a 2. ábra segítségével tanulmányozhatjuk. Nem szabad

[2*]Guth számításai szerint a kiindulási gömb átmérője 10 cm, Barrow szerint 3 mm lehetett.
[3*]Gyakran 13,7 milliárd évvel számolnak.




**2. ábra.** Az Univerzum keletkezésének története a standard kozmológiai elmélet szerint

figyelmen kívül hagynunk, hogy az ehhez hasonló ábrázolások nem méretarányosak és az egész folyamatból esetleg eltérő részleteket ábrázolnak. Különböző szerzők számadataiban is lehetnek és vannak eltérések, de a folyamatok tendenciája minden esetben hasonló.

## AZ ELSŐ ELEMEK MEGJELENÉSE

A megfigyelhető Univerzum a spektroszkópi vizsgálatok szerint ~98%-ban hidrogénből és héliumból áll, de a nehezebb elemek aránya tekintetében bizonyos különbség van az idősebb és a fiatalabb csillagok között. Felmerül a kérdés, hogy ez az ősi anyag, a hidrogén hogyan jött létre az ősrobbanás után. Kezdetben csak sugárzási energia létezett. Felteszik, hogy a sugár → anyag átalakulás[4*] során túlnyomóan neutronok jöttek létre, de ezek csak az atommagon belül stabilisak, azon kívül 10 min felezési idővel elbomlanak:

$$\text{neutron} > \text{elektron} + \text{proton} + \nu$$

Kezdetben a szimmetria elvnek megfelelően egyenlő számú proton és antiproton keletkezett, melyek kölcsönösen megsemmisítették egymást:

$$p + \bar{p} \rightarrow 2\gamma$$

[4*] Az átalakulás kapcsolatban van a fizikai finomszerkezeti állandó értékével ($\alpha$=1/137,035999), melytől csekély eltérés pozitív-negatív irányban vagy az anyag, vagy az elektromágneses sugárzás létezését zárná ki.

Kérdés, hogyan vált uralkodóvá az Univerzumban az anyag az antianyaggal szemben. Egyik elmélet szerint egy hipergyenge erő okozta az antianyag megsemmisülését. Ugyanez az elmélet a proton felezési idejére $10^{32}$ évet ad meg.

Amikor az Univerzum kora 300 ezer év és a tágulás következtében hőmérséklete 3000 K-re csökken, néhány könnyű elem, hidrogén, deutérium, hélium és lítium keletkezik (*primordiális* elemek) PP[5*] fúziós reakció megindulásával:

$$4\ {}^{1}_{1}H_0 \rightarrow {}^{4}_{2}He_2 + \beta^{+} + 2\gamma + 2n$$

A keletkezett He tömege kisebb mint a kiindulási 4 hidrogén összes tömege s így a folyamat erősen exoterm és az $E = mc^2$ egyenletnek megfelelően sok energiát (hőt) fejleszt, amit „hidrogén égetésnek" neveznek.

A nehezebb elemek a H és a kialakult elemek egymással különféle kombinációban, nagy nyomáson és hőmérsékleten bekövetkező nukleáris reakciók nyomán keletkeztek. Ezek nem tetszőlegesen, hanem bizonyos megmaradási törvényeknek engedelmeskedve mennek végbe. Pl. a reakció során a teljes elektromos töltésnek (elektronegységben mérve), a nukleonok teljes számának változatlannak kell maradnia, valamint a magból a pozitron emisszió során neutrinó is mindig távozik. Az emittált fotonra ilyen szabály nem vonatkozik.

## AZ ELEMEK SZERKEZETI FELÉPÍTÉSE, AZ IZOTÓPOK

A kémiai elemek egymástól a $10^{-13}$ cm sugarú atommagban levő pozitív töltésű *protonok* és ezt semlegesítő ~$10^{-8}$ cm távolságban elhelyezkedő negatív töltésű *elektronok* számában különböznek. Az atommaghoz ugyanakkor *neutronok* is tartoznak, de ezek semlegesek lévén a töltést nem befolyásolják. Ha a töltések az atomban nincsenek kiegyenlítve és a semleges állapothoz képest több, vagy kevesebb elektron van jelen, akkor ionokról van szó. A fizikusok sok tovább felbontott komponenst, szubatomi részecskét (leptonok, kvarkok stb.) ismertek fel, de e finom szerkezetek tárgyalása a továbbiak szempontjából nem szükséges és kissé részletesebb tárgyalást a Függelék 1-ben (Elemek képződése) találunk.

A legegyszerűbb 1 protont tartalmazó hidrogén és a 118 protont tartalmazó névtelen ununoktium (Uuo) elem között, mindegyikre jellemző protonszámmal (rendszámmal) rendelkező, egymástól különböző kémiai elem foglal helyet. A neutronok számában azonban bizonyos ingadozás lehetséges. Ugyanazon protonszámú elemben a szokásostól eltérő számú neutron fordulhat elő, amikor a rendszám (Z) nem, de az atomtömeg (A) megváltozik. Ekkor az elemnek a neutronok száma szerinti különböző variációit az elem *izotópjainak* nevezzük, mert a periódusos tábla azonos helyén foglalnak helyet (Soddy 1913). A stabilis nuklidokban közelítőleg N=Z, de az izotópok jelentős része nem stabilis, hanem különböző felezési idejű radioaktív elem. A földtudományok haladásában mind a stabilis, mind a radioaktív elemek nagyon fontos szerepet játszanak.

Földi körülmények között 85 stabilis és 10 radioaktív természetes elem fordul elő. Megemlítjük, hogy a 43. rendszámú *technécium* ($^{99}$Tc) atomerőművekben keletkező bomlási termék, de U-ból kiindulva ultra nyomokban némely talajban is előfordulhat (Kabata-Pendias, Pendias 2000). A 61. rendszámú *prométium* (Pm) laboratóriumi instabilis hasadási termék. Jelenleg 26 laboratóriumban előállított mesterséges transzurán instabilis elemet is ismerünk, de felezési idejük rövidsége miatt a természetben nem fordulhatnak elő.

A természetes és mesterséges elem csaknem mindegyike a bennük található neutronok száma szerint különböző számú izotópból áll, amelyek gyakoriságuk szerinti súlyozott átlaga adja valamely elem atomtömegét. A természetben 339 izotóp fordul elő, melyek egy része radioizotóp. Az összes közül 255 stabilis, amelyhez 33 primordiális nuklid járul, úgyhogy a primordiális izotópok száma 288. A többi radiogén nuklid. Számos izotópot mesterségesen állítottak, elő, így az ismert nuklidok száma jelenleg 3175.

## A HÉLIUM (He) KELETKEZÉSE ÉS SZERKEZETE

Az első nuklidok keletkezésekor a hőmérséklet még túl nagy ahhoz, hogy elektronok csatlakozhassanak az atommagokhoz, ezért egyelőre és sematikusan csak a magok (nuklidok) reakcióiról beszélhetünk:

$$\text{proton} + \text{neutron} \rightarrow \text{deuteron} + 2{,}2\ \text{MeV}\ \gamma\text{-sugárzás},$$

[5*] A PP fúzió a valóságban sokkal összetettebb folyamat. Részletek a Függelék 2.1-ben.

majd

$$\text{deuteron} + \text{neutron} \rightarrow \text{triton}$$

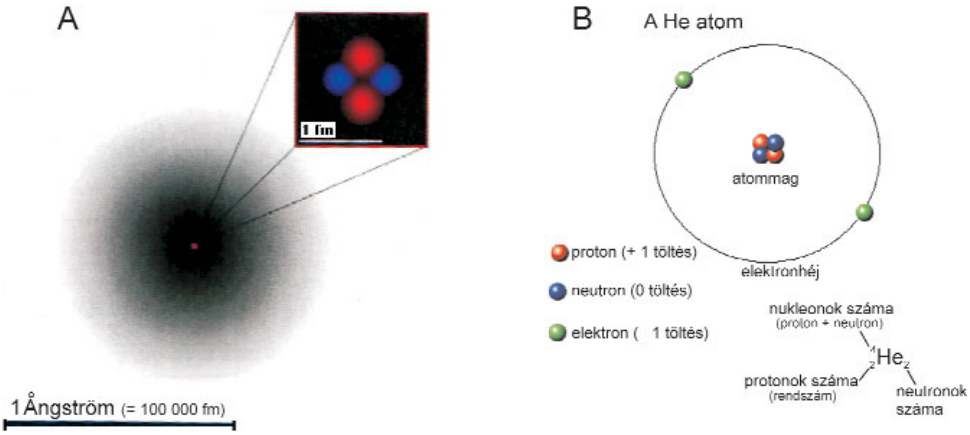
reakció indult be. De e szabad részecskék instabilisak lévén, a triton felbomlik:

$$\text{triton} \rightarrow \text{hélium-3}^{6*}$$

és az utóbbi:

$$2\ \text{hélium-3} \rightarrow \text{hélium-4} + 2\ \text{proton}$$

szerint a He-4 stabilis maggá alakul. Szerkezetét és minden izotóp esetében az indexszámok jelentését a 3. ábra A és B részén látjuk. Teljes jelölés esetében az elem jele mellett, balra fönt: a nukleonok számát, balra lent: protonok számát (rendszám), jobbra lent: neutronok számát tüntetik fel. Pl. ${}^{235}_{92}U_{143}$ és ${}^{238}_{92}U_{146}$, ${}^{1}_{1}H_{0}$, ${}^{2}_{1}H_{1}$, ${}^{3}_{1}H_{2}$. Ha csak egy izotóp pontos megjelölése a cél, ami a legtöbb esetben előfordul, akkor elegendő egyedül a nukleonok számának feltüntetése (pl. ${}^{238}U$), mert ez a protonok és neutronok számát együttesen tartalmazza.




**3. ábra.** ${}^{4}_{2}He_{2}$ mag (= α-részecske) és atom szerkezete. A: a He atom és mag szerkezete, B: a He atom részei

Az ősrobbanást követő infláció következménye a gyors hűlés volt, s így az elektronok egy bizonyos hőmérsékleti szakaszban, töltéskiegyenlítéssel csatlakoztak a kialakult atommagokhoz. Létrejöttek az első elemek:

$${}^{1}_{1}H_{0} + {}^{1}n \rightarrow {}^{2}_{1}H_{1} + \gamma$$

$${}^{2}_{1}H_{1} + {}^{1}n \rightarrow {}^{3}_{1}H_{2} + \gamma$$

$${}^{2}_{1}H_{1} + {}^{1}_{1}H_{0} \rightarrow {}^{3}_{1}He_{2} + \beta^{+} + \gamma$$

$${}^{3}_{2}He_{1} + {}^{4}_{2}He_{2} \rightarrow {}^{7}_{4}Be_{3} + \gamma$$

$${}^{7}_{4}Be_{3} + e \rightarrow {}^{7}_{3}Li_{4}$$

A ${}^{1}_{1}H_{0}$ (prócium), ${}^{2}_{1}H_{1}$ (D, deutérium), ${}^{3}_{1}H_{2}$ (T, trícium), a ${}^{3}_{2}He_{1}$ és ${}^{4}_{2}He_{2}$ a H és He izotópjai. Az elemek képződése során a növekvő protontartalom miatt növekszik a magok elektromágneses töltése, vagyis a további fúzió már csak egyre nagyobb hőmérséklet és nyomás (erő) esetén következhetett volna be, viszont az Univerzum ekkor éppen ellenkezőleg, a gyors tágulás következtében erősen hűlőben volt. Ezért a még idevehető Li-elemen kívül továbbiak képződéséhez a feltételek az ősrobbanást követő mintegy 300 ezer év után már nem voltak megfelelőek. Az elemek képződésének első szakasza a primordiális elemek képződésével lezárult.

## NEHEZEBB ELEMEK KELETKEZÉSE

Láttuk, hogy a H, He és kevés Li az ősrobbanás utáni 3. percig keletkezett, míg a Be és B a csillagközi térben kozmikus sugárzás és gázok ütközése (nukleogén elemek) során. Az összes többi az előbbieknél nehezebb elem a csillagok belsejében

[6*] A IUPAC a ${}^{3}He$ mellett megengedi a He-3 jelölést is.

nagy nyomás és hőmérséklet mellett jön létre. Ilyen szintézis, a napok tömegétől, hőmérsékletétől és a bennük végbemenő folyamatoktól függően, további szakaszokban játszódik le. A gravitációs potenciál kb. 1200 $Jg^{-1}$ hőt fejlesztve a hőmérsékletet mintegy $15\times10^6$ K-re emeli. Ez a H számára már elegendő az elektrosztatikus taszítás legyőzésére, miután az elektronok már leszakadtak lényegében proton-proton (PP) reakcióval kezdődik a nehezebb elemek képződése, nukleoszintézise. (részletek: Függelék 2–1. ábra). A nukleoszintézis következő szakasza a gravitációs összehúzódás miatti nagy hőmérsékleten (>$15\times10^6$ K) a C, N, O képződésével a „CNO ciklusban" folytatódik (Függelék 2.2; CNO ciklus) a csillagok belsejében. A mi Napunkban és általában a csillagokban azonban jelenleg az energia 99%-át még a PP reakció szolgáltatja.,

A hidrogén nagyobb részének elfogyása után a hélium a magban gyűlik össze s ekkor a sűrűség $10^8$ $cm^{-3}$, a hőmérséklet pedig $10^8$ K-t ér el. Ilyen körülmények között két héliumatom fúzió révén berilliummá egyesül:

$$2\,{}^{4}_{2}He_2 \rightarrow {}^{8}_{4}Be_4 + \gamma$$

Ez a Be ugyan nagyon rövid élettartamú (felezési idő=$10^{-16}$ s), de szerepe van a szénatom kialakulásában, mert ehhez 3 He egyidejű, alkalmas találkozására volna szükség s mivel ez rendkívül valószínűtlen, ezért a folyamat a Be-8 közbeiktatásával játszódik le. Ha a Be ugyan nagyon rövid életű magja még bomlatlan állapotban ütközik He-maggal:

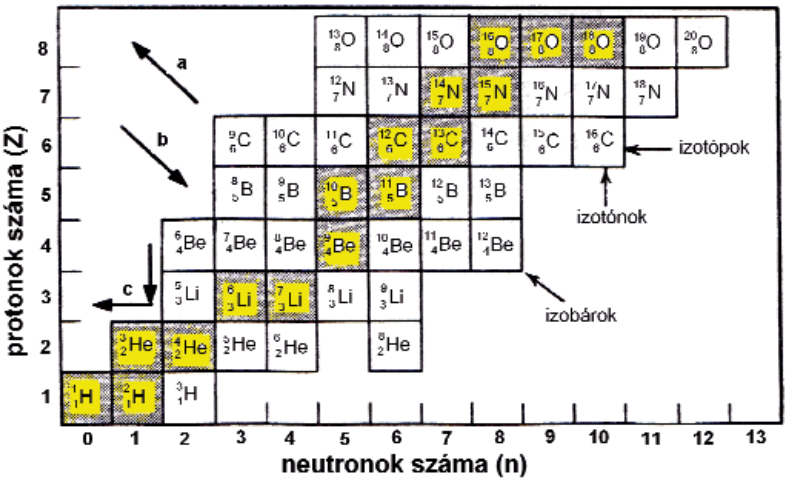
$${}^{8}_{4}Be_4 + {}^{4}_{2}He_2 \rightarrow {}^{12}_{6}C_6 + \gamma$$

akkor stabilis C-mag keletkezik, utóbbi H ionnal fúzionálva:

$${}^{12}_{6}C_6 + {}^{1}_{1}H_0 \rightarrow {}^{13}_{7}N_6 \rightarrow {}^{13}_{6}C_7 + \beta^+ + \gamma$$

N és egy másik szénizotóp keletkezése mellett sugárzást bocsát ki.

Itt megfigyelhetjük, hogy kétféle szénatom keletkezett, amelyek azonos protonszám (Z=6) mellett különböző számú neutront (n=12 vagy 13) tartalmaznak s így természetesen eltérő tömegszámot (A) képviselnek. Az izotópok geokémiai fontosságára tekintettel a különböző nuklidok egymáshoz viszonyított jellemzőit a 4. ábrán tanulmányozhatjuk. Csaknem minden elem esetében fennáll az a lehetőség, hogy azonos protonszám mellett a neutronok száma bizonyos határok között ingadozhat. Mivel az izotópokban az elektronok száma és szerkezete azonos, az ettől függő kémiai sajátságok első megközelítésben nem különböznek egymástól. Ezért a kémikusok általában kevés figyelmet szenteltek az elemek izotópjainak. Mégis hamarosan kitűnt, hogy főleg geokémiai és biológiai szempontból rendkívüli jelentősége van az izotópok közötti tömegkülönbségeknek a kinetikai és vibrációs effektusok szempontjából. Az atommagban a protonokat és neutronokat az erős ($10^{-15}$m távolságig ható) magerők tartják össze. A protonok erős taszítóhatását viszont a közbeékelődő neutronok csökkentik és stabilizálják a magot. Ha túl sok vagy túl kevés a neutronok száma, akkor az izotóp instabilis (4. ábra). Kétségtelen azonban, hogy a rendszám növekedésével bizonyos kémiai különbségek (pl. diffúziós sebességtől függő reakciók) elmosódnak, mert az izotóp kicserélődési folyamatok fordítva arányosak a hőmérséklettel, de egyenesen a relatív tömegkülönbséggel, ami természetesen az atomtömeg növekedésével erősen csökken.




**4. ábra.** A nuklidok egy részlete a periódusos rendszer elejéről

A sárga négyzetekben levő nuklidok stabilisak, az azon kívüliek instabilisak, radioaktívak. Az *izotóp* nuklidok azonos számú *protonnal,* az *izotónok* azonos számú *neutronnal* és az *izobárok* azonos számú *nukleonnal* rendelkeznek. A baloldali nyilak a különböző bomlási mechanizmusok során a protonok és neutronok számának eltolódását mutatják. **a:** β bomlás, **b**: pozitron bomlás, β-befogás, **c:** α-bomlás. (SCHAEFER 2010)

Az elemek további képződése a csillagokban (napokban) a csillag tömegének függvénye. A csillagok óriási kiterjedésű ködök gravitációs összehúzódása révén keletkeznek, összeomlást ellensúlyozó hőmérsékletek jöhetnek létre. A mi Napunk és a hozzá mérhető csillagok fehér törpeként, majd kihűlve, mint sötét sűrű tömegként fejezik be életüket. De az ennél nagyobb, általában fiatalabb csillagok belsejében a folyamatok ettől eltérőek, mert a gravitációs erő elég nagy ahhoz, hogy megakadályozza az atomok nagy hőmérséklet miatti kitörését és az összehúzódás (kollapszus) tovább folytatódik. Az ennek következtében növekvő hőmérséklet a $6\times10^8$ K-t is eléri és az elemek sorának képződését teszi lehetővé (Függelék 2.1, 2.5). Néhány példa:

$${}^{12}_{6}C_6 + {}^{12}_{6}C_6 \rightarrow {}^{20}_{10}Ne_{10} + {}^{4}_{2}He_2$$

$$^{12}_{6}C_6 + ^{4}_{2}He_2 \rightarrow ^{16}_{8}O_8 + \text{energia}$$

$$2\,^{16}_{8}O_8 \rightarrow ^{28}_{14}Si_{14} + ^{4}_{2}He_2$$

$$2\,^{16}_{8}O_8 \rightarrow ^{31}_{16}S_{15} + ^{1}_{o}n$$

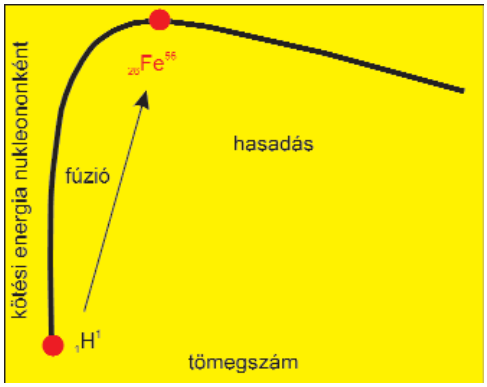
Ehhez hasonló folyamatok sokfélesége játszódik le annak megfelelően, hogy a csillagok belső hőmérséklete többnyire a hélium befogás következtében állandóan növekszik és legyőzi az egyre több protont tartalmazó magok növekvő, kölcsönös taszító hatását, újabb és újabb magok képződésére adva lehetőséget. Ezek közül kiemelkednek a He-befogással, vagyis néggyel osztható tömegszámú elemek (C, O, N, Mg, Si). Ha a hőmérséklet $10^9$ K-t ér el, a Si leépülő (He-magokra bomló) vagy héliumot éppenséggel befogó, versengő folyamatai alakulnak ki (Si-égetés). Például egyensúlyi folyamatban:

$$^{28}_{14}Si_{14} + ^{4}_{2}He_2 \leftrightarrow ^{32}_{16}S_{16} + \gamma$$

$$^{32}_{16}S_{16} + ^{4}_{2}He_2 \leftrightarrow ^{36}_{18}Ar_{18} + \gamma$$

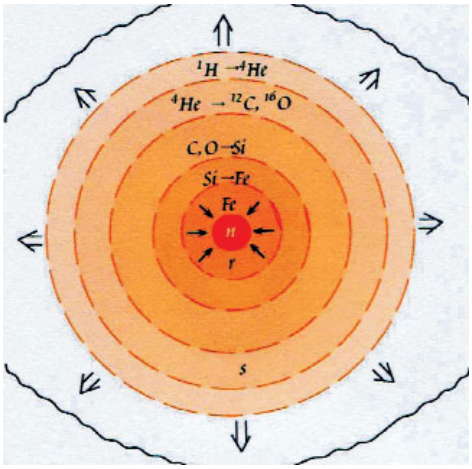
Utóbbi esetben, Cl, Ca, Ti, Cr is keletkezik, szintén néggyel osztható atomtömeget képviselve. Ez a folyamat azonban csak a $^{56}_{26}Fe$ képződéséig tart, mivel a vas magjában a nukleononkénti kötési energia a legnagyobb és további exoterm fúziós reakciók héliummal vagy más magokkal már nem jönnek létre (5. ábra).

Ennek megfelelően a nagyobb csillagokban, a vas felé haladva, a magok képződése során egyre kevesebb hő szabadul fel és az elemek sűrűségük szerinti héjakban rendeződnek (6. ábra). Ez már a szupernóva kitörése előtti állapot. A vas a csillag magjában helyezkedik el és óriási gravitációs nyomás alá kerül s miután energiatermelés már nincs, a külső részek 70000 $kms^{-1}$ sebességgel zuhannak a csillag belsejébe.




**5. ábra.** A hidrogéntől a vasig terjedő fúziós nukleoszintézis során hő szabadul fel, a vasnál nehezebb magok neutronbefogással keletkeznek és az atomszámmal növekedően hasadásra hajlamosak (SURMAN 2011)

A gyorsan zsugorodó, mintegy 10 km átmérőjű mag hőmérséklete ennek következtében $8\times10^9$ K-ig növekedhet, sűrűsége pedig $10^{14}$ $gcm^{-3}$-t ér el, és ez lehetővé teszi, hogy az elektronok és protonok egy inverz folyamattal neutronná és neutrinóvá egyesüljenek. Ez az elektron befogási folyamat a gravitáció potenciális energiáját hővé alakítja, és hatására $10^{46}$ J hő termelődik néhány másodperc alatt. Ekkor következhet be a mag feletti öv szétrobbanása, ami a csillag *szupernóva robbanásához* (7., 8. ábra és Függelék 2–6. ábra) vezet. Rövid időre óriási mennyiségű energia szabadul fel, a hőmérséklet $2\times10^9$–$3\times10^{10}$K-t ér el, a csillag fényessége az egész galaxisét felülmúlhatja és ilyen viszonyok között, amikor az atommagok képződéséhez már energia bevonásra van szükség, megindul neutron befogással a vasnál nehezebb atommagok (izotópok) kialakulása (Függelék 2–6. ábra). Az előzőekben tárgyalt nukleoszintézisek során ugyanis melléktermékként sok és különféle energiával rendelkező neutron keletkezik és a már kialakult elemekkel ütközve nehezebb atommagok képződését indítják meg. A folyamat lehet lassú (s) vagy gyors (r) (Függelék 2–7., 2–8. ábra), a neutronok sűrűségétől függően, például:




**6. ábra.** Supernóva héjszerkezete a felrobbanás előtt (LEWIS et al. 2003)

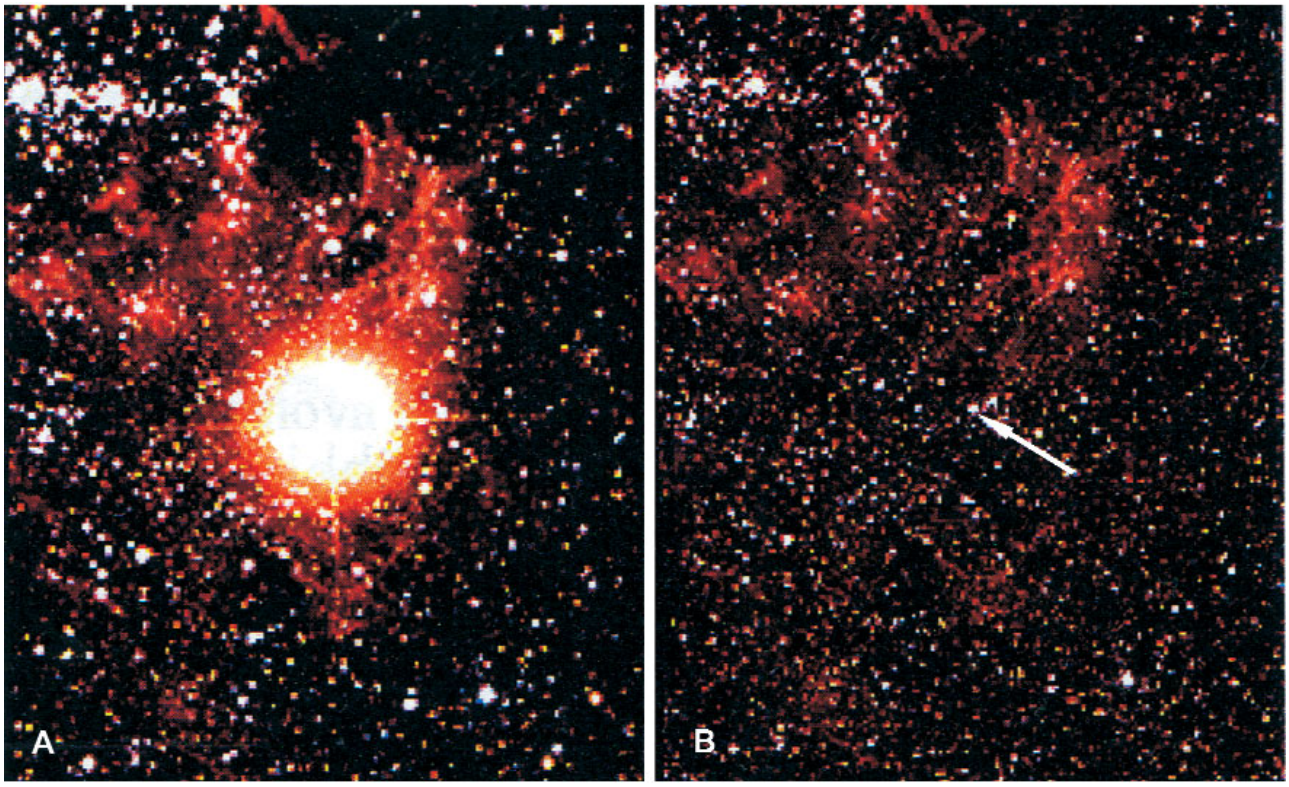
$$^{59}Co + \text{neutron} \rightarrow ^{60}Co$$

$$^{56}_{26}Fe + ^{1}_{0}n \rightarrow ^{59}_{27}Co + ^{0}_{-1}e$$

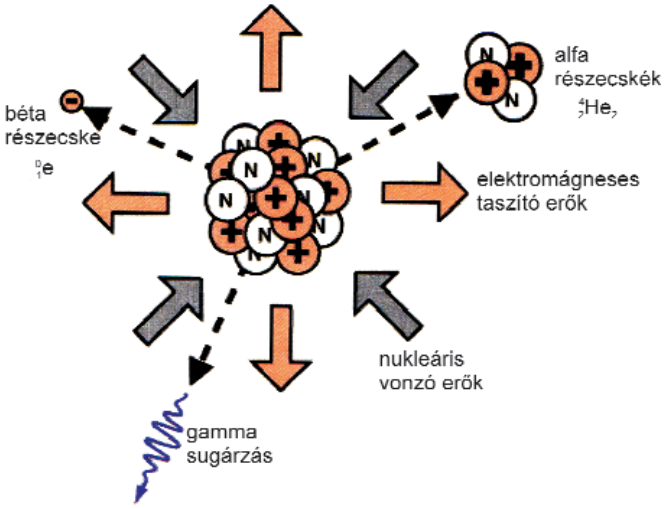
Protonbefogás (P-folyamat) is lehetséges elemképző mind az r mind az s folyamatban, de csak nagyon kevés elem keletkezik p-folyamattal (pl.$^{190}Pt$,$^{168}Y$).

További folyamat neutron befogással: $^{60}Co$ (bomlás) $\rightarrow$ $^{60}Ni$ (neutron befogás) $^{99}Tc$ …$^{108}Ag$…$^{122}Sn$…$^{197}Au$…$^{209}Bi$. A vastól a legnehezebb stabilis atomig a $^{209}Bi$-ig tartó folyamatról kiderült, hogy lassú, éveket vehet igénybe egy-egy lépés bekövetkezése. Ennek valószínű oka a neutronok kis sűrűsége. Más a helyzet a szupernóva robbanáskor, amikor is pillanatszerű sebességgel keletkeznek a legnehezebb atommagok:

**7. ábra.** M-16 Sas-ködben csillagok keletkezése van folyamatban, melyekben $^{56}_{26}$Fe-ig terjedő elemek keletkeznek (Hubble űrteleszkóp felvétele, NASA)




**8. ábra.** Szupernóva robbanás a Nagy Magellán felhőben 1987-es megfigyelés szerint
Az **a** ábrán a SN1987A szupernóva látható, a **b** ábrán ugyanerről a helyről készült korábbi felvétel. Az egyenes szakasz a kitörés helyét és a későbbi robbanás kiterjedését ábrázolja. A szupernóva robbanás körülményei között keletkeznek a gyorsabb neutronbefogási folyamatok révén és a $^{209}_{83}$Bi-nál nehezebb radioaktív elemek (TALEVY 2007)




**9. ábra.** Radioaktív elemek bomlásának lehetséges módozatai

Az alfa részecske azonos a He-maggal. Távozása a szülő elem tömegét az$\alpha$-részecske tömegével csökkenti. A $\beta^+$ bomlás során a nuklid töltése változik, de a nukleonok száma nem. Ekkor a proton neutronná alakul +1 töltést adva a neutrínónak, amely pozitronná alakul. Az átalakulás során a fő probléma a szögmomentum (1/2 spin) kiegyenlítése, amely a tömeg nélküli (?) neutrínó távozásával történik meg (JACKSON 2000)

$^{232}$Th, a $^{238}$U és a $^{242}$Pu. További részletek a Függelék 2-ben.

Bizonyos elemek keletkezésére, az említetteken kívül, más folyamatokat is fel kell tételeznünk. Ilyen lehet a protonbefogás, vagy nehéz magok szétesése kozmikus sugárzás hatására ($^{2}$H, $^{6}$Li, $^{7}$Li, Be, $^{10}$B, $^{11}$B). Sokféle izotóp képződésére ad lehetőséget a radioaktív bomlás is, $\alpha$-, $\beta$-részecskék, illetőleg $\gamma$-sugárzás kibocsátásával (9. ábra).

## ÖSSZEFOGLALÁS

A Big Bang kezdet utáni 1 s ideig csak szubatomos ($10^{-15}$ m) részecsék léteznek (proton, neutron, elektron). Atomos méretek, amikor protonok H-t kötnek meg és könnyű elemek keletkeznek, az első 300 000 évig terjedően alakulnak ki. Ezt követő molekuláris nagyságrend elérése további 200 millió évet vesz igénybe, csillagok kialakulásával és nehezebb elemek képződésével. Leggyakoribbak azok az elemek, amelyek az ősrobbanás sugárzás utáni lehetséges legkorábbi fázisában keletkeztek (Big Bang primordiális elemek). Ilyen a legegyszerűbb elem a H és 4H fúziójaképpen létrejött stabilis $^{4}$He. Jelenleg is a világegyetem összetételének túlnyomó részét e két elem adja annak jeléül, hogy az Univerzum összes energiaforrása kiaknázásának még az elején tart.

A nehezebb elemek képződésének színhelye a napok belső, nagy hőmérsékletű zónáiban van. Itt is azonban az energiatermelés főleg a H-égetésből származik és sokkal kisebb mértékben kerül sor nehezebb magok kiépülésére. Ezek közül feltűnőek és leggyakoribbak a He-mag befogással keletkező elemek. A szilíciumnak a maga héliumra bomló és héliumot felvenni tudó hőmérséklettől függő képessége, megteremti a vasig tartó elemképződés lehetőségét. A csillagok normális életük során fúzióval többféle elemet, de a vasnál nehezebb elemeket, a protonok erős Coulomb-taszítása miatt, már nem tudnak előállítani. A vas magja rendívül stabilis képződménye a nukleáris komponenseknek, héliumot felvenni már nem tud, az elemek további építkezésének lehetősége a neutronok befogásában áll. Ez a folyamat azonban már nem exoterm, vagyis a környezetből hőt von el és rendkívül nagy hőmérsékleten (~$10^9$ K) megy végbe.

Ily nagy hőmérséklet kialakulása a természetben is ritka jelenség és a csillag életének végét jelentő szupernóva robbanáskor valósul meg. Maga a folyamat abnormis energiafelszabadulás kíséretében rövid idő alatt zajlik, amikor is kezdetben a nagy neutronsűrűség következtében, pillanatszerűen transzurán elemek keletkeznek, majd a lecsendesedő ágazatban további elemek jönnek létre. E folyamatok ritkasága és gyors lefolyása érthetővé teszi az így keletkező elemek rendkívüli, a Föld összetételében is megmutatkozó ritkaságát, amely 10–1000 milliószor kisebb, mint a primordiális eredű H és He gyakorisága.

A Földön 85 stabilis elemet, 288 stabilis izotópot, 30 radioaktív izotópot ismerünk, 21 elemnek pedig nincsenek izotópjai.

Áttérve az elemek előfordulási gyakoriságára, mindenekelőtt meg kell gondolnunk, hogy az Univerzumra, vagy annak bármely részére vonatkozó adatok ugyan érzékeny méréseken alapulnak, de ugyanakkor a következtetések, a dolog természetéből adódóan, nem nélkülözik a feltevések, elgondolások segítségét. Hiszen pl. az asztronómiában oly fontos spektrális adatok is közvetlenül csak a csillagok felszínéről tájékoztatnak. Azonban az anyagról laboratóriumokban szerzett földi ismereteinket univerzálisnak tételezve fel, sok mindent megtudhatunk a csillagok belső felépítéséről is (a téma kiegészítéséhez Függelék 1., 2.).

# AZ UNIVERZUM ÖSSZETÉTELE

A 10 leggyakoribb elemre vonatkozóan az Univerzum összetételét tömeg%-ban, atom%-ban, Si-hoz viszonyított adatokban és ppm-ben megadva az 1. táblázat foglalja össze. Amikor az Univerzum összetételéről beszélünk, tisztában kell lennünk a legújabb kozmológiai megfigyelésekkel és eredményekkel is. Ezek szerint ugyanis az Univerzum 73%-a sötét energia, 23%-a sötét anyag és csak 4%-a barionikus anyag, amelyből a csillagok, bolygók, élőlények stb. állnak. A sötét anyagot földi körülmények között a részecskefizikusok még nem észlelték és a galaxisok mozgásához szükséges tömeghiányból következtetnek létezésére. A sötét energia természete pedig teljesen ismeretlen. Ezek szerint az Univerzum anyagi összetételét tükröző adatok mindössze annak 4%-ára vonatkoznak, amely 14 G év fényéven belüli térben $10^6$ szuperklaszter, $25\times10^9$ galaxis csoport, $350\times10^9$ nagy galaxis, $10^{12}$ törpe galaxis és $3\times10^{22}$ csillag között oszlik meg.

**1. táblázat.** Az Univerzum 10 leggyakoribb eleme

| Elem | Tömeg% | Si-hoz viszonyítva | Atomszám szerint | Elem (ppm) |
|---|---|---|---|---|
| H (hidrogén) | 75,00 | 40000 | 93 | 739000 |
| He (hélium) | 23,00 | 3100 | 7,2 | 240000 |
| O (oxigén) | 1,00 | 22 | 0,08 | 10700 |
| C (szén) | 0,50 | 3,5 | 0,05 | 4600 |
| Ne (neon) | 0,13 | 8,6 | 0,08 | 1340 |
| Fe (vas) | 0,11 | 0,6 | 0,02 | 1090 |
| N (nitrogén) | 0,10 | 6,6 | 0,09 | 950 |
| Si (szilícium) | 0,07 | 1 | 0,03 | 650 |
| Mg (magnézium) | 0,06 | 0,91 | 0,03 | 580 |
| S (kén) | 0,05 | | 0,02 | 440 |

## A NAPRENDSZER ÉS A NAP ÖSSZETÉTELE

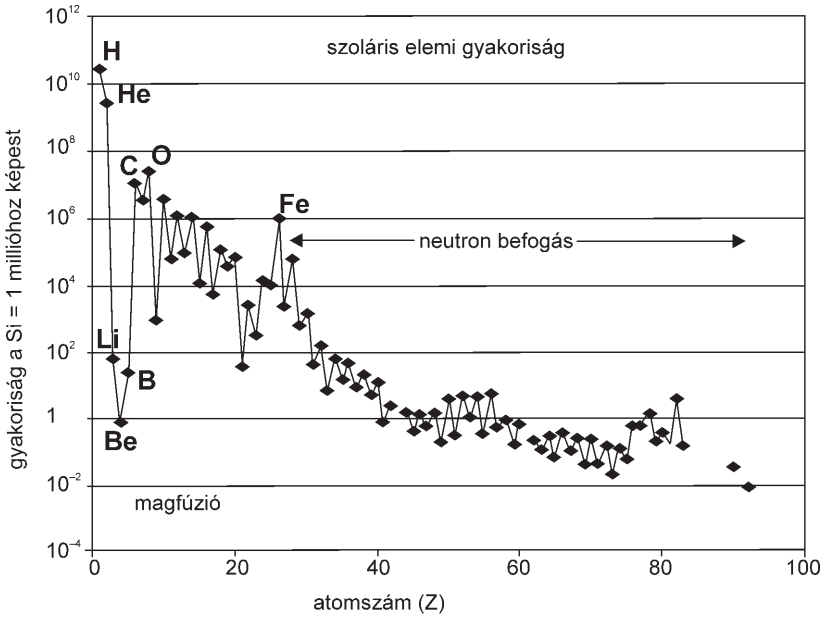
Az Univerzum részeként *naprendszerünk* egy korábban felrobbant szupernóva anyagának és egy főleg hidrogénből és héliumból álló gázfelhőnek keveredéséből létrejött nebula gravitációs összehúzódásával keletkezett. A Nap az eredeti gázfelhő közvetlen kondenzációjával jött létre és ennek megfelelően a kiindulási ködfelhő összetételét tükrözi, vagyis olyan elemeket tartalmaz, amelyek a nap belsejében a vas képződéséig tartó magfúziós folyamatokban keletkeztek, továbbá azokat is, amelyek szupernóva állapotban neutronbefogással jöttek létre és szóródtak szét a gázfelhőben. Nem vonatkozik azonban ez a megállapítás a naprendszer különböző pontjaiban lejátszódott termikus folyamatokra, mert a bolygók helyzetüknek megfelelően kémiai összetétel szempontjából egyedileg differenciálódtak. Az akkréciós hő felszabadulása után mindegyik bolygó szerkezete övessé vált, de ezek pontos kialakulásáról nincsenek közvetlen információink, mivel a spektroszkópiai vizsgálatok csak a felszínről tájékoztatnak. A belső szerkezetre az égitest mérete, sűrűsége alapján vonhatunk le következtetést, de ez nem ad biztos utasítást a kémiai összetétel megkonstruálására, mert igen nagy nyomás esetén nagy a bizonytalanság az anyag viselkedését illetően.

**2. táblázat.** A naprendszer és a Nap 10 leggyakoribb eleme

| Elem | Naprendszerben (Si=1-hez viszonyítva) | Napban (atom%) | Napban tömeg%-ban | Nap atmoszféra Si=$10^6$ |
|---|---|---|---|---|
| H (hidrogén) | 28000 | 90,99 | 71,0 | $3,16\times10^{10}$ |
| He (hélium) | 2700 | 8,87 | 27,1 | $5,13\times10^9$ |
| O (oxigén) | 24 | 0,078 | 0,97 | $2,8\times10^7$ |
| C (szén) | 1 | 0,033 | 0,40 | $1,26\times10^7$ |
| Ne (neon) | 3 | 0,011 | 0,096 | |
| Fe (vas) | 0,9 | 0,9 | 0,099 | $1,18\times10^5$ |
| N (nitrogén) | 3,1 | 0,010 | 0,076 | $3,55\times10^6$ |
| Si (szilícium) | 1 | 1,0 | 0,058 | $1\times10^6$ |
| Mg (magnézium) | 1,10 | 0,004 | 0,014 | $7,94\times10^5$ |
| S (kén) | 0,52 | 0,45 | 0,040 | $7,08\times10^5$ |

A többi elemre kiterjedő összetételt (lásd Függelék 3–1. táblázat).

A 2. táblázatból látjuk, hogy a Nap ~99%-ban (H + He)-ból áll, a maradék 1% pedig 65 nyomelem között oszlik meg. Valószínű, hogy ennél több elem is van a Napban, de spektrálisan még nem észlelték. Az egy-egy elemre jutó gyakoriság tehát oly csekély, hogy ebből a szempontból nyomelemekről beszélhetünk. Minthogy a 65 nyomelem között $^{56}_{26}$Fe-nál nehezebb elemek is vannak, biztosak lehetünk abban, hogy a Nap másod-, vagy harmadgenerációs csillag és összetételében, az ősi csillagokkal ellentétben,




**10. ábra.** A naprendszer elemeinek eloszlása $10^6$ Si-hez viszonyítva

A H és Fe közötti elemek magfúzióval, a Fe-nál nehezebbek neutronbefogással keletkeztek. A vasig tartó folyamatok: H-égetés, He-égetés, CNO égetés, Si-égetés és egyensúlyi égetés (Hugh) (Függelék 2.1– 2.5)

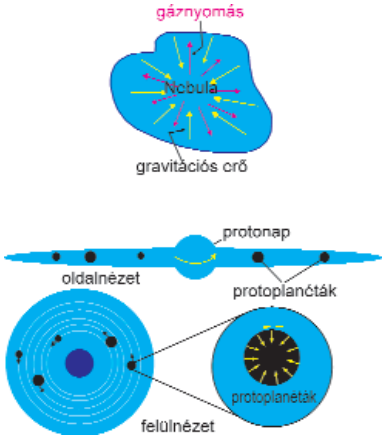
szupernóva robbanási termékek is előfordulnak. Erre mutat a H/He atomszámarány is, amely primordiális összetétel esetén 12,5, naprendszerünkben a Napban 10,25, mivel a csillagok egy része már szupernóva állapoton ment keresztül és „szennyezésként” vasnál nehezebb elemeket szórt szét az Univerzumban. Ez azt jelenti, hogy a naprendszer összetétele az Univerzuméhoz képest kissé módosult, és ez lehetővé tesz olyan további differenciálódást a naprendszeren belül, ami a belső bolygók szélsőséges összetételének kialakulásában nyilatkozik meg.

A 10. ábrán látható, hogy a magfúzióval képződött és a vasig terjedő elemek gyakorisága — a Li, Be, B elemektől eltekintve — nagyságrendekkel múlja felül a vasnál nehezebb, neutronbefogással keletkezett elemeket, amelyeket a későbbiekben nyomelemekként fogunk tárgyalni. Feltűnik az is, hogy a páros rendszámú elemek gyakoribbak, mint a szomszédos páratlanok. A magyarázat az lehet, hogy a páros neutronnal rendelkező elemmagok a páratlanokhoz képest stabilisabbak s így az elemképződés során inkább fennmaradtak.

# A FÖLD KELETKEZÉSE

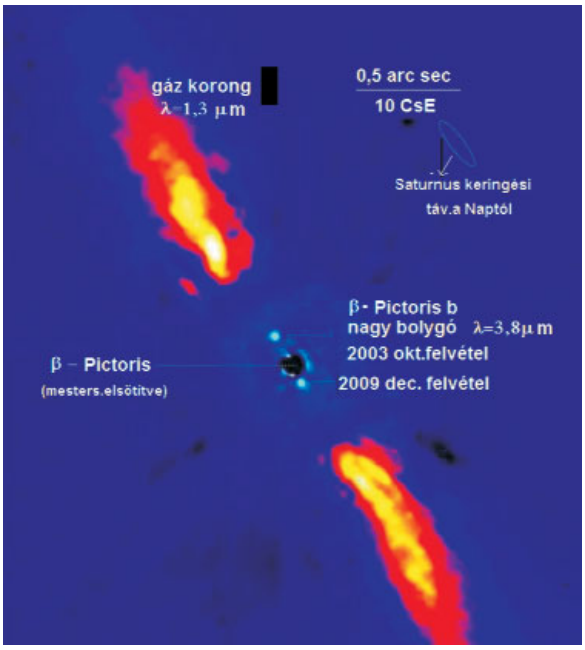
A tudománytörténet legalább hatféle keletkezési elméletet tart számon s közülük a legelfogadottabbat az 11. ábrán tanulmányozhatjuk. Jelenleg az asztronómiai kutatás a világegyetem számos helyén mutatta ki napok és bolygók gázfelhőkben jelenben is folyó keletkezését. A csillagközi gázfelhőben, melyben egy szupernóvakitörés hullámlökése sűrűsödési csomópontokat kelt, a gravitációs erő felülmúlja a gázrészecskék széttartó mozgását és a nebula kezd összehúzódni. A főleg H-ból, kisebb részben He-ból álló gázfelhőről felteszik, hogy csekély sűrűsége miatt kiterjedése (az Orion köd analógiájára) 30–40 fényévnyi lehetett és tömege 2–10-szerese a Napénak. Eleve forgásban volt (mint a világegyetem minden objektuma) és miközben 10 milliomod részére zsugorodott, a szögimpulzus megmaradásának törvénye szerint, forgási sebességének növekedése folytán, a gázfelhő gyorsan forgó koronggá alakult, centrumában a Nappal, 4,58 milliárd évvel ezelőtt. E korong jelenlegi rádiusza, ahol a napszél sebességét a gravitáció kiegyenlíti, mintegy 100 CsE ($1{,}14\times10^{10}$ km).

A gravitációs összehúzódás nyomán a Nap belseje elérte a H fúziós hőmérsékletét (15 millió K-t) és fényleni kezdett, a mai fényességének 70%-ával (4,4 milliárd évvel ezelőtt). Forgási nyomatéka áthelyeződik a korong bolygóira ezért kicsi a forgási sebessége (25 nap/fordulat). A 11. ábrán a naprendszer keletkezését pusztán elméleti meggondolások alapján készült vázlat mellett a 12. ábra egy közelünkben levő gázködből kialakuló naprendszer tényleges keletkezési folyamatát mutatja be.




**11. ábra.** A protonap és protoplanéták kialakulása a nebula gravitációs összehúzódása következtében
A forgó felhő koronggá alakul, közepén a Nappal, a széleken a bolygók kezdeményeivel (Google [1])

A gázfelhő középső részén megritkult térfogat anyaga a fiatal (15–20 M év) csillagban[7*] és óriás bolygóban gyűlt össze 17–44 év keringési idővel, kb. a Szaturnusz pályának megfelelő távolságban. A bolygóról 2003 októberében és 2009 novemberében készült kép montázsa látható. A képet az Európai Déli Obszervatórium (Chile), MOULLET et al. (2008), LAGRANGE et al. (2010), La Sillai és a nagy NACO teleszkóppal készült felvételei alapján szerkesztették. A kép a csillagászati valóságban mutatja be a 11. ábrán feltüntetett elképzelés helyességét.



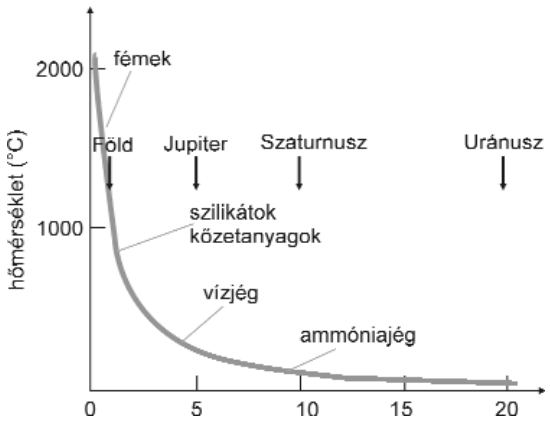

**12. ábra.** A β-Pictoris tőlünk 50 fényévre levő gázködben keletkező fiatal csillag és bolygó
A gázköd (1,3 μm) és a csillag körüli terület (3,8 μm) infravörös sávon készült felvétele. A csillag 8–20 millió éves és körülötte egy óriás bolygó, a β-Pictoris b, a naprendszerbeli Szaturnusz távolságában kering (a felvétel szerzői a szövegben találhatók, ESO/A-M, LAGRANGE 2010)

KUIPER (1951) szerint, amint a gázfelhő megszűnik teljes terjedelmében egyforma szögsebességgel forogni, turbulencia és árapály jelenségek örvényeket idéznek elő benne s ezek a bolygók előfutárai (protoplanéták (11. ábra). Ezekben meginduló kondenzáció a bolygók kétféle típusát hozza létre: a kőzet (Föld)-típusú belső és a külső óriás gázbolygókat és holdjaikat. Az elmélet helyesen értelmezi a következőket: a bolygók kellő távolságban vannak egymástól, csaknem kör alakban, ugyanazon síkban keringenek és egyformán forognak. A belsők sűrűsége nagy (4,0–5,5 $gcm^{-3}$), vékony vagy semmi atmoszférával, lassú forgással, kevés H- és He-tartalommal. A külsők sűrűsége kicsi (0,6–1,7 $gcm^{-3}$), vastag atmoszféra, gyors forgás, sok hold a jellemző és túlnyomóan vízjégből, hidrogénbőlből és héliumból állnak.

[7*] A csillag fiatal korát a spektrumában található, rövid felezési idejű $^{129}I$ (t=15,7 millió év) jelenléte igazolja.

# A FÖLD KÉMIAI ÖSSZETÉTELE

Áttérve a Föld kémiai összetételére, annak az előbbiektől szélsőségesen eltérő jellegzetességét, keletkezésének körülményeiből érthetjük meg. A kémiai összetétel és annak bolygók szerinti eltérését UREY (1951) értelmezte helyesen. E szerint a belső bolygók olyan hőmérsékleten keletkeztek (<1200 °C), amely elegendő volt ahhoz, hogy a napszél[8*] eltávolítsa a könnyű elemeket (H, He) és a nagy olvadáspontú (hőálló) elemek (Fe, Si stb.) helyben kondenzálódjanak. GROSSMAN, LARIMES (1974) szerint az első kondenzálódó (>1400 K hőmérsékleten) anyag Ca-ban, Al-ban gazdag ásványok és Ti-oxidok voltak. Ezeket ~1300 K körül vas-nikkel ötvözetek követték, majd Fe-Mg-szilikátok (~1100 K) és földpátok (~800–1100 K) váltak ki. Végül az illékony elemek, a hidro-szilikátok és a víz kondenzálódott. A Jupiter bolygó naptávolságától kezdődően viszont a víz, metán, ammónia megfagyott, megakadályozva a hőálló elemek nagyobb szemcsékké történő összeállását és az eredeti ködből sok hidrogént és héliumot viszonylag hideg folyamatban megkötve, rövid idő alatt nagy bolygók növekedtek (13. ábra).




**13. ábra.** A Föld elhelyezkdése a Naprendszerben
Egy csillagászati egységnyi távolságban fémek és szilikát ásványok akkréciója vált lehetővé, az illó elemeket a napszél eltávolította

A teljes földgömb összetételének közvetlen vizsgálatára természetesen nincs lehetőség. A 14. ábrán (l. később) látjuk feltüntetve azt a 15 kilométeres mélységet, ahonnan közvetlen mintáink vannak. Vulkáni anyagok azonban 200 km, de lehetséges, hogy 500 km, a plumok pedig 2900 km mélységből is kerülnek felszínre, de nem bizonyos, hogy az eredeti állapotot reprezentálják. E nehézségek ellenére mégis az egész Föld összetételéről beszélhetünk, ha több független körülmény és adat egybevetésével azonos eredményre jutunk. Ilyen kiindulási pont a Föld jól ismert sűrűsége, szembeállítva a felszínközeli kőzetek sűrűségével, a közös származású meteoritok összetétele, a Föld eredetének eléggé biztosnak látszó elmélete. A kérdés régóta foglalkoztatja a kutatókat és főbb vonásokban egyező elgondolásaikat a 3. táblázatban foglaltuk össze (részletesebb adatok Függelék 3–2. táblázat). A 3. táblázat adataiból következik, hogy a teljes Föld összetétele lényegében a kondritokéhoz hasonlít, különösen a Mg, Fe, Si vonatkozásában. A finomabb részleteket tekintve azonban a hasonlóság megállapítása főleg a szenes kondritokra érvényes a következők szerint. A Föld összetételében és a szenes kondritokban az egyéb kondritokéhoz képest több tűzálló elem fordul elő. Ha a földmagban 5% Si-t tételezünk fel, akkor a CI és a Föld Mg/Si-tartalma azonos (RINGWOOD 1989). Ámbár a mérsékelten illó elemek mennyisége kisebb a kondritokéhoz képest, de a szenes kondritok is veszteséget mutatnak ilyen elemekben és mindkettőben kevesebb az alkáli elem és a Mn.

A Föld és a szenes kondritok ugyanazon a $^{53}Cr/^{52}Cr$ versus $^{53}Cr/^{55}Mn$ izokrón[9*] görbén fekszenek, ami arra vall, hogy a mérsékelten illó elemek, mind a Föld, mind a szenes kondritok esetében egyszerre csökkentek a szoláris köd tömörödése során. Azonban az egyezések ellenére vannak finomabb különbségek is. A Földben fölös mennyiségű vas található, ami a nagyobb Fe/Mg arányból is következik. Az oxigénizotópokban is van különbség. A szenes kondritokban mutatkozó Cr- és Ti-anomáliák a Földön nem tapasztalhatók. Mindezt együttvéve arra gondolhatunk, hogy a Föld, amely a belső bolygók tömegének több mint 50%-át teszi ki, a szenes kondritokkal közösen frakcionálódott a belső naprendszerben, míg más meteoritok lokális folyamatokon mentek keresztül.

Végül kiemeljük, hogy a Föld összetétele markánsan eltér nemcsak a galaxisok, az Univerzum, hanem a teljes naprendszerétől is, mert felépítésében nem a primordiális elemek, hanem a Fe, O, Si, Mg, vagyis túlnyomóan a napok belsejében zajló elemképződés képviselői vesznek részt. Ezeken kívül, a szupernóva robbanás elemei, bár kis koncentrációban, az uránig terjedően csaknem kivétel nélkül jelen vannak.

**3. táblázat.** A teljes Föld összetétele (tömeg%-ban) különböző szerzők szerint

| Elem | WASHINGTON (1925) | NIGGLI (1928) | MASON (1959) | SMITH (1963) |
|---|---|---|---|---|
| O (oxigén) | 27,71 | 29,3 | 27,8 | 29,26 |
| Na (nátrium) | 0,39 | 0,90 | 0,14 | 0,56 |
| Mg (magnézium) | 8,69 | 6,73 | 17,0 | 11,28 |
| Al (alumínium) | 1,79 | 3,01 | 0,44 | 1,24 |
| Si (szilícium) | 14,53 | 14,9 | 12,64 | 14,67 |
| P (foszfor) | 0,11 | 0,15 | 0,03 | 0,15 |
| S (kén) | 0,64 | 0,73 | 2,74 | 3,29 |
| K (kálium) | 0,11 | 0,29 | 0,07 | 0,14 |
| Ca (kalcium) | 2,52 | 2,99 | 0,61 | 1,40 |
| Ti (titán) | 0,02 | 0,54 | 0,04 | 0,07 |
| Cr (króm) | 0,20 | 0,13 | 0,01 | 0,26 |
| Mn (mangán) | 0,07 | 0,14 | 0,09 | 0,22 |
| Fe (vas) | 39,76 | 36,9 | 35,39 | 34,82 |
| Co (kobalt) | 0,23 | 0,18 | 0,20 | 0,17 |
| Ni (nikkel) | 3,16 | 2,94 | 2,7 | 2,43 |

[8*] A Nap évente tömegének $10^{-14}$-ed részét, vagyis teljes fennállása alatt 1/10 000-ed részét a sugárzás nyomására, napszél formájában veszíti el.
[9*] Az izokrón fogalmát lásd a Függelék 8–1. ábráján.

# A FÖLD ÖVES SZERKEZETÉNEK KIALAKULÁSA

A forgó gázködből gravitációs tömörödéssel létrejött Föld esetében a felmerülő első kérdés az, hogy összetétele és annak térbeli változatossága vajon már a kiinduló gázfelhő inhomogenitására vezethető-e vissza (heterogén akkréció), vagy a Föld keletkezése utáni szegregáció következménye (homogén akkréció). A Föld kémiai összetétele alakulásában mindkét lehetőség közrejátszhatott. A gáz kondenzálódásának kezdeti időpontját ($T_0$) 4,6 G év-re teszik és az egész szoláris rendszer radiometrikusan legősibb képződményei, a kondritok Ca-Al inklúziói, néhány millió évvel a $T_0$ után keletkeztek.

A szoláris ködből az ásványok hőmérséklet szerinti kiválási sorrendjét a 4. táblázatban látjuk. A Földhöz hasonlóan a szenes kondritok (CI) is egyaránt tartalmaznak tűzálló és volatilis ásványokat, ami azt jelenti, hogy nem melegedtek fel s így nincsenek termális egyensúlyban, vagyis nem differenciálódtak. Ezért felteszik, hogy a szoláris ködből egyszerre váltak ki, s így annak mintegy eredeti összetételét képviselik. Ennek megfelelően a legősibb anyagnak tekinthetők, ezért a földre vonatkozó vizsgálati adatokat gyakran kondrithoz viszonyítva adják meg.

**4. táblázat.** A szoláris nebula hűlésekor a hőmérséklet függvényében kiváló ásványok

| Ásvány | Összetétel | Kondenzációs hőmérséklet (K) |
|---|---|---|
| Korund | $Al_2O_3$ | 1680 |
| Perovszkit | $CaTiO_3$ | 1560 |
| Melilit | $Ca_2Al_2SiO_7$-<br>$Ca_2MgSi_2O_7$ | 1470 |
| Diopszid | $Ca\ Mg\ Si_2O_6$ | 1410 |
| Spinell | $MgAl_2O_4$ | 1390 |
| Vas (fém) | Fe (Ni) | 1380 |
| Forsterit | $Mg_2SiO_4$ | 1370 |
| Ensztatit | $Mg_2Si_2O_6$ | 1360 |
| Anortit | $CaAl_2Si_2O_8$ | 1280 |
| Alkáli földpát | K és Na földpát | 1060 |
| Troilit | FeS | 650 |
| Magnetit | $Fe_3O_4$ | 410 |
| Szilikát hidrátok | sokféle | 300 |
| Vízjég | $H_2O$ | 230 |
| Ammóniajég | $NH_3\ H_2O$ | 130 |
| Metánjég | $CH_4\ 6\ H_2O$ | 90 |
| Nitrogénjég | $N_2\ 6H_2O$ | 90 |

Korund → ensztatit csökkenő tűzállóság, anortit→nitrogénjég növekvő illékonyság (GROSSMAN, LARIMER 1974).

Heterogén akkrécióhoz a gázköd elemeiek hőmérséklettől függő szelektív különválása vezethet[10*]. Ezt látjuk a naprendszer bolygóinak összetételében is. A külső bolygók sűrűsége kicsi és főleg illékony elemekből (H, He, C, O) állnak. Keletkezési hőmérsékletük <0 °C. A belső bolygók nagyobb hőmérsékleten a Naptól való (radiális) távolság függvényében tűzálló/illékony, Ca-, Al-, Fe-, Fe-Mg-szilikátokból állnak.

A homogén akkréció során az eredeti gázanyag CI kondrit összetételű kis szemcsékké állt össze s ezek tömörödése a kinetikai energia átalakulásával, továbbá rövid felezési idejű radioaktív elemek ($^{244}Pu$, $^{129}I$, $^{26}Al$) erős sugárzásával felmelegedett. A felmelegedés következtében több elem, vegyület illékonnyá vált és ezeket a napszél eltávolította.

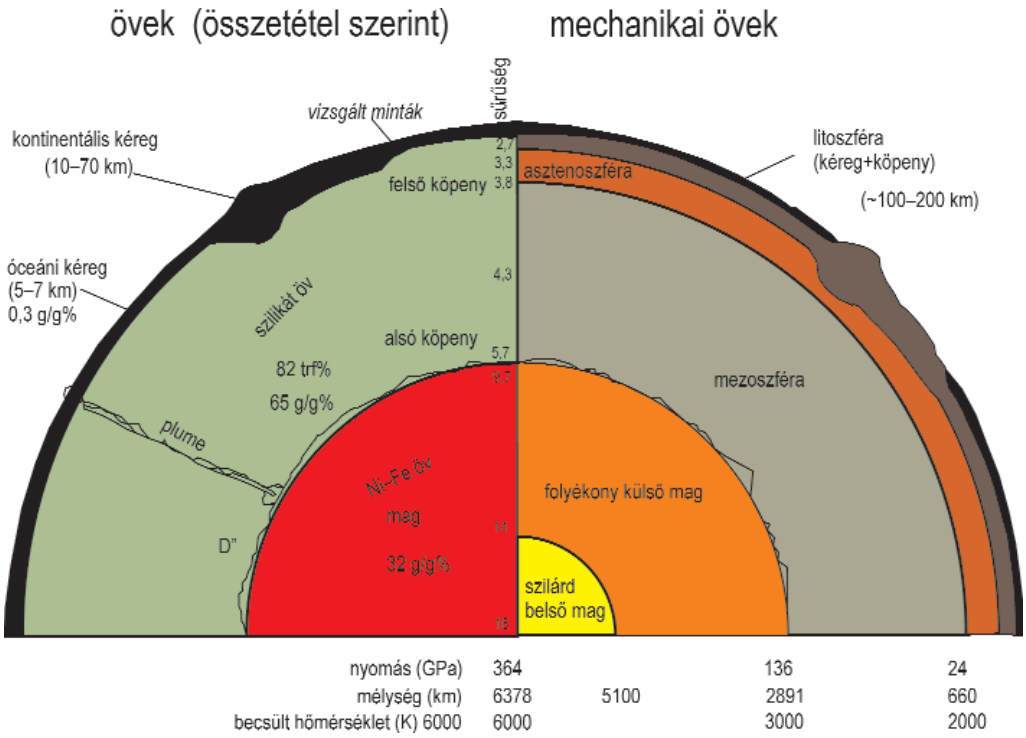
A gázköd elemei a tömörülés során egymással kémiai kötések révén vegyületeket hoztak létre. Ebben fő szerepet a vegyületek tulajdonságait és sűrűségét meghatározó Pauling-féle elektronegativitás (E=1–4) értékek játszották. Az E<1,6 esetén az oxigénnel ionos kötés jön létre. Ilyenek a litofil elemek pl. Mg, Ba, Na, K, Rb stb.

Ha E értéke 1,6–2,0, akkor az elemek és kén közötti kis elektronegativitás miatt kovalens kötőerők működnek pl. Cu, Ag, Zn, Pb stb. Végül az E 2,0–2,4 körüli értékei fémes kötést indukálnak pl. Fe, Ni, Pt, Ir, Au stb.

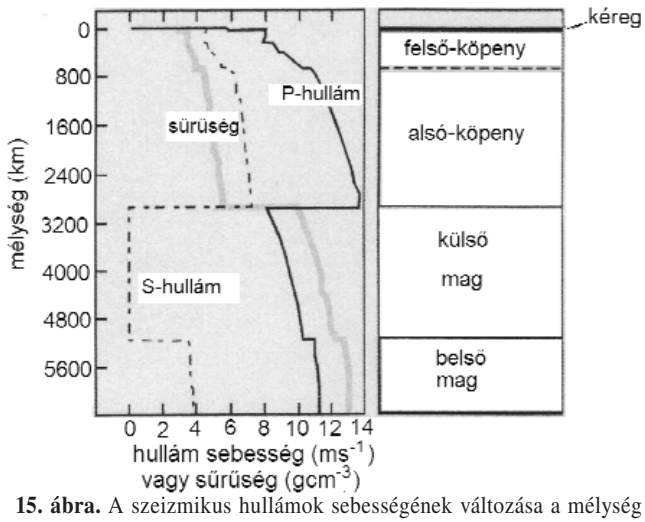
A Föld elhelyezkedését a naprendszerben, ami messzemenően befolyásolta összetételét is, a 13. ábrán látjuk. A továbbiakban az elemek és vegyületek sűrűségük szerint az idő előrehaladásával a Föld öveibe rétegződtek. Ezt az állapotot, a Föld keletkezése körüli időben kialakult elsődleges eloszlásának tekinthetjük. A következő több mint 4 G év időben további folyamatok formálták a Föld anyagi szerkezetét éspedig a hűlés és a gravitáció. E formáló tényezők eredménye a Föld három övre különülése két folyamat következtében. A mag, a naprendszer keletkezése utáni ~30 millió év alatt alakult ki, a kontinentális kéreg pedig a köpeny parciális olvadása révén a Föld egész története alatt állandóan zajló folyamat.

A Föld-típusú bolygók esetében a gravitációsan reáhulló planetezimálok[11*] a hőálló elemekkel keveredve, a gravitációs tömörödés és a radioaktív elemek termelte hő hatására, megolvadtak fémtömböket alkottak és nagyobb sűrűségük következtében lesüllyedtek, a földmagban összegyűltek. A Föld éppen úgy, mint a többi belső bolygó, különböző méretű, összetételű, a központi vasmagtól a kéregig csökkenő sűrűségű övekből áll (14. ábra). A számításoktól függő sűrűsége 5,519–5,55 $gcm^{-3}$-ig terjed, amely legnagyobb az összes bolygó közül. A Föld kémiai összetétele tehát rendkívüli mértékben eltér a naprendszer és Univerzum összetételétől (Függelék 3–2. táblázat). A Föld öveinek mélységi határait a földrengések P, S hullámainak terjedési viselkedése alapján határozhatók meg (15. ábra).

[10*]Számos csillagászati felvételen gyakran látunk az interstelláris ködökben pl. hidrogénben vagy kénben gazdag, térbelileg elkülönülo részleteket.
[11*]Szubmikronos szilárd porszemcsék az interstelláris térben, melyek mintegy $10^{12}$ km kiterjedésben tesznek ki egy Föld tömeget.




**14. ábra.** A Föld jelenlegi öves szerkezete kémiai összetétel és mechanikai tulajdonságok (nyomás, hőmérséklet) szerint (NELSON 2007)



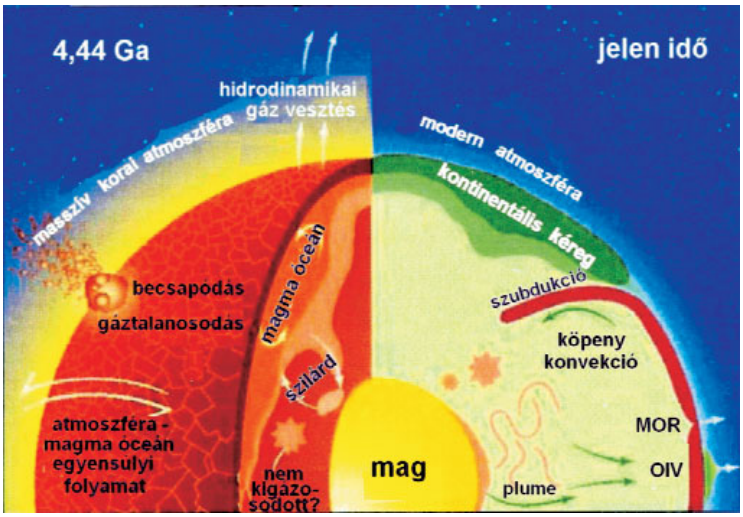

**15. ábra.** A szeizmikus hullámok sebességének változása a mélység függvényében és a földövek (MCDONOUGH, SUN 1995)

**5. táblázat.** A Földövek beosztásának egyik, általánosan elfogadott változata

| Mélység (km) | Öv (réteg) |
|---|---|
| 0–60 | litoszféra (helyileg 5–200km között) |
| 0–35 | kéreg (helyileg 10–75 km között) |
| 35–60 | legfelső köpeny |
| 35–2890 | köpeny |
| 100–200 | asztenoszféra |
| 35–660 | felső köpeny |
| 660–2890 | alsó köpeny |
| (2690–2790–2890) | D" köpeny / mag átmeneti réteg (Bullen régió) |
| 2890–5100 | külső mag |
| 5100–6378 | belső mag |

Amikor azonban a Föld öveit tanulmányozzuk az irodalomban, mind a mélységi adatokat, mind az elnevezéseket illetően némileg eltérő viszonyokat is látunk. Ennek magyarázata az, hogy különösen a felső övek mélysége a földrajzi (földtani) helyzetnek is függvénye, másrészt bizonyos felfogásbeli különbség van a szerzők között abban, hogy a vertikális eltéréseknek milyen jelentőséget tulajdonítanak. Az övek mechanikai határait illetően azonban lényeges eltérés nincs, amit az általánosan elfogadott beosztás szerint az 5. táblázatban foglaltunk össze. Megjegyezzük, hogy nagy felbontású műszerekkel 410–550 km között további 10 diszkontinuitási határt is észleltek a Yellowstone hotspot környékén (HILST et al. 2004). A litoszféra, köpeny, asztenoszféra összetétele azonos vagy nagyon hasonló, (peridotit), de a nagy nyomás következtében a mechanikai tulajdonságok különböznek. Az asztenoszférát gyakran folyósnak mondják, valójában képlékeny (részben folyós) és az S-hullámok áthatolnak rajta.

Az egész Föld összetételére vonatkozó számítások alapvető kérdése az, hogy milyen anyagnak kell lennie a magban és a nagyobb mélységekben ahhoz, hogy a felszín közeli ~2,7 g $cm^{-3}$ sűrűségű, de nagy térfogatú kőzetekkel az egész Föld sűrűsége a megfigyelt 5,55 $gcm^{-3}$ lehessen. Föld fejlődése során 4,44 G év óta tartó fejlődési viszonyokat a 16. ábra szemlélteti.




**16. ábra.** A Föld szerkezete keletkezése utáni 100 millió évvel (baloldal) és a jelen időben

A 4,44 G év időben erős kigázosodás, magmaóceán kialakulása, sok meteorit-becsapódás jellemezte a viszonyokat. Jelenleg a köpeny és kéreg közötti konvekciós áramok vezetik el a hőt az űrbe, amely folyamat 4 G év múlva vezet a Föld teljes kihűléséhez (ROMANOWICZ 2003)

## A FÖLD MAGJÁNAK ÖSSZETÉTELE

E tanulmány a továbbiakban kizárólag a köpenyben és kéregben lejátszódó folyamatokkal foglalkozik. Mégis a Föld magjának szentelhetünk egy rövid fejezetet, mert a mag termikusan biztos kapcsolatban van a köpennyel, másrészt a Föld összetételére vonatkozó elgondolások a Föld magját is érintik. A Föld magja egy belső 1220 km sugarú gömbre és ettől 3400 km-ig terjedő gömbhéjra tagolódik. Legvalószínűbb feltételezés, hogy a Föld *magjának* összetétele ~85% Fe, ~5% Ni, ~0,9% Cr és 0,4–0,2% P, Mn, Co, C elemekből áll (MCDONOUGH, RUDNICK 1998, Függelék 3–3. táblázat). Egyes szerzők a belső magban transzcézium (főként Au, Hg, U) elemek valamint platina fémek jelenlétét, a külső magban ~5% Si-ot is feltételezik. Bizonyos, hogy a mag nem homogén anyag és különbség van a belső és külső mag összetételében is. A nyomás a szilárd/folyékony határon 330 GPa (3,3 millió atm), a belső mag központjában 360 GPa. A hőmérsékletet a belső magban 5700–6000 °C-ra becsülik. Megemlítjük HERNDON (1996) elgondolását is, aki szerint a Föld magjában sok urán halmozódott föl és így az egy georeaktor működésének színhelye. Elméletét arra alapozza, hogy igen nagy mélységből származó lávákban a $^{3}He/^{4}He$ arány a nukleáris reaktorok által termelttel azonos. Továbbá eltérés van a Hf/W várható arányában is. A Hf és W nagy olvadáspontú elem, de a Hf litofil, a W pedig sziderofil. Ez frakcionálódáshoz vezet, így a szilikátos övben Hf/W arány nagyobb, mint a magban. Hasonlóan a szilikátos övben nagyobb a radiogén $^{182}W/^{184}W$ arány is. Érdekes az a megfigyelés is, hogy a mag nem függ szilárdan össze a köpennyel és évente 0,3–0,5 fokkal gyorsabban forog, mint a köpeny és a Föld felszíne.

## A FÖLDKÖPENY ÖSSZETÉTELE

A Föld tömegének nagyobb részét (60%) kitevő földköpeny, kémiai összetétele a közvetlen vizsgálatok számára nem hozzáférhető. Számos irányból érkező adatok feldolgozásával azonban eljuthatunk a teljes köpeny összetételének elgondolt és közelítő összetételéhez. Legfontosabb tétel, hogy a köpeny összetétele a Nap leggyakoribb nem volatilis elemeivel[12*], illetőleg a jobban ismert CI kondritokével közel egyező. A kérdéssel több neves geokémikus foglalkozott, akik által 11 komponensre adott értékeket a 6. táblázat foglalja össze, de a többi elemre kiterjedő gyakorisági adatok, övek szerinti eloszlásban, a Függelék 3.2. fejezetében található.

Minthogy a köpeny jelentős mennyiségű, oxigénhez kötött vasvegyületet is tartalmaz, fontos kérdés a Fe/FeOT hányad alakulása. A homogén akkréciós képződés szerint a Föld által örökölt vas a redukáló közegben eredetileg elemi állapotban

[12*] A Napban 100 Si atomra 104 Mg, 86 Fe, 43 S, 8,4 Al és 6,2 Ca atom esik.

**6. táblázat.** A köpeny összetételére vonatkozó fontosabb értékek

| Oxidok | MASON (1966) | RINGWOOD (pyrolit) (1979) | HART és ZINDLER (1986) | MCDONOUGH és SUN (1995) | PALME (1998) |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 48,1 | 45,1 | 46,00 | 45,0 | 45,40 |
| MgO | 31,1 | 38,1 | 37,8 | 37,8 | 36,77 |
| FeO | 12,7 | 8,0 | 7,619 | 8,1 | 8,10 |
| $Al_2O_3$ | 3,1 | 3,3 | 4,06 | 4,4 | 4,49 |
| CaO | 2,3 | 3,1 | 3,27 | 3,5 | 3,65 |
| $Na_2O$ | 1,1 | 0,57 | 0,333 | | |
| $Cr_2O_3$ | 0,55 | 0,43 | | | |
| MnO | 0,42 | 0,14 | | | |
| $P_2O_5$ | 0,34 | 0,06 | | | |
| $K_2O$ | 0,12 | 0,13 | 1.06 | | |
| $TiO_2$ | 0,12 | 0,17 | 0,182 | | |
| $(RLE/Mg)_N$ | | 1,02 | 1,06 | 1,17 | 1,21 |

$(RLE/Mg)_N$: Refractory Lithophile Elements kondritra normalizálva.
A Föld geofázisainak összetétele a Függelék 3.2. fejezetében található.

volt és nagyon valószínű, hogy az akkréció folyamán az elégtelen magképződés során visszamaradt vas utólag oxidálódott anélkül, hogy a Fe és FeOT között egyensúly alakult volna ki.

Az idő szerinti legkisebb változást elszenvedő anyag a primitív köpenyt alkotja, melynek kőzeteit nagy MgO és kis $Al_2O_3$, CaO és $TiO_2$ tartalom, továbbá kevés inkompatibilis elem jellemzi. A nyomelemek vivő kőzeteiként két kategória kerül szóba: eklogit és peridotit.

A Föld keletkezéséről eddig megrajzolt kép további finonításoknak néz elébe, mert a benne eddig is jelentkezett ellentmondások jelentősége felerősödött. Azt az eddigi általános felfogást ugyanis, hogy „a Föld keletkezési blokkja”[13*] azonos a kondritos meteoritokéval figyelemre méltó eltérések teszik megfontolandóvá. Ugyanis a Mars, üstökösök, különböző meteoritok Mg/Si, Al/Si, oxigén, ozmium izotóparányai, a $D/H_2$, $Ar/H_2O$ és Kr/Xe arányai különböznek a földi köpenyétől s így DRAKE, RIGHTER (2002) szerint csak egy „földi kondritról” vagy földi „akondritról” beszélhetünk.

A jelenlegi elgondolások a Föld keletkezését illetően a heterogén akkrécióból indulnak azzal a vezető gondolattal, hogy az akkréciós folyamat egymásutáni szakaszaiban az oxidációs fok különbözött egymástól (WÄNKE 1981). A földtömeg akkréciója az első szakaszában 80–90%-ban erősen redukált közegben ment végbe s így az ekkori elemek jelentős része, a tűzálló litofil elemek, ritkaföldfémek kivételével a magban gyűltek össze és a köpenyben nem volt $Fe^{2+}$. A további 10–20% anyag már növekvő oxidációs viszonyok között csatlakozott a Földhöz, melyek néhány sziderofil elemmel (Ir, Os, Au) együtt a köpenyben maradtak. Az utolsó „későn érkező” („late veneer”) 1%-körüli anyag, már annyira oxidáló jellegű volt, hogy fémvas már egyáltalán nem keletkezett. Megjegyzendő, hogy a kondritok közül egyedül a CI és a Tagish Lake meteorit nem tartalmaz fémet. A „későn érkezett” anyagok mind a köpenyben maradtak és cm-es léptékig homogenizálódtak.

Magyarázatot kellett találni arra is, hogy miért nagyobbak a Mg/Si és Al/Si arányok a földi köpenyben, mint a nem differenciálódott meteoritokban. A kérdést úgy vélték megoldani, hogy feltették a Si egy részének a magban való előfordulását és a helyes arányok kielégítéséhez az alsó köpenyből 5% Si áthelyezésére volt szükség. Itt azonban megint a feltételezést zavaró probléma merül fel. A fém/szilikát partíciós koefficiens a Si-ra $10^{-3}$–$10^{-2}$ közé esik, ami nem konszistens az átmeneti fémek (V, Cr, Mn) köpenyben érzékelhető gyakoriságával, mivel ezeknek már jóval a szilícium magba épülése előtt a magba kellett volna kerülniük. Mindenesetre a belső naprendszerben a primer anyag összetétele nem egyforma és a Mg/Si vs Mg/Al diagram eddig nem értelmezett trendet jelez a kondritos, földi és marsbeli anyag irányában. Főelemek tekintetében a teljes sorozat a növekvő trendje szerint: ensztatit kondrit, közönséges (LH) kondritok, Mars, szenes kondritok, földi PUM. Ezek részleteit a következőkben tárgyaljuk.

További eltérések mutatkoznak a föld és a naprendszer egyéb tagjai között a D/H (deutérium/hidrogén) érték tekintetében is. Minthogy itt is „későn érkező” komponensről van szó, mint e kérdésben szerepet kapó Os-izotópok is, a kérdést a földi víz eredetének vizsgálata során fogjuk részletesen tárgyalni. Annyit kell megjegyeznünk, hogy a planetáris kutatások révén bővülő (és részben az eddig primitívnek gondolt kondrittól való eltérések) nem befolyásolják azt a gyakorlatot, hogy nyomelem méréseinket az ismert kondritértékekre normalizáljuk. Ennek ugyanis a szerepe csupán az, hogy mérések adatait öszehasonlíthassuk.

Mielőtt a köpeny szóbanforgó elemeinek ásványokban (vegyületekben) történő elrendeződésére térnénk, célszerű az elemek kozmokémiai és geokémiai felosztását a 7. táblázat segítségével áttekinteni. A táblázat adatai fontos eligazítást adnak a szilikátokat és szulfidokat–fémeket alkotó elemek kozmikus ködből történő kondenzációjának hőmésékletéről s így támpontot adnak a köpenybeli eloszlásuk természetéről. A leggyakoribb elemek (Fe, Si, Ni, Mg) 1250–1350 K melletti kondenzációján kívül, genetikai szempontból jelentősek a tűzálló, mérsékelten és nagyon illékony elemek, mert jellemzőek

[13*] A „keletkezési blokk” („building blocks”) az eredeti gáztömeg (nebula) ama terét jelenti, melynek anyagából a Föld akkréció során keletkezett.

**7. táblázat.** Az elemek kozmokémiai és geokémiai felosztása

| | Elem | |
|---|---|---|
| | litofil (szilikátok) | sziderofil+kalkofil (szulfid+fém) |
| Tűzálló (refractory) | $T_k$ = *1850–1400 K*<br>Al, Ca, Ti, Be, Ba, Sc, V, Sr<br>Y, Zr, Nb, Ba, REE, Hf, Ta<br>Th, U, Pu | Mo, Ru, W, Re, Os, Ir, Pt |
| Főkomponensek | $T_k$ = *1350–1250 K*<br>Mg, Si, Cr, Li | Fe, Ni, Co, Pd |
| Mérsékelten illékony | $T_k$ = *1230–640 K*<br>Mn, P, Na, B, Rb, K, F, Zn | Au, As, Cu, Ag, Ga, Sb, Ge, Sn<br>Se,Te,S |
| Nagyon illékony | $T_k$ < *640 K*<br>Cl, Br, I, Cs, Tl, H, C, O, N,<br>He, Ne, Ar, Kr, Xe | In, Bi, Pb, Hg |

$T_k$: $10^{-4}$ bar nyomás melletti kondenzációs hőmérsékletet jelent (WASSON 1985, LAURETTA, LODDERS 1997).

lehetnek a földtani képződmény keletkezési körülményeire. Bár a Föld geológiai, geokémiai, geotektonikai vizsgálatának tárgya főleg a kéreg felső részére terjed ki, de a sekélyebb és mélyebb eredetű vulkanizmus, továbbá szeizmológiai megfigyelések nagyobb mélységekbe is betekintést engednek. A nyomelemek és izotópok eloszlásának vizsgálata különösen hathatós eszközökkel teszi lehetővé, többek között a magmaképződés és fejlődés, keveredés, a kristályosodási hőmérsékletek és általában a nagyon fontos termikus történet tanulmányozását. Ezekről a későbbiekben részletesen fogunk szólni.

A köpeny anyagának előzőekben megadott összetétele nem elemekből, hanem ezek vegyületeiből áll, ezért kitüntetett szerepe van az ásványos (kőzettani) összetételnek. E tekintetben kialakult felfogás a köpeny mibenlétéről, nélkülözhetetlen a kéreg összetételének megértése szempontjából is.

De érthető az is, hogy a kérdés bonyolultsága többféle, változó és finomodó elgondolás kialakítását tette lehetővé. A vizsgálatok kiindulópontja a Föld fejlődésével összefüggő, csaknem minden kérdés esetében a *„primitív köpeny”*.

A „primitív” jelző arra utal, hogy a mag kialakulása utáni, de a kéreg kialakulása előtti köpeny még nem befolyásolt, ősállapotáról van szó. A primitív jelzőt egyes szerzők az egész szilikát-Földre, mások csak az alsó köpenyre vonatkoztatják. Mivel a Föld mélyebb öveinek anyagáról közvetlen vizsgálati adatok nem állnak rendelkezésre, az elgondolások kialakításában nagy szerepet játszik az aszteroida övből érkező meteoritok összetétele is. Ezeket egy földszerű bolygó széthullott maradványainak tekintik, és gondosan vizsgálják. 1740–1990 évek közötti idő alatt 4660 db. (494 625 kg) észlelt meteoritot tartanak számon, melyek megoszlása és gyakorisága attól függően, hogy az eredeti bolygó mely részéből származnak: *kondrit* (nem differenciálódott) = 85,7%, *vasmeteorit* = 5,7%, *akondrit* = 7,1% és *vas/kőmeteorit* keveréke = 1,5%.

A meteoritok leggyakoribb fajtái a kondritok (~86%), melyek a gázködből a Nappal egyidejűleg kondenzálódott, nem differenciált és 4,5 G év óta változatlan primordiális anyagok. A gázból kis gömbökké (átlag 1 mm) összeállt szemcsék (kondrulok) főleg olivinből és piroxénekből állnak. Az átlagos teljes kémiai összetételük NORTON (1998) szerint, a hidrogéntől és héliumtól eltekintve, a primitív köpenyéhez hasonló (Függelék 3–4. táblázat). Osztályozásuk petrológiai alapon számokkal ellátott csoportok és alcsoportok szerint történik. Az 1-től 7-ig terjedő csoportban az 1–3 közöttiek víz jelenléte melletti átalakuláson, míg a 4–7 közötti csoportok fokozatosan nagyobb termális metamorfózison estek át. A 3 jelű kondritcsoport valószínűleg a legeredetibb állapotot képviseli, mert sem vizes, sem termális hatás nem érte (volatilis elemeket is tartalmaz). Ennek megfelelően a 1 és 2 csoport ásványai egyensúlytalan, a 4–6 csoporté a hőmetamorfózis fokozódó hatására egyre inkább egyensúlyi állapotban vannak. A hőhatás azonban nem jelent megolvadást, hanem szilárd állapotban történő átkristályosodást, kivéve azokat a kondritokat melyek ütközés miatti részleges olvadást (IMBs) szenvedtek.

A kondritok alcsoportjait az ásványos összetétel alapján betűjelekkel különböztetik meg. Ilyenek: *H alcsoport* (olivin–bronzit, sok 25–31% Fe), *L alcsoport* (olivin–hipersztén), *LL alcsoport* (19–22% Fe-tartalom mellett 3% fémvas), E (ensztatit) alcsoport, *C alcsoport* szenes kondritok (2% széntartalommal). Ebbe az alcsoportba tartozik az 1857-ben Kabán (Magyarország) hullott meteorit is. A legősibbnek tartott Ivunaból (Tanzánia) származó CI kondrit, gyakran szenet, vizet, sőt szerves vegyületeket, köztük aminosavakat, alanin-, glicin- és kerogén-szerű organikus anyagokat is tartalmaz és a kémiai adatokat összehasonlítási célból sokszor ennek összetételére vonatkoztatják (Függelék 3–1. táblázat).

Kapcsolat áll fenn a CI kondrit meteorit révén a Nap (H, N, C, O illóktól eltekintő) és a köpeny összetételével is, pontosabban a különféle elemarányokkal (Függelék 3–4., 3–5. táblázat). Ez fontos összefüggés, mert a Nap, a naprendszerben elfoglalt 99,86%-os tömegével az eredeti gázköd szinte egészének összetételét képviseli és a Föld, amely a belső bolygók tömegének 50%-t teszi, ami az egészhez képest ugyan elhanyagolható, de jelzi a belső bolygók és a Nap

közös eredetét. E következtetést megerősíti a köpeny szoláris elemarányokból számított és a felső köpenyből származó anyagok mérés útján meghatározott néhány oxidjának értéke is, ami elég jó egyezésben van (8. táblázat).

A köpeny mélyebb részein a Fe-Mg-tartalmú szilikátok gyakorisága nagyobb, mint a felette levő régióban. A primitív köpenyben az $\varepsilon_{Nd}$ értéket ~+9-re teszik, aminek jelenleg a Sm/Nd =0,350, és a Rb/Sr=0,020 felel meg. A $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,7028, a Lu/Hf=0,264 és a $^{176}Hf/^{177}Hf$=0,28323, $\varepsilon_{Hf}$= +13.

Bár a köpeny szilárd halmazállapotú, egyes részei a nagy hőmérséklet és a nagy viszkozitás ($10^{21}$–$10^{24}$ Pa·s) ellenére, hosszú időskálájú mozgást végezhetnek. A benne zajló konvekciós hőáramok részben a lemeztektonika működtetői. Az ásványfázisok tulajdonságainak alakulása 1800 km mélységig, a nagy nyomás következtében kevéssé ismertek s így a fázisátalakulások bizonytalanságot rejtenek magukban. Ennek oka főleg az, hogy egyelőre csak a felső köpenyben uralkodó viszonyoknak megfelelő statikus nyomást lehet kísérletileg megvalósítani, de a nagyobb mélységben fellépő nyomás (megabar) értékek, csak sokkmechanizmussal érhetők el. FUNAMORI et al. (1996) 29 GPa nyomás és 2000 K hőmérsékleten közvetlenül tudott röntgenfelvételt készíteni és az alsó köpeny java részét kitevő perovszkitról megállapították, hogy az a $(Mg_{1-x}Fe_x)SiO_3$ összetételű perovszkit és $(Mg_{1-y}Fe_y)O$ összetételű magnézio-wüstit keveréke. Az Fe/(Mg+Fe) = 0,11, ami a feltételezett hőmérsékletnek megfelel.

**8. táblázat.** A köpeny összetétele a szoláris model és a felső köpeny kőzetei alapján

| Oxid | A köpeny a szoláris modell alapján (%) | A köpeny a felső köpeny kőzetei alapján (%) |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 51,2 | 45,40 |
| MgO | 35,8 | 36,77 |
| FeO | 6,3 | 8,10 |
| $Al_2O_3$ | 3,7 | 4,40 |
| CaO | 3,0 | 3,65 |

Ha a köpenyre irányuló vizsgálatokban figyelemmel vagyunk a metoritok összetételére, akkor azt látjuk, hogy ingadozások is vannak az összetételben és a petrológiai sajátságokban, feltehetően attól függően, hogy a primer szoláris gázköd milyen eltérő régióiban, „képződési blokkban” és feltételei között keletkeztek. A kondritok sokkal gazdagabbak sziderofil elemekben (Fe, Ni), mint a köpenyre vonatkozó feltevések. De még ezen túl is vannak eltérések a köpeny kondritos összetételétől. Először is a köpeny szegény alkáli elemekben (K, Na) és hasonlóan szegény a mérsékelten illékony elemekben (pl. Sr-ban). A köpenyben a $^{87}Sr/^{86}Sr$ arány és a Rb/Sr egy nagyságrenddel kisebb, mint a kondritokban. Ez lehet a Rb kéregbe történt extrakciójának is a következménye, és úgy látszik a Rb több mint fele, a kéregben van. Ugyanakkor a Rb/Sr arány a terresztrikus kőzetekben közel nagyságrenddel kisebb (0,03) mint a kondritokban (0,25). Egyáltalán a mérsékelten illékony elemekben is szegényebb a köpeny, aminek oka szintén a kéreg elemeinek köpenyből történt kivonása lehet.

A köpeny viszonylagos egyöntetű összetételét a Mg/(Mg+Fe) arány alsó és felső köpenyben azonos értékét a geofizikai mérések is kimutatták. A 400 és 660 km mélységben jelentkező fázisátalakulásokat szeizmikusan élesen (max. 6 km néha 1,5 km szélesség eltéréssel) lehet érzékelni, de az ok nincs pontosan felderítve, mert hőmérséklet-különbséget e ponton az alsó és felső köpeny között más okokból nem lehet feltenni. A D” réteg oldalirányú szeizmikus változatosságára, elsősorban a hőeloszlás utal s ezzel is a köpeny heterogenitására. Meg kell jegyezni, hogy a megfigyelt tényekből a köpeny állapotára nézve nem minden kutató jut azonos eredményre és mi az általunk elfogadhatóbbnak tekinthető elméletet foglaljuk össze.

Minthogy többek között RINGWOOD et al. (1979) szerint a Hold, a Föld kisebb bolygóval történt ütközése következtében a Föld akkori köpenyéből keletkezett, a földköpeny vizsgálata során érdemes a már közvetlenül ismert Hold összetételét is figyelembe venni. A Hold anyagában a földi köpennyel és kondritokkal szemben fölös mennyiségű tűzálló elem, kevesebb vas és sziderofil elem van. Az oxifil tűzálló elemek mennyisége a földi felső köpenyben kisebb, a sziderofil és illékony elemeké pedig nagyobb, mint a Holdban. Mivel a Hold a földmag kialakulkása után keletkezett, a földi köpenyben az addíciós vastartalom a Hold képződése után történhetett. ALBARÈDE (2003) szerint a Hold keletkezése után a földi köpenyben keveredési folyamatok zajlottak és nem volt kémiai egyensúly a felső és alsó köpeny között. E felfogás hívei tehát a *kétcellás köpeny* mellett foglalnak állást. E modell szerint *az alsó köpeny sziderofil elemekben szegény, tűzálló elemekben gazdag, míg a felső köpeny vasban kevésbé szegény és mésékelten az a volatilis elemek tekintetében.* A felső köpeny nem volt olyan meleg, mint az alsó és nagy idő telhetett el az alsó és felső köpeny kialakulása között. Mint láttuk a felső köpenyben Si-hiány is van a kondritokhoz képest, amit az átmeneti eklogit zóna egyenlít ki, míg az alsó köpeny Si-hiánya (5%) a magban lehet.

Ha a Hold tényleg a Föld anyagából képződött, akkor a felső köpeny összetétele különbözött a maitól. A lényeges karakterisztikumok (volatilizáció, tűzálló elemi összetétel stb.) a protoföld nagy képződési hőmérsékletére utalnak, amelyet a Hold képződése követett. Az ősi összetétel a mai állapotig valószínűleg az alsó köpenyben maradt fenn.

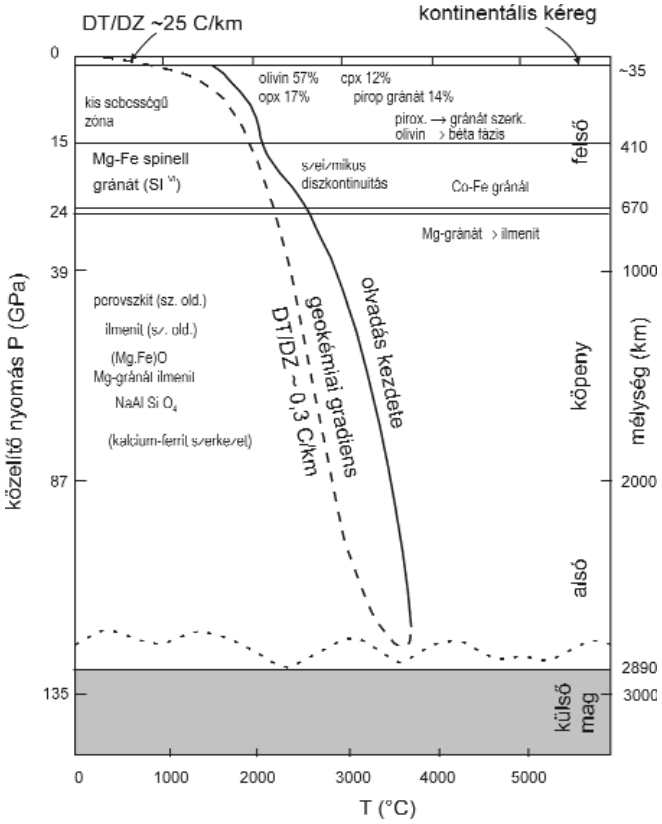
Előbbi gondolatmenethez illeszkedik az a következtetés is, hogy a Föld globális hőáramát tekintve, az U, Th és K radioaktív hőtermelése, és a bolygó hűlése, egybevetve a MORB köpenyforrás inkompatibilis elemekben szegényebb értékeivel, felveti egy hőtermelő elemekben gazdagabb köpenyrégió létezését (kétcellás köpeny). Amikor a köpeny egy része megolvad, az U, Th, K inkompatibilis elemek az olvadékban vannak, majd a felszín közelébe jutva, az óceáni és különösen a kontinentális kéregben dúsulnak. Azonban feltűnő, hogy az OIB kőzetek gazdagabbak inkompatibilis elemekben, mint a MORB s ez is két eltérő köpenyrégió létezésére enged következtetni. Jellemzésükre különösen alkalmasnak bizonyult a Sr és Nd elemek izotópjaival történő vizsgálat.

Ezek után lássuk a köpeny mélységtől függő ásványainak sorrendjét. Manapság laboratóriumi körülmények között nagy *PT* viszonyok mellett röntgenfelvételek is készíthetők s így a szeizmológia részéről a köpeny ásványos anyagára vonatkozóan feltett kérdések nagyobb része megválaszolható. Így biztosra vehető, hogy a felső köpeny kőzete *peridotit,* vagyis túlnyomóan Mg-gazdag olivinból, kisebb részben orto- és klinopiroxénből, Mg-gazdag gránátból áll, amit a nagyobb mélységből érkező xenolitok összetétele is igazol. 410 km mélységben a rombos olivin sűrűbb Mg-Fe-szilikátokba, a piroxén gránátba, majd 670 km alatt perovszkit típusú szerkezetbe és kősó rácsú magnéziowüstitbe megy át. A 17. ábrán látható, hogy a felsorolt ásványok adott nyomás melletti olvadási görbéi magasabban vannak, mint a geokémiai grádiens, ami összhangban van azzal, hogy a szeizmikus jelek szerint szilárd halmazállapotban vannak.

Amikor a teljes köpeny ásványos összetételét vizsgáljuk, akkor elsősorban a mélységgel növekvő nyomásviszonyokat kell figyelembe venni, mivel ezek befolyásolják a rengéshullámok sebességét is. A Föld tömegének nagyobb része (65%) a köpenyre esik. Két fő zónára bontható a felső és alsó köpenyre, de a kettő között szeizmikus viselkedés szempontjából élesen meg lehet különböztetni egy közbeeső átmeneti zónát is. Ezt az átmenetet a rengéshullámok szemponjából kis sebességű zónának (LVZ) is hívják. 70–250 km mélységben található ez a zóna, amelyben a S-hullámok sebessége hirtelen minimumra csökken, majd ismét növekszik. Feltehetőleg a magmák zöme ebből a régióból ered.

Az alsó köpeny a Föld tömegének 41%-a. 660–2890 km mélységben helyezkedik el. Benne a szeizmikus sebességek erősen lecsökkennek, az összetétel egyszerű oxid keverékből áll, növekvő vastartalommal. A maggal érintkező részén a nyomás ~140 GPa (1,4 millió atmoszféra). A viszkozitás $10^{21}$–$10^{24}$ Pa·S között változik a mélységtől függően. Sűrűsége 4,3–5,7 gcm$^{-3}$, a becsült hőmérséklet a mag és köpeny határán 2950±200 K.

A fázisok jellege alapján beszélhetünk egy 400–1000 km közötti zónáról is. Az ismert észlelések azt mutatják, hogy e zóna határa alatt az olivin szerkezete egy protospinell-szerkezetbe megy át, melynek sűrűsége 9%-kal nagyobb, mint a közönséges oliviné. Ez alatti 680 km mélységben a szeizmikus sebességek ingadozóak, ami az olivin szerkezetének felbomlására és egyszerű oxidok MgO (periklász), $SiO_2$ (stishovit) kialakulására mutat. 680–1000 km mélységben a gránát szerkezete is összeomlik.



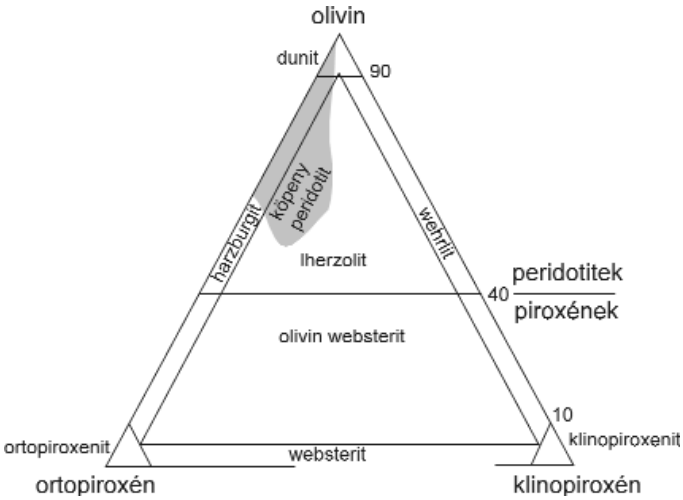

**17. ábra.** Az ásványok megoszlása mélység és összetétel szerint a köpeny és kéreg 0–3000 km mélységében (O'Nions et al. 1983)

## A FELSŐ KÖPENY ÖSSZETÉTELE

A Földtömeg 10%-át kitevő felső köpeny (sűrűsége: 3,25–3,40 gcm$^{-3}$) ásványos összetétele a mélységtől függ: 30 km mélységig olivin+piroxén+földpátból (peridotit) áll, 30–70 km mélységben belép a spinell és 70 km alatt a gránát. A tektonikusan aktív terüketeken az eklogit (amfibol+gránát) a fő komponens. Felteszik, hogy a legtöbb bazalt a felső köpenyből származik, de a kísérletek arra mutatnak, hogy a peridotitból parciális olvadással nem lehet a bazalt összetételét levezetni. Ezért Green, Ringwood (1963) szerint a felső köpeny egy felső *peridotit* zónából és ez alatt a *primitív köpeny* anyagából (pirolit) áll. A pirolit szerintük piroxénból, olivinből és/vagy gránátból és/vagy plagioklászból áll, amelyből a bazalt eredhet. Úgyis felfogható, hogy a pirolit 3 rész (olivinban gazdag) dunitból és 1 rész (piroxénben és földpátban gazdag) bazaltból áll, amely összetételből az ismert bazaltok összetétele, figyelembe véve a keletkezés nyomás és illóanyag viszonyait, megérthető. Maaløe (1977) szerint viszont a köpeny anyaga lherzolitból (olivin, enstatit, diallag és spinell) áll.

Jelenlegi felfogás szerint a felső köpeny szubszolidusz mineralógiája, a bazalt xenolitok vizsgálata és kísérleti eredmények alapján, mint jeleztük, a *peridotitnak*[14*] felel meg (18. ábra), vagyis ásványos összetétele: 60% olivin

[14*] A peridotitot tekintik a köpeny általános összetételének és úgy jellemezték, hogy „megolvadva bazaltot eredményez". Ehhez képest a jelenlegi felfogás kissé módosult.




**18. ábra.** Peridotitok és piroxenitek osztályozása az olivin- és piroxéntartalom szerint (LE MAITRE 2002)

$(Mg,Fe)_2SiO_4$, 30% ensztatit $(Mg,Fe)SiO_3$, 6% klinopiroxén $(Ca,Mg,Fe)_2Si_2O_6$ – $NaAlSi_2O_6$), 2% plagioklász $(Ca,Al,Si_2O_8)$ és 2% spinell $(Fe_3O_4)$, amelyből a mélység felé a plagioklász kimarad és mélyebben a gránát $(Mg,Fe,Ca)_3(Al,Cr)_2\ Si_3O_{12})$ jelenik meg.

Kémiai összetétel tekintetében: 35–46% MgO, 43–46% $SiO_2$, 8±1% FeO, 0,4±0,1% $Cr_2O_3$, 100±10 ppm Co mellett két sziderofil elem, a Ni 2200±500 ppm és Ir 3,2±0,3 ppb jelenléte szinte diagnosztikus értékű a peridotit szempontjából. A tűzálló elemek (Ca, Al, Ti, Sc, és nehéz ritkaföldek) negatív korrelációt mutatnak a MgO-dal szemben.

A felső köpeny viszonylagosan homogén, voltaképpen különböző elemekben elszegényedett (DM) és az izotóparányok tekintetében különbség van az indiai-óceáni, atlanti és pacifikus felső köpeny között. SCHILLING et al. (1992) azt is megfigyelték, hogy az Afar plumtól az Indiai-óceán ÉK-része felé a bazaltokban rendszeresen csökken a La/Sm és a Pb/Sr izotópok aránya.

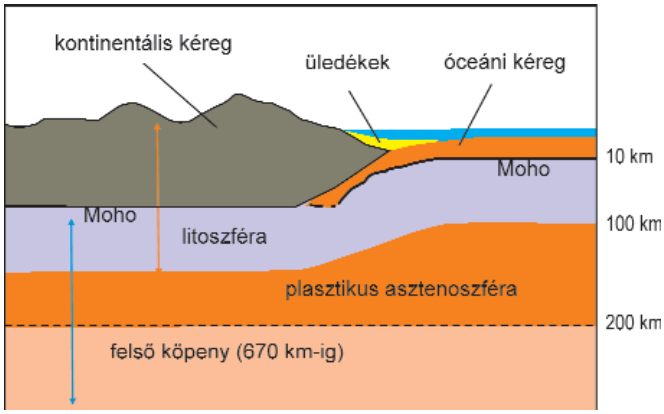
A földhéjak mechanikai felosztásában a 400–650 km közötti régiót szokás mezoszférának (néha középső köpenynek) nevezni. Fő alkatrésze a gránát, Al-, Ca-szilikát. Normális állapotában a gránáttartalom miatt sűrűsége elég nagy, de ha hőkonvekció felmelegíti, részlegesen olvad és néhány szerző erre vezeti vissza a bazaltmagma képződését.

A teljes köpeny (72,9%) nagyobb részének az *alsó köpenynek*, összetételéről azonban csak következtetésekből adódó ismereteink vannak. Primitív meteoritok és a Nap összetétele nyomán, összetétele valószínűleg Mg-szilikátokból áll, Fe-, Ca-, Al-tartalmú ásványok mellett.

## A LITOSZFÉRA ÉS FÖLDKÉREG ÖSSZETÉTELE

A Föld legkülső héját gyakran földkéregnek vagy litoszférának nevezik, de a két fogalom nem ugyanazt jelöli, sőt fontos különbséget tenni a kettő között. Bár a litoszféra magában foglalja a kérget is, de azon túlterjedő réteget alkot. A kéreg (óceáni vagy kontinentális egyaránt) az ultramafikus köpeny fölötti határozott és a köpenyétől eltérő kémiai összetételű öve a Földnek. Mélységbeli határát szeizmológiai szempontból a Mohorovičić diszkontinuitás jelöli ki. Az óceáni és kontinentális kérget eltérő geológiai folyamatok hozták létre és vastagságuk is jelentősen különbözik. Az óceáni kéreg 6–10 km, a kontinentális átlagosan 40 km, de 20–75 km között váltakozhat a földfelszín morfológiájától függően. A kéreg, litoszféra, felső köpeny és asztenoszféra térbeli viszonyának elképzelését a 19. ábra könnyíti meg.

A litoszféra az asztenoszférán elhelyezkedő merev réteg, amelytől kémiailag nem, de mechanikai (reológiai) szempontból különbözik. Ugyanis hosszantartó stresszhatásokra a litoszféra merev testként reagál (lemez- tektonikai mozgások), míg az asztenoszféra lényegében nagy viszkozitású folyadék. Ebben az értelemben a litoszféra a felső köpeny legfelső része, amely az óceáni hátságok alatti néhány kilométeres mélységtől az óceánok idősebb medencéi alatt 100–150 km, a kontinentális pajzsok alatt 250–300 km mélységig terjed. Alsó határát az 1300 K izoterm felület jelöli ki. Ugyanis az ennél kisebb hőmérséklet a köpeny anyagának megszilárdulását s vele rigiditását jelentené, a nagyobb hőmérséklet viszont fokozódó részleges olvadáshoz, tehát az asztenoszférához vezet át, amelynek jelenlétére, olvadt állapothoz közeli jellege miatt, a földrengési S-hullámok tapasztalt kisebb sebessége utal.




**19. ábra.** A kéreg, felső-köpeny, litoszféra, asztenoszféra térbeli viszonya egymáshoz (PIDWIRNI, SCOTT 2010b)

Utóbbi különösen az óceáni litoszférában fejlődött ki, míg a kontinentális litoszféra határa átmenetek folytán szeizmikusan kevésbé jól definiált. Amikor a földkéreg összetételételéről beszélünk, nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a kéreg a litoszféra

elválaszthatatlan része, vagyis a kettőt együttesen kell tekintenünk. Kiterjedésénél fogva azonban a kéreg tömege messze elmarad a litoszférához képest, ezért, mint az előzőekből kitűnik, kémiai összetétel szempontjából a litoszféra mérvadó és ez lényegében a felső köpennyel egyező (9. táblázat). A kontinentális kéreg a köpenyétől és az egész Földtől eltérő változatos kőzeteinek képződésére és összetételére, az ezt kiváltó folyamatok tárgyalása után térünk vissza.

A Föld 0,5 % tömegét kitevő kéreg két részre oszlik: kontinentális és óceáni kéregre. Bár az utóbbi a földfelület 61%-ára terjed ki, de kisebb vastagsága következtében csak 30%-a a kéreg tömegének. A *kontinentális kéreg* kiterjedése a mélység felé 30–50 km. Felső részének sűrűsége kisebb, mint az óceáni kéregé és különböző mélységi rétegekre oszlik.

Felső kéreg: (Sial) Felzikus intruzív, metamorf, kvarc-diorit, *granodiorit* kőzetekből áll. Sűrűség: 2,69–2,74 $gcm^{-3}$.

Alsó kéreg: (Sima) kőzetei: kvarcos andezit, andezit, amfibolit, diorit. Sűrűség: 2,7–3,3 $gcm^{-3}$. A tektonikailag igénybe vett régiók (pl. Himalája) vastagsága 55–70 km. Amfibolitból, mafikus, ultramafikus, semleges kőzetekből áll. A stabilis kontinentális régiók (prekambriumi kratonok, üledékek) vastagsága: 35–45 km.

Az *óceáni kéreg* a felszíntől 10–12 km-es mélységig terjed és a következő rétegekből áll (l. a 8. függelék 48. ábráját is ):

1. réteg 4 km, átlagos vastagságú víz
2. réteg 1 km litifikálódó üledékek (foraminiferák, iszapok)
3. réteg 1,6–2 km vastagságú bazalt, dolerit, pillow lávákkal
4. réteg 3–5–7 km a fő óceáni kéreg dolerit, amfibolit, gabbró kőzetekkel
5. réteg 3 km változó vastagságú, (néhol hiányzó): metagabbrók, piroxenitek.

*Óceánközépi hátságokban* a 2. réteg hiányzik, a 3. réteg felszínre tör és az átlagosnál vastagabb, a 4. réteg vékony és átmegy a felső köpenybe. A kéreg (óceáni vagy kontinentális egyaránt) az ultramafikus köpeny fölötti határozott és a köpenyétől eltérő kémiai összetételű öve a Földnek.

**9. táblázat.** A teljes litoszféra (≈felső köpeny) összetételének lehetséges variációi

| Összetétel | a | b | c |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,1 | 45,2 | 40,3 |
| $TiO_2$ | 0,5 | 0,0 | 0,4 |
| $Al_2O_3$ | 4,1 | 0,8 | 3,7 |
| $Cr_2O_3$ | 0,3 | 0,4 | 0,3 |
| $Fe_2O_3$ | 2,0 | 1,5 | 1,8 |
| FeO | 7,9 | 7,2 | 7,1 |
| MnO | 0,2 | 0,2 | 0,1 |
| NiO | 0,2 | 0,3 | 0,2 |
| MgO | 36,7 | 44,2 | 32,7 |
| CaO | 2,3 | — | 2,1 |
| $Na_2O$ | 0,6 | 0,1(5) | 0,5 |
| $K_2O$ | 0,02 | — | 0,0 (2) |
| $P_2O_5$ | 0,1 | 0,0 (5) | 0,1 |
| $H_2O$ | — | — | 9,7 |
| $CO_2$ | — | — | 0,8 |
| Cl | — | — | 0,2 |
| **összesen** | **100** | **100** | **100** |

**a**: az illó elemek távozása után, **b**: az illók és bazaltos frakciók távozása után, **c**: illókban gazdag felső köpeny összetétele (Atlanti-óceáni-hátság) NICHOLS után (in RUNCORN 1968).

# A KÖPENY ÉS KÉREG SZERKEZETE

## A GEOSZINKLINÁLIS ELMÉLET

Mielőtt a köpeny/litoszférában zajló folyamatok természetének felderítésében a nyomelemek szerepét tisztáznánk, vessünk egy pillantást a *lemeztektonika előtti* korszak eredményeire. Ez a földtudomány egészét hármas tagolásban vizsgálta:

— tektonikai-szerkezeti-geofizikai (szerkezet analízis),
— mineralógiai-petrográfiai-geokémiai (anyag analízis),
— sztratigráfiai-történeti-kronológiai (idő analízis) diszciplinákban és kimerítő képet alkotott a Föld vizsgált területének geológiai szerkezetéről.

Lehetetlen volna felemlíteni azt a sok kiváló kutatót, akik óriási teljesítménnyel járultak hozzá a földi természeti jelenségek elvi és részletekig terjedő megrajzolásában. Az átfogó nézőpont az volt, hogy a litoszféra felső része két fő részre tagolódik: óceáni és kontinentális kéregre. A részletek, az óceáni kutatás kezdetlegessége miatt, túlnyomóan a szárazföldi kéregre korlátozódtak, amelyben a tektonikai főelemek alapján *geoszinklinálisokat* és tektonikailag nyugodt *táblás területeket* különböztettek meg. A geoszinklinális elmélet hihetetlen mélységben tárta fel a kőzetek (ásványtelepek) kémiai összetételének összefüggéseit, a tektonikai hátteret és az események időbeliségét. Az orogén fázist a geológiai múltban ciklikusan ismétlődőnek tartották szemben a táblák ősi változatlanságával. Magát az orogén jelenséget[15*] az 1960-as évekig a legtöbb geológus a Föld hűlésére visszavezethető zsugorodás miatt bekövetkező vertikális mozgás eredményének tartotta. Példaképpen kiragadva a geoszinklinális fejlődését, abban: korai, orogén, szubszekvens és konszolidációs stádiumot különböztettek meg. Ezek mindegyikében a jellemző folyamatokat STILLE 1924 nyomán foglaljuk össze:

[15*] A hegyképző *orogén* fogalmat első ízben Amanz GRESSLY (1840) használta.

**a) *Korai (kezdeti) stádium.*** A geoszinklinális süllyedékeiben *üledékes* (pelágikus, neritikus, terrigén fácies) és *vulkanogén-üledékes* (diabáz, spilit, keratofír formációk) anyagok jelennek meg. A folyamat szélső részein mélyföldtani zavargások miatt epizódszerűen ultrabázisos intrúziók (ofiolitok) is elő fordulhatnak.

**b) *Orogén stádium.*** A fő gyűrődési szakasz. A gyűrődés az *eugeoszinklinálisok*ban kezdődik, és lassan vándorol az előtér (kontinentális tábla) felé. Jelentős vertikális mozgások, hosszan elhúzódó emelkedési zónák (*antiklinálisok*) alakulnak ki. A mozgás horizontális komponense gyűrődéseket, fel- és fölétolódásokat idéz elő, a táguló törések pedig előkészítik a plutonitok és vulkanitok felnyomulását. Zonálisan a nyomás és hőmérséklet emelkedése regionális metamorfózishoz vezet, esetleg egészen az anatektikus megolvadásig. Nagy tömegű savanyú kőzetintrúzió (granodiorit, gránit) jellemző (szin- és későorogén magmatizmus), intenzív kontaktmetamorfózissal.

**c) *Szubszekvens stádium.*** Átmenet a konszolidációs stádiumba. Molasz, flis képződés a külső (elő) és a gyűrt láncok közötti mélyedésekben. Bőséges savanyú/semleges szubszekvens magmatizmus (úgynevezett „kis intrúziók”). Lokális metamorfózis.

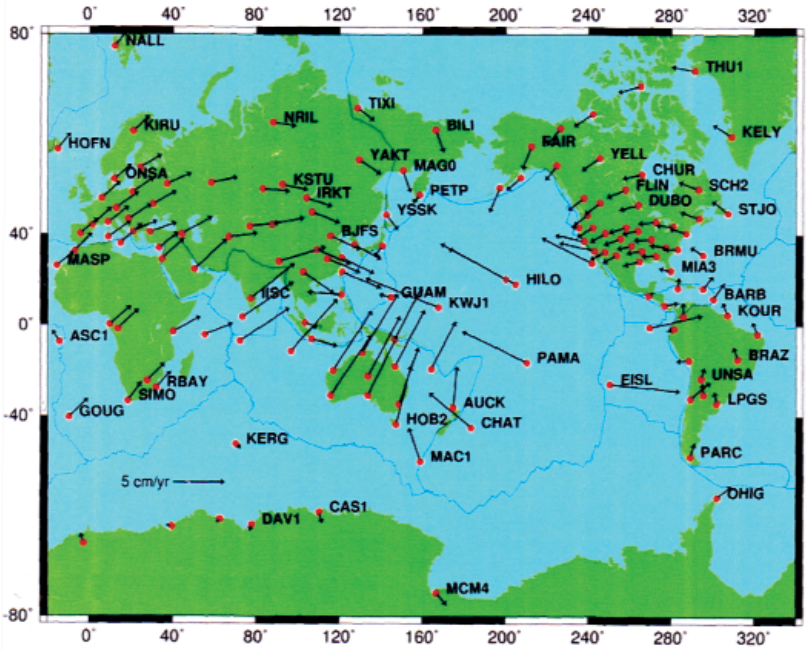
**d) *Konszolidációs stádium.*** A táblákhoz való kapcsolódás befejező szakasza. Sok a mállási lokális, terresztrikus, limnikus üledékképződmény. Germán-típusú (töréses) tektonika uralkodik, melyekhez bázikus, zárómagmatizmus kapcsolódik.

E folyamatok leírása és az ehhez kapcsolódó ismeretek óriási halmaza ma is helytálló. Ami hiányzott, az ok, amely az események láncolatát kiváltja és mozgásban tartja. A globális lemeztektonika hozta a megoldást, amely nem tette feleslegessé a korábbi ismeretanyagot, hanem megmagyarázta azt.

## A LEMEZTEKTONIKA ELEMEI

Az 1950 években Marie Tharp és Bruce Heezen a Columbia Egyetem Vema hajójával az Atlanti-óceánt sokszorosan keresztbe hajózva számtalan mélységi adatot gyűjtött s ezekből kitűnt, hogy a mélységben óriási hegylánc húzódik, melyet óceánközépi hátságnak (MOR) neveztek el. A későbbi vizsgálatok során ismertté vált, hogy tenger alatti hegyvonulat nem csak az Atlanti-óceánban, hanem a világtengerekben sokfelé előfordul, éspedig a lemezek szélein, tehát nem szükségszerűen a hátságok középső részén. DIETZ (1961), HESS (1962) és KEAREY (1996) állapította meg, hogy e tengeri hátságok, sőt az egész óceáni kéreg maximális kora, szemben a szárazföldi pajzsok több milliárd éves korával, mindössze 150–200 millió év. Felvetették, hogy ez az észlelés a riftekben zajló magmafelnyomulás majd lemezmozgás (20. ábra) miatt széttolódás (seafloor spreading) nyomán a konvergens lemezek alábukásával és eltűnésével magyarázható. E szerint a Föld kérge nem egységes gömbhéj, hanem különböző irányokban és sebességgel mozgó 6 nagy és több kisebb lemezből áll (21. ábra).

E felismerés nélkülözhetetlen volt a földtani képződmények értelmezése szempontjából. A lemezek egymástól vagy távolodóan (divergens határok), vagy egymás felé (konvergens határok) mozognak. A divergens mozgás rifteket produkál, amelyből jelenleg 9 működik a Földön. A konvergens mozgás szubdukcióhoz vezet, 8 óceáni kéreglemezt ismerünk, amely kontinentális kéreg alá bukik. A transzform mozgás esetén a lemezek egymás mellett haladnak és Földünkön 5 ilyen kéregmozgást észlelünk. Végül 3 orogén, tehát kontinens-kontinens ütköző övet ismerünk. Ezek közül legismertebb a Himalája keletkezése az Dekkán-félsziget és Ázsia ütközése miatt, Afrika viszont az Adriai-lemezzel, ez pedig az Eurázsiai-lemezzel találkozott.

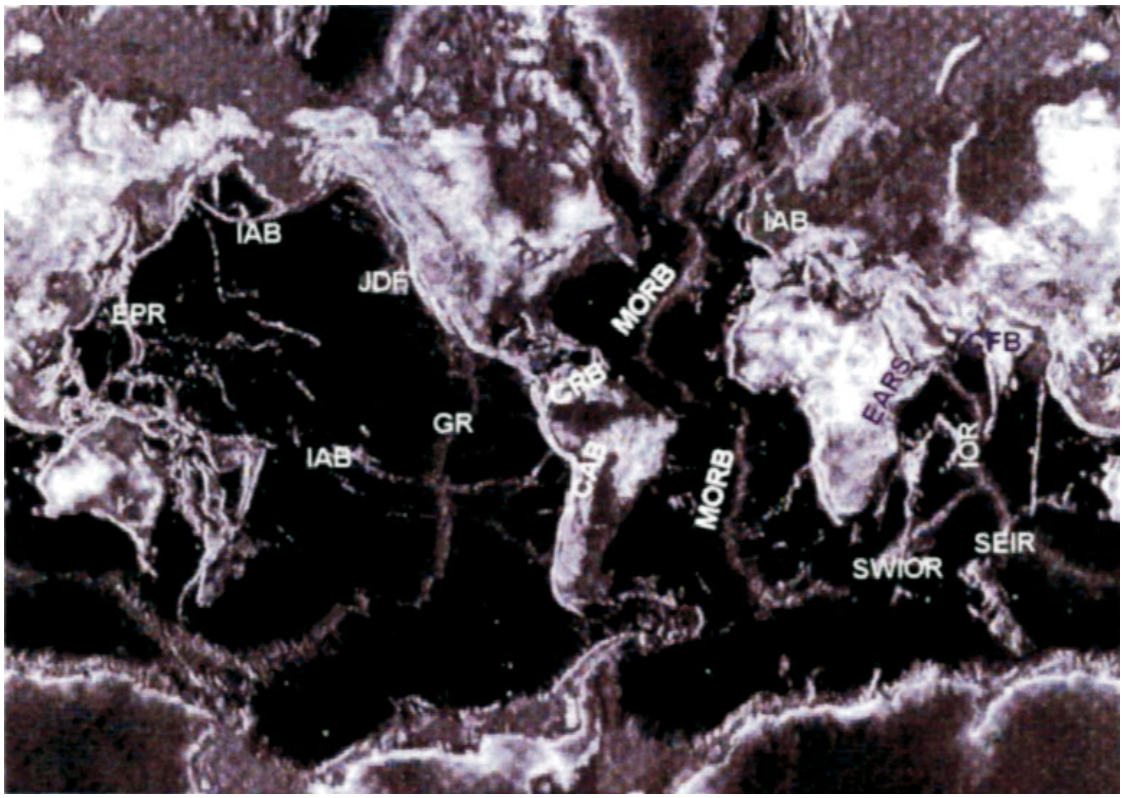



**20. ábra.** A vektorok a lemezek mozgásirányát és sebességét jelentik a NASA JPL szatellit (GPS) mérései alapján

Az új, bármely más tudomány legfontosabb eredményeivel egyenértékű, felismerés szerint a Föld felszínén tapasztalt geológiai folyamatok a lemeztektonikára vezethetők vissza és a következő tagolásban vizsgálhatók:

— óceánközépi hátságok vulkanizmusa (MOR),

— a kéreglemezek szubdukciója és ezt követő vulkanizmus,



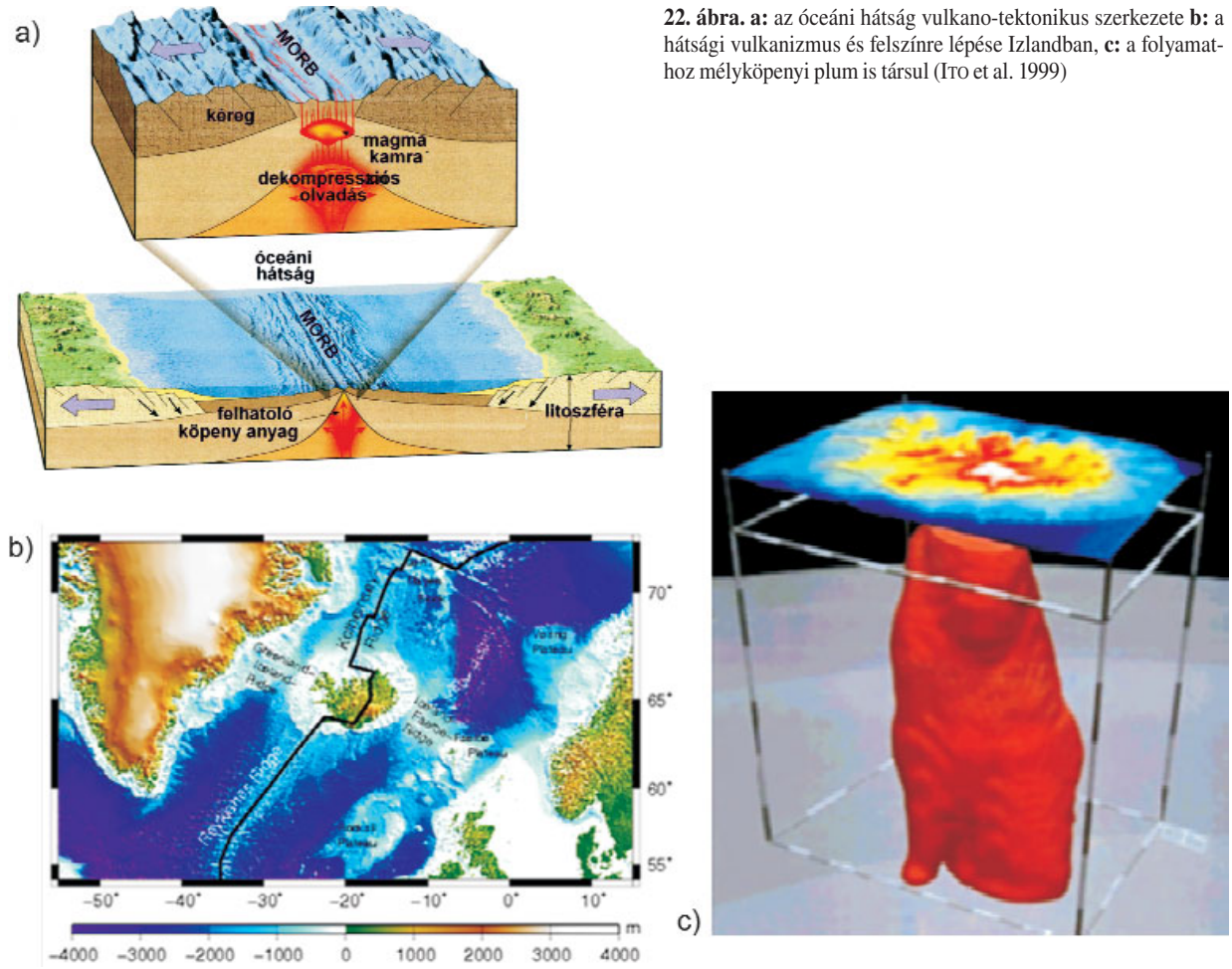

**21. ábra.** Az óceáni hátságok rendszere, melyekben az óceáni kéreg bazaltos vulkánjai működnek világszerte 65 000 km hosszúságot ér el. Jelölések magyarázata a Betűszavak, és rövidítések fejezetben találhatók (ZIEGLER 1993)

— szigetívek vulkanizmusa (OAV),
— a forró foltok (hotspot) vulkanizmusa (plumok),
— óceáni szigetek vulkanizmusa (OIB),
— nagy magmás kőzetprovinciák keletkezése (LIP),
— kontinentális kéreg extrakciója a köpeny anyagából.

### Óceánközépi hátságok vulkanizmusa (MOR)

A köpenyből érkező tömegáramok a felszín közelébe érkezve, a magmává alakult anyagot vulkáni működéssel felszínre juttatva a világtengerekben felszín alatti hegyláncot hoznak létre. E hegylánc az egész Földön egymással hiánytalanul összefüggő mintegy 65 000 km, a mellékágakkal 80 000 km-re kiterjedő rendszert alkot több, mint 40 000 vulkánnal (21. ábra). A óceánközépi elnevezést a legjobban tanulmányozott Atlanti-óceánban valóban az óceán közepén húzódó hegység után kapta, de a láncolat nagyobbik része a Földön nem az óceánok közepén, hanem a lemezek határain helyezkedik el. A óceánközépi hátság tektonikailag nagyon aktív terület és a dekompresszió miatt megolvadt feltörő magma az óceáni kérget állandóan megújítja s így az geológiailag fiatal képződmény (22. ábra, a). A hátság tengelyétől távolodva a mágneses polaritás rendszeresen váltakozik és a tenger mélysége növekszik. A hátságokon a vulkanizmus többnyire a tengerszint alatt működik, de egy jól tanulmányozható helyen Izlandban a felszínre lép (22. ábra, b). Az itt kimutatott plum helyzetét a 22. ábra c részén látjuk.

Az óceáni kéreg megújulásában több tényező kap szerepet. A korábbi felfogás szerint a hátságban felhalmozódó nagyobb (tömeg) súly miatt az óceáni kéregre oldal irányú nyomás nehezedik, melynek hatására az óceáni kéreg többnyire egy szubdukciós zóna irányába mozog és az így visszamaradó rést ismétlődően újabb magma tölti ki. E nézet helyett jelenleg egy másik felfogás érvényesül, amely szerint a lehűlt vulkáni anyag (bazalt) az asztenoszféránál nagyobb sűrűsége miatt a szubdukciós zónában alámerülve húzó-szívó hatást fejt ki a mögöttes óceáni kéregre. Érdekes azonban, hogy pl. az Észak-amerikai-lemez sehol sem szubdukál, mégis északi irányban mozgásban van. Egy másik tényezőként említik a köpeny konvekciós mozgásának futószalagszerű szállító hatását is, de egyes tanulmányok szerint a plasztikus asztenoszféra súrlódási tényezője ehhez nem elegendő. Újabban néhány szerző a Hold által keltett árapálynak tulajdonít jelentőséget, de a számítások szerint ehhez a jelenségnek oly erősnek kellene lennie, amely a Föld forgását már régen megállította volna. Annyi bizonyos, hogy a lemezek mozgása több és nem mindenben ismert tényezőn alapul s így a geodinamikai kutatások




**22. ábra. a:** az óceáni hátság vulkano-tektonikus szerkezete **b:** a hátsági vulkanizmus és felszínre lépése Izlandban, **c:** a folyamathoz mélyköpenyi plum is társul (ITO et al. 1999)

előterében áll. Az óceáni kéreg tágulási sebessége a különböző lemezek esetében változó. Gyors a sebesség >100 mm év$^{-1}$, közepes ~60 mm év$^{-1}$ és lassú 20 mm év$^{-1}$ esetében. A jurában különösen aktív lemeztektonikai mozgás következtében a szubdukciós alámerülés miatt, a középső juránál idősebb óceáni kérget és üledéket nem ismerünk.

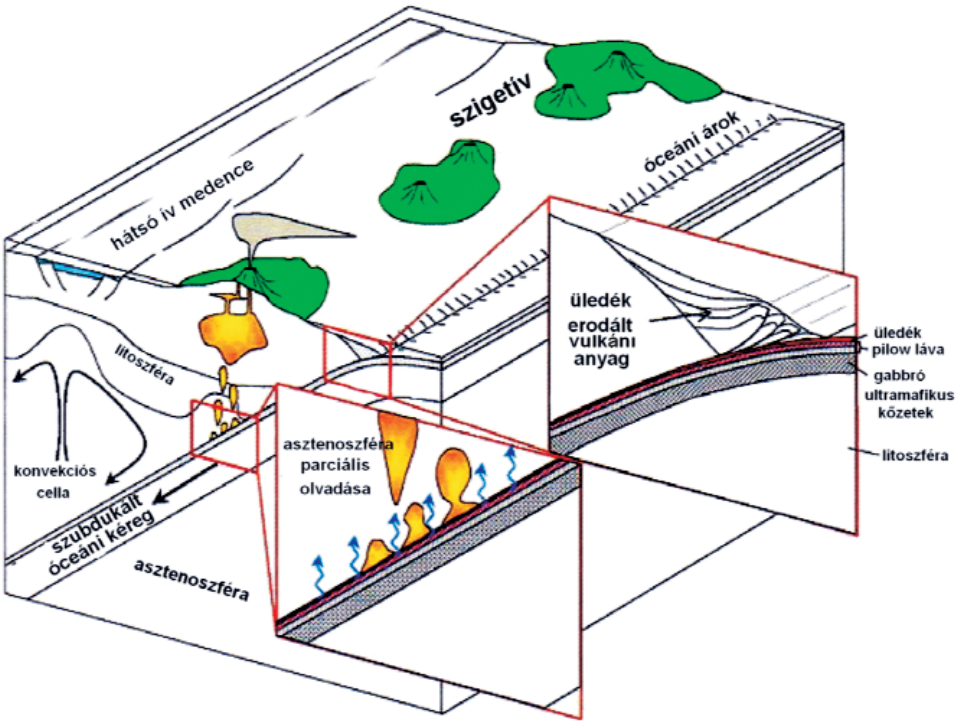
Az óceáni hátságok vulkanizmusa bázikus kőzeteket, főleg bazaltot hoz felszínre, melyet MORB (Mid Ocean Ridge Basalt) betűszóval jelölnek. Becslések szerint a MORB vulkánok[16*] évi hozama 5–20 km$^3$ (az évi vulkanizmus 73%-a) s ezzel a MORB járul hozzá leginkább a kéregképződés folyamatához. A konvergens 15% és a hotspot vulkanizmus 12%-ot produkál. Kémiai összetétel szempontjából a csekély helyi változásoktól eltekintve kétféle MORB kőzetet különböztetnek meg.

### A kéreglemezek szubdukciója és ezt követő vulkanizmus

A óceánközépi hátságokon (KOH) a kéreggyarapodást kiváltó vulkanizmus ellentétes folyamataként tekinthetjük az anyagnyelő szerepet játszó szubdukciós folyamatot. Az óceáni lemezek vándorlásuk során hűlnek és vagy óceáni lemezzel, vagy kisebb sűrűségű kontinentális lemezzel találkoznak. A következmény a mozgás irányától függően a lemezek vagy elhaladnak egymás mellett (Szent András-törésvonal), vagy egymásnak ütközve a sűrűbb óceáni lemez a kontinentális lemez alá merül. Többé-kevésbé nagy és egymáshoz sok tekintetben hasonló, a szubdukcióval összefüggő jelenségek zónái alakulnak ki. E zónák a kontinens felé tekintve gyakran konkáv ívben fejlődnek ki. A nagy jelentőségre tekintettel három ábra segítségével tanulmányozhatjuk a szubdukciós jelenséget (23. ábra).

Az óceáni kéregben mivel szubdukció során ívvukanizmus alakul ki, ennek pontosabb megismerése céljából fontos a kéregben lehetséges elem helyettesítések ismerete. A helyettesítő elemek sorrendje és kvalitatív mértéke: Cs ≈ Rb ≈ (≈ Tl) ≈ Ba(≈ W) > Th > U ≈ Nb = Ta ≈ K > La > Ce ≈ Pb > Pr (≈ Mo) ≈ Sr > P ≈ Nd (> F) > Zr = Hf ≈ Sm > Eu ≈ Sn (≈ Sb) ≈ Ti > Dy ≈ (Li) ami jellemző a folyamat során képződő vulkáni kőzetekre. Az óceáni lemez alámerülésekor mindenekelőtt egy óceáni árok alakul ki annak következtében, hogy gravitációsan a felső köpenybe nyomuló lemez topografikus depressziót hoz létre és nagy gravitációs negatívum alakul ki. A lemez, mely kezdetben üledékből, pillow lávából és gabbróból áll,

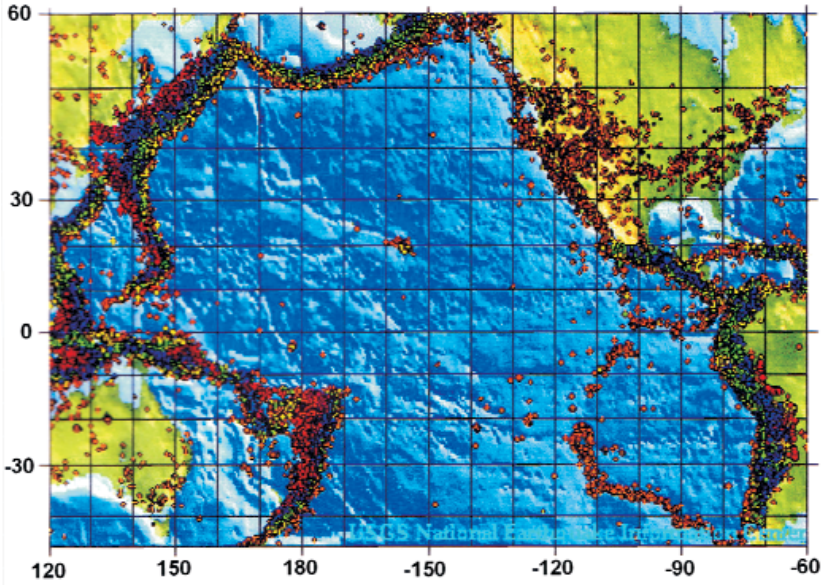
[16*] Világszerte mintegy 8000, tízezer évnél fiatabb vulkán ismeretes, melyek többsége az óceáni hátságokban működik.




**23. ábra.** A) Szubdukciós jelenségek térbeli rendszere és működése az óceáni lemezek találkozásakor (Webster's online Dictionary nyomán)

sűrűségétől függő meredekséggel folytatja útját a köpenybe. A hideg kéreg haladását a köpenyben földrengések kísérik, térbeli útját már 1920-ban Kiyoo Wadati japán kutató követni tudta. Utána Benioff foglalkozott a kérdéssel s róla nevezték el az alámerülő lemezt Benioff-övnek. A meredekség a keletkezéstől megtett távolságtól, vagyis a hőléstől és az ezzel járó nagyobb sűrűségtől függ. A Mariana-árokban, távol a keletkezés helyétől csaknem függőlegesen, az Andok alatt Chilében és Peruban, a közeli hátságról származó lemez viszont laposan merül a köpenybe. Az óceáni árokról a lemez irányában 150-300 km távolságban vulkáni hegylánc alakul ki részben az alámerült anyagból. Ennek közvetlen bizonyítéka a Dabie-Sulu (Kelet-Kína) orogénban mért rendkívül kis $\delta^{18}O$ érték is. Két óceáni lemez találkozásakor *óceáni szigetív* keletkezik pl. Aleuták, Marian-szigetek, Kis-Antillák vagy óceáni és kontinens lemez esetében *kontinentális vulkáni ív* pl. az Andok, Cascade-hegység (É-Amerika) hegylánca. Különösen a Csendes-óceán partjai tűnnek ki ilyen ív-láncok vulkánjainak működésével s ezt kísérő földrengésekkel (24. ábra). E vulkánok anyagát a szubdukált kéreg kb. 100 km mélységben bekövetkező olvadása szolgáltatja, amely évente 30–35 km$^3$ lávát, az összes 15%-át produkálja a felszínen. Az olvadás azonban csak részleges lehet, mert egyfelől a korábban feltételezett súrlódási hő nem elegendő a teljes olvadáshoz, másfelől a szigetívek kőzetei különböznek az óceáni hátságok közeteitől, tehát nem származhatnak annak közvetlen megolvadásából.

A szubdukáló lemez alábukó mechanizmusával több probléma merül fel, ugyanis néhány mérési adat zavaróan hat a klasszikus értelemezés szempontjából. Mai elképzelésünk szerint a kéreg túlnyomó része függőlegesen van kiegyensúlyozva, vagyis a kisebb sűrűségű blokkok felül, a sűrűbbek alul helyezkednek el (izosztatikus egyensúly). A szubdukciós árkokban azonban nagy negatív gravitációs anomália jelentkezik, tehát nagy tömeg-




**24. ábra.** A Pacifikum körül („Tűzgyűrű") 1975–1995 között kipattant földrengések epicentrumainak földrajzi pontjai (PNSN, Earthquake Information) (SHEFFI 2003)

hiány van az árok közelében. Annyi bizonyos, hogy nincs izosztatikus egyensúly, sőt az ettől való eltérés legnagyobb a Földön. Felmerül tehát a kérdés a szubdukáló lemez minek a hatására halad mélyebbre. Egyes kutatók valamilyen „szívó" vákuumszerű hatásra gondolnak, melynek keletkezését a vulkáni működés során a köpenyből kivont anyag idézi elő. Ennek kapcsán gondolhatunk arra, hogy a csendes-óceáni tűzgyűrű, mely az évi földrengések 90%-át, az évi vulkáni anyag java részét adja, egyúttal a lemezetektonikai működés legintenzívebb területe.

Azt sem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a lemerülő kéregnek hidegebbnek kell lennie, a rossz hővezetés miatt lassan melegszik fel és 100–600 km-es mélységből is származnak S-rengések, ami teljes olvadás esetében lehetetlen volna. Az olvadási jelenséget a lemerülő lemez vízleadásával magyarázzák, amely bejutva a lemez feletti köpenyanyagba, annak olvadáspontját leszállítja. Nem szabad figyelem nélkül hagyni, hogy az óceáni lemez felszínén az üledékben levő és földpátokká visszaalakuló agyagásványok képződéshőjének különbségéből származó hő is hozzájárul a felette levő asztenoszféra parciális olvadásához. Az óceáni üledék a szubdukció során részben a vulkáni ívek anyagába, részben a köpenybe recirkulál és okozza annak heterogenitását. A vulkáni ívek anyagában az üledék hozzájárulását főleg a $^{207}$Pb- és $^{10}$Be-izotópok mérésével lehet kimutatni. A világ nyolc óceáni árkában lehet észleni a Ba, Sr, K, Rb, Cs, La, Th, U elemek dúsulását. Ahol az üledékben valamely elem koncentrációja kiemelkedő, ott ez a jelenség a szubdukciót követő vulkáni ív kőzetében is megjelenik. Az elemek tömegmérlege lehetővé teszi annak meghatározását is, hogy az üledék hányad része recirkulált a vulkáni kőzetekbe és mennyi a köpeny mélyebb tartományába.

A szubdukció visszahúzódási ciklusában (szupraszubdukciós zóna) a kontinenssel történő ütközés során az előívi medencében anyaghiány lép fel, amelybe ékszerűen, különböző ütemben, ofiolitos kőzet nyomul. Ennek összetétele a MORB-tól a szigetívek tholeiites anyagáig (IAT) terjedhet és az ofiolit a folyamat végén a kontinenshez csatlakozik. A Kordillerákban megfigyelt ofiolitok, melyek óceáni kéreg, plumok és LIP anyag keverékeiből, ill. ezek utóbb zöldkövesedett anyagából állanak, DILEK (2003) szerint arra utalnak, hogy a szubdukciós folyamatok már 3,12 G év időben is működtek.

## Szigetívek vulkanizmusa (OAV)

A szubdukció gyakori következménye a mély óceáni ároktól 150–200 km-re kifejlődő vulkánsor, melyek összeségét *óceáni szigetívnek* (OAV) nevezik. Benne a vulkánok 5–10 km-es közökben követik egymást (Aleuti-szigetek, Kis-Antillák, Mariana-szigetek). Ide sorolhatók a kontinensek határain keskeny sávokban kialakult kontinentális vulkanikus lánchegységek, meredek peremű gyakran explozív természetű vulkánokkal pl. Andok, Cascade, Mount St. Helens Japán, Indonézia (Krakatoa 1883), Thera (Santorin, ókor). A szigetívek lávái a köpenyből, közelebbről az asztenoszférából származnak.

A szigetívek mögött némelykor hátsó szigetívi medencék alakulnak ki (22. ábra, A) széttolódási centrummal. Az itteni bazaltkőzetek víztartalma 0,5–2% és a növekedése pozitívan korrelál a U, K, Ba, Cl, Sr és $^{87}$Sr/$^{86}$Sr és negatívan a $Na_2O$, $TiO_2$, V, Y, Zr és $^{144}$Nd/$^{143}$Nd értékekkel.

A szubdukciós zónákat, bár nem kivétel nélkül, általában erős szeizmicitás jellemzi (24. ábra). A rengések erőssége, gyakorisága és származási mélysége változó. A legtöbb 20–70 km mélységben, ezen belül leggyakrabban ≈20 km körüli mélységben[17*] pattan ki, és a mélység növekedésével gyakoriságuk exponenciálisan csökken. A világ néhány pontján (pl. Vrancea, Románia) 100 km körüli mélységből ún. "rengési fészkek"-ből indul földrengés, de némely szubdukált lemez 670 km mélységből is küldött rengéshullámokat.

## Forró foltok, mélyköpeny áramok (plum[18*]) vulkanizmusa

A vulkanizmus a földkéregben túlnyomóan a lemezhatárokon és az óceánközépi hátságokban (riftek) működik, de van egy fontos kivétel s ez az *óceáni szigetvulkánok*, ill. fix helyzetük miatt forró pontoknak (*hotspots*) nevezett plumok által táplált, ritkán kontinenseken is fellépő vulkanizmus. A plum fogalmát WILSON geofizikus 1963-ban és MORGAN 1972-ben vezette be a szakirodalomba a köpenyből oszlopszerűen felemelkedő konvekciós áramlások jelölésére, melyek feltételezésük szerint, a mag/köpeny határáról (CMB) indulnak és közvetítik a mag hőjét a felszínre, majd lehűlve ismét visszatérnek a kiindulási pontjukhoz. Manapság mintegy 46–70 ilyen forró folt ismeretes, vagy a lemezhatárokon (pl. Izland, Azori-szigetek, Galapagos), vagy a lemezek belsejében (pl. Yellowstone, Marqueses). A köpeny plum 100–200 km széles a környező köpenynél néhány 100 °C-al nagyobb hőmérsékletű, a mélyből millió éveken át felemelkedő oszlop. Felszínközelbe érve 2000–2500 km átmérőjű kupolává terebélyesedik. Jelenléte leginkább az óceáni kéregben ismerhető fel, pl. a Grönladtól keletre elterülő plum szélein az óceáni kéreg 17 km (120 °C), a középpontban 33 km (260 °C) vastag. E

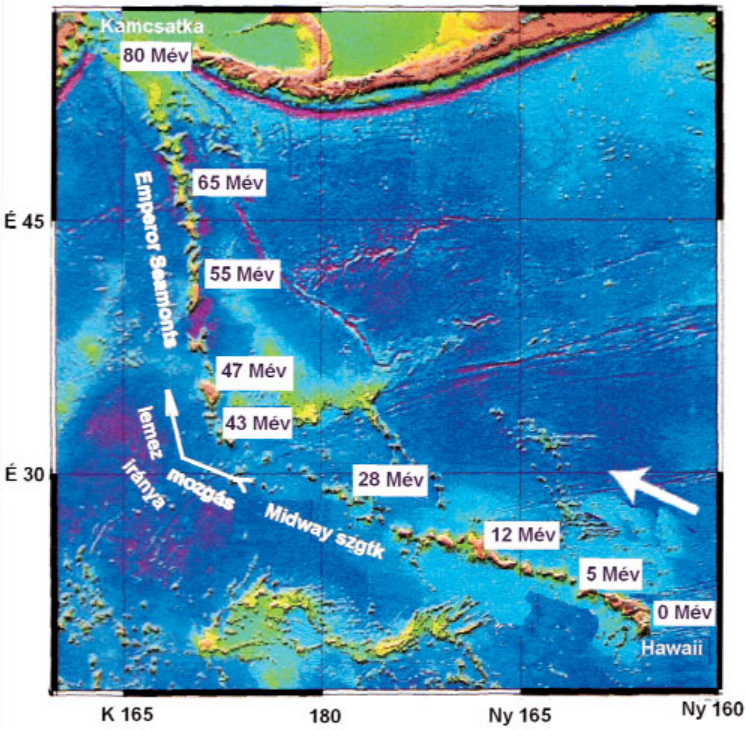
[17*] Ennek oka, hogy a főleg földpátból és kvarcból álló kéreg törési szilárdsága a nyomással (mélységgel) növekszik, a hajlítási szilárdsága pedig a hőmérséklettel csökken. Az átmeneti zónában (~15-20km, 350–450 °C) e kétféle szilárdság egyensúlyba kerül és a kéreg „legerősebb" részét képezi, amelyből a legtöbb földrengés kipattan.

[18*] A fogalom az angol plume = toll, tollazat szóból ered és annyira elterjedt, hogy kiejtésének megfelelő formában (plu:m) magyarosan írva használjuk.

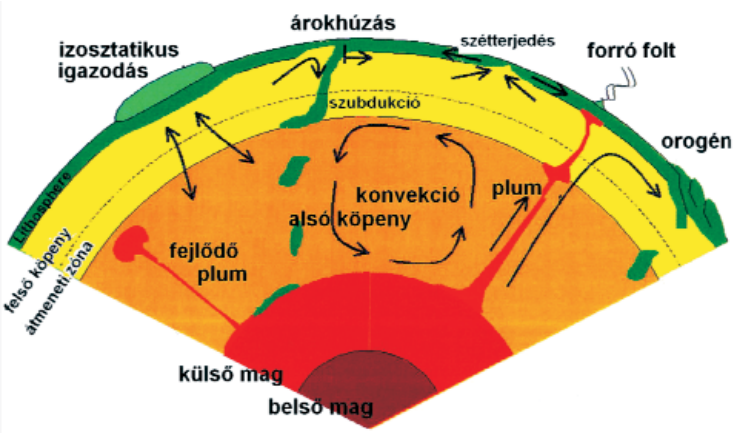
kupolából vagy pontszerű vulkáni tevékenység indul ki, vagy némely esetben rövid idő alatt bazaltárakat képezve lép a felszínre. A plum feje fölött van Izland idősebb magja, amely körül 58–64 millió év előtt (késő-paleocén–korai eocén) indult riftesedés indította a fiatalabb vulkanizmust (Reykjanes–Vatnajökull-zóna). A plum legalább 300 millió éven át változatlan és 100 millió éves korig szeizmikusan detektálható. A nagyobb centrális hőmérséklet miatt belőle, mintegy 200 km-es körzetben, parciális olvadással pikrites összetételű olvadék keletkezett. E folyamatot kitűnően dokumentálták Xu et al. (2004) a kínai emeishani bazaltár kiemelkedésével kapcsolatban, amelynek eredete bizonyosan egy mélyköpeny plum volt.

A Hawaii-szigeteken jelenleg is működő hotspot vulkanikus tevékenység eredetileg Kamcsatka közeléből indult, mintegy 80 millió évvel ezelőtt, egy tengerszint alatti hegyláncban (Emperor Seamounts) folytatódott, majd éles töréssel, mától 43 millió év óta, rendre fiatalabb vulkánokkal 6000 km-es hegyláncot alkotva érkezett a mai Hawaii-szigetekre (25. ábra). Hasonló módon a Csendes-óceánban másutt is előforduló, a geológiai kor függvényében alakuló vulkáni láncok hagyományos magyarázata feltételezi, hogy a mélységből azonos helyen feláramló magmaoszlop fölött a tektonikus lemez elhalad s így a megújuló vulkáni tevékenység színhelye sorozatosan a lemezmozgás sebességével arányosan áthelyeződik és egy vulkáni láncolatot hoz létre.

Más vulkáni láncolatokban is jelentkező 43 millió év előtti irányváltozást, egyelőre nem tudjuk értelmezni, de mindenképpen jelentős geológiai eseményt jelez. Mint ahogy azt sem értjük, hogy a Csendes-óceánban a Hawaii-szigeti lánccal párhuzamosan haladó és hasolóan irányt változtató Louisvillei-lánc 0–43 M év közötti hossza miért nagyobb a Haawaiiénál.




**25. ábra.** A forró foltok Hawaiiba érkező vulkáni láncolata az egyes pontok korának (M év) feltüntetésével (Heezen, Tharp 1977)




**26. ábra.** A forró foltok (hotspot), a szubdukció, lemezek hátságmenti széttolódása, árokhúzás jelenségei (Ritter, Christiansen 2007)

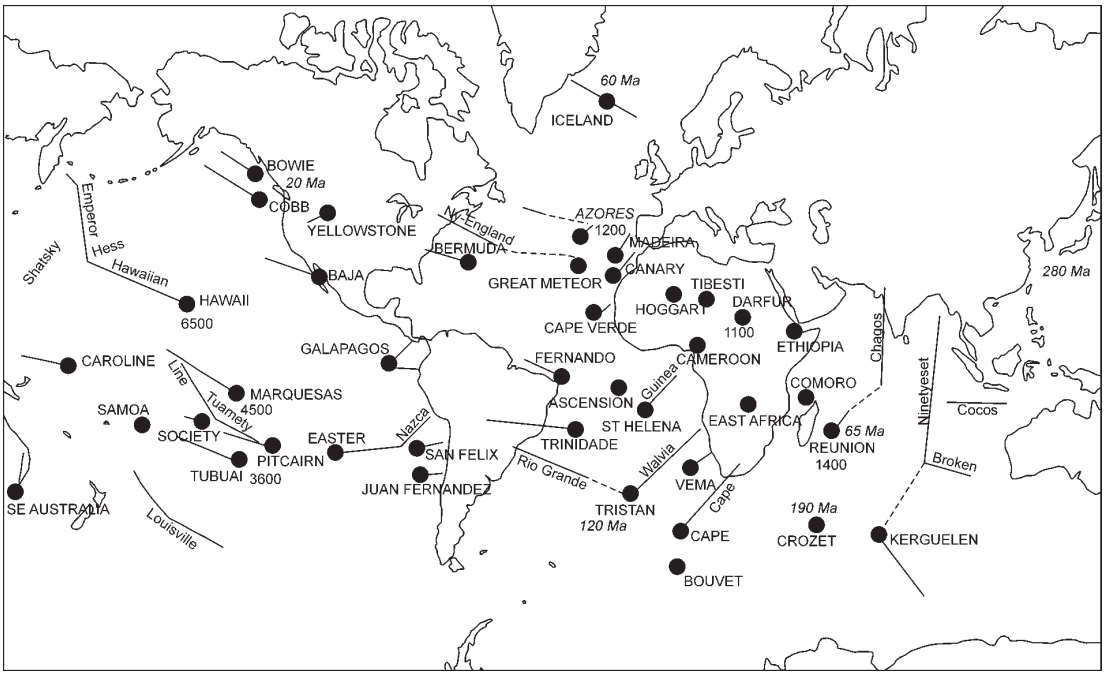
A plum kialakulását a lemeztektonikai jelenségekkel összefüggésben a 26. ábra mutatja be. Az általánosabban elfogadott elméletek szerint a plum a köpeny/kéreg határától (D”) indul és az alsó/felső köpenyhatárt, az asztenoszférát áttörve érkezik felszínközelbe, tehát a lemeztektonikai folyamatoknak nem része.

A felfelé haladó melegebb anyagban kisebb a szeizmikus hullámok haladási sebessége. Sűrű szeizmométer-halózat lehetővé tette 3 dimenziós kép kialakítását, a szeizmikus tomográfiát (Dueker et al. 2002) s vele a plumszerkezetek felderítését. A Princeton Egyetemen e módszerrel 32 régiót[19*] fedeztek fel, melyekben a P hullámok lassabban terjednek, mint a környező köpenyben. A plumok feltörési helyein geotetikus anomáliák is fellépnek. A pozitív geoid anomáliák az egyenletes tömegeloszláshoz képest tömegfölösleget jeleznek, ami a Yellowstone plum esetében a középpontban +15 m és csökkenve 1000 km-es átmérőjű területre terjed ki. A plumműködés földrajzi elterjedéséről a 27. ábra tájékoztat.

A plumokkal összefüggő bazaltok kémiai összetételében is jelentős eltérések vannak a MORB és OIB kőzetekhez képest. Bennük a Fe, Ti az azonos mennyiségű a Mg jellegzetesen több mint az óceáni hátságok bazaltjaiban.

Hasonlóan több a könnyű ritkaföldfém, az immobilis nyomelem (Ti, Nb, Ta), továbbá nagyobb a $^3$He tartalom a MORB-hoz képest és az $Al_2O_3$ kevesebb OIB-hoz képest. Mindez nagyobb mélységi származásra utal. A szigetívek bazaltjai, melyek részben vizet is tartalmazó szubdukált óceáni kéregből származnak, gazdagok vízben oldódó mobilis elemekben

[19*] Ezek közül 8 a felső-köpenyből (feltehetőleg 660–670 km) és 12 a D” rétegből származik.




**27. ábra.** Plumok elterjedése a földfelszínen

A számok a tömegáramot jelentik $kgs^{-1}$-ben. A plumok összesen 53 000 $kgs^{-1}$ tömegű lávát produkálnak (STEINBERGER 2000). *A dőlt számok* a bazaltárakhoz kapcsolódó plumok korát jelzi (millió év). A plumokhoz tartozó vonalak vándorlási útjukat tüntetik fel (CROUGH 1983)

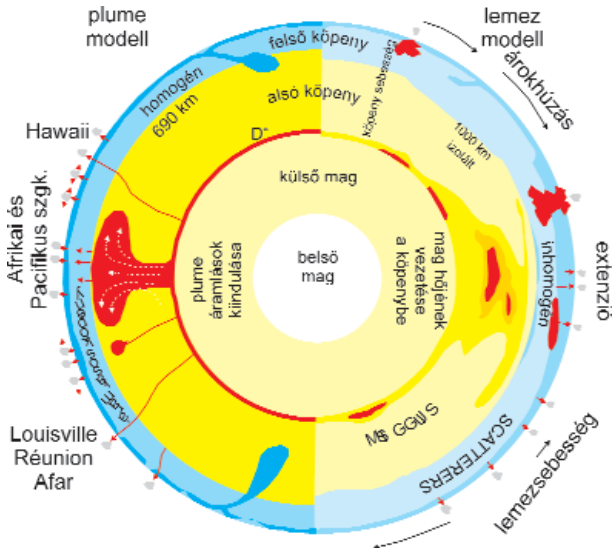
(K, Rb, Th, Pb), szemben a plumok vízben nem mobilizálható elemeivel. Egy további érv a nagy mélységből érkezés mellett a platinafémek, különösen az Os-eloszlás módja. Ennek izotópjai Re, Pt-ből keletkeznek és a kéregben koncentrálódnak. A felső köpeny a kéreg recirkulációja miatt viszonylag sok $^{87}$Os-t tartalmaz, viszont a LIP bazaltokban sok $^{86}$Os jelenik meg, ami a felső köpenyben nincs, forrása tehát a külső földmag lehet, ahol a platinafémek öszpontosulnak.

Az eredeti plum elmélet több jelenséget érthetően megmagyaráz. Ilyen a fix pontokon feláramló anyagforrás, amit a paleomágneses vizsgálatok is igazoltak[20*]. A felső köpenyből származó kőzetektől eltérő kémiai összetétel és alkalmas folyadékkal (glicerin) végzett kísérletek. A plumok földfelszíni megjelenését a kor és lávaprodukció szerint a 27. ábrán tanulmányozhatjuk.

A jól tanulmányozott nagy magmás provinciák viszonylag fiatal korúak. Ma egyre inkább a korábbi, preezoos, paleozoos–proterozoos, sőt archaikus (tholeiit–komatiit kőzetekhez kapcsolódó zöldköves övezetek) tanulmányozása van előtérben.

Ennek ellenére az utóbbi időben jelentősen felerősödött a szuperplum[21*] elmélet ellenzőinek tábora, elsősorban a geofizikusok körében. Anderson és munkatársai azt állítják, hogy a plumelmélet hívei nem elegendően mintázott anyagok adataira hivatkoznak, másfelől a szeizmikus vizsgálatokat eltérően értelmezik. ANDERSON (2007), SETH (1999), LUSTRINO (2005), FOULGER et al. (2006) szerint a felső köpenyben észlelhető áramok nem az alsó köpeny/mag határáról termikus okokból indulnak, hanem a felső köpeny kémiai inhomogenitására vezethetők vissza, vagyis a lemeztektonika energetikailag önellátó. Szembeszállnak a plumelmélet olyan következményeivel is, mint a nagy kőzetprovinciák (LIP, ezen belül LAP, LBP, LRBP, LPP, LVP) keletkezése, ill. ennek plumelmélet szerinti értelmezése.

A szubdukciótól távoleső helyeken működő magmatizmus értelmezését. Anderson globális lemeztektonikai elméletének és a plumelméletnek alapjelenségeit a 28. ábra hasonlítja össze.




**28. ábra.** A köpeny felépítésére vonatkozó plum és Anderson szerinti lemez modell összehasonlítása (FOULGER et al. 2006, ANDERSON 2007)

[20*] Pl. a Kerguelen riftben a bazaltár paleoszélességi foka ~50° (D) a jelenlegi hotspoté szintén ~50° (D).

[21*] Szuperplumnak a mély (D'') köpenyből érkező plumot nevezik.

## Az óceáni szigetek vulkanizmusa (OIB)

Az óceánokban minden különösebb rendszer nélkül szétszórtan helyi vulkáni működés szigeteket alakított ki. Összefoglalóan *óceáni szigeteknek* nevezett vulkanizmus zömmel bazaltkőzetet produkált (OIB), de a keletkezett kőzetek meglehetősen változatosak. Némelykor kvarcos tholeiitek, pikrittől a bazaltig terjedő összetétellel, e mellett izlandit, riodácit, alkáli bazaltok, hawaiit, mugearit benmoreit, trachitok, bazanit-tefritek, nefelinitek, fonolitok is előfordulnak. Újabban a Kanári-szigeteken és Zöldfoki-szigeteken karbonatitot is felismertek (DEMÉNY et al. 1999). Az évi vulkáni produkció (a hotspotokkal együtt) az összes 12%-a.

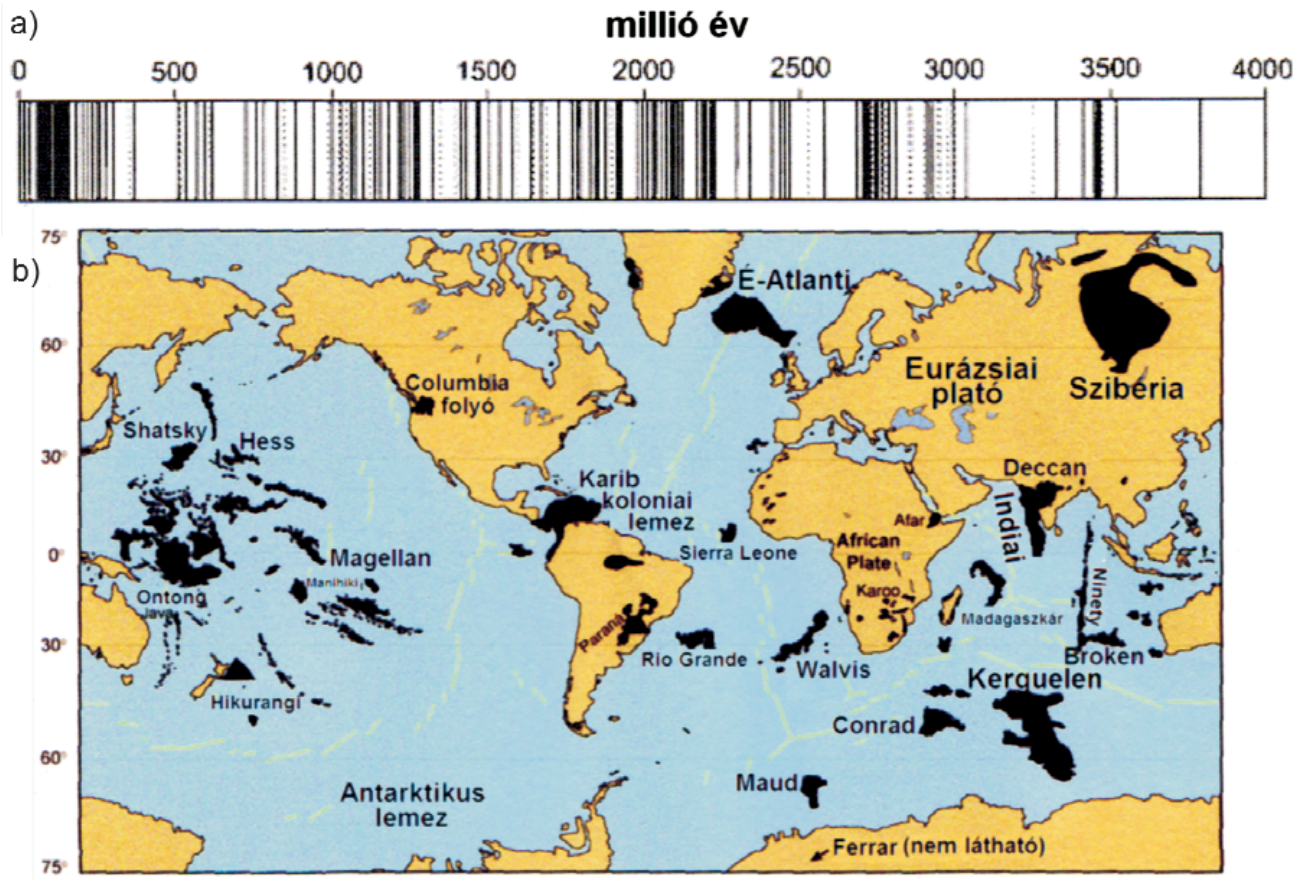
Az összetételbeli változatosság és eltérés a hátsági vulkanizmus kőzeteitől arra utal, hogy az óceáni szigetek kőzetei a köpeny mélyebb részeiből, esetenként a mag/köpeny határáról érkeznek. Nyomelem-eloszlás szempontjából az OIB négy változatát különböztetik meg s a részletekre a nyomelemek, izotópok alkamazása fejezetben térünk ki.

## Nagy magmás kőzetprovinciák

A geológia története során későn figyeltek fel a földtörténet különböző időpontjaihoz köthető rendkívüli méretű vulkáni tevékenységre. COFFIN és ELDHOLM (1992) mutattak rá, hogy a földfelszín számos helyén óriási tömegű vulkáni kőzet található, melyek rendkívül rövid idő alatt jöttek létre a 29. ábra, A) szerinti időeloszlásban. E nagy magmás kőzettömeget képviselő provinciák (továbbiakban LIP = Large Igneous Provinces) nincsenek kapcsolatban a lemeztektonika szokásos magmatizmusával és egyaránt előfordulnak kontinenseken és óceáni medencékben (29. ábra, B).

A LIP kőzete többnyire bazalt (bazaltárak), elvétve riolit és kiterjedése néhány millió km$^2$, térfogata 1–2 millió km$^3$ is lehet. Ha e méretekhez a képződés rövid idejét is hozzávesszük, érzékelhetjük a feladat nagyságát, amely a genetika megoldásához szükséges. A fő kérdés, hogyan tud ily óriási tömegű bazaltolvadék rövid idő alatt képződni. Egyik elgondolás abból indul ki, hogy a LIP sok esetben hotspot vulkánosság vonalában fekszik s így felmerülhet, hogy a LIP szintén mélyköpenyi, az asztenoszféra feláramlásának eredménye. A plum elérve a litoszféra felső részét szétterül, dekompresszió következtében 1–2 millió év alatt nagy részben megolvad, és bazaltlávát hoz létre. Az ezt követő vulkanizmust már a plum szára váltja ki.

A LIP lávák összetételében ingadozások vannak a Ti, P, K, Zr tekintetében, az OIB-nál kissé bázikusabbak (52–56%




**29. ábra.** a) A LIP események (mafikus és felzikus) időbeli eloszlása. b) A nagy magmás kőzettartományok (LIP) elterjedése (SAUNDERS et al.1992)

$SiO_2$), anomálisan kevés a Nb, Ta, de jelentős a K-csoport képviselete. Ha a többnyire tholeiites magma folyamat kontinentális kéreg alatt játszódik, riftesedés és a kontinentális réteg törése lehet a következmény. Néhány fontosabb kőzetár korát, térfogatát, működési tartamát és sztratigráfiáját a 10. táblázatban foglaltuk össze.

A LIP leggyakoribb kőzete a tholeites bazalt, amely kis viszkozitása miatt kúpépítés helyett szétterül. A dekkáni (2000 m-es vastagság, India) és szibériai bazaltárakat (1,5 millió $km^2$) trap bazaltnak is nevezik sajátos morfológiájuk miatt (trap szanszkrit nyelven lépcsőt jelent). Hasonló előfordulások ismertek a Columbia folyó mentén, Paraná, Brazil-felföld, Rio de la Plata (Uruguay), Karoo-Ferrar (200 000 $km^2$ Dél-Afrika), Emeishan (Ny-Kína) és óceáni platókon: Karibi, Kerguelen

**10. táblázat.** Néhány fontosabb magmás kőzetár térfogata és kora

| Provincia | Kor (Ma) | Térfogat $10^6$ $km^3$ | Időtartam (Ma) | Sztratigráfiai idő |
|---|---|---|---|---|
| Columbia folyó | 16±1 | 0,25 | ~1 | korai közép miocén |
| Etiópia | 31±1 | ~1,0 | ~1 | késő oligocén |
| Észak Atlanti | 57±1 | >1,0 | ~1 | paleocén/eocén |
| Deccan | 66 ±1 | >2,0 | ~1 | kréta/tercier |
| Madagaszkár | 88±1 | ? | ~6? | cenoman/turoni |
| Rajmahal | 116±1 | ? | ~2 | apti |
| Serra Geral | 132±1 | >1 | ~1 vagy~5 | jura/kréta |
| Antarktisz | 176±1 | >0,5 | ~1 | bajóci |
| Karoo | 183 | >2 | 0,5-1 | középső jura |
| Newark | 201 | >1? | 0,6 | triász/jura |
| Szibéria | 249 | 2,0 | 1 | perm/triász |

(Indiai-óceán), Ontong (Jáva-plató). Madagaszkáron 90 millió éve, amikor a Marion/Prince Edward plum fölött terült el, jelentős vulkáni tevékenység alakult ki s ennek kőzetei izotóprokonságot árulnak el a Marion plum kőzeteivel. A plumok nagy óceáni platókat hoztak létre és pl. a Luisvillei rift plumjából (Csendes-óceán déli része) induló 4300 km hosszú tenger alatti hegyvonulat kőzetei sok hasonlóságot mutatnak az ontong-jávai bazaltokkal. A középső dél-pacifikum — különösen annak a SOPITA-nak nevezett térsége — az izotópok arányaiban eltérést mutat az északi-pacifikummal szemben.

A paleontológia az élőlények evolúciójában néhány nagy kihalási időszakot ismer. Ennek okát közvetlenül megállapítani nem lehet, legfeljebb feltevésszerűen kapcsolatba hozni a bolygón előfordulható eseményekkel. A számítások szerint következményeiben ilyen lehet valamely nagyobb aszteroida becsapódása, ill. nagy volumenű vulkanikus tevékenység. A LIP események közül méret és időbeni előfordulás tekintetében a Dekkán, Newark és Szibéria bazaltáraira lehet gondolni, amelyek geológiai megjelenése egybeesik az akkori élővilág jelentős részének kipusztulásával. Bár a bazaltvulkanizmus nem túlzottan explozív természetű, de a bazaltláva sok $SO_2$-t, $CO_2$-t[22*] tartalmaz, amelyek a légkör magasabb régióiban nagyobb hatást váltanak ki, mint a felszín közelében. Az óriás tömegek megjelenése önmagában is befolyással lehet a lemezmozgás sebességére, riftképződésre, az óceánvíz kemizmusára, az óceáni áramlásokra, a tengerszint magasságára, tehát a globális környezeti tényezőkre s vele a bioszféra létezési feltételeire.

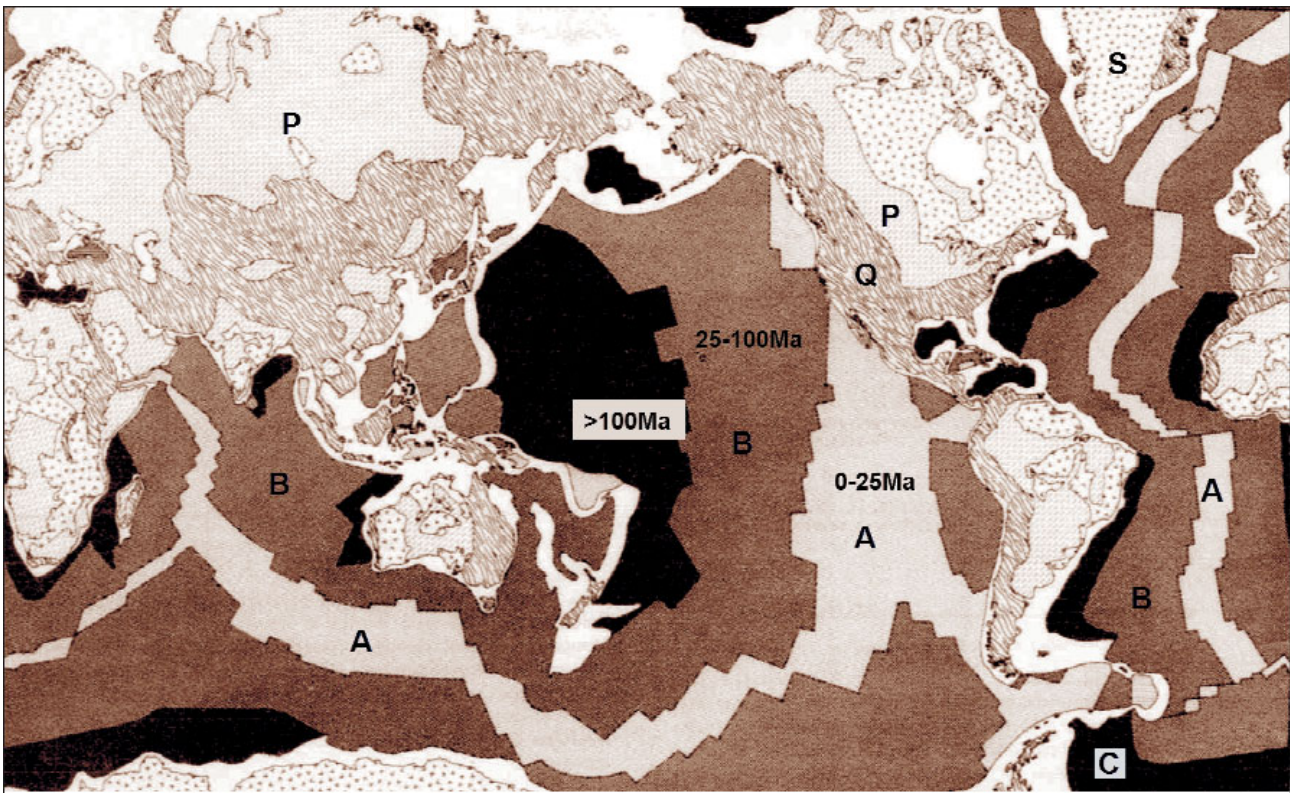
## A kontinentális kéreg extrakciója a köpeny anyagából

Ahhoz, hogy a kontinentális kéreg jelenlegi helyzetét érzékeljük célszerű az egész földfelszín tektonikai képét bemutatni (30. ábra).

A 30. ábrán jól tanulmányozhatjuk a földfelszín koreloszlását. Míg az A, B, C-vel jelzett óceáni területek 0–200 millió évet ölelnek fel, a kontinensek P, Q, S jelű területeinek kora az archaikumba-fanerozoikumba nyúlik vissza. E különbséget a nyomelem-tanulmányok során mindig szem előtt kell tartani.

A kontinentális kéregben földfelszíntől, ide értve a tenger aljzattól a mélység felé, egyre sűrűbb kőzetek követik egymást s bennük a szeizmikus hullámok egyre gyorsabban haladnak. Andrija Mohorovičić horvát szeizmológus 1909-ben figyelt fel először a S hullámok sebesség növekedésének megszűnésére egy éles (0,1–0,5 km) határon belüli ~8 $kms^{-1}$ sebesség elérésekor, melyet róla gyakran *Moho*ként nevezett diszkontinuitásnak hívnak. Kitűnt, hogy ez a kéreg/köpeny határául felfogható felület, melynek mélysége változó, az egész Földre kiterjed és a legnagyobb megnevezhető objektum a bolygón. Mélységi kiterjedése könnyen beláthatóan a felette levő tömeg nagyságától függ, ezért a sűrűbb, de vékonyabb óceáni kéreg alatt kisebb; a kisebb sűrűségű, de nagyobb vastagságú kontinentális kéreg alatt nagyobb mélységben alakult ki (l. később 31., 44. ábra.). Az óceáni medencék alatt az átlagos mélység 5–7 km, a vízfelszíntől 10 km, a kontinensek alatt 30–50 km. Legnagyobb mélységet (75 km) a Tibeti-fennsík alatt éri el, a magyar Alföldön pedig mindössze 25–28 km-t mértek. E felület

[22*] A jelenlegi vulkánok gázainak átlagos összetétele: $H_2O$ 60%, $CO_2$ 24%, S 13%, N 5,7%, Ar 0,3%, Cl 0,1%. Itt említjük, hogy az izlandi Laki-vulkán 1783 júniusi kitörése rövid idő alatt 19 $km^3$ lávát, 6 millitó t F és 120 millió t $SO_2$ gázt produkált. A gázfelhő bejárta egész Ny-Európát és emberek állatok sokaságát pusztította el.




**30. ábra.** A földgömb generalizált tektonikai térképe (Mercator vetület É 75° D –70°)
A kor szerint 3 részre osztott óceáni kéreg: A = 0–25 M év; B = 25–100 M év; C = >100 M év. A felszíni kontinentális kéreg szintén 3 részre bontva a fanerozoikumi történet nyomán: S = pajzsok, platformok, ahol archaikumi, proterozoikumi kőzetek vannak felszínen kevés fanerozoikumi borítással; P = platform viszonylag lapos nem bolygatott fanerozoikummal; Q = orogén zónák jelentős magmás aktivitással a fanerozoikumban. Fehér felületek alámerült kontinentális kéreg, szigetívek, kontinentális kéreghez tartozó óceáni platók (GILLIAN et al. 2005)

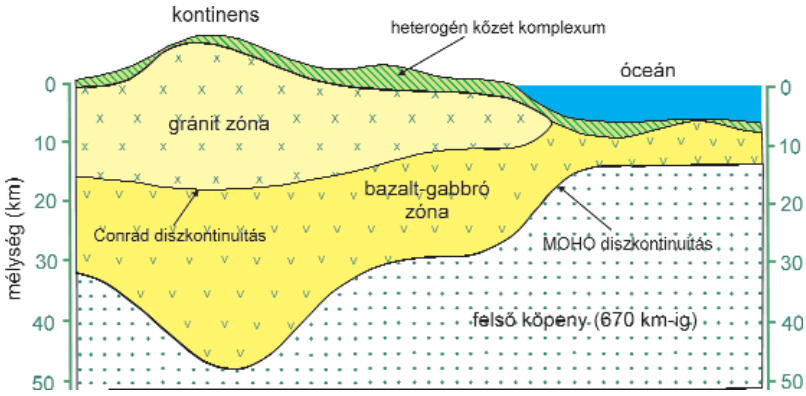
mibenléte máig nincs pontosan tisztázva és többféle vélemény alakult ki. Az egyik szerint a gabbró összetételű alsó kéreg és ez alatti eklogit összetételű köpeny izokémiai határa. Egy másik vélemény szerint a Moho kémiai változást képvisel a mafikus kéreg és az ultramafikus köpeny között. A kérdés eldöntésére az 1960-as években jött létre a *Project Mohole* azzal a célkitűzéssel, hogy fúrással elérjék az óceáni Moho réteget. A program nem valósult meg. A Kola-félszigeten az oroszok jutottak világviszonylatban legmélyebbre (1989-ben a KSDB program 12 262 m mélységet ért el). Azonban a balti kéreg itt 35 km vastag és mintegy 2,7 G éves kőzeteket ölel fel, de távolról sem éri el a Moho diszkontinuitást.

A kéreg mint a 32. ábrából kivehető nemcsak a mélység szerint oszlik élesen különválasztható óceáni és kontinentális kéregre, hanem keletkezésük módjától függően összetételükben is jelentős különbségek vannak.

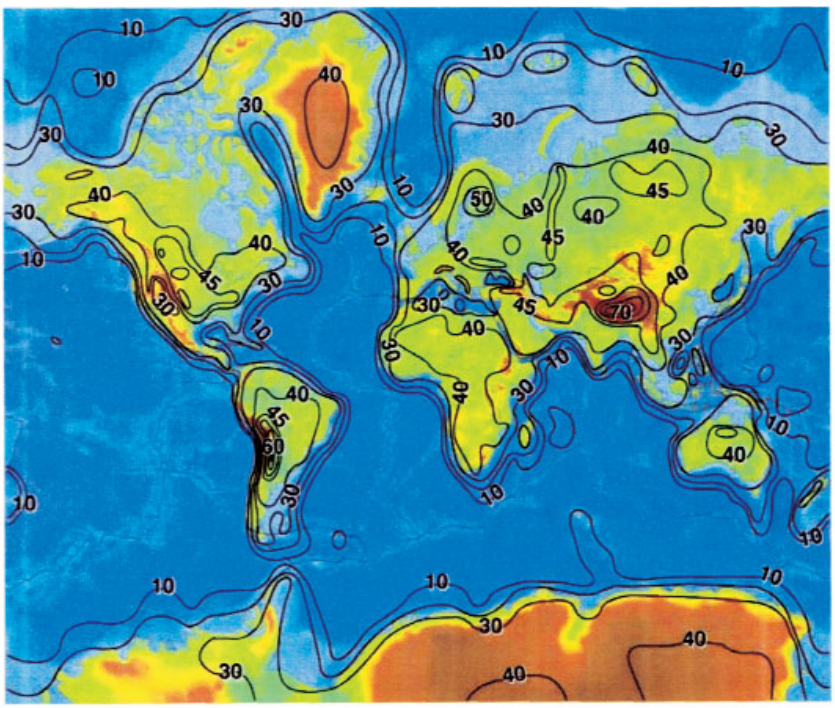
Az *óceáni kéreg* a litoszféra része és az óceáni medencék talapzatának összetétele elsődlegesen mafikus (sima) kéreg. Vékonyabb, mint a kontinentális (sial) kéreg, rendesen 10 km-nél kisebb a vastagsága, de sűrűsége nagyobb, 3,3 $gcm^{-3}$. Legfelső részén vékony üledék foglal helyet, amely hiányozhat is és legfeljebb 1 km vastagságú. Ha van, akkor a MORB közelében vékony és távolabb vastagodik.

A *kontinentális kéreg* a Föld magja mellett, a másik szélsőségesen differenciált anyag. Helyét a litoszférában a 32. ábra, összetételét a teljes földéhez és az óceáni kéreghez viszonyítva pedig a 33. ábra tünteti fel.

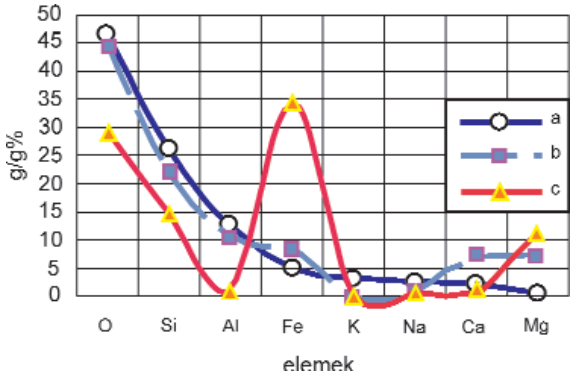
A kontinentális kéreg összetétele mind laterálisan, mind a mélység szerint nem egységes, sőt rendkívül heterogén. A mélység tekintetében azonban többé-kevésbé az a rendezési elv érvényesül, hogy a kőzetek sűrűségük szerint helyezkednek el. Legfelül főleg felzikus kőzetek foglal-




**31. ábra.** A kontinentális kéreg szerkezete
A $V_p$ sebesség értékek ($kms^{-1}$): víz: 1,5, heterogén kőzetkomplexum: 2–5, gránitzóna: 5,6–6,2, bazalt–gabbró zóna: 6,4–7,2, felső köpeny: 7,8–8,2 (PIDWIRNY, SCOTT 2010b)



**32. ábra.** A Mohorovičić diszkontinuitási felület mélységének (km) alakulása a Föld felszíne alatt (MOONEY et al. 1998)




**33. ábra.** A Föld leggyakoribb elemeinek eloszlása a: kéregben, b: köpenyben és c: a földmagban

**11. táblázat.** A földkéreg összetétele és fontosabb elemarányok RUDNICK (2005) szerint

| Oxidok, arány értékek | Kontinentális földkéreg | | | |
|---|---|---|---|---|
| | felső | középső | alsó | átlagos |
| $SiO_2$ | 66,6 | 63,5 | 53,4 | 60,6 |
| $TiÖ_2$ | 0,64 | 0,69 | 0,82 | 0,72 |
| $Al_2O_3$ | 15,4 | 15,0 | 16,9 | 15,9 |
| FeOT | 5,06 | 6,02 | 8,57 | 6,71 |
| MnO | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,10 |
| MgO | 2,48 | 3,59 | 7,24 | 4,66 |
| CaO | 3,59 | 5,25 | 9,59 | 6,41 |
| $Na_2O$ | 3,27 | 3,39 | 2,65 | 3,07 |
| $K_2O$ | 2,80 | 2,30 | 0,61 | 1,81 |
| $P_2O_5$ | 0,15 | 0,15 | 0,10 | 1,13 |
| Mg# | 46,7 | 51,5 | 60,1 | 55,3 |
| Eu/Eu* | 0,72 | 0,96 | 1,04 | 0,93 |
| hőtermelés ($\mu Wm^{-3}$) | 1,65 | 1,00 | 0,19 | 0,89 |
| Nb/Ta | 13,4 | 16,5 | 8,3 | 12,4 |
| Zr/Hf | 36,7 | 33,9 | 35,8 | 35,5 |
| Th/U | 3,8 | 4,9 | 6,0 | 4,3 |
| K/U | 9475 | 15607 | 27245 | 12367 |
| La/Yb | 15,4 | 10,7 | 5,3 | 10,6 |
| Rb/Sr | 20 | 30 | 37 | 24 |
| K/Rb | 283 | 296 | 462 | 304 |
| La/Ta | 36 | 42 | 13 | 29 |

nak helyet, a mélységgel pedig fokozódik a mafikus komponensek aránya s ezzel változik a kémiai összetétel is. A viszonyokat legjobban az Eu/Eu* értékkel lehet leírni. Mivel a köpenyből képződő kéreg csak mafikus lehet, melyben nincs Eu-anomália, a felzikus felső kéreg kialakulásához kéregen belüli gránit magma differenciálódás, mállás és szubdukciós folyamat szükséges. Az így kialakult felső kérget negatív Eu-anomália jellemzi (RUDNICK 2005 szerint –0,72), míg az alsó kéregben komplementárisan pozitív anomália lép fel. Konkrét mélységi határokat nem lehet adni, hiszen a Moho mélysége is változó, de a xenolitok származási helyei, továbbá finom szeizmológiai adatok alapján egy felső, középső és alsó szintet lehet megkülönböztetni, melyek össztételére vonatkozóan RUDNICK (2005) végzett számításokat (11. táblázat és Függelék 3–7., 3–8., 3–9. táblázat).

A kontinentális kéreg keletkezésének ideje, fejlődése számos kutató érdeklődését keltette fel és máig egységes felfogás nem alakult ki. Kontinentális kéreg összetétele nagyon különbözik a köpenyétől. Az átlagos összetétel korrekt módon az üledékes kőzetek összetételével azonosítható, hiszen ezek a mindenkori magmás kőzetek jól kevert mállott termékei. Ismerünk 3,8 G éves üledéket, amelyből kitűnik, hogy a korai kéreg mafikusabb jellegű volt a jelenleginél. A kontinentális kéreg képződésével kapcsolatban ma is három kérdés foglalkoztatja a kutatókat. (1) Miként történik a kéreg extrakciója a

köpenyből, milyen folyamatok és vajon folyamatosan vagy periodikusan zajlottak-e le az idők folyamán? (2) A kéreg hányad része vett részt a recirkulálásban és ez hogyan befolyásolta a kéreg növekedését? (3) A stabilizálódott kéreg miként és milyen időrendben differenciálódott alsó, középső és felső kéregre és mi vezetett a MOHO kialakulásához?

## KONTINENSEK KORELOSZLÁSA

A Föld közvetlenül keletkezése után olvadt állapotban (magmaóceán) volt és 100–200 millió év múlva a hűlés következében a feszínén szilárd kéregrészletek jelentek meg. Ezek később a beindult lemeztektonika működése folytán kontinensekké, szuperkontinensekké növekedtek. A jelenleg ismert szilárd felszínalakulatok időrendben a következők:

*Kezdeti idő óta (és a megjelölt időpontok között):*

Yilgarn (Jack Hills, Ausztrália) 4,4–4,3 G év, a Földön legrégibb ismert anyagban egy cirkon kristályban mért (U-Pb) radiometrikus kor[23*]
Vaalbara ~3,6 G év (Yilgarn kraton, Ausztrália) világszerte elterjedt zöldkő
Komatii formáció ~ 3,475 G év
Ur ~3 G év az első ismert kontinens (kisebb, mint Ausztrália)
Kenorland ~2,7 G év új archaikus sanukitoid[24*] kraton. Benne 2,48–2,45 G év között nagy magmatikus plumok, hozzájárulva 2,45–2,22 G év között a paleoproterozoikus eljegesedéshez
Columbia (Nuna) ~1,8–1,5 G év
Rodinia ~1,1 G év — ~750 M év
Pannotia ~600 — ~540 M év
Euramerica ~500– ~300 M év
Pangea ~300 — 180 M év
Laurazia ~300 –~60 M év
Gondwana ~600 –~30 M év
Eurázsia ~60 — jelen korig (szuperkontinens)
Amerika ~15 M év — jelen korig (szuperkontinens)
Afro-Eurázsia ~5 M év — jelen korig (szuperkontinens)

*A jelenkor után:*

Ausztrália-Eufrázia jelenkortól ~60 M év múlva,(szuperkotinens)
Ausztrália-Eufrázia-Antarktika jelenkortól ~ 130 M év múlva (szuperkontinens)
Pangea Ultima (Amasia) ~250–400 M év múlva.

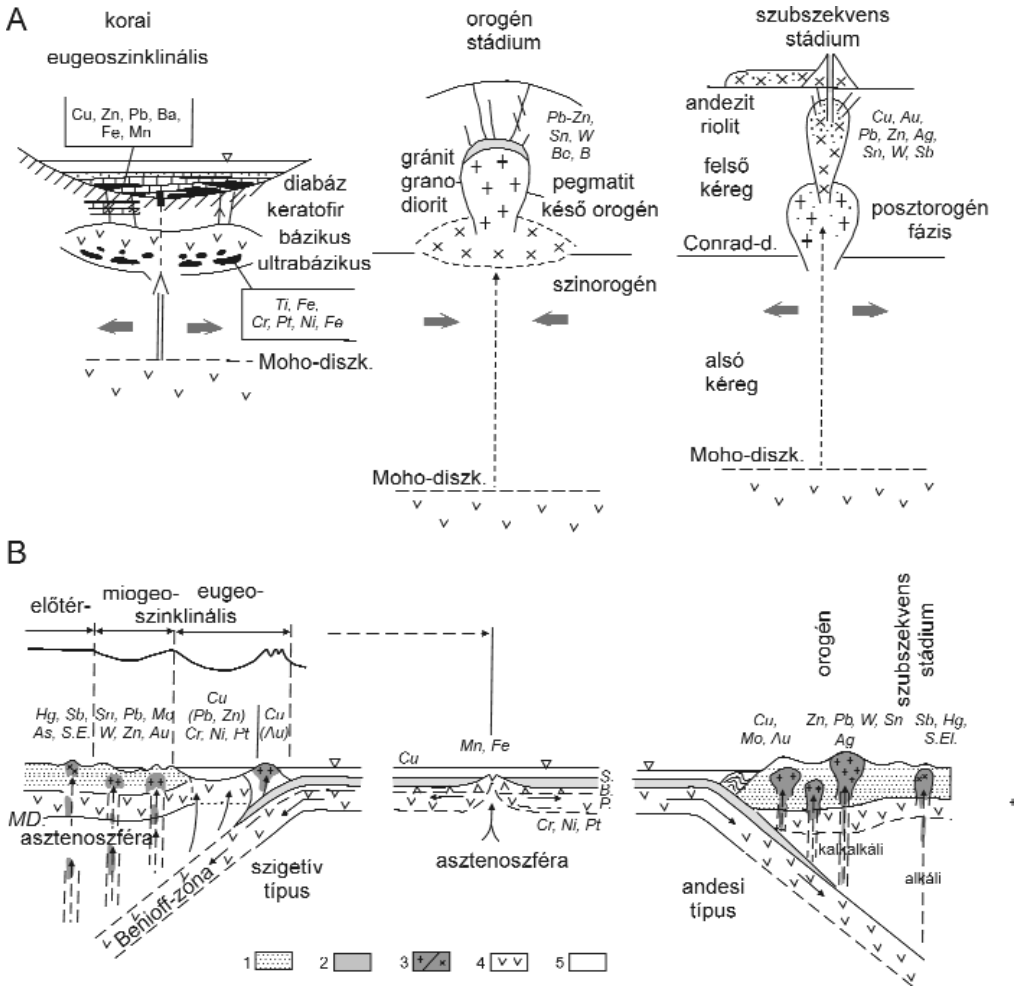
*A Föld eredete óta a tengerekben a szárazulatatokon bekövetkezett legfontosabb események:*

4,567 G év a Naprendszer keletkezése
4,54 G év a Föld akkréciója
~4 G év az aszteroida bombázás befejeződése
~3,5 G év a fotoszintézis indulása
~2,3 G év oxigénezett atmoszféra, az első „hógolyó Föld”
730-635 M év másodszori „hógolyó Föld”
542±0,3 M év a mintegy 40 féle ősalakot képviselő élőlények robbanásszerű kifejlődése, sok fosszília a paleozoikumban
380 M év az első szárazföldi gerincesek
250 M év a perm/triász határán az élőlények 90%-a kipusztul
65 M év a mezozoos a dinoszauruszok kora, amely a kainozoikum kezdetével ér véget
~ 7 M év az első Hominidák
3,9 M év az első Australopithecus, amelyből a Homo sapiens fejlődött ki
200 k év a modern Homo sapiens megjelenése K-Afrikában

## A GEOSZIKLINÁLIS ÉS LEMEZTEKTONIKAI ELMÉLET ÖSSZEHASONLÍTÁSA

A geoszinklinális és lemeztektonikai elmélet részeinek tárgyalása után érdeklődésre tarthat számot a kétféle szemlélet eredményeinek összehasonlítása a 34. ábra segítségével.

[23*] Ugyanitt Lu/Hf ≈ 1,01 (4,37 G év).
[24*] Sanukitoid kőzet: $SiO_2$ 55–60%, $K_2O$ >1%, Mg >0,6%, Sr >500 ppm, Ba >500 ppm, Cr >200 ppm, Ni >100 ppm, gazdag LREE-ben, Eu-anomália nélkül.




**34. ábra.** A: a geoszinklinális elmélet orogén stádiumai és a jellemző nyomelemek. B: a lemeztektonikai szubdukciót követő magmatizmus elemei (a szerző összeállítása)
1: kéreg, 2: üledék, 3: intruzív-effuzív kőzet, 4: szubdukáló lemez, 5: óceán (víz)

Megállapíthatjuk, hogy a lemeztektonikai és geoszinklinális elmélet fogalmai természetesen nem pontosan fedik egymást. Például a régi kontinentális tábla fogalma nem azonos a hozzá tartozó lemezével, a riftogén és lemez széli magmatizmus is különbözik egymástól, de a szubdukciós és geoszinklinális orogén folyamat magmatizmusa és az elemek eloszlásának típusa sok tekintetben összevethető.

Feltűnik, hogy a korai eugeoszinklinális eseményeit a tágulási szakaszban feltörő bázikus–ultrabázikus kőzetek (és nyomelemeik) keletkezésének tekintik, majd a nyomást kifejtő orogén szakasz gránitokat hoz és a szubszekvens stádiumban jelenik meg az andezit és riolit nagyon pontosan részletezve az ezekhez kapcsolódó nyomelemeket (ásványtelepeket).

# A KÖPENYANYAG DIFFERENCIÁLÓDÁSÁHOZ VEZETŐ FOLYAMATOK ÉS TÉNYEZŐK

Amikor a földövekben zajló átalakulási folyamatokra gondolunk, főleg a legnagyobb tömegű köpenyt tartjuk szemelőtt, mivel az itteni változások vezettek a földkéreg (amibe az atmoszférát és hidroszférát is beleértjük) keletkezéséhez. Kérdés, milyen folyamatok, milyen szabályok vezetnek a köpeny elemeinek szétválásához, térbeli elkülönüléséhez. A válasz keresése során az első feltételezés a mozgás szükségessége, mert e nélkül az elemek elrendeződése változatlan maradna. A mozgás hajtóereje hőgradiens kialakulása, amit sűrűségbeli eltérések követnek és ezek révén a gravitáció a köpeny különböző részleteit mozgásba hozza.

Amit tehát elsősorban vizsgálnunk kell az, a köpeny hőforrása, hőáramlása, az ezzel kapcsolatos olvadási, majd a felsőbb régiókban a kristályosodási folyamatok és azok a tényezők, amelyek az elemek szilárd fázisok és olvadékok közötti megoszlását szabályozzák.

Részletesebben: a köpenyből származó felszíni és felszín közeli eruptív kőzetek összetétele a következőktől függ:

1. a Föld hőháztartása,
2. az olvadáskor fennálló nyomás és hőmérséklet,
3. a forrásanyag kémiai és ásványos összetétele,
4. a parciális olvadás mértéke,
5. az elemek megoszlása (particionálódása) a szilárd anyag és olvadék között,
6. a frakcionált kristályosodás,
7. asszimiláció,
8. magmamegújulás,
9. magmakeveredés,
10. a viszkozitás jelentősége.

## A FÖLD HŐHÁZTARTÁSA

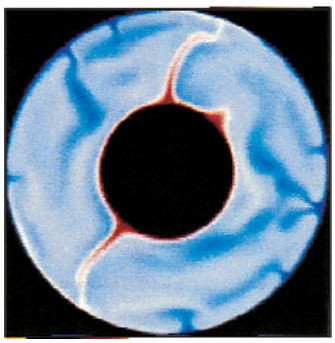
A Föld aktív égitest, ami alatt azt értjük, hogy a benne a keletkezésekor felhalmozott és a radioaktív elemek által termelt hőmennyiséget külső környezetébe s végül az űrbe vezetve mozgásban tartja tömegének tekintélyes részét. A globális hőmérsékletet

$$C\frac{dT}{dt} = H(t) - Q(t)$$

alakban szokás megadni, melyben $T$ = átlagos hőmérséklet, $C$ = a Föld hőkapacitása, $H$ = a radioaktív elemek hőtermelése, $Q$ = konvektív hővezetés.

Az akkréció során a gravitációs potenciális energia az $r^5$-tel arányosan alakult hőenergiává. Azonban nem egyszeri „energia befektetésről" van szó, mert az idők folyamán számos más forrásból is bővült. Kezdetben a naprendszer hulladékainak a Földbe csapódása mintegy 600 millió éven át növelte a kezdeti energiát. Ehhez járul a nagy felezési idejű $^{238}U$, $^{235}U$, $^{232}Th$, $^{40}K$, $^{87}Rb$, $^{26}Al$ radioaktív elemek sugárzási energiája, amely kezdetben hatszorosa, 4 G évben háromszorosa volt a mai értéknek. Egy további kisebb energia az árapály jelenségből származik, amely hő alakjában a felszínen disszipálódik. Általában elfogadott nézet, hogy az elméleti számítások alapján több 10 000 K hőmérsékletű Föld kezdetben kémiailag homogén volt, majd a fémvas szeggregációja és a belső magban végbement kristályosodása további hőtermeléssel járt. A folyékony külső mag lassú szilárdulása is a latens kristályosodási energia felszabadulásával növeli a hőmérsékletet és melegíti a felette elhelyezkedő köpenyt. Az eredetileg nagy hőmésékletű Föld az űrbe sugárzott energia miatt hűlőben van.

A hővesztést kísérő anyagáramok felszínt is befolyásoló hatása nélkül nem volnának kontinensek, földrengés, vulkáni működés, hegyek, óceánok és valószínűleg élet sem. A mai értékek előrevetítése szerint még 4 milliárd év telik el a Föld teljes kihűléséig. Az égitestek méretüktől függően különböző módon veszítik el belső hőjüket. A kisméretűek, mint a Hold, felszíne néhány 100 ezer év alatt megszilárdul. Nagy meteorit-becsapódások megnyitják az utat a magma felszínre törése előtt, amely nagy területet önt el (mare) ez által sok hőt veszít, s viszonylag gyorsan kihűl. A Mars bolygó esetében, amely



**35. ábra.** Köpeny áramok numerikus modell számítása
A vörös szín a magtól felfelé induló meleg, a kék a szubdukált anyag lefelé áramlását jelzi (BALLENTINE et al. 2002)

a Holdnál nagyobb, a Földnél kisebb égitest, a hűlési folyamat főleg a forró folt vulkanizmusa (Olympos-hegység) révén valósul meg, amely a magig terjed és onnét sok hőt közvetít a felszínre.

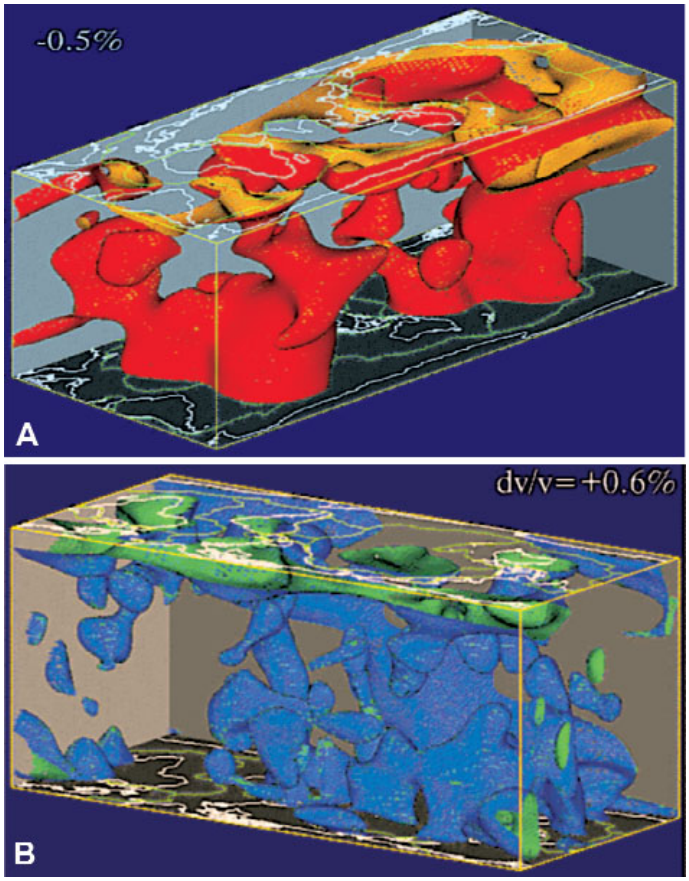
A Föld méretű égitest felülete közvetlenül a keletkezés után részben a becsapódó meteorok mozgási energiájának átalakulása miatt is olvadt magmaóceán volt (lásd 15. ábra), amelyen a felszíni megszilárdulás (~200 ezer év) és a felszíni hidroszféra kialakulása után (~4 G év) vulkánok törtek föl, de összefüggő kontinenseket még nem alkottak. Az égitest hőleadása a köpenyben a vas-nikkel mag hője által táplált hőáramok kialakulásával indult meg s tart a jelenben is (35. ábra). A hőátadás általában hővezetés útján valósul meg, azonban ha a Rayleigh-szám egy bizonyos értéket (alulról fűtött folyékony anyag esetében ~$10^3$) meghalad, akkor áramlások indulnak meg. A Föld az egyetlen bolygó, melynek hűlési folyamata áramlásokat keltett s vele a Föld minden jellegzetességét meghatározó lemeztektonikát.

A viszkozitástól is függő Rayleigh dimenzió nélküli szám a mérnöki gyakorlatban is meglehetősen nagy, a megolvadt köpenyben (magma) értéke $10^5$–$10^7$ közötti. Geológiai szempontból jelentősége nagy, mert maga a köpeny ugyan szilárd, de geológiai időtávlatot tekintve bizonyos mértékig folyékonynak tekinthető s így benne anyaggal együttes lassú hőárámlás mehet végbe (SHUN'ICHIRO KARATO 2008). A testek folyásképessége a viszkozitástól függ, amely fogalom alatt éppen a folyással szembeni ellenállást értjük. Ahhoz, hogy egy szilárd test folyását megértsük, gondoljunk a szilárd jég gravitáció hatására bekövetkező lassú mozgására.

A köpeny anyagának viszkozitása igen nagy ($10^{18}$ Pa·s), ennek ellenére van nagyon kismértékű (1–2 cm/év) folyásképessége. Meglepő és a köpeny cirkulációs rendszerére jelentős kihatású tény, hogy a folyás (cirkuláció) által szállított hő nagyobb, mint a hővezetéssel (kondukció) terjedő hőmennyiség. Így érthető, hogy a köpeny, mint egy gigantikus hőgép, a felfelé és lefelé tartó konvekciós áramlásokkal táplálja a magmaképződést s vele a kéreg kőzeteinek alakulását. A mondottakkal függ össze, hogy a D" réteg mélységében a magból származó hő hatására melegebbé s ez által kisebb sűrűségűvé vált köpenyanyag viszkozitása csökken. A CMB határától mintegy 40 km vastagságú alsó köpeny anyagában a kompressziós szeizmikus hullámok sebessége 10%-kal csökken, ami részleges olvadásra mutat. Ez annyit jelent, hogy az anyag itt eutektikus pontja feletti hőmérsékleten van, ami a hő és kémiai transzport szempontjából jelentős.

A Harvard Egyetem szeizmológiai laboratóriuma több 100 ezer földrengés P, S hullámainak tanulmányozása során meg tudta határozni a sűrűségtől függő sebességkülönbségek alapján a felfelé áramló melegebb (36. ábra, A) és a lefelé tartó hidegebb áramlatok (36. ábra, B) térbeli kiterjedését és helyzetét. A tomográfiai ábrából látható, hogy a Föld belső melegének tekintélyes része a csendes-óceáni térségen át távozik.

Az előzőekből is kitűnt, hogy a Föld hőháztartásával kapcsolatban mindenekelőtt a hőáramoknak a Föld hűlésében játszott szerepét kell vizsgálni. A Föld gravitációs akkréciója során $E_G \sim 2\times10^{32}$ J hőenergia keletkezett. Ehhez a radioaktív elemek ($^{40}$K, $^{232}$Th, $^{235}$U, $^{238}$U) bomlás révén, időben csökkenő mértékben további hőenergiával járulnak. Ha a Föld jelenlegi hősugárzását ~44 TW-nak tekintjük (POLLACK et al. 1993, STEIN, HOFMANN 1994) ennek 80%-a (31 TW) származik a köpenyáramokból, ezen belül 3–7 TW a földmagból és 20% (8 TW) a kontinentális kéregből. A konvektív hőfluxust tehát radiogén energiával kell pótolni, de a köpenyáramokból származó MORB-szegény radioaktív elemekben. Mivel 1 $\alpha$-bomlás $10^{-12}$ J energiát



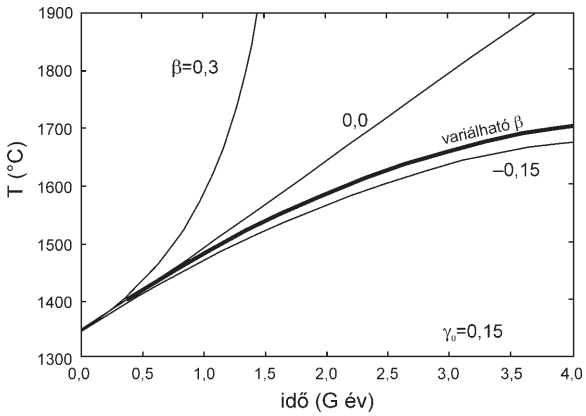

**36. ábra.** A földrengések P és S hullámainak részletes elemzésével kialakított hőáramok kiterített tomografikus képe
**A (piros)**: a melegebb és kisebb sűrűségű anyag felszín felé áramlik és **B (kék)** a felszínen lehűlt nagyobb sűrűségű anyag lefelé tartó áramlása. Látható, hogy a Föld belsejéből származó hőenergia tekintélyes része a Csendes-óceán térségéből távozik (DZIEWONSKI, ANDERSON 1981)

szabadít fel, a 6 ppb U, 32 ppb Th és a 100 ppm K összesen ~9 TW energiát termel (12. táblázat) vagyis úgy tűnik a köpenyben hőhiány van. A problémát a Föld hőtörténetének figyelembe vételével tanulmányozhatjuk.

Már Urey 1955, 1956 foglalkozott a köpeny hőáramai és a radiogén hő viszonyával. A Urey-aránynak ($\gamma_o$) nevezett értéket ~0,16-nak találták (KORENAGA 2008), de ezt túl kicsinek vélték, mert ilyen érték mellett extrém meleg köpenyt kell feltételezni az archaikumban (>2,5 G év) s ez nem egyeztethető össze az archaikus komatiitek mineralógiájával. KORENAGA (2003) a köpeny adott $\gamma_o$ értéke mellett a konvekció általános formulájából indul ki:

$$Nu \propto Ra^{\beta}$$

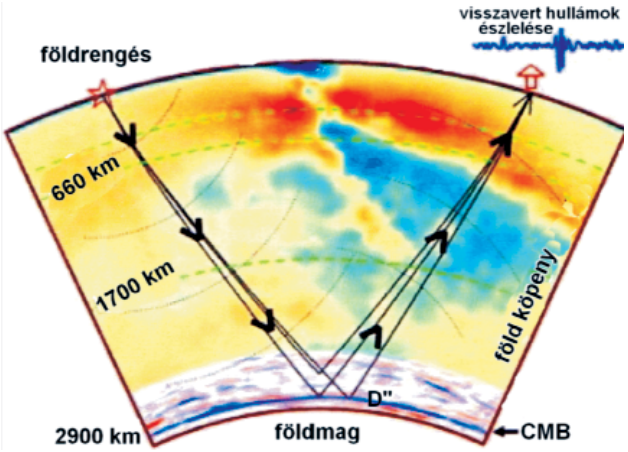
*Nu* = Nusselt-szám, nem dimenzionált hőfluxus, *Ra* = Rayleigh-szám. Ez fordítottan arányos a köpeny viszkozitásával, amely viszont függvénye a hőmérsékletnek. A fenti formula tehát a felszíni hőfluxus és a köpeny hőmérséklete közötti összefüggés érzékenységét jelenti, amit a β-kitevő fejez ki. Ennek értékét korábban 0,3-ra tették, de a köpeny reológiáját figyelembe véve CHRISTENSEN (1985) 0,1-re módosította. A β különböző értékeivel számolva a Urey-arányok is szélesebb határok között változnak. Ha a hőáramlás 36 TW, a Föld hőkapacitása $7\times10^{27}$ $JK^{-1}$, a hőmérséklettől függő viszkozitás aktivációs energiája 300 $kJmol^{-1}$ és figyelembe véve a radiogén hőenergiát, továbbá a köpeny jelenlegi potenciális hőmérsékletét (1350 °C), és a Urey-arányt 0,15-nek tekintve a 37. ábra tünteti fel a 4 milliárd év hőmérsékleti variánsait. Ahhoz, hogy értelmezhessük a jelenlegi hőfluxus β=0,3 értékét, oly kicsi Urey-arányt és intenzív hűlést kell feltételeznünk, amely 1 Ga időben „termális katasztrófához" vezethetett volna. Az archaikumra elfogadható mérsékelt hőmérsékletet a β=0,3 érték esetén 0,7 Urey-arány adhatna. Azonban a β csökkenésével egy plauzibilis hőtörténet adódik ~80 K G $év^{-1}$ szekuláris hűléssel[25*]. A 37. ábrán a Föld hőtörténetének modellje szerint a lemeztektonikai dinamikát 4 milliárd évre kell visszavezetni. E nélkül β=0,3 esetében a felszín gyorsan magmaóceánná változna, amint az a hadeani korban történt. A lemeztektonika tehát korán beavatkozott a hőháztartásba és drasztikusan megváltoztatta a Föld hűlési sebességét.




**37. ábra.** A Föld köpeny 4 milliárd évre terjedő hőmodellje
Az Urey arány jelenlegi értéke minden görbe esetében 0,15. A görbékhez eltérő β-értékek tartoznak (KORENAGA 2003)

A Föld hőháztartásáról összefoglalóan a következőket állapíthatjuk meg. A Föld gravitációs akkréciója során $E_G$ = $2\times10^{32}$ J hőenergia keletkezett. Ehhez a radioaktív elemek (K, Th, U) bomlás révén, időben csökkenő mértékben további hőenergiával járultak. A kontinensek gránitjaiból 4% K-, 50 ppm Th-, 20 ppm U-koncentráció mellett 10 $\mu Wm^{-3}$ energia származik s ez a teljes kontinentális hőveszteség 80%-át fedezi. Ezzel szemben a MORB-típusú óceáni kéreg 8 ppb U-, 2 ppb Th- és 100 ppm K-tartalma összesen 6 TW hőenergiát termel. Az üledékes kőzetek rossz hővezető képességük miatt visszatartják a hőt s ezért az ilyen medencék nagy kéreghőmérsékletűek.

A magból, kétszeres hővezetési bizonytalanságot figyelembe véve, 50–100 $mWm^{-2}$ hő távozik a hidegebb D" réteg irányába s így a teljes hőveszteség 7,5~15 TW. A mag és köpeny határán a hőmérséklet 3950±200 K, de a közvetlenül mag fölötti D" réteg az újabb, érzékenyebb szeizmológiai vizsgálatok szerint mind hőmérsékleti, mind fázisösszetételbeli szempontból bonyolultabb szerkezetű (38. ábra).




**38. ábra.** A köpeny/mag határa közeléből visszaverődő P, S kis sebességű hullámok posztperovszkit szerkezetű lencsék elszórt jelenlétét mutatják (NELSON 2003)

**12. táblázat.** Radioaktív elemek hőtermelése (CLARK, TUREKIAN 1979)

| Radioaktív (eredeti) elem | Radiogén (utód) elem | Radiogén és radioaktív elem |
|---|---|---|
| K | He | Bi |
| Rb | Ar | Po |
| In | Ca | At |
| La | Sr | Rd |
| Sm | Xe | Fr |
| Lu | Ba | Ra |
| Th | Hf | Ac |
| U | Sn | Pa |
| | Ce | |
| | Nd | |
| | Os | |
| | Pb | |

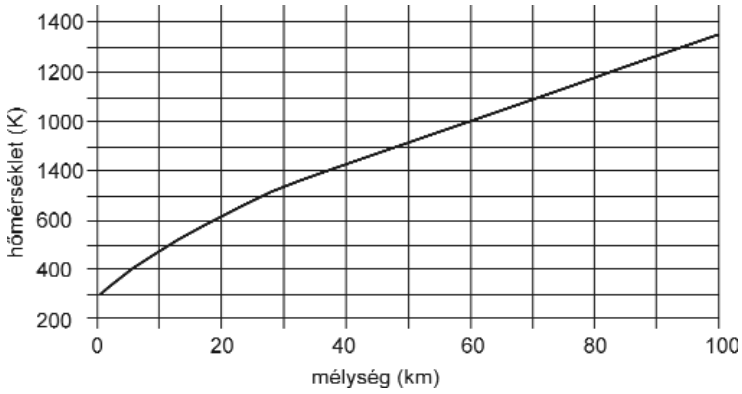
[25*]Dél-Afrikai kimberlitek gránát-peridotit xenolitjeinek Sm/Nd időmérésével 40–105 °C G $év^{-1}$ hűlés sebességet mértek. Ebből következik, hogy a szubkontinentális litoszféra hőmérséklete lassan változik.

A Csendes-óceán közepén végzett vizsgálatok jelzik, hogy a *perovszkit* szerkezetű $MgSiO_3$ anyag a köpeny/mag határ (CMB) fölött 150–300 km-re, a nyomás hatására egy 2300 km széles 250 km magas *posztperovszkit* kristályszerkezetű lencsébe megy át, de a mélység növekedésével visszaalakul perovszkittá (SUN et al. 2007, HILST et al. 2007). A visszaalakulás magyarázata az, hogy a mag felől érkező hő gyorsan melegíti a lencsét és kompenzálja a nagy nyomás kristályszerkezet átalakítására gyakorolt hatását. LAY et al. (2004) szerint ez az első termométer, amely lehetővé teszi a Föld félsugara táján a hőmérséklet meghatározását.

Újabban az az elgondolás is felmerült, hogy a köpeny/mag határától eredő hőáramok (plumok) a posztperovszkit lencsék széleiről indulnak és a felszínen forró foltok alakjában törnek föl. E feltételezés egyik alapja az, hogy egy ilyen lencse súlypontjának felszíni vetülete a Hawaii-szigetektől DNy-ra, tehát a forró foltok egyikének közelében található.

A Föld teljes keresztmetszetében a hőmérséklet alakulása mai ismereteink szerint a középpontól kifelé a következőképpen alakul. Ha a belső mag kizárólag vasból állana, akkor a belső/külső mag határán a hőmérséklet ~7000 K lenne. A jelentős S-, O-, H-tartalom miatt azonban az eutektikus összetétel hőmérséklete 4500 K és a külső mag/köpeny határán ~3900 K. A köpeny hőmérséklete a külszíntől a mélységgel nem egyenletesen növekszik. A kéregben az átlagos 25 $Kkm^{-1}$ hőmérsékleti grádiens, mely a 10–500 $Kkm^{-1}$ között érték átlaga, a fiatal óceáni lemezekben kisebb, mint a kontinentális lemezeken. Az eltérés azzal magyarázható, hogy az óceáni lemezek a hőutánpótlást (96%-ban) csak a köpeny hőáramaiból kapják, míg a kontinentális lemezeken a radioaktivitásból is jelentős hő származik. A mélység felé a gyors csökkenés lassul és 400–660 km mélységben már csak 0,3–0,5 $Kkm^{-1}$ (39. ábra). Lehetséges, hogy 660 km mélység és a D'' réteg hőmérsékleti határértéket is jelent.

A teljes Föld különféle eredetű hőtartalmának űrbe kisugárzott hányadát pontosan meghatározni nem lehet. A különféle modellek eltérő számértékekhez jutnak. A hőveszteség valószínűleg 74%-ban a lemeztektonikai aktivitásból, 17%-a radiogén és 9%-a forró foltok tevékenységéből ered. A Föld felszínén mért sok ezer adatból a hőfluxus[26*] 0,09 $Wm^{-2}$ ami a kőzetek rossz hővezetőképessége[27*] miatt a Föld belső hőjének kismértékű csökkenését jelenti. A Föld hűlőben levő égitest, de jelen tömegének még 99%-a 1000 °C-nál nagyobb hőmérsékletű és csak 1%-a kisebb 100 °C-nál.



**39. ábra.** A hőmérséklet alakulása a köpenyben a mélység függvényében (NELSON 2007)

Röviden szólunk BUTLER et al. (2005) értelmezéséről a köpeny hőhiányára vonatkozóan. Szerintük a hiányt a magban mintegy 600 ppm kálium radioaktív bomlása pótolja, ez azonban azt is jelentené, hogy a belső mag kora 1756 M évnél nem lehetne idősebb, ami azonban ellentmond jelenlegi felfogásunknak.

Itt kell röviden megemlíteni a geotermikus folyadékok (ezen belül a hidrotermás folyadékok) áramlását is (advekció). Ezek a parciális olvadás során az olvadékban gyülekeznek s ennek megfelelően gazdagok vízoldható inkompatibilis elemekben. A felszín felé haladva hőtartalmukat konduktív vezetéssel a környező kőzeteknek adják át. Lassú áramláskor mélyfúrásokkal térképezhető hőkoszorú alakul ki. Ha a felhatolás gyorsabb, mint a hőátadás, akkor a felszínen meleg források, gejzírek, fumarolák jelennek meg.

## A FÖLD FELSZÍNI HŐMÉRSÉKLETE

A felszíni hőmérséklet alakulása tárgyunknál fogva azért fontos, mert a felszíni időjárási zónák fontos befolyást gyakorolnak a mállási folyamatokra s egyúttal az elemek differenciálódására is. Különféle üledékes kőzetek keletkeznek, és ha ezek nagy mélységbe jutnak le, messzemenően befolyásolják a keletkező, vagy feltörő magmák elemi összetételét.

A földfelszín hőmérséklete bonyolult folyamatok kényes egyensúlyának eredményeként alakul ki. A két fő tényező a Föld eredeti hőtartalmának szekuláris kisugárzása és a Napból érkező hőenergia. A belső hő alakulását a konvekciók és a radioaktív elemek szerepét már láttuk. A Föld melege kisebb részben vezetés, nagyobb részben áramok útján vulkánok közreműködésével kerül a felszínre az óceánokba, atmoszférába és sugárzódik a világűrbe. A legtöbb hőenergiát az óceánok sugározzák ki (101 $mWm^{-2}$) míg a kontinensek nem sokkal több, mint felét (65 $mWm^{-2}$), az átlagos érték 87 $mWm^{-2}$.

Összehasonlítva e belső és a Nap felől érkező külső hőenergiát, a következőket állapíthatjuk meg. A világűrből a felszínre érkező napenergia kb. 50 000-szer nagyobb a felszínen működő többi energiához képest s ez működteti nagy tömegek mozgatásával a hidroszféra, atmoszféra rendszerét és az üledékképződést. A Napból származó energia húszszor nagyobb, mint a magmatizmus, metamorfózis és tektonikus folyamatok által képviselt összes energia.

[26*] Hőfluxus = geotermikus grádiens × termális vezetőképesség; a geotermikus gradiens= $\Delta T/\Delta z$.
[27*] A kőzetek átlagos hővezetőképessége 200-szor kisebb, mint a fémrézé.

A Földre érkező napsugárzás energiája $S_o$ = 342 $Wm^{-2}$. Ebből 103 $Wm^{-2}$ azonnal visszaverődik (albedo), tehát a keresztmetszetben abszorbeált hőenergia $E_{in}$ = 239 $Wm^{-2}$. Ahhoz, hogy a földfelszín hőmérséklete állandó maradjon, tehát egyensúly esetén, a Napból érkező sugárzás, más energiává át nem alakult részének, távoznia kell. Minden test s így a Föld is 0 K felett energiát sugároz, amely arányos a hőmérséklet negyedik hatványával és a Stefan-Boltzman-állandó (ó=5,67×$10^{-8}Wm^{-2}K^4$) szorzatával.

$$T = \sqrt[4]{\frac{S_o}{4\sigma}}$$

az albedó maradék energiát (1-A) figyelembe véve a

$$T_o = \sqrt[4]{\frac{S_o}{4\sigma}}\,(1-A)$$

$$T^4 = 3{,}9\times 10^{-9}K^4$$

amiből a Föld felszíni hőmérsékletére $T$ = 255 $K$ adódik. A földfelszín átlagos hőmérséklete azonban ennél 33 K-nel nagyobb, vagyis 288 K (=15 °C). A különbség az üvegházhatású gázok nagy hullámhosszú sugarakat visszaverő hatásának következménye.

Manapság megállapítható az atmoszféra globális melegedése, ennek természeti okát azonban még nem tudjuk, de a gyorsulás valószínűleg az iparosodás következménye lehet[28*]. A melegedés tendenciája Huang et al. (1996) szerint 5 évszázadra megy vissza, igaz ennek fele egyedül a 20. századra esik.

A légköri melegedés köztudott, de kevéssé ismert, hogy a felszín alatti talaj is melegszik, jóllehet nyilvánvaló, hogy az antropogén beavatkozás a hőfolyamatokba következményeiben nem csak felfelé (az atmoszférába), hanem lefelé (az alapkőzetbe) is eljutott. A fúrásokból és a világ meteorológiai adataiból számítva a 20. században $10^{22}$ J hőenergia került a kontinentális talajba, tehát nemcsak az atmoszféra, hanem a talaj is melegszik. A talaj melegedése az északi félgömbön nagyobb (5 évszázad alatt ~1,1 K) mint a déli félgömbön (0,8 K). Ha a melegedés folytatódik, a 21. században ötször több addicionális hőenergia halmozódik fel, mint a 20. század utolsó 35 éve alatt. A globális klímahelyzet az atmoszféra esetleges mesterséges hőstoppja esetén sem állítja meg azonnal a hőemelkedést az atmoszférában, ehhez ugyanis a talaj 0,7 K hűlése is szükséges lesz a 21. században. A melegedést az urbanizáció fokozta fel, de nem csak a légkörben, hanem a felszíni alapkőzetben (talajban) is. Az USA lakosainak 80%-a városban él és az urbanizáció nem csak a légkör cirkulációját változtatja meg, hanem a hulladékhő a talajt is melegíti. Bár itt vezetéses terjedésről van szó, szemben a légkörrel, de a hatás annál tartósabb. A michigani egyetemen foglakoztak Kína hőáramlási kérdéseivel például DNy-Kínában, amely egy kollíziós orogén terület, a fluxus 40–100 $mWm^{-2}$ átlagosan 65 $mWm^{-2}$. Az Észak-Kínai-medence megfigyelt hőfluxusa ennél kisebb, a kéreg kisebb radiogén hője miatt. Az analízis kimutatta, hogy DNy-Kínában és Tibetben a kéreg melegebb a köpeny hidegebb és Kelet-Kínában a kéreg hidegebb és a köpeny melegebb a folyamatban levő köpenyfeláramlás és kéregtenzió miatt.

## FORRÁSANYAG KÉMIAI ÉS ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELE

A kéregképződés anyaga a kéreg típusának függvénye. Az óceáni kéreg riftes hátságokban megjelenő magmái, úgy látszik közvetlenül a felső köpenyből származnak. Az óceáni szigetek vulkánjainak anyaga azonban, éppen a nyomelemek tanúsága szerint, a köpeny mélyebb részéből erednek. Egyes típusairól, a hotspotokról pedig felteszik, hogy anyaguk a köpeny/mag határáról indulnak a felszínre.

A kontinentális kéreg anyaga közelítőleg kétféle anyagból eredeztethető. Egyesek közvetlenül a kontinensek alatti köpeny mafikus anyagából frakcionált kristályosodás különféle mértéke szerinti változatban alakulnak ki, jelentős részük a mélykéreg újraolvadásából származik és előfordulnak C/M határról érkező (hotspot) anyagok is.

## AZ OLVADÁSKOR FENÁLLÓ NYOMÁS ÉS HŐMÉRSÉKLET

A felső köpeny anyaga szilárd halmazállapotú és a felszíntől számítva 60–100 km mélységben kezd olvadni. A szilárd kőzet, amelyből a magma kifejlődik, különböző ásványokból áll, és olvadása fokozatosan, az összetétel, nyomás,

[28*] A geológiai múltban a jelenleginél nagyobb ingadozások is előfordultak és az utolsó 1G év időben a felszín átlagos hőmérsékelete mostaninál nagyobb volt.

hőmérséklet függvényében bonyolult módon megy végbe. Az ásványszemcséket körülvevő olvadt részek összekapcsolódnak és az itt uralkodó nyomás hatására eredeti környezetüktől elválva kipréselődnek és magmává alakulnak. Külső anyagok nagymértékben megváltoztatják az eredeti anyagok olvadáspontját. MÉDARD, GROVE (2006) szerint a peridotit kellő mennyiségű víz jelenlétében már 100 km mélységben (800 °C) olvadni kezd, míg vízmentes környezetben olvadáspontja 1500 °C fölött van. A szubdukciós zóna mögött felszínre törő andezit- és riolitlávák óriási vízgőztartalma is világosan utal e folyamat megvalósulására. A $CO_2$ szerepe nem ennyire intenzív, a kísérleti adatok mégis azt mutatják, hogy $CO_2$ jelenlétében a peridotit szolidusz görbéje mintegy 200 °C -al alacsonyabban van. A szén-dioxid már 70 km feletti mélységben hozzájárul olyan kőzetek képződéséhez, mint a nefelinit, karbonátit és kimberlit.

## RÉSZLEGES ÉS FRAKCIONÁLT OLVADÁS

A lemeztektonikai szemlélet az ezzel kapcsolatos jelenségekben a hőháztartási folyamatokra is felhívta a figyelmet, abban az értelemben, hogy a lemezek súrlódása, a magmatömegek emelkedése (nyomáscsökkenése) és hőátadása növelhetik a környezet hőmérsékletét és lokálisan részleges vagy *frakcionált olvadáshoz* vezetnek. Ennek feltételezésére azért van elkerülhetetlen szükség, mert a köpeny szilárd kristályos állapotban van, amelyben az anyagmozgás földtani értelemben is rendkívül lassú.

A parciális olvadás magában foglal olyan jelenségeket, melyeket a frakcionált kristályosodás során említettünk, de nem az olvadékból szilárd fázis kialakulásával, hanem ellenkezőleg, a szilárd fázis részleges megolvadásával, amit hűlés után természetesen szintén kristályosodás követ, de már az eredeti magmáétól eltérő összetételű olvadékból. A parciális olvadás voltaképpen elsődleges folyamat, mert ez vezet a MORB és óceáni kéreg, és tágabb értelemben a kontinentális kéreg kialakulásához, valamint a felső köpeny inkompatibilis elemekben történő elszegényedéséhez.

Olvadás következhet be a szétnyíló hasadékokban (tengeri hátságok), lemezközti magmatizmus (forró foltok, óceáni szigetek) esetében, szubdukáló lemezekben. A mélyebb köpenyből felfelé tartó, mert nagyobb hőmérsékleténél fogva kisebb sűrűségű, de a nagy nyomás miatt szilárd halmazállapotú tömegeknek a fölös hőmennyiségük kisebb nyomás alá jutva olvadást indít meg (*dekompressziós olvadás).* A nedves és száraz olvadás ellentétes menetében a $H_2O$-, OH-, $CO_2$-tartalom növeli az olvadási hajlamot (pl. 0,8% $H_2O$, 100 °C) más tényezőkkel egyetemben, s mint inkompatibilis „nyomvegyületek" parciális olvadás során az olvadékba mennek át. A legtöbb olvadék a óceánközépi hátságok vulkanizmusa során képződik (29 $km^3$ $év^{-1}$) és a bazalt képződéséhez a peridotit 5–20%-os olvadása szükséges 10–70 km mélységben.

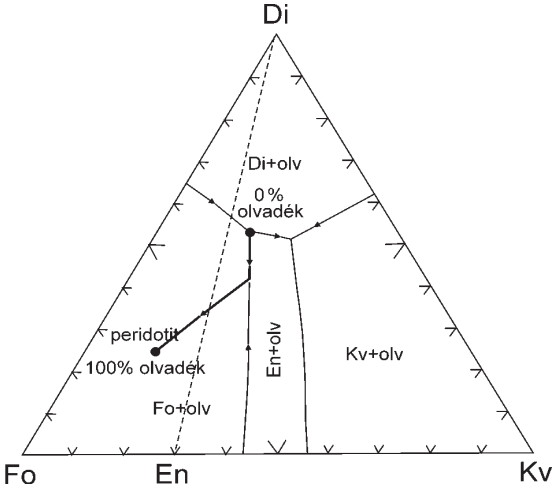
Az olvadási folyamatban megkülönböztetünk:

$$\textit{halmazati olvadást}\ C_f/C_o = 1/[F+D\,(1-F)]$$

$$\textit{frakcionált olvadást}\ C_f/C_o = (1/D)\,(1-F)^{((1/D-1))}$$

$$\textit{akkumulált frakcionális olvadást}\ C_f = (C_o/F)\,(1-(1-F)^{(1/D)}$$

amelyben F a folyékony fázis frakciója, $C_o$ az elem eredeti koncentrációja az eredeti szilárd fázisban, $C_f$ az elem koncentrációja az olvadékban, D az elem partíciós koefficiense az ásvány-olvadék rendszerben. Az inkompatibilis elemek az olvadékba mennek (D<1), a kompatibilis elemek pedig visszamaradnak a nem olvadt részben (D>1).



**40. ábra.** Részleges olvadás a FoDiKv rendszerben (NELSON 2007)

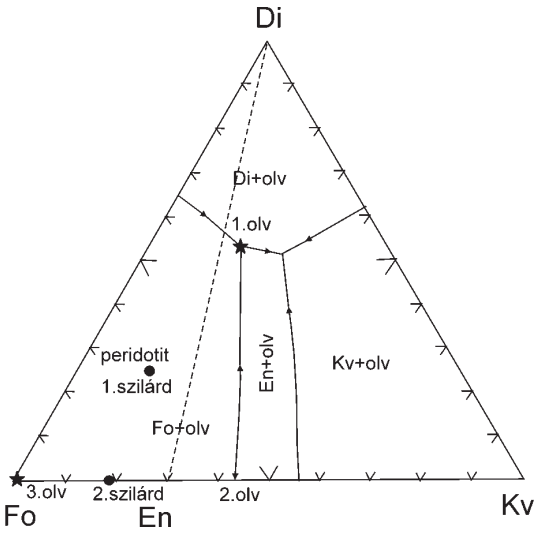
Mindezek a folyamatok nyomelemarányokkal követhetők. Az elszegényedett köpeny és a kéreg egymást kiegészítő összefüggése a teljes szilikát-Földben:

$$BSE = CC(x) + DM(1-x)$$

Ha többkomponensű kőzet olvad, akkor az inkongruens olvadású folyamat valamilyen hőmérsékletközben zajlik, miközben az olvadék összetétele folyamatosan változik és a legkisebb olvadáspontú fázisokban gazdagodik. Tekintsük a 40. ábrát, amely egyszerű Fo-Di-Kv háromkomponensű rendszer és ebben egy közelítőleg peridotit (Ol, Cpx, Opx) összetételből induljunk ki. Ebben a rendszerben az olvadás akkor indul meg egy peritektikus pontban (Függelék 6), amikor a Di, En és Ol egyensúlyban van az olvadékkal. Az olvadék összetétele mindaddig a peritektikus pontban van, amíg minden diopszid

megolvad, ami összesen ~23% anyag megolvadását jelenti. Ez után az olvadék összetétele az ensztatit és olivin határán halad (vastag vonal) amíg az ensztatit abszorbeálódik s ekkor a peridotit irányába fordul.

Ha az olvadás 100%-os, akkor az olvadék összetétele természetesen azonos a kiindulási anyagéval. Amennyiben frakcionált olvadásról van szó, az előző példával ellentétben olvadék nem marad vissza, hanem teljes elvonásra kerül a folyamat bármely állapotában. A 41. ábrán ismét peridotitból kiindulva az olvadás szintén a peritektikus pontban kezdődik 1. olvadék összetétellel („1. olv"). Ilyen olvadék mindaddig keletkezik és eltávolítható, amíg a diopszid teljesen megolvad. Ha az olvadék ebben az állapotban eltávozott, akkor a maradék rendszer már csak ensztatitból és forsteritből áll („2. szilárd" fázis). Ekkor a hőmérsékletemelkedés a „2. olv"-nak megfelelő olvadékot produkálja, s az olvadás addig folytatódhat, amíg az összes ensztatit megolvad. Az olvadék eltávolításával csak tiszta forsterit marad vissza, amely nagyobb hőmérsékleten a forsteritolvadékot adja.




**41. ábra.** Frakcionális olvadás a FoDiKv rendszerben (NELSON 2007)

## A PARCIÁLIS OLVADÁS MÉRTÉKE

A szilárd test olvadási folyamata és mértéke (F vagy *f*) fontos tényezője a végleges kőzet karakterének. Az olvadást a hőmérsélet, nyomás és az ásványos összetétel határozza meg, mértéke pedig meghatározó a kialakuló magma jellegére. A parciális olvadás mértékéül 1–2% kicsi, ~20% közepes,~60% nagy értékeket szokás elfogadni. Kis mértékű (értelem szerint nagyobb mélységben kialakuló) parciális olvadás esetén növekszik az inkompatibilis elemek (K, Ba, Cs, Rb) koncentrációja. A keletkező kőzetek mészalkáli (K, Na, Ca) vagy peralkáli típusúak: lamprofírok, kimberlitek, nefelintartalmú kőzetek, mint alkáli bazaltok, essexitek, karbonátitok.

A kontinentális *kéreg* olvadási mértéke különböző lehet. Kis parciális olvadás pegmatitokat, a nagyobb mértékűek gránit összetételű eutektikus olvadékot hoznak létre, melyből tonalit, granodiorit, monzonit kőzet fejlődik.

Ha egy kőzet megolvad, *primer olvadéknak* tekintjük, mert semmilyen differenciációs folyamaton nem esett keresztül. A természetben ritkán találkozunk primer magmával. Ilyenek pl. a migmatit leukoszómája, a lamprofírok, nefelinitek, kimberlitek. Gyakran fordul elő azonban olyan *parentális* magma, amely ugyan nem primer, de belőle, mint kiindulási magmából frakcionált kristályosodással többféle kőzet vezethető le. A frakcionált olvadás mértékét nyomelemekkel lehet követni, mert a differenciálódással növekszik az inkompatibilis elemek (pl.K, Ba, Cs, Rb) koncentrációja (részletek Függelék 9.1-ben).

## AZ ELEMEK MEGOSZLÁSA (PARTICIONÁLÓDÁSA) A SZILÁRD ANYAG ÉS AZ OLVADÉK KÖZÖTT

A Föld keletkezéséről, majd az azóta eltelt idő alatt lezajlott differenciálódási folyamatokról szóló ismereteinket a kőzetek kémiai elemzése és a nyomelemek, izotópok vizsgálatának elterjedése révén szereztük. A nyomelemek 0,1%-nál kisebb gyakoriságának jelentősége az, hogy a kis koncentráció miatt teljesen passzívak, elhanyagolható hatással vannak a folyamatok öszetételének végeredményére, de kémiai változatosságuk következtében a folyamatok különböző irányához kapcsolódnak. Ezért a *partíciós koefficiensek* révén kifejezésre jut a folyamat által megtett genetikai útvonal. Ehhez, a kis mennyiség miatt, a meghatározásokat nagy pontossággal kell végezni, amit az analitikai kémia, különösen a tömegspektrometria rendkívüli fejlődése, manapság szub-femtogramnyi ($<10^{-15}$ g) tömegek pontos mérésével tesz lehetővé.

Az elemek eloszlására a különféle ásványokban, kőzetekben, övekben, elsősorban a megoszlási jelenség van befolyással. Ha megvizsgáljuk, hogy főelemekből és számos nyomelemből álló olvadék, nem teljes kristályosodása során, adott nyomelem teljes mennyiségének hányad része található a szilárd anyagban és mennyi az olvadékban, kitűnik, hogy az eloszlás nemcsak nem tömegarányos, hanem esetről esetre eltérő értékeket kapunk. E többféle okra visszavezethető jelenség során, ha az olvadék és szilárd anyag térben elválik egymástól, mert pl. az olvadt rész kipréselődik a rendszerből,

vagy a kristályos termékek sűrűségük okán elkülönülnek egymástól, előttünk áll az a folyamat, melyet a differenciáció egyik fő változatának tekintünk.

Valamely komponensre (i) a két állapot közti egyensúly esetén az egyensúlyi állandó (K):

$$K = \frac{a_i^{szilárd}}{a_i^{folyadék}}$$

A megoszlási koefficiens (D) konkrét vizsgálata során a következő egyenleteket használják:

Nernst megoszlási (partíciós) koefficiens ${}^{\alpha/\beta}D_i$

$${}^{\alpha/\beta}D_i = \frac{mért\,(i)\ frakció\ \alpha\ fázisban}{mért\,(i)\ frakció\ \beta\ fázisban}$$

Moláris megoszlási koefficiens

$${}^{\alpha/\beta}D^*_i = \frac{moláris\,(i)\ frakció\ \alpha\ fázisban}{moláris\,(i)\ frakció\ \beta\ fázisban}$$

$$\text{Egyensúlyi állandó} = K_i^{\alpha/\beta}\ \frac{(i)\,aktivitása\ \alpha\ fázisban}{(i)\,aktivitása\ \beta\ fázisban}$$

$$\text{Feszültség kompenzáló megoszlási koefficiens} = {}^{\alpha/\beta}D^{n+}_{0(M)}$$

ebben: $n^+$ az ion töltése, 0 tetszőleges ion, M a helyettesítendő rácspont.

A megoszlási koefficiens függvénye az ásványnak (különösen kristályszerkezetének), a szóban forgó elemnek, hőmérsékletnek és nyomásnak. Utóbbit különösen figyeleme kell venni, mert az 1 és 3 értékű kationok partíciós koefficiensei nagyon érzékenyek a nyomásra és növekvő értékük ellentétben áll a 2 vegyérékű Ni, Co, Fe elemek csökkenő koefficienseivel. A bazalt és andezit fontosabb ásványaira és néhány elemre vonatkozó D értékeket a 13. táblázatban tüntettük fel. A D érték nemcsak egyes ásványokra érvényes, hanem a kőzetre is kiszámíthatjuk az egyes ásványokra vonatkozó súlyozott értékek összege gyanánt. Erre akkor van szükség, amikor valamely nyomelem ún. kompatibilitását egy kőzetre vonatkozóan kívánjuk megállapítani. Például a felső kéreg összetétele: olivin 57%, ortopiroxén 17%, klinopiroxén 12%, gránát 14%. Ekkor pl. a neodímium összevont particionális megoszlási értéke:

$D_{Nd}$ = (0,57×0,006) + (0,17×0,03) + (0,12×0,230) + (0,14×0,026) = 0,0397, ami azt jelenti, hogy a szóban forgó „kőzetben" nagyon kevés Nd lép be.

Az is előfordul, hogy a négy vegyértékű nagy töltésű elemeket (HFSE) egymással és különösen a többnyire mért $Ti^{4+}$ koncentrációval arányosnak tekintik a helyettesítés során. Valójában ez a $Ti^{4+}$-nek csak ama hányadával tehető meg, amely a kristályrács azonos szerkezeti pontjában helyettesít. Pl. a Zr és Hf a pargasit és kaersutit amfibol M2 pozíciójában van, de ha richterit is jelen van, akkor inkább ennek M1 pozíciójában foglalnak helyet. Ezzel szemben a Ti a torzult koordinációban rövidült Ti–O3 távolság miatt inkább az M1 jelű pozíciót részesíti előnyben (Oberti et al. 2000). Ilyen esetben a Ti és Zr, Hf partíciós koefficiense különbözik egymástól.

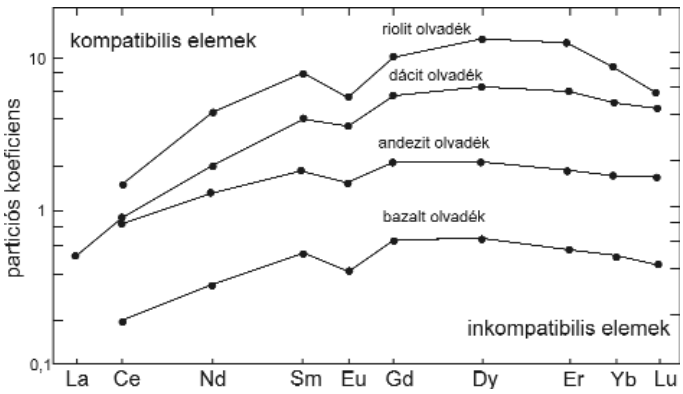
**13. táblázat.** Bazalt, andezit ásványai és néhány elem megoszlási értékei ($K_D$) folyékony és szilárd állapot között (Rollinson 1993)

| Elem | Olivin | Opx | Cpx | Gránát | Plagiokl. | Amfibol | Magnetit |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Rb | 0,010 | 0,022 | 0,031 | 0,042 | 0,071 | 0,29 | |
| Sr | 0,014 | 0,040 | 0,060 | 0,012 | 1,830 | 0,46 | |
| Ba | 0,010 | 0,013 | 0,026 | 0,023 | 0,23 | 0,42 | |
| Ni | 14 | 5 | 7 | 0,955 | 0,01 | 6,8 | 20 |
| Cr | 0,70 | 10 | 34 | 1,345 | 0,01 | 2,00 | 7,4 |
| La | 0,007 | 0,03 | 0,056 | 0,001 | 0,148 | 0,544 | 2 |
| Ce | 0,006 | 0,02 | 0,092 | 0,007 | 0,082 | 0,843 | 2 |
| Nd | 0,006 | 0,03 | 0,230 | 0,026 | 0,055 | 1,340 | 2 |
| Sm | 0,007 | 0,05 | 0,445 | 0,102 | 0,039 | 1,804 | 1 |
| Eu | 0,007 | 0,05 | 0,474 | 0,243 | 0,1–1,5 | 0,557 | 1 |
| Dy | 0,013 | 0,1500 | 0,582 | 1,940 | 0,023 | 2,024 | 1 |
| Er | 0,026 | 0,23 | 0,583 | 4,700 | 0,020 | 1,740 | 1,5 |
| Yb | 0,049 | 0,34 | 0,542 | 6,167 | 0,023 | 1,642 | 1,4 |
| Lu | 0,045 | 0,42 | 0,506 | 6,950 | 0,019 | 1,563 | |

Azt a nyomelemet, amely valamely ásvány kristályszerkezetébe könnyen belép, és más elemeket helyettesít, az adott ásvánnyal (kőzettel) *kompatibilisnek* nevezik (Kd>1). Ellenkező esetben, ha inkább az olvadékban gyülekezik, akkor *inkompatibilis* (Kd<1). Ennek megfelelően, ha egy elem a kőzetben inkompatibilis, az olvadás során elsőként lép át az olvadékba. A Kd = 1 értékű elemek e tekintetben semlegesek. A ritkaföldfémek idevonatkozó tulajdonságait a partíciós koefficiensek függvényében a 42. ábra szemlélteti. Egymást könnyen helyettesítő elemekről a 14. táblázat tájékoztat.

A helyettesítés lehet egyszerű, többszörös és intersticiális. Utóbbi esetben a nyomelemek a kristályszerkezeti csatornákban foglalnak helyet, pl. a berill szerkezében $K^+$, $Rb^+$, $Cs^+$, vagy $H_2O$ és $CO_2$ adszorbeálódhat. Láttuk, hogy a megoszlási hányados meghatározása, különösen kis mennyiségű nyomelemek esetében kísérleti úton a tömegspektrometria felhasználásával történik. Az ezzel kapcsolatban felmerülő probléma abban áll, hogy az így nyert pontszerű adat nem

tekinthető a különböző körülményekre érvényes partíciós értéknek. Ez ugyanis függvénye a hőmérsékletnek[29*], nyomásnak, redox állapotnak, összetételnek, diffuzivitásnak, és természetes feltételek között lehetetlen kémiai vizsgálatot folytatni. Ezért szükség van az adatok szélesebb körű extrapolálását lehetővé tevő matematikai prediktív formulára. Például az egymást helyettesíthető ionok tételét GOLDSCHMIDT (1933) fejtette ki a töltés és ionméret figyelembe vételével. Ez azonban túlzott egyszerűsítése a valóságos helyzetnek. Ezek szerint ugyanis az egyenlő méretű és töltésű ionok egyformán helyettesíthetnek. A kristályrácsok atomisztikus értelmezése azonban arra a megállapításra jutott, hogy a defektes pont körül kialakuló feszültséget, a szomszédos ionok térbeli átrendeződése, a környezetnek elosztja, és ezzel csökkenti azt.




**42. ábra.** Ritkaföldfém elemek kompatibilitása vulkáni kőzetek olvadékaiban
Mivel a La ionrádiusza a legnagyobb és fokozatosan csökken a Lu irányában, ezért a La nagyon inkompatibilis s ez fokozatosan csökken a nehezebb földfémek felé haladva (ROLLINSON 1993, GREEN 1994)

Ez a rugalmas feszültségi energia fordítva arányos a partíciós koefficiens logaritmusával és közel parabolikusan változik az ionrádiusszal. A maximális partíciós hányadost tehát az az ion éri el, amely a legjobban illeszkedik a legkisebb rácsfeszültséghez. Egy erre vonatkozó összefüggést adott BLUNDY, WOOD (2003) az alábbiak szerint:

$$D_i = D^{n+}_{0(M)} \times \exp\left\{\frac{-4\pi N_A E^{n+}_M \left[\frac{1}{2} r^{n+}_{0(M)} \left(r_i - r^{n+}_{0(M)}\right)^2 + \frac{1}{3}\left(r_i - r^{n+}_{0(M)}\right)^3\right]}{RT}\right\}$$

amelyben $D_i$ az i ion partíciós koefficiense, $D^{n+}_{0(M)}$ az $r^{n+}_{0(M)}$ ionsugarú feszültség kompenzált partíciós koefficiense, $N_A$ Avogadro-szám. Például korábban az alkáli földpátokban a parciális koefficienseket az ortoklász-tartalomhoz viszonyították. MINGHUA, REN 2006 azonban kimutatta, hogy szerkezeti M pozícióba inkább a $Ba^{2+}$ (r = 1,42 Å), mint a $K^+$ (r =1,51) méretű ionok lépnek be, vagyis a Ba partíciós koefficiense nagyobb, mint a káliumé.

**14. táblázat.** A főelemeket helyettesítő nyomelemek és néhány fém partíciós koefficiense szilikátos kőzet-olvadékban

| Főelemek | Helyettesítő nyomelemek |
|---|---|
| Si | Ge, P |
| Ti | V |
| Al | Ga |
| Fe | Cr, Ni, Co |
| Mg | Cr, Ni, Co |
| Ca | Sr, Eu, RFF |
| Na | Eu |
| K | Rb, Ba, Sr, Eu |
| Partíciós koefficiensek $D_{sz/f}$ | |
| Ir $5\times10^{-5}$ | Co $7\times10^{-3}$ |
| Mo $8\times10^{-4}$ | Ag 0,01 |
| Re $5\times10^{-4}$ | Pb 0,15 |
| Ni $2\times10^{-4}$ | P 0,24 |
| Au $1\times10^{-4}$ | Ga 0,8 |

Hasonló összefüggés adható az elektrosztatikus töltés hatására is, ami akkor fontos, amikor a helyettesítő ion töltése különbözik a rácspontban normálisan helyet foglaló ionétól. A megfigyelés szerint az optimális méret ilyenkor fordítottan arányos a rácspont kationjának töltésével. Erre példát hozhatunk a geokémiában nagy szerepet játszó ritkaföldfémek helyettesítési köréből. Klinopiroxénekben az M2 pozíciót, amelyben rendesen $Ca^{2+}$ és $Mg^{2+}$ kation foglal helyet, lantanidák ($Ln^{3+}$) is helyettesíthetik. Ekkor az elektrosztatikus feszültség csökkentésére kétféle helyettesítés mehet végbe $Ln^3+Na^{1+} = 2Ca^{2+}$ vagy $4Si^{4+} \rightarrow 3Si^{4+} + Al^{IV(3+)}$. A tapasztalat kimutatta, hogy a lantanidák partíciós koefficiense az $Al^{IV}$ helyettesítés függvénye.

[29*] Pl. WENDY et al. 2003 kísérleti úton megállapította, hogy 30 kb nyomáson a $^{151}Sm$ $K_d$ értéke $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$ $H_2O$ rendszerben 50 ppm koncentráció esetében 1200 °C-on 0,64, 1400 °C-on 0,96.

Általában kimondható, hogy kovasavdús rendszerekben a partíciós koefficiens nagyobb, mint a kovasavban szegényebbekben. Az is tény, hogy nagyobb hőmérsékleten és az ionok rendezetlensége miatt az olvadékok jobban tűrik az ion-sugárméret különbségeit, mint a kristályok, melyekben korlátlan helyettesítés $dif_r$ <15%, korlátos 15–35%, $dif_r$ >35% esetén pedig nincs lehetőség a helyettesítésre.

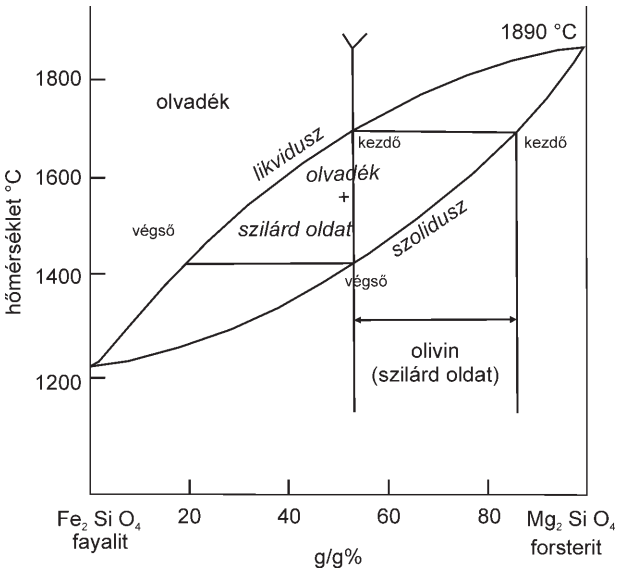
## FRAKCIONÁLIS KRISTÁLYOSODÁS

Valamely elem(ek) egyenlőtlen megjelenése egyensúlyban levő két fázis között a frakcionált kristályosodás következménye. A magma (szilikátolvadék) frakcionált kristályosodása voltaképpen bonyolult jelenség, mert az összetétel- és nyomásváltozása jelentősen befolyásolja a magma fejlődését. A főelemeken kívül a víz, $CO_2$, O és H jelenléte vagy hiánya is tekintetbe veendő tényező. Például nagy hőmérséklet, de vízszegény gránitmagma esetében a kristályosodás egyszerű alkáliföldpátos, kis hőmérsékletű és vízben gazdag, előbbivel azonos magma esetében kétföldpátos gránithoz vezet. Mafikus kőzetek esetében adott nagy nyomáson víz jelenlétében olivin, víz hiányában ensztatit kristályosodik. Egy további példát ismét a gránitmagma kristályosodásából vehetünk, amikor a parciális oxigénnyomás (fugacitás) befolyásolja az oxidok (magnetit, ulvöspinell stb,) kiválási rendjét s vele a $SiO_2$ koncentrációt és utat nyit az andezitképződés irányába.

A granitoidok olyan magmákból kristályosodnak, melyek összetétele közel eutektikus. Ez a frakcionált kristályosodás és a kisfokú parciális olvadás következménye, amely végül is a Fe, Mg, Ti, Ca, Na csökkenéséhez és a Si (kvarc), K (ortoklász) növekedéséhez, vagyis a gránit két meghatározó komponensének kialakulásához vezet.

Közismert példája a kristályosodási frakcionálódásnak a felzikus kőzetek körében a Ca-, Na-földpátok (plagioklászok) és a mafikus kőzetekben gyakori forsterit és fayalit (olivin) ásványok korlátlan elegyedése és hőmérséklettől függő kiválása az olvadékból. Mindkét ásvány egyúttal a kőzetek leggyakoribb komponenseihez tartozik.

Induljuk ki az olivin közismert fázisdiagramjából (43. ábra). Ha csak egyetlen fázis volna jelen, akkor a kristályosodás a hőmérséklet változása nélkül fejeződnék be (pl. a forsterit 1890, a fayalit 1205 °C-on). Ha azonban két elegyedő fázis van, akkor a kristályosodás az összetételtől függő két érték között (szolidusz „kezdő-végső” között) elhúzódóan megy végbe. Logikus feltételezés lenne, hogy egyensúlyi kristályosodás esetében a vasnak és magnéziumnak az olvadékban és az olivinban egyenlő arányban kellene előfordulnia. A valóságban azonban ez nem így van, mert amorf vagy kristályos állapotban levő ion nem egyenértékű s így az elsőként kiváló kristályok az eredeti arányhoz képest több forsteritet tartalmaznak. Ennek megfelelően az olvadékfázisban relatíve több a fayalit.




**43. ábra.** A fayalit és forsterit (olivin) fázisdiagramja

A két fázis viszonyát tehát a következőképpen írhatjuk fel:

$$Mg_2SiO_{4\,(sz)} + Fe_2SiO_{4\,(f)} = Mg_2SiO_{4\,(f)} + Fe_2SiO_{4(sz)}$$

melyben (sz) = szilárd fázis, (f) = olvadék (folyékony) fázis.

Mivel a forsterit moláris koncentrációja az olivinben: MgO/(MgO+FeO) és a fayalité FeO/(MgO+FeO), az egyensúlyi állandó:

$$K = \frac{[FeO/MgO](sz)}{[FeO/MgO](f)}$$

Mint látható, arányokról van szó, tehát a *K* állandó megoszlási koefficiensnek tekinthető. Ha ez egyes elemekre vonatkozik, akkor a *K* voltaképpen a már tárgyalt partíciós koefficienssel (D vagy KD, $K_D$) azonos. Mivel pedig az eredetileg kivált olivinben több a forsterit, mint a fayalit, vagyis $K < 1$, tehát a fayalit inkább az olvadékban marad, ebből az következik, hogy a fayalit az olivinhez képest relatíve *inkompatibilis* fázis.

A nyomelemek kéregbeli elterjedése szempontjából nagy jelentősége van tehát annak, hogy a frakcionált kristályosodás során a kiváló kristályokban vagy az olvadékban gyülekeznek, amit az dönt el, hogy kompatibilis vagy inkompatibilis jellegűek-e. A fogalom azonban relatív és az adott ásvány(ok)ra és mátrixra vonatkozik. A specifikus ásványokhoz vonzódó nyomelemek: Sr, Rb, Ba, Y, RFF, V, Co, Se, Zr, Hf, Ta, Cr, U, Th, Ni.

A Ni és Cr mindig kompatibilis az olivin (ol) ásvánnyal. A Ni és az olivinben levő Mg kicserélődési folyamata:

$$MgO_{(ol)} + NiO_{(f)} = MgO_{(f)} + NiO_{(ol)}$$

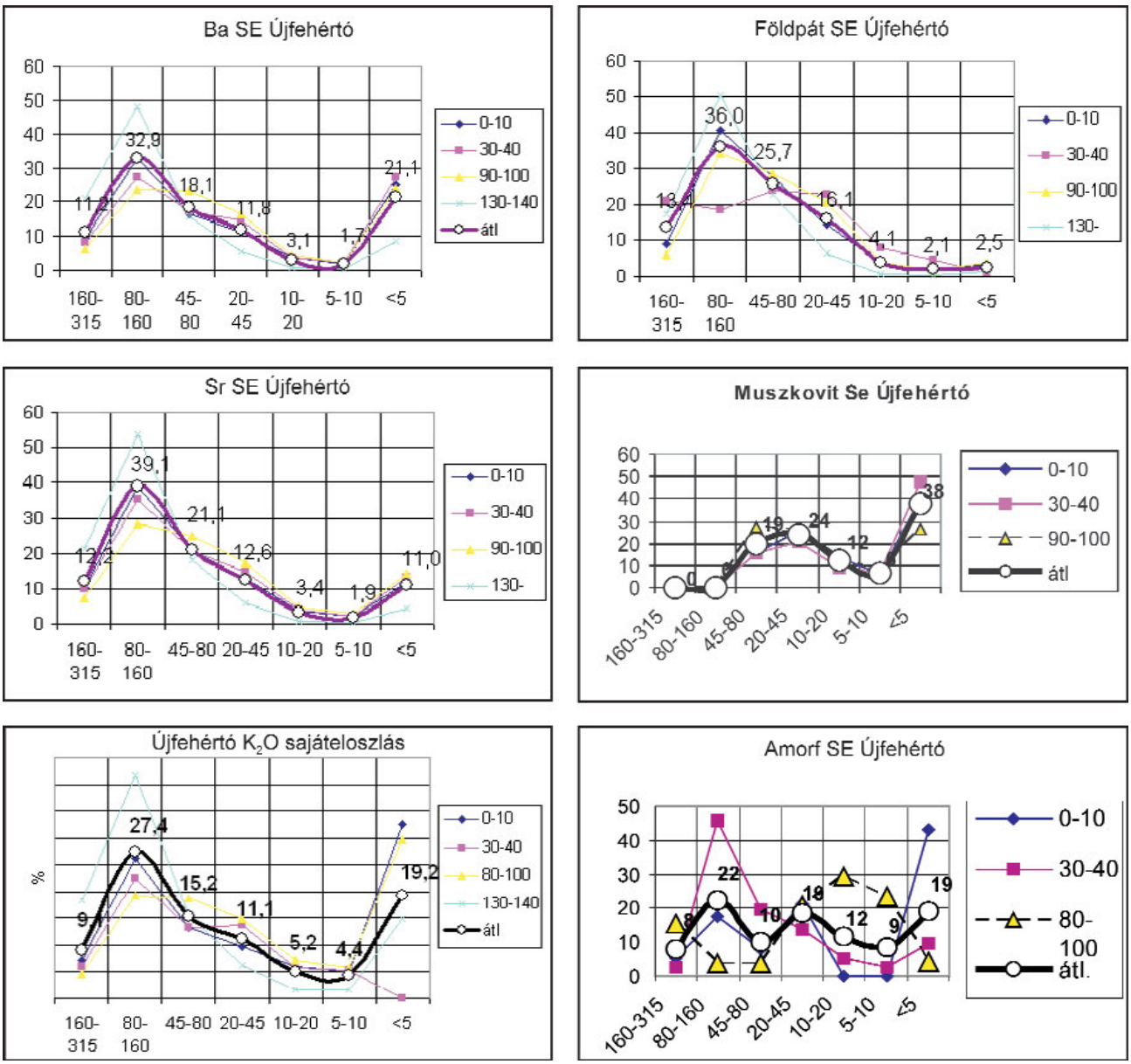
Ebből a közbeeső részletek elhagyásával:

$$K = \frac{NiO_{(ol)}}{NiO_{(f)}}$$

H a K empirikusan meghatározott értéke, tehát a Ni partíciós értéke 12, az azt jelenti, hogy a Ni 12-szer gyakoribb az olivinben, mint az olvadékban.

Valamely elem kompatibilitásának eldöntése nem mindig egyszerű feladat, különösen üledékes kőzetek esetében, amikor a nyomelem hordozó ásványa nem ismert. Egy példáját mutatjuk be, hogy talajban előforduló K, Ba és Sr milyen viszonyban vannak egymással a helyettesíthetőség tekintetében.

A 44. ábrán egy homokon kifejlődött csernozjom talajban (Újfehértó) a Sr és Ba nyomelem ásványi kapcsolatát látjuk (NEMECZ 2006). Az ábrán a görbék a két nyomelem mintában levő teljes mennyiségének a szemcse frakciókban való %-os eloszlását mutatják be, melyek igen hasonló lefutásúak a $K_2O$ azonos módon szerkesztett görbéjéhez. A görbék alakulása a földpátéhoz (jelen esetben főleg ortoklász) is közel áll. A földpát mennyisége azonban a 10 µm alatti frakcióban lecsökken, amivel ellentétben a szintén K-tartalmú muszkovit relatív mennyisége növekszik s így kálium-oxiddal a Sr és Ba is növekszik. A Sr hányada a frakciókban azonban valamivel nagyobb, mint a báriumé s így azt mondhatjuk, hogy a Sr kissé kompatibilisebb a K (földpát) ásványaiban, mint a Ba, ami az ionsugarak nagyságával is összefüggheti (Ba=1,35, K=1,38,




**44. ábra.** Újfehértói kvarc homokon kifejlődött csernozjom talaj

A szemcsefrakciókra bontott talajban a Ba és Sr mintában levő összes mennyisége a $K_2O$-ával hasonló módon oszlik meg a szemcsefrakciók között. Ettől a földpát eloszlása a kis szemcsék tartományában eltér, amit a muszkovit és amorf anyag K-tartalma ellensúlyoz (NEMECZ 2006)

Sr=1,28 Å). Ez a viszony azonban nem vonatkoztatható a teljes üledékképződés körülményeire. A földpátban levő nyomelemek a magmás képződéshez kapcsolódnak, míg az 5>mm frakciókban (muszkovit, montmorillonit K-tartalma, amorf anyag), a mállás során keletkeztek és már az üledékes fázisra jellemzőek. Ezekben a Ba hányada jóval meg is haladja a stronciumét, vagyis itt már a Ba a kompatibilisebb elem

A frakcionált kristályosodásnak két fő típusát különböztetjük meg. A „tökéletes" (pure, perfect) frakcionálódás során, amint egy fázis (ásvány) szemcse megjelenik, a rendszerből azonnal eltávozik, mert sűrűségkülönbség folytán vagy felfelé úszik, vagy lesüllyed. Ilyenkor az olvadék összetétele az ismétlődéssel rendre megváltozik és az egész megszilárdult anyag összetétele eutektikus lesz. Rendszerint így képződnek a porfíros szövetű olvadék-alapanyagba ágyazott nagy kristályok. A halmazati (batch) kritályosodás alkalmával nem csupán egy, hanem több fázis távozik a rendszerből s ekkor a folyamatot esetenként kell vizsgálni.

Tekintsünk egy vulkán magmakaréjában lezajló halmazati kristályosodási folyamatot, mely a következő jelenségekre bontható: (1) krisályos differenciáció, (2) a tholeiites és mészalkáli sorozat fokozatos szétválása, (3) primitív bazaltos magma ismétlődő betáplálása, (4) magmakeveredés miatti egyensúlytalanság (olivin, piroxén, plagioklász fordított zónássága), (5) inkompatibilis elemek dúsulása, (6) evolúciós határértékek kialakulása, amit a Rb/Sr 0,23–0,27 értéke és a $SiO_2$ 60–66 %-a jelez. A folyamat során mindig keletkezik egy felzikus, visszamarad egy reziduális magma és minél többször ismétlődik a betáplálás, a reziduális magma összetétele annál inkább közeledik a primer bazaltmagmáéhoz és amikor azonos lesz vele bekövetkezik egy állandósult (steady state) kristályosodási állapot.

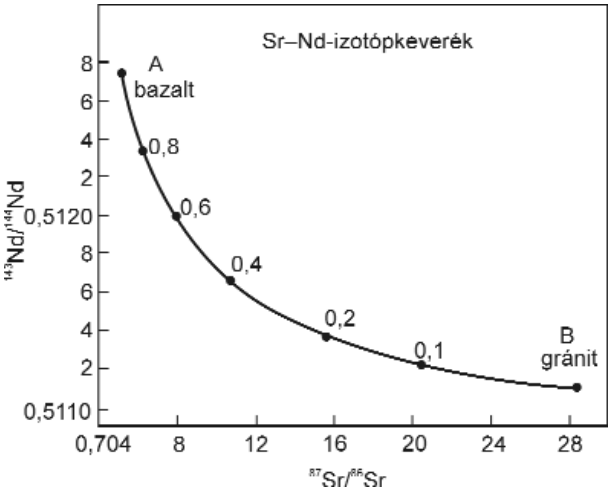
A kristályosodás során a nyomelemek viselkedésével kapcsolatban azt kell figyelembe vennünk, hogy a frakcionált kristályosodás során az olvadék mindig az inkompatibilis elemekben gazdagodik. Az elemek különösen két csoportja nem tud a magmából kristályosodó fő ásványok rácsába belépni. Az egyik csoport nagy ionsugara következtében (K, Rb, Cs, Sr, Ba, RFF, Th, U) s ezeket *nagy-ion litofil* elemeknek is nevezik (LILE). A másik csoport a nagy töltés miatt nem tud társulni (Zr, Nb, Hf, Ta). Külön nevük: nagy töltésű elemek (HFSE). A köpenyben, kéregben lejátszódó folyamatokat e nyomelemek megoszlási viszonyaiból lehet rekonstruálni.

A frakcionált kristályosodást azzal egészíthetjük ki, hogy a kristályosodás során keletkező ásványok sűrűségük szerint többnyire a magmakamra alján, de pl. földpátok a kamra tetején is gyülekezhetnek. Megszilárdulás után ún. *kumulátos kőzetet* alkotnak. Felosztásuk az alapanyagukban túlnyomóan található magmás ásványok szerint történik:

— adkumulátos a kőzet, ha 100–93% egyfajta magmás ásványt tartalmaz,
— mezokumulátos 93–85% között,
— ortokumulátos 85–75 % között.

Például olivin ortokumulátos egy kőzet 80% olivin, 5% magnetit, 15% alapanyag tartalom esetén (ebben az esetben ez a peridotit). Kumulátos kőzet kialakulása jelentősen befolyásolja a magmából végül kiváló kőzeteket. Pl. bazaltos magmából kumulátos kőzetként keletkezhet anortit+piroxén tartalmú gabbró, míg az olvadék alumíniumdús felzikus irányba (andezit) tolódik (további részletek: Függelék 9.1-ben).

## ASSZIMILÁCIÓ




**45. ábra.** A bazaltos és gránit magma keveredését leíró diagram a Sr/Nd-izotóparányok felhasználásával, A=1 (FAURE 1986)

A magma felszín felé tartó mozgása során illó elemeket, nyomelemeket vehet fel vagy kőzetdarabokat is szakít le a környező kőzetből és kérdés, milyen mértékben asszimilálja azokat. Ha a leszakított darab teljesen asszimilálódott, a magmában feloldódott, a kimutatás csak kémiai úton, biztosan pedig csak izotópvizsgálattal lehetséges, amelyre a Rb–Sr rendszert használjuk. A $^{87}Rb$ 47 G év felezési idővel $^{87}Sr$-má bomlik. A Rb inkompatibilis elem lévén a köpeny extrakciójával került a kéregbe, ahol koncentrációja jóval nagyobb (~100 ppm), mint a köpenyben (~4 ppm). Ennek folytán a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke a kéregben idővel növekszik a köpeny értékéhez (0,702–0,705) képest és minél fiatalabb, annál nagyobb (0,705–0,720). Így a magma és kéreg kontaminációjának mértékét a Sr (ppm) vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ függvényében egy hiperbola írja le. Sok tekintetben hasonló a helyzet bazaltos éa gránitos magma keveredése esetén, melynek mértékét a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagram arányértékeivel állapíthatjuk meg (45. ábra).

Ha a magmával érkező leszakított darab nem olvadt meg, nem lépett reakcióba a mellékkőzettel *xenolitnak* hívják, vagy a mellékőzet kristályai is épségben maradtak *xenokristály* a nevük. Amennyiben az eredeti ásványok sérültek, az eloszlási egyensúly felborult, fordított zónásság lépett fel, akkor e jelek a magma és xenolit könnyen kimutatható kölcsönhatását jelentik. A xenolitok vizsgálata értékes módon járul a mélykéreg és köpeny megismeréséhez.

## MAGMAMEGÚJULÁS

Ha a magma hűlése a likvidusz görbe mentén halad előre, és ha zavaró körülmény nem merül fel, a végeredmény egy ásványosan, összetételében egyforma, homogén szilárd test létrejötte. Nem lehet azonban kizárni rétegszerűen megjelenő differenciált kumulátos tömegeket sem, amennyiben a normális Bowen-reakció szériasor szerinti kristályosodás során sűrűségi eltérés miatt szétválás jött létre. A valóságban a legtöbb magmás folyamat azonban több fázisú esemény és gyakori, hogy a már kristályosodó magmába még nem differenciált forró magma injektálódik, ami egy új extrém frakcionált kristályosodást indít meg. A rendszerint melegebb friss magma a már kivált kristályok rezorpcióját váltja ki és magasabb olvadáspontú ásványok kristályosodnak. Jellegzetes példája e jelenségnek a plagioklászok kiválási sorrendjének látszólagos megbomlása. A normális kristályosodási sorrend az anortittól az albitig tart, de egy magmainjekció következtében a már kivált albitra anortit kristályosodhat ki. További differenciálódási folyamatokat válthat ki a kürtővel érintkező magma gyorsabban hűlő rétege, amelyben összetételbeli különbség jöhet létre. Erre ad alkalmat az is, ha kumulátos képződés közben a folyékony fázis kipréselődik, és megváltozott összetétellel kristályosodik. A differenciálódás minden változata az ásványok kiválási trendje, a nyomelemek és izotópok vizsgálataival követhető, melyek részleteire a későbbi fejezetekben térünk ki.

## MAGMAKEVEREDÉS

Gyakori folyamat, amikor a magmakamrában két esetleg három szélső magma keveredése útján alakul ki a kőzet és összetétele a $^{87}Sr/^{86}Sr$ hányados értéke alapján határozható meg. A magmakamra nyitott rendszer, amelyben különböző folyamatokon átesett magmák találkozhatnak egymással és keverednek. A magmakeveredés mélyebb zónákban is végbemehet, ahol a szubdukció által szállított víztartalom következtében az alacsonyabban olvadó gránitmagma a bazalttal keveredik és általános felfogás szerint, a semleges kőzetek (andezit, monzonit) kialakulását teszi lehetővé. A keveredés mértékét szintén izotóparányok (pl. $^{87}Sr/^{86}Sr$) változásával lehet kvantitatíve követni. Ugyanis a Sr és Rb a kontinentális kéregben dúsuló elemek, ha tehát a kéregen át felszínre került magma a kéreggel részben keveredett, szennyeződött több stronciumot és rubídiumot fog tartalmazni, mint a kizárólag frakcionális kristályosodással differenciálódott magma. Általában kétkomponensű rendszerben a keveredési paraméter (*f*):

$$f = A / (A+B)$$

ahol A és B a két komponens tömege.

Ha a tömegről a koncentrációra térünk át, ahol $X_A$ és $X_B$ a két komponens koncentrációját jelenti, akkor a $X_K$ keverék lineáris függvénye az *f* paraméternek:

$$X_K = f(X_A - X_B) + X_B$$

A keveredési paraméter meghatározása különösen a kontinentális kőzetek esetében, a magma felhatolása közbeni keveredése miatt gyakran szükséges eljárás.

Keveredést, szélsőséges olvadáspontú, sűrűségű, viszkozitású magmák akadályozhatják is, amikor főleg csak mechanikai keveredés jön létre.

Itt jegyezzük meg, hogy az angolszász irodalom gyűjtőnéven FARM (Fractional Crystallization, Assimilation, Replenishment, Magma Mixing) betűszóval foglalja össze a kőzetek különbözőségéhez vezető, előbbiekben tárgyalt folyamatokat (részletek: Függelék 9.1-ben).

## A VISZKOZITÁS JELENTŐSÉGE

A magma megszilárdulása során már láttuk az illó anyagok szerepét, de nem világítottuk meg ezeknek az olvadék viszkozitására és ez által a kristályosodásra gyakorolt hatását. A viszkozitás a kémiai összetételtől függ és mafi-

kus[30*] olvadéktól a felzikus irányában növekszik (15. táblázat). A gránitolvadék 10 000-szer viszkózusabb a bazalténál a mafikus komatiit viszont 1500 °C-on csaknem vízszerűen folyékony, ezért kiömlésekor alig 1 cm vastagságú rétegben szilárdul meg és összefüggő nagyobb tömegei csakis kürtőkben halmozódtak föl. A gránitmagma nagy viszkozitása miatt lassan mozog, nagy tömegekben halmozódik fel, batolitokat semmint dájkokat, aplitokat, teléreket alkot, kevéssé keveredik s így óriási tömegei meglehetősen homogén összetételűek.

A viszkozitás alakulását a fentieken kívül, mindenekelőtt a magma illékony komponensei, elsősorban a víztartalom befolyásolja. Lávákban levő buborékok gáztartalmának 99%-a víz (a többi: N, O, Ar, $CO_2$, B, $NO_3$, HCl, HF, $H_2SO_4$, $SO_2$,

**15. táblázat.** Kőzetek $SiO_2$ és FeO+MgO tartalma, valamint olvadáspontja és viszkozitása közötti összefüggés

| Típus | $SiO_2$ (%) | FeO–MgO (%) | Olv °C | Viszkozitás | Előfordulás |
|---|---|---|---|---|---|
| Ultramafikus (pikrit) | <45 | 8–32 | 1500 | kicsi | divergens széleken (komatiitek) |
| Mafikus (bazalt) | <50 | <10 | 1300 | kicsi | konvergens lemezszélek, forró pontok |
| Semleges (andezit) | ~60 | 3 | 1000 | közepes | konvergens lemezhatárok |
| Felzikusak (riolit) | >70 | 2 | 900 | nagy | kontinentális kéreg (Yellowstone) |

$SO_3$, P). Száraz intruzív felzikus kőzet olvadékát mesterségesen még nem sikerült előállítani, csak akkor ha „mineralizáló” illékony komponensek ($H_2O$, $CO_2$, $H_2SO_4$ stb.) is jelen voltak. Ezek ugyan nem alkatrészei a kőzetalkotó ásványoknak, de lényeges tényezői a magmaképződésnek. A kristályosodás során meglevő olvadéknak egyre nagyobb hányadát teszik ki, és mint túlhevített gőzök oldatban tartják azokat a komponenseket is, melyek száraz viszonyok között már kiváltak volna. Ez magyarázza meg azt a közismert jelenséget, hogy a kvarc, melynek olvadáspontja 1710 °C a gránit kristályosodása során legutolsó fázisként válik ki. Az illó komponensek a kristályosodás végén annyira felhalmozódnak, hogy a nyomás következtében telérek mentén önállóan kitörnek és a mellékkőzetben kaolinosodást, turmalinosodást, propilitesedést, greizenesedést, kvarctelérek, dájkok, aplitok képződését idézik elő. Pegmatitok, pneumatolitok keletkezése ugyanilyen folyamatok eredménye.

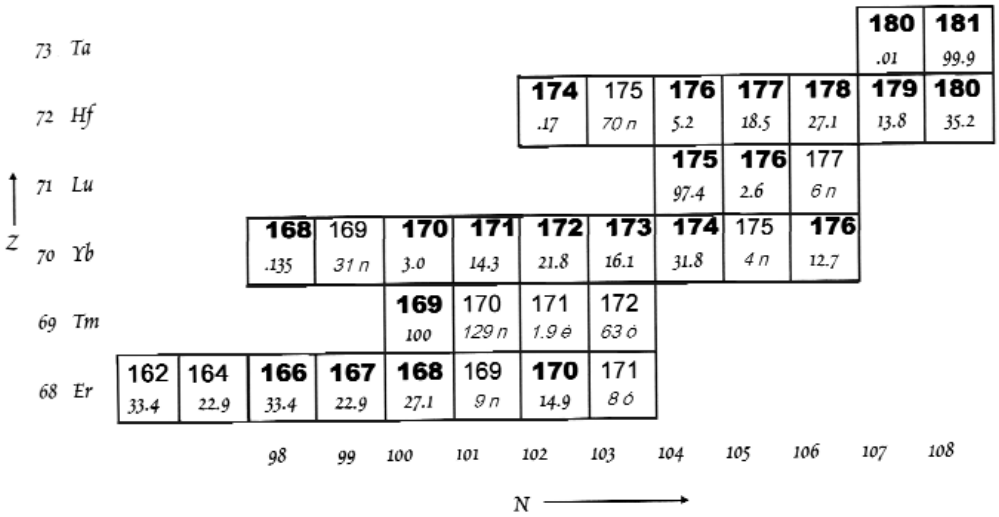
[30*] A korábban használt savanyú-semleges-bázikus fogalmak helyett manapság a felzikus-semleges-mafikus kifejezések használatosak

# NYOMELEMEK ÉS IZOTÓPOK FELHASZNÁLÁSA A FÖLDSZERKEZETI FOLYAMATOK VIZSGÁLATÁBAN

## AZ IZOTÓPOKKAL KAPCSOLATOS NÉHÁNY ALAPISMERET

A természetben stabilis és radioaktív izotópok egyaránt előfordulnak. A Föld öveiben a nyomelemek és izotópjainak eloszlása sokkal érzékenyebb a nyomásra, a hőmérsékletre, mint a főelemeké s így érthető nagy szerepük a geokémiai kutatásban. Adott elemnek több izotópja lehet s ezek mindegyikének saját atomtömege van, továbbá nagyon eltérő lehet az előfordulási gyakoriságuk. Utóbbival súlyozott atomtömegük átlaga az elem standard $^{12}C$-hez viszonyított atomtömege.

E viszonyokról, hogy benyomást kapjunk, tekintsük a 46. ábrát, amelyen a periódusos rendszer erbiumtól tantálig terjedő szakaszának idevonatkozó paramétereit tanulmányozhatjuk. Ugyanezen elemek stabilis izotópjainak pontos atomtömegeit és előfordulási arányát a földkéregben az Függelék *5*–1. táblázatában találjuk.




**46. ábra.** Az Er–Ta közötti elemek stabilis és radioaktív izotópjai
Kövér betűkkel jelölt számok: stabilis izotópok, alattuk dőlt betűvel előfordulási gyakoriságuk az egész elem%-ban. A számok radioaktív elemek esetében a felezési időt jelentik *é*=évben, *n* = napban és *ó*= órában kifejezve. Z = rendszám, N= neutronok száma. Az izotópok pontosabb atomtömegeinek értékét a Függelék 5–1. táblázatában találjuk. A feltüntettekkel szemben az elemeknek sokkal több izotópja ismeretes, de ezek felezési ideje <1nap (BURBIDGE et al. 1957, WHITE 2003)

Ahhoz, hogy az izotóp szerepét egy geológiai képződményben megbecsülhessük és összehasonlíthassuk a mért értéket a meghatározás során először is valamely nemzetközi standardhoz[31*] viszonyítva adjuk meg:

$$\delta\ (‰\text{-ben}) = (R_{minta} / R_{standard} - 1) \times 1000$$

R = az izotóp mennyisége a mintában és standardban. Az eredmény ezrelékben („permil”-ben) van megadva a könnyebb kezelhetőség céljából. Ha a δ értéke pozitív, akkor több van belőle mint a standardban, negatív érték esetén a helyzet fordított. A viszonyítás H esetében a SMOW-hoz, melyben $^{2}H/^{1}H=1{,}5575\times10^{-4}$, C esetében a PDB-hez, S és N esetében a CDT-hez vagy a levegőhöz történik. Ha pl. a δ ($^{18}O/^{16}O$) értékét kívánjuk megadni akkor a viszonyítás alapja a SMOW, melyben a $\delta_{(standard)}$ $^{18}O/^{16}O = 2{,}0052\times10^{-3}$:

$$\delta\ (^{18}O/^{16}O) = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{minta} - (^{18}O/^{16}O)_{SMOW}}{(^{18}O/\ O)_{SMOW}} \times 1000$$

[31*] Az izotóp adatokat rendszerint nemzetközi *standardokhoz* viszonyítva adják meg. A vizsgálatokat a sokténye zős befolyások kiszűrésére szigorú protokoll betartása mellett kell végezni. A mintát vagy együtt vizsgálják a referens anyaggal, vagy már eleve kalibrálták a készüléket. Kőzetek adatait gyakran a CI-hez viszonyítják. De rendszerint a mért abszolút értéket is megadják. Kis mennyiségeket a NIST (National Institute of Standards and Technology), vagy IAEA (International Atomic Energy Agency [Bécs] standardjaihoz, a H- és O-izotópokat a SMOW (Standard Mean Ocean Water, VSMOW Vienna SMOW), a $\delta^{13}C$ értékét a PDB (Pee Dee Belemnite), ill. VPDB (Vienna-PDB), a N-izotópokat a levegő $N_2$, a $^{3}He$-ot a levegő He, a Cl-izotópokat a SMOC referens mintákra vonatkoztatják. A tríciumot a TU (Tritium Units)-ban adják meg melyben 1 Tu = 1 trícium/$10^{18}H$ atom. A $^{14}C$-t a „modern carbon” egységben adják meg (pmc). Végül különböző egyedileg választott minták is szóba jöhetnek összehasonlítás céljából, pl. MORB, DDM, PM, PUM stb.

Nem speciális viszonyítás esetén a normalizálás a standard kondrit meteorit elemeire történik.

A δ értékek összehasonlítása során beszélhetünk *nagyobb-kisebb* értékekről, (–20‰ inkább pozitív, mint a –40‰), *nehezebb-könnyebb* izotópok értékeiről, és *több/kevesebb* értelemben, végül valamely anyag a vizsgált elem δ értékében vagy viszonyított értékeiben lehet *gazdagabb* vagy *szegényebb* egy másik képződményhez képest. Az angol depleted kifejezést magyarul kimerült, gyengített formában fordítják. A továbbiakban mi a *depleted mantle* megnevezésére a valamiben szegényebb vagy elszegényedett kifejezést találtuk megfelelőnek. Ugyanígy az *enriched* kifejezésre a gazdagabb szót használjuk.

*A* és *B* anyag közti egyensúlyi frakcionálódás esetén a frakcionálási faktor(α) az

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B$$

kifejezéssel adható meg, ha pedig *A* és *B* anyag izotóp-összetételének különbségét kívánjuk megadni:

$$\delta_{A-B} \sim \delta_A - \delta_B \sim 1000 \ln \alpha_{A-B}$$

összefüggés használható. Kérdés, milyen folyamatok befolyásolják az izotópok egymáshoz viszonyított mennyiségi változását, miután láttuk, hogy kémiailag nem különböznek egymástól. Az izotópok közötti tömegkülönbségek aránya azonban, különösen a kis rendszámú elemek körében, a vibrációs energia eltérése miatt jelentős befolyást gyakorol a fizikai, kémiai és biológiai folyamatokra és frakcionálódáshoz, az eredeti arányok megváltozásához vezethet. Kétségtelen azonban, hogy a rendszám növekedésével a kémiai különbségek (pl. diffúziós sebességtől függő reakciók) elmosódnak, mert az izotópkicserélődési folyamatok fordítva arányosak a hőmérséklettel, de egyenesen a relatív tömegkülönbséggel, ami természetesen az atomtömeg növekedésével erősen csökken. A $^{208}Pb$ és $^{207}Pb$ relatív tömegaránya például 1,0048, addig a $^{3}H$ és $^{1}H$ tömegaránya 3. Ez a jelenség rendkívül fontos geokémiai szempontból, mert amíg valamely nehezebb elem koncentrációja a differenciálódás során jelentősen változhat, izotópjainak aránya csaknem változatlan maradhat, utalva a kiinduló állapotra.

Könnyebb elemek esetében bizonyos változások mégis lehetségesek s ekkor *egyensúlyi* és *kinetikai folyamatokat különböztetünk meg*. Az egyensúlyi folyamat elosztja az izotópot a vegyületek között és az oda-vissza tartó reakciók egyenlősége miatt az izotóp mennyiségi aránya a vegyületekben változatlan. Ez nem jelenti azonban azt, hogy az izotóp a vegyületekben azonos mennyiségben van, csak az arányok változatlanok. Általánosságban mondható, hogy egyensúlyi reakciók esetében a nehezebb izotóp a nagyobb energia állapotú vegyületben dúsul. Például a szulfát a $^{34}S$-ben gazdagabb, mint a szulfid. Hasonlóképpen a nehézvíz ($D_2O$) és a $[(^{2}H)_2{}^{18}O]$ a vízgőz egyensúlyi kondenzációjakor a folyadékban, a könnyű víz $[(^{1}H)_2{}^{16}O]$ a gőzfázisban gyülekezik. Párolgás során a könnyebb izotópok távozását is frakcionálódásnak nevezik és a mennyiségi viszonyokat a Rayleigh-törvény írja le.

A kinetikus izotópreakciók oda-vissza folyamatai nem azonosak, gyakran egy irányban zajlanak és sebességük a tömegek függvénye. Itt általános szabály, hogy a könnyű izotópok kémiai kötései könnyebben szakadnak fel, mint a nehezebbeké s így a könnyű izotópok gyorsabban reagálnak, aminek következtében az új termékben koncentrálódnak, a maradék viszont a nehezebb elemekben lesz gazdagabb. Némely izotópcsere, miután hőmérsékletfüggő, geotermométerként is használható. Például:

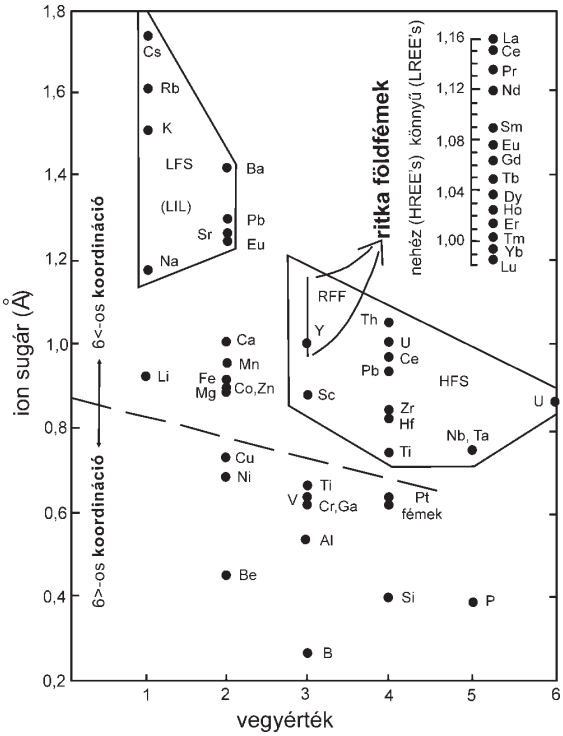
$$2Si^{16}O_2 + Fe_3{}^{18}O_4 = 2Si^{18}O_2 + Fe_3{}^{16}O_4$$

Számos biológiai folyamat is jó példája az izotópok kinetikai differenciálódásának (mészhéjak). Az élő szervezetek, a kisebb energiabefektetés miatt, a könnyebb izotópokat részesítik előnyben s így a szubsztrátumokban a nehezebb, a biológiai képződményekben pedig a könnyebb izotópok koncentrálódnak. A folyamat annál kifejezettebb, minél lassúbb: a kisebb sebességű reakciók több lehetőséget adnak a szelekcióra, vagyis a biológiai folyamatok jelentősen módosíthatják az izotópok eloszlását. A növények fotoszintézise is hozzájárul a szénizotópok szétválásához, mivel a $^{12}CO_2$ diffúziós koefficiense nagyobb a többi izotópokéhoz képest és így gyorsabban (mintegy 4,4%-kal) jut a légzőnyílásokon át a levél belső reaktív rétegéhez.

A könnyű elemek izotópjai miután a kémiai folyamatok során könnyen frakcionálódnak, felhasználhatók a lezajlott folyamatok és hőmérsékletek megállapítására (pl. az O izotópjai) is.

Az eddigiekben tárgyalt elemek particionálódása, a frakcionált kritályosodás, az izotóp állapot, a részleges és teljes frakcionált olvadás mind a magmás kőzetek genetikai kutatásának alapja, amit az ugyancsak ezektől függő s így jelző szerepet játszó nyomelemek nagymértékben elősegítenek. Az izotópok nagy jelentősége a geokémiai kutatásban abban van, hogy a particionális olvadás és frakcionált kristályosodás során izotóparányaik általában nem változnak, vagyis az eredeti primer magma tulajdonságait képviselik. Itt számításba kell venni az diffúzió útjáni változást is. Közönséges hőmérsékleten a mért érték $10^{-12} cm^2 s^{-1}$ vagyis a 1 m megtételéhez $3\times10^8$ év szükséges. Azonban szilikát olvadékban 1200 °C-on $10^{-7} cm^2 s^{-1}$, tehát parciális olvadás körülményei között 2 cm $év^{-1}$ s így várhatjuk, hogy a bazaltolvadék néhány méter távolságon belül az eredeti izotóparányokat őrizte meg.

További tárgyalásokra tekintettel célszerű, röviden az elemek és velük az izotópok elrendeződési tulajdonságait is szemügyre venni. Az elemek vegyület (ásvány)-képzésében és a helyettesítésekben döntő szerepe az atom (ion) méretének és töltésének van. E két tényező függvényében szerkesztett diagramot az elemek *geokémiai rendszerezésének* is nevezhetjük (47. ábra). Az itt alkalmazott betűneveket, a hozzájuk tartozó elemek felsorolása helyett, gyakran használjuk. Pl. LILE = Large-ion lithophile elements (nagy litofil ionok: Cs, Rb, K, B, Sr, Eu), melyek a geokémia folyamatok során nagyon hasonlóan viselkednek.




**47. ábra.** Az elemek geokémiai elrendezése töltés és méret szerint (SHANNON 1976)

**LFS**= kis töltésű elemek, **HFS**=nagy töltésű elemek, **LIL**= nagy ion litofil elemek, **RFF**= ritkaföldfémek, **HREE**= nehéz, **LREE**=könnyű ritkaföldfémek

## NYOMELEMEK ÉS IZOTÓPOK ELOSZLÁSMÓDJA A GEOFÁZISOKBAN

A kőzetek ásványaiban vagy azokon kívül előforduló nyomelemek sokkal jobban szelektáltak, mint a gyakori makroelemek, ezért rendkívül hasznosak az olvadékok eredetének és fejlődésének kutatásban. Természetesen nem minden nyomelemet lehet felhasználni ilyen célból és a kutatás folyamatában kialakult az alkalmas elemek csoportja. Az irodalomban eddig előfordult és felhasznált úgynevezett „informatív" elemek a következők: Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Rh, U, a ritkaföldfémek köréből: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Dy, Er, Yb, Lu és néhány átmeneti fém: Sc, Ti, Cr, Mn, Mo, Ni, Cu és Zn. A leggyakrabban használt izotópok körében megkülönböztetjük a *stabilis* és *radioaktív* izotópokat. A stabilis izotópok köre nem körülhatárolt és a geológiában a kőzetek, fluidumok és a metamorfizált kőzetek eredetének tisztázására használhatók. A radioaktív izotópok körében legfontosabbak: H, Li, C, O, S, K, Ar, Rb, Sr, Ce, Hf, U, Pb, Os, Th, Sm, Nd izotópjai. A nyomelemeknek és izotópjaiknak a szilárd fázisok kristályrácsába való belépése vagy távolmaradása főképpen töltésüktől, ionsugaruktól, elektronegativitásuktól függ. Egy kőzetben a nyomelemek abszolút mennyisége azonban korlátozott következtetésre nyújt alkalmat, ezért többnyire valamely ismert referens anyagra normalizálva adják meg. Összehasonlítás során hasonló okokból nyomelemarányokat veszünk alapul a kutatás során. A legjobb jelölő szerepe azonban az izotóparányoknak van, amit röviden a következők szerint érthetünk meg. Mivel egy elem izotópjai kémiai szempontból nem különböznek egymástól ezért az elem vándorlása során bekövetkező koncentrációváltozás esetében az izotóparányok változatlanok. Így pl. egy primitív bazalttól, melynek ismerjük a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékét, a különböző riolitig tartó frakcionális kristályosodással keletkező utódkőzetekben a Sr-különbség akár több nagyságendű is lehet, miközben a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke közel állandó. A tétel fordítva is igaz, ha az anyakőzetet nem ismerjük, de egy kőzetsorozatban azonos izotóparányokat találunk, bizonyos, hogy ezek közös eredetre vezethetők vissza.

A nyomelem arányok közül a leggyakrabban használtak: Nb/U, Nd/U, La/Nb, Nb/Th, Ba/Th, Ce/Pb, Sr/Pb, U/Pb, Th/U, az izotópok közül: $^{40}Ar/^{39}Ar$, $^{3}H/^{4}He$, $^{138}Ce/^{144}Ce$, $^{176}Hf/^{177}Hf$, $^{7}Li/^{6}Li$, $^{176}Lu/^{177}Hf$, $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{206}Pb/^{208}Pb$. $^{207}Pb/^{204}Pb$, $^{208}Pb/^{204}Pb$, $^{187}Re/^{187}Os$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{232}Th/^{238}U$, $\xi = {}^{232}Th/^{204}Pb$, $\mu = {}^{238}U/^{204}Pb$, $^{187}Os/^{188}Os$, $^{147}Sm/^{144}Nd$, mely utóbbi a kondritok minden osztályában ±1% eltéréssel állandó, azonban a Föld esetében értéke kisebb, amiből az is következhetne, hogy a Föld nem kondritos eredetű.

Az együttes hatást, amely lehetővé teszi valamely elem kristályrácsba történő beépülését, a már tárgyalt partíciós koefficiens (D, vagy $K_D$) fejezi ki. Ez, a fenti elvi megállapításokon kívül függ az összetételtől, hőmérséklettől, amellyel növekszik, kisebb mértékben a nyomástól, sőt még a víztartalomtól is és ezért a különböző *PT* viszonyokra kísérleti úton kell meghatározni a D értékét. A köpeny leggyakoribb fázisaihoz képest *inkompatibilisek* (D<1) a nagy töltésű *(HFS)* elemek: ritka földfémek, U, Th, Ce, $Pb^{4+}$, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta. A nagy-ion litofil *(LIL)* elemek: kis töltésűek, az olvadékban igen mobilis elemek: K, Rb, Cs, Ba, $Pb^{2+}$, Sr, Eu. *Kompatibilis* (D>1) elemek: Ni, Cr, Cu, W, Ru, Rh, Os, Pd, Ir, Pt, Au.

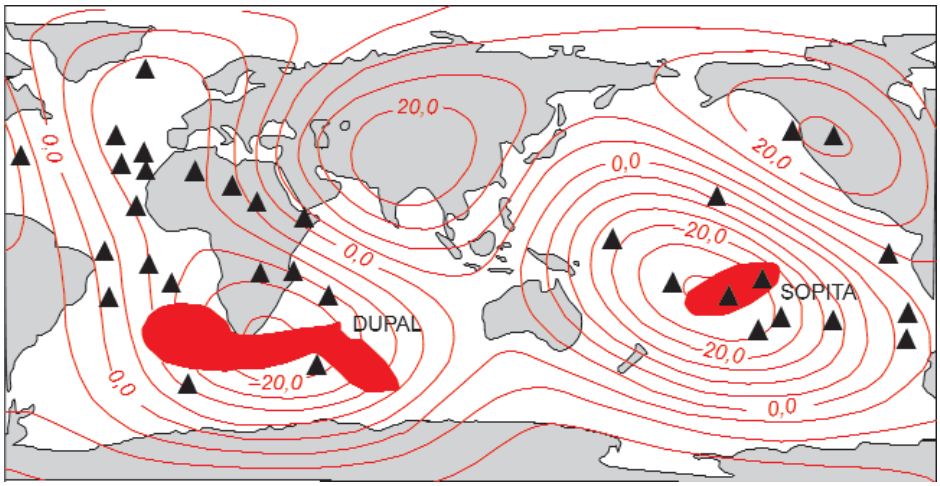
A ritkaföldfémekről külön kell szólnunk, mert gyakran rendkívül jellemzőek a vizsgált folyamatokra és a magmás kőzetek petrogenezisére. Kémiailag, fizikailag nagyon hasonlóak, vegyértékük 3+, de koncentrációjuk a La-tól a Lu-ig folyamatosan csökken és növekszik a kompatibilitás. A vizsgálatok során általában nem mind a 15 ritkaföldfémet, hanem csak 9-10-et használunk, mert ezek kielégítően töltik be jelző szerepüket.

Elvileg minden elem inkompatibilis, mert csak rácshibát okozva léphet tőle idegen elemek alkotta vegyület kristályrácsába. Ahhoz, hogy az utóbbi lépés megtörténjék, abban nagy szerepe van a már tárgyaltakon kívül az elem *mobilitásának* is, amely a kompatibilitással párhuzamosan, de ellentétesen is kifejtheti hatását. *Immobilisek* a nagy töltésű

elemek (HFS: Y, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta) és *mobilisek* a kis töltésűek (LIL: Cs, Rb, K, Ba, Sr, Eu), így a LIL elemeket inkább a folyékony fázis befolyásolja, míg a HFS elemek a kémiai összetétel és kritály/olvadék folyamat függvényei. A LIL elemek az olvadékon keresztül a kontinentális kéregben dúsulnak, ezért ha más képződményben is szokásosnál nagyobb koncentrációban vannak, akkor az bizonyosan kéregszennyezés jele. Ezeken kívüli elemek csaknem kizárólag megfelelő ásványhoz kötődnek. Ilyenek: Ti, Nb, Ta ilmenitben, rutilban, titanitban, Zr a cirkonban, P az apatitban, Sr a plagioklászban. Gyakran fordul elő, hogy két vagy több elem a földtani folyamatokban hasonlóan, vagy csaknem azonosan vesz részt. Ezek egybegyűjtése (bivariáns, trivariáns elemek) különösen alkalmas lehet egyes jelenségek jellemzésére vagy megerősítésére. Például az inkompatibilis elemek érzékenyek az olvadási folyamatokra ezért az azonos $K_D$ értékű elemek mit sem változnak a parciális olvadás során. Korrelációs görbéjük meredekségéből kiszámítható az eredeti anyagban való részesedésük is. A köpenyben található ilyen gyakori együttesek: Cs-Rb-Ba, U-Nb-Ta-K, Zr-Hf-Sm, kevésbé gyakoriak: Pr-Sr, P-Nd, Eu-Ti, Ho-Y.

A felszínen és felszínközelben mért izotóparányok, bizonyos tartományokat képezve eltérnek egymástól, melyek a létrehozó folyamatokra is utalnak. Az első idevágó megfigyelés az volt, hogy az Atlanti-hátságon (MAR) a Pb/Sr izotóparány folyamatosan csökken Izlandtól az Azori-szigetek felé haladva. A jelenséget kezdetben mély feláramlással (plum) történt keveredéssel magyarázták, de továbbra is fennmaradt a kérdés, hogy vannak-e nagyobb területekre (provinciákra) kiterjedő különbségek a köpenyben. Az erre vonatkozó első bizonyítékok az Indiai-óceánból érkeztek DUPRÉ, ALLÈGRE (1983) közlései nyomán, amelyből kitűnt, hogy nagy kiterjedésben az indiai-óceáni MORB-ban nagyobb a $^{87}Sr/^{86}Sr$ és kisebb a $^{206}Pb/^{204}Pb$ érték, mint az egyéb MORB kőzetekben. HART (1984) megerősítette elődei megfigyelését és nevükből képezett betűszóval DUPAL-anomáliának nevezte el a nagyobb ΔSr értéket: $\Delta Sr = (^{87}Sr/^{86}Sr - 0{,}7030) \times 10^4$. Őt követően CASTILLO (1989) kimutatta, hogy a DUPAL az Indiai-óceántól függetlenül a Déli-Pacifikumban is előfordul, melynek jelölése SOPITA (South Pacific Isotope and Thermal Anomaly). Az is kitűnt, hogy ezek az anomáliák nagyjából a déli 30 szélességi fok környékén és a köpeny kis átlagos szeizmikus sebességű, de nagy hőmérsékletű tájékán csoportosulnak (48. ábra).

Az izotópok egy további, kivételesen jól tanulmányozható variációja, Galapagos-sziget körül található, ahol 20 vulkán működik 2–3 millió év óta. WHITE et al. (1993) mutatták ki a sziget körül az Nd-kontúrvonalak váratlan alakulását. A központi részt, amelyben nagy az $\varepsilon_{Nd}$, inkább a MORB-ra, mint az óceáni szigetekre jellemző kis $\varepsilon_{Nd}$-vel rendelkező kőzettartományok veszik körül. Szerintük ez a plum és asztenoszféra dinamikus kölcsönhatására vezethető vissza. Ugyanis




**48. ábra.** A DUPAL és SOPITA anomáliák elterjedése (vörös régiók)
A fekete háromszögek a köpeny plumokat jelölik.Vörös vonalak az alsó köpeny átlagos szeizmikus P-hullám anomáliát ($ms^{-1}$) jelentik (CASTILLO 1989)

a plum a környező asztenoszféra hőmérsékletét emeli, ami által azt mozgásba hozza s abból a plumon keresztül a magmák (a plum vastagságától függően) különféle $\varepsilon_{Nd}$ értékkel törnek a felszínre.

A fentiekből látható, hogy az elemek elterjedése távolról sem homogén, ellenkezőleg, kisebb-nagyobb térségekben csoportosulnak, vagy éppen elkülönülnek egymástól. Ez főképpen a kéreg főelemeire érvényes, mert ezek a köpenyből éppen különböző tulajdonságaik (kémiai kötés, sűrűség stb.) alapján differenciálódtak. Maximális ún. regionális homogenitás néhány ezer $km^2$ kiterjedésben a nyomelemek pedig nagyon kis térben, mert a homogenizálódához szükséges diffúzió nagyon lassú. A nyomelemek a kompatibilitás alapján különültek el, s így az eredetre utalnak vissza, ha pedig még radioaktívak is, különösen becsesek a földtani folyamatok időrendjének meghatározása szempontjából. További részletek a nyomelemek tulajdonságairól és felhasználási módjairól a Függelék 9-ben találhatók.

A petrológiai tárgyalás során az előzőekhez hasonló érvényű alapokra kell támaszkodnunk, ti. a felszínen elérhető kőzetminták vizsgálati eredményeit kényszerből, néhány kivételtől eltekintve (xenolitok, felszíni peridotit) a köpeny különböző mélységében lejátszódó folyamatok megnyilvánulásainak tekintjük. Ezek ellenőrzése közvetlen méréssel nem,

de áttételesen, a földrengés hullámok sebességének mérésével lehetséges, ez ugyanis a sűrűségről és közvetve a hőmérsékletről, de nem az összetételről tájékoztat. Mivel a paleomágneses adatok kivételével a geofizikai vizsgálatok csak a jelen viszonyokat mérik és tükrözik, az átfogó áttekintés a geokémiai kutatástól várható.

Az izotóp értékeket rendszerint nem a kőzetre vonatkozó nyers adatként, hanem izotópok arányaiként, sőt ezeket is gyakran normalizálva (rendszerint CI konditra, tengervízre, levegőre stb.) adják meg. Ennek oka az, hogy valamely elem izotópjai kémiailag nagyon hasonlóan viselkednek s így a különböző differenciálódási folyamatok során abszolút értékük ugyan változhat, de mivel nem particionálódnak, mint a főelemek, az izotópok egymáshoz viszonyított értéke állandó[32*] (ha más magmával nem keveredtek). További előny, hogy az izotópok *idő-integrált értékei*[33*] információs adatokat adnak szülő/utód arányról és így a folyamat történetébe is betekintést engednek.

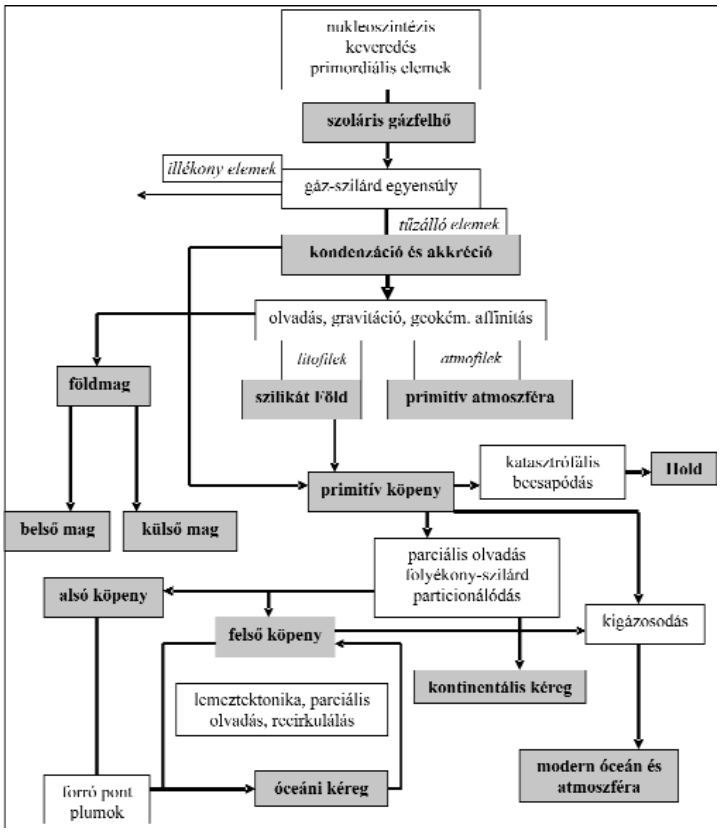
A nyomelem kutatás alapvető szabályait a Függelék 9. fejezetében foglaltuk össze.

## NYOMELEMEK ÉS IZOTÓPOK FELHASZNÁLÁSA A FÖLDSZERKEZET VIZSGÁLATÁBAN

Ahhoz, hogy megismerjük a Föld jelenlegi szerkezetét, sokszor kell visszanyúlni a kezdetekig, hiszen a máig tartó, egymásra épülő szakadatlan folyamat jelenlegi állapotát csakis ebben az összefüggésben tudjuk megérteni. A *protoszoláris* gázköd, amelyből a naprendszer minden tagja keletkezett, úgy gondoljuk, hogy jól kevert, kémiailag homogén kondritos (H, He, N, nemes gázok) összetételű volt[34*]. Ezért a nyomelem- és izotópvizsgálatok eredményeit, az összehasonlíthatóság céljából rendszerint, az eredeti állapotot leginkább megőrző, CI konditra vonatkoztatva adják meg. Amikor tehát radioizotópok koncentrációját, arányait a kondritokra normalizáljuk, voltaképpen a Föld kezdeti állapotához viszonyítjuk a mért adatokat. A feltételezés ellenére azonban a gázfelhő maga is tartalmazhatott eltérő tartományokat, amire a belőle keletkező testek variabilitásából, a kondritok változatosságából lehet következtetni. A bolygók keletkezése nem túl hosszú idő alatt (néhány 100 millió év) szimultán következhetett be, amikor új, rövid bomlási idejű elemek jelentek meg (bizonyítékot a Hold legidősebb kőzetei és a differenciált meteorok adnak). E *kozmokémiai* megközelítés azonban inkább a Föld összetétele egészének megítélésére ad lehetőséget, míg a bennünket elsősorban foglalkoztató köpenyére elsősorban a már tárgyalt kondritok bizonyos fajtái adnak eligazítást. A kondritok a meteoritok fő csoportját képviselik és osztályozásukat a Földköpeny összetétele c. fejezetben, a meteoritok összetételét pedig a 6. táblázatban adtuk meg.

Mivel az elemek, de különösen a radioizotópok alkalmazása során gyakran a szoláris ködig kell visszanyúlnunk, célszerű áttekinteni a 49. ábrán a Föld akkréciója után bekövetkezett változásokat és nyomon követni az elemek eloszlását a kialakult képződményekben. A radioaktív elemek, bomlási állandójuknak megfelelően, csökkennek az idő múlásával, de az is lehetséges, hogy másik radioelemből keletkezve, a sebességi állandók különbözősége miatt növekedhetnek is. A jelenség felhasználásával a gázköd akkréciója (a Föld keletkezése) óta a jelenig, követni tudjuk a változások időbeli rendjét.

A szoláris köd akkréciója, kondenzációja után néhány tízmillió év alatt végbemegy a Föld magjának és a szilikát Földnek a kialakulása. A




**49. ábra.** A földszerkezet kialakulása. a szoláris ködből történt akkréció és szegregáció nyomán

A nem színezett négyszögek a folyamatokat jelölik Early Silicate Earth Differentiation (2006)

[32*] Kivételesen az izotópok is differenciálódhatnak a tömegeltérés és radioaktív szétesés folytán.

[33*] Az utódizotóp(ok) különböző bomlási sebességgel gyakran maguk is radioaktívak lehetnek, így a teljes folyamatot együttesen (integráltan) kell figyelembe venni.

[34*] Eme általánosan elfogadott kiinduló állapottól eltérően gyakran látunk csillagászati felvételeket gázködökről, melyekben különböző összetételű tartományok (N, O, S) elkülönültek egymástól (7. ábra, Függelék 2–2. ábra).

kezdeti primitív köpenyből kifejlődő köpenyben zajló folyamatokkal kapcsolatban évtizedek óta probléma a köpeny felépítésének homogén vagy heterogén jellege. A teljes köpenyre vonatkozóan a szeizmológiai és kémiai fázis összetételbeli szempontból a köpeny heterogenitása eddig sem volt megkérdőjelezhető. A kérdés maga elsősorban az egyes övekre és különösen a felső köpeny állapotára korlátozódott. Az adandó válasz azon fordul meg, hogy milyen szorosan értelmezzük a homogenitás fogalmát. De még ezt megelőzően is azzal kell tisztába jönnünk, hogy milyen folyamatok hozhatnak létre összetételbeli eltéréseket, vagyis heterogenitást. A szeizmikus hullámok terjedési viszonyai ugyanis egyértemű en mutatják a köpeny *szilárd* (kristályos) állapotát tehát a heterogenitáshoz vezető folyamatoknak a szilárd köpenyben kell végbemenniük.

Egy ilyen közegben az anyagmozgás a viszkozitás függvénye és hogy nagyobb mozgási képesség kialakulhasson, az anyag megolvadására van szükség. Van ugyan a legfelső köpenyben egy öv, az asztenoszféra, melynek viszkozitása kisebb s így képlékenyebb, mint a köpeny többi része, a részleges olvadás szükségessége itt sem kerülhető el. Egy ilyen, részben olvadt, anyag mozgása is legfeljebb ~1 cm $év^{-1}$ lehet. Az olvadáshoz szükséges hő különböző forrásokból származhat, melyeket korábban már tárgyaltunk.

A köpeny szerkezetét tárgyaló különböző elgondolások két főirány szerint foglalhatók össze (16. táblázat). Az egyik — általánosabban elfogadott, mondhatni standard — felfogás szerint a köpeny egy kigázosodott felső és egy nem gáztalanodott *alsó* (eredeti, primitív, PRIMA) részből áll. A másik elgondolás ezt a nézetet nem fogadja el és feltevése szerint a kigázosodás a teljes köpenyt érintette.

**16. táblázat.** A köpeny szerkezetére vonatkozó elméletek összefoglalása

| Köpeny | | |
|---|---|---|
| 2 rétegű (szeizmológiai és kémiai értelemben) | felső | kigázosodott |
| | alsó<br>(ezen belül „D” réteg) | közel primordiális<br>alsó köpeny – mag határa |
| 1 rétegű (Anderson)<br>teljes hőcirkulálás | *a geokémiai folyamatok felszín közeliek*<br>A hőcellák az egész köpenyre kiterjednek | akkréció során az egész kigázosodott |

A kétrétegű elmélet kialakulását több nyomelem előfordulási sajátossága inspirálta. Ez abban áll, hogy egyes elemek differenciálódással, kigázosodással a köpeny felső részéből a kéregbe jutottak s így a köpeny felső része az inkompatibilis elemekben komplementárisan elszegényedett. Viszont nagy mélységből érkező lávákban az elemek normális (kvázi kondritos) előfordulását látjuk, s így értelmesnek látszik a köpenyt egy felső (elszegényedett) és egy alsó (nem elszegényedett, közel primer összetételű) részre osztani.

Az inkompatibilis elemek koncentrációjának változatlansága az alsó (primitív?), és az e tekintetben elszegényedett felső köpenyben, amely számos geokémiai értelmezés alapja, annak következménye, hogy a részleges olvadás folytán az inkompatibilis elemek a felső köpenyből, a FARM folyamatok révén, mintegy kivonódtak, és a kéregbe kerültek. E felfogás szerint a szilikát Föld három rezervoárból áll: a kéregből, az elszegényedett felső és a primitív alsó köpenyből. Ennek alátámasztására különböző radioaktív izotópok tömegmérlege hozható fel. Példaképpen a Nd- és Sm-izotópokkal végzett számítást mutatjuk be. A Nd-izotóprendszer teljes Földre vonatkozó értékét a $\varepsilon_{Nd}$-nek jelölve:

$$\Sigma M^j C^j \varepsilon^j_{Nd} = 0$$

melyben $M^j$ a *j*-edik rezervoár tömege, $C^j$ az Nd kocentrációja a rezervoárban, $\varepsilon^j_{Nd}$ az $\varepsilon_{Nd}$ értéke a rezervoárban. Feltéve, hogy Sm/Nd arány kondritos, az ettől való eltérést $f_{Sm/Nd}$-nek jelölve felírható:

$$f_{Sm/Nd} = \frac{{}^{147}Sm/{}^{144}Nd_{\min ta} - {}^{147}Sm/{}^{144}Nd_{CHUR}}{{}^{147}Sm/{}^{144}Nd_{CHUR}}$$

Az Nd koncentrációja:

$$\Sigma M^j C^j_{Nd} = M^o C^o_{Nd}$$

A három rezervoár tömege egyenlő a teljes szilikát Földével:

$$\Sigma M^j = M^o$$

Az előbbiekből az

$$\varepsilon_{Nd} \cong \varepsilon^j_{Nd} + f_{Sm/Nd} Q_t$$

amelyben az $\varepsilon^j_{Nd}$ az $\varepsilon_{Nd}$ kezdeti (t=0) értéke, a $Q_t$ pedig egy állandó (25,13G $év^{-1}$).

Végül:

$$M_{dm}/M_c = \left(\frac{C^c{}_{Nd}}{C^o{}_{Nd}} - 1\right) - \left(\frac{C^c{}_{Nd}}{C^o{}_{Nd}}\right) \frac{Qf^c{}_{Sm/Nd}\, T^c}{\varepsilon_{dm\,Nd}}$$

ebben $T^c$ a kéreg átlagos kora. Az egyenlet lehetővé teszi az elszegényedett felső köpeny ($M_{dm}$) és a kéreg ($M_c$) tömegarányát kiszámítani, ha ismerjük a kéreg Sm/Nd arányát, a felső köpeny $\varepsilon_{Nd}$ értékét és a kéreg, valamint a primitív köpeny Nd-koncentrációját. Az értékeket részben becslés alapján ismerjük. A kéreg átlagos korát 2–2,5 G évnek vehetjük, az $\varepsilon^{dm}$ kb. +10. Az adatok felhasználásával arra az eredményre jutunk, hogy a köpeny 0,3–0,5 részének kellett elszegényedni ahhoz, hogy a kontinentális kéreg $\varepsilon_{Nd}$ értéke +10 körüli legyen. Érdekes, de nem biztos okozati megfigyelés szerint a 600 km mélységig terjedő gömbhéj tömege a köpeny 0,33 része (l. előző érték) ahol szeizmikus diszkontinuitás is észlelhető.

Ma is több szerző a köpeny homogén jellegét hangsúlyozza, de ezt inkább csak egyes rétegekre vonatkoztatják. Ha a köpeny egészét tekintjük, mind szeizmológiai értelemben (410 km, 660 km, D" diszkontinuitás), mind a hőfluxus, a szubdukció és ennek következményei tekintetében, a köpenyt heterogénnek kell tartanunk. A szeizmikus anizotrópia[35*] is azt mutatja, hogy a földköpenyben több olivin van, mint az eklogitban, amit ANDERSON (1989) úgy fejleszt tovább, hogy nagyobb olivintartalmú eklogitot, általa *pikrolit*nak[36*] elnevezett anyagot feltételez. Úgy gondolja, hogy a pikrolit a primordiális magmaóceánból keletkezett s ez a MORB forrása is.

Általánosabb az a felfogás, amely szerint a köpeny összetétele a peridotitnak felel meg, de némi változtatással. A kéreg képződése, mint láttuk a köpeny főelemeit számottevően nem változtatta meg, de a FARM folyamatok révén a nyomelemek kivonódása és az ismétlődő szubdukciós folyamatok nyinvánvaló befolyást gakoroltak a köpeny összetételére, amely bizonyos mértékben eltér a kondritokétól (Függelék 9. fejezet).

Ennek figyelembe vételével a köpeny petrológiai modellje abból indul ki, hogy a *bazalt az olvadékot*, *a peridotit a maradékot* képviseli és ezek valamilyen arányú keveréke közelíti meg a felső köpeny összetételét. Mármost a kutatás alapgondolata az elemek e két fázis közötti megoszlásának szabályaira alapozza következtetéseit.

Ilyenek:

1. Két egyenlő sugarú és töltésű ion a kristályosodás idején fennálló arányuk szerint lép a szilárd fázisba.

2. Két hasonló sugarú és töltésű ion közül a kisebb megy a szilárd fázisba.

3. Ha két ion sugara azonos, de töltésük eltérő, akkor a nagyobb töltésű ion épül be a szilárd fázisba.

4. A Pauling-féle elektronegativitási értékek is szerepet játsznak az elemek eloszlásában.

5. A nyomelemek belépése vagy kizárása az ásványokból sokkal szelektívebb folyamat, mint a főelemeké. Ezért különösen hasznosak az olvadékok eredetének és fejlődésének megítélésében.

Visszatérve a bazalt/peridotit elgondolásra azonnal kitűnik, hogy csupán e két komponenssel több elem, de különösen a Si/Mg arány vonatkozásában nem lehet elég jól közelíteni a kondritos arányokat. Ennek alternatívája, hogy megtaláljuk a *„primitív" ultramafikus* kőzetet (vagyis a tűzálló elemek tekintetében a kondritos arányhoz legközelebb állót) és ezt az egész köpenyre érvényesnek tekintsük. Igaz, a leginkább ultramafikus kőzetek is szegényebbek nyomelemekben és a ritkaföldfémek arányai sem felelnek meg pontosan a kondriténak. Abból a tényből, hogy a különféle meteoritokban a tűzálló elemek *arányai* közel állandóak, ami arra vall, hogy ezek az akkréció előtt nem voltak kitéve differenciálódásnak, kiindulásként megengedhetjük azt a feltevést, hogy ez a megállapítás az egész Földre vonatkozólag is érvényes. Mihelyt azonban ezek az elemek valamely bolygóban gyülekeznek, különféleképpen frakcionálódnak: a sziderofil tűzállók a földmagba, a kompatibilis tűzállók a köpeny szilikát ásványaiba, az inkompatibilisek az olvadék révén a kéregbe jutnak az erősen volatilis elemekkel együtt, tehát a különféle geofázisokban abszolút értékük széles tartományban változik. Az erősen sziderofil elemek (HSE), mint a Re, Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd, Au az olvadt vassal kémiai kötésre képesek és így feltehetjük, hogy a vasmagban gyülekeznek. Az újabb vizsgálatok (SCHMIDT 2008) szerint a földkéregben a vártnál több HSE van, mint a kőmeteorokban (kondritokban) és gyakoriságuk lényegében a vasmeteorokéval (a Marsban találttal is) egyező. Ebből az a következtetés adódik, hogy a földkéregben a HSE kozmokémiai eredetű. A Föld keletkezése utáni 20–30 M évben olyan meteorzápor érte a Földet, melyben nagy és már olvadt fémanyagot tartalmazó aszteroidák növelhették a kéreg sziderofil elemeinek koncentrációját.

A köpenyből vagy az alsó kéregből keletkezett magma fejlődése során a főelemek lehetővé teszik ugyan a szilárd fázis ásványainak kiszámíthatóságát, de nem alkalmasak az idevezető folyamatok megkülönböztetésére. A nyomelemeket, de különösen azok izotópjait kell igénybe vennünk azoknak a folyamatoknak vizsgálatában, melyek a köpeny és az ebből levezethető kéreg összetételének kialakulásához vezettek. Kiemelten kell rámutatni azokra a körülményekre is, melyek a radioizotópok mérése révén a folyamatok időbeliségének meghatározását is lehetővé teszik. E kérdéssel ezért a Függelék 8. fejezetében külön is foglalkozunk.

Azonban e vizsgálatokkal kapcsolatban kell rámutatni azokra a nehézségekre is, amelyek e módszer alkalmazását kísérik. Mint minden nem kísérleti természettudomány esetében, így a geokémiában is, élesen el kell választanunk egymástól a megfigyeléseket (műszeres mérések adatait) ezek értelmezésétől. Oly bonyolult rendszerben, mint aminő a

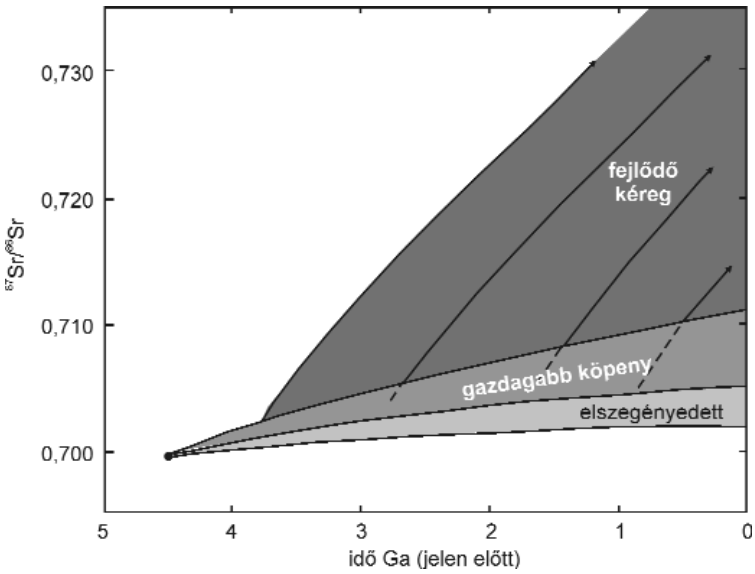
[35*] A szeizmikus anizotrópia kialakítására az olivin és ortopiroxén hajlamos. A hullám vezetési sebesség a kristálytani tengelyek irányában változik (pl olivin esetében *a* 9,89 $kms^{-1}$, *b* 7,72 $kms^{-1}$, *c* 8,43 $kms^{-1}$) és ha az ásványok folyás következtében többé-kevésbé párhuzamos helyzetűek a vezetési különbségek kifejezésre jutnak.

[36*] A pikrolit elnevezést a pikrit és eklogit szóból származtatja.

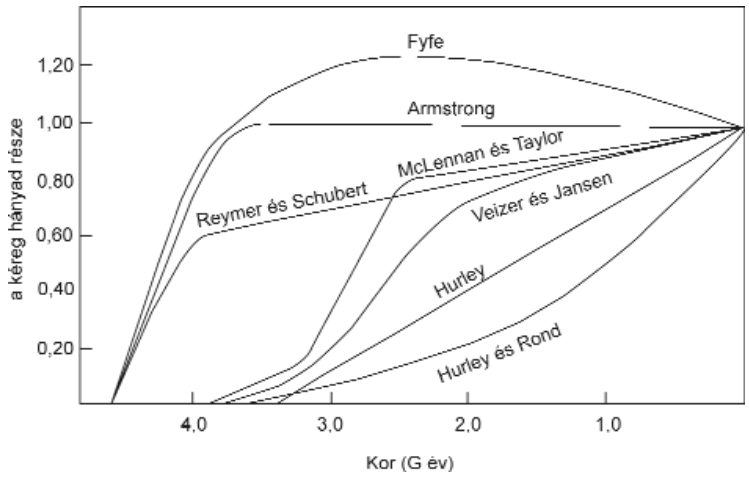
Föld kémiai összetétele, annak térbeli megjelenése és időbeli változása, a mérési adatok legfeljebb hipotézisek megalkotását teszik lehetővé. Az újabb és újabb adatok alapján lehetséges ezek finomítása, egyesek esetleg végsőnek látszó megoldáshoz közelíthetnek, de eltérő megoldások felmerülése soha sincs kizárva. Annál is inkább, mert problémát jelent, hogy a Földünkön található 339 stabilis és mintegy 30 radioaktív izotóp egymással képezett hányadosainak szinte áttekinthetetlen számú kombinációi milyen következtetések levonására jogosítanak fel. E tekintetben bizonyos hasznosnak mutatkozó irányok már kialakultak, de az irodalomban gyakran új összefüggések sorozata bukkan fel.

## A KÖPENY/KÉREG FOLYAMATOK A NYOMELEMEK TÜKRÉBEN. A FÖLDKÉREG KELETKEZÉSE

A szakirodalomban sokszor tárgyalt kérdés, hogy a Föld fejlődése során mikor keletkezett a kéreg. A lemeztektonikai folyamatok is, több megfontolás alapján, a korai kéregképződésig mennek vissza, s ennek során a recirkuláció és parciális olvadás folytán, az inkompatibilis elemek, köztük a stroncium, az olvadékban s így az abból fejlődő kéregben dúsulnak, módot adva a kéregfejlődés idejének megállapítására. Tehát a $^{87}Sr/^{86}Sr$ arány a kéregben állandóan növekszik, (50. ábra) vagyis arányos az eltelt idővel. Más módszerekkel a kéreg lehetséges legkorábbi keletkezési idejét az U-Pb (cirkon) módszer szerint 4,4–4,3 G év, a $\varepsilon_{Hf}$ ($^{176}Hf/^{177}Hf$) és a Lu/Hf (~0,01) adatok szerint 4,5–4,4 G év közötti időre teszik, de az első kéregrészletek gyorsan alámerülhettek (recirkuláltak).




**50. ábra.** A $^{87}Sr/^{86}Sr$ növekedése jellemzi a közel 4 G év óta fejlődő földkérget (JACOBSEN, DYMEK 1988)




**51. ábra.** A földkéreg képződésének és fejlődének alakulása az idő függvényében, az ábrán feltüntetett szerzők szerint

A kérdést sok kutató vizsgálta különféle izotópok felhasználásával és a módszerekben rejtőző eltérések következtében szembetűnően különböző erdményre jutottak, különösen a kéreg időtől függő részarányát tekintve (51. ábra).

CARO et al. (2003) szerint a földkéreg keletkezési idejének megállapítására az $^{142}Nd$-izotóp mérése ad megbízható lehetőséget. Ez az izotóp ugyanis a $^{146}Sm$ radioaktív bomlásával keletkezik, melynek rövid a felezési ideje ($T_{½}$=103 M év) s így a $^{142}Nd/^{144}Nd$-érték csak a Föld keletkezése utáni 700 M évig változott, míg a többi Nd-izotóparány a földtörténet során máig állandóan változik. Az Isua (Ny-Grönland) metaszedimentek $^{142}Nd$ értékei 15±4 ppm, hasonlóak az Allende meteoritéhoz, amiből következik, hogy a Sm/Nd frakcionálódás a Föld akkréciója után hamar végbement. Az Isua felzikus és bazalt kőzeteiben 3,7–3,8 G év után már nincs eltérés az $^{142}Nd$-értékekben, tehát a $^{142}Nd$ kezdeti értéke (~ 50 ppm) 4,5 és 3,8 G év között homogenizálódott.

A kérdés bonyolultságát jellemzi, hogy újabban felmerült a kontinentális kéreg fejlődésének epizodikus jellege is. A kontinentális kéreg fejlődését szemléltető 50. ábra mintegy annak időbeli folyamatosságát sugallja. Kezdetben BOHER et al. (1992), STEIN, HOFMANN (1994) szerint ez a látszat, az adatok önkényes összekötésének következménye, de a rendelkezésre álló adatokból szerintük folyamatosság helyett, inkább epizodikus képződés olvasható ki. A kontinentális kéreg U-Pb (cirkon) korgyakorisági diagramjai (CONDIE 2001) szerint egy-egy intruzív szakaszt, a nyugalmitól

elválasztó csúcsokat mutatnak ki. Ezek nem a kontinentális kéreg egyes szelvényeinek véletlenszerű megmaradását jelzik, hanem köpeny-plumokhoz kapcsolódó nagyobb termális pulzusokat az archaikumban (2,74–2,66 G év) és a korai proterozoikumban. E felfogás szerint tehát az sem biztos, hogy a kéregfejlődés folyamatos szubdukcióhoz kötődő magmatizmus következménye (ALBARÈDE 1998). Pontos U-Pb (cirkon) adatokból arra következtetnek, hogy a nagy epizódokra jellemző vonások egyidejűleg minden kontinensen megnyilvánulnak, jóllehet ez az állítás nem meggyőző annak ismeretében, hogy az archaikus kőzetek a jelenlegi felszín mindössze 7,5%-án maradtak fenn. Továbbá a plumokhoz kötődő epizódokkal kapcsolatban nehéz kérdésként merül fel az is, hogy miként kell elképzelni a túlnyomóan mafikus plumok aktivitásához kapcsolódó szintektonikus felzikus kőzetek hasonló periódusú megjelenését. Ugyanis a köpenyeredetű és felzikus (nagy $SiO_2$) képződmények izotóparányai rövid időkülönbséget engednek meg. A kontinentális bazaltárak szilíciumeloszlása az archaikus kőzetéhez hasonlóan bimodális, jóllehet a bazaltárak felzikus kőzetei nem a maradék gránátokkal egyensúlyban, hanem különböző tektonikai viszonyok között, és mintegy 50–80 M év késéssel keletkeztek.

Annyi azonban bizonyos, hogy az archaikus palák összetétele szisztematikusan kevesebb Si, K, Th, Sc és több Mg, Ca, Na, Cr, Ni elemet tartalmaz, mint a posztarchaikus palák. Ezt a különbözőséget TAYLOR, MCLENNAN (1985) a kiinduló magmás kőzetekre vezeti vissza, mivel az archaikus kőzeteket a Na-TTG, és Mg-gazdag komatiit jellemzi, míg a fiatalabb posztarchaikus orogénekben dúsabb Si- és K-tartalmú kőzetek keletkeztek. A Nb/La értéke is kisebb az archaikus felső kéregben (0,28), mint a posztarchaikus palákban (0,44–0,50). Ez a vázlat azonban további problémát vet fel, ha a RFF eloszlását is figyelembe vesszük. Az archaikus palákban ugyanis kevesebb az LRRE és több a HREE, de főképpen nincs negatív Eu-anomália, szemben a posztarchaikus palákkal. Ebből az következik, hogy az archaikus kőzetek szintén átestek kérgen belüli differenciálódáson, vagyis nem kizárólag primitív mafikus kőzetek. A Föld kémiai összetétele az idővel tehát változik, de ennek pontos okát és menetét teljes bizonyossággal még nem ismerjük. A szekuláris változás az üledékek összetételében is megmutatkozik, s ez jól tükrözi a magmás kőzetek átlagát, különösen a Sc, Th, Y, RFF, elemek tekintetében, mert ezek vízben nem oldható, tehát a mállás során nem változó nyomelemek.

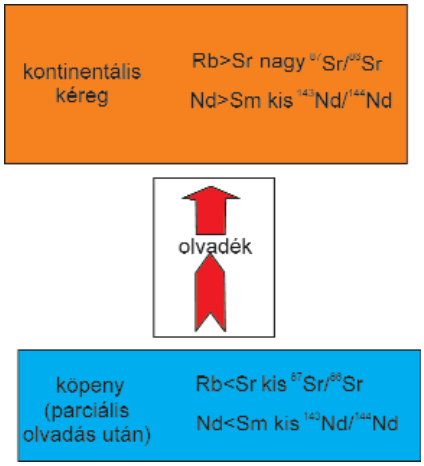
Ahhoz, hogy a köpenyben lejátszódó differenciálódási folyamatokat nyomelemvizsgálatokkal követhessük, szükséges a nyomelemvizsgálat és -használat idevonatkozó alapelveit és eljárásait röviden összefoglalni, követve e kőzetek kialakulásának menetét. A nyomelemek eloszlását az óceáni és kontinentális kéregben ugyan különböző folyamatok irányítják, de minden esetben a legfontosabb közvetlen ok a szilárd köpenyanyag részleges olvadása és az ezt követő kristályosodás vagyis frakcionált kristályosodási folyamat, amely nélkül a Földön nem volnának kontinensek. Az anyag nagyobbik része a felső köpenyből (asztenoszféra) származik, azonban egyes hotspotok magmája a mélyköpenyből eredhet. Az óceáni kéreg eleve nyomelemekben szegényebb anyagból (DMM) indul ki és összetétele sokkal egyhangúbb, mint a kontinentális kéregé. A kontinentális kőzetek voltaképpen a felső köpeny mafikus anyagából recirkuláció révén esetleg többszöri parciális olvadás útján keletkeztek. Amikor a köpeny anyaga oly magasságba jut ahol a nyomás csökkenése miatt a szolidusz görbe fölé kerül, részlegesen vagy kivételesen teljesen megolvad és belőle *parentális magma* keletkezik. E folyamat kapcsán az elemek geokémiai útja kettéválik: zavarmentes esetekben a kompatibilis elemek a köpeny olivin, piroxén, gránát ásványaiban visszamaradnak, míg az inkompatibilis elemek az olvadékban koncentrálódnak. Az olvadás során az ásványok kémiai kötései felbomlanak, az atomi, ioni részecskék részben elválnak egymástól. Hűlés alkalmával a kristályosodási differenciálódás során az először kiváló (Fe, Ti) ásványok, az olivin ($\rho$=3,3–3,5 gcm$^{-3}$) piroxének ($\rho$=3,2–3,5 gcm$^{-3}$) lesüllyednek és mafikus kőzetekké alakulnak. A kisebb sűrűségű ásványok (kvarc, földpátok) és az olvadék ($\rho$<3,0 gcm$^{-3}$) gravitációs hatásra emelkednek és a felzikus kőzetek alkotórészeivé válnak. A köpeny összetételére e folyamat, mivel a kontinentális kéreg a szilikátföldnek csak 0,5–0,6%-át teszi ki, a főelemekre (Si, Mg, Al, Ca, Na) nincs mérhető hatással. Annál nagyobb változás következik be a nyomelemek (pl.Th, U, Cs, Rb, Nb, Ta, La stb.) megoszlásában, mert ezek tekintélyes része az olvadékkal a kéregbe kerül. Pédául az összes U, Th 50%-a a kéregben van és csak a másik fele a 99,5%-ot kitevő köpenyben marad vissza. A kvantitatív modell szerint a nyomelemek eloszlása a kéreg és köpeny között HOFMANN (2003) szerint közel komplementárisnak tekinthető.

Ezen a ponton lép a nyomelemvizsgálat a kőzetgenetikai kutatás területére, mert a nyomelemek önmagukban is többnyire jól jellemzik a lezajlott folyamatokat. Még részletesebb betekintést nyerhetünk az izotóparányok meghatározásával. A nyomelemek útját ugyanis elektronszerkezük jelöli ki, s így a körülmények változásával abszolút koncentrációjuk is változhat, azonban izotópjainak egymáshoz viszonyított aránya, különösen a nehezebb izotópok esetében változatlan. Ez az adottság kiváló jelző értéket kölcsönöz az izotópoknak, mert lehetővé teszi a keletkezési idő meghatározását is, ami rendkívül fontos paramétere a genetikai vizsgálatoknak. A kontinentális kéreg tanulmányozása során leggyakrabban használt radioaktív nyomelemeket a 17. táblázatban foglaltuk össze.

**17. táblázat.** A kéreg kutatásban leggyakrabban használt nyomelemek

| Radioaktív (eredeti) elem | Radiogén (utód) elem | Radiogén és radioaktív elem |
|---|---|---|
| K | He | Bi |
| Rb | Ar | Po |
| In | Ca | At |
| La | Sr | Rd |
| Sm | Xe | Fr |
| Lu | Ba | Ra |
| Th | Hf | Ac |
| U | Sn | Pa |
| | Ce | |
| | Nd | |
| | Os | |
| | Pb | |

A köpenyből érkező izotópjelzések értelmezése céljából tekintsük elsőül a Sr-, Nd-, Pb-izotópok elterjedésének határértékeit az óceáni vulkanizmus különböző előfordulási területein szerzett adatok alapján. Bevett gyakorlat a kőzetek eredetének vizsgálatában a Rb- és Sm-elemek eltérő kompatibilitási tulajdonságainak kihasználásával a belőlük keletkező izotóputódok arányainak összehasonlítása. Ennek megfelelően a köpenyben zajló folyamatok nyomon követése gyakran Rb/Sr- és Sm/Nd-izotóparányok[37*] vizsgálatával történik. A $^{87}Rb \rightarrow ^{87}Sr$-izotóppá alakul β-bomlással $^{1}_{0}e$ kibocsátásával ($t_{1/2}$=4,923×$10^{10}$ év). Mivel a Rb inkompatibilisebb, mint a Sr, ezért parciális olvadás esetén a Rb elválik a stronciumtól és inkább az olvadékba megy. Ha az olvadék láva alakjában felszínre kerül és építi a kérget, akkor ennek megfelelően a geológiai idők során a kéregben koncentrálódik és növekszik a belőle bomlással keletkező $^{87}Sr$. Érthetően ennek következményeképpen a köpeny Rb-ban szegényebb lesz. A Sr-izotóparányok szempontjából a köpeny egésze azonban homogénnek tekinthető. A $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány a Föld keletkezésekor azonos volt a kondritokéval, és az azóta eltelt idő alatt növekedett, mert a $^{147}Sm$-ból folyamtosan nőtt a $^{143}Nd$ mennyisége. Mai értéke 0,5163.

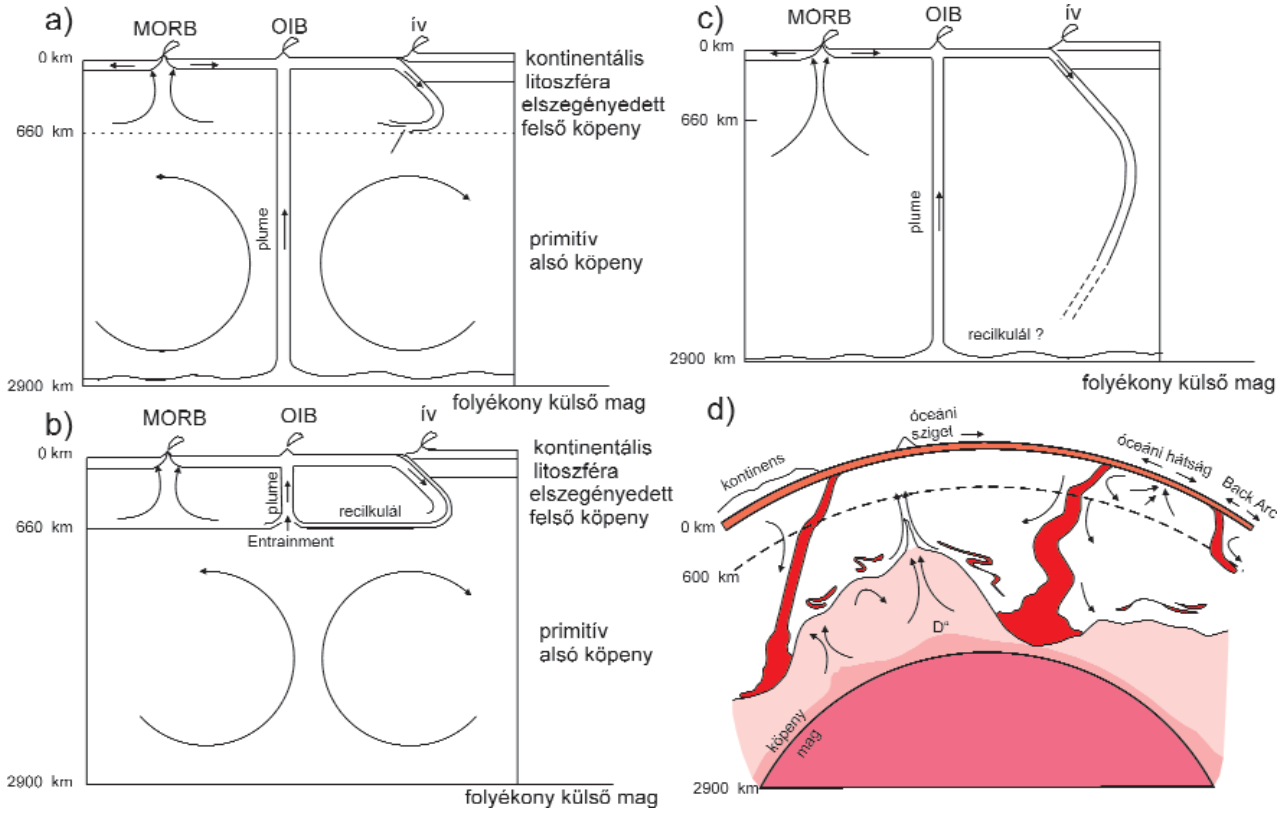



**52. ábra.** A Rb/Sr és Nd/Sm rendszer a köpenyben és kéregben (De Paolo, Wasserburg 1979a)

A Nd izotópok sorában különösen a $^{143-144}Nd$-nek van nagy jelentősége.

A $^{147}Sm \rightarrow ^{143}Nd$-má bomlik 1 α részecske kibocsátásával ($t_{1/2}$= 1,06×$10^{11}$év). Ebben az esetben a Sm kompatibilisebb, mint a Nd ($D_{Sm}>D_{Nd}$), ezért olvadás esetén a szilárd fázisban marad és a Nd megy olvadékba. Ennek folytán a Sm a köpenyben dúsul, a kéreg viszont Nd-ban. Másfelől $^{87}Rb \rightarrow ^{87}Sr+\beta$ esetében a $D_{Rb}<D_{Sr}$, vagyis a kéregben több a Rb, s vele a $^{87}Sr$, tehát a $^{87}Sr/^{86}Sr$ nagyobb, mint a köpenyben. Ebből következik, hogy a $^{143}Nd/^{144}Nd$ negatívan korrelál a $^{87}Sr/^{86}Sr$-mal s így a szegényebb óceáni hátsági kőzethez mindig kisebb $^{87}Sr/^{86}Sr$ és nagyobb $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány tartozik (52. ábra).

Az előbbi nyomelemarányok a kéregben egymástól teljesen eltérő vagy csak részben fedő tartományokra utalnak, melyekhez — elvben — a köpenyben




**53. ábra.** Elgondolások a köpenyben zajló, MORB, OIB kőzeteket létrehozó folyamatokra (magyarázat a szövegben) (Davies 1999)

[37*] Izotóparányokat nemcsak azért használnak, mert a vizsgált folyamatokban állandóak maradnak, hanem azért is mert pontosabban mérhetők, mint a koncentrációk.

elkülönült forrásrégiókat rendelhetünk. Az adatok eloszlása egyelőre (munkahipotézisként) a köpenyben 5 rezervoár elkülönítését teszi lehetővé.

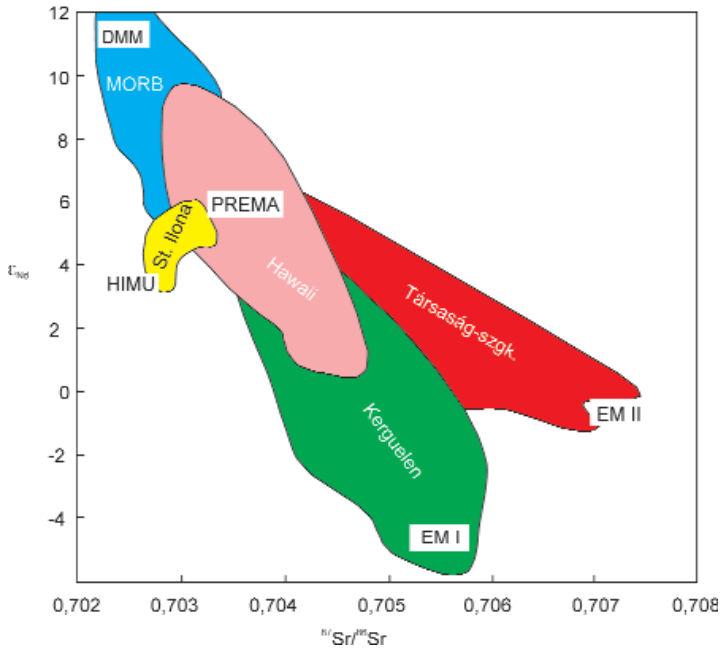
Az öt alaptípus a következő: MORB, DMM, EMI, EMII és HIMU[38*]. Ezek különböző nyomelem, ill. izotópeloszlás alapján további alcsoportokat alkotnak, amelyeket szintén betűszavakkal rövidítve említünk. Mielőtt ezekre rátérnénk, érdemes előbb a köpeny szerkezetére vonatkozó felfogásokat röviden összefoglalni, jóllehet e teóriák felállítását a mérési adatok megelőzték. Az öt alapcsoport adatait azonban könnyebb lesz értelmezni, ha azokat valamely eredetelmélettel vethetjük össze.

Az alaptípusok származási helyére vonatkozó felfogásokat az 53. ábra mutatja be öszefüggésben a köpenyáramokkal. Bár a köpeny szilárd halmazállapotú, benne áramlások alakultak ki, amire abból is következtethetünk, hogy ha a köpeny hővesztése kizárólag hővezetés útján valósulna meg, akkor a Föld felszínközeli része egyforma hőmérsékletű lenne. Hőgradiens hiánya miatt pedig nem volna hajtóerő a geológiai folyamatok fenntartására.

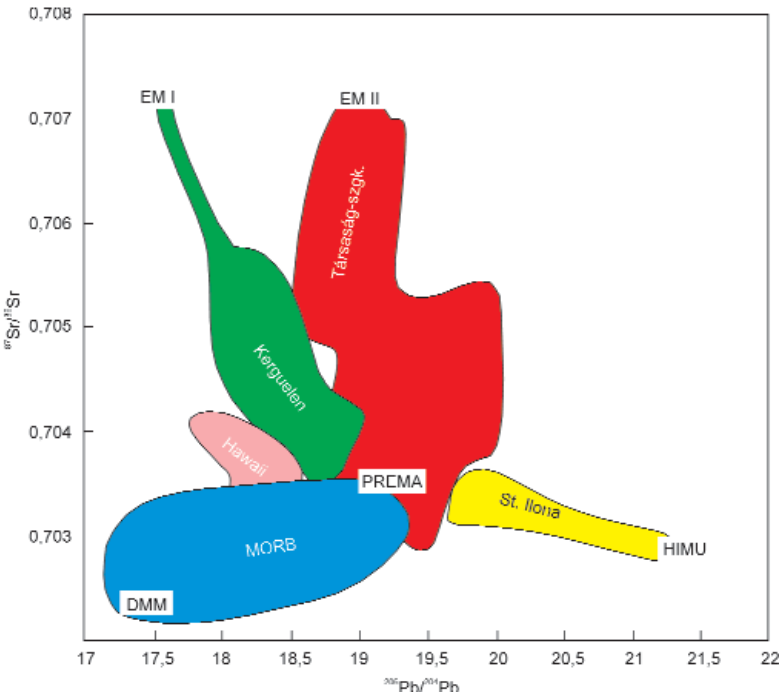
Az ábrán látható modellek mindegyike a MORB (óceánközépi hátsági bazalt) eredetéül a felső köpenyt tekinti, amely az izotóp tömegmérleg számítások alapján az egész köpeny 1/3-ad részét teszi ki. E mellett szól, hogy a MORB 65 000 km hosszúságában, tehát az egész földfelszínen, nagyon hasonló elemi és izotóp inkompatibilis elemekben elszegényedett magmák jönnek felszínre. Az OIB lávák viszont, főleg óceánokban elszórva, a plumok (köpenycsóva, köpenyfeláramlás) révén az alsó köpeny és felső mag határától (D" réteg) indulnak, áttörik a 660 km-es diszkontinuitást és a felszínhez közel jutva, vulkánok alakjában felszínre törnek (53. ábra, a). Helyzetük a köpenyben évszázmilliókon át állandó. Egyes kutatók (többek között ANDERSON 1981) a geológiai folyamatok kiinduló helyszínét kizárólag a felső köpenyben képzelik el s így az OIB plumok is csak maximálisan 660 km mélységből származnak (53. ábra, b). Mások a szubdukciós lemezek lehatolási mélységét helyezik a felső köpenybe. Mai ismereteink szerint az 53. ábra a és b modellje nem zárja ki egymást, mert a szeizmológusok a plumok egy részének helyzetét a felső köpenyig, más részét azonban a D" rétegig tudják követni.

Az 54. ábra a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\varepsilon_{Nd}$ és az 55. ábra a $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagramok szerint mutatja be az izotóparányok eloszlását e rezervoárokban.

Az is nagyon valószínű, hogy földrajzilag viszonylag nem túl távoli lávák közötti eltérések a köpenyben laterálisan is meglevő heterogén régiók létezésére utalnak. Ezt jól illusztrálják a változóan gazdag OIB kőzetek, mert inkompatibilis elemekben mindig gazdagabbak a MORB kőzeteknél. E jelenséget is egy felső és egy alsó köpeny létezésére vezetik vissza.




**54. ábra.** Az 5 rezervoár a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\varepsilon_{Nd}$ diagramban (ZINDLER et al. 1986)



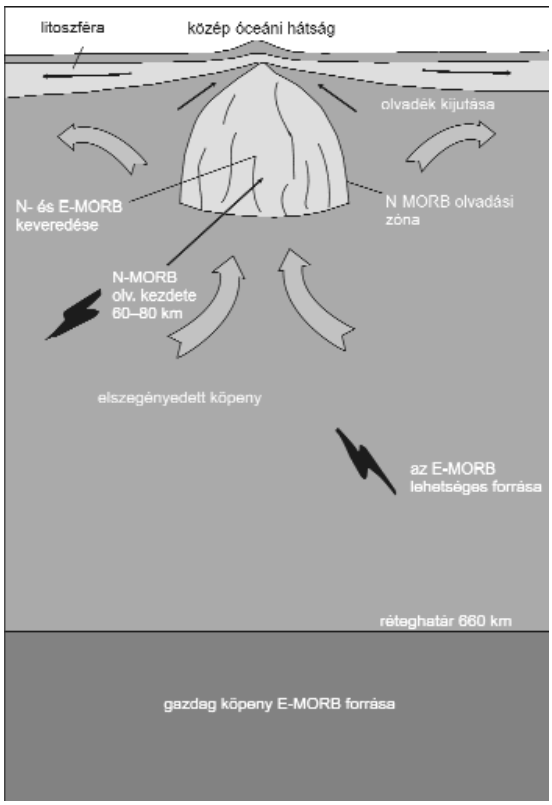

**55. ábra.** Az 5 rezervoár a $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ diagramban (WHITE 1985, ZINDLER et al. 1986)

[38*] Lásd betűszavak jegyzékét.

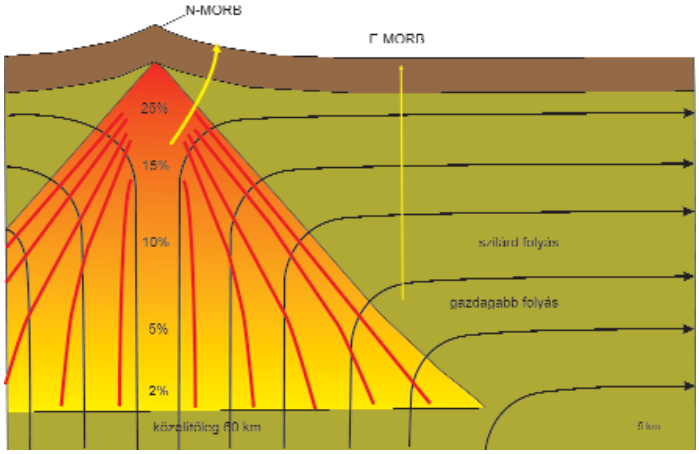
## A MORB

Mint a neve, a Mid-Ocean Ridge Basalt jelzi, ez a legnagyobb tömegű vulkánosságot (az összes vulkáni működés 73%-át) képviselő óceáni hátságok kőzete és annak izotóparányait képviseli. DEPAOLO, WASSERBURG (1976) bevezette a Sr- és Nd-izotópok köpenyre vonatkoztatott arányainak „a köpeny rendje" („mantle array") fogalmát (Függelék 8–5. ábra). Ennek adatai: $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,51315, $\varepsilon_{Nd}$= +10 és $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7025 (*szegényedett köpeny*), ill. $^{143}Nd/^{144}Nd$ =0,51264 ($\varepsilon_{Nd}$=±0) és $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,705 (feltételezett *primitív köpeny*). Bár ezek nem mindig azonosak a köpenyizotópok tényleges értékeivel, de megmaradtak, mint referens értékek, amelyekhez a kőzetek mért adatait viszonyítják.

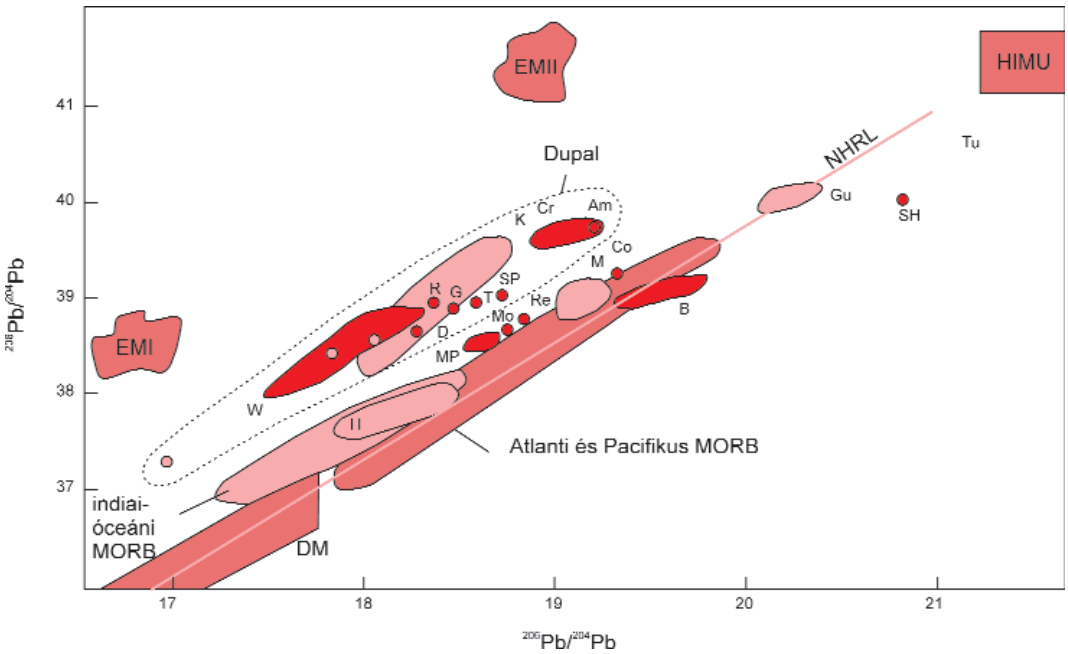
A MORB kőzetek a $^{87}Sr/^{86}Sr$<0,7035, $^{143}Nd/^{144}Nd$>0,5030 és $^{206}Pb/^{204}Pb$<19,5 értékek között maradnak. A Ba/Nb, Th/Nb és K/Nb értékek alacsonyak. Összetétele <1230 °C és 0,8–1,2 GPa nyomáson (25–35 km mélység) esetén Cpx+Opx+Plag+olvadék, ami a peridotit olvadásakor a spinell peridotit stabilitásának felel




**56. ábra.** A MORB keletkezésének vázlata (WILSON 1989)




**57. ábra.** Az N-MORB-hoz hasonló néha 20 km távolságban feltörő lávák néhány elem tekintetében gazdagabbak: E-MORB, (ZOU et al. után, TURCOTTE, MORGAN 1992)




**58. ábra.** A MORB értékeinek alakulása a Pb/Pb diagramban
Am = Amsterdam, Cr = Crozet, M = Mauritius, MP = Marion Pr. Edward, R = Raratonga, Re = Reunion, SP = St. Paul, 0 Indiai MORB, Dupal NHRL = North Hemisphere Reference Line (WINTER 2001), HAMELIN, ALLÈGRE (1985), HART (1984)

meg. Képződésének feltétele a tektonikus lemezek egymástól való távolodása során kialakuló hasadék keletkezése, amelybe a köpenyanyag diapírszerűen benyomul. Eközben adiabatikus nyomáscsökkenés folytán, mintegy 60–80 km-es mélységben, részleges olvadás kezdődik és az inkompatibilis elemekben szegényedett felső köpeny anyagából normális MORB (N-MORB) láva jön létre (K/Ba>100 és Zr/Nb >30) (56. ábra). Az olvadás kezdetben kismértékű 60 km mélységben 2%-ra tehető, de a köpeny emelkedésével ez növekszik, mert bár a hőmérséklet csökken, de az ugyancsak csökkenő nyomás nagyobb mértékben csökkenti az olvadáspontot, úgyhogy az árok tengelyében 25–40%-ot is elérhet. Az átlagos olvadás azonban csak 10% körüli s ez érthetővé teszi, hogy a 60 km mélységben zajló parciális olvadás egy állandó 6 km vastag óceáni kérget tud fenntartani.

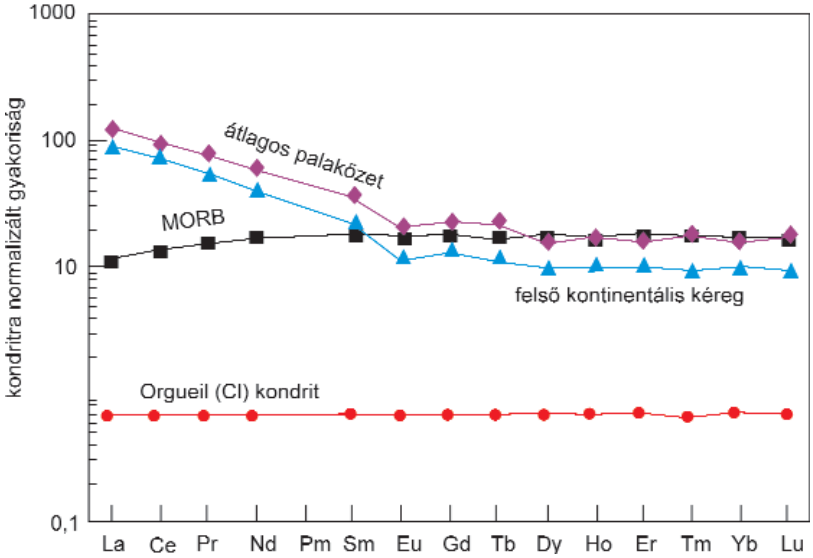
Az E-MORB összetételére jellemző: $K_2O$ 1–0,3%, K/Ba ~30, Zr/Nb 6–16, Y/Nb 1–4, La/Sm 1–6, tehát az E-MORB a N-MORB-hoz képest gazdagabb HFS és LIL elemekben és a HREE-hez képest több LREE-t tartalmaz. Különösen érdekes a radiogén ólom dúsulása. Az U, Th inkompatibilis, de a belőlük keletkező Pb 2 vagy 3 vegyértékű lehet az U, Th 4 vegyértékével szemben. Ezért a radiogén izotópok rácsszerkezeti okok miatt (pl. a monacitból) távoznak az olvadékba, s így emelik a $^{204}$Pb-hez viszonyítva a nehezebb izotópok mennyiségét az E-MORB-ban. Hasonlóan az egy vegyértékű $^{87}$Rb és a kétvegyértékű $^{87}$Sr eltérő inkompatibilitási jellege miatt a radiogén stroncium felszaporodása várható alacsony olvadási fok mellett. Az E-komponens mélyebbről érkezik (57. ábra), és összekeveredhet a MORB anyagával. LUNDSTROM et al. (2000) a MORB-összetétel ingadozásának értelmezése során a $^{87}$Sr/$^{86}$Sr helyett inkább a Th/U értékeket veszi alapul és arra következtet, hogy a MORB forrásanyaga gazdagabb mafikus telérekkel átjárt lherzolit. Ezzel magyarázza a helyenként dúsabb Cr# spinell és $TiO_2$ tartalmat is. Az OIB-bal összehasonlítva a MORB-ban kevesebb a Sr és Os és több a Nd és Hf. Szokás feltenni, hogy az OIB kevésbé kigázosodott forrásból ered, mint a MORB és inkább az alkáli bazaltos kőzetekre, míg a MORB a tholeiites kőzetekre jellemző. Megjegyezzük, hogy a MORB a nagy földrajzi egységekben csekély mértékben egymástól eltérő izotóparányokat is mutathat. Így a $^{206}$Pb/$^{204}$Pb vs $^{208}$Pb/$^{204}$Pb 58. ábrán látható diagramján az Atlanti és Pacifikus MORB némileg különbözik az indiai-óceáni MORB-tól. A MORB nyomelem-összetételét a 18. táblázatban, további részleteket a *Függelék* 3–10, 3–11. táblázataiban találjuk.

Az újabb vizsgálatok szerint a kondritok $^{142}$Ne /$^{144}$Ne aránya 20 ppm-mel kisebb, mint a földi kőzeteké. Ebből BOYET, CARLSON (2005) arra következtet, hogy a földi köpeny 70–90%-a, ~4,53 G évben, 30 M év alatt lezajlott globális differenciáció következtében megegyezik az inkompatibilis elemekben szegényebb MORB összetételével és a komplementárisan gazdagodott rezervoár a köpeny legalsó részében foglal helyet.

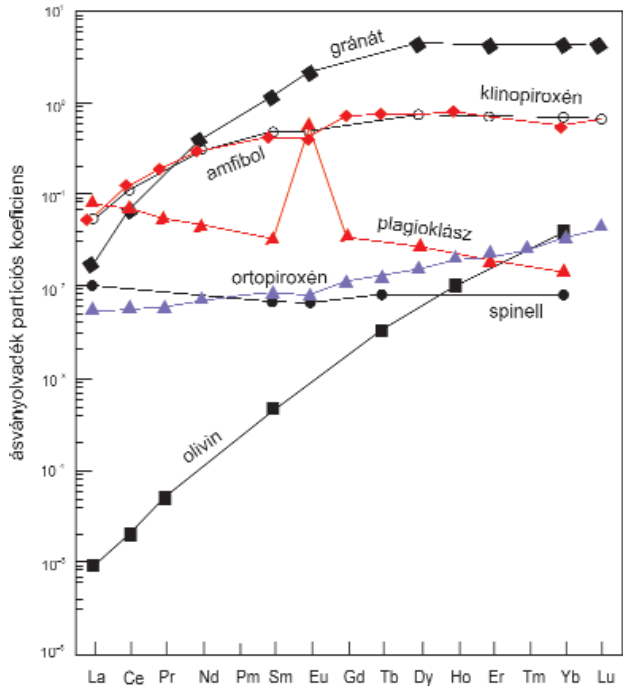
A MORB-ban az RFF eloszlását más kőzetekkel összehasonlítva az 59. ábrán látjuk (MCLENNAN, TAYLOR 1982 után) és értelmezéséhez

**18. táblázat.** A normális MORB (N-MORB) jellemző összetevői

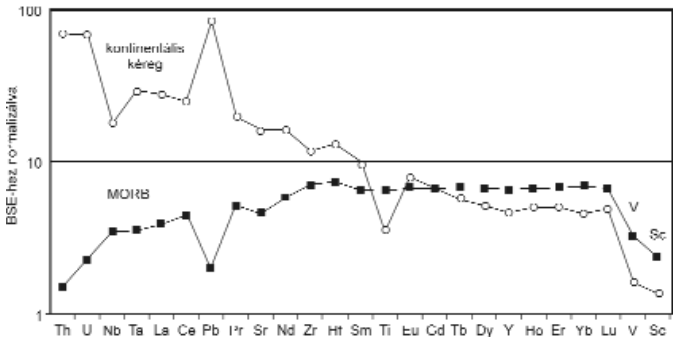
| Elemoxidok és elemarányok | tömeg% |
|---|---|
| $SiO_2$ | 50,5 |
| $TiO_2$ | 1,6 |
| $Al_2O_3$ | 15,3 |
| FeO | 10,7 |
| MgO | 7,3 |
| Mg# | 65 |
| CaO | 11,2 |
| $Na_2O$ | 2,7 |
| $K_2O$ | 0,15 |
| K/Ba | >100 |
| Zr/Nb | >16 |
| Y/Nb | >8 |
| La/Sm | <10 |
| HFS elemek (pl. Nb, Zr, Ta) | kevés a MORBhoz képest |
| LIL elemek (pl. K, Rb, Ba) | kevés a MORBhoz képest |
| LREE | relatíve kevesebb, mint a HREE |



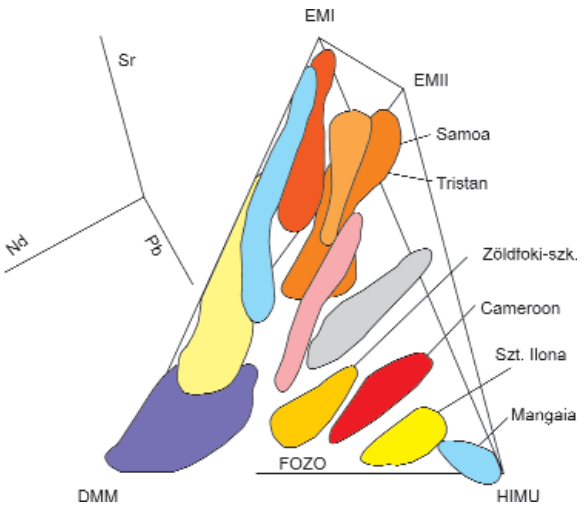

**59. ábra.** Ritka földfémek eloszlása geológiai képződményekben (MCLENNAN, TAYLOR 1982)




**60. ábra.** Ritka földfémek partíciós értékei a jelzett ásványok esetében (NICHOLS, HARRIS 1980)




**61. ábra.** A szilikát Földre normalizált elemek Hoffman-sorozatának eloszlása a kontinentális kéregben a N-MORBban (MCDONOUGH, SUN 1995)




**62. ábra.** Nd, Sr, Pb izotóp arányok az EMI, EMII, MIMU és DMM tetraéderben, amelybe az óceáni bazaltok 97,5%-a besorolható (HART et al. 1992)

felhasználhatjuk a szóbanforgó ásványokkal kapcsolatos partíciós koefficienseket is az 60. ábrán. Ezekből kitűnik, hogy a MORB több nehéz RFF-t tartalmaz, mint a kondrit, de még a felső kontinentális kéreghez képest is többet főleg a klinopiroxén tartalomnak köszönhetően. A MORB és kéreg egymáshoz viszonyított nyomelem eloszlását a 61. ábrán látjuk. A MORB különböző változatainak, a nyomelemek tágabb körének alakulását a Függelék 3–11 – 3–13. táblázataiban találjuk.

2003-ban amerikai kutatócsoport fúrásokkal részletesen megkutatta az Atlanti-óceáni rift É 14° 40' és 15° 40' közötti részét. Megállapították, hogy e magmamentes részen a riftben gabbróval átjárt peridotit fordul elő 15–20 km mélységig és az olvadék a vízszint alatt 100%-osan tud kristályosodni. Mintegy 25 km-re a rift tengelyétől nyugatra gabbrós kőzetek fordulnak elő, de kevés bennük a tűzálló elem és nem képviselik azokat a kumulátokat, amelyekből a rift bazaltjai levezethetők lennének. Hidrotermás elváltozások nyomait is felfedezték erősen csökkenő (Mg+Fe)/Si aránnyal. Néhol a brucit volt az elváltozott peridotit tömeges kísérője. Karbonátok mennyisége a metaszomatózis során odajutott Ca-ionok függvényében alakult ki.

A köpenyből származó lávák összetételében további szisztematikus eltérések figyelhetők meg, de nincs kialakult vélemény arról, hogy ezek fizikailag állandó és elkülöníthető forrásból származnának. Egyelőre úgy látszik különböző eredetű anyagok — teoretikusan megközelített — keverékéről van szó. Ha az óceáni szigetek és a MORB összetételét a $^{143}Nd/^{144}Nd$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{206}Pb/^{204}Pb$ izotóparányokkal három dimenzióban ábrázoljuk, akkor az így nyert megnyúlt térfogatok egy tetraéderbe foglalhatók, melynek 4 hipotetikus csúcsa a DMM. EMI, EMII, HIMU az adott irányban a szélső értékeket jelenti, továbbá gyakran használt közbeeső összetétel a FOZO (62. ábra).

Az ábrán látható, hogy az elongált összetételterek egyúttal a DMM és HIMU közötti FOZO *(Focal Zone)* felé irányulnak. Ezt HART et al. (1992) úgy értelmezi, hogy a FOZO egy korábban nem definiált összetétel, amely az alsó köpenyének felel meg és szerinte közelítőleg $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7025$, $\varepsilon_{Nd} = +9$ és $^{206}Pb/^{204}Pb = 19{,}5$ adatokkal jellemezhető. FARLEY et al. (1992) szerint azonban a jelenség inkább a PHEM-nek nevezett $^{3}He/^{4}He$ alakulásával van összefüggésben.

Az óceáni szigetek kőzeteinek összetétele a tetraéder 4 csúcsának megfelelő komponensek keveredésével magyarázható. A kérdés mi a 4 komponens összetétele, hol, hogyan keletkeznek és van-e a köpenyben fizikailag kijelölhető tartományuk?

A **DMM** (Depleled MORB Mantle) voltaképpen a MORB forrásául szolgáló köpenynek az inkompatibilis elemekben való relatív elszegényedése. Úgy is tekinthető, mint az inkompatibilis elemekben gazdag kontinentális kéreg komplementáris ellentéte. Mai felfogás szerint a primitív köpeny 2–3%-os parciális olvadásának terméke. A legfontosabb komponens,

mivel a felfelé irányuló vulkanizmus többségének kiinduló anyaga. A DMM nyomelemeinek értéke a MORB, a kéreg-köpeny egyensúly modellezésének is alap paramétere. A felső köpeny átlagos összetételének meghatározása az izotópok szülő-utód viszonyából és a MORB olvadék differenciálódott nyomelemeinek alapján történik. Ebből tudjuk. hogy a szilikátföld 30%-át kitevő felső köpenyből az inkompatibilis elemek 90%-a, és a hőt produkáló radioaktív elemek 80–85%-a a kontinentális kéregbe került.

A DMM összetételének levezetése a peridotitokban levő klinopiroxén nyomelemeinek, a primitív köpeny izotóp fejlődésének és a MORB összetételének együttes figyelembe vételével lehetséges (ZINDLER, HART 1986). A mély peridotitok a MORB képződéséhez vezető frakcionális olvadás maradékai és így kiválóan alkalmasak a DMM összetétel meghatározására, mivel, ellentétben a bazalttal, frakcionált kristályosodás nem befolyásolta őket. Azonban ha 1%-nál több plagioklászt tartalmaz, akkor idegen olvadék, vagy az abnormis Sr- és Ce-tartalom a tengervíz mállasztó hatására utal. Ezért a peridotit korrekt összetétele a benne található üde (nem mállott) klinopiroxén összetételéből a nyomelemek partíciós koefficienseinek (D értékek) figyelembe vételével állapítható meg. Néhány nyomelem aránya a MORB-ban és OIB-ban a részleges olvadás mértékétől függetlenül állandó (kanonikus) értéket mutat. Ilyenek: Nb/U, Nb/Ta, Nb/U, Ba/Rb, Ce/Pb mivel ezek partíciós koefficiensei a forrásanyagban nagyon hasonlóak vagy azonosak.

A MORB-ban e kanonikus értékek eltérhetnek a szilikátföld hasonló elemeinek arányától (főleg az Nb/U, Ne/Pb, Nb/Ta), amiből fontos következtetések adódnak a köpeny elszegényesedésére és sok más jelenségre. A köpeny szegényedését a mély peridotitból és a DMM izotópok fejlődéséből kiindulva a kanonikus arányok ismeretében az átlagos DMM, E-DMM (az átlagostól gazdagabb) és D-DMM (az átlagostól szegényebb) adataiból ismerhetjük meg (Függelék 3–12. táblázat).

A mély peridotit az egész Földön nemcsak a nyomelemek tekintetében mutat szegényedési trendet, hanem a fő elemekben is, ami a modális ásványi összetételben nyilvánul meg. Az olivin tartalom a növekvő parciális olvadással az ortopiroxén, klinopiroxén és spinell rovására növekszik, vagyis a kompatibilis elemek (Mg, Ni, Cr) az inkompatibilisekkel (Al, Ca, Na, K) szemben. Ezért minél több az olivin, annál szegényebb nyomelemekben a peridotit. Ha tehát tekintetbe vesszük az egyes nyomelemeknek a peridotit ásványaihoz viszonyított parciális koefficienseit, akkor a DMM nyomelemei alapján az ásványi összetétele meghatározható. Ez a Függelék 3–12. táblázatának adataiból számítva 57% olivin, 28% ortopiroxén, 13% klinopiroxén, 2% spinell (WORKMAN, HART 2005). Ezek az értékek közel állnak a dél-indiai rift peridotit ásványos összetételéhez: 60% olivin, 30% ortopiroxén, 10% klinopiroxén.

Nagy szerepe van a radioaktív elemek vizsgálatának is, mert ezek jelenlegi arányai megvilágítják a köpeny szegényedésének időbeli lefolyását. Itt azonban figyelnünk kell arra, hogy bár sok hivatkozás található a szakirodalomban a MORB relatív homogenitására az OIB-bal szemben, a MORB-ban azonban elég jelentős ingadozások lehetségesek az óceáni szigetkőzetek átlagos összetételéhez képest: a $^{87}Sr/^{86}Sr$ (18%), a $^{146}Nd/^{147}Nd$ (35%), a $^{206}Pb/^{204}Pb$ (47%) arányértékek tekintetében, ami nyilvánvalóan a felső köpeny heterogenitásából ered. A köpeny szegényedése a kontinentális kéreg extrakciójának következménye, ami nem egyszeri, hanem bizonyos idő óta feltehetően állandóan tartó folyamat. A kontinensek fennállását viszonylag gyors recirkuláció teszi lehetővé, ami izotópindikációk alapján mintegy 4 G éve tart. Az izotópok jelenlegi szülő/utód arányának levezetéséhez kettős modellt használnak: egy *t* időben lezajlott egyszeri és a kéreg teljes korában *T* időtartamot magába foglaló tartó folyamatot. A Rb-Sr rendszerben a jelenlegi szülő/utód aránya az alábbi összefüggéssel határozható meg:

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{DMM} = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_{0} + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_{BSE}\left(e^{\lambda T} - e^{\lambda t}\right) + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_{DMM}\left(1 - e^{\lambda t}\right)$$

Fontos segítséget nyújt a Sm/Nd jelenlegi értéke is, mert jelzi a DMM szegényedésének irányát. Ugyanis az átlagos DMM esetében a Sm/Nd = 0,411 pontban metszi a mély peridotit regressziós egyenesét Sm = 0,249 és Nd = 0,581 ppm értéknél. Az abszolút értékek egyúttal megengedik a mély peridotit bármely más nyomelemének (pl. ritkaföldfémek, Zr, Ti, Y) koncentrációját kiszámítani (WORKMAN, HART 2005).

Az olivin összetételre (57%) alapozott számított modális ásványeloszlásból következik, hogy a DMM-ben a PUM-hoz képest kevesebb a $SiO_2$-, $TiO_2$-, $Al_2O_3$-, CaO-, $Na_2O$- és $K_2O$-tartalom és több a MgO és $Cr_2O_3$. A $TiO_2$ és a $CaO/Al_2O_3$ a PUM-éval megegyező. Az általános felfogás szerint a DMM-ből hiányzó nyomelemek kizárólag a kontinentális kéregbe jutottak, a nyomelemvizsgálatok szerint azonban ez nem teljesen meggyőző, mert a DMM-hez képest a kontinentális kéreg tömege elenyésző, s így a megfelelő értékek összevetése kérdéses.

**EMI** komponens (a teoretikus csúcspont) összetétele a szilikát Földéhez hasonlít az $\varepsilon_{Nd}$ értékeinek kivételével. Másfelől emlékeztet az alsó kontinentális kéreg xenolitjaira is. Eredetével kapcsolatban feltehető az is, hogy mivel a $CO_2$ és $H_2O$ gazdag litoszféra folyadékok a nyomelemeket eltérően mobilizálják, az EMI a HIMU-val komplementárisan kialakult komponens. A kis $^{143}Nd/^{144}Nd$ arány (~0,5135), a szubdukált régi kontinentális kéreg recirkulációs elméletét erősíti. TATSUMUI, KOGISO (2003) szerint egy 3–4 G éves delaminált kéreganyag és 10–15% felzikus olvadék keveredésével jöhetett létre. Nagyon kicsi a $^{206}Pb/^{204}Pb$ (~17), nagyobb a $^{208}Pb/^{204}Pb$ (~38). Az EMII-től pedig eltérő intrakontinentális differenciácó különbözteti meg, ugyanis lehetséges, hogy az EMI az óceáni kéreg felzikus differenciálódás utáni maradék lesüllyedésével, míg az EMII szubdukcióval keletkezik. A Ba/Th=100–150 a Nb/Th, La/Th, Ce/Pb és Ba/Nb értékek

azonban az EMII-vel gyakran fedésben vannak. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke 0,704–0,706 közötti és kisebb az EMII-nél. Az újabb vizsgálatok szerint az inkompatibilis elemek tekintetében is sok átfedés van az EMI és EMII között.

**EMII** összetétele csaknem megegyezik a fiatal pelágikus üledékekével s így valószínűsíthető, hogy kontinentális üledéket tartalmazó kéreg szubdukciójával keletkezik. Ez abból is következik, hogy az üledékes anyag jellemzői a szigetív bazaltokban is megjelennek, vagyis a nyomelemeknek szubdukcióval kell az IAV kőzetekhez eljutni. A kontinensek és a belőlük származó üledékek nagy Pb-koncentrációt mutatnak, de az EMII-ben az U/Pb nem nagy és $^{206}Pb/^{204}Pb$ is kicsi (~19). Másfelől nagy a $^{208}Pb/^{204}Pb$ arány (~39), mert az üledék nagy Th-tartalma miatt a Th/U arány is nagy. A viszonylag nagy $^{87}Sr/^{86}Sr$ (>0,720) is szubdukált fiatal kéreg recirkulációja mellett szól. Kicsi az $\varepsilon_{Nd,Hf}$ és Nb-koncentráció is. A Ba/Th <80, a K/Nb <180, Ba/Nb ~5, Ba/La <9. Két alváltozatát különböztetik meg: EMIIM a kontinentális bazaltárakban és néhány peridotit xenolitban nagy La/Nb és Ba/Nb és kis Nb/Th arányokkal és EMIISR, amely a litoszféra-metaszomatózis eredménye kis La/Nb, Ba/Nb és nagy Nb/Th arányokkal (Samoa-típusú OIB).

**HIMU.** A köpeny rezervoárok megértéséhez a Sr-, Nd-izotópokon kívül az U- és Pb-izotópok figyelembe vétele is szükséges. Jellemző a nagy $\mu = {}^{208}Pb/^{204}Pb$ (~40,5), a növekedett a $^{206}Pb/^{204}Pb$ (~21,7) valamint a $^{187}Os/^{186}Os$ érték, és csökkent a MORB-ra emlékeztető $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70285) és $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51285) érték. A radioaktív ólom növekedése azzal magyarázható, hogy a szubdukciós zónában a bazaltos anyagból sok Pb kerül kivonásra s így a maradékban növekvő U/Pb arány lehetőséget ad a $^{206}Pb$ gyarapodására. A Nd-eloszlás jellegéből TATSUMI, KOGISO (2003) arra következetet, hogy a HIMU 2 G év időben friss és dehidratált nagy mélységbe jutott anyag keveréke, amely plum formában kerül a felszínre. Jelentős a Re/Os arány is a HIMU eredetének eldöntésében, mivel az óceáni kéreg képződése során erősen frakcionálódik ($Re/Os_{bazalt} >> Re/Os_{peridotit}$) s így alkalmas az óceáni kéreg recirkulációjának megítélésére. Sok óceáni bazalt, különösen az északi félgömbön, a DM és HIMU keverékének fogható fel. A HIMU fogalmát a legtöbb szerző a nagy $\mu$ értékkel és az emelkedett radiogén Pb-izotóparánnyal jellemzi, és ebből vezeti le a MORB, OIB kőzetek nagyobb Pb-tartalmát. SRACKE et al. (2005) szerint e kőzetek a Pb kisebb emelkedése mellett inkább a szignifikánsan nagyobb radiogén Sr-tartalommal írhatók le. Az így definiált HIMU leggyakrabban az atlanti- és csendes-óceáni szigetek kőzeteiben jelenik meg. Megkülönböztethetünk egy kőzetsorozatot a HIMU által orientált OIB-tól a FOZO-MORB-on keresztül az inkompatibilis elemekben gazdagodott EM-ig. A köpenyben elterjedt FOZO izotópösszetétele a normális köpeny olvadása során ismétlődő szubdukció, recirkuláció és az idősödés nyomán alakul ki és halad a MORB-FOZO irányába. A FOZO összetételű óceáni szigeti kőzetek sokkal gyakoribbak a HIMU-OIB-nál, mivel a IMU képződéséhez ritkán megvalósuló speciális időtartam és mechanizmus szükséges.

A HIMU általánosan elfogadott Nd-, Sr-, Pb-értékei: $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}5129\text{-}0{,}5130$, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7031\text{-}0{,}7032$, $^{206}Pb/^{204}Pb = 19{,}93–20{,}18$. E mellett kicsi a La/Nb, Ba/Nb, Th/Nb és a metaszomatózis során szerepet kapó $TiO_2$ nagy $K_D$ indexe miatt nagy a Hf/Lu arány.

**FOZO.** Sok atlanti és pacifikus bazaltban viszonylag nagy m ($^{238}U/^{204}Pb$) értékek tapasztalhatók, amit a HIMU komponensnek tulajdonítottak. Kitűnt azonban, hogy ez az emelkedett érték különböző forrásból eredhet és van egy gyakori komponens, melyre a valamivel kisebb m mellett, Sr/Pb-izotóp számításba vehető megjelenése a jellemző. Ezt a köpenykomponenest HART 1992-ben FOZO-nak nevezte el és világos lett, hogy a normális köpeny részleges olvadása, a folytonos szubdukció, a recirkuláló kéreg idősödése tereli a folyamatokat a MORB-FOZO irányba. Ezért a nagyon speciális feltételek mellett keletkező HIMU-típusú OIB-nál gyakoribb és átmehet gazdagabb (EM) összetételekbe. Összetételére, minthogy köztes komponens, több féle ajánlás látott napvilágot. HART az alábbi adatokat közli: $^{87}Sr/^{86}Sr<0{,}7025$, $^{143}Nd/^{144}Nd >0{,}5131$ és a $^{206}Pb/^{204}Pb=19{,}1–19{,}7$, HAURI et al. (1994) adatai: $^{87}Sr/^{86}Sr<0{,}703$, $^{143}Nd/^{144}Nd=0{,}5128–0{,}5130$, $^{206}Pb/^{204}Pb=18{,}5–19{,}5$, $^{207}Pb/^{204}Pb=15{,}55–15{,}65$, és $^{208}Pb/^{204}Pb=38{,}8–39{,}3$.

Az óceáni szigetek kőzetei ideértve a Hawaii-típusú szigetvonulatokat és tengerszint alatti hegyvonulatokat (seamounts) is, keletkezésüket illetően sok vitára adnak alkalmat. A fő kérdés az, hogy az óceánokban szétszórt szigetek vulkáni anyaga miért különbözik a MORB-tól. Ha feltesszük ARMSTRONG (1968) nyomán, hogy a felső köpeny (és vele a MORB) a kéreg extrakciója miatt jobban, míg az OIB kevésbé szegényedett el, akkor nem magyaráztuk meg a MORB elszegényedésének és az OIB gazdagodásának eltérő természetét. Továbbá azt sem, hogy miért vannak szigetről-szigetre jelentős különbségek radiogén izotópok és inkompatibilis elemek tekintetében.

## Az OIB

Az OIB (Ocean Island Basalts) tárgyalása során mindenekelőtt az irodalomban sem mindig pontosan használt fogalmat kell tisztáznunk. „MORB összetételről" beszélni azért lehet, mert e kőzetek származása, világméretű elterjedése, az összetétel és arányok kisebb ingadozása ezt egyértelművé teszi. Az OIB név alatt azonban egymástól távol eső óceáni vulkáni szigetek külön álló kőzeteit foglalják össze. E kőzetek, mint láttuk nem csak a MORB-tól térnek el, hanem önmagukban is különböző származást, izotópösszetételeket képviselnek, amelyek a 62. ábrán feltüntetet tetraéder komponenseivel egyedileg írhatók le. Ha tehát az OIB összetételéről van szó, ez alatt valamennyi ide sorolható kőzetek átlagát vagy típusát kell érteni. Minden más esetben az OIB egy-egy résztvevő tagjáról lehet szó.

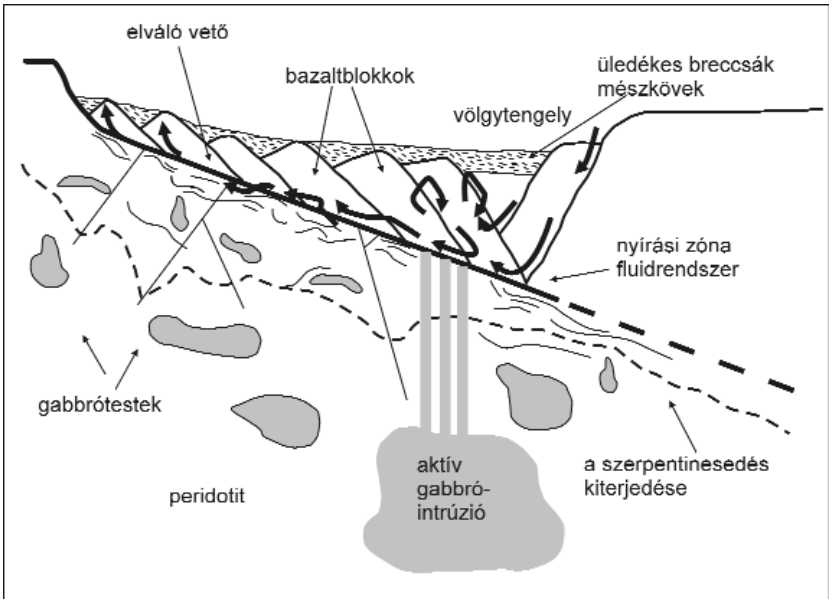
Az OIB eredetét több féle elmélet, de egyik sem végérvényes módon magyarázza. A kezdeti elgondolás HOFMANN, WHITE (1980), majd WEAVER (1991) és CHAUVEL et al. (1992) szerzőktől származik. Az óceáni kéreg köpenyen keresztüli recirkulációjából indulnak ki, amely a kéreg szubdukciója és dehidratációja révén a nyomelemek frakcionálódásához vezet. A szubdukált kéreghez különböző mértékben még szárazföldi eredetű üledék is keveredik, s ez magyarázza az OIB izotópok változatosságát. Az elgondolás egy további eleme volt, hogy a kéreg a szubdukció révén a mag határáig süllyed, ahol olvadásig hevül és felemelkedve az OIB forrásanyagává (plumok) válik. NIU, O'HARA (2003) azonban kifejtette, hogy az óceáni kéreg bazaltos-pikrites összetételéből (MgO<13%) nem tud az OIB-ra jellemző nagyobb MgO-tartalmú láva (MgO>15%) keletkezni. Az OIB kőzetei túlnyonóan a tholeiites (pl. Hawaii, Reunion), kisebb de jelentős részük az alkálikus sorozatba tartozik (pl. Tahiti, Tristan de Cunha). Az inkompatibilis HFS elemek (Th, U, Ce, Zr, Hf, Nb, Ta, Ti) továbbá a K, Rb, Cs, Ba, $Pb^{2+}$, Sr az OIB-ban a MORB-hoz képest dúsulnak. Jellemző a Zr/Nb-arány is, amely OIB estében <20, az N-MORB-ban >30. Az OIT-ban az Nd-izotópok aránya következetesen nagyobb, mint a kondritokban s ez arra vall, hogy a kondritban az idővel átlagolódó Sm/Nd-arányhoz képest a köpenyből nagyobb Nd, mint Sm kivonás történt és a különbség az OIB-ban jelenik meg. Az Yb erősen korrelál a kovasav telítettséggel. A La/Yb >30 túltelítettségre vall, az OIA-ban értéke közel 12, az OIT-ban ~4.

Nagyon valószínű az is, hogy a szubdukáló kéreg rendszerint nem jut 660 km-es diszkontinuitásnál mélyebbre. Az OIB eredetére vonatkozó kérdésnek voltaképpen arra kell válaszolnia, hogy miképpen keletkezik nagy MgO-tartalmú láva, miért nincsenek a szubdukcióra jellemző izotópviszonyok, miért gazdag az OIB kőzet egyre inkompatibilisebb elemekben. NIU, O'HARA (2003) szerint az OIB-típusú vulkánosság eredete a mély óceáni litoszférában keresendő, melyben metaszomatikus folyamatok zajlottak és vízoldható inkompatibilis elemekben is gazdagodtak. Az alapvető összetétel peridotitos, melyből ~15%-os parciális, de helyileg esetleg teljes olvadással nagy MgO-tartalmú primitív OIB olvadék keletkezik. Ez megolvadás során, ellentétben az óceáni kéreg szubdukciójakor keletkező a peridotiténál nagyobb sűrűségű maradék anyagával, a hőhatásra kialakuló pozitív felhajtó erő folytán a felszínre emelkedhet.

Az OIB EM bazaltjainak van egy közös jellemzőjük (nagy Rb/La, Ba/La, Th/U, Rb/Sr) és kevés Nb/La, U/Pb, ami megkülönbözteti azokat a nagy μ értékkel rendelkező HIMU bazaltoktól, melyek az EM bazaltokkal szemben szegényebbek egyes inkompatibilis nyomelemekben (Rb, Ba, Th, U, Pb) és gazdagabbak Nb, Ta elemekben is. Ugyanakkor nagy hasonlóságot mutat a HIMU és EM bazaltokban a Nb/U, La/Th, Sr/Nd, Ba/K, Rb/K arány s ez arra enged következtetni, hogy közös eredetük van (a litoszféra recirkulációja), a különbségek pedig arra mutatnak, hogy az EM addíciós, bimodalitást előidéző heterogenitást tartalmaz. Sok egyezés mellett az alsó és felső kéreg között határozott különbség van a Rb/Sr, U/Pb, Th/Pb és Th/U arányok tekintetében. Mivel az alsó és a felső kéreg eltérő izotópfejlődésen ment keresztül, de bizonyos komplex izotóp/nyomelem arányok megmaradtak és az EM bazaltokban megjelennek, arra következtethetünk, hogy az EM bazaltok a litoszféra recirkulációja során változó, az adott OIB-ra jellemző arányú alsó és felső kéregrészlegek asszimilálációja révén keletkeztek. Az óceáni szigetek kőzete vagy egy sajátos óceáni tholeiites (OIT) pl. Hawaii, Reunion, vagy óceáni alkáli (OIA) bazalt pl.Tahiti, Tristan de Cunha.

Manapság a geokémiai magyarázatok során gyakran veszik igénybe a metaszomatikus folyamatok szerepét, amely HANSON (1967) által bevezetett „teléres köpeny" fogalmára vezethető vissza. Ennek lényegét röviden ESCARTIN et al. (2003) nyomán a 63. ábrán mutatjuk be. Az Atlani-óceánban több mélyvető felszínét vizsgálták, melyben hidrotermás oldatok járják át a szerpentinesedett zónát és a diabázt.

Az illékony és inkompatibilis elemekben gazdag oldatok a litoszférába jutva metaszomatikus teléreket alakítanak ki, és különböző mértékben keveredhetnek az OIB lávákkal azoknak eltérő összetételt kölcsönözve. Ezek szerint az OIB nem óeáni kéregből, hanem vagy peridotit vagy $SiO_2$ hiányos piroxenitekből parciális olvadással keletkezik. NIU, O'HARA (2003) szerint az óceáni pikrites/bazaltos összetételből nem tud nagy Mg-tartalmú (~15%) OIB olvadék keletkezni, másfelől a vízben oldható (Ba, Rb, Cs, Th, U, K, Sr, Pb) és vízben nem oldható (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) inkompatibilis elemek gyakorisága szempontjából is áthidalhatatlan különbségek vannak az

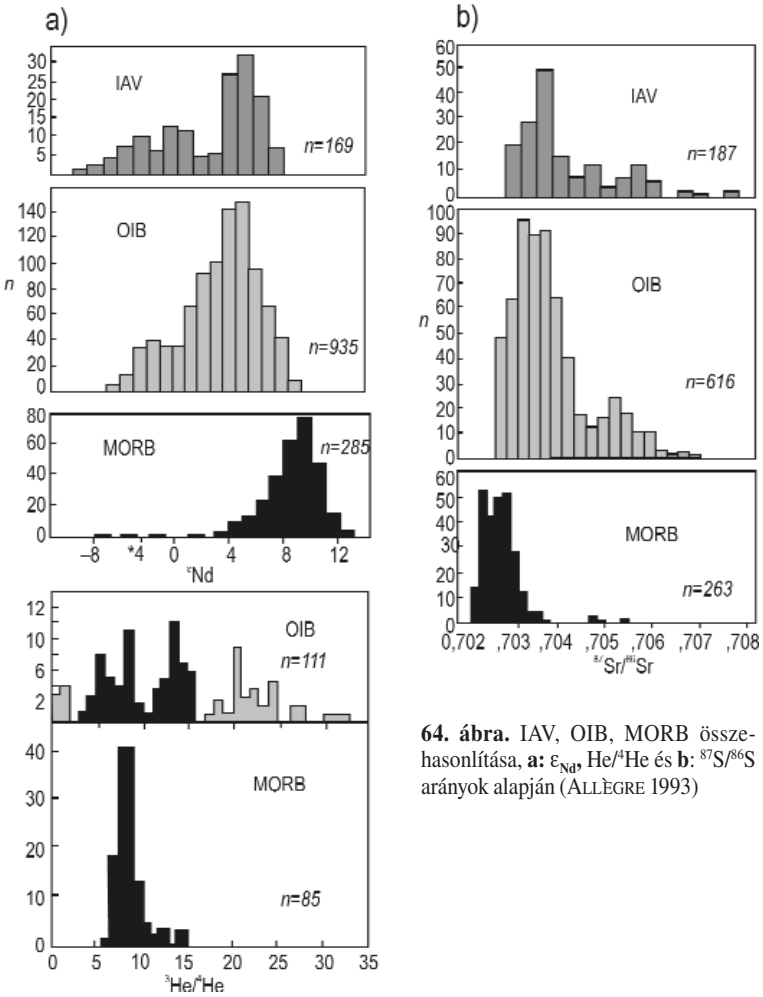



**63. ábra.** Metaszomatikus zóna és vető kialakulása a törékeny-plasztikus határon
Hidrotermás tengervíz járja át és metaszomatizálja az egyidejűleg feltörő diabáz intrúzió anyagát. Az ábra a metaszomatózis vázlata, melynek több változata lehetséges (ESCARTIN et al. 2003)

OIB és óceáni kéreg között. Az OIB mindkét elemcsoport tekintetében gazdagabb, sőt a progresszíven egyre inkompatibilisebb elemekben is.

Az OIB eredet magyarázatára, mint láttuk, több variáció látott napvilágot, néhány kérdés azonban továbbra is nyitva maradt. A metaszomatózis elmélete egyelőre nem ad világos modellt a nyomelemek és az izotópvariációk korrelációjára. Ugyanis a köpeny szélső tagokat (EMI, ENII, HIMU) nem csak az Nd-, Sr-, Pb-izotóparányok definiálják, hanem a jellegzetes Nb/Th, Ba/Nb, Th/La arányok is. A feltevés kezdeti stádiumában nem volt magyarázat arra, hogy a metaszomatózis hogyan alakítja ki mennyiségileg az OIB források köpenyanyagának szélső tagjait. De kérdés az is, hogy miként alakul ki szisztematikus nyomelem-variáció egyazon sziget vulkanitjaiban. BRENAN et al. 1993 nagynyomású kísérleteket végeztek nyomelemek partíciós koefficienseinek ($K_D$) meghatározására Be, Li, Ba, Sr, Rb, Nb, Ta, U, Th, Pb, RFF) + oldatban ($H_2O$,+$SiO_2$+$Al_2O_3$+$Na_2O$+NaCl) rendszerben. Ha a nyomelemek „folyékony oldatának" egységes $K_D$ értékét tekintjük s ez metaszomatizálja a MORB-ot, akkor szerintük az OIB nagy B/Ba, B/Nb, Ce/Pb és kis Nb/U arányaihoz jutunk. Az eredményt valószínűleg figyelembe lehet venni a szubdukció adott mélységében lezajló óceáni kéreg dehidratációja során is, ami magyarázatot ad az ekkor fellépő Rb/Sr, Nd/Sm és U/Pb arányokra is.

A litoszféra metaszomatózis igazolására újabban kitűnő lehetőségként tekintik a Cantal[39*] bazaltok vizsgálatát. Itt két bazaltvulkanizmus zajlott le 13–9 M év és 9–3 M év közötti időben. A bazaltok összetétele az OIB-okhoz hasonló, de a Nb/Th, Nb/U, La/U és Ce/Pb arányok példátlan változatokat jeleznek. A két eltérő korú bazalt a Nd-, Sr-, Pb-izotópok tekintetében homogén, vagyis üledékszennyezés nem érte. Az egyéb nyomelem ingadozást pedig metaszomatikus telérek és azokat bennfoglaló litoszférikus köpeny anyagra vezetik vissza. E szubdukált *„perkolációsan frakcionált kristályosodás"* révén metaszomatizált litoszférikus anyag, elszigetelődve 1–1,8 G év alatt, az OIB-ban található Nd- és Pb-izotóparányokat generálja és parciális olvadással az OIB forrásanyaga lesz. A Cantal bazalt nyomelem-variációjának hasonlósága a HIMU (Mangaia, Cook-szigetek), EMI (Rarotonga) és EMII (Tahaa, Társaság-szigetek) variációihoz arra mutat, hogy a HIMU és EM szélső értékek, a nyomelemek metaszomatikus folyamatok általi szélsőséges frakcionálódásával alakulnak ki.




**64. ábra.** IAV, OIB, MORB összehasonlítása, **a:** $\varepsilon_{Nd}$, He/$^4$He és **b**: $^{87}$S/$^{86}$S arányok alapján (ALLÈGRE 1993)

## A DMM, IAV, OIB és MORB összehasonlítása

A 64. ábra alapján az a benyomásunk keletkezik, hogy a petrográfiai értelemben egységesen bazalt besorolású kőzetek az eredetükre visszautaló izotóparány-eloszlások szerint eltérő köpenyrezervoárokból származnak, ami a köpeny heterogenitását jelenti. E viszonyok legtisztábban az óceáni bazaltokban figyelhetők meg, mert felteszik, hogy ezek nagymértékben mentesek a kontinentális anyag zavaró hatásától. A 64. ábra b részén a $^{87}$Sr/$^{86}$Sr értékek legkisebbek a MORB-ban (az itt nem látható Os-mal együtt), hasonlóan a $^3$He/$^4$He értékhez.

E különbségek összhangban vannak azzal a feltevéssel, hogy a MORB kevesebb kompatibilis elemet tartalmazó rezervoárból (DMM) származik, mint az OIB. Ugyanis a kis $^{87}$Sr/$^{86}$Sr arány kisebb időintegrált Rb/Sr arányt is jelent, már pedig a Rb inkompatibilisebb, mint a belőle keletkező $^{87}$Sr. A nyomelemek eloszlását a primitív köpenyhez, kompatibilitási sorrend szerint, a rezervoár komponensek, és földkéreg esetére a 65. ábra mutatja be.

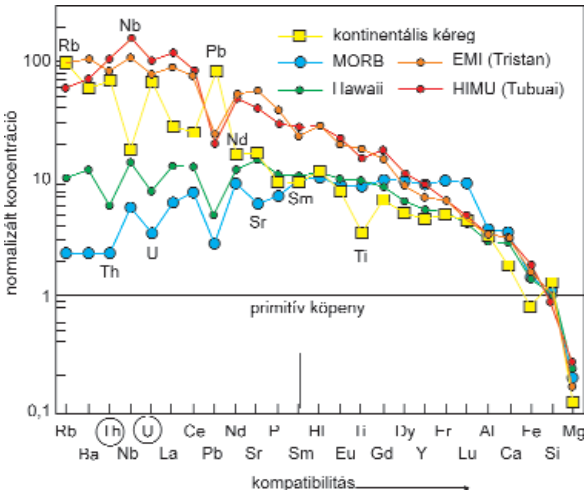
ASIMOV et al. 2004 szerint is, a MORB elszegényedett köpenyanyagból (DMM) származik, melynek összetételéhez, ha abisszikus peridotit nyomelem-elszegényedé-

[39*] A Central Massifban Clermont-Ferrandtól 150 km-re délre (Franciaország). A Central Massif a neogén Európa legnagyobb sztratobazalt vulkánossága (2500 km$^3$) (Megjegyezzük, hogy Pantó G. szerint a Kárpát-medencében a kainozoikumkban a vulkanitok össztömege 20 000 km$^3$ volt.

si tendenciáját tekintjük, eljutunk a DMM nyomelem-összetételéhez. Figyelembe véve a Sr, Nd, Pb, Hf értékeket és a Ce/Pb, Nb/Ta, Nb/U, Ba/Rb, $H_2O$/Ce, $CO_2$/Nb és Cl/K arányokat a DMM valamennyi inkompatibilis és illékony elemének mennyiségi viszonyait előre kiszámíthatjuk.

A DMM a primitív köpeny 2–3%-os olvadást követő extrakciójával jött létre és ennek megfelelően a radiogén hő mindössze 15%-át produkálja. A DMM maga is egy szegénnyedett (D-DMM) és gazdagabb (E-DMM) típusra oszlik. Nyomelem összetételüket a 19. táblázat adatai a MORB-bal és kondrittal összehasonlítva foglalja össze.

Bár a He-izotópok eloszlása a MORB-ban egyöntetű, szemben az OIB-ban erősen széthúzódó értékekkel, a jelenség és az eltérés magyarázata összetettebb. A köpeny $R/R_A$ aránya két tényezőtől függ: a $^4$He-nak az U és Th radioaktív bomlása miatti állandó képződésétől, másfelől a primordiális jellegű $^3$He-nak a földtörténet során végbemenő kigázosodásától. A He nemesgáz lévén, más elemek vegyületeiben nem vesz részt s így a kéreg recirkulációjában is kevéssé, tehát felszínre kerülve egy idő múlva az űrbe távozik. Ebből is sokan azt a következtetést vonják le, hogy a MORB egy felső kigázosodott, míg az OIB egy kevésbé kigázosodott, tehát $^3$He-ban dúsabb alsó köpeny régióból érkezik. A kérdést azonban ma ennél komplikáltabbnak látjuk és a részletekre még visszatérünk.



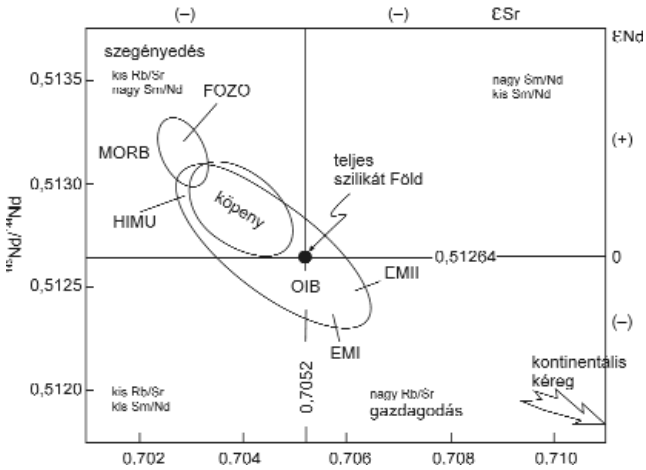

**65. ábra.** Kompatibilitás növekvő sorrendjében a nyomelemek primitív köpenyhez viszonyított eloszlása az óceáni kéregben az OIB (EMI, HIMU), MORB és Hawaii kőzetekben (McDonough, Sun 1995)

**19. táblázat.** Néhány fontos nyomelem gyakorisága (ppm) a köpeny komponensekben és ugyanezen elemek megoszlási hányadosa a köpeny három legfontosabb ásványában

| Elem | Gazdag köpeny | Szegénnyedett köpeny | E-MORB | N-MORB | Kondrit Cl | $K_{D\,Oliv}$ | $K_{D\,Opx}$ | $K_{D\,Cpx}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Nb | 0,66 | 0,15 | 11,3 | 2,3 | 0,35 | 0,001 | 0,005 | 0,01 |
| La | 0,64 | 0,20 | 10,0 | 4,3 | 0,244 | 0,005 | 0,01 | 0,05 |
| Sm | 0,44 | 0,24 | 4,0 | 2,8 | 0,153 | 0,01 | 0,01 | 0,20 |
| Zr | 11,40 | 5,00 | 118,0 | 73,0 | 6,84 | 0,01 | 0,05 | 0,25 |
| Yb | 0,42 | 0,37 | 3,4 | 3,3 | 0,166 | | 0,05 | 0,40 |

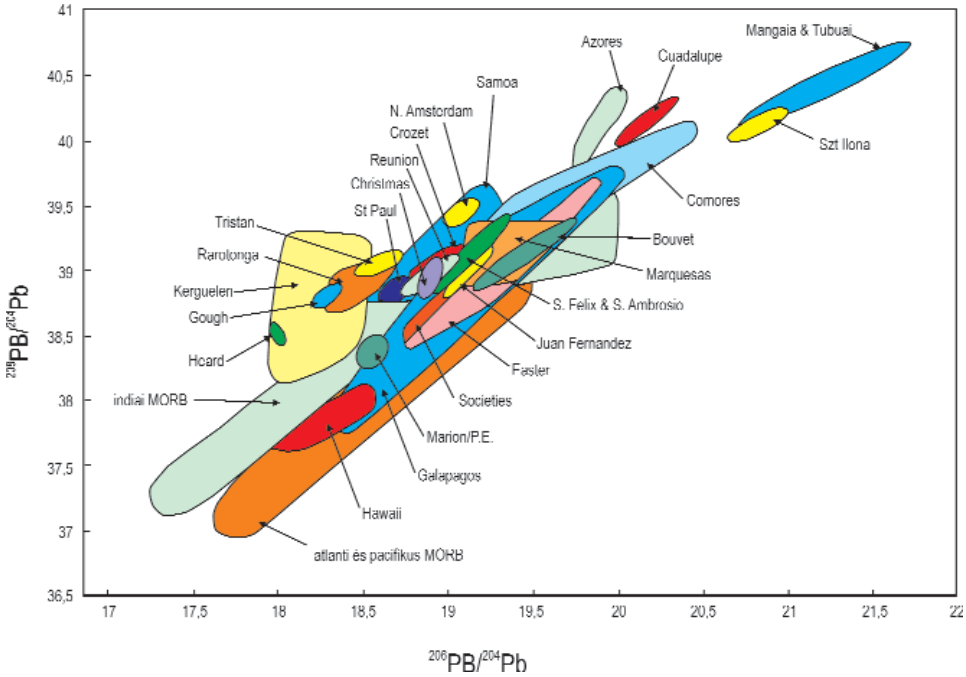
Az OIB és MORB kibővített[40*] spider diagramja (65. ábra) a növekvő kompatibilitás rendjében mutatja be az óceáni bazaltok komponensek szerinti koncentrációit. A diagramból látható, hogy az eltérések nagysága miatt miért éppen a Rb-Sm közötti elemek (a Ti és Lu kívül) legalkalmasabbak izotópjaik vizsgálatára. Az óceáni bazaltok gazdagabbak inkompatibilis elemekben, de az OIB-ban (Rb, Ba, Th, U) nem arányosan növekedtek a kevésbé inkompatibilis elemekhez (ábrán Nb-tól Sr-ig) képest. Ez a bizonytalanság valószínűleg a normalizáltságra vezethető vissza, ti. arra, hogy az OIB összetételekben nem csak a normalizálás során alapul vett primitív köpeny, hanem kismértékű olvadási extrakció is szerepet játszik. Ez egyezik azzal a megfigyeléssel is, amely szerint az OIB-ban a Nd-izotópok aránya következetesen nagyobb, mint a kondritokban, ami arra vall, hogy a kondritban az idővel átlagolódó Sm/Nd arányhoz képest a köpenyből nagyobb Nd, mint Sm kivonás történt és a különbség az OIB-ban jelenik meg.

Az előzőekben hangoztattuk a MORB kőzetek egyöntetűségét, és most rámutathatunk a viszonylagos eltérésekre is. A felmerülő kapcsolatok a köpenykomponensek és MORB kőzetek között a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{187}Nd/^{184}Nd$ diagrammal szemléltethetők (66. ábra). A $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{208}Pb/^{204}Pb$ diagramon az átfedések mellett az atlanti–pacifikus-óceáni az és indiai-óceáni MORB némileg különbözik egymástól és az OIB-tól (67. ábra). A $^{187}Nd/^{184}Nd$ arány legnagyobb az atlantikumban és




**66. ábra.** A $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagram MORB és OIB kőzetek jellemzésére (Rollinson 1993)

[40*] A ritkaföldfémeken kívül más elemek is be vannak vonva az összehasonlításba.




**67. ábra.** A $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{208}Pb/^{204}Pb$ értékek alakulása az óceáni szigeteken és az indiai és atlanti-pacikus MORB kőzetekben. Feltűnik, hogy az atlanti-pacikus és indiai MORB Pb-izotópjai kis mértékben eltérnek egymástól (WHITE 656-17 lecture)

nagyjából a FOZO komponensnek felel meg. Legkisebb értékek az OIB-ban találhatók, de ugyanakkor itt vannak a legnagyobb $^{87}Sr/^{86}Sr$ arányok is. Centrális helyen az indiai-óceáni MORB kőzetek foglalnak helyet. Jól látható, hogy a kontinentális kőzetek $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $^{187}Nd/^{184}Nd$ értékei messze kiesnek az óceáni kőzetek értéktartományából (66. ábra).

Ha az óceáni szigetbazaltok és óceáni hátsági bazaltok közötti hasonlóságot/eltérést vizsgáljuk elkerülhetetlenül figyelmet kell szentelni az ólomizotópok szerepének tisztázására. A jobb áttekinthetőség kedvéért röviden kitérünk a Pb itt szerepet játszó izotópjainak tulajdonságaira.

## Az ólomizotópok szerepe

Az ólomizotópok többsége, radiogén elem és az U, Th bomlásterméke. Származásuk és földi gyakoriságuk:

| | |
|---|---|
| $^{204}Pb_{t_{1/2}}$ $1{,}4\times10^{17}$ év nem radiogén | gyakoriság: 1,41% |
| $^{238}U_{t_{1/2}}$ $1{,}40\times10^{10}$ év $\rightarrow$ $^{206}Pb_{stab}$ | gyakoriság: 24,11% |
| $^{235}U_{t_{1/2}}$ $7{,}07\times10^{8}$év $\rightarrow$ $^{207}Pb_{stab}$ | gyakoriság: 22,11 % |
| $^{232}Th_{t_{1/2}}$ $1{,}405\times10^{10}$ év $\rightarrow$ $^{208}Pb_{stab}$ | gyakoriság: 52,41% |

A $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{207}Pb/^{204}Pb$ diagramok meglehetősen laposak, mivel a $^{207}Pb$ rövidebb felezési idejű uránból származik s így 4,5 G év alatt a köpeny radiogén órája az eredetihez képest eltolódott. Ennyi idő alatt ugyanis a $^{235}U$ 90%-a, a $^{238}U$ csak 50%-a fogyott el. A $^{238}U$ és $^{232}Th$ felezési ideje közel azonos, így a Th/U arány állandó és a MORB primer olvadékában értéke 3,7. A kisebb eltérések a köpenyrezervoár adottságaira vezethetők vissza.

Az U inkompatibilisebb lévén az ólomnál a parciális olvadás során az olvadékba jut, de a $^{206}Pb/^{204}Pb$ aránynak a köpenyéhez hasonlónak kellene lennie. A valóságban ez az arány 17,5-től (tholeiit) 21-ig (E-MORB, bazanit, fonolit, nefelinit) változik. A kis parciális olvadású E-MORB-ban több Pb-izotóp van, mint a LILE-ben szegény, nagyobb olvadású köpenyolvadékban. Ezzel szemben az N-MORB (É-Izland, EPR) kisebb izotóparányokat mutat, hasonlóan Nb/Zr és La/Lu arányokhoz. Nagyobb az izotóparány:

— általában a tholeiites E-MORB-ban (kisfokú olvadás),

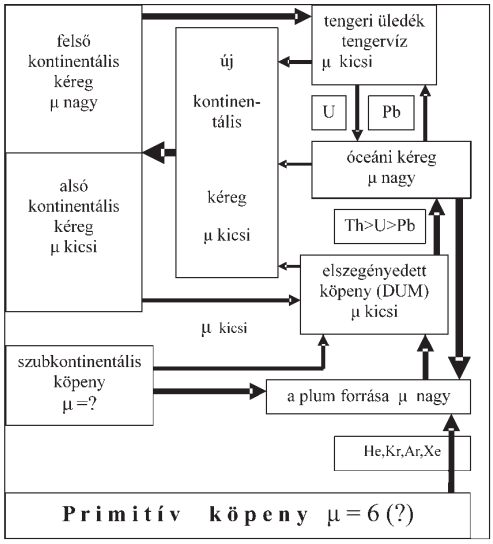
— az alkáli kőzetekben is növekszik, mivel az izotóparány az olvadék mennyiségétől függetlenül állandó,

— a „normális” alkáli bazalttól a bazanitig terjedően bár a Zr/Nb, La/Sm, La/Lu ingadozik, de mindegyik ugyanazon az Pb-izotóptrend szerint változik. Az erősebben alkálikus kőzetekben mindig nagyobb a Th/U, Th/Pb és U/Pb arány, akár a mélyebb köpenyben keletkeztek, akár a parciális olvadás körülményei szabták meg összetételüket.

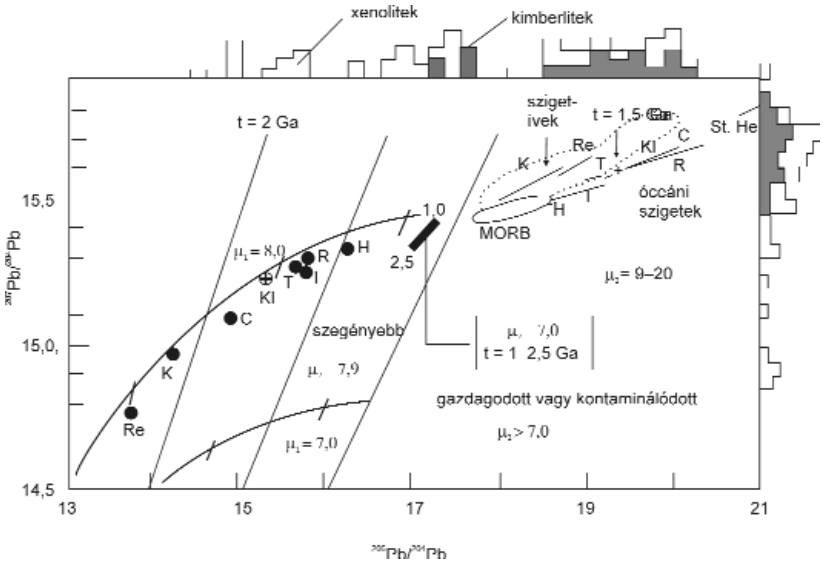
Az Pb-izotópok arányértékei alapján a következő negállapítást tehetjük: a MORB-ban ~18,5 értéknél van egy kimagasló gyakoriság, de mind a kisebb, mind a nagyobb értékek átlapolnak az OIB és IAV értékekkel. Az ólomnak geokémiai szempontból szerteágazó szerepe van, ezért a kérdéssel később részletesebben foglalkozunk, s egyúttal lehetőség nyílik azoknak a nehézségeknek bemutatására is, melyek a geokémiai vizsgálatok során előadódnak. Az urán bomlása során a

$^{206}$Pb és $^{207}$Pb radiogén izotóp keletkezik. Rajtuk kívül az ólomnak nem radiogén $^{204}$Pb izotópja is létezik és így kézenfekvő, hogy a radioaktív bomlás termékeit erre az izotópra normalizáljuk. Az előbbiek szerint egy elvont rendszerben idővel az U mennyisége csökken, a $^{206}$Pb és $^{207}$Pb növekszik, a $^{204}$Pb pedig változatlan. Ha a földi képződményekben az U/Pb arányait tekintjük, megállapíthatjuk, hogy a felső köpenyben Pb veszteség van az U-hoz, az alsó kéreghez, a MORB-hoz és az alsó köpenyhez képest. A hűlő és kristályosodó köpenyben, a maradék olvadékban a μ (=$^{238}$U/$^{204}$Pb) értéke az idővel csökken, mert a szilikátásványok az ólmot jobban visszatartják, mint az olvadékba menő uránt. Az 68. ábra tünteti fel azokat a folyamatokat, melyek a különböző geológiai képződményekhez rendelik az $^{238}$U/$^{204}$Pb arány alakulását.

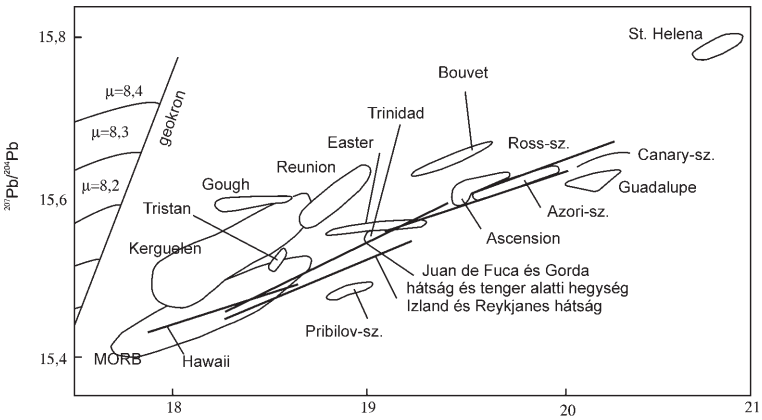
Az óceáni kéreg, a parciálisan megolvadt, elszegényedett köpenyből (DUM) táplálkozó óceánközépi hátságok vulkáni anyagából (MORB) épül. A Th és U inkább az olvadékban marad, mint a Pb. A riftek mentén feltörő hidrotermás oldatok kioldják és szétterítik a Pb-t, nagy μ értékű óceáni kérget hozva létre. Ez vagy szubdukciós zónába kerül vagy még inkább delamináció folytán lesüllyed, az alsó DUM-mal keveredik, és új kéreghez kapcsolódik. Ennek μ értéke kicsi, de kérgen belüli differenciáció révén nagy μ értékű felső kéreg jön létre. A feltüntetett, részben mért μ-értékek alakulásához láthatóan különböző (nyilakkal jelzett) folyamatokat rendelhetünk, de ezek részben spekuláció termékei.




**68. ábra.** A primitív köpenyből kiidulva a μ, U, Th alakulása a különböző geofázisokban (WHITE 2003)




**69. ábra.** A MORB, OIB AIB $^{206}$Pb/$^{204}$Pb vs $^{207}$Pb/$^{204}$Pb diagramja. Magyarázat a szövegben (CHASE 1981)



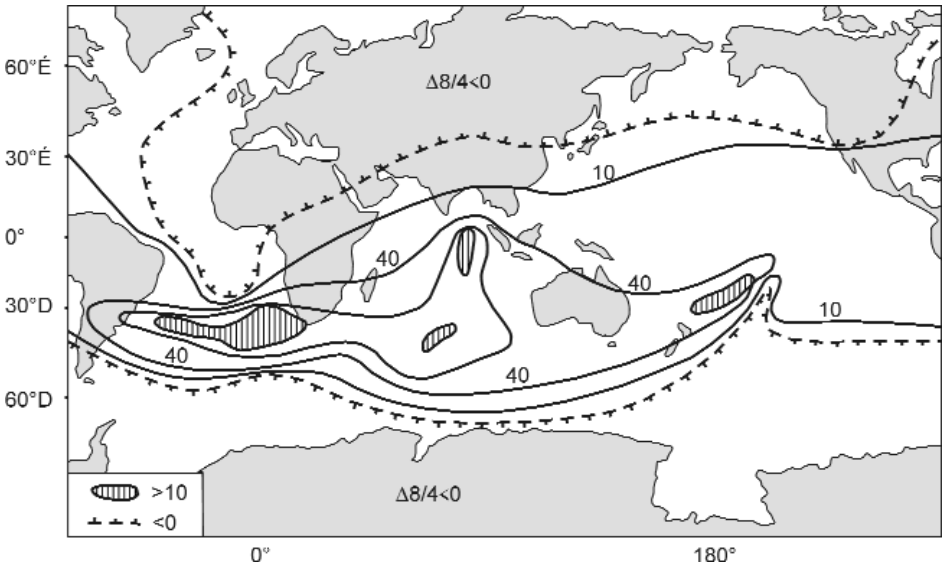

**70. ábra.** A $^{206}$Pb/$^{204}$Pb vs $^{207}$Pb/$^{204}$Pb diagramon feltűnik, hogy a megfigyelt OIB bazaltok izokronjai (egyenesek) jobbra esnek a geokrontól (DICKIN 2005 after SUN)

## Az ólomizotópok anomális viselkedése a MORB-ban, az OIB-ban és az IAV-ban

OLDENBURG (1984) részletesen vizsgálta az U, Th és Pb mozgását az egymással egyező ólomérctelepeken és ezek származási helyeit a köpenyben. A következő adatokhoz jutott: az $^{238}$U$_t$/$^{204}$Pb (=μ) értéke a Föld keletkezésétől számított első milliárd év 8,03±0,3 értékéről a 2–3 milliárd év között 9,08±0,3 érékre növekedett. Feltűnő azonban, hogy 2–1 G év között a μ csökkent és jogosan feltételezhető, hogy ezek az arányok csakis az U és Pb változó mértékű kontinentális kéregbe távozásával jöhettek létre. A ξ = $^{232}$Th/$^{204}$Pb aránya 33-ról 38-ig növekedett. A $k_t = \xi_t/\mu_t$ értéke a Föld keletkezése óta 4,0.

A szóban forgó modellben a μ növekedése arra mutat, hogy a köpeny nagyobb része 3,5 G év előtt szilárdult meg, ami a legidősebb kontinentális kőzetek korának felel meg. Oldenburg feltevése szerint az elszegényedett köpenyben a μ = 6,0, míg az óceáni szigetek (OIB) bazaltjaiban μ értéke 10–20 között van, s ez arra utal, hogy ezek egy gazdagabb forrásból erednek. A 69. ábrán látható $^{206}$Pb/$^{204}$Pb vs $^{207}$Pb/$^{204}$Pb diagramból egy kétütemű képződési folyamat következik. A primer köpeny $\mu_1$ értéke 7,9, az OIB bazaltok pedig egy második ütemű rezervoárból ($\mu_2$ = 15, t = 1–1,5 G évben) fejlődtek ki.

A 69–70. ábrán látható adatokkal és




**71. ábra.** A D8/4 érték eltérő eloszlása a déli és északi félgömbön a DUPAL és SOPITA anomáliához csatlakozik. Hasonló trendet mutatnak a Δ7/4 és a Sr-izotópok értékei is (HART 1984)

azok értelmezésével a legnagyobb gondot az okozza, hogy az OIB bazaltok értékei a Pb/Pb diagramon a geokron görbétől jobbra helyezkednek el. Ezt különösen jól mutatja a 70. ábra s ez felveti az egész Földet illetően az ólom evolúciójának problémáját. Ismeretes, hogy az U és az Pb a szilikátokban egyaránt inkompatibilis elem, de sok megfigyelés, többek között TATSUMUTO (1988) kimutatta, hogy az U inkább inkompatibilis, mint a Pb, vagyis az urán az ólomnál könnyebben megy az olvadékba. Ebből az következik, hogy a MORB rezervoárban az U/Pb, de még a Rb/Sr és Nd/Sm értékeknek is kisebbnek kellene lenniük, amivel szemben a MORB és OIB kőzetek is uránban gazdagabbak. Ez az ellentmondás ALLÈGRE et al. (1980) nyomán *„Pb paradox jelenség”* néven honosodott meg a szakirodalomban. A kérdés megoldására többféle elgondolás merült fel, de többségük más nyomelemekkel történt ellenőrzés során nem nyert igazolást. Legvalószínűbb magyarázatot a köpeny-kéreg közötti Pb-partíció adja. Az OIB forrás anyaga heterogén, de levezethető a 2,5–1 G év közötti $\mu = 7{,}9$ értékből (CHASE 1981). A későbbi rezervoárokban az U/Pb növekedését látjuk, amelyben az idő előrehaladásával az OIB $^{206}Pb/^{204}Pb$ a köpeny jelenlegi átlagos szélső értékeket is elérheti. A köpeny jelenlegi átlagos értéke kb. 17,5, de az elszegényedés során kis μ-értékű környezetben ($\mu<7{,}9$) a $^{206}Pb/^{204}Pb$ érték kisebb 17,5-nél, vagyis ellensúlyként a geokron bal oldalára kerül. Ezek szerint az OIB bazaltok egy elszegényedett rezervoár és egy komplementárisan radiogénekben gazdagodott rezervoár keveredéséből keletkeztek, a keveredés függvényében eltérő μ értékekkel.

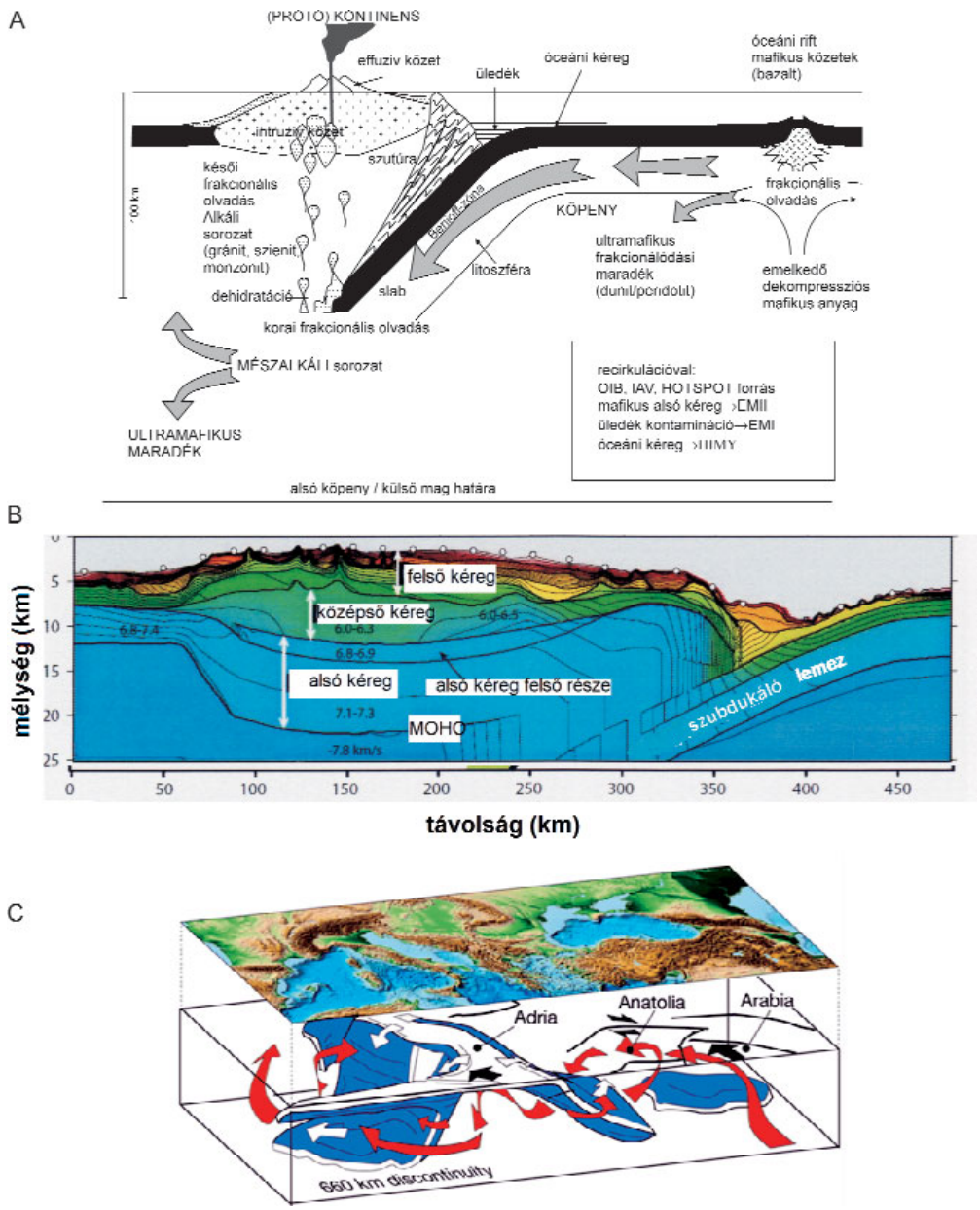
A ólomizotópok egy különleges eloszlását látjuk a 71. ábrán, ahol a Föld déli részén (a DUPAL és SOPITA anomáliákat magába foglalva) a $\Delta 8/4 = [(^{208}Pb/^{204}Pb)_{minta}/^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}]\times 100$ értékek megnövekednek.

A jelenség behatóbb értékelése még várat magára.

## Szubdukciós folyamatok nyomelem-vonatkozásai

Az eddigiekben láttuk a MORB, OIB, IAV kőzetek összetételének különbözőségét, amit az EMI, EMII, HIMU, DMM nyomelemegyüttesekkel jellemeztünk. Kérdés, milyen mechanizmusok vezetnek a nyomelemek ilyen csoportosulásához. Ha a kéreg sok kőzetfajtáját és ezek átmeneteit tekintjük, első benyomásunk az, hogy ezek valamilyen kaotikus folyamatok révén keletkezhettek. A geológiában azonban máig érvényes és szem előtt tartott felfogás, hogy a kőzetek nem véletlenszerűen alakultak ki, hanem minden variációjuk létezésének oka van, ami keletkezésük körülményeiben keresendő. Ilyen megfontolás és a felszaporodott ismeretek alapján úgy látjuk, hogy a hideg óceáni kéreg *szubdukciója* az a helyszín, ahol a kőzetek változatait előállító folyamatok kiindulnak és/vagy végbemennek. Tény azonban, hogy a szubdukciós magmatizmus egyike a legbonyolultabb magmaképződési körülménynek, amelyekben az alábukó óceáni kéreg számos potenciális folyamattal találkozik a köpenyékben, majd emelkedve, a vulkáni ívek anyagával keveredve. Ezért sok szerző a szubdukciót, mint valami „üzemet” állítja elénk, amelynek képletes „fekete dobozában” a bemenő anyagok a kőzetek változatosságát kiváltó folyamatokon esnek át, melynek során nagyon különböző kőzetek keletkeznek. A kérdés alaposabb áttekintése céljából a szubdukciós folyamatot három különböző nézőpontot szem előtt tartva a 72. ábrán mutatjuk be. A 72. ábra A) vázlatán kívül gyakran találkozunk a szubdukció összetettebb variációival is. Példaképpen bemutatjuk a mediterrán tektonika alakulását.(72. ábra, C). Az Afrikai-lemez Eurázsia felé mozogva, a Tethys tengert szubdukcióra késztette. Itt azonban nemcsak a főiránnyal egyezően mozgó, Núbiától Eurázsiáig terjedően, diffúz határokkal jellemezhető mikrolemezek hálózata jött létre (lásd a 108. ábrát is), hanem a földrengések tomográfiája alapján számított felső kéregmozgások sokfélesége. Egyaránt kialakult a mély hátsó ívi medence, a lemezek közötti platók és a magasra emelkedő övek, ofiolitok kíséretében.

A folyamat során mészalkáli andezit keletkezik, melynek összetétele csaknem azonos a kontinentális felső kéregével (20. táblázat). Ebből sokan arra következtetnek, hogy a kontinensek túlnyomó része szubdukciós mechanizmussal jött létre és a folyamatban a recirkulációnak nagy szerepe van.

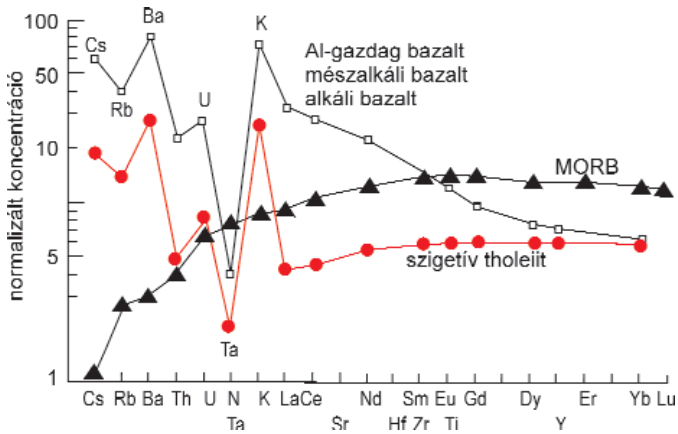



**72 . ábra. A:** a szubdukciós folyamat vázlata (nem méretarányos) (WILSON et al. 2006), **B:** A szubdukcióval összefüggő jelenségek. Alsó kéreg: gabbró, piroxenit, amfibolit, alsó kéreg felső része: metaszedimentek, migmatitok, középső kéreg: intruzív kőzetek, főleg gránit, felső kéreg: lávák, üledékek, sekély intrúziók. Ezek nyomelem összetételét l. Függelék 3–15. táblázatban (SUYEHIRO et al. 1999), **C:** Afrika közeledésével a Földközi-tenger szubdukciója (fehér nyilak), az ennek következtében mozgásba jutott tömegek (vörös nyilak) és Európára, Anatóliára gyakorolt hatásuk. Fekete nyilak: Afrika fő mozgásiránya (FACCENNA, BECKER 2010)

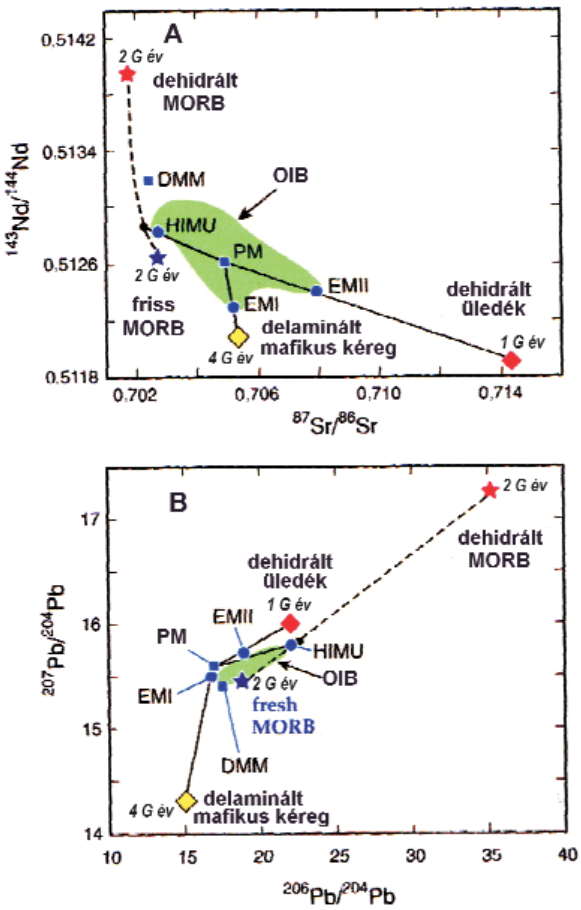
E differenciálódás során az izotópok a partíciós koefficiensek szerint szétkülönülnek. Ha mármost a szigetívek főleg andezit kőzeteit a MORB-bal összehansonlítjuk, a következő megállapításokat tehetjük (73. ábra). A MORB-hoz képest a szilikát komponensek gyakoribbak annyira, hogy többségük $SiO_2$-ben telített, sőt túltelített lehet, tehát első közelítésben a kőzet tholeiit. Sokkal kevesebb a telítetlen alkáli bazalt. A telített típusban is két változat van, a szoros értelemben vett tholeiites és a mészalkáli. A kettő közötti különbség abban mutatkozik, hogy a tholeiit eleve a nagyobb Fe- és Fe/O-tartalom irányába differenciálódott, mint a mészalkáli kőzet. Ez a tektonikai viszonyok következménye lehet, a tholeiites láva ugyanis extenzív viszonyok között gyorsabban emelkedik, vagyis kevesebb ideje van a hűlésre. Kristályosodása tehát sekély mélységben zajlik, szemben a mészalkáli kőzetekével, amelyek nagyobb mélységben (nagyobb *PT* viszonyok mellett) szilárdulnak meg és a Fe

**20. táblázat.** Kontinentális kéreg és andezit összetételének összehasonlítása (m/m%)

| Oxid | Kontinentális kéreg (m/m%) | Andezit átlag (m/m%) |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57,3–63,2 | 59,7 |
| $TiO_2$ | 0,6–0,9 | 0,7 |
| $Al_2O_3$ | 14,8–16,1 | 17,1 |
| FeO | 5,9–9,1 | 6,3 |
| MnO | 0,08–0,18 | 0,12 |
| MgO | 2,8–5,3 | 3,2 |
| CaO | 4,7–7,4 | 6,6 |
| $Na_2O$ | 3,1–3,2 | 3,3 |
| $K_2O$ | 1,1–2,4 | 1,5 |
| $P_2O_5$ | 0,14–0,20 | 0,19 |




**73. ábra.** Spider diagram a szigetív vulkanitjai és a MORB inkompatibilis elemeinek összehasonítására (SUN 1980)




**74. ábra.** Sr/Nd és Pb/Pb diagramok
**AB:** szubdukciós mechanizmuson keresztül eső anyagok és a rezervoárok izotópösszetételei: a dehidrált óceáni kéreg (MORB), delaminált mafikus kéreg, a DMM, HIMU, EMI, EMII, dehidrált üledék és primitív köpeny (PM) esetében. A Pb-, Sr- és Nd-izotóparányok a keletkezési időt is jelölik. **C:** A köpeny mélyebb részeiből recirkulációval visszatérő képződmények megjelenése az óceáni szigetek vulkanitjaiban (OIB) érthetővé teszi ezek izotóp eloszlásának változatosságát (TATSUMI, KOGISO 2003)

és Ti szeparálódása miatt a vastartalom növekszik. A 120–200 km mélységben víz hatására kialakuló olvadék/szilárd egyensúly növeli az U/Th arányt, a Sr, Ba, Be, könnyű RFF koncentrációját az Y és Sc kivételével (kb. 6 GPa) s ez jó ujjlenyomata a szubdukciós folyamatnak. A IAV-ban és részben az alkáli, mészalkáli kőzetekben a nehéz RFF alárendeltek a MORB-hoz képest.

Ugyanakkor a tholeiitekben sok a Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La, Ce és Nd. Az óceáni kéregből származtatással ellentétben néhány szerző úgy véli, hogy a ritkaföldfémek eloszlási mintázata (alacsony nehéz RFF-tartalom), és a $^{3}He/^{4}He$ arány arra utal, hogy a kőzetek nem az óceáni kéreg, hanem peridotit parciális olvadására vezethetők vissza. PLANK, LANGMUIR (1993) azonban szigetív eredetű kőzetek analízisével kimutatta, hogy a legtöbb inkompatibilis elem dúsulása üledékes kőzet közbejöttére utal. Különösen feltűnő a Pb, Cs, Rb, U, K, Ba és Sr dúsulása, miután e mobilis, jobban vízoldható elemek, ugyancsak üledékes eredetre vallanak.

Az üledékarány meghatározására a $\delta^{18}O_{SMOW}$ is használható, mivel ennek értéke az üledékekben nagyobb +15-nél, míg a köpenyben +5 körüli. Az eruptív, sőt üledékes kőzetek oxigéntartalma nagyjából egységesen ~50%, a radiogén inkompatibilis elemek aránya (Sr, Nd, Pb stb.) viszont nagyon változó. Utóbbiak koncentrációja a magmákban nagyobb, mint a köpenyben. Ezért pl. az üledék-köpeny keverék és magma-kéreg keverék Sr-értéke különbözik egymástól.

A leszálló kéregegyüttes nyomelemeloszlása a különböző *PT* viszonyok között alakuló fázisoknak megfelelően differenciálódik.

A $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$ és $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{207}Pb/^{204}Pb$ diagram tünteti fel a 74. ábrán a szubdukció során az óceáni kéregegyüttesből differenciálódó rezervoárok izotópeloszlását, ill. képződési idejét. A szubdukciós zóna folyamataira jellemző az alacsony Nb- és Ta-tartalom is, ami a két elem vízben és piroxénekben megmutatkozó rendkívül alacsony oldhatóságára vezethető vissza.

## A plumok nyomelem-vontkozásai

Láttuk, hogy a mélyköpenyi plumok néhány 100 km átmérőjű csatornák, melyek hőmérséklete 1–200 °C-kal nagyobb a környező köpenyhez képest és MORGAN (1972) eredeti felfogása szerint a külső-mag/köpeny (CMB) határáról indulnak. Ezt a felfogást sok vita kíséri, és úgy tűnik a kutatók többsége egyetért Morgan véleményével. Ezt tükrözi a 75. ábrán látható, számítógéppel előállított szimulált kép is.

A mélyköpeny eredet mellett a következő tények szólnak:

— *a geokémiai különbségek* (izotópjegyek eltérése a többi rezervoárhoz képest),

— a *szeizmikus tomográfia* a D" rétegig tudta kimutatni a rengéshullámok hőmérséklet (sűrűség) miatti sebességváltozását,

— *paleomágneses vizsgálatok* igazolták a hotspotok rögzített földrajzi helyzetét, ami lehetővé teszi a lemezmozgások abszolút értékeinek meghatározását is.

A *nagy* $^{186-187}Os$ tartalom is arra mutat, hogy a plum eredetű bazaltok a D" rétegből származnak. Ezúttal bennünket a plum eredetű kőzetek nyomelemviszonyai foglalkoztatnak és a következő megállapításokat tehetjük:

A forró pontok vulkanizmusa bazaltos lávákat produkál, de eltérőt a MORB, OIB és IAV láváitól. A MORB egy már elszegényedett, tehát kevés inkompatibilis elemmel rendelkező köpenyből származik, ellentétben a hotspot láváival, melyek gazdagok ezekben az elemekben. Az is fontos különbség, hogy a hotspot anyaga mélyebben, tehát nagyobb nyomás mellett kezd olvadni, mint a MORB és ez az összetétel a Fo-Di-Pi hármas rendszerben, a $SiO_2$-tartalom csökkenésével, a hotspot anyagát az olivin szélső tag irányába tolja el. Ezért a Fe- és Ti-tartalom azonos MgO mellett nagyobb, mint a MORB-ban és több könnyű RFF-t is tartalmaz. A IAV-hoz képest kevesebb az $Al_2O_3$ és sokkal több az immobilis nyomelemek (Ti, Nb, Ta stb.) mennyisége. A szeizmikus anizotrópia is azt mutatja, hogy a felső köpenyben sokkal több az olivin, mint az eklogitban. A nagyobb $^3He$ tartalom szintén arra enged következtetni, hogy a hotspot láva a nem kigázosodott mélyebb köpenyből érkezik. Hőmérséklete nagyobb a többi bazaltéhoz viszonyítva és a köpenycsóva nagy kiterjedésű fejrésze rövid időn belül tódulhat felszínre nagy bazaltlávaárakat (LIP) hozva létre. Több helyen kimutatható, hogy ezek hotspot működéshez kapcsolódtak. Például az indiai Dekkán-fennsík 65 millió évvel ezelőtt keletkezett, amikor India éppen a Réunion hotspot fölött helyezkedett el. Más bazaltárak is hasonlóan hotspot működéssel álltak kapcsolatban. A hotspotok többnyire extenzív tektonikához köthetők, akár óceáni hátságokhoz vagy kontinentális riftekhez.

**75. ábra.** A mélyköpenyi plumok a minnessotai egyetem szuper számítógépével szimulált alakzata

A szűk csatornák a felszín közelében szétterülnek s belőlük nagy kőzetprovinciákat létrehozó vulkanizmus is kifejlődhet (TACKLEY 2007)

## A KONTINENTÁLIS KÉREG

Bár a kontinentális kéreg a szilikátföldnek csak 0,6%-a, jelentősége több tekintetben rendkívülinek mondható. A hidroszférával és atmoszférával együttesen hozzák létre és biztosítják a bioszféra létezésének feltételeit. A Föld kérge bimodális felépítésű: egy sűrűbb, mélyebb elhelyezkedésű óceáni bazalt rétegből és egy kisebb sűrűségű, magasabban álló kontinentális kéregből áll. A kontinentális kéreg kis tömege ellenére gyűjtőhelye a nyomelemeknek, ideértve a hőt termelő radioaktív elemeket is és a Föld geológiai történetének színtere.

Amikor a kontinentális földkéregről van szó, az első kérdés, hogy milyen folyamatok révén jön létre a mafikus magmából az az órási változatosság, amely a kontinentális kőzeteket jellemzi. Minden geológiai folyamat, így a kőzetképződés is energia és anyag közötti kölcsönhatás következménye. Többnyire termális energiáról, ill. ennek más energiafajtákká való átalakulásáról van szó. Fizikai és kémiai folyamatok váltják ki és kísérik a kőzetek képződését, mukavégzéssel vagy az atomok kristályszerkezetbe rendeződésével, mindenképpen az energiafajták kombinációjával. Valamenyi közül azonban a termális és gravitációs potenciál játssza a legfontosabb szerepet. A nyomás a mélységgel a geobárikus grádiens:

$$\frac{\Delta P}{\Delta Z} = \rho g$$

formula szerint növekszik, melyben P=nyomás, Z=mélység, ρ= sűrűség[41*], g=gravitációs állandó. Pl. 5 km-es óceáni vízoszlop alján 1,7 kbar, 30 km mélységben, 3,3 $gcm^{-3}$sűrűség figyelembevételével a nyomás 11,6 kbar, ahol az anyag egy része szilárd állapotban van, amit a szeizmikus adatok is igazolnak.

[41*] A nyomás alatti sűrűségi adatokat újabban kísérleti úton is meghatározták (ANDO et al. 2003). Bazaltüveg sűrűségét röntgensugár abszorpciója révén határozták meg. 300 K hőmérsékleten a nyomást 5 GPa-ra növelve a sűsűrég 25%-kal növekedett, 773 K mellett azonban, az üvegszerkezet átrendeződése miatt, a növekedés csak 20% volt. Az így megállapított növekedési modulussal a szilikátok sűrűsége a köpeny tetszőleges mélységében kiszámítható.

Már említettük, hogy a kontinentális kéreg átlagos összetétele csaknem azonos az andezitével s így logikus volt kezdetben feltenni, hogy a kéreg a konvergens lemezek szubdukcióját követő andezitvulkanizmusok terméke (KELEMEN MILLER 2007). Másfelől azonban kitűnt, hogy a köpenyből redukált magma voltaképpen túlnyomóan bazaltos jellegű. Ez a legnyagyobb dilemma a szilárd földkéreg kialakulásának megértésében. A dilemmának többféle megoldása lehet: vagy azt tesszük fel, hogy az andezit valamilyen módon önállóan és közvetlenül keletkezik, vagy egy parentális bazaltos magmából a legkülönözőbb differenciálódási folyamatok révén a mafikus komponens kivonása útján jön létre. Előbbi esetben arra kell gondolnunk, hogy az archaikumban a kéreg nagyobb része intenzívebb és forróbb geotermikus viszonyok között növekedett, ami lehetővé tehette, hogy a szubdukciós zónákban, a jelenlegi kezdeti rehidratáció helyett, az alábukó litoszféra teljes megolvasztásával egy lépésben andezit összetételű magma keletkezzék (RAPP et al. 2003).

A valószínűbb változat tulajdonképpen a jelenlegi szubdukciós működés révén képzeli el az andezit képződését. Egy harmadik elgondolás, mivel a kontinentális kéreg összetétele a mészalkáli andezithoz áll közel, az andezitot bazaltos és felzikus magma keverékének fogja fel. Ennek részleteit az andezit címszó alatt fogjuk tárgyalni.

A kontinenseket főleg felzikus kőzetek építik fel, ami nem jelenti azt, hogy kisebb hányadban mafikus kőzetek nem fordulnának elő. E kőzetek osztályozásának különféle kritériumai vannak és közülük a kémiai összetételt tekintve, négy fő típust különíthetünk el: komatiiteket, tholeiiteket, mészalkáli és alkáli kőzeteket. A továbbiakban ennek szem előtt tartásával tárgyaljuk a nyomelemek szerepét.

*Komatiitek.* A nem kumulátos változatok a peridotittól a bazalt-andezitig, a kumulátos kőzetek pedig a peridotittól a mafikus gabbróig terjednek. E sorozatokra jellemző az alacsony Ti- és Fe/(Fe+Mg)- és nagy Mg-, Ni-, Cr-tartalom. Az ultramafikus komatiitek archaikus rift központokhoz társultak.

*Tholeiitek.* Ide tartoznak a kovasavval túltelített bazaltok, alacsony Ca-tartalmú piroxénekkel, Ca-plagioklászokkal. A mészalkáli kőzetekkel ellentétben sok vasat tartalmaznak. Riftesedéshez kötöttek s némelykor a bazaltárak, főleg kvarc-tholeiites kőzetei, abnormis mértékű vulkanizmusának termékei. Szubdukciós működés során az árokhoz közeli vulkáni ív tholeiites, a távolabbiak alkáli kőzetekből állnak.

*Mészalkáli sorozat.* Ezek is kovasavban túltelített (56–61% $SiO_2$) kőzetek, melyekben a Ca és alkáli fémek mennyisége kiegyensúlyozott ($CaO=K_2O+Na_2O$). Sok intermedier kőzet tartozik e csoportba: diorit, monzodiorit, kvarc-monzonit, kvarc-diorit és sok más kőzet is, de nem minden gránit és riolit tholeiites. Jellemző a kevés vastartalom.

*Alkáli sorozat.* Az ide tartozó kőzetekben kevés $SiO_2$ (<51%) mellett az alkáliák felülmúlják a CaO mennyiségét $CaO<(K_2O+Na_2O)$. A leggyakoribb kőzet az alkáli bazalt és ide tartozik a szienit, nefelin-szienit, fonolit. Sokféle tektonikus változatban fordulnak elő: kontinentális és szigetívi szubdukció, riftek, hotspotok és aktivitástól függetlenül orogén proterozoos kratonok. Úgy látszik, hogy a magmafejlődés utolsó fázisát képviselik.

## A nyomelemkomponensek és a kőzetek kapcsolata

A petrogenezis szempontjából újabban jelentős érdeklődés fordult ama kérdés felé, hogy milyen kapcsolat van a köpeny nyomelem-komponensei és a kőzetek lokális elterjedése között. TURNER, VERHOOGEN (1960) még úgy gondolta, hogy az alkálikus olivin-bazalt kőzetcsoport a földpátpótlók és az ultramafikus xenolitok alapján egy *óceáni* (Hawaii-tartomány), *kontinentális* (Hebridák), *tholeiites* bazaltárak (Dekkán, Karoo) és *K-gazdag* (Ny-Afrikai-rift) típusra különíthetők. E nézettel kapcsolatban hamarosan felmerült az a kérdés, hogy az óceáni (nem lineáris) szigetek komponensei miért korlátozódnának az óceáni szigetekre (OIB), miután más tholeiites kőzetekkel, sőt az E-MORB-bal is kapcsolatba hozhatók, nem csupán a Hawaii és kontinentális rift bazaltokkal. Az E-MORB egy normatív nefelin olivin bazalt és úgy látszik az alkálikus és tholeiites bazalt együttese az óceáni hátságokban éppúgy otthonos, mint az OIB körében. Ezt támasztja alá a $\Delta$ Nb (=log Zr/Y vs log Nb/Y) érték is, amely alkáli olivinbazalt esetében pozitív, tholeiites bazaltban negatív és az óceáni medencék bazaltjaiban $\Delta$ Nb = 0, vagyis kiegyenlítődik, jelezvén hogy a kétféle szélső tag keveredése egész régiókra kiterjed. Több kérdésre logikus választ adó magyarázat a jelenséget a plumok közreműködésére vezeti vissza. E felfelé tartó, inkompatibilis elemekben gazdag áramok az asztenoszférával keverednek („plume-fed asthenosphere") és oldal irányú mozgást végeznek. Ez a magyarázata annak, hogy a MORB és OIB nagy kiterjedésben bizonyos mértékben azonos „színezetet" mutat, amint azt a már említett DUPAL-anomália esetében is láttuk. PHIPPSMORGAN, MORGAN (1999) szerint e feltevés magyarázatot ad arra a megfigyelésre is, hogy bizonyos területeken az OIB-szerű magmatizmust hirtelen N-MORB váltja fel, ami a plumok által táplált asztenoszféra térbeli kiterjedésének következménye. RESTON et al. (2004) a laterálisan mozgó plum-táplálta asztenoszférával magyarázza a Kameruni-lineamens két oldalán 65 M év óta szüntelenül működő vulkanizmust, amelynek az óceáni oldalán OIB, a másikon az afrikai kontinensen ettől megkülönböztethetetlen kőzetek keletkeztek. Az itt felmerülő kérdések a nyomelem komponensek és a kőzetek kapcsolatára kívánnak összefüggést találni, vagyis hogy milyen mélyszerkezeti, geográfiai, tektonikai előzményei vannak a nyomelemkomponensek megjelenésének a Föld különböző kőzeteiben és a geoblokkokban[42*]. A megfigyelések alapján kialakult hipotéziseket célszerű figyelemmel kísérni a kontinentális kőzetek kémiai spektrumának tanulmányozása során.

[42*] Geoblokk alatt 1–5 millió $km^2$ kiterjedésű területet értenek, melyet hasonló tektonikai, kőzet- és ásványgenetikai viszonyok jellemeznek.

A magmás kőzetek összetétele ritkán vezethető le valamilyen parentális magma kizárólagos frakcionálódási kristályosodásával. A magma emelkedése során lassabban vagy gyorsabban, esetleg időben szakaszoltan halad át a kérgen s azzal különféle mértékben kölcsönhatásba lép, keveredik, kontaminálódik. Minthogy ebben a folyamatban a hőmérsékletnek is szerepe van, feltehetjük, hogy a prekambriumban az erősebb geotermikus tevékenység következtében a szomszédos kőzetből a szennyezés felvétele intenzívebb volt, mint jelenleg. Számítások szerint a peridotitos komatiites magma (28% MgO) háromszor több kőzetet tudott asszimilálni, mint a jelenlegi bazaltok. Kedvező körülmények között a bazalt- és andezitmagma is képes maximum 50% kéreganyagot asszimilálni. Ennek megfelelően a komatiitnak szokásos kristályos derivátumát azért nem ismerjük, mert a felső kéreg asszimilációja során Si-Mg-gazdag komatiites bazalt vagy Mg-gazdag andezit keletkezett belőle.

Az asszimilációnak nagy jelentősége van kőzetgenetikai szempontból, melynek közreműködését és mértékét nyomelemvizsgálatokkal lehet megállapítani. Többféle eljárás közül említjük a Re-Os-rendszert, mivel az alsó kéreg kétszer több Os-ot és 50%-kal több Re-ot tartalmaz, mint a felső kéreg.

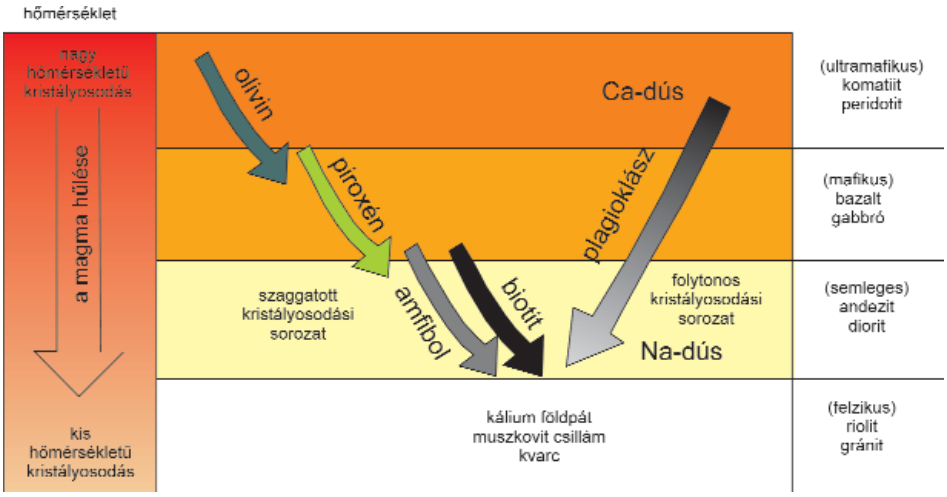
LAUGHLIN et al. 1972 leírásából ismerjük, hogy a McCartys vulkán $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékei szélsőségesen ingadoztak 0,7040 és 0,7084 között. Ez annak a jele, hogy a magma a felső kéregben sekély mélységben keveredett és a Sr-értékek között egyensúly nem alakult ki.

DALLAI et al.(2003) vizsgálata nyomán ismerkedünk meg a stabilis O- és H-izotópok felhasználásáról az asszimiláció tisztázásában. Az Antarktisz É-Viktória területén a Mt. Abbott mintái kambriumi, ordovíciumi gabbrók, dioritok, granodioritok, gránitok. A $\delta^{18}O = 6{,}8–7{,}4$ ‰, a $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7060$ és a $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}5122$ értékek mind amellett szólnak, hogy az olivin gabbrók kéregszennyezéssel egy primer mészalkáli bazaltból fejlődtek. A dioritos kőzetben $\delta^{18}O=8{,}7–10{,}3$‰, (eddig legnagyobb érték), a diorit piroxénjében pedig $\delta^{18}O=8{,}2–8{,}6$‰, ami nem változik a kőzet $SiO_2$-tartalmával, s így állandó marad a kőzetfejlődés során. A diorit szintén a mészalkáli bazaltmagmából fejlődött, mint az olivingabbró, de eltérő mértékű gránit beolvasztásával kialakult a részben kvarc/földpát tartalmú xenokristályokból álló dioritkőzet. A gránitokban a $\delta^{18}O = 10{,}8–12{,}1$‰, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7096–0{,}7108$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0{,}5119–0{,}5120$ értékek annyira eltérnek az előzőektől, hogy a gránit nem lehet az olivin gabbróval és diorittal közös származású, hanem egy metamagmás kőzetből fejlődött gránit.

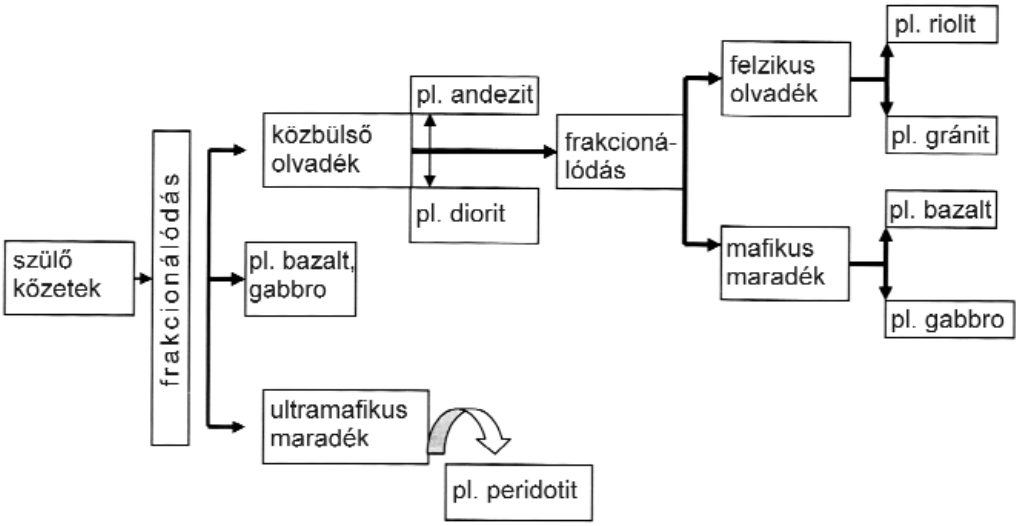
## A kontinentális kéreg kőzetei és osztályozásuk

A kontinentális kőzetek sokféleségének áttekintésére a magma hűlése során a hőmérséklettől függő ásvány-kristályosodás sorrendjéből indulhatunk ki. Norman L. BOWEN már a 20. sz. elején, vizsgálva az eruptív kőzetek összetételbeli különbségeit, arra a következtetésre jutott, hogy a differenciálódás fő oka az ásványok eltérő kristályosodási hőmérséklete. Számos kőzetmintát olvadásig hevített, majd a hűlés során megfigyelte a kiváló ásványok sorrendjét, amit Bowen-reakciósorozatnak hívnak (76. ábra).

Amennyiben a Bowen-kristályosodás során frakcionálódás megy végbe a nagyjából bazaltos összetételű magmából a 77. ábrán látható fő kőzettípusok alakulnak ki. Az irodalomban előforduló 1637 kőzetelnevezés racionális alapokra helyezése nem könnyű feladat, amellyel a IUGS igyekezett megbirkózni és albizottsága 316 kőzetnevet terjesztett elő. Az osztályozási sémák többnyire a modális ásványos összetételre vagy oxidos kémiai analízisre támaszkodnak. Minthogy az osztályozás végül kompromisszumos alapon jött létre, kritika éri annyiban, hogy a korábbi osztályozási szempontok is pragmatikusan helyet kaptak benne a kizárólagos genetikai szempontok helyett. Az osztályozás kissé széteső, mert a legelterjedtebb intruzív és effuzív kőzetek mellett, amelyeket a QAPF diagramban foglalnak össze, külön helyet kaptak a




**76. ábra.** A Bowen-reakciósorozat (BOWEN 1915, LUTGENS, TARBUCK 2003 után)




**77. ábra.** A fő kőzetfajták genetikai származása bazaltos magmából frakcionálódás útján (WILSON 1989)

karbonátitok, piroklasztikumok, lamprofírok, charnockitok és a 90%-nál több mafikus komponenst tartalmazó kőzetek. A vulkanikus kőzeteket gyakran a TAS (Total Alkali-$SiO_2$) szerint osztályozzák. Az osztályozás némely további részletét a Függelék 7. fejezetében találjuk.

A kontinentális kéreg leggyakoribb kőzete a gránit (Függelék 3–7b táblázat), de átlagos összetétele az andeziténak felel meg. A bazalt lávaárakon kívül a felszínen sokfelé, de kevés bazalt található. Ennek ellenére a kontinentális kőzetek tárgyalását a bazalttal kell kezdenünk, mint a magmás kőzetek leggyakoribb forrásanyagával.

A felső köpeny 400 km mélységig terjedő része az óceáni és szilárd kéreg alatt egyaránt lényegében olivin-, orto- és klinopiroxén-tartalmú peridotitból áll (17. ábra) és két részre különül: a nem áramló litoszférára és alatta áramlásokkal átjárt asztenoszférára. A kettő közötti különbséget a termikus viszonyok alakítják, ugyanis a vasmagból érkező hő konvekcióval az asztenoszférán, majd túlnyomóan vezetéses úton, a litoszférán keresztül jut felszínre. A két szféra összetétele nagyon hasonló, de a hőmérséklet és mélység (nyomás) függvényében a plagioklász, spinell (kromit), gránát (pirop), amfibol és néhány más ásvány arányában különbségek léphetnek fel (peridotit). A hasonlóságot különösen a $^{18}O/^{16}O$ értékei képviselik, melyek bazaltok, gabbrók, szienitek, andezitek esetében, δ-értékben kifejezve, egyaránt 5,5–7‰ között alakulnak.

Az összefoglaló peridotit elnevezésen belül sok más kőzetnévvel is találkozunk, mint pl. dunit (>90% olivin), wehrlit (ol+cpx), harzburgit (ol+opx), lherzolit. A lherzolit 40–90%-ig terjedően olivinből, jelentős mértékben ortopiroxénekből és kisebb mértékben Ca-, Cr-klinopiroxénekből áll. E fő komponensek mellett kisebb mértékben mélységtől függően plagioklász (20–30 km), Al-spinell (90 km-ig) és gránát (300 km-ig) is előfordul benne. Az irodalomban vegyesen használják a felső köpeny kéreg alatti övének összetételére valamilyen jelzővel összekapcsolt peridotit vagy lherzolit elnevezést.

A spinell-lherzolit parciális olvadásával keletkezik a *primer bazaltmagma*, amelyből közvetetten minden más kőzet levezethető. A közvetettség alatt azt kell értenünk, hogy ez a magma nem azonos az akkréció során keletkezett köpeny eredeti összetételével, hanem a szubdukciós körfolyamatok által kis mértékben befolyásolt (pl. DMM) anyag. Továbbá ha a magma a mélykéreg felzikus anyagából áll elő (pl. gneiszből), arra kell gondolnunk, hogy ez az anyag ugyancsak egykori bazalt differenciációja útján létrejött kőzetek mállása, majd metamorfózisa útján keletkezett.

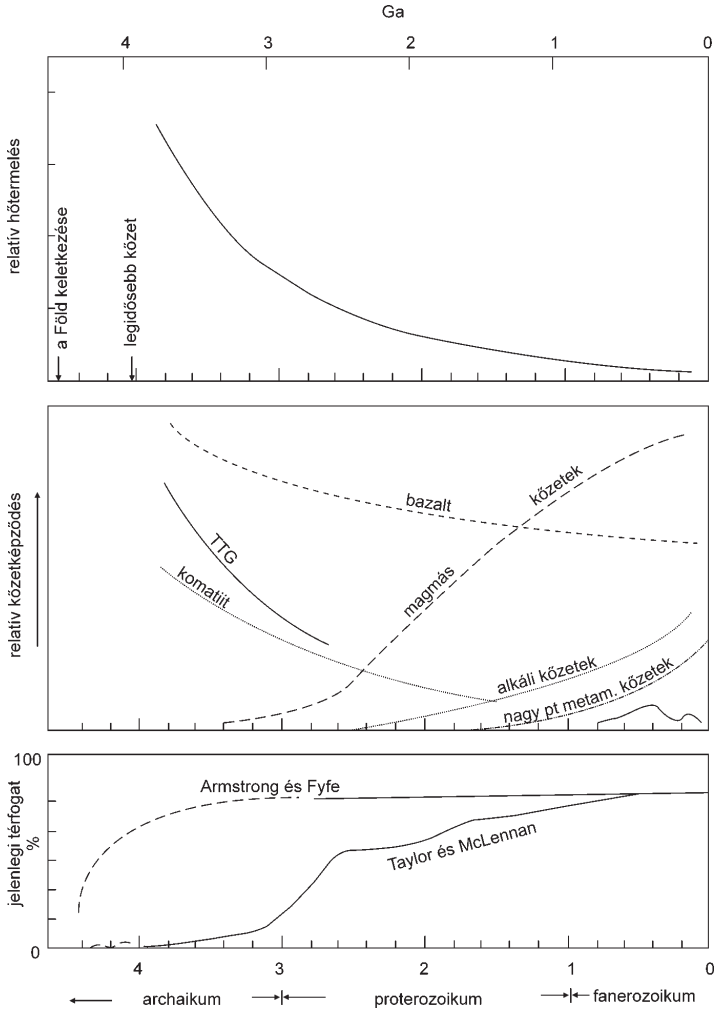
A szilikát Föld (felső és alsó köpeny) előbbiekben ismertetett anyaga a nyomás- és hőmérsékletviszonyok következtében szilárd állapotban van. A legfelső régióban azonban a nyomás, olvadáspont-csökkenés, a radioaktív bomlás és a súrlódási hő hatására változó mértékben megolvad. Ekkor magmának nevezik, amely anyag történetének csak kis részében van olvadt állapotban, sokkal inkább olvadék és kristályok keveréke, esetleg gázbuborékokat is tartalmaz. A felszínre kerülve, a hűlés folyamán kristályosodik és szilárd kőzetté alakul. Ezt a folyamatot a fellépő frakcionális kristályosodás következtében tipikus összetételbeli változás kíséri, mivel a különböző hőmérsékleten kiváló kristályok eltérő sűrűségük miatt elkülönülnek egymástól és az eredetitől eltérő összetételű frakciókat (kőzeteket) hoznak létre. A kéreg nyomelem-összetételét a Függelék 3–8. táblázata, mutatja be. A köpeny kőzetei viszonylag kevés ásványból állanak a főelemek kis száma miatt. A konvencionálisan 100 ppm alatti gyakoriságú nyomelemek azonban minden kőzetben jelen vannak.

## A kontinentális kéreg keletkezése

A földkéreg keletkezésének idejét a szerzők különféleképpen ítélik meg.

A legrégibb kőzetek méréssel meghatározott keletkezési ideje 4–4,1 G év, de cirkonkristályban 4,4 G évet is mértek. A kéregképződés valószínűleg korán kezdődött (30 M év), bár az első hártyaszerű megszilárdult részek gyorsan

visszaolvadtak. A 78. ábrán feltüntetve látjuk a Föld keletkezése óta lezajlott fontosabb jelenségeket, a hőtermelés csökkenését, a magmás kőzetek, ezen belül a bazalt, TTG és komatiit kőzet keletkezésének időbeli lefolyását, végül a kontinensek térfogatának alakulását két meglehetősen eltérő felfogás szerint. A bolygók közül egyedülállóan a földkéregnek van topográfiailag bimodális (egy alacsony óceáni és egy magas kontinetális) jellege.




**78. ábra.** A földkéreg képződésének jelentős mozzanatai (hőtermelés, kőzetképződés térfogati növekedés) a keletkezéstől eltelt idő alatt (BEST 2003)

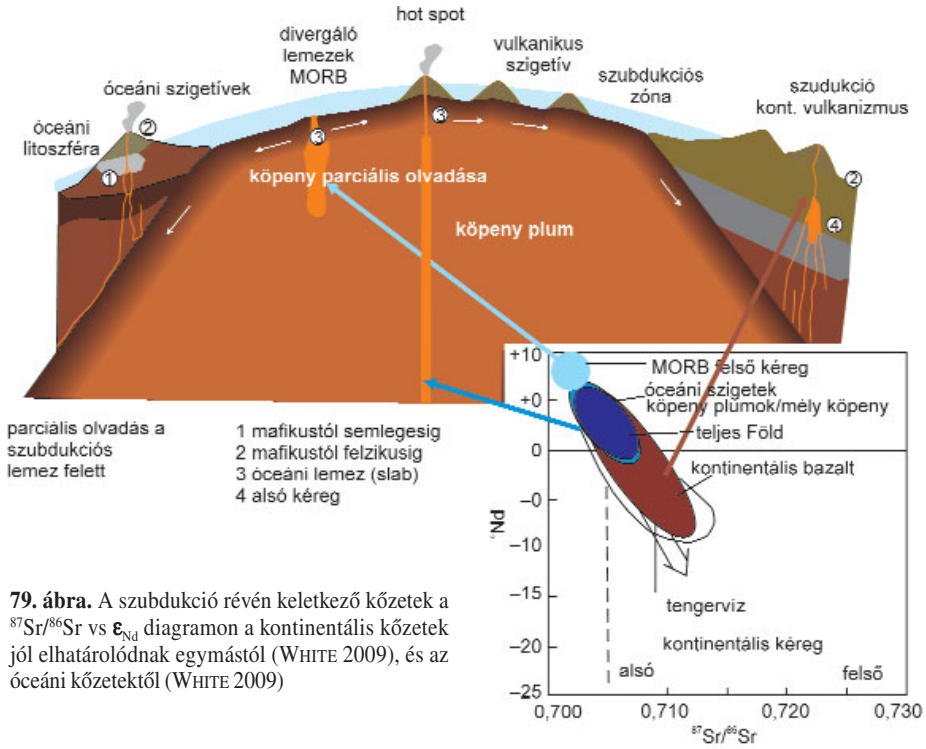
Láttuk, hogy a felső földköpeny kérge két fő részre különül: az óceáni és kontinentális kéregre. A kettő közötti feltűnő különbséget a 21. táblázat világítja meg. Az óceáni kéreg a szubdukciókban eltűnő és a riftekben folytonosan megújuló képződmény, következésképpen a jelenlegi óceáni kéreg nagyon fiatal (néhány órától 200 millió évig). Vele ellentétben a kontinentális kéreg viszonylag stabilis, inkább halmozódó jellegű s így létezése csaknem a Föld keletkezéséig megy vissza. További lényeges különbség az anyagi felépítésben nyilvánul meg, amennyiben az óceáni kéreg közel egyveretű bazaltos kőzet, a kontinentális kéreg pedig petrográfiai és mineralógiai szempontból nagyon heterogén.

Nyomelem szerinti megkülönböztetés többek között a $^3He/^4He$=R-nek az atmoszférához viszonyított értéke (Ra) alapján lehetséges. R/Ra értéke: kontinenseken <1, óceáni hátságokon (MORB) 7–9, óceáni kéregben 9,1±3,6, forró pontokban 5–42, óceáni és terresztrikus vízben 1. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ függvényében ábrázolt $\varepsilon_{Nd}$ értékek is jelzik (79. ábra) a kétféle kéreg közötti különbséget, amely kontinentális kőzetekben $\varepsilon_{Nd}$ <0, $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékek ≈ 0,710. A MORB és a kontinentális bazaltok feltűnően különböznek egymástól. Az $\varepsilon_{Nd}$ vs $^{87}Sr/^{86}Sr$ alsó és felső kéregben is különböznek, és szerepet kapnak például az asszimiláció mélységének megállapításában.

**21. táblázat.** Az óceáni és kontinentális kéreg tulajdonságainak összehasonlítása

| Tulajdonság | Óceáni | Kontinentális |
|---|---|---|
| Kor | 200 M év (max.) | 4,2 G év (max.) |
| Vastagság (átlag) | 6 km | 35 km |
| Összetétel | bazaltos | andezites |
| Változatosság | globális rétegesség | heterogenitás |
| Szeizmicitás | széleskörű nyugalom | tektonikus aktivitás |
| Vulkanizmus | nagy kiterjedésű | pontszerű |

A kontinentális kőzetekben a RFF-ek nem mutatnak lényeges különbséget az óceáni kéreghez




**79. ábra.** A szubdukció révén keletkező kőzetek a $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\varepsilon_{Nd}$ diagramon a kontinentális kőzetek jól elhatárolódnak egymástól (WHITE 2009), és az óceáni kőzetektől (WHITE 2009)

képest, de mindkét esetben az alkáliák növekedését a könnyű RFF elemek növekedése kíséri. A Ce-tartalom változása illusztrálja e viszonyokat (22. táblázat).

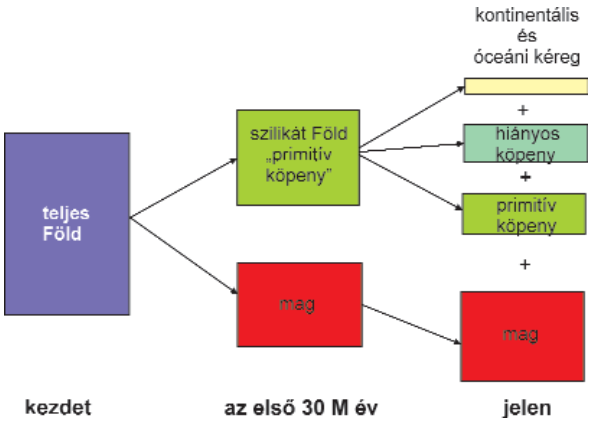
A kőzetek fő típusai szerinti eloszlást a kontinentális kéregben a Függelék 3–7a táblázat állítja elénk, ami a gránit és granodiorit túlyomó részvételével a származás nem könnyen és egyértelműen alátámasztható gondolati megoldását vetíti előre.

**22. táblázat.** A kontinentális felső kéreg magmás kőzeteinek eloszlása, a K- és Ce-koncentráció összefüggése (TAYLOR, MCLENNAN 1985)

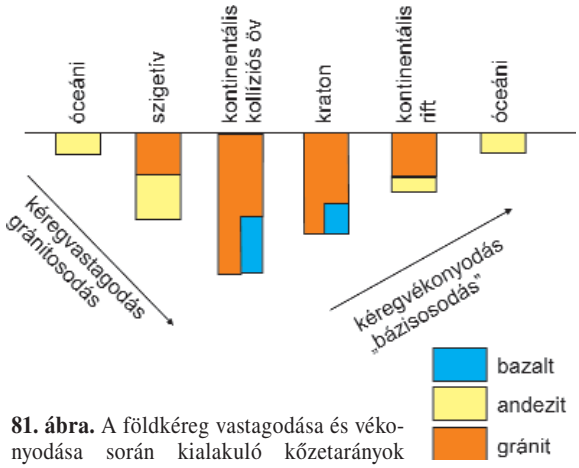
| Kőzet | Bazaltok | | Andezit (átlagos) | Andezit nagy K-tartalommal | Ultra K-tartalom |
|---|---|---|---|---|---|
| | proto IAV | aktív IAV | | | |
| Példa | Ny-Pacifikum | Tonga Kerguelen | Új-Zéland | Vezúv | Tibet |
| Ce-koncentráció (ppm) | 0,8–5,0 | 2–5 | 10–25 | 35–65 | 70–120 |

A nagy tömegű kőzeteken kívül a már kiemelt heterogenitást kisebb tömegű, legalább 1500 fajta kőzet és ezek közötti szinte mindenféle átmenet képviseli. Létrejöttük a Föld keletkezése utáni rövid idő múlva kezdődött és ment végbe, amelynek három kiragadott állomását a 80. ábrán látjuk.

A folyamatok összefoglalóan a 81. ábra szerint feltüntetett módon zajlottak a kontinentális kéreg vastagodási és vékonyodási szakaszaiban.




**80. ábra.** A Föld öveinek kialakulása a keletkezés utáni 30 M évben és a jelenlegi állapot




**81. ábra.** A földkéreg vastagodása és vékonyodása során kialakuló kőzetarányok (RUDNICK 2005)

A kéreg vastagodása főleg a szubdukciós zónákban történik gránitok és andezitok képződésével, a kollíziós zónákban pedig a kéreg vastagodásával főleg gránit keleketkezik. A kéreg vékonyodása a szárazföldi riftekben megint sok andezitet produkál. A gránit és bazalt adott arányú jelenléte miatt a kéreg átlagos összetétele az andezit összetételének felel meg.

**23. táblázat.** A teljes Föld, óceáni és kontinentális kéreg fő elemei

| Elem | Teljes Föld | Óceáni kéreg | Kontinentális kéreg |
|---|---|---|---|
| O | 30 | 44,3 | 46 |
| Si | 15 | 21,6 | 28 |
| Fe | 35 | 8 | 6 |
| Mg | 13 | 7 | 4 |
| Al | 1,1 | 10,5 | 8 |
| Na | | 0,9 | 2,1 |
| K | | 0,03 | 2,3 |
| Ca | 1,1 | 7,2 | 2,4 |
| S | 1,9 | | |
| Ni | 2,4 | | |

A rendkívüli változatosság miatt a kéreg kémiai összetétele kevésbé pontosan határozható meg. Az első becslések CLARKE (1924) és GOLDSCHMIDT (1933) nevéhez fűződnek, a későbbi finomítások WEAVER, TARNEY (1984), TAYLOR, MCLENNAN (1985), RUDNICK, FOUNTAIN (1995) és WEDEPOHL (1995) kutatóktól származnak (részletek: a Függelék 3–7a, 3–7b, 3–8. táblázatában). Voltaképpen egy többé-kevésbé mérhető *felső kéregről* és egy közvetett értékekből (szeizmikus sebesség, hővezetés, xenolitok, nagy nyomású kísérletek stb.) levezetett összetételű *alsó kontinentális kéregről* beszélhetünk.

Itt érdemes rápillantanunk a 23. táblázatra, hogy észrevegyük a fő komponensek közötti jelentős különbségeket. A teljes Földhöz képest növekszik az O, Si, Al, az alkáliák mennyisége és csökken a Fe, Mg, S, Ni koncentrációja. Azonnal látjuk, hogy az óceáni mafikus jellegű kéreghez képest a kontinenseket felzikus kőzetek építik fel. Az első kérdés tehát az, hogyan jön létre kovasavdús magma? A kiindulási pont kétségkívül a felső kontinentális kéreg „bazaltos” anyagának olvadással együtt bekövetkező differenciációja. A kristályosodási folyamat gyakran a Bowen-reakciósorozat utolsó stádiumáig jut el, vagyis a keletkező kőzetek gránitok, granodioritok.

## A kontinentális kéreg mafikus kőzetei. A bazaltok

A kontinentális kéreg alatt a kőzetanyag bazaltos jellegű. Kérdés, hogy két fő típusa az N-MORB és OIB közül adott esetben melyik jelenik meg kontinentális kőzet kiinduló anyagaként. A két típus közötti döntést megnehezíti a kontinentális bazalt mellékkőzettel történő gyakori szennyeződése, amely elmossa a két fő típus közötti különbséget. A probléma mégis megoldható a Nb/Y vs Zr/Y diagram segítségével, ill. a Fitton-paraméterrel (ΔNb). Ez ugyanis független a parciális olvadás mértékétől (*f*), az olivin és plagioklász frakcionális kristályosodásától, mert a Nb, Zr és Y ezekben az ásványokban teljesen inkompatibilis. Azonban az augit frakcionális kristályosodása csökkenti a ΔNb értékét is, így <5% MgO-tartalom esetében az eljárás nem használható. E módszer alapján a két bazalttípus közötti különbség abban áll, hogy N-MORB magma a kontinentális kéreggel sohasem tud oly mértékben keveredni, hogy ΔNb értéke pozitív legyen, az OIB pedig elérheti a ΔNb > 0 értéket.

A $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékében nincs használható különbség a kontinentális és óceáni bazaltok között. 11 óceáni bazalt $^{87}Sr/^{86}Sr$ átlaga 0,7072±0,0003, 14 kontinentális bazalt mintáé 0,7082±0,0003. A 25 minta átlaga: 0,7078.

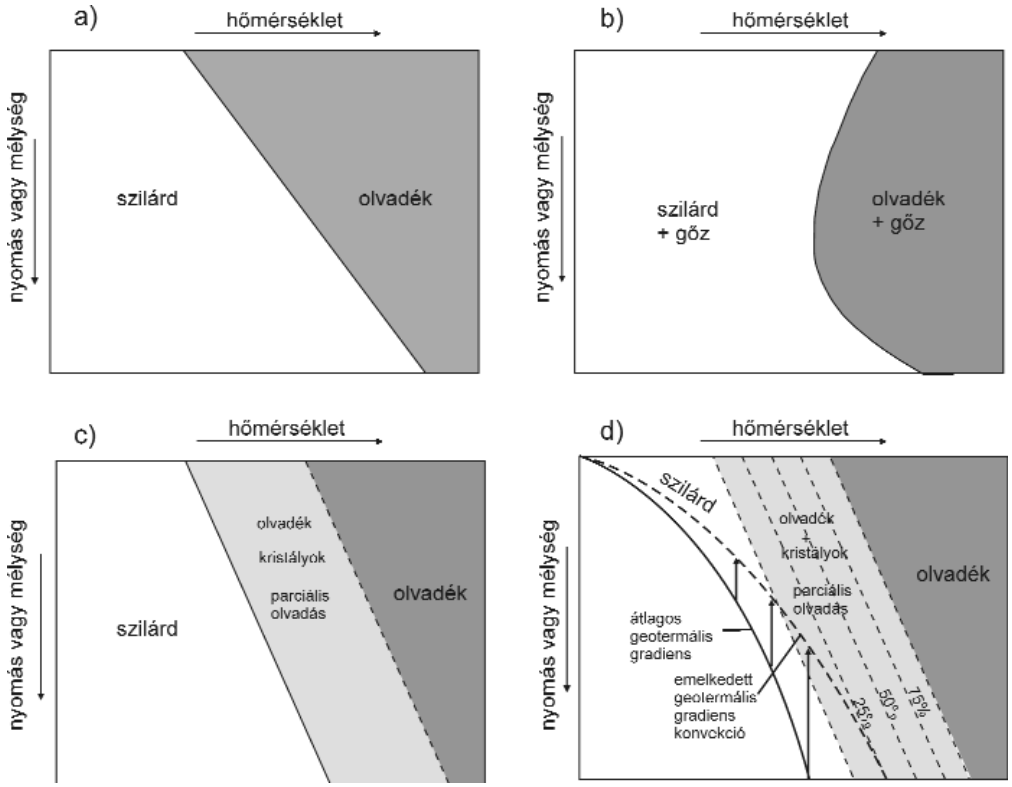
Az asszimiláció révén szennyeződött bazaltos magmát más nyomelemek viselkedéséből is felismerhetjük. Legérzékenyebek a K/P, Nb/U, Ti/Yb arányok, még inkább ezek izotópjai, mivel a kontinentális kéregben a K és U növekszik, a P és Nb pedig csökken. Ez a körülmény igen érzékennyé teszi ezeket az elemeket a kontamináció mértékére és különösen a nagy Ti/Yb biztos jele a kéregkomponens jelenlétének a bazaltban.

A kontaminált bazaltokban az említett elemarányok a kőzet teljes terjedelmére vonatkoznak s jelzőértékükre a beépült idegen anyag mennyisége jelentős befolyással van, eltekintve attól, hogy e szerepüket némiképp csökkenti (de nem szünteti meg) a frakcionális kristályosodás is. Ezért különösen értékes jelzőszerepe az egyes ásványokban előforduló $^{18}O$-izotópnak van. Gyakran előfordul, hogy a kontaminált bazaltban beolvasztott, vagy esetleg épen maradt kvarckristály fordul elő. Ha ebben a $\delta^{18}O$ ~8–10‰, ami a kéregre jellemző érték, és ha ugyanezen kőzet piroxénjeiben ez az érték 5–6‰ körüli, akkor ez biztos jele a kontaminációnak még akkor is, ha ennek mértéke <3–5%. Egyébként az $\delta^{18}O$ értéke a világ különböző helyeiről származó 443 mintában (bazalt, gabbró, szienit, andezit) rendkívül hasonló: 5,5–7,0‰. Ehhez hasonló értékeket mutatnak az USA csendes-óceáni patjaihoz közeli riolitok, obszidiánok, sőt egyes gránitok 1000 °C körüli olvadása révén keletkezett kőzetek is, annak jeléül, hogy bazaltderivátumok. A kontinensek belsejében a riolitok, obszidiánok $\delta^{18}O$ értékei azonban nagyobbak, mert nagyobb mennyiségű, kovasav-tartalmú kéreganyagot tartalmaznak.

A bazalt sötétszürke, néha fekete mafikus kőzet 45–55% $SiO_2$-, 2–6% összes alkália, 5–14% FeO-, 0,5–2% $TiO_2$-, ≈ 14% $Al_2O_3$-, ~10% CaO-, 5–12% MgO-tartalommal. A nagy Al-tartalmú bazaltokban az $Al_2O_3$ 17–19%, a boninitban a MgO 15%-ig, a ritkán földpátpótló ásványokat tartalmazó mafikus kőzetekben és az alkáli bazaltokban a $Na_2O+K_2O$ 12% fölé is mehet.

Az óceáni kéreg és azt tápláló óceáni riftek kőzetei, továbbá az óceáni szigetek (OIB) túlnyomóan bazaltból állanak. Ezek eredetét, jellegzetes összetételét részletesen tárgyaltuk. Bár a bazalt kőzet a kontinensek felszínén, a bazaltáraktól eltekintve, nagy sűrűsége miatt ritkán fordul elő, a bazaltmagma jelentősége kivételes, mert a semleges és felzikus kőzetek nagy része, különböző mechanizmussal bazaltos magmából indul és fejlődik ki.

A köpeny túlnyomó része szilárd állapotú, mert a normális geotermikus gradiens nem elegendő a megolvasztásához. Ezért az olvadt anyag (magma, láva) a Föld kivételesen ritka állapota. Az olvadáshoz a geotermikus gradiens növekedésére van szükség, ami gyakran úgy történik, hogy a köpenyből érkező szilárd anyagnak, kisebb nyomású környezetbe érkezve, a




**82. ábra.** Hőátadással bekövetkező olvadékképződés homogén (ásvány) és heterogén fázis (kőzet) esetében (WINTER 2001)

fölös hője olvadást idéz elő. Tekintsük át a lehetséges eseteket a 82. ábra a–d része segítségével. Az 82. ábra a és b részén látható, hogy a teoretikusan homogén fázis olvadási hőmérséklete a nyomással (mélységgel) növekszik oly módon, hogy gőzök (rendszerint $H_2O+CO_2$) jelenléte esetében kezdetben csökken, majd növekszik. Az 82**.** ábra c része száraz heterogén szilárd fázis, tehát kőzet (köpeny) olvasztó hatását érzékelteti, amikor is a kőzet eltérő olvadáspontú ásványainak fokozatos kiolvadásával részlegesen (parciálisan) 0-tól 100%-ig terjedő közbeeső olvadt terek alakulnak ki[43*]. A 82. ábra d része azt az esetet szemlélteti, amikor konvekcióval vagy dekompressziós hő átadásával megnövelt geotermikus gradiens már elegendő parciális olvadás létrehozásához.

A köpeny részleges olvadása során mélységtől és hőmérséklettől függően különböző ásványok válnak ki az olvadékból, lesüllyednek, vagy emelkednek s így az olvadék összetétele fokozatosan változik. Mivel az olvadék sűrűsége kisebb a köpenyénél, a felszín felé emelkedik. Többek között így keletkezik a bazaltos magma is. A magma fejlődése és végső kialakulása több tényezőről függ. Legfontosabbak: a forráskőzet kémiai és ásványos összetétele, a parciális olvadás mértéke, hőmérséklet és nyomás az olvadáskor, az olvadék extrakciójának módja és mértéke, frakcionált kristályosodás, kontamináció, a szomszédos kőzetből származó fluidumok közvetítésével anyag kicserélődés. Amikor tehát egy kőzet genetikáját kívánjuk feltárni, a fenti tényezőkre kell gondolni. A folyamatok némelyikét manapság kiegészítik a nagy nyomáson kristályosodó olivin, orto- és klinopiroxének, gránátok kísérleti vizsgálatainak eredményeivel. Ezek szerint a 35–70 km-es mélységnek megfelelő nyomáson az alumíniumos ensztatit kiválása az olivin tholeiites magmából frakcionálódási irányt szab az olivin tholeiitből kiinduló, olivin bazalton át az alkáli olivin bazalthoz vezető kristályosodásnak. Ebben az erősen telítetlen sorozatban a szubkalciumos, alumíniumos orto- és klinopiroxén együttes kiválása bazanitos olvadékhoz vezet. Így az olivingazdag tholeiit 30%-ának kristályosodása 35–70 km mélységben az alkáli olivin bazalt és bazanittípusú magma képződésére vezet. 30 km-es mélységben az olivin gazdag tholeiit

[43*] Nyomelemek felhasználásával NABELEK et al. 1981 ad általános formulákat a partíciós olvadás mértékének kiszámítására.

frakcionálódása, az olivin részbeni, a kis Al-tartalmú ensztatit és szubkalciumos klinopiroxén kiválásával olyan olvadékot eredményez, amelyben a $SiO_2$ viszonylag állandó (48–50%) és a normatív kémia 5–15% olivin + hiperszténnek, vagyis típusos, nagy Al-tartalmú ($Al_2O_3$ = 15–17%) olivin tholeiitnek felel meg. Kisebb nyomásokon az ennek megfelelő effektusok szuperponálódhatnak a magma összetételére, eltérést kiváltva az alkáli olivin bazalt és tholeiit között, de mindkettőben lehetővé téve a kis és nagy Al-tartalmú változatot, sőt kvarc tholeiites magma létrejöttét. Nyomelem technikai szempontból a Sr és Rb mérés jön számításba az olivin és tholeiites bazalt megkülönböztetésére. Olivin bazaltban Rb=17±6 ppm Sr=390±55 ppm, Rb/Sr=0,044±0,01, a tholeiites bazaltban Rb=30±7 ppm, Sr=504±167 ppm, Rb/Sr=0,060±0,024.

A vázolt folyamatoknak végül arra a kérdésre kell válaszolniuk, miképpen keletkeznek a peridotitból a bazalt különféle ismert változatai. Az általános felfogás szerint a magmák keletkezése főleg a parciális olvadás mélységének függvénye, de pontosabban szólva összetételük attól a mélységtől függ, amelynél a magma elválik a visszamaradó szilárd fázistól. A folyamat során olvadással nagy Al-tartalmú olivin tholeiit keletkezik s ez azonos az „óceáni tholeiittel" (MORB). Az alkáli olivin bazaltokban és némely tholeiitben az inkompatibilis nyomelemek és izotópok (K, Ti, P, U, Th, Ba, Rb, Sr, Cs, Zr, Hf és RFF elemek) gyakorisága növekszik, de a magmák közötti mennyiségi megoszlásuk nincs összhangban az egyszerű frakcionált kristályosodásból adódó értékekkel, mert a lassan emelkedő magma kölcsönhatásba kerül a mellékkőzettel s annak bizonyos mennyiségét asszimilálja.

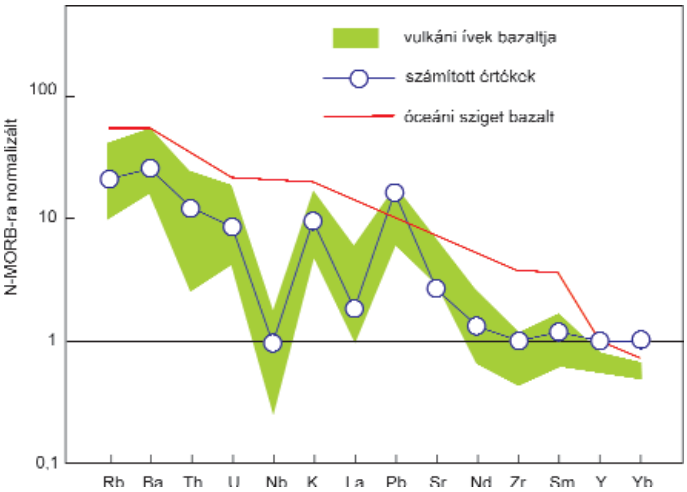
Peridotitból kiindulva 100 km mélységben az olvadáskor folyadék/kristály egyensúlya jön létre egy bazaltos olvadék és olivin+Al-piroxének között (gránát nélkül). 35–70 km mélységben a bazaltos olvadék elválva a peridotittól 20%-os parciális olvadás esetén alkáli olivin bazalttá, majd 30%-os olvadásig terjedően olivin gazdag tholeiitté[44*] alakul. 30 km mélységben 20–25%-os részleges olvadással pedig a mellékkőzet frakcióit olvadási sorrendben asszimilálja. Nyomelem vizgálattal e mélyégekre az alábbi elemek adnak felvilágosítást. Mivel a Sr-helyettesítés révén a plagioklász, a V és Cr a spinell és a nehéz ritkaföldfémek (HREE) a gránát rácsába épülnek be, ezért kis mértékű parciális olvadás esetén keletkező magmák sekély mélység esetén stronciumban, közepes mélységben vanádiumban és krómban, 80 km alatti mélységben HREE-ben szegényednek el. Ily módon a primer magmák nyomelemtartalma utal a köpenyben a parciális olvadás mértékére és a keletkezés mélységére. Ezek alapján tudjuk, hogy a tholeiites magmák 10–30%-os olvadás mellett 25–50 km mélységből, a bazanitok 2–10% olvadással 50–100 km és a nefelinit, kimberlit, karbonátit 1–2%-os olvadással >75 km mélységből származnak. Abból a megfontolásból, hogy a nyomelemek ásványokhoz kötődnek a nyomelemtartalom alapján következtetést vonhatunk le arra vonatkozóan, hogy a vizsgált kőzet magmájából mely ásványok frakcionálódtak a kristályosodás során. Csökkent Sr és Eu a plagioklász, Ni, Co az olivin, V, Cr, Zn a spinell, Rb, Ba hiánya a K-földpát kivonását jelzi. A ritkaföldfémek növekedése, mivel inkompatibilis elemek, egy kőzetsorozat progresszív differenciálódásának jele.

Az eredeti olvadási mélység meghatározására az uránsorozat izotópjai is alkalmasak, mivel a $^{230}Th/^{238}U$ érték változásai a parciális olvadás után visszamaradt ásványoktól függenek (Asmerom et al. 1990). Az U-sorozat mérésével különbséget lehet tenni a vastag kéreg alatti sekély litoszférából, vagy a mélyebb asztenoszférából (OIB) származó magmák között. A magmaképződés ritkán tekinthető zárt rendszerben zajló parciális olvadás eredményének, ezért a nyomelem felszínen tapasztalt eloszlása nem azonos az eredeti peridotitéval, inkább a sekély mélységű mellékkőzet hatásait viseli magán. Esetenként a xenolitok megvilágíthatják e folyamatok részleteit. Ha pl. a magmába, lherzolittömb került és benne felolvadt, tűzálló elemeinek gyakoriságát összehasonlíthatjuk a magma többi részével. A különbségekből számítható a többi nyomelem forgalma a magma és a mellékkőzet között.

Ha intrakontinentális bazaltok eredetét vizsgáljuk célszerű a 83. ábrán látható összefüggést figyelembe venni. Az ábrán látjuk, hogy a vulkáni ívek bazaltjainak M-MORB-ra normalizált nyomelemkoncentrációi, a Pb és Yb kivételével, mind az óceáni szigetbazaltok (OIB) alatt maradnak.

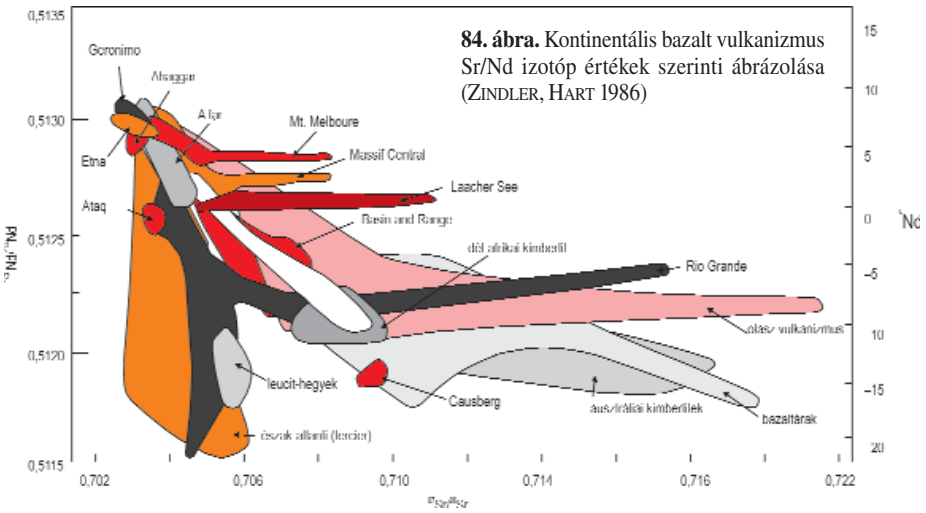
A 84. ábrán a fontosabb és vizsgált bazaltok Sr/Nd diagramon elfoglalt helyzetét tanulmányozhatjuk. Általában de nem kivétel nélkül érvényes az a megállapítás, hogy a $^{143}Nd/^{144}Nd$ >0,5120 értékek atlanti, $^{143}Nd/^{144}Nd$<0,5120 értékek a déli félgömb bazaltjaira jellemzők.

A 83. ábrán ugyanazon vulkáni egységben több esetben a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékek széthúzódása látható. Miután a $^{87}Sr$ a kéregben halmozódik a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke az eredeti magma kritériuma is lehet az által, hogy értéke, asszimilációval, a kéregből Rb felvételével, mindig nagyobb, mintha kizárólag egy bazaltmagma frakcionális

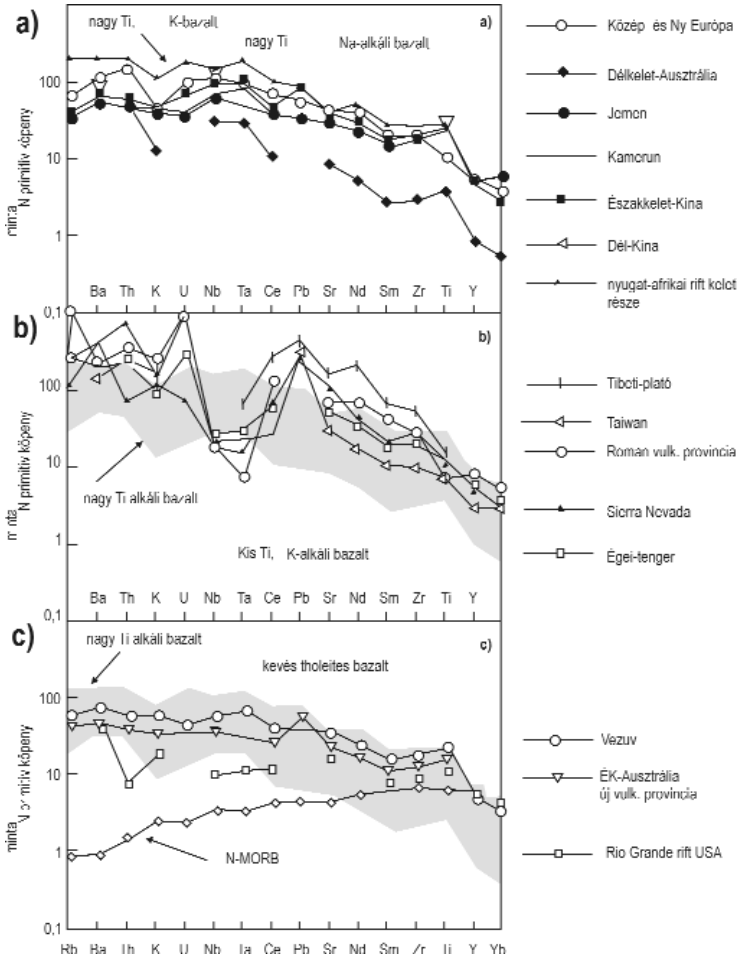



**83. ábra.** Inkompatibilis elemek az OIBban, az ív bazaltokban és szubdukciós dehidratizálásból számított eloszlás (Tatsumi et al. 2002)

[44*] A tholeiit fogalom alatt a bazalthoz hasonló, de $SiO_2$-ben és vasban gazdagabb alumíniumban, de különösen alkáliákban szegényebb kőzetet értettek. A UGS javaslata szerint (Le Maitre 2002) a „tholeiit" helyett a „tholeiites bazalt" elnevezést kell használni.




**84. ábra.** Kontinentális bazalt vulkanizmus Sr/Nd izotóp értékek szerinti ábrázolása (ZINDLER, HART 1986)




**85. ábra.** Alkáli bazaltok primitív köpenyre PM-re normált inkompatibilis elemeinek eloszlása

**a:** nagy Ti-tartalmú alkáli bazaltok gyakori Na- és K-Afrikai K-bazalt, **b:** kis Ti-tartalmú K-bazalt, **c**: kevés tholeiit tartalmú alkáli bazalt (MCDONOUGH, RUDNICK 1989)

kristályosodása révén vagy nagyobb mélységből származva nem differenciált magmából keletkezett volna.

A bazaltok részletes tárgylása céljából célszerű a 85. ábra segítségével az alkáli bazaltok inkompatibilis elemeinek eloszlását is áttekinteni. Látjuk a Na- és K-alkáli bazaltok nyomelem spektrumainak eltéréseit és különösen a nagy és kis Ti-tartalom esetében jól látható a Rb-tól a Sm-ig terjedő elemek közötti nagy különbség az alkáli bazaltok és az NMORB között ugyancsak jelezve a MORB különálló jellegét.

A bazaltok tektonikai megkülönböztetésére más paramétereket is használhatunk. A 24. táblázatban látható, hogy az olivin és tholeiites bazalt Rb- és Sr-tartalma jelentősen különbözik, de a Rb/Sr arány különbsége nem feltűnő. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ Föld keletkezésekor érvényes kezdeti értéke 2 G év múlva megegyezik az akkori magmás kőzetekből származó paleozoos palákéval.

Az előbbiekben jelzett bonyolult és esetleg véletlenszű folyamatok következtében a bazaltos kőzetek keletkezésének széleskörű variációjával találkozunk. Ezt figyelhetjük meg a 84. ábrán látható $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $^{143}Nd/^{144}Nd$ diagramon is. Miután e jelenségek és így maguk a kőzetek a helyi körülményektől is erősen függenek, a primer anyagtól a végeredményig terjedő differenciációs folyamatok nem foglalhatók általános, minden esetben érvényes szabályokba. Ezért a szakirodalmi konkrét és elég széles kört felölelő esetek megismerése jelentősen hozzájárul az egész kérdéskör áttekintéséhez.

**24. táblázat.** 25 óceáni és kontinentális bazalt és paleozoos pala adatainak összehasonlítása (FAURE, HURLEY 1963 után)

| Kőzet | Rb (ppm) | Sr(ppm) | Rb/Sr | $^{87}Sr/^{86}Sr$ |
|---|---|---|---|---|
| Olivin bazalt | 17±6 | 390±55 | 0,044±0,018 | |
| Tholeiites bazalt | 30±7 | 504±167 | 0,060±0,024 | |
| Óceáni és kontinentális bazalt átlag | | | | 0,7078±0,0003 |
| Kontinentális kéreg átlag | | | 0,25 | kezdeti: 0,704<br>2 G év átlaga 0,725 |
| Paleozoos pala | | | | 0,7215±0,001 |

### *Mafikus kőzetek*

*Bazanit, alkáli bazalt, trachit — Westerwald, Vogelsberg (Eifel-hegység) Németország*

Kontinentális lemezen belüli vulkanizmus az archaikus idők óta a fanerozoikumig sokfelé előfordul. A kainozoikum során ilyen vulkáni aktivitás színhelye volt Nyugat- és Közép-Európa, Franciaország, Németország, Magyarország, Csehország és Lengyelország. Sok szerző foglalkotott e kőzetek genetikájával egymástól eltérő elgondolást ismertetve ezek létrejöttének módjáról. Tektonikai szempontból e primitív lávákat dekompressziós olvadás révén keletkezettnek tartják, melyek Afrika és Európa kollíziója folytán előállt riftrendszerbe nyomultak. Van olyan vélemény is, hogy a westerwaldi vulkanizmus, a Rajnai-masszívum alatti köpenyáramlás következménye. Az egész európai vulkanizmus kőzeteinek összetételét tekintve háromféle modell alakault ki. (1) E kőzetek egy metaszomatikusan dúsult asztenoszféra parciális olvadása révén keletkeztek, (2) egy köpenyáram által gazdagított litoszféra, (3) mélyköpenyi áram parciális olvadása a forráskőzet.

Egy újabb és kiterjedt nyomelemvizsgálattal alátámasztott elgondolást ismertet HAASE et al. (2004).

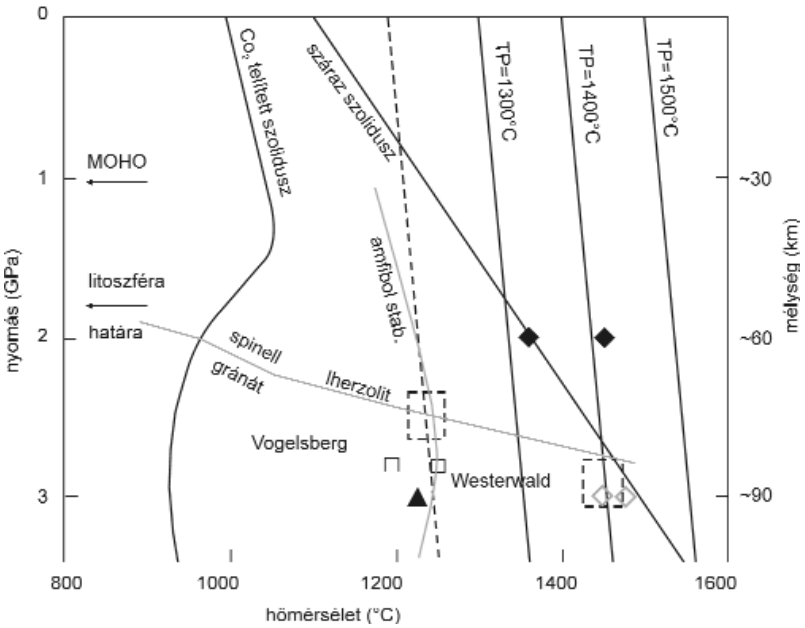
A kőzet Westerwaldon bazanit, alkáli bazalt, trachit, Vogelsbergen alkáli bazanit és alkáli bazalt. A fenokristályok olivin, klinopiroxén, spinell és elég gyakoriak a peridotit xenolitok. A mátrix olivin fenokristályainak összetétele 70–85%-ban forsterit, a xenolitok olivinjei 88–91%-ban Fo-ból állnak. A plagioklász fenokristályok összetétele $An_{26}$–$An_{45}$. Minél fejlettebb a kőzet, az említett ásványokon kívül, annál több anortoklász, szanidin, kaersutit és egirin-augit fordul elő benne. A két kőzet közötti különbség főleg eredetükben van. A westerwaldi kőzet erős RFF frakcionálódáson átesett gránát peridotitból, a vogelsbergi kőzet a spinell/gránát átmeneti határ környékéről származik. A két kőzet elemarányok és nyomelemek tekintetében is különbözik egymástól. Gyakran a fenokristályok belseje és külső kérge különböző összetételt jelez, pl. a Ti-augitokban a Ti/Al arány az ásvány belsejében 0,12, a széleken 0,30. A westerwaldi bazanitokban ($SiO_2$ <50%) a $(Ce/Yb)_N$ 10–20 közötti, a trachitokban ($SiO_2$ ~63%) a $(Ce/Yb)_N$ 18–20. A trachitok kivételével Westerwaldon és Vogelsbergen a Ce/Pb negatívan korrelál a Ba/La-nal és a kis Ce/Pb érték közel áll az Eifel-hegység alsó kéregből származó granulitjaihoz. A Ce/Pb és Nb/U, arányok a kontinentális kéregben mindig kisebbek, mint csak a magmából derivált kőzetekben. A westerwaldi vulkanitokban kis Ce/Pb mellett nagy a Nb/U, ami a köpeny jellegzetessége. Ebből arra következtetnek, hogy a kőzet kevéssé kontaminálódott, mert a kéregre jellemző U, Rb, K kevéssé mobilizálódott.

Az izotópvizsgálatok körében szokásos $^{143}Nd/^{144}Nd$ >0,5128 értéke viszonylag nagy (az eifeli vulkanitokhoz képest), de a mugearitokban és trachitokban növekvő Sr és csökkenő Nd mutatkozik. Vogelsbergben változatlan Nd-izotópok esetében kisebb a $^{87}Sr/^{86}Sr$, mint Westerwaldban. A Sr-, Nd-, Pb-izotópok eltérő értékei az Eifel és a Hesseni-depresszió közötti térben két lávatípus létezésére enged következtetni. A Vogelsberg csoport kőzeteiben a $(Ce/Yb)_N$ korrelál a $^{206}Pb/^{204}Pb$-vel és a legkisebb $^{206}Pb/^{204}Pb$ érték nagyon hasonló az Eifel granulitjaihoz.

*Következtetés.* Több szerző véleménye szerint a radiogén izotópok a közép-európai vulkanitokban bőséges asztenoszféra komponenst jeleznek. (EAR). Ezek valószínűleg a felső kéregből kis áramok formájában érkeznek, és alapját képezik a kvarter időszaki Eifel vulkanizmusnak. Az izotópvizsgálati eredmények azonban azt is mutatják, hogy ehhez különféle mélységből származó köpenyanyagok keveredhettek, ami általában jellemző a közép-európai kvarter vulkanizmusra. A kainozoos westerwaldi és a kvarter Eifel lávák azonos $^{206}Pb/^{204}Pb$ értékei közös forrásra engednek következtetni.

WEDEPOHL, BAUMANN (1999) itt az eocéntól a kvarterig 45 millió év alatt idővel gyengülő erősségű, 4 vulkáni működéssel számol, az utolsó az Eifel-hegységben zajlott le. A nyomelemek eloszlása rokonságot mutat az É-Atlanti plummal, tehát mélyköpenyi eredetű.

A ritkaföldfémek erős frakcionálódása arra mutat, hogy a westerwaldi csoport kőzetei (bazanit-trachit) a gránát lherzolit stabilitás zónájában keletkeztek (86. ábra)




**86. ábra.** $CO_2$-dal telített peridotit szolidusz görbéi különböző adiabatikus köpenyhőmérsékleten

Különböző szerzők által meghatározott olvadási hőmérsékletek (KARSTEN et al. 2004)

szemben a vogelsbergi kőzetekkel, amelyek kisebb mélységből a gránát-spinell lherzolit átmeneti határon olvadó magmából származnak. Mindkét forrásból eredő magmák az alsó kéregben jelentős mennyiségű anyagot asszimiláltak a kontinentális kéregből. Az Eifel-csoport vulkanizmusának kezdete 40–20 M év időre tehető, majd a kvarterban többször pulzálva ismétlődött a Rajnai-masszívum alatt.

*Bazanit — Rhön vidék, Németország*

Az 1810 km$^2$ területű Rhön vidékén számos helyen bazanit, nefelinit fordul elő. A kőzetek jellegét, genetikáját JUNG et al.(2005) közlemény alapján ismerjük[45*]. A terület része a közép-európai vulkanikus provinciának (CEVP) és az itteni kőzeteket nagy MgO-, Ni-, Cr-tartalom jellemzi. Mivel ezek a gránát indikátorai, ebből az következik, hogy $CO_2$-tartalmú közel primér nagy nyomású peridotitos köpeny a kőzetek forrásanyaga. Kimutatták, hogy a Nd-, Sr-, Pb-, Hf-izotópok arányértékei meglehetősen egyformák, de az Os-izotópok nagy szórást mutatnak.

A primitiv bazanitban az Pb-, Os- és Hf-izotóp értéke a E-MORB-hoz és az OIB-hoz áll közel, de vannak bazanitok, nefelinitek, melyek kis Os-tartalom mellett feltűnően sok radiogén Os-t tartalmaznak, úgyhogy a $^{187}Os/^{188}Os$ = 0,160–0,469, s ez kéregszennyezésre mutat. A legnagyobb Os-koncentrációhoz viszont a legkisebb izotóparány $^{187}Os/^{188}Os_{(23\ M\ év)}$ = 0,132–0,135 tartozik és mentes a kéregszennyezéstől. A K- és Rb-hiány miatt azonban flogopit és amfibol forrásra gondolnak, mely a hideg litoszférában stabilis. Mindezek ismeretében az a feltevésük, hogy asztenoszférás olvadék a litoszféra hőhatárán telérek formájában kristályosodott, majd 10–100 millió év alatt a felnyomuló asztenoszféra olvadék hatására újra megolvadt. A litoszféra olvadását nem lehet bizonyosan kizárni, de az erre jellemző izotópok hiánya legfeljebb kis mértéket enged meg. A fokozott radiogén Pb jelenléte nem teszi szükségessé mélyebb köpeny szerepének feltevését a Rhön vidék kőzeteinek $^{187}Os/^{188}Os$ keletkezésében.

*Bazalt — ÉNy-Szíria*

A jelzett terület geokémiai viszonyait KRIENITZ et al. 2006 és HOEFS 2009 közvetítésével KRIENITZ et al. 2007 tanulmányai nyomán vesszük szemügyre. Az arábiai platformon a Holt-tenger riftjéhez tartozó 1000 km$^2$ területen a miocéntól máig működő tevékenység sokféle kőzetet produkált: bazalt, alkáli bazalt, bazanit, bazaltos andezit, foidok, fonotefritek, trachitos bazaltok, trachitok a fontosabbak. E sokféleségből is következik, hogy e kőzetek nem primitív magmát képviselnek, hanem olivint, klinopiroxént plagioklászt érintő frakcionális kristályosodáson is átestek. De a $SiO_2$ (39,7–51,4%) és $Fe_2O_3$ (11,8–14,8%) -értékek azt mutatják, hogy a frakcionális kristályosodáson túlmenő folyamatok is irányították a kémiai összetétel alakulását. Elsősorban a parciális olvadás mértéke és a magmafejlődés során bekövetkező kéregasszimiláció. E mellett a következő adatok szólnak. $^{87}Sr/^{86}Sr$= 0,703–0,705, $^{206}Pb/^{204}Pb$ =18,6–19,4, $^{143}Nd/^{144}Nd$= 0,51286–0,51299. Olvadék asszimilációját mind az alsó mind a felső kéregből a kis Ce/Pb- és a nagy radiogén Sr-tartalom igazolja. Ide sorolhatjuk a kondritra normalizált Dy/Yb (1,0–3,5) és La/Sm (5,1 –2,9) vs nem radiogén Sr-diagramok görbéit is. A La/Sm legnagyobb értéke Ny-Szíriában van, a legkisebb pedig K-Szíriában. A parciális olvadás mértéke keleten nagyobb volt, mint a nyugati részen és még reziduális gránátot is tartalmazott. A nem radiogén stronciummal nem szennyezett kőzeteknek tehát kétféle magmaforrása lehet. Nyugaton nagy a $^{206}Pb/^{204}Pb$ és kevés a Nd, ÉK-en realatíve kicsi a $^{206}Pb/^{204}Pb$ és nagy a $^{143}Nd/^{144}Nd$. Ezek a nyomelemizotópok eltérnek az afari plum bélyegétől s így elmondható, hogy utóbbi nincs befolyással a szíriai lávák összetételére.

*Bazalt — Shalatein, Vörös-tenger partja, Egyiptom*

Kainozoos kontinentális bazaltokat az egyiptomi Shalatein környékén ABDEL KARIM, DOBOSI (2002) közleményéből ismerjük. A kőzet alkáli olivin bazalt MgO 5–9,8 g/g% illetőleg Mg num 46–65 tartalommal. Kéregszennyezésre utaló nyomok nincsenek, de a Zr, Nb, K, Y, Ba, Sr és LREE inkompatibilis nyomelemek széleskörűen varialódnak. A diagnosztikus elemi arányok az OIB-ra emlékeztetnek, jelezve, hogy a kőzet eredete az asztenoszférára és kissé növekedett K- és Ba-tartalmú nagy HIMU forrásra vezethető vissza. Az inkompatibilis elemekből a Mg-tartalommal a K, Nb, Y, Sr, Yb növekszik, a Sc, Ca csökken a $TiO_2$, $P_2O_5$, LREE és Th pedig maximumát Mg num=56-nál éri el, ami arra utal, hogy a Ti-Fe-oxidok és az apatit viszonylag későn frakcionálódott. A LREE elemek széleskörű variációja, az inkompatibilis elemek utolsó frakcionálódáshoz kapcsolódó arányai (Zr/Nb=2,3–4,1, Nb/Y=0,6–4, Ce/Y= 1,2–3,8) a klinopiroxének és olivin aránya nem ad magyarázatot, az összetételbeli variációkra. A viszonyok helyes értelmezése az lehet, hogy a gránát stabilis zónának megfelelő gazdagabb köpenyáram változó parciális olvadása idézi elő a megfigyelt kőzet kialakulását.

*Alkáli bazalt és gabbró — Pápua Új-Guinea*

RICHARDS et al. (1990) foglalkozott a Porgera intruzív komplexum magmatizmusával. Az illó elemekben gazdag kogenetikus alkáli bazaltok, gabbrók, hawaiitek, mugearitok fordulnak elő a miocén korú Porgera intruzív komplexumban, amely térben és időben összefüggő gazdag arany, ezüsttelepeket is tartalmaz. Az utoljára kiváló kőzetek gazdagok könnyű ritkaföldfémekben $(La/YB)_{cn}$= 15–19 és más inkompatibils elemekben is (B/La≈0,6–0,7, Sr/Nd≈25), melyek igen jellegzetesek a lemezközi alkálikus bazaltokra. A $^{206}Pb/^{204}Pb$= 18,66, $^{207}Pb/^{204}Pb$=15,56 és $^{206}Pb/^{208}Pb$=38,55 értékek egy

[45*] Online publikáció 2005. november 12.

időben átlagosodott köpenyforrásból való származásra utalnak. A porgerai intruzívumban egy szokatlan tektonikai esemény jellemzi a viszonyokat: a kőzet 6 M évvel ezelőtt egy jura/kréta selfüledékre került az Ausztráliai-lemez egy óceáni mikrolemez szubdukciójának hátsó ívében, a kontinentális határ és szigetív találkozásánál. A kőzet parciálisan olvadt asztenoszférából származik és egy mély (>150 km) szubdukciós folyamat lemezközi karakterű alkáli magmává alakította.

*Neogén bazaltok — Nyugat-USA*

GLAZNER et al. (1992) munkájából ismerjük, hogy a szubkontinentális eredetű neogén bazaltokban a Nd, Sr és Pb izotópjai regionális variációkat mutatnak. Dél-Kaliforniában a változékonyság csak a köpeny eredetű, xenolitokban hiányos lávákban tapasztalható. A xenolittartalmú bazaltokban az izotópösszetétel egyöntetű és hasonló az OIB kőzetekéhez. Más geokémiai adatokat is figyelembe véve e megfigyelések szerint e vulkánok izotópvariációi kismértékű kéreg kontamináció következményei, és a szennyezés helyileg primitív OIB-szerű mafikus magma is lehet. Ilyen kriptoszennyezések megfigyelése a szubkontinentális köpenyt illetően alkalmas lehet a tektonikus és az izotóp szemlélet közötti különbségek feloldására.

*Bazalt — Dél-Aucklandi vulkáni terület, Új-Zéland*

Az aucklandi vulkáni terület petrológiai érdekessége sok kutató, többek között COOK et al. (2005) figyelmét is magára vonta. Az itteni bazaltok ásványtani, geokémiai összetétel, de nem tér-időbeli eltérés alapján két csoportba oszthatók. Az A jelű bazaltok a kovasavban telítetlentől a kvarc-tholeiit bazaltba átmenő kőzetek és alkáli tartalmuk viszonylag kevés (3,0–4,6 g/g%), a Nb= 7–29 ppm. A B jelű kőzetek kovasavban erősen telítetlen bazanittól a nefelin-hawaiitekig terjedően alkáliákban gazdagok (3,3–7,9 g/g%), a Nb 32–102 ppm. Az A jelű bazaltban nagyobb a $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $\varepsilon_{Nd}$ és kisebb a $^{206}Pb/^{204}Pb$ a B jelű kőzethez viszonyítva. Az inkompatibilis elemek arányai (K/Nb, Zr/Nb, Ce/Pb) összhangban vannak a szubkontinentális litoszférából eredő két csoport eltérő körülményeivel. Az A jelű kőzet egy spinell peridotit forrás 12%-os olvadásával HIMU és EMII jelleget visel magán. Ez a forrás egy HIMU áram által befolyásolt szubdukcióhoz kapcsolódó metaszomatikus folyamat eredménye. A B jelű kőzet egy OIB-szerű gránát peridotit <8%-os olvadásával, valószínűleg óceáni kéreg recirkulációjával nagy $^{238}U/^{204}Pb$ és EMII értékekre szert tett forrásból származik. Ezek az események mezozoikumi, plum által befolyásolt magmatizmus bélyegét viselik magukon, amiklor Új-Zéland a Gondwana szuperkontinens keleti szegélye volt.

*Alkáli bazalt, bazanit — Nyugati-Kárpátok, Szlovákia*

Jelzett területen IVAN et al. (1992) szerint a miocéntól a kvarterig terjedő alkáli vulkanizmust mészalkáli követte. Az alkáli kőzetek alkáli bazaltokból és bazanitokból állanak a ritka trachyandezitig terjedően. A kőzetekben olivin, piroxén és amfibol xenolitokat és megakristályokat találtak. A piroxén xenokristályok magjának színe eltér a piroxén fenokristályokétól. Az alkáli bazaltokban dúsulnak a LILE elemek, a LREE ($La_N/Yb_n$ = 10–19) és a HFS elemek. Figyelembe véve a Nd-, Sr- és Pb-izotópok alakulását is az a felfogásuk, hogy az alkáli kőzetek forrása metaszomatikusan gazdagodott köpeny peridotit lehetett. A kőzet összetételét valószínűleg a köpeny inhomogenitása vagy a parciális olvadás különböző mértéke befolyásolta. A metaszomatózis a litoszférából történt felemelkedés során a peridotit és alkáli bazalt infiltrációja során kapcsolódott a folyamathoz, de ennek eredete ismeretlen és nem lehet kizárni szubdukcióból való származását sem.

*Mészalkáli és K-dús magmatizmus — Monti Ernici vulkáni terület, Latium, Közép-Itália*

A Monti Ernici vulkáni terület kőzetei figyelemre méltóak petrogenetikai szempontból. Sok kutató foglalkozott a terület geológiájával miközben több ellentmondás merült fel. Ezek részbeni kiküszöbölésével FREZZOTTI et al. (2007) a legegységesebb vázlatát adta az itteni kőzetgenetika problémáinak. A kőzetek temészetét és kifejlődésének megismerését Sr-, Nd-, Pb-, O-izotóp vizsgálatokra alapozták a Monti Ernici területen. A mafikus kőzetek az ultrakáliumostól (HKS) a shoshonitosakig (SHO) és mészalkálikusakig (CA) terjednek. A CA kőzetek nyomelemei a legprimitívebb értékeket adják: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,706326–0,706654 a $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512388–0,512361 a $^{206}Pb/^{204}Pb$ = 18,94–18,940, a $\delta^{18}O$ változékony, $\delta^{18}O_{cpx}$ = +5,75‰ $\delta^{18}O_{ol}$ = +5,50–6,23‰, mely utóbbi karbonátos mellékkőzet hatását tükrözi. A radiogén izotóparányok és inkompatibilis elemek nagyon hasonlóak a Pontine-szigetek és a campaniai vulkáni ívek kőzeteihez. A HKS kőzetek viszont kizárólag a Roman Provincia ultrakáliumos kőzeteivel azonosak ($^{87}Sr/^{86}Sr$=0,709679–0,711102, $\delta^{18}O_{cpx}$ +6,27-től +7,08‰-ig). A nagy LILE (Rb, Cs, Th, U, K, LRRE) és HFSE (Ta, Nb, Zr, Hf, Zr) továbbá a Ca és HKS kőzetek radiogén izotópjai arra engednek következtetni, hogy kivétel nélkül minden itteni kőzetnek van szubdukciós előzménye. A kiindulási forrás N-MORB köpenyanyag, amely vizes fluidumokkal vagy megolvadt óceáni kéreggel feltehetőleg két lépcsőben keveredett.

Legtöbb szerző véleménye megegyezik abban, hogy a közép-itáliai K-dús magmák a felső köpenyből indultak és metaszomatikus hatásnak voltak kitéve. A szerzők közötti vita abban áll, hogy az anomáliát okozó metaszomatikus hatások milyen természetűek voltak és időben mikor hatottak. Egyesek interkontinentális rift, mások szubdukció működésére gondoltak. A nyomelembélyegek alapján úgy tűnik, hogy valamennyi K-dús kőzet ívvulkanizmus jegyeit viseli. Ugyanakkor a radiogén elemarányok és a LILE gazdagodás különbözik a tipikus ívvulkanizmus adottságaitól, jóllehet a

mészalkáli jelleg a szubdukciós elképzelésnek megfelel. Ilyen kőzet azonban a Monti Ernici körzetében rendkívüli ritkatkaság. Mindenesetre a közép-olaszországi vulkanizmus érdekes terület annak tanulmányozására, hogy a feltörő mafikus magmából miként alakulnak különböző K-tartalmú vulkáni ívekhez hasonló, de attól bizonyos mértékben mégis eltérő kőzetek.

*Bazalt — Columbia River Bazalt Formáció és Picture Gorge Bazalt Formációcsoport*

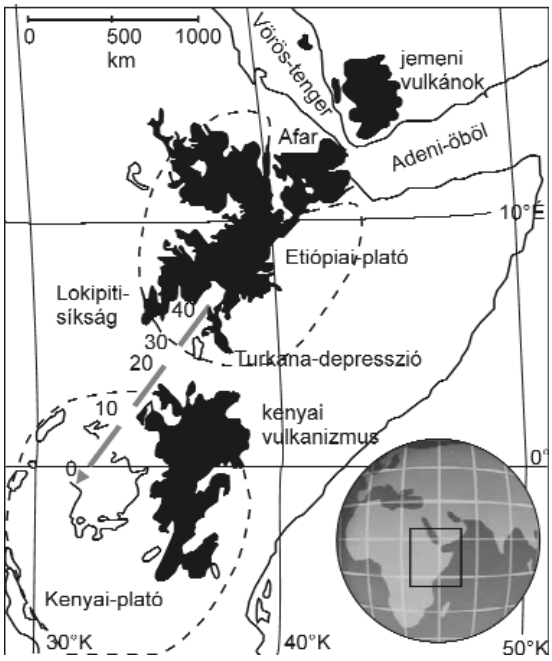
E két kőzet tanulmányozásával azért érdemes foglalkozni BRANDON et al. (1993) nyomán, mert két szélső példáját látjuk a kontaminált és eredeti bazalt összetételnek. A Columbia River Bazalt egy prekambriumtól a kainozoikumig terjedő rétegsoron keresztül tört föl ugyan, de oly nagy tömegben, homogén eloszlásban és gyorsasággal, hogy útközben nem volt alkalma kéreganyaggal szennyeződni, amint arra az izotópadatok is utalnak. Ennek megfelelően a Sr-, Nd-, Pb-, O-izotópok csekély változékonyságot mutatnak: $\varepsilon_{Nd}$= +7,7–+4,8, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,70307–0,70371, $\delta^{18}O$= +5,6–6,1‰ és $^{206}Pb/^{204}Pb$= 18,81–18,91. A Picture Gorge Bazalt összetételét két komponens keveredéséből lehet levezetni. Az egyikben kicsi a $^{87}Sr/^{86}Sr$ érték, nagy a $\varepsilon_{Nd}$ és nem radiogén Pb-izotóp. Sok benne a MgO, Ni, Cr, Ba, de csökkent a Nb és Ta és köpenyszerű $\varepsilon_{Nd}$=5,6‰. Mindezek az adatok legjobban egy szegényedett köpeny (DMM) adataival vethetők össze, átjárva a szubdukciós fluidumokkal. A másik komponensben nagy a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke, a $\delta^{18}O$, de kicsi az $\varepsilon_{Nd}$, és nagy a radiogén Pb-tartalom. A Sr, Nd és Pb korrelál a csökkenő Mg# és növekvő $K_2O/TiO_2$, Ba/Zr, Rb/Sr, La/Sm és La/Yb értékekkel. A fázisegyensúlyok az ásványos összetétel mind arra mutat, hogy a komponens erősen kéreg alapú anyag örököse és a Picture Gorge Bazalt egy primitív magma 8–21%-os pacifikumi kéreggel történt keveredéssel jött létre.

*Bazalt — Maguan, Kelet-Tibet*

A Maguan terület bazaltjait WEI, WAND (2004) tanulmányozta és az eredményeiket az alábbiakban tömören áttekintjük. Alkáli kőzetről van szó, melyben a K nagy ($K_2O$ ≥3,81%), a Ti kis ($TiO_2$=1,27–2,00%) értékkel szerepel. A Mg-tartalom szempontjából a kőzet két típusra oszlik: (1) primer (Mg# 68–69) és (2) tovább fejlődött (Mg#49–57) magma eredetre. Az összes RFF sok (155–239 ppm) és a nagyobb rendszámúak felé csökken, ($La/Yb_N$ 12–19). Nincs Ce-anomália[46*], ellenben van gyenge Eu-anomália (Eu/Eu*=0,9). Az itteni kőzetek kitűnnek nagy Rb (59–94 ppm), Sr (732–999 ppm), Ba (450–632 ppm), relatíve nagy U (1,59–2,31 ppm) és Th (4,73–8,16 ppm) tartalmukkal. A primitív köpenyhez képest pozitív eltérést mutat a Nb, Ta, Zr, Hf, P, negatívat a Ba, Ti, Y. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,704029–0,704761, a $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512769–0,512949 és $\varepsilon_{Nd}$=+2,6–+6,1. E nyomelembélyegek a nagy K-tartalmú Maguani kőzetek forrásanyagául a Hawaii és Kerguelen OIB-típusú magmáját feltételezik.

*Kenyai vulkanizmus*

A magmaképződés nyomelemekkel követett megfigyelésének menetét kitűnően tanulmányozhatjuk, számtalan kutató munkájának eredménye alapján, a nagy Kelet-Afrikai riftrendszer magmatizmusának kialakulásában. Ebben az esetben egy jelenleg is működő riftrendszer geológiai eseményeit KEAREY et al. (2009) után követhetjük nyomon bőséges vizsgálati adat kíséretében. A riftrendszer jelenségeit a köpenyáramoknak a kéreg közelébe való érkezése indította el 30–35 M évvel ezelőtt, Kenya északi részén. Az itt fellépő magmás tevékenység dél felé haladva 5–8 M éve Tanzániába ért, és a Pánafrikai neoproterozoos orogénen keresztül egy rigid archaikus kratonhoz érkezett. A magmák geokémiai jellege a litoszférával történt kölcsönhatásra és egy, vagy több köpenyárammal való kapcsolatra utal. A köpenyáram feltehetően OIB jellegű magmát reprezentált, de ennek nyomelemeit a heterogén litoszféra mindenütt felülbélyegezte. A primer mafikus magma változó kéregnyomás kíséretében frakcionálódott és kovasavban telített-telítetlen trachitos és fonolitos magmává alakult. Nagy partíciós olvadás peralkálikus riolitokat hozott létre a rift középső részén.




**87. ábra.** Az Afar központú rift vulkanizmus földrajzi elhelyezkedése K-Afrikában (MACDONALD et al. 2001)

Ezek után nézzük a fontosabb részleteket. Az Afar régió (87. ábra) csomópontja egy vulkáni rendszernek, amely a Vörös-tenger, Ádeni-öböl és a Kenyától Tanzániáig terjedő Kelet-Afrikai riftrendszer (KARR) hármas ágából áll (87. ábra). Ezek alatt 10 M éve tengeri kéreg kezdett képződni, de mivel a KARR alatt litoszférikus extenzió zajlott, a riftesedés nem érte el az óceáni

[46*] A Ce-nak kétféle vegyérték állapota van, $Ce^{3+}$ és $Ce^{4+}$. A $Ce^{3+}$ redukáló közegben jól oldódik, a levegő O-jával viszont $CeO_2$-vé alakul. A terresztrikus kőzetekben pozitív anomália jelentkezik, mivel a $Ce^{4+}$ könnyen beépül a cirkonba az ionsugarak hasonlósága miatt. $Zr^{4+}$=0,84Å, $Ce^{4+}$=0,97A, míg $Ce^{3+}$=1,143 Å. Így a kétféle Ce elválik egymástól.

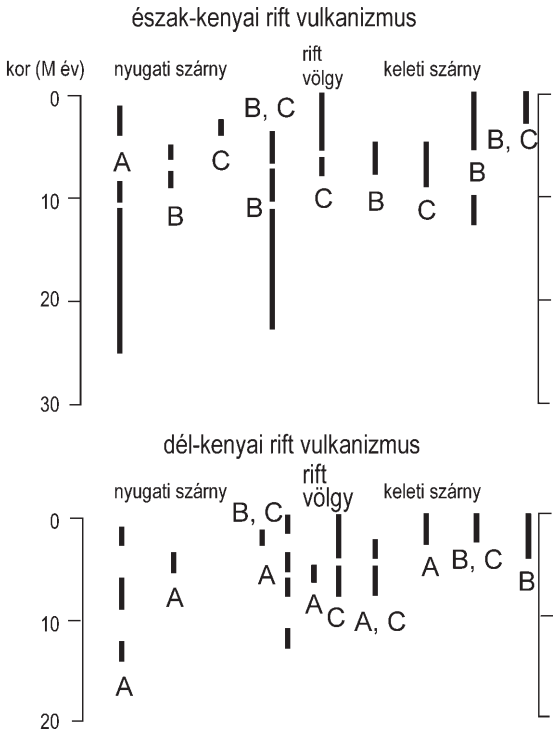
kéreg kialakulásának állapotát A riftképződés a kontinentális litoszféra permanens módosulásának következménye, amiben szerepe van a litoszférához történő anyag hozzáadásnak és fontos körülmény, hogy recirkuláció jöhet létre a kontinentális kéreg és asztenoszféra között. A rift lehetővé teszi magmák felszínre jutását, ablakot nyitva a felső köpeny viszonyainak szemrevételére.

*A kőzetek*

A kontinentális extenziókat, riftesedést gyakran OIB-típusú alkáli bazalt erupciók követik. Az aktív fázisban akár 1 km-t is kitevő emelkedés dinamikus anyagutánpótlást is igényel, amit plauzibilisen köpenyáram működésével lehet kapcsolatba hozni. A primer bazalt tömege oly nagy, hogy keletkezése az extenziót kísérő dekompressziós olvadással nem, csakis köpenyáram-eredettel képzelhető el. E kőzetek fajtáit, a kenyai vulkanizmus északi és déli részén a riftben elfoglalt helyzete és időbelisége szerint a 88. ábra mutatja be.

A kenyai rift Emuruangogolak vulkánjának kőzetével jól lehet szemléltetni a rift geokémiai viszonyait. A mérsékelten alkálikus kőzethez kis mennyiségű hawaiit társul. Nagy a $^{230}Th/^{232}Th$ (>1,06) és kicsi az $^{238}U/^{230}U$ (<0,72) hányados értéke. Változóak az egyéb inkompatibilis arányok is (Zr/Nb, Ba/Zr) jelezve, hogy a magmák különböző fejlődési vonalakhoz tartoznak. A trachitokban a $^{230}Th/^{232}Th$ arány kisebb, mint a bazaltokban és a $^{238}U/^{230}U$ 1 körüli ingadozása egyaránt a bazaltétól eltérő forrásanyagra utal. A kőzetek korára az U-Th módszerrel 14–40 ezer évet, a szanidin egykristályban hasonlóan 16–38 ezer évet mértek, vagyis a bazalt és trachit esetében rendkívül rövid idő alatt izotópokban eltérő magmák kerültek felszínre és helyezkedtek el a vulkán csúcspontja körül.

A jelenlegi, 15 000 évnél fiatalabb kőzetek a déli területen mérsékelten peralkáli riolitdómok, lávafolyások, pumicitek. A riolitnak gyakran comendit változata található kvarc, szanidin, ferrohedenbergit, titanomagnetit, riebeckit, cirkon, biotit, enigmatit, fenokristályokkal. Bennük erősen halmozódnak a Cs, Hf, F, Nb, Rb, Ta, Th, Y, Zn, Zr elemek, a ritkaföldfémek és jelentős elszegényedés mutatkozik Ca, Ba, Co, Sr elemekben. A ritkaföldek közül az LREE kevésbé dúsul és nagy a negatív Eu-anomália. A peralkálikus riolitokban a LILE/HFS elemarányok, (pl.Th/Ta és Rb/Zr) szokatlanul nagyok. Kristályokon mért LREE/HREE és a Zr/Nb arányokból arra lehet következtetni, hogy a riolit pulzáló módon kissé eltérő magmákkal érkezett.




**88. ábra.** A kenyai rift kőzetei és keletkezésük időbelisége
A: erősen alkálikus (nefelinit, karbonátit, fonolit, riolit) B: alkálikus (bazanit, fonolitos tefrit plató-típusú fonolit) C: mérsékelten alkálikus (alkáli bazalt, hawaiit, mugearit) (MACDONALD 2001)

SCAILLET, MACDONALD (2003) kísérleti úton is foglalkozott a kenyai commenditok peralkáli riolitok közötti megjelenésének genetikájával. Megállapította, hogy Ca-klinopiroxén kristályosodása növeli az alkalinitást a földpát hatásának ellensúlyozásával, amely nagy $fO_2$ (fugacitás) mellett csökkenti azt. Ebből következően a marginálisan peralkálikus riolitból (NK/A)=1,05 95%-os kristályosodással comenditos riolit (NA/K=1,28) keletkezik. A comenditolvadék 25%-os kristályosodásával pedig pantellerit (NK/A>1,4) derivátum jön létre. Még további kristályosítás extrém peralkálikus összetételhez (NA/K= <2,5) vezet viszonylag kis $SiO_2$ (66%) és $Al_2O_3$ (7,4%), de nagy $Na_2O$ (8,4%) és FeO (10,2%) tartalommal.

*Alkáli bazaltok — Kamcsatka–Aleuti-szigetív*

PORTNYAGIN et al. (2003) vizsgálta részletesen a primitív Kamcsatka–Aleuti-szigetív bazaltjainak összetételbeli változásait. A kőzetek alakulásában a mély forrásból érkező magma a szubdukció során különböző mértékben keveredett kéreganyaggal, ami mészalkáli bazaltoktól ($TiO_2$<1,5%, Nb/Zr=0,02–0,1) Ti-ban gazdag ($TiO_2$>1,5%), alkáli bazaltokig (Nb/Zr=0,15–0,17) terjedő kőzetekhez vezetett. A Kamcsatkai-ívben elhelyezkedő Nachikinsky vulkán alkáli bazalt kőzetében a $SiO_2$=52,5%, a $Na_2O+K_2O$=6,5%, 5% olivinnel és Cr/(Cr+Al)=0,1–0,6 tartalommal. Bár a bazalt és benne az olivin összetétele meglehetősen egyhangú, a bennük levő olvadékzárványok elemei eléggé ingadoznak (Al, Ti, K, P, RFF, B, U, Th, Sr, Cl) és negatívan korrelálnak a $SiO_2$-vel.

Az inkompatibilis elemek az olyan szélső összetétel esetében, amikor a $SiO_2$=46%, a $K_2O$=3%, a $TiO_2$=3% növekedtek (La=35 ppm, Nb=60 ppm, B=4,5 ppm, Th= 3 ppm), az elszegényedett végső tagok esetében, amikor a $SiO_2$=51%, $K_2O$=0,4%, a $TiO_2$=1,5% (La=5 ppm, Nb=7 ppm, B=0,6 ppm) pedig megfogyatkoztak. A kis B/La (0,15), La/Nb (0,5), Cl/K (0,01), $H_2O/K_2O$ (<0,2) értékek kizárják annak lehetőségét, hogy kéregből származó fluidumok játszottak volna közre az olivin olvadékzárványok kialakulásában. Legvalószínűbb, hogy az olivinzárványok olyan 20% körüli gránátot tartalmazó piroxenit

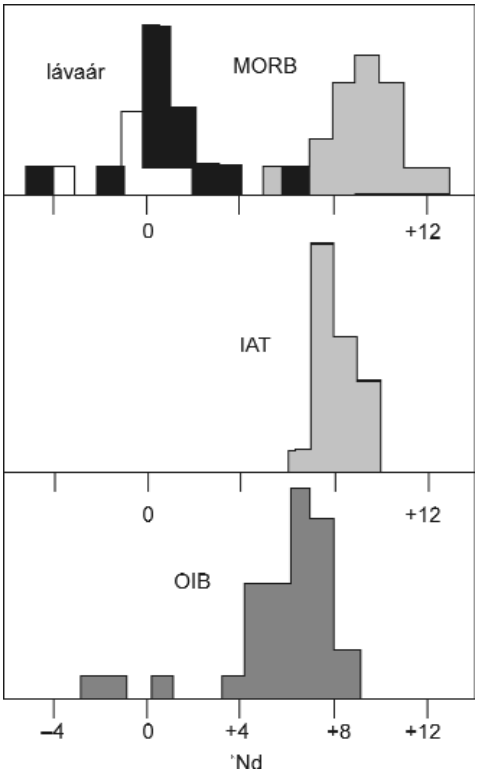
köpenyanyag közvetlen kompressziós olvadásakor 1–2 GPa nyomáson jöttek létre. Végső következtetés érdekessége az, hogy a Kamcsatka–Aleuti-ív kőzeteiben az olivin üveges zárványai a köpenyolvadékból származnak és a szubdukáló pacifikus óceáni kéreg kialakításukban nem játszott szerepet, míg a kőzetek összetételét kéreganyaggal való keveredés befolyásolta.

*Alkáli bazaltok — Északnyugat-Törökország*

ALDANMAZ et al. (2006) nyomán lemezen belüli, a késő kainozoikumi extenzióval kapcsolatos alkáli olivin bazaltos kitöréssorozat vonul ÉNy-Törökországban. A lávák a köpeny adiabatikus, dekompressziós olvadása révén keletkeztek, a kőzetek következő jellemző adataival: $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70316–0,70353, a $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,51297–0,51297, $\varepsilon_{Nd}$ = 5,08–6,32. Az értékek OIB típusnak felelnek meg, ennek megfelelően a kőzetek gazdagok LILE, HESE és L-MREE és az N-MORB-hoz képest kevesebb HREE elemekben. Az olvadás során mindegyikben nőtt az inkompatibilis elemek és MgO mennyisége a $SiO_2$ csökkenés kíséretében. Az inkompatibilis elemek időbeni szisztematikus változása nem jár együtt az izotóparányok változásával, vagyis új forrásanyag belépéséről nem lehet szó. Az idővel bazanit irányába történő fejlődés ugyanazon köpenyanyag különböző mértékű parciális olvadásának mértékével magyarázható. Az alkáli magmák a köpeny időben 2–8%-ig terjedő olvadási folyamata növelte a LILE, HFSE és LREE a MORB (DMM) értékei fölé, és a különböző lávák az időben változó dekompressziós anyaggal keveredtek.

*Bazalt lávaárak*

A bazalt előfordulások különös esete a lávaárak keletkezése. Elterjedésük földrajzi és időbeli vonatkozását már láttuk (15. táblázat) most pedig geokémiai felépítésüket tárgyaljuk s ebből kiindulva a köpeny fejlődésének alakulását is. Annyit meg kell jegyeznünk, hogy időben széleskörűen elterjedt lávaárak legnagyobbjai 200 millió évnél nem idősebbek, ami megegyezik az óceáni kéreg maximális időtartamával. A Föld teljes idejéhez képest e kis idő alkalmat ad a kontinentális lávaárak és az azonos idejű óceáni kéreg vulkanizmusának összehasonlítására. A viszonylag rövid ideig tartó, de időnként visszatérő óriási vulkáni tevékenység egyaránt előfordul a kontinentális és óceáni kéreg (óceáni platók) véletlenszerű pontjain (41. ábra) s azt igazolja, hogy a Föld működését nem az állandósult állapot jellemzi. Több kutató véleménye szerint fellépésükre rift tevékenység és köpenyáram egybeesése esetében kerül sor (WHITE, MCKENZIE 1995). Kis viszkozitású tholeiites magma kerül a felszínre, s ez a rá jellemző folyékonyság következtében nagy felületen szétterül. A kőzet üveganyagában fenokristályok foglalnak helyet: piroxének, (augit, pigeonit), plagioklász, titanomagnetit, ilmenit és olivin. Ritkán a differenciáltabb andezit, dácit és riodácit is előfordul a magmakamra felső részében. A lávaárak tholeiitjeinek fő oxidjai hasonlóak a MORB-hoz, de a nyomelemek tekintetében különbségek vannak. A MORB forrásanyagából a részben kéregbe extrahált elemek hiányoznak a primitív köpenyt képviselő lávaárakhoz képest, ezért a MORB LILE és inkompatibilis elemekben szegényebb.




**89. ábra.** A 250 millió évre vonatkozó $\varepsilon_{Nd}$ értékek lávaárakban, MORB-ban, szigetívekben és OIB-ban (DEPAOLO, WASSERBURG 1979b)

Két típusát lehet megkülönböztetni a ~50% $SiO_2$-tartalmú kőzetnek: (1) kis $P_2O_5$- és $TiO_2$-tartalmú (LPT) és nagy $P_2O_5$- és $TiO_2$-tartalmú (HPT) változatot. A kettő közötti különbség a kéregkontamináció tekintetében van, amely az LPT-ben nagy s ezért több, a kéregre jellemző (K, Sr) komponenst is tartalmaz.

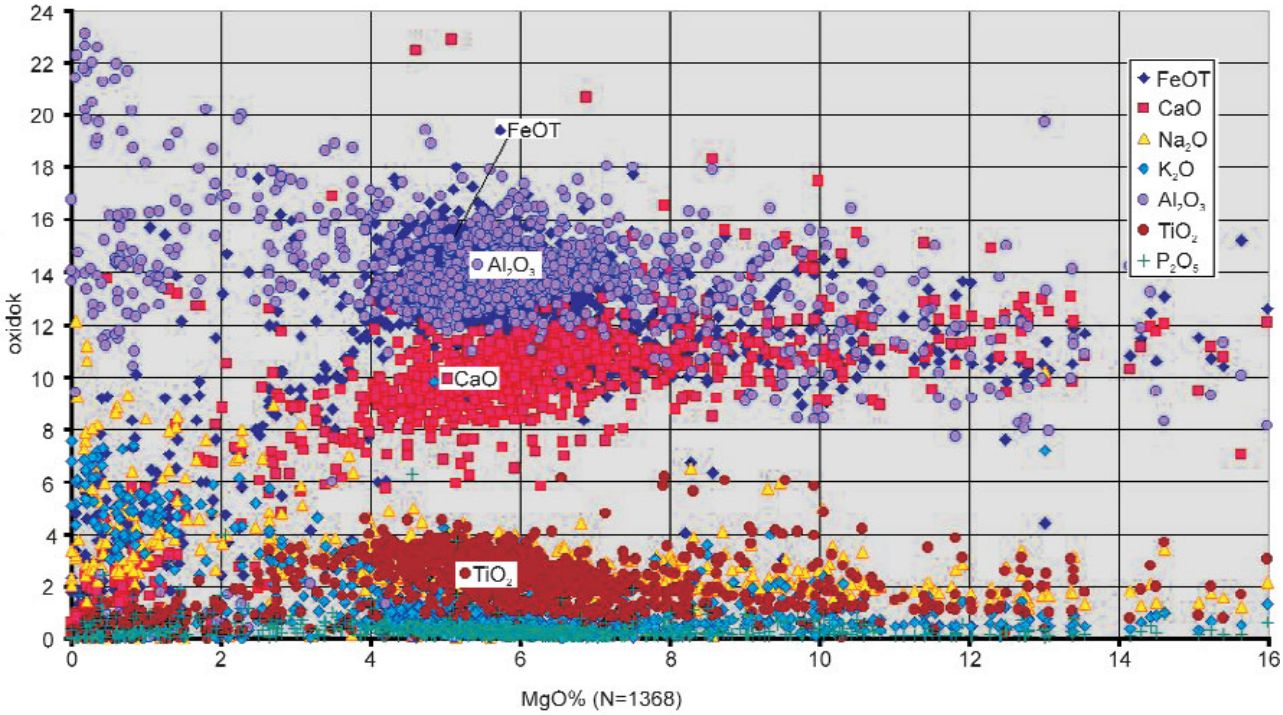
A MORB-bal összehasonlítva azt is látjuk, hogy mindkét kőzet lávája hasadékokon keresztül tör fel, de a kontinentális lávaáraknak ehhez, miután vastag, kis sűrűségű kontinentális kérgen kell átjutniuk, kiegészítő hidrosztatikus nyomásra van szükségük. A MORB erupciójához, a kisebb topográfiai magasság miatt, ≈1 kbarral ($10^8$ Pa) kisebb hidrosztatikus nyomás elegendő.

A továbbiakban DEPAOLO, WASSERBURG 1979b nyomán három lávaár, a szibériai, a dél-amerikai Paraná és a Columbia folyó (USA) melleti lávaárak nyomelem viszonyait vesszük szemügyre. A szibériai különösen érdekes mert távol a lemezhatároktól a fanerozoikumtól változatlan Szibériai-platformon (kraton) helyezkedik el. Ettől különbözik a Paraná és a Columbia lávaár tektonikai helyzete, mert kontinentális szegély közelében fordulnak elő. Mind a három kőzete tholeiites bazalt, a Columbia kissé differenciáltabb és több $SiO_2$-t, $K_2O$-t és kevesebb MgO-t tartalmaz. A kontinentális lávaárak $\varepsilon_{Nd(CHUR)}$ értéke 0 (nulla) körüli, szemben az óceáni lávaárak $\varepsilon_{Nd}$ ~+10 értékével. A szibériai lávaár esetében $\varepsilon_{Nd(CHUR)}$ = +0,5 – +3,4, a Columbia értéke +0,4 – +1,0 közötti. A $\varepsilon_{Sr}$ mindkét esetben jobban ingadozik. Szibéria: $\varepsilon_{Sr}$= +3,8 – +14,1, a Columbia lávaárban $\varepsilon_{Sr}$= +7 – +11. Ha a lávaárak és a MORB, IAT, OIB $\varepsilon_{Nd}$ adatait összevetjük (89. ábra) jól kitűnik a lávaárak elkülönülése a tektonikailag eltérő három másik bazalttípustól.

A lávaárak és MORB közötti különbségből egyes szerzők, de egyéb

tényekre alapozva más kutatók is, azt a következtetést vonják le, hogy a köpenyben két eltérő nagyméretű rezervoárnak kell lennie. A lávaárak $\varepsilon_{Nd} = \varepsilon_{Sr} = 0$ értéke arra vall, hogy ezek a köpeny egy nem differenciált részéből (mélyköpeny) származnak, míg a MORB egy $\varepsilon_{Nd}$ =+10 és $\varepsilon_{Sr}$ = –30 értékkel jellemezhető rezervoárból (felső köpeny). E felfogás támogatására felhozzák $^{129}Xe^*$, a $^{129}Xe$ /$^{130}Xe$ és $^{3}He/^{4}He$ a várhatóhoz képest nagyobb értékét is, amit a $^{129}Xe$ és $^{3}He$ egy primer környezetből származó utánpótlásával lehet magyarázni. A két forrásanyag némely körülmények között és bizonyos mértékben keveredhet egymással s így a MORB és OIB is tartalmazhat primitív elemeket.

A lávaárak Nd-tartalmának fentiek szerinti értelmezése a kétcellás köpenyelmélet máig egyik legelfogadottabb tartóoszlopa. Jeleztük, hogy ettől eltérő felfogás is létezik. ANDERSON (1982) szerint a teljes köpeny kigázosodott és az itt felmerült tényeket más folyamatokkal magyarázza. Valószínű, hogy a földtani folyamatok esetleg nagyobb részben a felső köpenyben gyökereznek, de nagyon valószínű, az is hogy vannak a mélyköpenyből kiinduló jelenségek, egyszerűen abból az okból, hogy a vasmag/köpeny határáról is szükségszerűen van hőelvezetés, ami anyagáramokkal valósul meg.



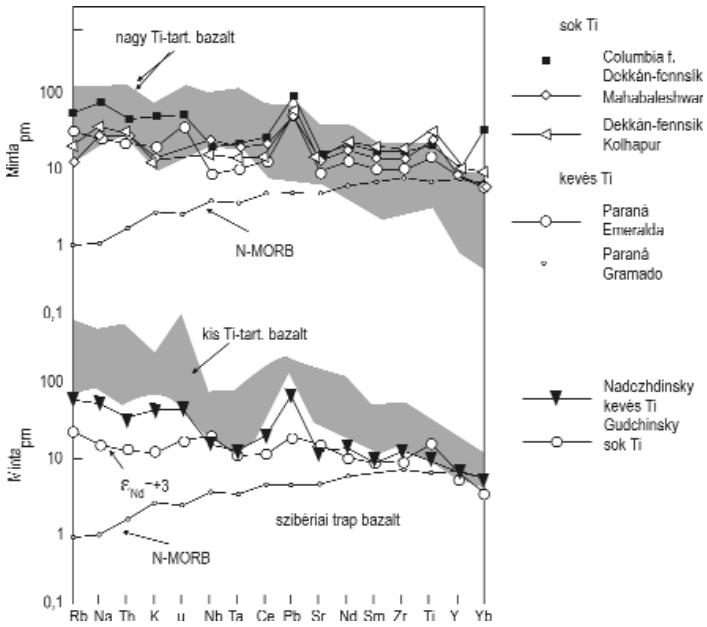

**90. ábra.** Dekkáni lávaár fő elemoxidjai a MgO% függvényében (GEOROCK)

Érdemes a lávaárak kőzetében a főkomponensek eloszlását megfigyelni (90., 91. ábra) E diagramokon látjuk, hogy az összetétel szorosabb területre korlátozódik, mint a bazaltokban általában vagy andezitekben, jeléül a primitív származásnak. Ezzel van összefüggésben az is, hogy a nyomelemek tekintetében a lávaárak gazdagabbak a MORB-nál.

### *Andezit (riolitig terjedő sorozat)*

Az andezit elnevezés, mint a Bolíviától Chiléig terjedő Andok jellemző kőzete, a 1930-as évektől honosodott meg. Az amfibolt, plagioklászt fenokritályként tartalmazó kőzetet az Európában szokásos trachittól különböztették meg. Később a fogalmat pontosították, és úgy definiálták, hogy az andezit hipersztén normatív, szubalkáli 53–63% $SiO_2$-tartalmú kvarcmentes kőzet.

Az andezit a szubdukciós zóna mögötti vulkáni ívek leggyakoribb (>80%) kőzete. Arról is




**91. ábra.** Lávaárak nyomelem eloszlási viszonyai (SUN et al. 1989)

**25. táblázat.** A vulkáni kőzetek hipotetikus összetétele RANGLAND szerint

| Oxid | B | BA | A | D | RD | R |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50,2 | 54,3 | 60,1 | 64,9 | 66,2 | 71,5 |
| $TiO_2$ | 1,1 | 0,8 | 0,7 | 0,6 | 0,5 | 0,3 |
| $Al_2O_3$ | 14,9 | 15,7 | 16,1 | 16,4 | 15,3 | 14,1 |
| $Fe_2O_3$ | 10,4 | 9,2 | 6,9 | 5,1 | 5,1 | 2,8 |
| MgO | 7,4 | 3,7 | 2,8 | 1,7 | 0,9 | 0,5 |
| CaO | 10,0 | 8,2 | 5,9 | 3,6 | 3,5 | 1,1 |
| $Na_2O$ | 2,6 | 3,2 | 3,8 | 3,6 | 3,9 | 3,4 |
| $K_2O$ | 1,0 | 2,1 | 2,5 | 2,5 | 3,1 | 4,1 |
| $H_2O^+$ | 1,9 | 2,0 | 1,8 | 1,6 | 1,2 | 1,4 |
| Összesen | 99,5 | 99,2 | 100,6 | 100,0 | 99,7 | 99,2 |

B = bazalt, BA = bazaltos andezit, A = andezit, D = dácit, RD = riodácit, R = riolit

szó volt már, hogy összetétele megegyezik a kontinentális kéregével[47*] és miután a bazalt és gránit közötti semleges jelleget képviseli ($SiO_2$ ~53–63%), keletkezési körülményeinek tisztázása csak a bazalttól a riolitig terjedő sorozat együttes áttekintésével lehetséges (25. táblázat). Az andezit az intruzív dioritnak megfelelő extruzív kőzet és fő ásványos együttese plagioklászból, piroxénből és/vagy amfibolból áll. Akcesszórikus ásványai: magnetit, cirkon, apatit, ilmenit, biotit, gránát néha kevés alkáliföldpát, de kevés kvarc sincs kizárva.

A bazalttól a riolitig terjedő kőzetek fontosabb kémiai jellegét, olvadási hőmérsékletét, viszkozitását a 26. táblázat szemlélteti.

A 26. táblázat a három legfontosabb vulkáni kőzet néhány paraméterét szemlélteti, amiből jól kivehető az andezit szélső tagok közötti középponti helyzete, ami megfelel annak, hogy összetétele azonos a szilárd kéregével.

Az andezitnek ez a helye a kőzetek családjában a nyomelemek eloszlásában is megnyilvánul. A 91. ábra diagramjából kitűnik, hogy a felzikus magmában több, a mafikus magmában kevesebb az adott nyomelemek mennyisége, mint az andezitében, amely csaknem megegyezik a kontinentális kéreg átlagértékeivel.

**26. táblázat.** A vulkáni kőzetekben a kémiai komponensek eloszlásának jellegzetessége, az olvadási hőmérséklet, viszkozitás és a kőzethez tartozó magma gáztartalma

| Kőzet | Kémiai komponensek | Olvadási hőmérséklet (°C) | Viszkozitás | Gáztartalom |
|---|---|---|---|---|
| Bazalt | $SiO_2$–45–53 g/g%<br>sok: Fe, Mg, Ca<br>kevés: K, Na | 1000–1200 | kicsi | kevés |
| Andezit | $SiO_2$–53–63 g/g%<br>közepes: Fe, Mg, Ca, Na, K | 800–100 | közepes | közepes |
| Riolit | $SiO_2$–63–75 g/g%<br>kevés:Fe, Mg, Ca<br>sok:K, Na | 650–800 | nagy | sok |

Az andezitet szubalkáli, semleges kőzetként definiálják, de összetétele nem egyenletes és a táblázatokban jelölt határok között mindenféle, sőt a jelzet határokon túlmenő extrém változatok is előfordulnak. Ennek ellenére már korán megfigyelték, a Fe/Mg és $SiO_2$ függvényében kétféle: tholeiites (TH) és mészalkáli (CA) fejlődési irány kialakulását.

Az ásványtani, nyomelem és tektonikai megfigyelések nyomán az andezit kőzet keletkezésének háromféle alap lehetősége van. A folyamatokat a 92. ábra segítségével követhetjük nyomon.

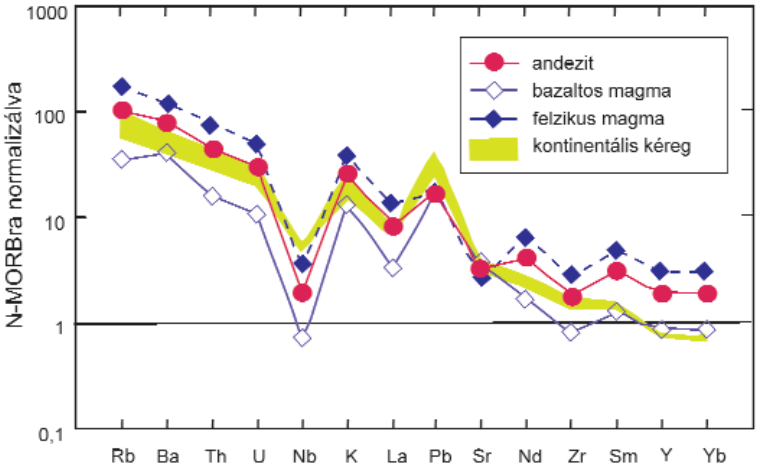
1. Peridotit hidratációs parciális olvadását követő frakcionált kristályosodás.

2. A szubdukciósan alámerülő üledéket is tartalmazó óceáni kéreg olvadása.

3. A felzikus riolit és mafikus bazaltmagma kiömlés előtti keveredése egy közbeeső rezervoárban.

Megjegyezzük, hogy 2009-ben két, andezitet tartalmazó meteoritot (GRA06128 és GRA 06129) is találtak az Antarktiszon. Ez, az andezit egy új, Földön kívüli, ismeretlen keletkezési módját veti fel.

Az andezit keletkezése nemcsak a kontinentális kéregben mutatkozó nagy térfogata miatt áll a kutatás előterében, hanem a miatt is, hogy a könnyű elemek rezervoárja és a

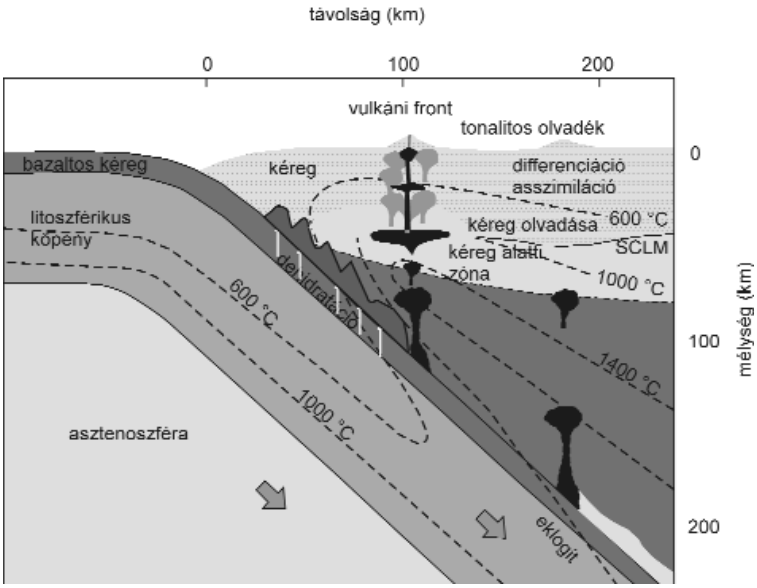



**92. ábra.** Inkompatibilis nyomelemek eloszlása az andezitban, felzikus és mafikus magmában és a kontinentális kéregben (TATSUMI et al. 2002)

[47*] Ez a megállapítás TAYLOR, MCLENNAN (1985) ill. RUDNICK, FOUNTAIN (1995) munkáiból származik. Újabban felmerült az eddig megoldatlan probléma, ami abban áll, hogy az előbbiekben értelemezett kontinentális kéreg és mészalkáli andezitek nyomelemei között jelentős eltérés van.

legdifferenciáltabb komponensek végső tagjai andezit összetételűek. Ezért az andezit képződése az egész szilárdkéreg-képződés megismerésének kulcsa.

Az andezit képződését jelenlegi ismereteink szerint a lemezek határain zajló folyamatokkal, legtöbbször szubdukcióval hozzuk kapcsolatba (93. ábra). A szubdukcióval lefelé haladó óceáni kéreg (+litoszféra = „slab") lemez a melegedés hatására dehidratálódik, meteorikus és szerkezetileg kötött vizét és a benne oldott elemeket átadja a felette levő köpenyéknek (a 93. ábrán fűrészfogas sötétebb terület). Ennek hatására a peridotit részben megolvad, bazaltos magmát hoz létre, melyben az oldható elemek (pl. K, Ba, Pb) felszaporodnak, az oldhatatlanok (Nb, Ti) csökkennek. A bazaltos magma sűrűsége kisebb, mint a peridotité, ezért felfelé halad, időnként megreked, hűl és frakcionális kristályosodás megy végbe benne, a sűrűbb ásványok kiválásával és a $SiO_2$ növekedésével. Ha pl. első lépésben egy hipotetikus 50% $SiO_2$ és 50% MgO-tartalmú olvadékból 10% MgO kiválik, a maradék olvadék $SiO_2$-tartalma 55,56%, tehát andezitének felel meg és a folyamat a riolit kialakulásáig haladhat előre. A folyamatot elindító víztartalom mennyiségének nagy szerepe van az olvadás hőmérsékletére, a parciális olvadás mértékére, az olvadék összetételére és viszkozitására. Az olvadék $SiO_2$-tartalma növekszik az időtartam és tektonikai körülmények szerint s így eljutunk többek között az andezit, sőt ezen túlhaladva a dácit és riolit összetételéhez. Az andezit tehát frakcionális kristályosodással, bazaltmagmából származik. E feltételezés a következő megfigyeléseken alapul:




**93. ábra.** A szubdukcióval kapcsolatos folyamatok (WINTER 2009)

— Számos vulkán esetében kapcsolat van andezit és dácit között, sőt némely vulkán kőzetei teljes kémiai és ásványi sorozatot képviselnek.

— A bazalt és andezit közötti számított különbség egyezése a megfigyelt kőzet fenokristályainak mineralógiájával.

— Az andezit nagyobb alkálitartalma, ha nagy Al-tartalmú bazalthoz és nem tholeiithez kapcsolódik.

— Az orogén sorozat és a plató bazaltok hasonlósága abban a tekintetben, hogy mindegyik közepesen frakcionált, vagyis nagy tömegű magmából keletkezett.

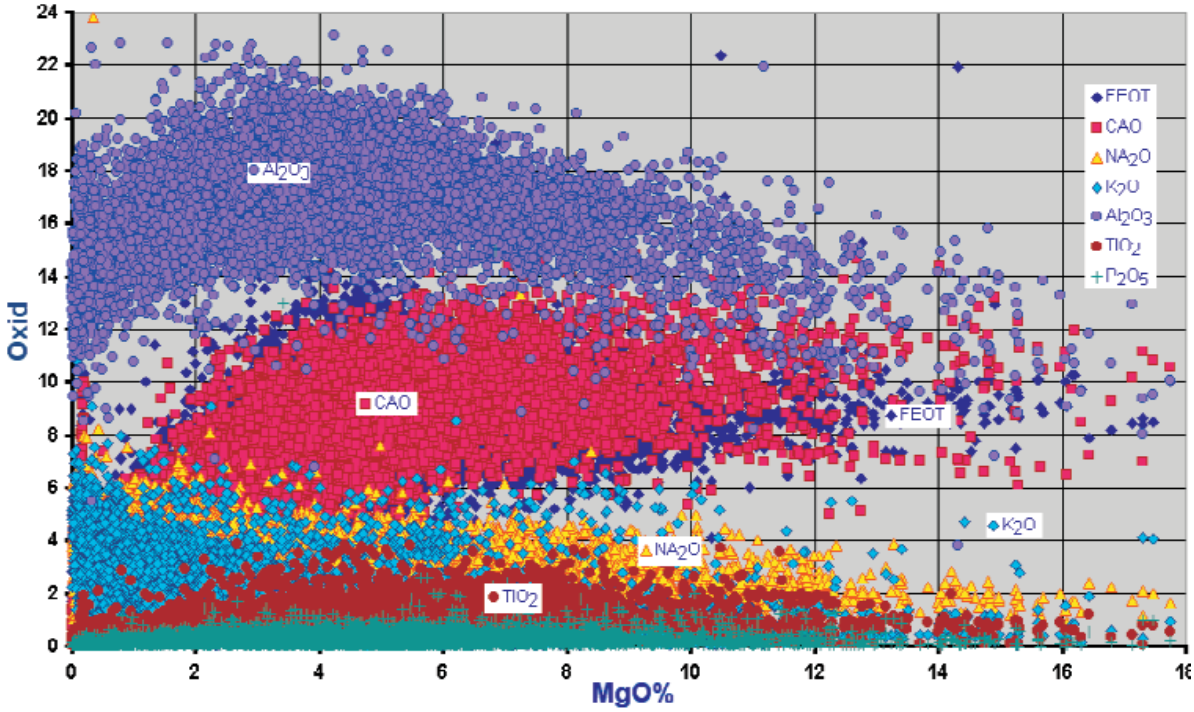
— Bizonyos helyeken megfigyelhető a mafikus intruzív kőzet és extruzív andezit kőzet közvetlen kapcsolata. Az orogén andezitek egy bazalttól riolitig terjedő sorozatba (45–75% $SiO_2$- és 10–0% MgO-tartalommal) illeszkednek.

A sorozatban az $SiO_2$-vel folytonosan növekszik a K, Rb, Ba, Th, U, Ti, Zr, Y és a könnyű RFF koncentrációja. Az $Al_2O_3$ többé-kevésbé állandó, a Na növekszik, de nem arányosan a káliummal. A Mg, Cr, Ni, Co, Ca, Fe, Mn, Ti csökken, a maximumot a bazaltban éri el. A Ti és V nem növekszik a vastartalommal, mint a MORB, OIB, CFB kőzetekben. A $TiO_2$ a Kis-Antillákon legfeljebb 1% és kevés a Ni (<20 ppm). A foszfor legtöbb a 4% MgO körüli bazaltos andezitekben, majd csökken a riolit irányában. A Sr a sorozat minden tagjában közel állandó (300 ppm) az alkáli kőzetekben kivételesen nagyobb is lehet. A főelemek eloszlását a Georock nyomán MgO függvényében a 94. ábrán tüntettük fel.

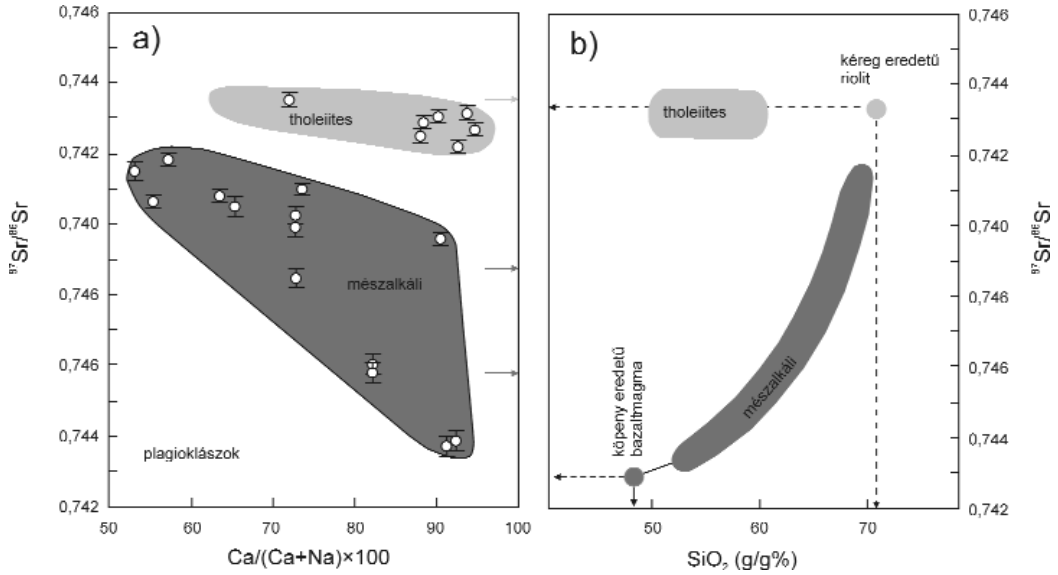
Mielőtt a nyomelemek útját követnénk az andezitekben térjünk vissza a tholeiites (TH) és mészalkáli (CA) változatokra. Korábban a két változat közötti különbséget kizárólag a TH-ben megnövekedett Fe-tartalom alapján különböztették meg, amiből sok félreértés következett. A Fe-tartalom abszolút mennyiségét vették figyelembe a növekedési trend helyett, vagy felcserélték a közepes K- és Ca-sorozatokat. Manapság a két változat közötti különbség számos jelét ismerjük. Pl. MgO vs $SiO_2$ diagramban: a TH kőzetek komponensei konkáv trendet mutatnak, a CA kőzetek értékei pedig egyenesen helyezkednek el. A TH kőzetek differenciációs trendje a kiindulási bazaltos magmából, fenokristályok (olivin, plagioklász, piroxén) frakcionálódásával levezethető.

Más a helyzet a mészalkáli sorozatú andezitek esetében. Itt a bazaltos magmából kiindulva laboratóriumi kísérletek a víztartalom és a nyomás változtatásával a kristályosodási folyamatot ugyan tudták a CA irányába terelni, de a természeti megfigyelés több, nem egyensúlyi fázist mutat ki a CA kőzetekben, ami felveti a kontinentális kéreg befolyását is. Rendszeres különbséget találnak a két változat között a nyomelem eloszlás tekintetében is. A különbséget, egyúttal a közös eredetet a Japán Zao vulkáni egységben időbeni eltéréssel ugyanazon helyen megjelenő TH és CA kőzet esetében lehetett tanulmányozni. A közös eredetre a $^{87}Sr/^{86}Sr$ lineáris értékei mutatnak, miközben két eltérő izotóparány is megjelenik jelezve a két sorozat közötti különbéget (95. ábra).

A Zao vulkanitokban (95. ábra) jól kivehető, hogy genetikailag idegen anyag hozzákeveredése (a) a plagioklászban és (b) a teljes kőzetben, két eltérő típusú magmára enged következtetni. A $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}7043$ érték mind a plagioklászban mind




**94. ábra.** Az orogén andezitek összetétele 12 373 minta elemzése alapján (GEOROCK gyűjtemény)




**95. ábra.** A Zao vulkáni egységben a Sr-izotópok eloszlása (TATSUMI, KOGISO 2003)

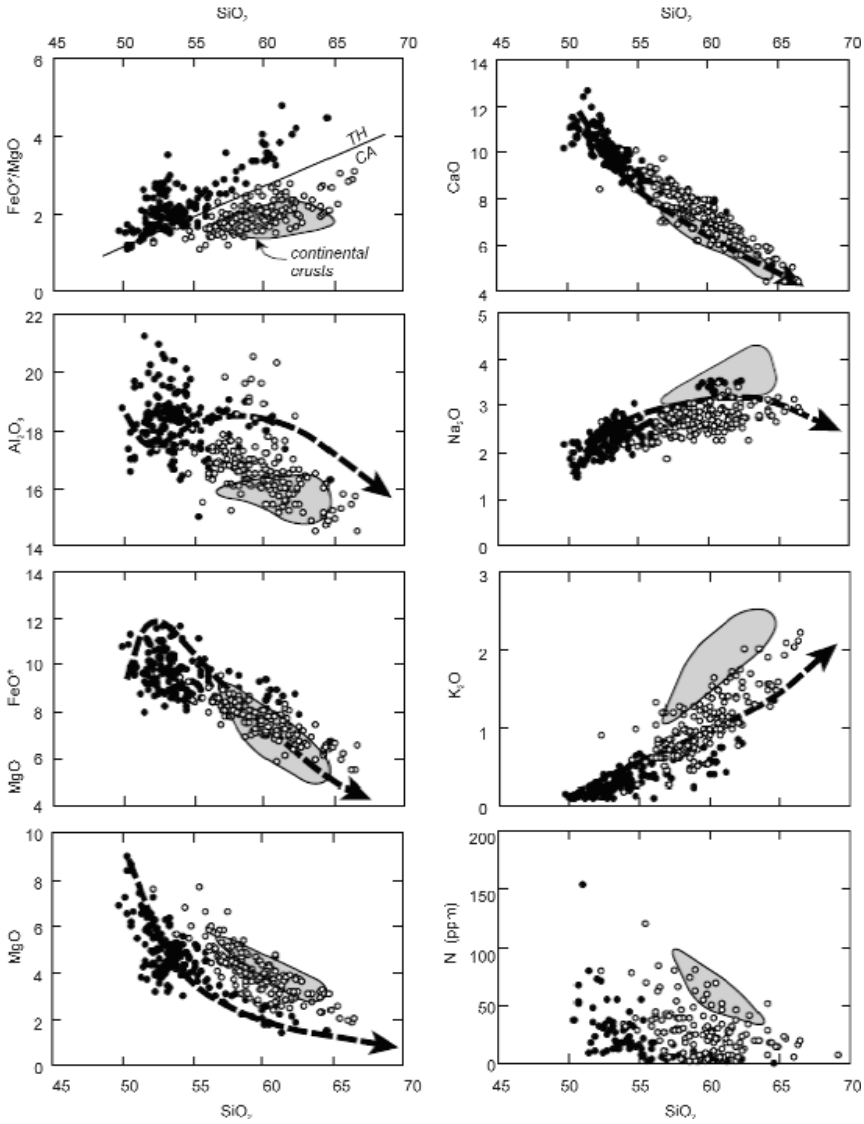
a teljes kőzetben azonos és közös tholeiites származásra mutat. A CA kőzetekben a $^{87}Sr/^{86}Sr$, anortit tartalomtól függően 0,7034–0,7042 között változik jelezve, hogy genetikailag idegen anyag hozzákeveredése történt (TATSUMI, TAKAHASHI 2002).

A TH és CA andezitek (Japán példa) makro- és mikroelemek $SiO_2$ függvényében ábrázolt variációs diagramjain (96. ábra) a kétféle andezit további jellemzőit figyelhetjük meg. Fontosabbak: a TH és CA andezitek variációi, a főelemek a CaO kivételével rendszeresen elkülönülnek egymástól és megkülönböztetik egymástól a kétféle andezitet.

A két kőzettípus kialakulásának szemléltetésére tekintsük a 97. ábrát, melyen látható, hogy a TH-kőzetek a mafikus magmából a CA-kőzetek pedig felzikus magmából indulnak ki, utóbbira jellemző a kéreg és köpeny keveredésének hatása.

A kontinentális összetélhez hasonló andezit tehát a bazaltos anyag és a felzikus „slab” olvadását megindító *dehidratáció* eredménye lehet (TATSUMI, KOGISO 2003). E modell szerint CA andezit szubdukciós mechanizmussal keletkezik és növeli a kérget. Igaz, hogy ez által a kontinentális kéreg összetétele hasonló lesz az andezitéhoz, de nem szabad felednünk, hogy a kéreg túlnyomó része bazaltos összetételű.

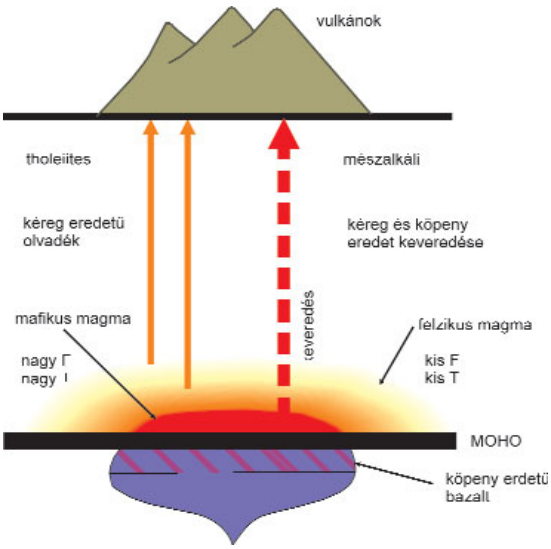
A nagyobb mélységben lejátszódó és a kőzetekre gyakorolt fontos folyamatok jobb megismerése céljából több nagy *PT* kísérletet végeztek a közelmúltban. Különösen figyelemre méltó a víz és a $CO_2$ szerepe. A víz szerepe erőteljesebb, de a




**96. ábra.** A Zao (Japán) vulkáncsoportban $SiO_2$ vs főelemek variaációs diagramja (TATSUMI, TAKAHASHI 2002)
TH (kitöltött körök), CA (üres körök) és kontinentális kéreg (szürke területek)

vizsgálatok eredménye szerint a $CO_2$ is mintegy 200 °C-kal csökkenti a peridotit szolidusz hőmérsékletét 70 km mélységnek megfelelő nyomás esetében. A nefelinit, karbonátit, kimberlit magmái keletkezhetnek ebben vagy még nagyobb mélységben.

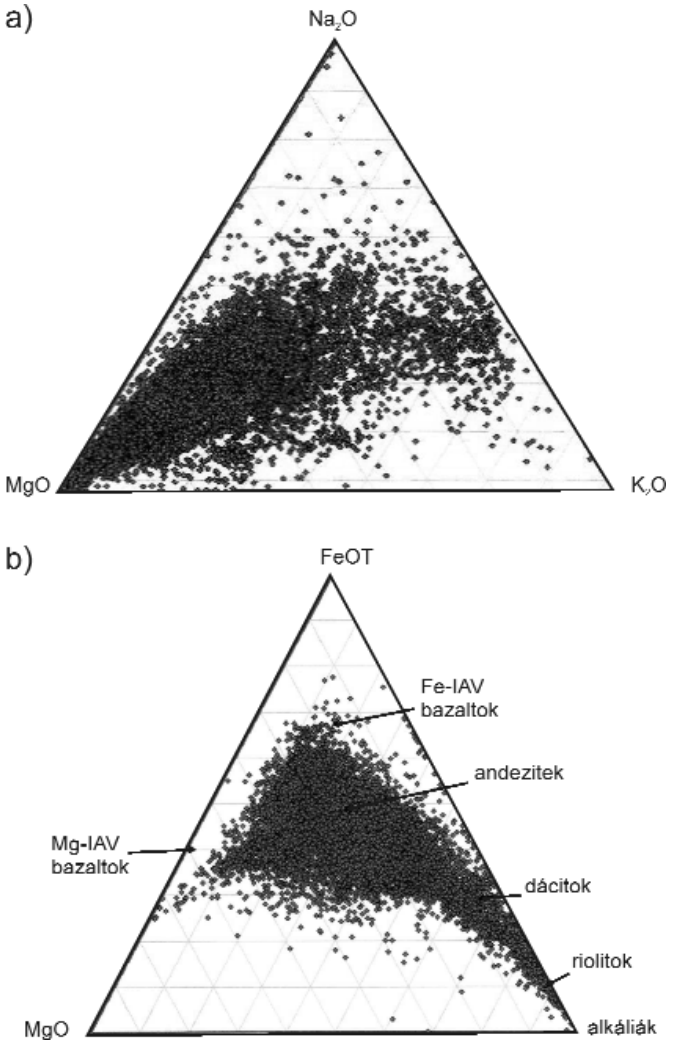
Az eddig tárgyalt keletkezési módok mind a szubdukcióban dehidrációs jelenségek kíséretében zajló folyamatokat értelmezték. Ha mármost figyelembe vesszük, hogy a Föld szilárd kérge (melynek felső részét hasonlónak vesszük az andezit összetételéhez) nagyobb részben az archaikumban keletkezett, akkor a fentiektől eltérő folyamtokra is kell gondolnunk. Sok szerző DEFANT, DRUMMOND 1990, KELEMEN 1995, RAPP et al. 1987 részben nagynyomású kísérletekre támaszkodva úgy gondolja, hogy az archaikum nagy geotermikus értékei mellett a szubdukció szilíciumban gazdag felzikus anyaga és a köpeny nagyobb Mg-tartalma egy lépésben, tehát *dehidratáció nélkül,* olvadt andezitté. Annyi bizonyos, hogy az andezit keletkezését ebből a szempontból kétféleképpen értelmezhetjük és ezekhez eltérő jelző nyomelemek tartoznak. E viszonyokat néhány példán a következőkben fogjuk bemutatni.




**97. ábra.** A TH- és CA-kőzetek kialakulásának vázlata (TATSUMI, TAKAHASHI 2002)
F= részleges olvadás mértéke, T= hőmérséklet

*Andezit keletkezése magma keveredéssel*

Különösen a kontinentális ívek (pl. Andok) körében szokott előfordulni az a jelenség, hogy az alábukó lemez fölött a nagy geotermális gradiens és hidrotermás folyadék hatására a kontinentális kéreg parciálisan megolvad és semleges vagy felzikus kérget hoz létre. Ha bazaltos magma is benyomul e nagyobb hőmérsékletű zónába, parciális olvadás után keveredik az előbbi olvadékkal és andezit vagy trachit keletkezik. Az is megtörténhet, hogy bazaltos magma hevíti fel a felette levő vulkáni ív anyagát és keveredik vele. Ekkor alárendelt mennyiségű kőzet jön létre, mert a hűlő bazaltmagma a hideg anyaggal keveredve hamarosan immobilissá válik. Végeredményben a kialakuló andezit és semleges magmák nagyon összetett folyamatok révén állhatnak elő: frakcionális kristályosodással, asszimilációval, parciális olvadéknak szubdukciós lemez anyagaival történő keveredésével, nem beszélve a víz és a szén-dioxid szerepéről. Érthető, hogy e minőségileg és mennyiségileg változó és egymással keveredő tényezők az andezit fogalmát is bizonyos mértékig elmosódottá teszik és az eredet kimutatása főleg a nyomelemek jelzőképességének felhasználásával történhet meg, amit esetről esetre kell tanulmányozni.



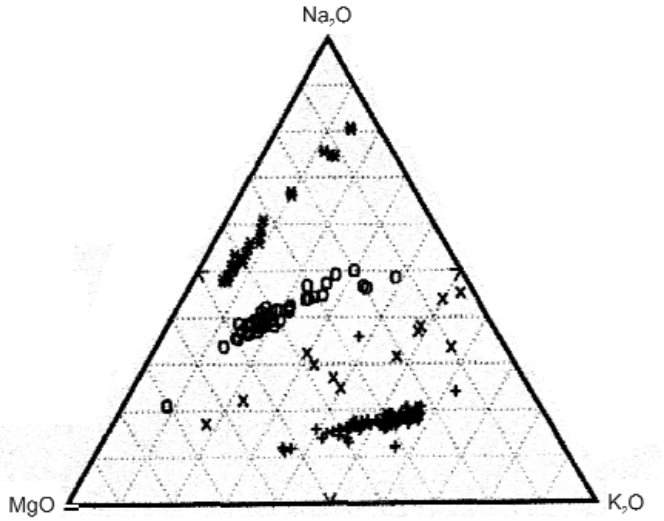

**98. ábra.** Az andezit összetétele a) az MNK diagramban 12079 és b) MFA diagramban 11 192 minta elemzése alapján (GEOROCK)

*Az andezit változatai*

Már láttuk, hogy az andezit a $SiO_2$ ~45–75% és MgO ~10–0% határok között az alkáliák és Al változatos megoszlásával jellemezhető kőzet (98. ábra).

Egyes kiugró értékek azonban gyakrabban fordulnak elő, amit a kőzet jelzésére is felhasználnak: Mg-dús andezit, K-dús andezit, amfibol-andezit stb.

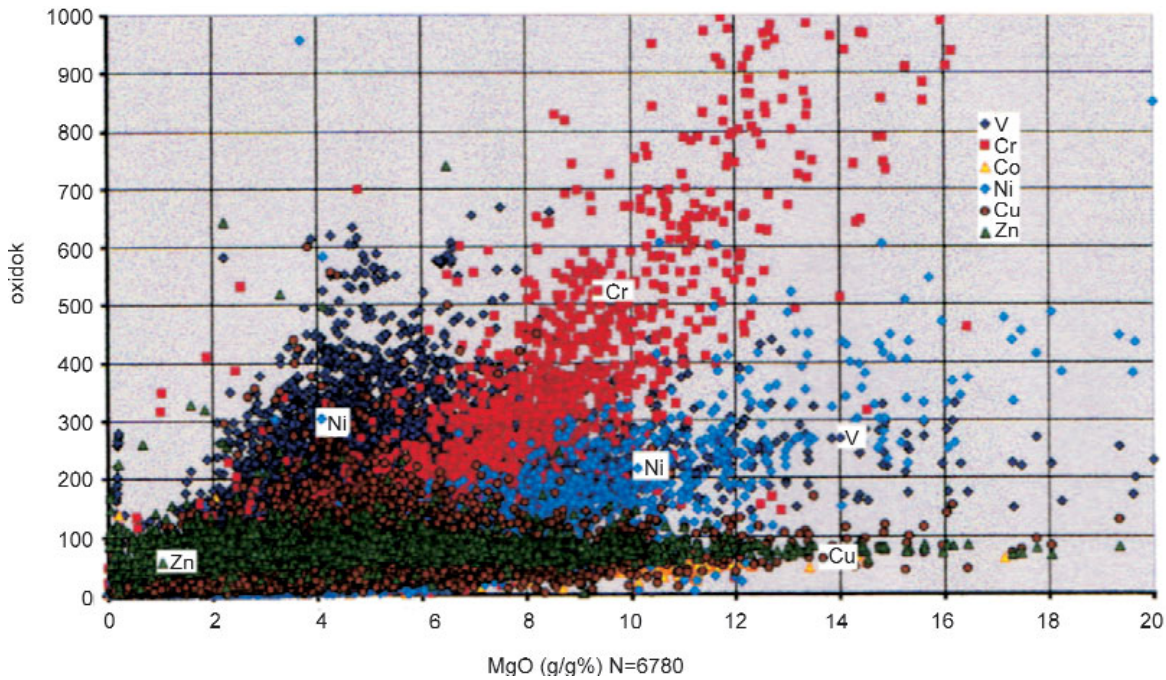
A 99. ábrán látható, hogy genetikailag egybetartozó rendszerekben egyes elemek (jelen esetben a K és Na) az általánostól eltérő kiemelkedő szerepet játszanak. A 100. ábrából láthatóan ez különösen vonatkozik a Mg-tartalomra, úgyhogy ezek eredetével részletesebben kell foglalkozni.




**99. ábra.** Andezitek (N=196) összetétele az MNK diagramban
Jelzések: * = The Quill, (Kis-Antillák) o = Sangay (ecuadori Andok ), x = Lipari-ív vulkánjai (Szicília), ×= Vezúv, Roman Provincia (GEOROCK)

*Orogén andezitek*

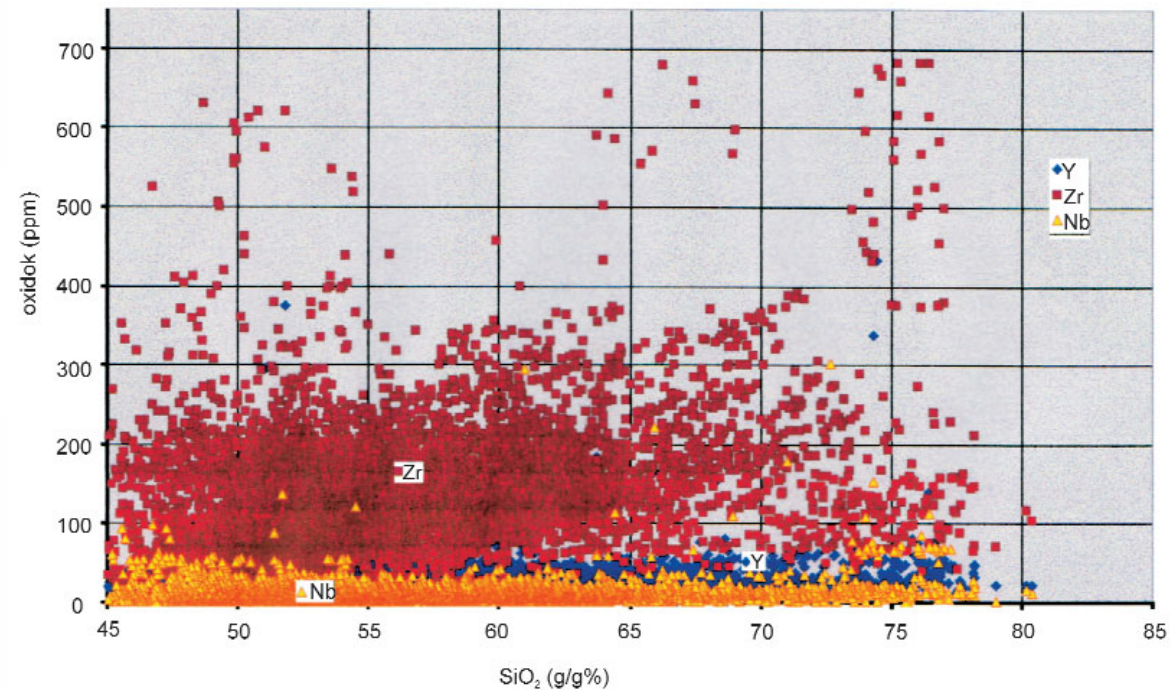
Főleg a szigetívek vulkanizmusa produkál andeziteket (összetétel 96. ábra), de a kőzetegyüttesben, ugyan kisebb arányokban, a bazalttól a rioltig a teljes sorozat előfordul (98. ábra, b). A fontosabb előfordulási helyek: az 580 km hosszúságú Kis-Antillák, a Kelet-Indiai-szigetív mintegy 4000 km hosszában (Szumátra, Jáva, Bali, Lombok, Flores), ahol több mint 100 aktív vulkán működik, a Tongai-ívben pedig főleg víz alatti vulkánok tevékenykednek. A nyomelemek vonatkozásában e gyakran primitívnek mondott szigetek, ill. andezitek kőzetei inkompatibilis elemekben szegények és e tekintetben hasonlítanak az N-MORB-hoz azzal a különbséggel, hogy kevés bennük a Ti, Nb, Ta, de viszonylag sok a K, U, Th, Ba, Rb, Cs. Némely esetben kevés a LILE is, legfeljebb 2–3-szorosa a köpenyének, viszont sok szigetívben a Na koncentrációja feltűnően nagy. Ilyenek: Dél-Sandwich-szigetek (Kis-Antillák), a Izu–Bonin–Mariana-ív, Salamon-szigetek–Új-Hebridák íve, Tonga–Karmadec-ív és mások.



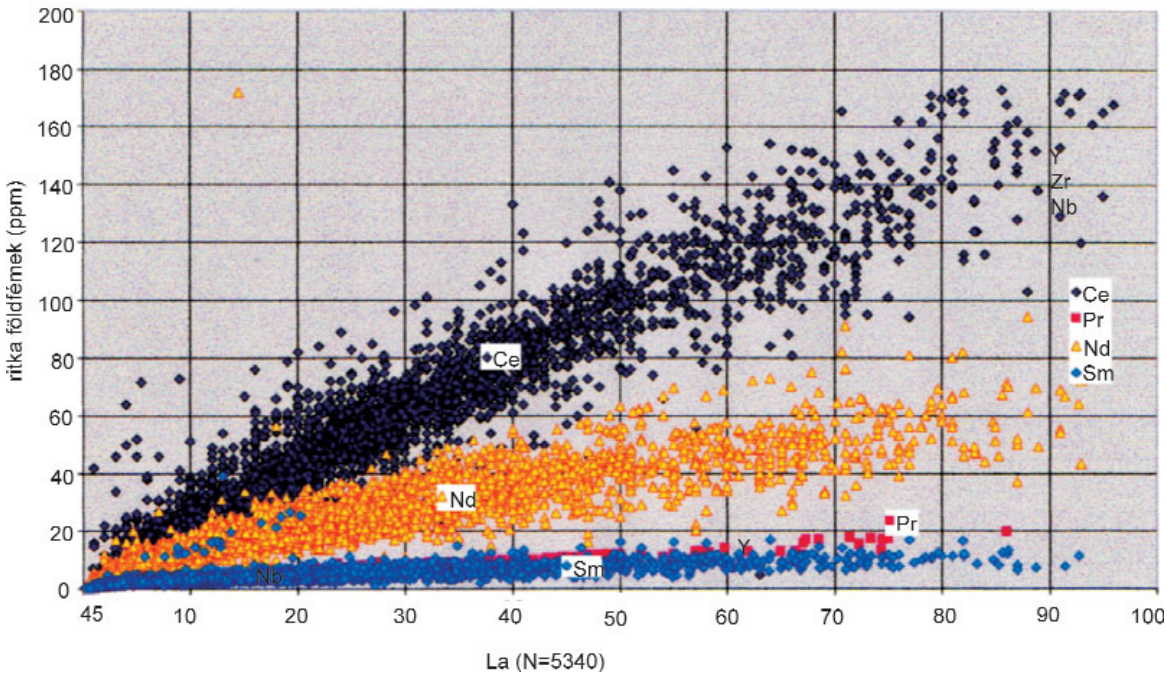

**100. ábra.** Fémek eloszlása az andezitekben a MgO függvényében.(GEOROCK gyűjtemény)

Az is előfordul, hogy a kéreg nyomására rift keletkezik a vízi oldalon és albitesedett andezit képződik a kontinensen (Kelet-Guadeloupe). Általában a kontinensszéleken elhelyezkedő orogén andezitek 60%-os $SiO_2$ tartalom mellett 5–10-szer több Rb-t és Ba-t tartalmaznak, mint az E-MORB, a $K_2O$ = 2–3%, de a kontinens oldali kőzetekben 3–4% $K_2O$ is lehet. Az is általános, hogy párhuzamos ívek esetében a kontinensen levőkben nemcsak a K, de az RFF, Rb, Ba, U, Th is több mint a vízi oldalon levő láncban. Ez a megállapítás vonatkozik az összes orogén andezitra (Japán, Új-Zéland, Fülüp-szigetek, Kamcsatka, Salamon-szigetek–Vanuatu, Aleuták, Kuril-szigetek, az USA keleti és északnyugati területei stb.).

A Georock gyűjtemény kitűnő áttekintést ad az andezitek nyomelemeinek MgO, $SiO_2$, lantánnal összefüggő eloszlásáról. A 100. ábra néhány fémet mutat be és látható, hogy a Mg-ásványok főleg a króm és nikkel fémeket vonzzák magukhoz. A 101. ábrán szembetűnik a Zr 50–65% $SiO_2$ meletti egyenletes eloszlása és 50, 65, 75% esetében kiugró koncentrációk kialakulása. A 102. ábra néhány ritkaföldfém esetében érzékelteti a Ce túlnyomó gyakoriságát. Az




**101. ábra.** Az Y, Zr, Nb eloszlása az andezitekben a $SiO_2$ függvényében
Nb csökken, az Y és Zr, a MORB és OIB-bal ellentétben, meglehetősen állandó (GEOROCK)




**102. ábra.** Néhány ritkaföldfém eloszlása az andezitekben a La függvényében (GEOROCK)
A La/Sm ~6, Ce/La~2. Fontos annak észlelése, hogy a Nd-koncentrációja mindig nagyobb, mint a samariumé, összhangban az 52. ábrán a szilárd kéregben a partíciós viszonyok miatti Nd/Sm aránnyal

ólomizotópok ellentétes tulajdonságot és nagy változatosságot képviselnek, de egyazon vulkán esetében állandóságot mutatnak. Megjegyzendő, hogy a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke a μ-vel együtt nagyobb, mint a tholeiites óceáni bazalté. A kristályos alapkőzetben több a radiogén Sr, mint a Cascade-hegység mészalkáli vulkáni kőzeteiben, de nem kivétel nélkül. Ha az izotópvizsgálatok alapján az andezit genetikáját akarjuk tisztázni, akkor a Sr- és Pb-értékekből arra következtethetünk, hogy az orogén andezit a köpeny három vagy négy parciális olvadás utáni állapotából indult ki és fejlődése során a kéreg kevéssé befolyásolta. Erre főleg a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékének nagy állandósága mutat, ami feltűnően azonos a Japán és a Marianna-árokrendszer (Csendes-óceán) láváinak hasonló értékeivel. Szerzők szerint a $^{206}Pb/^{204}Pb$ és a $^{208}Pb/^{204}Pb$ bár korrelál a kéreg vastagsággal, de ez nem bizonyítja a kéregkontaminació tényét. Ezek után tekintsük át szakirodalmi adatok segítségével néhány andezit-előfordulás tektonikai és nyomelem-viszonyait.

*Andezit — Cascade-hegység, (Washington, Oregon, Kalifornia)*

CHURCH (1976) vizsgálta a jelzett területet, ahol a kőzetek eredetének megállapítása céljából 33 vulkán kőzetéből készült Sr- és Pb-izotóp elemzés. Fontos észlelés volt, hogy a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értékek (0,7037) az egész területen változatlanok voltak andezitban és nagy Al-tartalmú bazaltokban egyaránt, vagy akkor is, ha a Sr-tartalom 200-tól 1500 ppm-ig változott. Ezekben több a radiogén Sr mint a MORB-ban, de kevesebb, mint a kontinentális bazaltokban.

*Adakitos andezitek*

Az adakitos[48*] jelzőt olyan kőzetekre vonatkoztatjuk, melyek közös eredete a szubdukáló óceáni kéregnek dehidratáció közreműködésével bekövetkező parciális olvadása, amely alapjelenségre számos más folyamat is ráépülhet (asszimiláció, keveredés lherzolitos köpennyel, mafikus magma hatása, frakcionális kristályosodás) s a végeredmény a felzikus gránittól andezitig terjedő kőzetek keletkezése. E kőzetek tanulmányozása során célszerű a fenokristályok egyedi vizsgálata[49*] és az eredmény összehasonlítása az alapanyag hasonló ásványával. Különösen a fordított zónásság vagy a kristály szegélyének eltérése a mag összetételétől jó támpontot ad a keveredés során megváltozott kemizmus természetéről. Az adakitos képződés közös bélyege a nagy Sr (>400 ppm) és kis Y (<18 ppm)-tartalom. Gyakran az adakit eredethez kapcsolódik a kőzet Mg-tartalmának mértéke is, ami a Mg-gazdag olvadék hozzáadásától függ. Szokás Mg-szegény és Mg-dús kőzeteket megkülönböztetni. DEFENT et al. 2001 szerint a Mg-szegény kőzetek víz jelenlétében kisebb hőmérsékleten, míg vízmentes nagyobb hőmérsékletű környezetben Mg-dús kőzetek keletkeznek. A kétféle kőzet inflexiós pontja 4% MgO-nál van. Nagy Mg-tartalmú andezit azonban a tholeiites képződéstől eltérő normális mészalkáli folyamat végterméke is lehet.

[48*] Adakit fogalma részletesen a Függelék 7.6.6. fejezetben.
[49*] Egy ásvány vagy annak részletei kis átmérőjű hengerek lézersugárral elpárolgatott anyagának vizsgálatán alapulnak. Ilyen eljárás pl. a LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled plazma mass specrometry).

*Mg-dús andezitek — Ryukyu-ív (Japán)*

SHINJO et al. (1999) nyomán ismerjük ezt az előfordulást, mely jó betekintést nyújt a köpenyék természetébe és az Okinawa-törésvonal menti magmás kőzetek fejlődésébe (6 M év). Mg-dús bazaltok és andezitek fordulnak elő, melyekben a LILE jobban dúsul, mint a HFSE, jellemezve a szubdukciókoz kötött lávákat. Bennük a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke kicsi (0,7033–0,7035) és nagy a $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5129–0,5130) az egyidős mészalkáli kőzetekhez képest. A Közép-Ryukyuban Mg-dús adakit jellegű andezitek is feltörtek, de bennük a La/Yb az átlagos adakitokéhez képest (>20), kevesebb (~6). A valószínű magyarázat az lehet, hogy más megfigyelések által is igazoltan az asztenoszféra diapírszerűen felemelkedett 10–6 M év között, nagy termális gradiense miatt az ív környezetét felmelegítette, az óceáni szubdukáló lemezt parciálisan megolvasztotta és adakitszerű nagy Mg-tartalmú andezitmagmát hozott létre. A Ryukyu-ív déli részén a nagy Mg-tartalmú bazaltos andezitok (13 M év) szembetűnően különböznek a középső ív Mg-andezitjaitól és nyomelemek szerint az OIB-hoz hasonlítanak. Utóbbiak eredete nem szubdukcióra, hanem a középső-miocén lemezen belüli magmatizmusra vezethető vissza.

*Mg-andezit — Yixian Formáció, Sihetun-ív, Nyugat-Liaoning (Kína)*

A kora-kréta korú Sihetun 85 vulkánjának részletes geokémiai leírását ismerjük WANG et al. (2006) munkájából. Az adakitos Mg-andezit nyomelemeinek fontosabb adatai: a nehéz ritkaföldfémek (HREE) csökkenése Yb (1,03–1,88 ppm), Y (12–20 ppm), nagy Sr (620–1323 ppm) -tartalom és Sr/Y (32–88), nagy $La/Yb_N$ (10–25) arányérték. Nagyobb tektonikai összefüggésben érdemes a kőzetet egybevetni a Xinglonggou Formációval, mely a Sihetunhoz hasonló, de kisebb Nd-értékekkel: $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{130\ M\ év}$ = 0,5118–0,5119, $\varepsilon_{130\ M\ év}$ = –11,6-tól –13,8-ig, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{130\ M\ év}$=0,7058–0,7064. A mért értékek kialakulását a következőképpen magyarázzák: az Észak-Kínai-kraton bázisán a mélykéregben kialakult eklogit az archaikumban a köpeny konvekció során megolvadt és kölcsönhatásba került a peridotittal. Máshol is előfordul, hogy nagy Mg-tartalmú andezit az adakit részlegesen olvadt asztenoszféra peridotitjával történő szennyezése során keletkezik. A folyamat a kora-kréta korszakig eltartott, amikor (120–130 M éve) a Sihetuni Formáció képződött. Az a körülmény, hogy ezekben a vulkáni kőzetekben több a Nd, az a kontinentális kéreg nagyobb befolyásának következménye. Itt a nagy Sr- és Sr/Y-értékek negatívan korrelálnak a >$SiO_2$%-kal, amiből következik, hogy a csökkenés a plagioklász frakcionált kristályosodásának következménye.

Az előbbi modell kapcsán meg kell említeni, hogy kis Y- és Yb-koncentrációjú és nagy Sr/Y- és La/Yb-értékű adakitkőzet levezethető a normális asztenoszférából tholeiitestől a mészalkálikusig terjedő magmákból is közönséges kéregkontaminációval és frakcionált kristályosodással anélkül, hogy szükség volna az óceáni kéreg üledékes komponensére. Sok példa van erre a vulkáni ívekben keletkezett adakitszerű kőzetek sorában. Fontos jelenség az is, hogy az adakitos kőzetek ritkán állnak kapcsolatban porfíros Cu-telepekkel, amelyek inkább a mészalkáli bazaltos andezit-, dácit-, riolitmagmák extenzív kéregbeli folyamataihoz kapcsolódnak. Az archaikus nagy Al-tartalmú kőzetek, mint a tonalit-trondhjemit-granodiorit (TTG) gyakoriak, de réztelepek nélkül és ahol vannak ilyen telepek ott normális mészalkáli sorozatban fordulnak elő. Ez is azt mutatja, hogy kétféle magmasorozat létezik elkülönülő fő és nyomelemekkel. Az alsó kéregben az olvadás-asszimiláció-tárolás-homogenizációval (MASH) és asszimiláció – frakcionális kristályosodásal (AFC) keletkező vulkáni ív magmák és az ettől eltérő adakit.

*Bazaltos andezit — Átmenet alkáli és tholeiites magma között. Orosei–Dorgali, Szardínia, Olaszország.*

Érdekes példáját látjuk LUSTRINO et al. (2000*)* közlése nyomán a pliocén vulkánosság két típusa együttes megjelenésének. A főként Na-alkálitól (80%) a tholeiites bazaltos andezitig (20%) terjedő kőzetsor egyedi példája a kis nyomáson végbement frakcionális kristályosodásnak. A tholeiites magma Mg#<63, Ni<150 ppm, Cr<270 ppm értékeivel szemben az alkáli lávákban (hawaiit, alkáli bazalt, mugearit) a Mg# 71-ig, Ni 340 ppm-ig, Cr 420 ppm-ig terjedő értéket ér el. Mindkét magma esetében a primitív köpenyre normalizált diagramon párhuzamosan alakul a Ba, Pb, Sr és kevés a Nb, Ta, vagyis nagy a Ba/Nb érték (>20). Az inkompatibilis nyomelemek mindkét magma esetében egyszerű köpenyeredetre vallanak, de a számított parciális olvadás mértéke az alkáli kőzetek esetében ~4–6%, a tholeiites kőzetekében ~10–15% volt. Fontosabb izotóparányok: $^{87}Sr/^{86}Sr$=0,70442–0,70455, $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0,512465 – 0,512558, $^{206/}Pb/^{204}Pb$ = 17,74–7.86. Feltűnő, hogy ezek az értékek a szóban forgó előfordulásban szokatlanul különböznek a hasonló korú európai kőzetekétől.

*K-dús andezitek*

Az aktív láncok kontinentális oldalán, főleg ahol kontinentális blokkok ütköznek, K-dús központok alakulnak ki. Ilyenek: Tibet, Irán, Törökország, Montana Állam (USA) Highwood Mts, Bear Paw Mts, Shonkin Sag Idahoban, Challis Mts Argentínában, Cerro Poco és Cerro Tuzgle, Sumbawa-sziget (Indonézia) É-ki oldalán Tambora és a Római vulkáni provincia kőzetei között 5–8%-os $K_2O$-tartalmú andezitok fordulnak elő. Bennük egyes elemek különösen felszaporodtak, így a Rb, Ba, Th, U 20–50-szerese lehet a MORB-ének, 30–60-szorosa a köpenyének, amelyben a Cs 200–300-szorosa is előfordulhat. Ezek a bélyegek általában jellemzők a mészalkáli kőzetekre, csupán a nagy K-tartalom esetében még inkább felerősödnek. A keletkezésükkel kapcsolatos hipotézis szerint, kéreg alatti köpeny szubdukciós dúsulása ment végbe a litofil és inkompatibilis elemek tekintetében, kivéve az Y, Nb és Ta elemeket.

*A Tirrén-tenger déli területének andezitjei*

A hozzánk legközelebbi K-dús andezitok a Tirrén-tenger déli részén, az Aeoli-ívben jelenleg is működő vulkánok körében találhatók. Az itteni kőzetek bazaltok, bazaltos andezitok, K-dús andezitek. Bennük a főelemek a FeOT, MgO, CaO, továbbá a Co, Ni, Cr, Sc folyamatos variációt képezve csökkenek a $SiO_2$-tartalommal, míg az inkompatibilis elemek mennyisége a Rb, Ba, Th, a LREE növekszik.

A $^{87}Sr/^{86}Sr$ a bazaltokban 0,71352–0,70410, a bazaltos andezitekben 0,70356–0,70409, melyekben a $^{87}Sr$ több, mint a K-dús andezitekben $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70352–0,70367. Utóbbi az egész Aeoli-ívben a legkisebb érték. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ negatívan korrelál a Th, U, Zr, LREE elemekkel és a La/Yb, Th/Hf, La/Rb, Ba/Rb és Sr/Rb értékeivel. E viszonyok a frakcionális kristályosodás során kialakult mészalkáli magma kéreganyaggal történt különböző mértékű keveredésével magyarázhatók. Ez vezetett a Sr, Rb, Cs, Rb/Sr értékek jelentős változásához a mafikus magmákban, de kisebb változásokat idézett elő a Th, LREE, La/Yb és Th, Hf értékeiben.

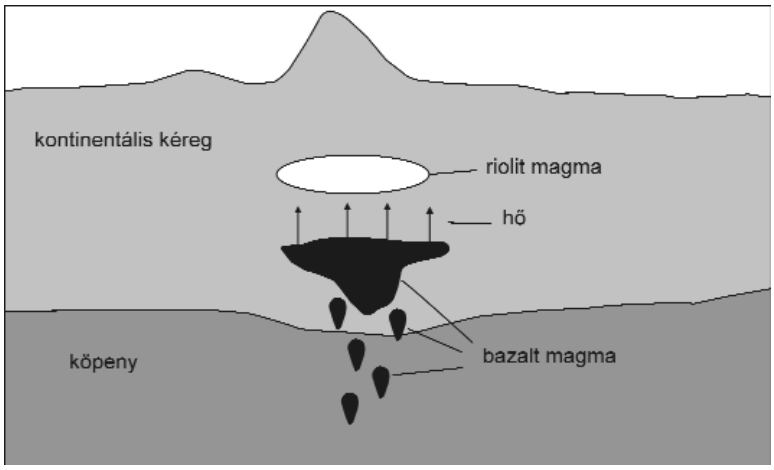
A Vezúv – Mt. Somma kőzeteiről különösen sok információ áll rendelkezésre. Ez a legtöbb káliumot ($K_2O$ ~7–8%) tartalmazó, különböző mélységből származó kőzetegyüttes. Az eredeti parentális magma MORB-típusú forrás (oliv=54%, opx=30%, cpx=10%, grt=1%, amf=4%) 0,05–0,1 parciális olvadása és szomszédos mellékkőzet 1–5% asszimilációjával jött létre. Benne a Ba, K, Rb, Sr fölösleg a szubdukció fluidumaiból származik. A keveredő üledék $^{143}/Nd/^{144}Nd$ vs Th/Ce diagramjából kivehetően szintén részlegesen olvadt állapotban volt. A magma tehát a felső köpenyből származik, 12–20 km mélységben megrekedt és a kéreg egy részét megolvasztotta. A Vezúv legkorábbi kitörésének anyaga a mély magmarezervoárból érkezett, majd kisebb tömeg a mély magmadepóban lezajlott keveredés után tört felszínre. Ismételt ciklusokat a felső köpenyből a mélykéregbe érkező újabb frissülést előidéző magma váltotta ki.

## *Riolitok*

*A riolitmagma eredete*

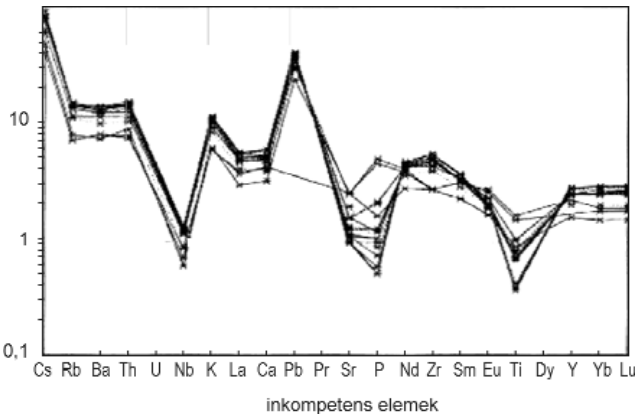
A bazaltokból kiinduló magmafejlődés a bazalt → bazaltos andezit → andezit → dácit → riolit sorozatban 45–75% $SiO_2$ és 0–10% MgO közötti összetételekhez vezet. A sorban növekvő $SiO_2$-vel növekszik a Cs, K, Ba, Th, U, Ti, Zr, Y, RFF koncentrációja. Az $Al_2O_3$ többé-kevésbé állandó és csökken. A Na a K-nál kisebb mértékben növekszik, a Cr, Ni, Co, Ca, Fe, Mn pedig csökken. A Ni általában kevés (<20 ppm), a P legtöbb a 3% MgO-t tartalmazó bazaltos andezitban majd a riolit felé csökken. A Sr ~300 ppm-mel állandó minden kőzetben, az alkálikus kőzetekben valamivel több, „idős ívekben" valamivel kevesebb.

A legtöbb riolitkőzet kontinentális kérgen alakult ki. A riolitok láváinak többsége nedves kontinentális kéreg megolvadásával keletkezett. A víztartalom szükségességének jele az alacsony olvadási hőmérséklet, de a nagy viszkozitás miatt a víz az olvadékban marad mindaddig, míg a nagy nyomásnak kitett buborékok a felszíni kis nyomásra érkezve robbanásszerűen hagyják el a folyékony lávát, annak részleteit részben magukkal ragadva. A megszilárdult kőzet ásványos komponensei kvarc, földpát, amfibol, biotit, muszkovit, utóbbiak rendre sok kristályszerkezetbe zárt vizet tartalmaznak. Mivel a kontinentális kéregben a hőmérséklet nem elégséges a kéreg megolvasztásához, ehhez valamilyen forrásból érkező hőre van szükség. A jelek azt mutatják, hogy ezt a plusz hőt bazaltos magma szállítja. Kelekezése után ugyanis a bazaltos magma gyakran benyomul a kéregbe, nagyobb sűrűségénél fogva bizonyos mélységben többször megreked, kristályosodik és felszabaduló hőjét a környező kőzeteknek adja át. A megemelt termikus gradiens hatására a vizet tartalmazó felzikus mellékkőzet parciálisan megolvad, és riolitlávát hoz létre, amely ugyanabból a mélykéreganyagból származik, mint a gránit, vagyis a két kőzet összetétele nagyon hasonló. Az elmondottakat a 103. ábra teszi szemléletessé.

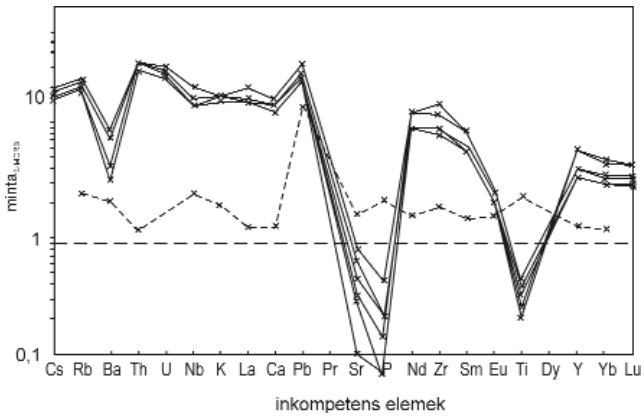



**103. ábra.** A riolit képződésének gyakori módja (NELSON 2007)

A riolitok és obszidiánok $\delta^{18}O$ adatai azonban színezik a tárgyalt mechanizmust. Különösen a Csendes-óceán környezetében a riolitok $\delta^{18}O$ értékei azonosak a bazalt-andezitekéivel, jelezve, hogy ezek a bazaltmagma frakcionális kristályosodásának és nem a kéreg megolvadásának termékei. A kontinensek belsejében azonban gyakori a $\delta^{18}O$ értékek gránitokéhoz hasonló megnövekedése, ami valóban jelentős kéreg asszimilációra mutat. A $SiO_2$-gazdag kőzetekben korreláció van a nagy $^{18}O/^{16}O$ és alacsony Fe/Mg arányok között is, ami az oxigén fugacitásváltozásának a következménye. Ugyanis a korán kiváló magnetit növeli az $^{18}O$, és csökkenti a későbbi differenciátumok Fe-tartalmát. Így a plútói gránitok $^{18}O/^{16}O$ értéke nagyobb, mint a megfelelő vulkáni kőzetének (riolit, obszidián).




**104. ábra.** Puyehue (Dél-Chille) orogén riolit nyomelemei (GERLACH et al. 1988)



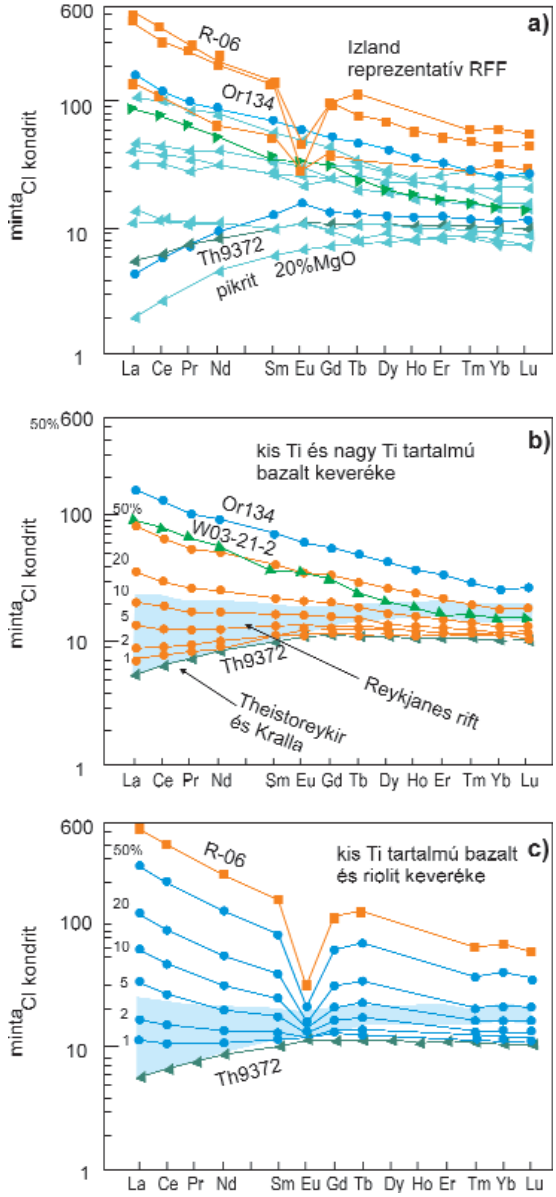

**105. ábra.** Torfæjökull (Izland) riolit nyomelemei (MACDONALD et al.)

A riolitos kőzetekben emelkedik a $SiO_2$-tartalom a legmagasabbra (75%). Üveges állapotban (obszidián) éppúgy előfordul, mint nagy laterális kiterjedésben (tufa, ignimbrit). A dácitból a riolit felé haladva a Ti és P nagyon kevés, a Sr elég sok (120–180 ppm), a Ba pedig igen nagy gyakoriságot ér el (850–950 ppm). A negatív Nb-Ta-anomália, mint minden orogén kőzetben, itt is jelen van.

A riolit azonban, mint láttuk bazaltos magmából frakcionálódással is származtatható. Ekkor az orogén riolitban mint a dél-chilei Andok Puyehue kőzetében a Ti, P, Sr csökken, de a Cs, Ba, Pb erősen koncentrálódik (104. ábra). A Cs a semleges kőzetekben rendszerint ezek riolitos összetételű üveges komponenseiben növekszik, a riolitokban pedig meglepő módon az ortopiroxének fenokristályaiban 70–100-szor több a Cs mint az EM lávákban, de a partíciós koefficiens a riolit üvegfázisában is nagy. A Rb még gyakoribb is lehet, 20–50-szeres egészen 270-szeresig. Az értékek a kéreg többszöri parciális olvadására engednek következtetni.

Az izlandi Torfæjökull Riolit nyomelemspektruma kissé eltérőnek látszik a többi riolitétól (105. ábra), úgyhogy korábban Izland alatt valamilyen kontinentális kéregroncs létezését tételezték fel. Az újabb vizsgálatok azonban kimutatták, hogy az izlandi riolit nyomelemei nem felelnek meg az orogén riolitokban tapasztaltaknak, ugyanis nincs emelkedett Cs és Rb, nincs negatív Nb-Ta-anomália és a Pb-csúcs sem túl magas. E tények szerint az izlandi riolit bazaltmaradványnak tekinthető.

A 106. ábra kőzetek különböző arányú keveredése esetében mutatja be a ritkaföldfém nyomelemek kvantitatív alakulását, a számítást izlandi kőzetekre alapozva. A 106. ábra A része az izlandi kőzetek RFF CI kondritra normált. Eloszlását, míg a ritkaföldfémek mennyiségi alakulását a kőzetek 1–50% közötti keveredése esetére a 106. ábra B és C része mutatja.




**106. ábra.** Izlandi primitív tholeiit és nagy Ti-tartalmú bazalt és riolit potenciális keverékének számítása ritkaföldfém alapon (MCLELLAN et al. 1983)
**A)** Szimbólumok: szürke △ Theistareykir vulkán bazaltjának RFF eloszlása ◀leginkább elszegényedett nem pikrites Theistareykiri minta; félig vörös □ izlandit és riolit negatív Eu-anomáliával az R.06 mintával; félig kék színnel kitöltött o nagy Ti-tatalmú bazalt (Orafæjökull, Or134 minta); zöld △ E-MORB K-Pacifikus-Antarktikus óceánból; kék pontok elszegényedett MORB, **B)** Számított keverék arányok (vörös pontok) a TH9372 és 1%, 2%, 5%, 21%, 20%, 50% és Ti-gazdag OR143 esetében. Nagyon hasonló az 50–50%-os E-MORB és a K-Pacifikus–Antarktikus keverékhez. A keverés nem vezetett Eu-anomáliához. A szürke terület az A ábrán látható Theistareykir bazaltnak felel meg, a kék terület a Reykjanesi rift bazaltjaival egyezik. **C)** Számított ritkaföldfém arány a TH9372 és R-06 riolit B diagramon jelzett arányok szerinti keveredése esetében (kék pontok). Jellemző, hogy már kis arányú keveredés esetében is megjelenik az Eu anomália

*Riolit fenokristályok Középső-É-Izland és Új-Zéland riolitos láváiban*

Riolitok plagioklászának nyomelem összetételét EWART et al. (2004) 12 riolit ($An_{28–46}$), egy dácit ($An_{53}$) és 3 andezit ($An_{68-81}$) esetében vizsgálták Ba, Sr, Rb, Li, Ga, Mg, Mn, Fe elemekre, vizsgálatukat kiterjesztve 2 augitban, 9 hiperszténben 5 amfibolban Ga, Ge, V, Ni, Co, Y, La, Sr, Ba elemekre is. A tanulmány a magma porfíros kristályainak a magma egészéhez viszonyított egyensúlyát tanulmányozza.

A plagioklászok pozitív korrelációt jeleznek az Ab-tartalom növekvő K (0,09–0,58%) és Ba (61–10 ppm) tartalma között. A Sr (465–880 ppm) maximuma az $An_{40–55}$ tartalmú plagioklászokban van. Igen nagy a K/Rb érték (>1,00). A piroxének viszonylag sok Mg-ot, az augitok több Sc, Cr, Y, Sr, Y elemet tatalmaznak mint a koexisztens hipersztének. Utóbbiak tekintetében éles differencia van a riolitok és andezitek Fe-Mg porfíros ásványai között. A Sc, V, Cr, Y, Co, Ni megoszlása az egyensúlyi hipersztének, amfibolok és az egyensúlyi alapanyag között evidensnek mondható. Petrológiai szempontból nyilvánvaló, hogy a magmában található fenokristályok, magában a magmában keletkeztek és hibridizáció vagy szennyezés nyomait nem viselik, természetesen ha nem xenokristályok.

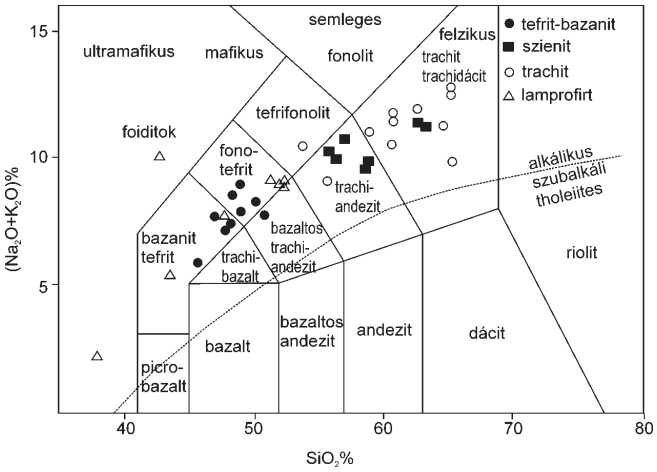
*Riolit — Új-Zéland, középső északi sziget*

A riolit kőzeteket EWART et al. (1968) közlése nyomán ismerjük. Kiterjedt nyomelemvizsgálatot végeztek a következő elemekre vonatkozóan: Rb, Ba, K, Sr, Ca, Na, Fe, Mg, Cu, Co, Ni, Sc, V, Cr, Ga, Al, Si, La, Y és Zr. Néhány mintában a Tl, Pb, Hf, Sn, Nb, Mo, Ni elemeket is mértek. A nyomelemadatok alapján az alábbi következtetések adódtak. A riolitok nyomelemtartalma konzekvensen kevesebb, mint a gránitok átlagáé. Nincs jele erős frakcionálódásnak, pl. kicsi a K/Rb, Ba/Rb, K/Cs. Nincs rendszeres különbség a riolitlávák és ignimbritek között, bár a legfiatalabb riolitpumicitek összetétele kissé „bázikusabbnak" mutatkozik. Az üvegfázisban és a devitrifikálódott anyagban is csökkent a Fe, Mg, Ca, Sr, Sc, Al és több benne a Cs, Rb, K, Ba, Si elem. A ritkaföldfémek frakcionálódása a riolitokban az andezitekéhez hasonlít és a kondrit és üledékes kőzetek közötti. A riolitokban kissé kevesebb az európium. A makro és mikroelemek spektruma összehasonlítható az andezit–riolit fejlődési sorral. Ezek a riolitmagmák egy triász-jura eugeoszinklinális grauwacke-argilites üledékének parciális olvadása révén keletkeztek.

*Eslamy vulkán kőzetei*

Eslamy 361 km$^2$ kiterjedésű félsziget ÉNy-Iránban, melyet teljes egészében egy rétegvulkán foglal el sokféle kőzetképződménnyel. Geológiai érdekessége miatt a területet sokan vizsgálták, mi itt HAJALILOU et al. (2009) összefoglaló munkáját vesszük alapul a helyi viszonyok ismertetésére. A beszakadt kráterközponton keresztül az idők folyamán különféle intrúziók, szubvulkáni tömegek és lávák kerültek felszínre. A központi kúp leucit-tefrit, tefrit, leucit-bazanit, bazanit és piroklasztikum összetételű. A korai magmás tevékenység káliumdús, bázikus, kovasavban telítetlen shoshonitos kőzetekkel kezdődött, majd lamprofírdájkok jelentek, meg, amiket végül felzites trachitok, szienitek, fonolitos dómok és trachidácitok követtek. Az itt előforduló kőzetek helyzetét a TAS diagramon ábrázolva a 107. ábrán találjuk, mely figyelemre méltó abból a szempontból, hogy azonos iránytangens mentén a bazanittól a trachidácitig mily sokféle kőzet található. Az eredeti kőzet K-dús alkáli magmából származott gazdag LREE és LILE és szegényedett HRE tartalommal, tehát, a mélyebb köpeny gránátos lherzolitjának parciális olvadása során keletkezett. E parentális magma olivinje, diopszidos klinopiroxénje és leucitja frakcionált kristályosodáson esett át, jelentős szerepet játszva a magma további fejlődésében. Az Eslamy vulkán két törésvonal kereszteződésében fekszik, amelyen egy légi magnetometrikus úton észlelt fő lineamens is áthalad. Az extenziós törésvonalak adtak lehetőséget az időnként a pliocénig felújuló vulkáni tevékenység magmáinak feltörésére.

Az Eslamy vulkanizmusban időrendben két kőzettartomány különíthető el. Az idős vulkanitok a TAS diagramban a bazalt-trachibazalt-tefrit-fonotefrit területet ölelik fel, míg a fiatalabbak a trachit-trachiandezit-fonolit területre esnek. A Harker-diagramok szerint a trachifonolit-szienit-szienodiorit és egy lamprofírokon belüli foidit-tefrit-trachiandezit területhez tartozónak tekinthetők e kőzetek. A tefrites bazanitos kőzetekben a $K_2O/Na_2O$ >1, sőt négyszeres is lehet. Ennélfogva e kőzetek normatív leucitot tatalmaznak sok ritkaföldfémmel. Ezek a vonások azonban a trachitokban, fonolitokban szienitekben és lamprofírekben is felismerhetők. A nagy $K_2O$-tartalom azt jelzi, hogy a leucit még száraz rendszerben kristályosodott. A bázikus földpátok hiánya pedig a diopszid kristályosodásának következménye. A Mg#/Ni, a Mg#/Cr és Mg#/Co értékei kéregszennyezésre mutatnak éppenúgy mint a 27. táblázat adatai.




**107. ábra.** Az Eslamy vulkán kőzetei a TAS diagramban (HAJALILOU et al. 2009)

A rendelkezésre álló adatokból az Eslamy kőzetek genetikájáról a következők állapíthatók meg. A klino-

piroxének normális zónássága a leucit-tefrites és bazanitos kőzetben, magma keveredést és asszimilációt követő gyors nyomáscsökkenést, száraz magma olvadását tételezi fel. A gránát lherzolit parciális olvadását követően az eredeti magma shoshonitostól ultrakáliumos összetételig terjedt. A Harker- diagram valamennyi Eslamy kőzet hasonlóságát bizonyítja, melyek a kéregszennyezés nyomait viselik magukon. A Ta, Nb, Ti negatív anomáliája szubdukciós oldatok metaszomatózisának következménye. A shonshonitos kőzetek posztkollóziós tektonikai körülmények között keletkeztek és nincs kapcsolatuk a Neothetys-szubdukcióval vagy kontinentális riftekkel.

**27. táblázat.** Eslamy nyomelemhányadok adatai

| Nyomelem hányad | Eslamy | Felső-köpeny | PM átlag | Kontinentális kéreg |
|---|---|---|---|---|
| $Ba/La_N$ | 1,29–10,95 | | | |
| $Th/Nb_N$ | 3,35–23,06 | | | |
| $Al_2O_3/TiO_2$ | 19,2 | 22 | 27,75 | |
| Zr/Nb | 14,82 | | 0,031 | 9,09 |

*Riodácit — Santorini-sziget, Görögország*

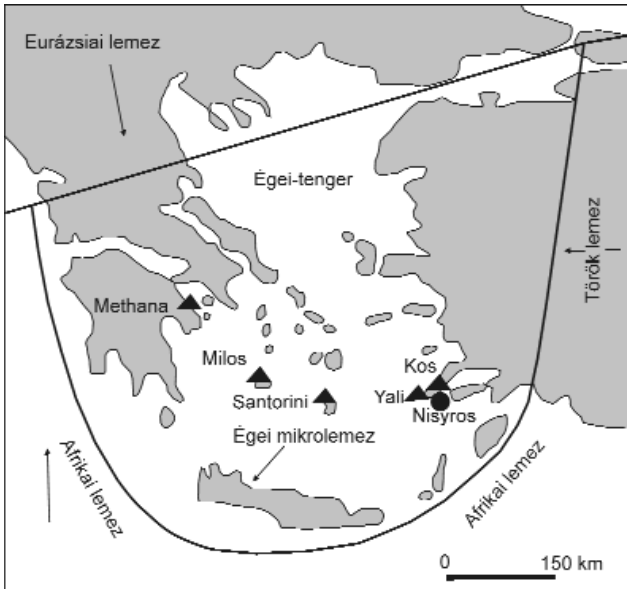
A sziget rövid történetét és magmás folyamatok oxigén fugacitási értékek szerinti nyomon követését KARBERG (2006) nyomán vesszük szemügyre. A Santorini-sziget vulkanizmusa ~600 000 évvel ezelőtt kezdődött és ebben az időben felszínre került lávák, a nyomelem vizsgálatok szerint, az eredeti bazaltmagma frakcionális kistályosodási, asszimilációs folyamatain mentek keresztül. A sziget az Égei-tengerben aktív szubdukciós zóna fölött helyezkedik el és egy mikrolemezt alkot az Eurázsiai-, Afrikai- és Török-lemez között (108. ábra).

Az Afrikai-lemez észak felé haladva az Égei-mikrolemez alá bukik s évente 5 cm-t halad előre mintegy 25–35 fokos dőlésszöggel, úgyhogy a vulkán 600 000 évvel ezelőtti működése óta 30 km mélyre jutott a litoszféraköpenybe. A szubdukciós zóna kezdetétől 170 km-re egy vulkáni ív alakult ki, melyhez a magma 20–32 km vastag kéregen át kerül a felszínre. E közben a kéregben többé-kevésbé felzikus kőzetekkel keveredik s ennek mértékétől függően, a bazaltos magmából semleges vagy riodácitos kőzetek keletkeztek.

E megállapítások más irányú megerősítésére a szerző az oxigén fugacitás ($fO_2$) meghatározásához folyamodott. Az eljárás fontos szerepet játszik a magmás kőzetek fluid fázisösszetételének meghatározásában. A folyékony állapotban a vas redox állapota fontos jellemzője a bázikus kőzetnek. A szilikátokban az $fO_2$ a Fe/Mg, $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ és Ti-tartalom függvénye. Ha az $fO_2$ kicsi, akkor a vas a szilikátokban, ha nagy, akkor a vas az oxidokban van.

Három reakció határozza meg az $fO_2$ mértékét:

$$SiO_2+2Fe+O_2=Fe_2SiO_4 \text{ (kvarc-vas-fayalit)}$$
$$3Fe_2SiO_4+O_2=2Fe_3O_4+3SiO_2 \text{ (fayalit, magnetit, kvarc)}$$
$$4Fe_3O_4+O_2=6Fe_2O_3 \text{ (magnetit, hematit)}$$




**108. ábra.** Az Égei mikrolemez földrajzi helyzete (NICHOLLS, HARRIS 1980)

A fenti oxid-szilikát viszonyok (az első két egyenlet) azért fontosak, mert többet mondanak a magmák kondíciójáról, mint az oxidok egymás közötti viszonya. Az oxid-szilikát viszony ráadásul hőmérséklet-érzékeny, szemben az oxidokkal. A Mg és Ti is hozzájárul a szilikátok stabilitásához a magnetit és ilmenit esetében. Ha a Mg beépül vas-szilikátokba azokat nagyobb $fO_2$ értékekig stabilizálja, úgyhogy az olivin és hematit egymás mellett létezhetnek ha forsteritről van szó. Az oxigén fugacitás értékének meghatározása történhet direkt módon (a hűlő bazalt lávagőzeinek mérésével), vagy koexisztáló Fe-Ti és szilikátásványok arányának meghatározásával.

A szerző végső következtetése az, hogy a Santorini-szigetek bazaltjának redox állapota 400 000 éve változatlan. A log $fO_2$ szigetívjegyeket mutat mészalkáli vonásokkal, ami azt erősíti meg, hogy a magma kölcsönhatásban volt a szubdukált óceáni kéreggel. Minthogy a santorini parentális bazalt (<51% $SiO_2$) 600 000 éven át változatlan volt fel kell tenni, hogy évszázezredeken át nyugalmi állapotban volt, vagy a kéreg alján keveredett és homogenizálódott időnkét a felszínre törve.

*Riolit — Eucarro Riolit, Gawler Range, Dél-Ausztrália*

ALLEN, MCPHIE (2002) munkássága alapján ismerjük az 1,6 G éves (mezoproterozoos) Gawler Range vulkánjainak kőzeteit és sajátos tulajdonságait. A vulkáni tevékenység sokféle, a bazanittól a felzikusig (dácit, riodácit, riolit) terjedő kőzeteket produkált, melyek közül az Eucarro Riolitot emeljük ki. A kőzet első szembetűnő sajátsága rendkívüli mérete. A riolitok esetében a gyakoribb 1 $km^3$ térfogat helyett az Eucarro Riolit kiterjedése legalább 675 $km^3$ vagyis a legnagyobb vulkáni egységekhez, a felzikus ignimbritekhez és lávaárakhoz hasonlítható. A 300 m vastag kőzet kiterjedt

intrakontinentális, ~1592 M év korú (mezoproterozoikus) eruptív sorozat tagja ~225×15 km kiterjedésű területen foglal helyet. A riolit sávos elrendezésben 72–74% $SiO_2$ mellett mafikus ásványként piroxéneket, de néhol amfibolt és olivint is tartalmaz. Gránitos és mafikus kőzet számos helyen, de legfeljebb 5 térfogat%-ban található a riolit testben és nyilvánvaló jelét viseli annak, hogy ezeket a riolit az erupció során vonszolta magával. A laterális összetételbeli variációk, a szövet és lokális összetételű lávafolyásokból arra lehet következtetni, hogy az Eucarro Riolit egy keleti irányú törésrendszer mentén elhelyezkedő anyagból vezethető le, melynek mélysége néhány tíz km lehetett. A riolittal párhuzamosan dácitok, riodácitok fordulnak elő és a 28. táblázat adataiból az látható, hogy a riodácit és dácit „fejlettebb" kőzet és mind a három kőzet alapanyaga hasonló és riolit összetétel felé tart. A három fácies tehát egy riolit alapolvadékból indult, plagioklász, K-földpát és kevés kvarc kristályosodásával. A plagioklász dúsulásával előbb a riodácitok, dácitok alakultak ki és gyülekezetek a magma kamra felső részében.

**28. táblázat.** A riolit, riodácit és dácit kvarc inklúzióinak és a 3 fácies alapanyagának összetétele (KAMENETSKY 2003)

| Inklúzió kvarcban | $SiO_2$ (g/g%) | $Al_2O_3$ (g/g%) | $Na_2O$ (g/g%) |
|---|---|---|---|
| Riolit esetében | 72,0–76,0 | 13,2–15,6 | 2,5–4,2 |
| Riodácit,dácit esetében | 75,5–78,3 | 11,2–12,7 | 1,7–2,2 |
| Dácit,riodácit,riolit alapanyagban_ | 77,8–80,5 | 9,9–11,1 | 2,2–2,4 |

Az Eucarro Riolitot is magába foglaló Hiltaba Formációcsoportban az inklúziók nyomelem-koncentrációja szisztematikusan növekszik az alapanyaghoz képest kivéve a Ba, Eu és Sr elemeket. A RFF csökkenő koncentrációját az alapanyagban a kristályosodás vége felé az apatit frakcionálódása határozta meg. Az okát biztosan nem lehet tudni annak, hogy az olvadt (üveges inklúziók) az alapanyaghoz és a teljes kőzethez képest erősen dúsult Th, U, Pb, Mo, Sn elemekben. Magmakamra alján a kristályosodási folyamat maradékaként K-földpát- és kvarctartalmú riolitolvadék jött létre, és ennek megfelelően az első erupciók dácitot, riodácitot és végül riolitot hoztak felszínre.

### *Granitoidok keletkezése*

A gránit a kontinentális kéreg leggyakoribb kőzete (22. táblázat). A marginális gránitintrúziók aplitokat és nagy kritályszemekből álló pegmatitokat hoznak létre. Gránitintrúziókat minden geológiai korból ismerünk, mégis figyelemre méltó, hogy a gránitképződés többsége a prekambriumban játszódott le. Keletkezése sokféle problémát és megoldási javaslatot vetett fel. A petrográfia kezdeti szakaszában, amikor a geológiai kutatás kizárólag a kontinensekre szorítkozott, úgy vélték, hogy a gránit — a többi intruzív kőzethez hasonlóan — egy parentális gránitos magma lehűlésének és kristályosodásának eredménye. A kutatás bővülése azonban olyan megfigyelésekhez vezetett, amelyek nagy kiterjedésű, a gránit kémiai és ásványos összetételével megegyező, de attól szöveti felépítés és a genetika tekintetében teljesen eltérő kőzetek létezését is kimutatták.

A szokványos gránit finomabb vagy durvább szemcsés kristályos plútói kőzet, többnyire saját alakú, szabad szemmel látható méretű ásványokkal, sőt némelykor a nagy földpátok miatt porfíros jelleggel. Átlagos sűrűsége 2,75 $gcm^{-3}$, és viszkozitása standard hőmérsékleten ~$4{,}5\times10^{19}$ Pa·S, aminek megfelelően, genetikai típusától függően, a felszíntől 1,5–50 km mélységben foglal helyet. Átlagos összetétele (tömeg%-ban):

| | | | |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 72,04 | FeO | 1,68 |
| $Al_2O_3$ | 14,42 | $Fe_2O_3$ | 1,22 |
| $K_2O$ | 4,12 | MgO | 0,71 |
| $Na_2O$ | 3,60 | $TiO_2$ | 0,30 |
| CaO | 1,82 | $P_2O_5$ | 0,12 |

*Ásványos összetételét* a QAPF diagramban (Függelék 7–2. ábra) lehet kijelölni, környezetében a többi granitoid kőzettel. A kvarctartalom >10%, földpátok közül az ortoklász, szanidin, mikroklin és a plagioklászok változatosan fordulnak elő. Jelenlegi felfogás szerint a valódi gránitkőzet egyaránt tartalmaz alkáli földptátokat és plagioklászt. Ha plagioklász nincs benne neve: *alkáligránit*, amennyiben az ortoklász meghaladja a 10%-ot, a kőzet neve *tonalit*, amely gyakran piroxéneket és amfibolt is tatalmaz. A gránitban biotit- és/vagy muszkovitcsillám fordul elő. Ha mindkettő egyidejűleg jelen van, *kétcsillámos gránit*ról beszélünk. Ennek külön jelentősége van, mert az ilyen gránitnak nagy a K-tartalma, kevés benne a plagioklász és genetikailag rendszerint S- vagy A-típusba tartozik.

A kutatás haladásával világossá vált, hogy a Föld túlsúlyát kitevő köpeny mafikus (bazaltos) összetételű s így felmerült a kérdés, hogy ilyen bázison kovasavdús magma miképpen keletkezhet. A kiindulási pont kétségen kívül a felső kontinentális kéreg „bazaltos" anyagának olvadással és szétválással együtt bekövetkező *differenciációja.* A folyamat gyakran a Bowen-reakciósorozat utolsó stádiumáig jut el, vagyis a keletkező kőzetek gránitok, granitoidok. E túlsúlyban levő intruzív kőzetek erózió hatására felszínre kerülnek, ahol óriási területeket foglalnak el. Ennek a roppant tömegű kőzetnek eredete, mely a mafikus magma derivátuma, sok tekintetben még további kérdéseket vet fel.

Először is látnunk kell a kristályosodási differenciálódás során megjelenő alapvető típusú magmák (lávák) kristályosodási hőmérsékletét és viszkozitását:

bazaltmagma: T: 1000–1200 °C; viszkozitás: 10–$10^3$ Pa·S
andezitmagma T: 800–1000 °C; viszkozitás: $10^3$–$10^5$ Pa·S
riolitmagma[50*] T: 650–800 °C, viszkozitás $10^6$–$10^9$ Pa·S

Az adatokból láthatjuk, hogy a gránit (riolit)-magma viszkozitása közel százezerszer nagyobb a bazalténál, felmerül tehát a kérdés, miként megy végbe egy ilyen nagy viszkozitású tömeg térfoglalása a környező, már meglevő kőzetek között. A nagy viszkozitás következménye a viszonylagos összetételbeli homogenitás is és a nagy tömegben történő lassú mozgás, amely végül kiterjedt plutonok keletkezésére vezet, szemben a mafikus kőzetek könnyen felszínre jutó, vékony rétegekből álló lávakőzeteivel. Egy további kérdés, mi a mélységbeli határa a gránitos kőzeteknek. Már korábban felfigyeltek a szeizmológusok egy 7,5–8,6 km mélységhatár feletti és alatti rétegek rengéssebességének különbségére, és a jelenséget Conrad-diszkontinuitásnak nevezték el. Az első feltételezés során arra gondoltak, hogy a Conrad-diszkontinuitás a gránitok és bazaltos kőzetek határát képviseli, vagyis a gránitok ilyen mélységig terjednek. Nagy meglepetést okozott azonban a szovjetek Kola-félszigeti mélyfúrása, amely 12 066 km mélységig haladt és bazaltnak nyomát sem találta. A gránit terjedelme tehát, legalább is helyileg, átlépi a Conrad-diszkontinuitást és nincs biztos támpont a mélység megítélésre. Egyes gránitfajták előfordulása azonban bizonyosan nagyobb mélységig is terjedhet, mert a lemeztektonikai működés során kontinensek ütközése a lemezhatárokon nagy hőtermeléssel jár és a kéreg anyaga megolvad. A Tibeti-fennsík alatt, ahol a kéreg vastagsága közel 80 km, magnetotellurikus adatok szilikátolvadékot mutattak ki. Ennek kristályosodása gránit, riolit keletkezéséhez vezet.

Visszatérve a kontinentális kéreg leggyakoribb kőzeteihez, ezek mind kovasavban dús kőzetek. A szubdukált óceáni kéreg kismértékű olvadása és differenciálódása a magma összetételét az eutektikus pont irányába tereli, amely magmából gránit kristályosodik. A frakcionált kristályosodás redukálja az olvadék Fe-, Mg-, Ti-, Ca-, Na-tartalmát és növeli a K és Si mennyiségét, tehát sok káliföldpát és kvarc, vagyis a gránit fő komponensei jönnek létre. Ez a folyamat tekintet nélkül a parentális magma jellegére és kémiai összetételére mindig granitoidok keletkezésének irányába vezet.

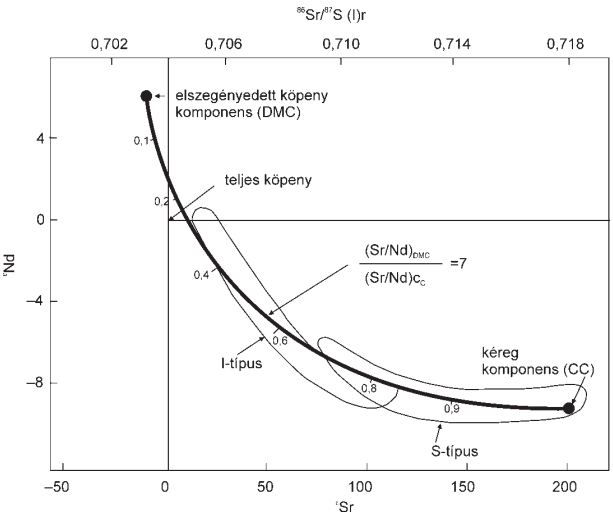
A gránit azonban nem csak magmás úton, hanem már előzetesen létező (ideértve szediment) kőzet anatexise révén is keletkezhet. Az anatexis alatt egy ultrametamorf folyamatot értünk és a jelenséget magát *gránitosodásnak* hívják. In situ metamorfózis által termelt hővel bekövetkező gránitosodást a gneisz textúra kivételével nehéz elképzelni. A gránitosodás kritikus pontja a *migmatit*-állapot, amely az elmélet szerint egy világos gránitos komponensből (neoszóma) és egy sötét színű metamorf komponensből (paleoszóma), ill. ezek keverékéből áll. Kétségtelen, hogy a granitizáció során sok víz jelenléte, diffúziós ioncserék, főleg $K^+$- és $Na^+$-ionok mobilizációja és a gránitosodó anyaghoz történő hozzájutása szükséges. E folyamat során a gránit és a befogadó kőzet határai elmosódottak és érintkezési felületük nagy területen szabálytalanul alakul. PITCHER (1979) a kétféle eredetű gránitot betűjellel is megkülönbözteti: az *I-típusú (intruzív) gránitok* bazaltos magmából származnak, *S-típusú gránit* szediment, vagy más protolit anatexise révén keletkezett. A kétféle gránit megkülönböztetése Sr-izotópokkal is lehetséges. Mivel I-típusú gránitok a szegényedett felső köpenyből, az S-típusúak pedig szilárd kéreg stronciumban gazdag sziál üledékeiből erednek, a következő szabály érvényesül:

I-típusú gránit $>{}^{87}Sr/{}^{86}Sr = 0{,}7060 >$ S-típusú gránit (109. ábra).

Közelünkben e két típust az osztrák Alpokban is látjuk, ahol a Tauern-csoport I-típusú, a tőle keletre eső Raab-Alp variszkuszi anyag újraolvadásából keletkezett S-típusú gránitokból állnak.

A gránitok változatainak jelzésére a szakirodalomban másféle jegyekkel is találkozunk. *M-gránitnak* a közvetlenül a mafikus köpenyből kristályos frakcionálódással keletkező gránitot jelölik (ha van ilyen, mert frakcionált kristályosodással nehéz gránithoz jutni). Az *anorogén A-típusú gránit* a hotspot aktivitás terméke, extrém száraz alsó kéregből érkezik különleges ásványos összetétellel. A Yellowstone kaldera riolitja ennek a gránitnak megfelelője. Nyomelemtartalom specifikumai alapján egyes előfordulásokban *A–1, A–2, A–3 jelű gránitot* is megkülönböztetnek.

A *magmás eredetű* gránit képződése, melynek összetételét a Bowen-reakciósorozat utolsó (kis hőmérsékletű) tagjai alakítják, rendszerint tholeiites magma frakcionált kristályosodásával. A plutón keletkezése gyakran vulkáni tevékenységgel is egybeesik. A kőzet alkáligránit és közelében e sorozat effuzív tagjai andezit, dácit, riolit is gyakran megjelennek. Maga a gránit a szomszédos befogadó kőzettől élesen határolódik el kis kontaktöv kíséretében, és nincs kétség afelől, hogy folyékony állapotban érkezett. A folyamat megértésében az okoz gondot, hogy miképpen alakul üres tér




**109. ábra.** Az I-és S-típusú gránitok megkülönböztetése $\varepsilon_{Sr}$ vs $\varepsilon_{Nd}$ diagramban (MCCULLOCH, CHAPPELL 1982)

[50*] A gránit viszkozitása közönséges hőmérsékleten és nyomáson $4.5\times10^{19}$ Pa·S.

pl. egy 10 km átmérőjű és sok km$^3$ kiterjedésű batolit befogadására. Sok ellenőrizhetetlen elgondolás alakult ki, amelyekre nem térünk ki.

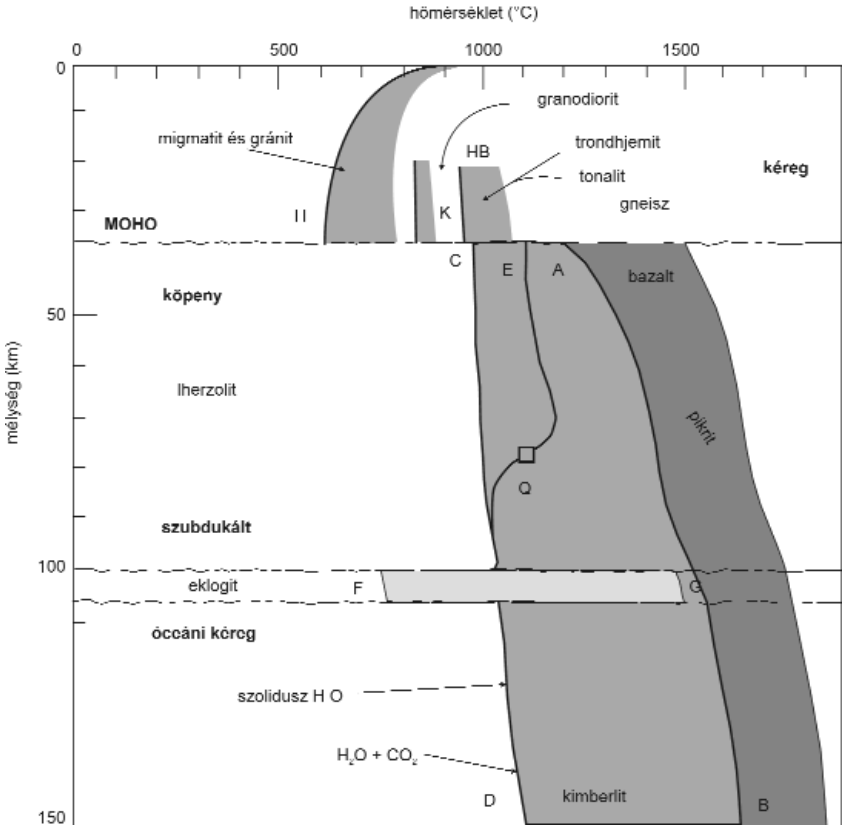
A kiindulás tehát egy bazaltos magma differenciálódása, de ez nem szorítkozik kizárólag a többnyire figyelembe vett parciális kristályosodásra. A keletkező kőzetek sokfélesége arra utal, hogy az eredeti mafikus kőzet többféle folyamaton mehetett keresztül.

A *frakcionálódás mechanizmusai* alatt azokat a folyamatokat értjük, melyek az eredetileg homogén anyagtól eltérő összetételű kőzeteket hoznak létre. Ezzel minden esetben együtt jár olvadás közbejöttével az anyag atomos méretekig terjedő szétválása, transzportja és új összetételű kőzetté alakulása, vagy más anyagokkal történő keveredése. Legfontosabbak: frakcionált kristályosodás, nem keveredő olvadékok, hibridizáció, asszimiláció, gravitációs és konvekciós effektusok, kristályflotáció.

*A gránit eredete geokémiai szempontból*

Mielőtt a részletekbe bocsátkoznánk, tekintsük a granitoidok tektonikai megjelenési módját (111. ábra, 29. táblázat), amit orogén, átmeneti és anorogén típusra oszthatunk.

Az **I-típusú gránit** képződését a 110. ábra segítségével képzelhetjük el. A szubdukált óceáni kéreg kismértékű olvadása és differenciálódása a magma összetételét az eutektikus pont irányába tereli, amely magmából gránit kristályosodik. A magma kialakulása során a környező kőzetekkel történő keveredés, asszimiláció is végbemehet, de az eredeti magmára utaló nyomok megmaradnak.




**110. ábra.** A parciális olvadási viszonyok a szubdukciós konvergens lemezek alatti 100 km-es mélységben

AB: a száraz peridotit szolidusz görbéje, CD: a víztartalmú peridotité, EQD: a CH-oxidált peridotité, H: víztatalmú gránité, K: a biotit dehidratációs olvadásé, HB: tonalit (BROWN et al. 1991)

*Az I-típusú gránit*

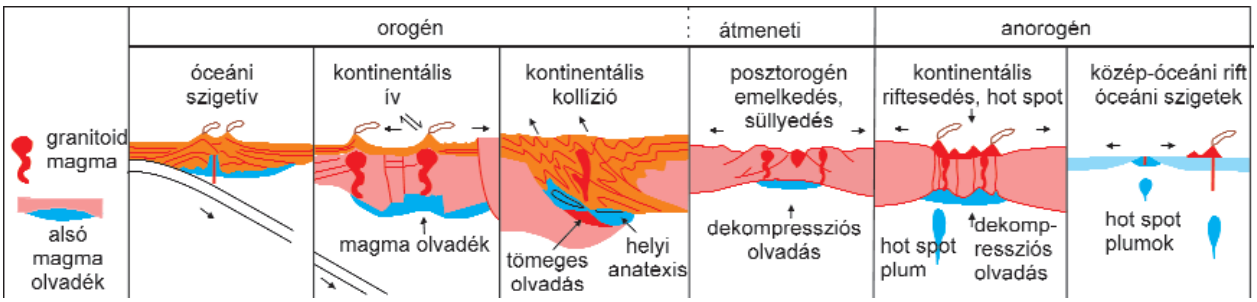
Keletkezése maga is összetett jelenség. Ámbár az eredet módját, mint láttuk két fő típusra (I- és S-gránit) különíthetjük, mindkettő több változatban jelenik meg, s ezek keveredhetnek is egymással. Az I-típus jelzés (intruzív) nem jelent többet, mint hogy a kőzet olvadt magmából kristályosodott. A magma kiindulási anyaga azonban sokféle lehet: a felső köpeny (A-, M-típus), a szubdukciós övben kismértékű parciális olvadás, de lehet metapélit, metamorf kőzetek (migmatit, gneisz. granulit, amfibolit) részleges olvadásával keletkezett olvadék, amit a teljes olvadás esetén szintén magmának kell tartanunk. A protolit ritkábban lehet mélykéregbeli metamorfizált mafikus kőzet is, de ehhez nagyobb hőmérséklet szükséges. Migmatizált kőzet további intenzívebb hő hatására parciálisan I-típusú gránittá alakul. Benne a plagioklász dominál és frakcionált kristályosodással *monzonitos, tonalitos vagy granodioritos* összetételt vesz fel. A megfelelő vulkáni kőzetek: *dácit, trachit, trachidácit*. A magma sűrűsége és viszkozitása miatt mindig felfelé mozog és más meglevő kőzetekbe hatol. Más a helyzet, ha metamorfizált üledékes (de akár plútói) kőzetek ultrametamorfózison (anatexis) esnek át és helyben maradva gránitkőzetté alakulnak.

A granitoid kőzetek petrográfiai osztályozása bonyolult és kéféle elgondoláson alapul. A (geo)kémiai osztályozás alapja a kémiai összetétel következő három féle variációját veszi tekintetbe: Fe*=FeO/(FeO+MgO), vagy FeOT/(FeOT+MgO), a módosított alkáli-mész index MALI = ($Na_2O$+$K_2O$)– CaO és az alumínium telítettségi index ASI = Al/(Ca–167P+K+Na). Az Fe* a vas és magnézium alapján különbözteti meg a granitoidokat majd tovább osztályozza azokat a MALI- és ASI-értékek szerint. Mivel az alkálikus kőzetek nem valószínű, hogy peraluminiumosak, a mészalkáliak pedig nem peralkálikusak ezért az előbbiek figyelembevételével 16 féle változatot lehet megkülönböztetni. A tradicionális IUGS osztályozás kizárólag a kvarc,

plagioklász és alkáli földpátok modális viszonyára építi fel osztályozását és nincs tekintettel a genetikai viszonyokra. Ennek kiegészítésére szolgál a 111. ábra. 29. táblázat.

A gránitok keletkezési körülményeit nyomelem-nyomelem variációs diagramokkal is vizsgálhatjuk.

Erre többek között a 112. ábrán feltüntetett (Y+Nb) vs Rb vagy az (Y+Ta) vs Rb diagramok alkalmasak.




**111. ábra.** A kőzetek (köztük a gránitok) tektonikai megjelenési módozatai (PITCHER 1983)

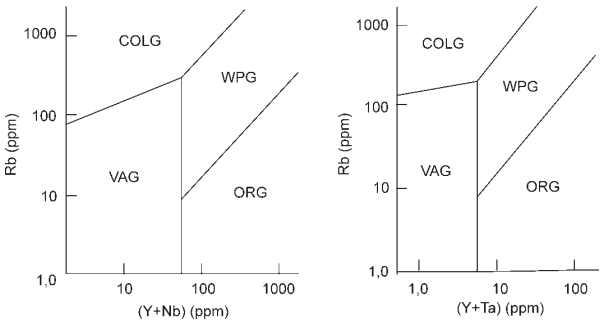
**29. táblázat.** A magmás kőzetek tektonikai megjelenés módjuk szerinti jellemzése (BARBARIN 1990)

| | Orogén | | | Átmeneti | Anorogén | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | óceáni szigetív | kontinentális ív | kontinentális kollízió | posztorogén felmelegedés és kollapszus | kontinentális riftesedés Hot spot | közép óceáni hátságok, óceáni szigetek |
| Példák | Bougainville, Salamon-szigetek Pápua-Új-Guinea | Ny-Amerika, Kordillerai mezozoikumi batolitok | Manslu és Lhotse Nepál, britt armorikai masszívum | britt késő kaledóniai plutonok, variszkuszi proterozoos hegység | nigériai gyűrű oslói rift, britt tercier magmás provincia, hot spot Yellowstone | Oman és Troodos, Izland, Ascension- és Reunion-szigetek |
| Geokémia | mészalk. > thol. M-típus és I-M hibrid, metaalumin. | mészalkáli I-típus > S-típus metaalkálitól peralkáliig | mészalkáli S-típus, peraluminiumos | Mészalkáli I-típus, S (A)-típus, metaperalum. | alkálikus A-típus, peralkálikus | tholeiites M-típus, metaaluminiumos |
| Közettípusok | kv-diorit | tonalit és granodiorit > gránit vagy gabbró | migmatit és leukogránit | Bimodális granodiorit + diorit-gabbró | gránit, szienit + diorit-gabbró | plagiogránit |
| Jellemző ásványok | amf.>bt. | amf, bt | bt, ma, amf, grt, als, crd | amf > bt | amf, bt, egirin, fayalit, rbk, arfvd | amf |
| Kapcsolódó vulkanizmus | IAB-tól nadezitig | nagytömegű andezit és dácit | rendszerint hiányzik | bazalt és riolit | alkáli lávák, tufák | MORB és OIB |
| Eredet | maf. Magma parc. olvadása | Mafikus magma parciális oldása + kéreganyag | Recirlkulált kéreganyag parciális olvadása | alsó kéreg parciális olv. + köpeny vagy középső kéreg anyag | köpeny parc. olv. + alsó anhidr. kéreg | köpeny parc. olv. és frakc. kristályosodás |
| Olvadási mechanizmus | szubdukciós energia, fluid transzport, a slab speciálisan oldott anyagai felszínre kerülnek | | Tektonikus vastagodás + radiogén kéregmelegedés | emelkedő asztenoszféra + magma | hotspot és a köpeny adibatikus emelkedés | |

TAYLOR, MCLENNAN 1995 a gránitok tagolására az $^{18}O/^{16}O$ arány értéket is felhasználja. Három csoportot különböztet meg: normális gránit ($\delta^{18}O$ 6–10‰ között), nagy $^{18}O$ tartalmúak ($\delta^{18}O$ >10‰) és kis $^{18}O$ tartalmúak ($\delta^{18}O$ < 6‰). E tekintetben a granitoidok világszerte a normális típusba tatoznak. Kis $^{18}O$ tartalmú gránitok óceáni ívekben jelennek meg, ahol nincsen kontinentális kéreg, vagyis az ilyen gránitok teljesen köpeny eredetűek.

*Az S-típusú gránit*

Egyik meglehetősen elterjedt és jól tanulmányozott módja a *migmatit* részleges olvadása során képződő gránit. A jelenséggel sok kutató főleg WHITE, CHAPPELL 1977, 1988, 1990, PHILLIPS et al. 1981, MILLER, MITTLEFEHLDT 1982,




**112. ábra.** Gránit tektonikai eredet szerinti „osztályozása" nyomelem – nyomelem diagramok alapján

COLG=Collisional Granite, ORG=Orogenic granite, VAG=Volcanic Arc Granite, WPG=Within PlateGranite (PEARCE et al. 1984)

MITTLEFEHLDT, MILLER 1983, FLOOD, SHAW 1975, CLEMENS, WALL 1988, COLLINS 1996, BROWN, D'LEMOS 1991, OBATA et al. 1994, JUNG et al. 1998b, PATTISON, HARTE 1988 foglalkozott.

A migmatit üledékes, ritkábban bázikus kőzet kismértékű olvadása révén keletkezik. Az agyagos kőzetekből parciális és/vagy frakcionált olvadással derivált anyag illókban és inkompatibilis elemekben gazdag S-típusú gránittá alakul. Nagy K-tartalma miatt némelykor leucit is megjelenik benne. A teljes kifejlődés során *szoros értelemben vett gránit, adamellit vagy szienit* és ezek vulkáni megfelelői a *riolit és riodácit* keletkezik.

A migmatit tehát fontos kiindulása a gránit képződésének és kétféle típusát különböztetik meg. A sztromatikus migmatit kisebb (anatexit), a nebulit nagyobb hőmérsékleten keletkezett (diatexit) migmatit. A migmatit voltaképpen az intruzív és metamorfizált kőzet közötti állapot. A migmatit ugyanis nem teljsen megolvadt anyagból és nem kizárólag szilárdtest reakciókkal keletkezett, hanem részleges olvadással. A megolvadt részét *neoszómának* nevezik, amely a megolvadt részből és a reakció folytán keletkező ún. „peritektikus ásványokból" áll. A nem olvadt részt *paleoszóma*nak hívják, mint a migmatit változatlan részét. De ez sem tökéletesen változatlan, mert az olvadás során, a reakciók részben ezekre is kiterjednek és porózussá teszik, ezért a maradékot *rezisztát*nak nevezik. Az oldott anyag kristályosodva gyakran kvarcot és földpátot tartalmazó, tehát világos színű *leukoszómát* hoz létre és gyakran megfigyelhető, hogy helyben maradt (in situ) csomókat alkot. Erre mutat az is, hogy a sztromatikus migmatitokban a leukoszómák elrendeződése a metaüledékét követi. A szabálytalan, diffúz textúra sokszor a mafikus komponenssel mutatkozó keresztrétegeződés is az anatexisnek felel meg. Tulajdonképpen egy regionális metamorfózisról van szó, amit egy gránitmagma tovább hevített. A leukoszóma a következőképpen áll elő:

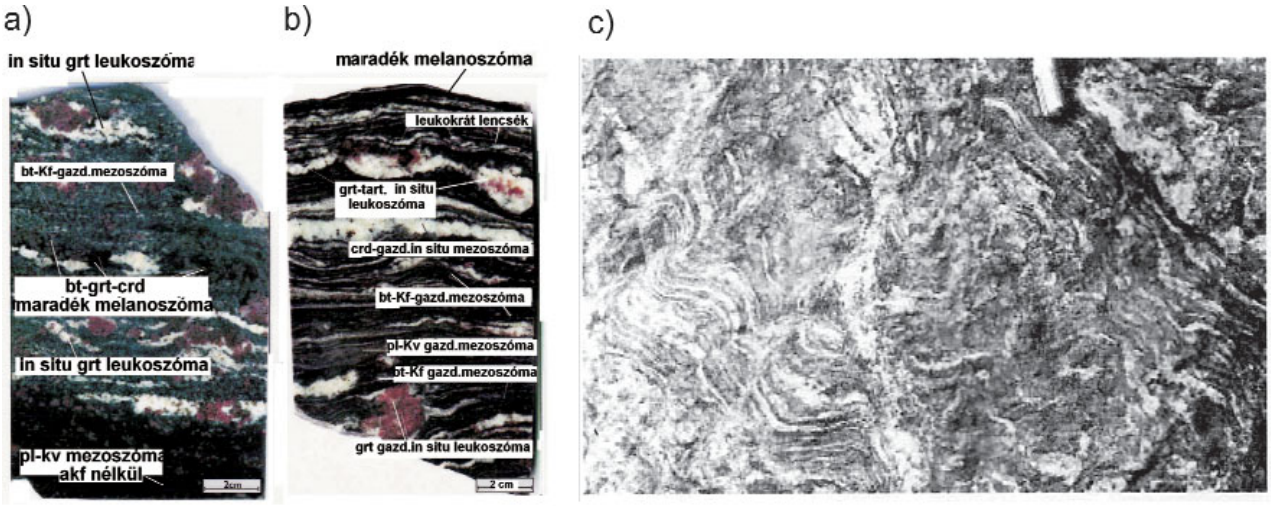
$$Bt \pm Crd + Pl + Sil + Kv + H_2O \leftrightarrows Grt + KFp + olv$$

Bt= biotit, Crd= cordierit, Pl= plagioklász, Sil= sillimanit, Kv= kvarc, Grt= gránát, KFp= K-földpát

A leukoszómában több az $SiO_2$, sok a $Na_2O$ (>4,2%) és CaO (>1,7%) de kevés a $K_2O$ (<2,4%), FeOT, $TiO_2$ és MgO. Kicsi a Rb/Sr (0,59–0,73) és Sr/Ba (0,53–0,95) aránya is, ami arra utal, hogy a leukoszóma víztelítettség mellett kristályosodott (HARRIS, INGER 1992). A Li, Pb, Zn növekedésével kevesebb a Rb, Ba, Y, Nb és az LRRE és HRRE is az európiumot kivéve, amely elemek inkább a melanoszómákban gyülekeznek. A leukoszómák fontos tulajdonsága, hogy kémiai összetételük rámutat parciális fúzió útján keletkezett olvadékból történt keletkezésükre. Ezzel kitűnő lehetőséget adnak az anatexis során végbemenő kémiai frakcionálódás tanulmányozására.

A visszamaradó *melanoszóma* sötét színű komponensek (biotit, gránát amfibol, cordierit) keveréke. Nyomelemei a metapelitektől csaknem megkölönbözhetetlenek (BEA et al. 1994) A leukoszóma és melanoszóma keveredését *mezoszóma* elnevezéssel illetik (113. ábra). E két komponens gyakran a gneiszekben is megjelenik. A folyamat kialakulásához magasabb hőmérsékletre, továbbá sok vízre és illó anyagra van szükség, hogy a szilárd komponensek szolidusz hőmérséklete csökkenjen. A melanoszóma összetételét a vashoz és magnéziumhoz kötődő elemek jellemzik: kevés Ti, Al, Fe, Mg, K, Rb, V, Cr, Sc, a P és Nb. A Ni, Y, Zr pedig sok hasonlóságot mutat a grauwackéhoz. A gránátmentes melanoszómában kissé csökken a FeOT, a MgO, Y, Nb. Az összes RFF kevesebb, mint a metapelitekben, de a LREE és HREE frakcionálódása sokkal kifejezettebb. Az Eu/Eu* = 0,28–0,41.

Kétféle migmatitot különböztetünk meg: vízzel telített és telítetlen változatot. Előbbire a kvarc, földpát biotit, utóbbira a vízmentes peritektikus ásványok, a gránát, cordierit, ortopiroxén jellemző. Fölmerül az a kérdés is, hogy a parciális




**113. ábra.** Migmatitok
**A:** Átmenet a Pl-Kv és Bt-KFp mezoszónák között, **B**: különböző összetételű mezoszómák (RICHTER 2001), **C:** párhuzamosan futó gyűrt leukoszómák (SAWYER 2000)

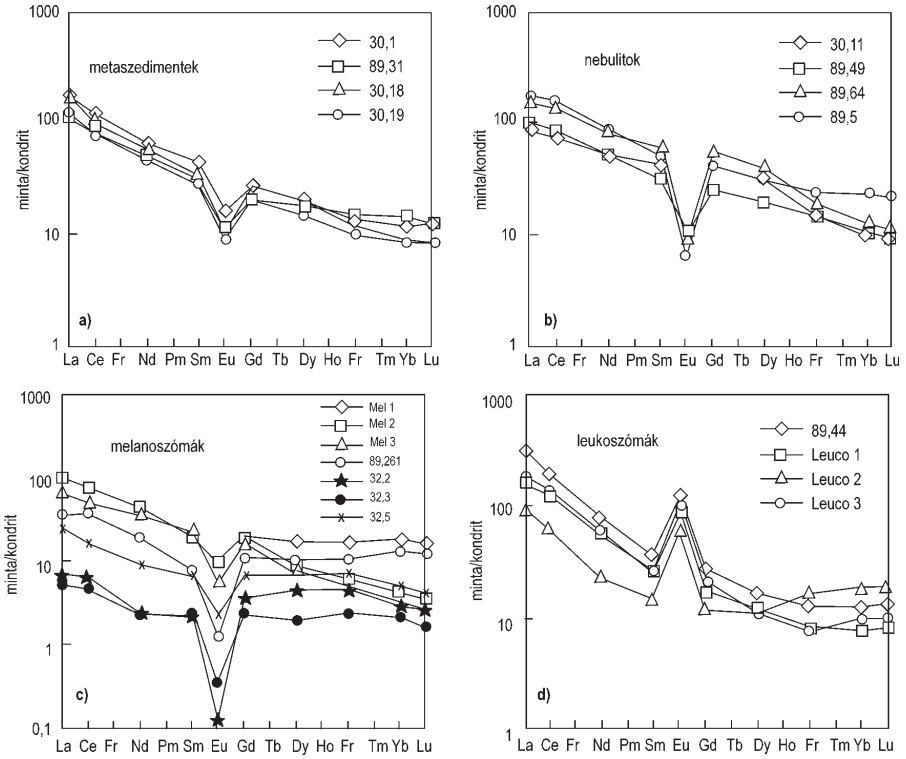
olvadás esetében az olvadék egyensúlyban[51*] van-e a maradékkal. A kémiai egyensúly létrejöttében többek között az időfüggő diffúzió, felületi folyamatok játszanak szerepet és valószínű, hogy 800 °C fölött a főkomponensek egyensúlyba jutnak. Nem bizonyos azonban ez a nyomelemek esetében, amint azt ZENG et al. (2005) a kaliforniai Sierra Nevadában a Nd-egyensúly hiányával kapcsolatban kimutatta. Mivel a migmatitosodás régiójában magasabb hőmérséklet nem fordul elő, migmatitos szövetű mafikus kőzettel ritkán találkozunk, hacsak nem a mélykéregben keletkezettel. Ha a migmatitot valamilyen folyamat magasabb hőmérsékletre hevíti, a leukoszómák megolvadnak, hálózattá egyesülnek és előáll a gránitkőzet.

*Metaszedimentek*

A migmatitok kiindulási kőzetei rendszerint Al, Fe, Mg, Ti elemekben gazdag metapelitek, melyekben a $K_2O$>$Na_2O$ és kevés a CaO. A gránitokhoz viszonyítva a metaszedimentek $Al_2O_3$-, FeOT-, $TiO_2$- és MgO-tartalma nagyobb, míg a $Na_2O$-, CaO- és $K_2O$-tartalma kisebb. A viszonylag sok biotit miatt a Rb, Ba, Zn, V növekedett, a Sr, Pb, Co, Cu, Cr, Ni közepes és a többi nyomelem a RFF-kel és a negatív Eu-anomáliával együtt a PAAS értékeknek felel meg. Ez alól csak a K/Rb arány (100–160) tér el és jóval kisebb, mint a PAAS-ban. A migmatit kissé nagyobb hőmérsékleten kialakult változata a nebulit, amit erősen csökkent Sr, Ca, Na, kevésbé csökkent Eu, Pb, Ba és kissé növekedett K, La, Rb, Al, Mg, Yb és Fe jellemez.

A migmatitok egy másik, de sokkal ritkább kiindulási anyaga a metagrauwackit, benne a metapelitekhez viszonyítva kevesebb a Na-, Ca-, Ti-, Fe-, Al-, Mg- és K- és több a $SiO_2$-tartalom. A gránit parciális kiolvadási hőmérsékletét a Zr, LREE, $P_2O_5$ telítődési egyenletek (MONTEL et al. 1992) felhasználásával lehet meghatározni, feltéve, hogy nincs frakcionált kristályosodás vagy idegen anyag bekeveredése.

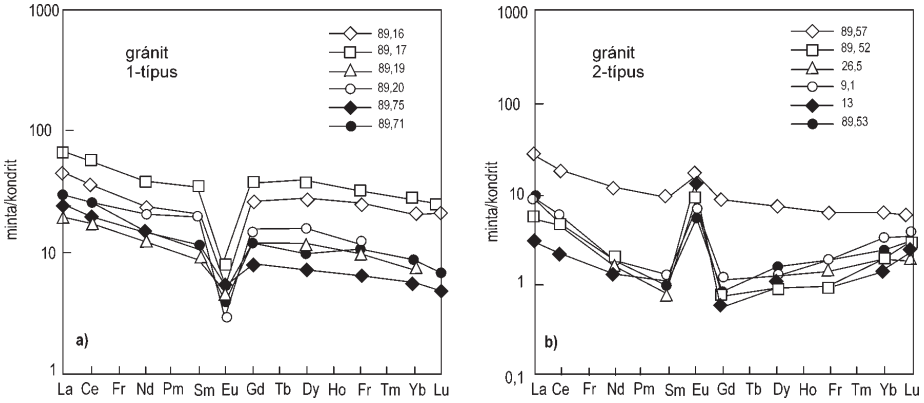
Ezek szerint egy peralumíniumos olvadék Zr-telítettsége 150-250 ppm esetén 800–860 °C-nak felel meg. Hasonló hőmérsékletet mértek[52*] más előfordulásokban is (pl. VIELZEUF, MONTE 1994). A gránitosodási folyamat nyomon követhető többek között a ritkaföldfémek spektrumának alakulásával. A namíbiai Damara-orogén területén a gránitosodás menetét a JUNG et al. (1999) által végzett részletes vizsgálatok alapján mutatjuk be a 114. ábra segítségével. Itt a metaszedimentektől a migmatitokon át a gránitokig az átalakulás teljes sorozata helyben nyomon követhető. A ritkaföldfémek s ezen belül az Eu mennyisége különösen jellemző a lezajlott folyamatokra. A 114. ábra, A részén a csekély változást szenvedett metaszedimentet a relatíve sok RFF, de a Ca és Na (plagioklászok) kioldódása miatt Eu-hiány jellemzi. Amikor a kőzet migmatosodik (nebulit), a RFF átlagos mennyisége nem változik, de az Eu csökkenése fokozódik. A migmatit melanoszómájában a plagioklász hiánya miatt az Eu mennyisége tovább csökken (114. ábra, C), ugyanakkor a plagioklász




**114. ábra.** A migmatit és komponenseinek ritkaföldfém eloszlása (JUNG et al. 1999)
**A**: metaüledékes kőzet, **B**: nebulit (migmatit), **C**: melanoszóma, **D**: leukoszóma. A jelzett minták adatai a Damara-orogén (Namíbia) előfordulásra vonatkoznak

[51*] Miután a földi folyamatok sohasem zártkörűek, egyensúlyról csak közelítő értelemben beszélhetünk.
[52*] A nyomás hőmérséklet viszonya kísérleti körülményekben: $P_{H_2O}$ = 5 Kb ~640 ±7 °C.

a leukoszómában gyülekezik és így benne a koncentrálódás miatt az Eu-pozitívra változik (114. ábra, D). A 115. ábrán kétféle gránitot látunk, az első (A) több melanoszómát, a második (B) több leukoszómát tartalmaz s ez által az Eu mennyisége az elsőben negatív, a másodikban pozitív értéket vesz fel.




**115. ábra.** A: több melanoszómát, B: több leukoszómát tartalmazó gránit RFF spektruma (Damara Orogén) (JUNG et al. 1999)

*Gránit-migmatit*

*A namíbiai központi Damara*-orogén Oetmoed Komplexumában JUNG et al. (1999) szintén végeztek vizsgálatokat és egy másik jelenséget emeltek ki. A szóbanforgó kőzet: maradék-gazdag, gránát és cordierit S-típusú gránit és gránát-cordierit–K-földpát metaszediment, sztromatikus (palaeredetű) migmatit és nebulit. Mindkét típusa a migmatitnak korlátos in situ parciális olvadással keletkezett víz jelenlétében 700 °C és 5 kbar nyomáson. A sztromatikus migmatit melanoszómái nem valódi maradványok, hanem valószínűleg az in situ megolvadt kőzet és metaszedimentek reakciós zónái. A leukoszómák *elszegényedett LREE és HFSE* közötti egyensúlytalanságot jeleznek, amely *jellemző minden alacsony olvadáspontú migmatitra*. A $\delta^{18}O$ értékek a melanoszómában és leukoszómában folyadék jelenlétére utalnak. A nebulitok inkább maradványásványok, mint a melanoszómák vagy metaszedimentek, ami azt mutatja, hogy az olvadék és a maradék elkülönülése mehetett végbe. A cordierit és gránáttatalmú xenolitok a gránitban nem az intruzív gránitképződés maradékai, hanem a visszafogott nyomelemekből arra lehet következtetni, hogy a befogadó kőzet parciális olvadásának következményei. A fő és nyomelemek adatai és a nagy $\delta^{18}O$ értékek arra vallanak, hogy a gránát- és cordierittartalmú gránitok metapelitek vízben szegény parciális olvadásával jöttek létre. Az S-típusú gránitok keletkezésével kapcsolatban a frakcionális kristályosodást, mint fő tényezőt emelték ki (PHILLIPS et al. 1981). Mások e mellett a forráskőzet összetételének is jelentőséget tulajdonítanak. Utóbbiak szerint fontos szerepet játszott a metaszedimentek részleges olvadása, majd az olvadék és tűzálló maradék elkülönülése (FLOOD, SHAW 1975). Későbbi tanulmányok alapján COLLINS (1996) három komponens szerepét hangsúlyozta: a köpenyét, alsó kéregét és a középső kéregét a granitoid kőzetek spektrumának kialakulásában. Az olvadék és maradék elkülönülése lineáris trendhez igazodik a variációs diagramon. Viszont nem egyensúlyi olvadás esetében gránitolvadék keletkezik különböző elemekkel, melyek a diagramon külön helyet foglalnak el.

Egy másik megközelítés, amely mutatja a probléma összetettségét a forrásanyag felderítésében a migmatitok tanulmányozása: A migmatitok a kéreg anatexis különböző fokát képviselik és szerepük összekapcsolja a nagyfokú metamorfózist és a tág értelemben vett gránitképződést (BROWN, D'LEMOS 1991). Annak ellenére, hogy sok (de nem minden) megfigyelés igazolja a regionális mértékű migmatit komplexumok tér-időbeli kapcsolatát a gránitokkal az orogén zónákban, mégis a migmatitok és plutonok kapcsolata nem teljesen világos. Ugyanis a migmatitok képviselhetnek egy gránitképződés által közrefogott állapotot is, de állhat a migmatit egy szomszéd pluton kontakt hatása alatt is. E kérdések tanulmányozására a geológiai adottságok alapján igen alkalmas a namíbiai központi Damara-orogén és a finnországi Oripää Komplexum.

A granitoidok képződésének az eddigiektől eltérő kiindulási anyagait is ismerjük. Ilyenek: a *granulit fácies*, amely 700 ±50 °C és 5–15 kbar nyomáson keletkezik. Ásványos összetétele: antipertites plagioklász, alkáli földpát (50%-ig terjedő albittartalommal) és $Al_2O_3$-ban gazdag piroxén. Az *amfibolit granulit szubfácies* maga is egy átmeneti hidratált és vízmentes, vas-magnéziumos ásványokból áll, melynek két szélső tagja az amfiboltól a piroxénig terjed.

E kőzetek köréből a granulitot és hozzá közeli gneiszt említjük, mint gyakori kiindulási kőzetet. A granulit sávos, finom szemcsés metamorf kőzet, amely főleg kvarcból és földpátból áll, kevés gránát kíséretében (német, angol definíció). Összetétel szempontjából hozzá közeli kőzet a gneisz, de még finomabban szemcsés, a foliáció kevésbé feltűnő és több gránátot tartalmaz. A granulit ásványszemcséi gömbölyödöttek, nincs éles határuk, sőt a szomszéd ásvánnyal egybefonódnak, a mozaikszerű szövettípus a granulit mikroszkópi jellegzetessége. Muszkovit és a biotit változó arányban van jelen és párhuzamos elhelyezkedése rétegességet kölcsönöz a kőzetnek. Bázikus plagioklász nincs benne vagy ritka. A

járulékos ásványok, melyek a kialakuló gránit nyomelem-összetételére lesznek hatással: apatit, cirkon, Fe-oxidok, amfibol, riebeckit (ritkán), epidot, zoisit, kalcit, titanit, rutil, orthit, turmalin, andaluzit, sillimanit, kianit és hercynit.

Az amfibolit és granulit közötti átmenetet az alábbi átalakulások kísérik:

$$\text{amfibol} \rightarrow \text{piroxén} + H_2O$$
$$\text{biotit} \rightarrow \text{K-földpát} + \text{gránát} + \text{ortopiroxén} + H_2O$$

vagyis a hidrátos Fe-Mg-ásványok teljesen vízmentes proxénekbe mennek át. Így a piroxén is megjelenik és ekkor az amfibol és piroxén közötti nyomelemeloszlásra NEHRING et al. (2007) a közép-finnországi (800–950 °C-on, 9–11 kbar nyomáson a késő-archaikumban keletkezett) granulitok esetében a következő megállapításra jutottak. Összehasonlítva a $D_{\text{ásvány/olvadék}}$ és $D_{\text{amf//cpx}}$ partíciós koefficienseket a ritkaföldfémekre vonatkozóan a

$$D_{\text{ásvány/olvadék}} = 3 \times D_{\text{amf//cpx}}$$

összefüggést nyerték.

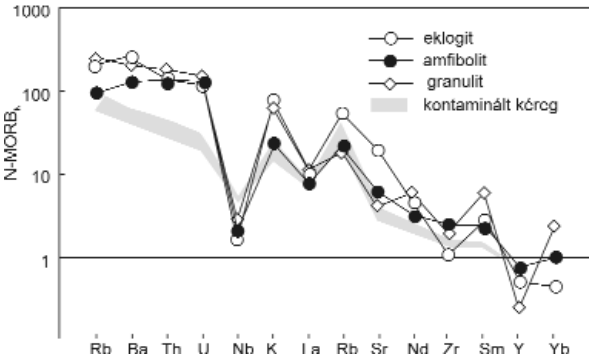
A granulitok nagy hőmérsékleten és gyakran nagy nyomáson, tehát a kéreg alsó részein keletkeznek. Összetételük változó, mert sokféle protolit adottságait öröklik. Különböző változatai is ismertek. A világos savanyú granulitok arkóza és homokkő keverékéből keletkeztek (szász granulit) a sötét színűek bázikusak és főleg Indiából ismeretesek („trap granulit"). Összetételük plagioklászból, piroxénekből (augit, hipersztén) és gránátokból áll, tehát a gabbróra emlékeztetnek, de biotitot, amfibolt és kevés kvarcot is tartalmaznak.

Gránit keletkezésének protokőzete a korai-archaikumban elterjedt *TTGd gneisz* is lehet, tekintettel a kis Nb, Ta, Ti és Nb/Ta értékekre, ami a modern szigetívek Mg-andezitjeihez teszi hasonlóvá. Ezt úgy magyarázták, hogy a TTG gneiszek képződéséhez szubdukciós folyamat is hozzájárult. A bazaltos kéreg parciális olvadásával kis Nb/Ta értékű gránátos amfibolit keletkezik, amelyből eklogit hozzájárulásával (szubdukció) TTGd vezethető le (Rapp et al. 2003). Azonban a szubdukció beindulását több szerző csak a késői-archaikumra teszi és így Foley et al. (2003) szerint a korai Föld Mg-dús olvadéka és sok víz jelenléte — szubdukció nélkül — vezethetett kis Nb/Ta-arányú és kevés Pb-tartalmú TTGd gneisz kialakulására.

A gránitosodás legfontosabb kiindulási kőzeteiben a fontosabb inkompatibilis elemek eloszlását a 116. ábra tünteti fel. A granulit és amfibolit felsorolt nyomelemei a Rb, Ba, Th, kis mértékben a Sm és Yb kivételével csaknem azonosak a teljes kéregével. Itt említjük, de a gránitok tárgyalása után részletesebben is kitérünk a kontinentális kéreg mélyebb zónáiban elterjedt gneiszekre és charnockitokra, amely kőzetek összetétele csaknem megegyezik a gránitokéval és gyakran maguk is gránittá alakulhatnak.

A gránitok eredet szerinti megkülönböztetésére általában alkalmas a stronciumizotópok arányértékén kívül a ΔLi értéke is a következők szerint:

| | $^{87}Sr/^{86}Sr$ | ΔLi (L-Svec)[53*] |
|---|---|---|
| I-típusban | <0,7060 | +1,9-től +8‰-ig |
| S-típusban | >0,7060 | –0,1-től +2,1‰-ig. |




**116. ábra.** Inkompatibilis elemek a gránitosodás protokőzeteibenés a kontinentális kéregben

*Gránit — San Basilio, Szardínia–Korzika batolit*

Peralumíniumos cordierit tartalmú hercíniai intruzív batolit („nem minimum olvadékból"). Ásványai: plagioklász, kvarc, biotit, gránát. $Kor_{(Rb-Sr)}$: 305±23 M év, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_j$ = 0,71105± 0,00041, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{(305\ M\ év)}$= 0,7092–0,7109 és $\varepsilon_{Nd\ (305\ M\ év)}$ = 6,6–7,4, $SiO_2$ 60,3-67,7%.

A továbbiakat di VICENZO et al. 1996 nyomán tárgyaljuk. A frakcionált végső tagokban (tholeiit, alkáli és mészalkáli kőzetek) kevés Cr, Ni, Mg, Co, V, Fe, Mn, Ca, Sr, P, Ba. Az $Eu^{2+}$ a plagioklászban van és sok a Cs, Rb, U, Th, K, Ti, Li, Be. A Sr és Nd értéke a kéregolvadék és mafikus magma keveredésének függvénye. Az egyszerű keveredés csak a nem alkáli elemek variációjából számítható, mivel az alkáli elemek eloszlása diffúziós tömegtranszport függvénye. A gránitok nyomelemeinek geokémiai modellezése során a kvarc–földpát-tartalmú protolitben nagyfokú parciális olvadást, a biotit szerkezet összeomlását, a gránáttartalmú maradék granulitban T>750–800 °C hőmérsékletet és P>6 kbar nyomást számítottak.

*Gránit — Gouldsboro, Main állam partmenti magmás provinciája, USA*

A provinciát gránitpluton uralja, de petrogenetikailag kapcsolatban van az egyidejű és kiterjedt mafikus magmákkal (WIEBE et al. 1999). Az előfordulás ezért különösen érdekes, mert a plutonkomplexum megőrzött egy felzikus magmakamrát, alatta pedig vele egyidős mafikus magmát, a kettő között hideg mafikus réteget és pillow-típusú anyagot a

[53*] H. Svec által előállított Li-karbonát standard. Értéke: $^6Li/^7Li$=0,00023

gránitban. A mafikus kompomens izotópösszetétele nagyon változó vagy már mélységben elszenvedett kontamináció miatt, vagy a magmakamrába injektált dájkok anyagának keveredésével.

A pluton gránitjában az Nd-koncentrációja a legnagyobb ($\varepsilon_{Nd}$ = + 3,0), míg a mafikus kőzetekben a régióhoz képest a legkisebb ($\varepsilon_{Nd}$ = + 3,5), ami a kétféle kőzet kölcsönhatásának következménye. Ott, ahol a felzikus komponens idegen környezetben van a Sr és Nd nem konzistens és a Nd relatíve kevés ($\varepsilon_{Nd}$ = + 2 –+1). Az előfordulás azért fontos, mert az egyébként gyakori gránit és mafikus kőzetegyüttes előfordulása és kölcsönhatása itt is közvetlenül megfigyelhető.

*Gránit (charnockitos gránit) — Rogaland terület, DNy-Norvégia*

A magmás provinciában előforduló gránitintrúzók anortozit kőzetekkel mutatnak rokonságot. A Fe/Mg értéke szerint két típusra oszthatók. A nagy Fe/Mg arány a charnockitos sorozatra, a kis Fe/Mg arány a hornblende-biotit gránitokra jellemző. Ugyanakkor a Sr-izotópok a két csoport hasonlóságát és azonos korát fejezik ki. A charnockitok és a anortozit-norit sor egy nem frakcionált szekvencia tagjai, állandó $La/Lu_N$ = 5 értékkel, miközben a $La_N$ folyamatosan növekszik.

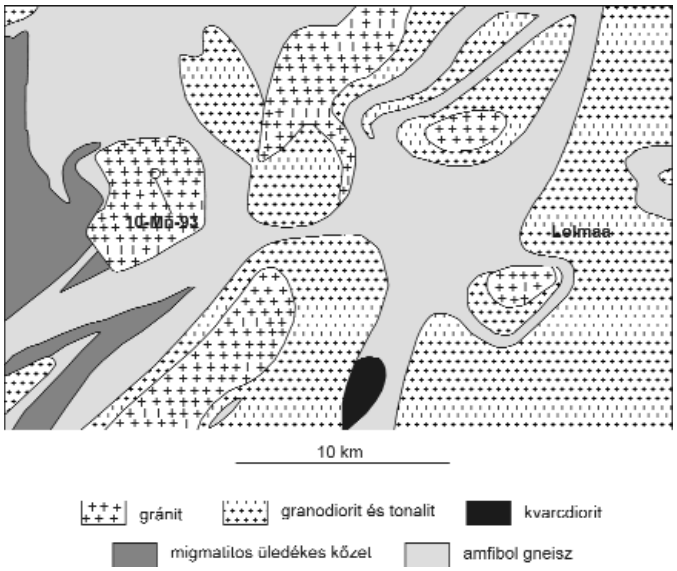
Az anortozit-norit pozitív Eu-anomáliája a fejlődés során csökken. A primitív charnockitban még fölös Eu-tartalom van (Eu/Eu*=2), de a fejlettebb kőzetben már negatív anomália fejlődik ki, a fölöslegben levő plagioklász miatt, amely a korai magma és plagioklász tökéletlen szétválásának következménye.

A gránitsorozat különböző fokozatba sorolható a RFF frakcionálódása szerint. A vörös gránitokban különlegesen sok könnyű (LREE) és közepes (HREE) ritkaföldfém van. $La/Sm_N$ = 7–10 és nincs Eu-anomália. A második fokozatban (Tranevåg és Holum) a gránit $La/Sm_N$ már csak 3, a ritkaföldfémek a La és Lu között csökkennek, arányuk a = 13–14 jelezve, hogy a HREE kis mértékű Eu-anomáliával együtt jelen vannak. A következő gránit fokozatban (Lingdal) a $La/Lu_N$ = 8–10, jelentősebb Eu-anomáliával. A piroxéneket is tartalmazó, főleg kvarcból és pertitből álló kőzetben, a kvarc Al, Ti, Li és Ge nyomelemtartalma jelentős és mivel a Ti kompatibilis, a Ge inkompatibilis elem, arányuk információt ad a gránitmagma fejlődéséről. A Ge/Ti arány geotermométerként is használható mert nagysága a hőmérséklet függvénye. A kvarc kristályosodása a charnockit formációban a gránitaplit és pegmatitokhoz hasonlóan 850–645 °C közé esik.

Fentiek szerint a *rogalandi* gránit fokozatosan fejlődött ki és benne a növekvő REE-vel csökkent az Eu-hiány is. A radiometrikus és relatív kor is arra mutat, hogy a jobban frakcionált tagok idősebbek, mint a kevésbé frakcionáltak. Mindebből az következik, hogy az olvadék frakcionált kristályosodás helyett, egy gránáttartalmú forrással történt részleges fúzió útján jött létre. A kísérleti vizsgálatok is igazolták, hogy gránát-lherzolit részleges fúziója olyan granodiorit olvadékot ad, amelyből erős frakcionálódással kis Fe/Mg, Tranevåg-típusú gránit keletkezhet. Másfelől az anortozittal rokon kőzetek, mint a nagy Fe/Mg-charnockitok, a felső köpeny bázikus magmájából számaznak (PETERSEN 1980). A charnockitot kezdetben granulit kőzetnek, gneisznek tartották, mai felfogás szerint magmás eredetű gránit. Első előfordulását Indiában megtaláló Charnockról nevezték el.

*Gránitok — Hidalgo és Grant Country (prekambrium), Burro hegység (kainozoikum) Új-Mexikó*

Két, egymástól független gránitintrúzió 1460 (Hidalgo) és 1220 M éves (Grant Country) előfordulást vizsgáljuk meg. Az ~1400 M éves gránit anorogén eredetű, a későbbi pedig nincs pontosan dokumentálva. Az idősebb hidalgói gránitban az $\varepsilon_{Nd(1460\ M\ év)}$ = +2,3–+2,8 a fiatalabb gránitban az $\varepsilon_{Nd}$ +1,2–2,2 közötti érték. E körzetben a Little Hachet hegységben az $\varepsilon_{Nd}$=+1,3–2,2 érték szintén egy prekambriumi fiatalabb gránitra utal. A Burro hegység kainozoos gránitjainak a 33,5 M év, $\varepsilon_{Nd\ (0\ M\ év)}$= –7,3 és a 32,5 M év, $\varepsilon_{Nd\ (0\ M\ év)}$= –6,5 értékei nagyobbak, mint a prekambriumi gránitoké ($\varepsilon_{Nd\ (0\ M\ év)}$= –16 – –9) és kraton eredetre utalnak.




**117. ábra.** A centrális Finnországi granitoidok egymáshoz viszonyított helyzete (RÄMÖ 2001)

*Gránitok — Oripää, Közép-Finnország gránitkomplexuma (CFGC)*

Paleoproterozoos képzőmények 1,89–1,87 G évesek (117. ábra). Jellemzőjük a bimodális (szilikátos-mafikus) magmás asszociáció, extenziós tekonika (RÄMÖ, NIRONEN 2001). Van ezen kívül egy posztkinematikus kompkexum (1,8–1,7 G év). Az izotóp-összetétel regionális differenciákat mutat a Svecofennian-ív komplexummal, tehát a két gránit különbözött egymástól (LAHTINEN et al. 1997).

*A kőzet kora.* Az U-Pb módszerrel cirkonban mért kor 1851 és 1861 M év, míg monacitban $^{207}Pb/^{204}Pb$ módszerrel 1794±M év kor adódott (NIRONEN et al. 2000*)*. Az oripääi gránit Nironen szerint a duktilis

metamorfózis csúcspontján 1870 M éve paraszedimentből helybeni olvadással, szegregációval és ennek megfelelő szövettel (118. ábra) keletkezett. A kőzet korát hozzávetőlegesen a Nd- tartalom, illetve az ebből számított $\varepsilon_{Nd}$ értékből is meg lehet határozni.

*Kémiai összetétel*: peralumíniumos, sok $SiO_2$ (75,3%), $K_2O$ (6,9%), kevés $Na_2O$ (2,3%), CaO (0,31%), $Fe_2O_3$ (0,43%), MGO (0,10), $TiO_2$ (0,05%) jellemzi a kőzetet.

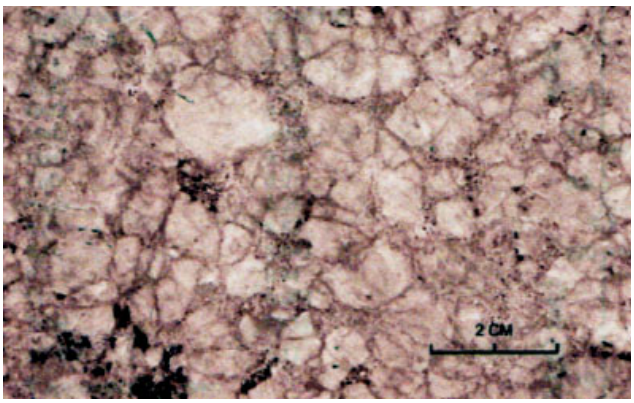
Nyomelemek közül a Ba (1042 ppm), Sr (371 ppm), Pb (42 ppm), viszonylag sok. (NIRONEN et al. 2000). Többi nyomelem kevés vagy nagyon kevés, Zr (46 ppm), La (11,5 ppm) három REE (Er, Lu Nb) kimutatási határ alatt. Pozitív Eu-anomália (Eu//Eu* =+1,54). Ebből következtetve az Oripääi Gránit bizonyosan frakcionált kristályosodáson esett át.

*Izotópok*: Sm (1,35 ppm) és Nd (8,8 ppm) kevésnek mondható, ami erős gazdagodásra vall könnyű RRF elemekben. A $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0,09263 és a számított $\varepsilon_{Nd\ (1860\ M\ év)}$ =+2,5. Ez az érték a DMM esetében 1,94 G évnek felel meg, ami ~50 M évvel haladja meg az itteni mért értéket. Hangsúlyozandó, hogy a Pb (42 ppm) relatív nagysága az uránhoz (0,65 ppm) és a thóriumhoz (3,83 ppm) képest az alkáli földpátban és a teljes kőzetben közel áll egymáshoz. A földpát $\mu_2$ értéke 9,67 s így rajta van a 2170 M év trend görbén, ami az Pb kis terjedési sebessége miatt nem szignifikáns eltérés.

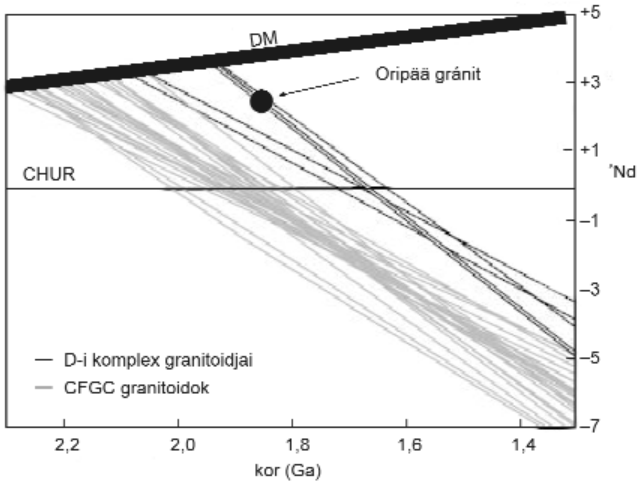
A finnországi granitoid kőzetek manapság nagy figyelmet kapnak, mert kitűnő helyszínei a gránit petrogenezis, a tektonika, a protolitok és magmafejlődés kérdéseinek vizsgálatára. Az itt található sokféle kőzet közül az S-típusú Oripääi Gránitot emeljük ki RÄMÖ et al. (2001) tanulmánya alapján. A gránit a CFGC nyugati részén, Turkutól 60 km-re található és egy kis blokkot (20 km$^2$) alkot metamorf kőzetekkel (migmatit, amfibol, gneisz) körülvéve (117. ábra).

*Következtetés* A kőzet geokémiai szempontból peralumíniumos karakterű kevés mafikus (Fe, Mg, Ca, Ti) elemekkkel, ami metaszediment eredetre utal, Ez vagy in situ megolvadt szegregációt jelent (NIRONEN et al. 2000), vagy a gazdapluton maga is metaszediment eredetű volt. Összetételének jellegzetességeit A/CNK vs A/NK diagramban a 119. ábra szemlélteti.

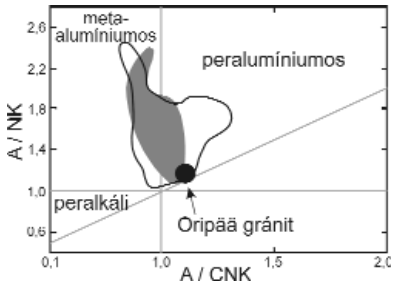
Összehasonlítva az Oripääi Gránitot a CFGC-vel (121. ábra) látható, hogy az utóbbi egy metamagmás kőzetből deriválódott és a $\mu_2$ értéke olyan, mint az Oripääi Gránité. Utóbbi nagyobb $\mu_2$ értéke az üledékes származás mutatója, mert a felső kéreg U/Pb értéke általában nagy. Feltehető hogy az Oripääi Gránit egy kiterjedt K-gránit migmatitzóna része, Az Oripääi Gránit más tekintetben is különbözik a poszt-kinematikus CFGC gránittól a torogén ólom tekintetében. A $^{208}Pb/^{204}Pb$ az Oripääi Gránitban mindig nagyobb, mint az $^{206}Pb/^{204}Pb$-ot ugyanolyan arányban tartalmazó CFGC-ban. A számított Th/U ~7,4 is üledékes eredet mellett szól. Az Oripääi Gránitban a radiogén Nd szerepe szintén fontos a genetika megítélésében, miután $\varepsilon_{Nd\ (1850\ M\ év)}$ = +2,5, amiből következik, hogy az üledékes detritusz relatíve fiatal képződmény volt (120. ábra).



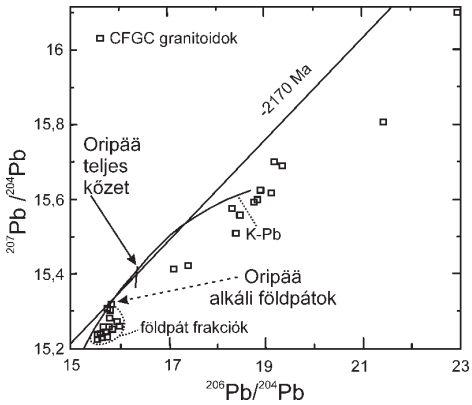

**118. ábra.** Az Oripääi gránit csiszolt felületéről készült fotó (RÄMÖ 2001)




**119. ábra.** Az Oripää Gránit hozzávetőleges kora az $\varepsilon_{Nd}$ értékek alapján számítva (RÄMÖ et al. 2001)




**120. ábra.** Az Oripää Gránit helyzete az A/CNK vs A/NK diagramban (RÄMÖ et al. 2001)



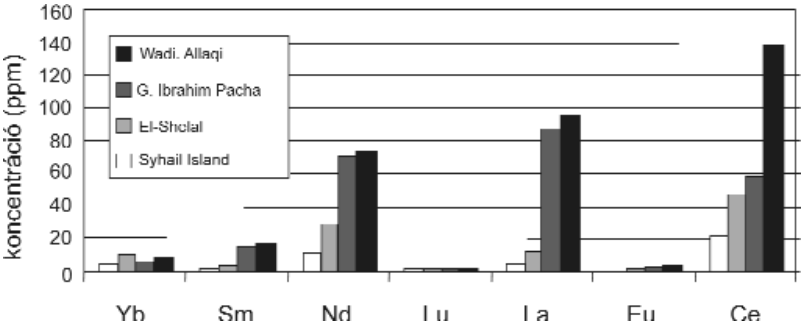

**121. ábra.** Az Oripää Gránit $^{206}Pb/^{204}Pb$ vs $^{207}Pb/^{204}Pb$ diagramja. Az Oripää gránit (különösen a földpátok) és a CFGC granitoidok $^{206}Pb/^{204}Pb$ értékei csaknem azonosak (RÄMÖ et al. 2001)

*Gránit — Singhbhum Gránit a Chaibasa központi masszívumban, India*

Az előfordulás azért érdemel figyelmet, mert itt nem egy gránitképződési genetikai sorozatról van szó, hanem nagyon különböző geológiai és fizikai-kémiai körülmények között keletkezett gránitokról, melyek nyomelem összetéte visszatükrözi az eredeti kőzet adottságait (ROONWAL 1972). A következő elemeket vizsgálták: V, Cr, Ga, Y, In, Sc, Co, Ni, Cu, Ba, Sr, Sn, Pb, Zr. A Ga, Y, Sc eltér az átlagos értékektől. A gránitban általában sok a Ga és Y, de itt több van a báziskőzetben. A gránitra csökkent Sc jellemző és ebben az esetben nincs különbség a bázis és gránit Sc-tartalma között. A Pb ellentétes viszonyban van a K és Ca elemmel és a gránitosodás során e tekintetben változás nem következett be. A Zr és Si inverz jellege a cirkon ásvány mennyiségétől függően érvényesül.

*Gránit — Asszuán, Egyiptom*

Az ókori klasszikus kőbányák körüli térségben négy helyről (El-Allaqi, El-Shelal, Gabel Ibrahim Pacha és Syhai-sziget) gyűjtött mintákat és neutronaktivációs analízissel néhány RFF-re vizsgálta EL-TAHER (2006). A fontosabb megállapítások: a szóban forgó gránitok közül az első kettő idősebb, a utóbbi kettő fiatalabb kőzet, de a pontos kor nincs megadva. Az idősebb kőzet szürke színű közepesen durvaszemcsés gránit, plagioklász, kvarc és K-földpát ásványokkal. A fiatal gránit rózsaszín-piros közepesen durvaszemcsés és összetételében K-földpát, kvarc, közepestől bázisosig terjedő plagioklász vesz részt. Mafikus ásványok: biotit, kevesebb muszkovit, vas-oxid ásványok (hematit, vas-oxid-hidroxidok). A vizsgálati erdeményeket a 122. ábrán látjuk feltüntetve.




**122. ábra.** Asszuáni gránitok ritkaföldfém elemeinek gyakorisága az idősebb és fiatalabb gránitokban (EL-TAHER 2006)

Megállapítható, hogy az idős gránitokban az Yb kivételével a RFF elemek gyakoribbak, mint a fiatalokban. Az idős gránitok nagyobb RFF tartalma kapcsolatban áll a kőzetben előforduló radioaktív U-Th ásványokkal (uranotorit) és cirkon, titanit, monacit és apatit ásványokkal, melyek RFF elemeket is tartalmaznak.

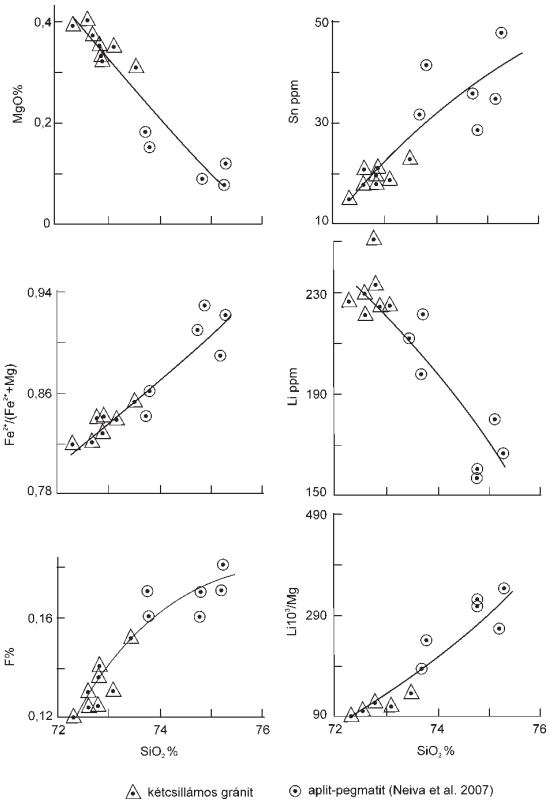
*Gránitos aplit, pegmatit — Arcozelo da Serra, Gouveia, Portugália*

A *kőzetek:* 290 M éves durvaszemcsés porfíros muszkovit>biotit granodiorit-gránit átmenet, és 288 M éves közepesen finomszemcsés, mérsékelten porfíros kétcsillámos (muszkovit=biotit) gránit. A gránitok a kambriumi metagrauwakke komplexumba a variszkuszi gyűrődés 3. fázisában nyomultak. Belőlük 0,2–1 m széles aplit-pegmatit szillek indulnak 500–700 m hosszúságban.

*Petrográfia*. A gránitok ásványai: kvarc, mikropertit, mikroklin, plagioklász, biotit, muszkovit, cirkon, apatit, monacit, ilmenit és rutil. A muszkovit>biotit gránitban andaluzit, sillimanit, turmalin is előfordul. Az aplitok és pegmatitok kvarc, mikropertit, ortoklász, mikroklin, albit, biotit, klorit, muszkovit, gránát (almandin és spessartin), turmalin, berill, cirkon, monacit, apatit, ferrokolumbit, manganokolumbit, ferrotantalit és ritkábban arzenopirit ásványokból állnak. Nagyon ritka a montebrasit és spodumen.

*Geokémia* NEIVA et al. (2007) vizsgáltai szerint: Minden gránit peralumíniumos. A Mu>Bi granodiorit-gránit átmenetben az A/CNK =1,03–1,08, míg a többi gránitban A/CNK = 1,15–1,39. Az aplit-pegmatitokban nagyobb a $SiO_2$ F, Sn, Rb és kisebb a $TiO_2$, FeO, MgO, CaO, Zn, Zr, Y, Sr, Ba, Th és a RFF koncentráció, mint a gránitokban. A 123. ábrán látható variációs diagramból látjuk, hogy az aplit-pegmatit azonos frakcionálási trendet mutat a kétcsillámos gránittal, sőt a $\delta^{18}O$ értékek is hasonlóak, ellentétben a többi gránittal, vagyis a pegmatitok a kettős csillámú gránitból származnak.

*Ásványok geokémiája*. Az aplit-pegmatit K-földpátja a gránitokhoz képest azonos vagy kevesebb Ba-t és több $P_2O_5$-t tartalmaz. A gránitokban $Fe^{2+}$ biotitokat, míg az aplit-pegmatitokban




**123. ábra.** Az Arcozelo da Serra gránit fő-és nyomelem variációs diagramja kétcsillámos gránit aplit-pegmatit (NEIVA 2007)

inkább sziderofillitet találnak, amelyben több $Al^{VI}$, Mn, F és kevesebb Ti és Mg van, mint a gránitok biotitjaiban. A teljes $Fe^{2+}$ tartalom a sziderofillitben több, mint a kétcsillámú gránitokban és a Mu>Bi gránitokhoz hasonló. Az aplit-pegmatit szillek muszkovitjaiban több a Mn, Na és kevesebb a Ti, Mg, mint a gránitokban, de több a Fe, F és Li mint a kétcsillámú gránitokban. A végső következtetés abban foglalható össze, hogy az aplit-pegmatit szillek a kétcsillámú gránitból származnak. A kisebb csökkenést jelentő eltérések az ásványok frakcionálódásának tudhatók be: LREE esetében a monacit, a HREE esetében az apatit változása miatt.

*Monzogránit, granodiorit — Negash-pluton, Észak-Etiópia*

Az előfordulás alkalmas a felzikus és mafikus magma kölcsönhatásának tanulmányozására (ASRAT et al. 2004). A pluton kőzetei: monzogránitok, granodioritok, hibrid kvarc monzodioritok, piroxén monzodioritok, (l. függelék 7–2. ábra), melyek cirkonban U-Pb módszerrel mérve 608±7 M éve foglalták el mai helyüket. A kiindulási kőzetek kora, a pozitív $\varepsilon_{Nd}$ (+3,46-+5,40) alapján, 0,8–1,08 G évesnek bizonyult. A mafikus és felzikus kőzetek térbeli kapcsolata azt mutatja, hogy az alsó érintkezési felületen, már fenokristályokat tartalmazó granodioritba egy mafikus anyag injektálódott és a csatornában emelkedve a kétféle magma hibridizálódott, ami a pluton ÉNy-i részén figyelhető meg. Itt a kőzetben a $^{87}Sr/^{86}Sr_{(608\ M\ év)}$ = 0,70260-0,70350 és a $\varepsilon_{Nd(608\ M\ év)}$ = +3,9 től+5,9-ig terjed. Ezzel párhuzamosan a RFF közül a $(La/Nb)_N$ = 9,9-17,7 növekszik, sok a nagy litofil elemek (Ba, U, K, Sr) mennyisége és csökken a Nb és Ta a primitív köpenyhez képest. A piroxén monzonitokban anomálisan nagy a Ti/Zr, Ti/Y és Ti/V és ezek akkumulátos kőzetek.

A mágneses szuszceptibilitási anizotrópia módszerével mikrostrukturális viszonyok tisztázása vezetett a plutonképződés egészének megértéséhez. A pluton ÉNy-i része monzogránitokból áll, zónás plagioklász, biotitmag köré kristályosodott sajátalakú amfibol, acikuláris apatit ásványokkal. Sok telér, szinplutói dájk fejlődött ki mafikus-felzites pulzálással. Másfelől 10 méteres nagyságrendben a diorit és granodiorit ujjasan összefonódott tömegeiben kör, vagy elliptikus mafikus zárványok fordulnak elő. A monzogránitok, granodioritok mészalkáli differenciálódási trend szerint képződtek, míg a kvarc monzodioritokban a többiéhez képest nagyobb a Fe/Mg arány. A piroxén-monzonitokban anomálisan nagy a Ti/Zr, Ti/Y és Ti/V arány s ez arra vall, hogy ezek kumulátos kőzetek. Kémiai szempontból a piroxén és kvarc monzodioritok egy parentális gabbródioritos magmából frakcionált kristályosodással vezethetők le. Az egész pluton olvadékban gazdag, kis viszkozitású anyagból, egy kitörés előtti közbülső magma kamrában differenciálódott és keveredett kőzetekből áll.

*Gránit (S-típus) és granodiorit (I-típus) — Guoveia, Ibériai-masszívum, Portugália*

A terület a Variszkuszi-öv része s benne U/Pb (cirkon) módszerrel megállapított 481,8±5,9 M éves peralumíniumos, biotitos granodiorit az ordovícium elején alakult ki (NEIVA 2007). A granodioritot $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{482\ M\ év}$ = 0,7036, $\varepsilon_{Nd\ 482\ M\ év}$ = 2,5 és $\delta^{18}O$ = 8,84‰ érték jellemez s ebből a kőzet köpeny eredetére következtethetünk.

A variszkuszi ívben hét peralumíniumos kétcsillámos S-típusú gránittömb is előfordul, melyek U-Th-Pb (monacit) kora 288–304 M év közötti. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ =0,7086–0,7129 és a $\delta^{18}O$ = 10.34–13,34‰. Az átlagos Sn-tartalom 16~40 ppm, ami a kéreg átlagos 3 ppm-jéhez képest, ennek az elemnek a gránitban ismert dúsulását jelenti. Az értékek ingadozása pulzálva végbement folyamatra utal, és a gránittestek egyedi frakcionálódású trendjét jelzik. A cirkonban mért kor azonban ~300 M év és 2100 M év, amiből az következik, hogy a gránit üledékes kőzet parciális olvadásával keletkezett és a nagykorú cirkonok a korábbi, idősebb üledék tartozékai voltak.

A gránittestek a fő és nyomelemekre vonatkozóan olyan frakcionálódási trendet mutatnak a csillámok és a ritkaföldfémeket illetően, hogy ezzel a Rb-Sr izokrónon foglalnak helyet. Az elemzés azt is kimutatta, hogy egyes fiatalabb gránitok, idősebb gránitok frakcionált kristályosodásával jöttek létre. A kezdeti $^{87}Sr/^{86}Sr$ és $\delta^{18}O$ értékek az idősebb gránittól a fiatalabbak felé növekszenek, ami azt jelenti, hogy a frakcionális kristályosodás metaszedimentek asszimilációjával is együtt járt. A frakcionális kristályosodás következménye az egyes gránitok Sn-koncentrációjának növekedése.

*Gránit pegmatit — Magas-Tátra nyugati része*

BURDA (2007) közlése nyomán a Magas-Tátra Ny-i részében peralumíniumos, sok vizet és kevés nyomelemet tartalmazó kőzetből 700 °C körüli hőmérsékleten, pegmatitok keletkeztek, melyek eredete metamorf kőzet részleges olvadásához köthető. A teljes kőzet Rb/Sr izokrón görbéje alapján a képződés a herciniai időben 345±9,5 M éve zajlott le, amikor is a $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,70625.

A kis Sr-izotópérték a kiinduló kőzethez jelentősen hozzájáruló köpenyanyagra vezethető vissza.

*Greizengránit*

A gránitosodás során kizárólag K-dús S-típusú gránit képződésekor előfordul, hogy folyadékok, a hűlő gránitmagma utolsó vízben gazdag fluidumai felhatolnak és ha felül elzáródnak a kőzet greizenesedését idézik elő. A fellépő fáciesek:

— Kis mértékű greizenesedés: muszkovit ± klorit, turmalin, fluorit.

— Greizengránit: kvarc, muszkovit, topáz, fluorit ± turmalin és a gránit eredeti szövete változatlan.

— Masszív greizenesedés: kvarc, muszkovit, topáz, fluorit±turmalin az eredeti szövet megváltozásával. A turmalin lehet szétszórt, vagy csomókban tömörödött vagy késői hasadékot kitöltő.

A greizenesedés tektonikai szempontból általában olyan szubdukciós zónákban fejlődik ki, ahol szubdukált üledékek és felzikus kőzetek fordulnak elő. A folyamat kizárólag a kéreg 0,5–5 km mélységében zajlik. A gránitkristályosodás végső fluidumaiban az inkompatibilis elemek koncentrálódnak, mint a K, Sn, W, Mo, F, Au, Ag, kisebb mértékben a Cu. Ha a folyamat részleges olvadással vagy asszimilációval is jár a Ba, Mn, Nb, Sr, Rb és Zn elkülönül az intrúzió főtömegétől. A greizenesedés ekkor a kvarc és muszkovit gyarapodását, a földpát csökkenését és a biotit eltűnését is előidézi. É-Írországban a greizen Be-t is felhalmoz, némely esetben 20–30%-nyi berill alakjában. A nyomelemek az ásványos összetételhez kötődve váltakoznak.

Általában jellemző a greizengránitra, hogy benne növekszik a Rb, Th, Mn és csökken a Ba, Sr, Zr koncentráció.

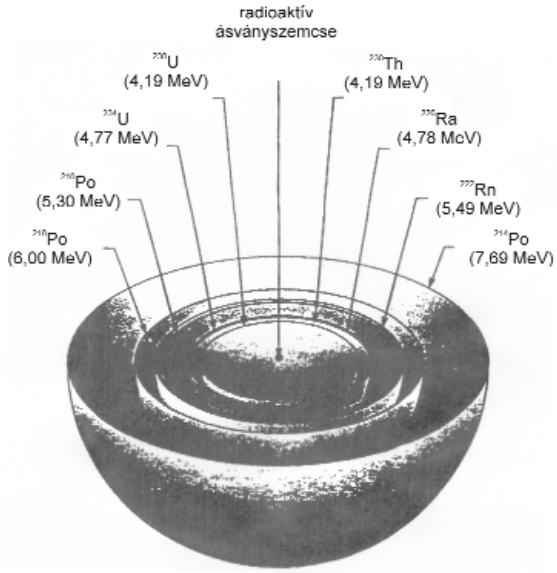
*Gránit — Raumid-pluton, (Dél-Pamír)*

KOSTITSYN et al. (2007) szerint nyolc gránit intrúziós fázist ismerünk, közölük némelyik greizenesedett.

Rb, Ta, Nb, Pb, U és más inkompatibilis nyomelemek a fázisok egymásutáni fellépésével szisztematikusan emelkedtek, míg a Sr, Eu, Ba és más inkompatibilis elemek csökkentek. A RFF eloszlás a 8. fázisban azonos a világátlaggal. A Ta kissé kevesebb. A greizenesedés megzavarta a magmás stádium általános RFF nyomelem eloszlását. A Rb, Sr, Ta, Nb elemek és a Rb/Sr, La/Lu, Eu/Eu* arányok csaknem teljesen azonosak a gránitok általános nyomelemtartalmával.

*Pleokroos biotitok a gránitokban*

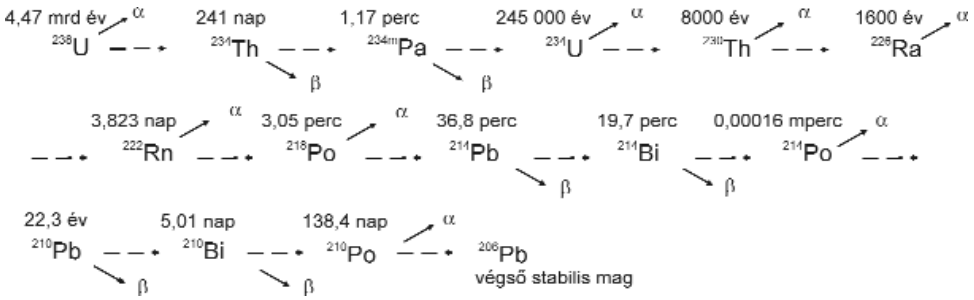
Röviden megemlítjük, hogy a gránitok ásványaiban, különösen biotitokban meglehetősen gyakran pleokroos jelenséggel („radio halo”) találkozunk. Már a 19. században mikroszkópban megfigyelték, hogy a kőzet biotit ásványaiban színes sötét gyűrűk fordulnak elő. A 20. században HENDERSON BATESON (1934), GENTRY (1973), DURRANI et al. (1979) és YORK (1979) foglalkozott a kérdéssel részletesebben.




**124. ábra.** A biotit fényudvarát az U-bomlás termékeinek különböző energiájú a-sugárzása hozza létre (YORK 1979)

Kitűnt, hogy a koncentrikus körök középpontjában kisméretű radioaktív (főleg uránásvány) szemcse található s ennek ionizáló sugárzása, a fission tracks jelenséghez hasonlóan, idézi elő az ásvány elváltozását. Megállapították azt is, hogy a körök, amelyek voltaképpen egy gömb síkkal való metszetének felelnek meg, az uránból és a bomlási lánc izotópjaiból kibocsátott α-sugárzás hatására jönnek létre (124. ábra). Elvileg nyolc kör figyelhető meg, melyek távolsága a központtól az α-sugárzás energiájától függően alakul ki, ahol a sugár az ún. *Bragg-csúcson* megszűnik. A nyolc különböző sugarú gömb az $^{238}U \rightarrow {}^{206}Pb$ közötti bomlási utódizotópok közül csak az α-sugarakat kibocsátókhoz tartozik (125. ábra).

Problémát jelent, hogy a bomlástermékek némelyike rendkívül rövid életű és e jelenség értelmezése sok vitát váltott ki a kutatók körében. Ennek ellenére bizonyos izotópok időintegrált arányaiból a bezáró ásvány keletkezési idejét meg lehet határozni. Sok szerző szerint az A-, S-, I-gránitok biotitjaiban a pleokroos színek tekintetében rendszeres különbség állapítható meg.

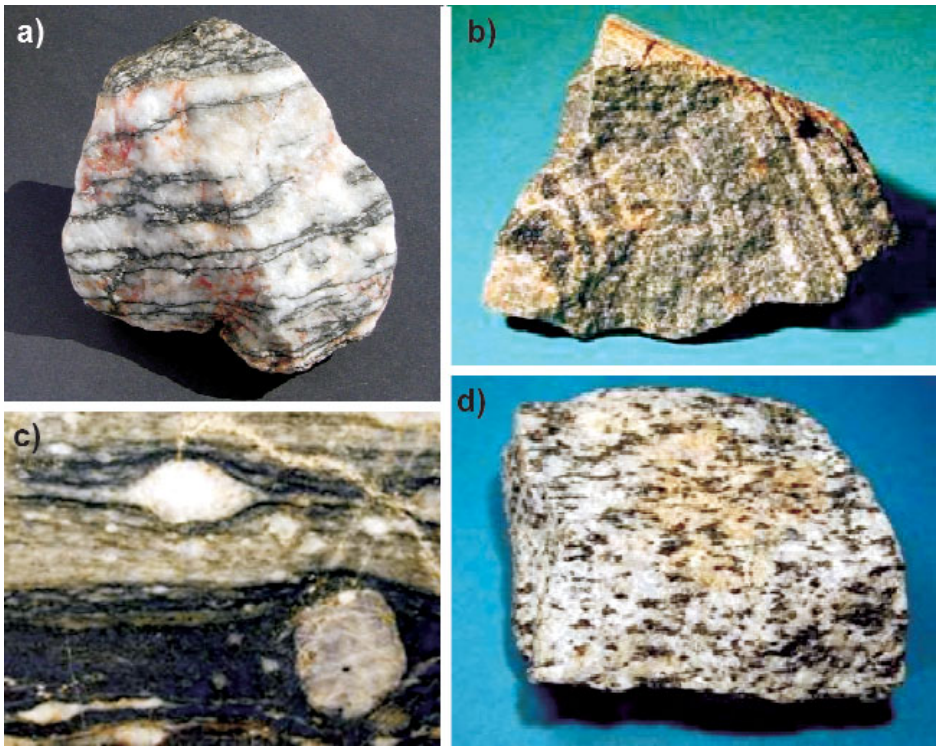



**125. ábra.** Az$^{238}$U-tól a $^{206}$Pb-ig terjedő bomlási sorozatban összesen 8 izotóp bocsát ki α-sugárzást, melyek részt vehetnek a pleokroos fényudvar (halo) keletkezésében (GENTRY 1970)
Az izotóp fölötti számok a felezési időt jelentik

*Gneisz*

Bár a gneisz metamorf kőzet, tárgyalásunk rendjébe mégis beilleszkedik az által, hogy részben kiinduló anyaga lehet a gránitok képződésének, részben a gránitoidok maguk is átalakulhatnak gneisszé. Kérdés, hogy milyen részletekig lehet követni eme átalakulási folyamatokat a nyomelemekre kiterjedő vizsgálatokkal.

A gneisz már létező kőzet átkristályosodásával regionális metamorfózis révén keletkezik. A kőzetnek a világos és sötét, szilikátásványokból álló váltakozó sávok, sajátos „gneisz szövetet” kölcsönöznek (126. ábra). Gyakran e megjelenési forma, tehát a szövet alapján különböző kőzeteket jelzővel társított gneisznek neveznek, máskor a gneiszt meghatározott ásványos összetételű kőzetnek tekintik. Előbbi esetben a jelző a gneiszesedett kőzetre utal: *gránitgneisz*, *dioritgneisz*, *gabbrógneisz* stb., de néha a jellemző ásvány szerepel a névadásban: *gránátgneisz*, *biotitgneisz, albitgneisz* stb. Az *ortogneisz* magmás, a *paragneisz* elnevezés üledékes előzetes kőzetre utal. A határozott összetételű gneisz kvarc, K-földpát, plagioklász, kisebb részben muszkovit, biotit, amfibol ásványokból álló kőzet és ezzel a gránitokra emlékeztet. Képződéséhez nagyfokú metamorfózis szükséges, amikor a hőmérséklet 600–700 °C ér el és ezzel lehetővé teszi az ionok




**126. ábra.** A gneisz néhány megjelenési formája
**A**: tipikus gneisz, **B**: sávos gneisz, **C**: szemes gneisz, **D**: gránitos gneisz (Alden Geol. Mapes Images)

migrációját és szegregációját. Így következik be a kvarc és földpát világos, az amfibol és biotit sötét, 1 mm-től néhány cm vastagságú sávokban történő elrendeződése. Az ásványok szemcsések, néha hosszúkásak, de nem lemez alakúak és bár szalagos megjelenést kölcsönöznek a gneisznek, de csak 50%-nál kisebb részük sorakozik a sávokkal párhuzamosan. Ezért a palás kőzetekkel ellentétben a gneiszek a sávok mentén nem hasadnak.

A gneisz elterjedt kőzet, az alsó kontinenskéreg túlnyomóan gneiszből áll. Nagy hőmérséklet és nyíró feszültség óriási kiterjedésben teszi plasztikusan folyóssá a gneiszesedő kőzetet. Ilyen feltételek mély tektonikai körülmények és nagy regionális kompresszió nyomán alakulnak ki. Kisebb nyomás esetén még vannak az eredeti kőzet szövetére utaló nyomok, a kifejlett gneiszben ezek eltűnnek, az ásványok átrendeződnek és legfeljebb a nagyfokú metamorfózisnak is ellenálló cirkon ásvány marad változatlan. A cirkonban levő urán pedig lehtővé teszi az U-Pb rendszer szerinti kormeghatározást.

*Granitoidok — Barberton hegyvonulat, (Dél-Afrika)*

Mintegy 600 ezer km$^2$-nyi archaikus Kaapvaali kraton geológiai felépítése rendkívül sokszínű. Itt található a legrégibb jól megtartott üledékes kőzet, ultramafikus kőzetek (Komati folyó völgyében) de a terület mintegy 90%-át granitoidok és gneiszek építik fel. Figyelmünk HAYASHI et al. 2004 nyomán az utóbbiakra irányul, mivel az itt található kőzetek a tonalit-trondhjemit-granodiorit (TTGd) és K-gazdag gránitok geokémiai hasonlósága és különbözősége kitűnően tanulmányozható. A granitoidok intrúziója mintegy 500 M évet ölel fel és két sorozatra bontható: 3,5–3,2 G év között TTG kőzetek, 3,2–3,1 G évben pedig gránit, monzogránit, kisebb mértékben szienit-gránit keletkezett. A TTG kőzetek kis/közepes K-tartalmú, metaalumíniumos I-típusú granitoidok. Kondritra normált REE tartalmuk két irányzatot mutat: a plutonok nagyobb részében LREE szegényedés és HREE gazdagodás, kis Eu-anomália figyelhető meg. Az $\varepsilon_{Nd(3,4Ga)}$ = 0–tól +3,7-ig, tehát a szilárd kontinenseken szokatlanul pozitív és azt jelzi, hogy szegényedett köpenyforrásból származik. Ezzel ellentétben a TTG kőzetekben a 3,2 G évben az $\varepsilon_{Nd}$ erősen negatív, ami a szubdukciós zónában gazdagodott köpenyanyagra utal. A gránitok szintén erős Eu-anomália kíséretében a HFSE és fluid érzékeny elemek (pl. Pb) szegényedését jelzi. A

granitoidok kiindulási anyaga valamilyen bazaltos primer magma, amely erőteljes frakcionált kristályosodáson esett át. Ilyen folyamatban a víznek kitüntetett szerepe van. Gazdag víztartalom esetén a gránát/amfibol együtt kristályosodik a piroxénekkel, kevés plagioklásszal, olivin nélkül. Ez a frakcionálódási vonal végülis TTG kőzetekhez vezet. Kisebb víztartalom mellett gránát/amfibol szintén kristályosodik, a csökkent kompatibilis elemek koncentrációja pedig arra vall, hogy az olivin szintén tagja volt az ásványegyüttesnek. Az erős Eu-anomália pedig, korrelálva a Na, Ca, Al elemekkel, nyilvánvalóvá teszi a plagioklászok nagymértékű jelenlétét. YEARRON et al. (2003) véleménye szerint a posztarchaikumban a TTG kőzetek megritkulása és a gránitok elterjedésének oka a magma víztarlamának szekuláris csökkenése, vagy a szubdukció során a óceáni kéregből (slab) való kiszabadulásának korlátozott mértéke lehet.

Érdemes röviden a Barberton zöldkő öv (3,25 G év) üledékes kőzeteiről is megemlékezni a La-Ce, Sm-Nd módszer, a könnyű ritkafémföldek (LREE) és a negatív Ce-anomália figyelembe vételével. Az üledékek két típusa fordul elő: vastartalmú sávos tűzkő és agyagpala. Mindkettőben Ce-anomália jelentkezik éspedig a Ce/Ce* a tűzkőben 0,40, az agyagpalában 0,81. A Ce a geológiában kitűnően használható nyomelem miután a $Ce^{3+}$ oxigén jelenlétében $Ce^{4+}$ vegyértékűvé alakulhat, de kizárólag a felszín közelben. Eruptív kőzetekben a $Ce^{4+}$ nem fordul elő. Barbertonban a $^{138}Ce/^{142}Ce_{(3250\ M\ év)}$= 0,0225059, ami jóval kisebb a $^{138}Ce/^{142}Ce_{(Chur\ 4,56\ G\ év)}$= 0,0225409 értéknél. Ennek kétféle magyarázata lehet, vagy a Ce extrakciója, vagy a La, Nd, Sm növekedése. A La-Ce adatok arra mutatnak, hogy mindkét modell szerinti változások 1100 M évvel ezelőtt zajlottak le és a Ce-anomália rávilágít az archaikus üledékek és az óceán redox viszonyaira.

*Pánafrikai granitoidok — Kaoko-medence, ÉNy-Namíbia*

JUNG et al. (2000) ismertetése szerint a Kaoko terület a neoproterozoikumi Nyugat-Gondwana mobilis geodinamikai rendszerében, az afrikai Kongó és dél-amerikai Rio de la Plata kratonok ütközése során keletkezett. Az érintkező övben granodioritok és gránitok nyomultak 650–580 és ~550 M éve a kuisebi üledéksorozatba és az utóbbi szakaszban a terület nagyfokú metamorfózis, anatexis színhelye is volt.

Nyomelemeloszlás tekintetében a következőket emelhetjük ki. A $\delta^{18}O$ +8,5 –+10,3 ‰ értékek valamivel nagyobbak, mint a paleoproterozoos és késő-archaikumi gneiszek +9,9/+7,4‰ adatai. A $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke is alacsony (0,7036–0,7121), az $\varepsilon_{Nd}$ =–1,2/–6,8 viszont nagy a kongói kraton –18/–28 értékeihez képest. Korábban a granitoidokat idős kéreganyagból vezették le. Szerzők szerint bár a granitoidok $\varepsilon_{Nd}$ adatai hasonlóak a metaszedimentekéhez, de a kezdeti $^{87}Sr/^{86}Sr$ adatai lényegesen kisebbek, ezért kizárólag belőlük nem vezethetők le. A $^{18}O$-, Nd-, Sr-izotóp adatai annak az elképzelésnek felelnek meg, hogy a granitoidok a felső kéreg metaszedimentjeinek és a mélyebb kéreg újra olvadt gneiszeinek keverékeként jöttek létre.

*Granitoid gneiszek — Közép-Tiensan, ÉNy-Kína*

LI et al. (2007) nyomán vesszük szemügyre a tiensani tektonikai zóna ortogneiszét. A tiensani tektonikai zónában több prekambriumi metamorf blokk (Kumishi és Pargantag) található, bennük metamorf granitoidokkal. Két fő típus különíthető el: (1) kvarc-dioritos gneisz, (2) granodiorit-monzogránitos gneisz. A kvarc-dioritgneiszben a Se/Ce (<5,3), a Sr/Y (<28), $\varepsilon_{Nd(t)}$ (–2,37-től –5,84-ig), továbbá kevés Nb- és Zr-, Hf-értéket és enyhe Eu-anomáliát találtak. Ezek az értékek arra utalnak, hogy a kőzet a kéreg mészalkáli mafikus-intermedier kőzeteinek parciális olvadása révén keletkeztek. A blokkok közötti Zr és Hf variációk pedig különböző arányú gránitmagma jelenlétét is tanúsítják. Számításba véve a Nd-értékeket is arra a megállapításra jutnak, hogy a tiensani tektonikai zóna granitoid gneiszei, szubdukcióhoz tartozó kontinentális ívben, a késői-mezoproterozoikumban keletkeztek.

*Granitoid gneiszek — Bastari-kraton (India)*

Az archaikumi Indiai-pajzs (CIS) gneiszekből, és ezekbe utóbb nyomuló granitoidokból és rajokban fellépő mafikus dájkokból áll. A gneisz-1 jelölésű alapkőzet korát 3,0 G évesnek, az ezt körülvevő gneisz-2 kőzetet 3,5 G évesnek találták. Az RFF spektrum mindkét esetben hasonló és mintegy 10%-os gránátamfibolit forrásra utal (FARUQUE et al. 2004). A protokőzet szubdukcióval kapcsolatos egysorozatú magmatizmus eredménye lehetett. A fontosabb geokémiai jellemzőkről a 30. táblázat tájékoztat.

**30. táblázat.** A Bastari-kraton gneiszének fontosabb geokémiai adatai

| | Gneisz-1 | Gneisz-2 |
|---|---|---|
| $SiO_2$ átlag | 71,5% | 69,14% |
| $Al_2O_3$ átlag | 14,26 | 15% |
| $Fe_2O_3$+MgO +$TiO_2$ átlag | 4,43 | 3,19 |
| A/CNK | >1 (peralumíniumos) | |
| g (Mg+$Fe^{2+}$) mol átlag | 29 | 27 |
| Rb/Sr | 0,9 | 0,2 |
| Y | 23 ppm | 9,3 ppm |
| Yb | 1,5 ppm | 0,66 ppm |
| Sm | 4,3 ppm | 7,5 ppm |
| Nd | 22,5 ppm | 41 ppm |
| Típus | granodioritos | trondhjemites |

A normatív An-Ab-Or diagram alapján a gneisz-1 granodioritos, a gneisz-2 trondhjemit jellegű kőzetnek felel meg. Mindkét gneiszre a fejlődés során mészalkáli differenciációs tendencia jellemző. Többelemes spider diagramokon feltűnik a nagy litofil elemeknek, a primordiális eloszláshoz képest akár százszoros dúsulása, miközben a P, Ti és Nb jelentősen csökken (127. ábra). A nagy litofil elemek (LILE) gyakorisága azért nagy, mert vízben jól oldódnak s így a szubdukció során, a nagy nyomás következtében, az óceáni kéreg megolvadó részébe jutnak, szemben a nagy töltésű (HFSE) elemekkel. A P és Ti szelektív elszegényedése e gneiszekben arra vezethető

vissza, hogy a Ti és P oldhatósága megnövekszik a gránátban, s mivel ez kevésbé megy az olvadékba, csökkenti e két elem koncentrációját a gneiszekben.

A tektonikai szempontból mérvadó elemek diagramja a gneisz-1 kőzetet általában a kollíziós gránitok körébe helyezi (128. ábra). A végső konklúzió megvonásához tekintsük még a kondritra normált RFF elemek diagramját (129. ábra) is. Ezek jellegzetessége nagyfokú La/Yb frakcionálódás (gneisz-1-ben 8–51, gneisz-2-ben 6–83), párhuzamosan erős Eu-anomálával. A nehéz RFF elemek (HREE) is lecsökkentek és ezek görbéi felfelé konkáv mintát mutatnak. Utóbbi különösen jellemző az archaikus felzikus sorozatokra, amit a világ sok más kratonjában is észleltek. Az Y vs Sr/Y diagram értelmezésével jutnak el a kiindulási anyag megismeréséig.

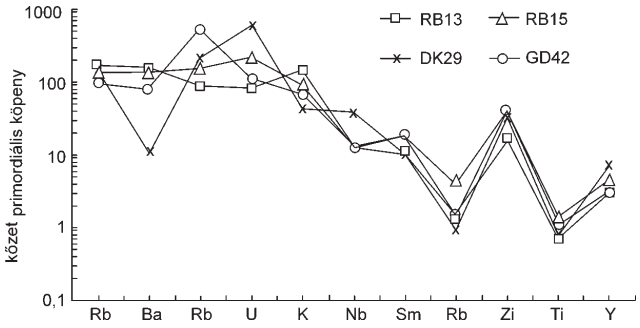
A folyamat során az archaikus óceáni összetett kéreg (slab=MORB+üledék+litoszféra) szubdukció során kiterjedtebb olvadás útján teszi lehetővé, hogy az amfibolitból és/vagy eklogitból előálljon egy olyan protolit magma, amelynek kőzetéből a Bastar Gneisz kialakult.

*Granulit xenolit — Kilbourne Hole vulkáni kráter, Új-Mexikó, USA*

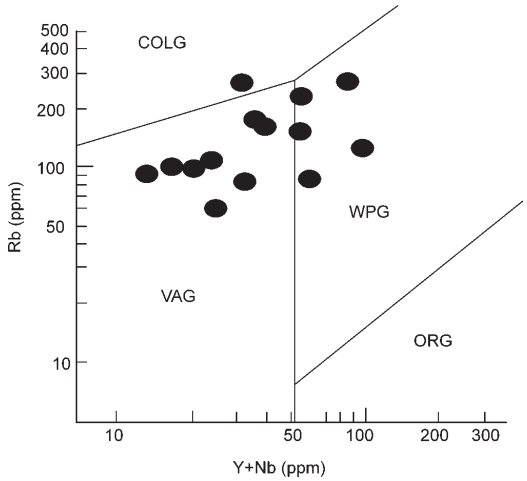
A gránát és sillimanit tartalmú kvarc-földpátos xenolit, egy pelites protolitból ered és a mélykéregben, valószínűleg tektonikus úton, proterozoos szubdukciós zónába jutott (REID et al. 1989). A Kilbourne Hole metapelites xenolitjai jól illusztrálják a konvergens széleken bekövetkező potenciális tektonoszediment folyamatokat, amelyek végül is meghatározzák a kéreg összetételét. A Kilbourne Hole a metapelitek xenolitjaiban a P-hullámok sebessége ~7 $kms^{-1}$ 6 kbar nyomás mellett, ami azonos a mafikus metagabbróékkal és anortozitokéval. De ezekkel ellentétben a RPP (Representative Pelitic Paragneiss), a felső kéreghez hasonlóan, több kovasavat tartalmaz. Az U és Cs csökkenésétől eltekintve az RPP elemi összetétele a pelites szedimentekhez hasonló és benne a nyomelemek 3–10-szer gyakoribbak, mint a feltételezhető típusos mélykéregben. A hőtermelés 1,0 $\mu Wm^{-3}$ hasonlóan sok, mint a granulit-amfibolit fokozatú metapelité. Általában a mélykéregben azok a helyek, ahol üledékes kőzet van jelen, azokban sok a LILE és RFF elem, nagy a hőtermelés, a $\delta^{18}O$ és $^{87}Sr/^{86}Sr$ érték. Továbbá a nagy Pb és a metapelitekre jellemező nem radiogén Pb-tartalom, ezeknek az elemeknek jelentős forrását jelenti az egész Föld szempontjából.

*Granitoid kőzetek a Himalájában*

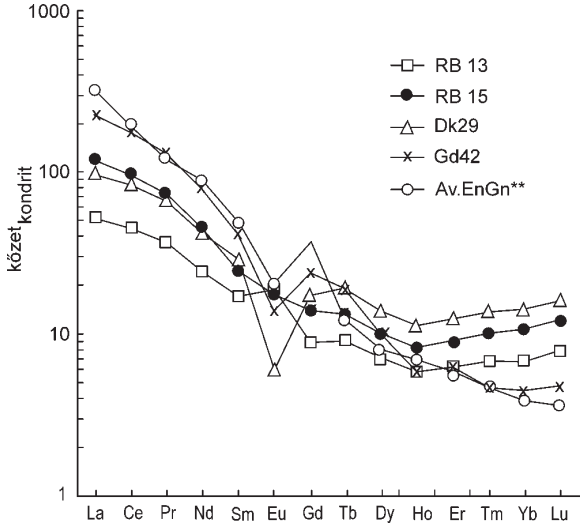
A Himalája a legfiatalabb, máig tartó orogén folyamatok színhelye. Az itteni bonyolult geológiai viszonyok tanulmányozása kitűnő lehetőséget ad a Föld bármely helyén, korában lezajlott hasonló jelenségek korszerű értelmezésére. E területet azért is kívánatos felvenni a tanulmányozandók listájára, mert kitűnően dokumentált, számos irodalmi anyagból meríthetünk. Ezért röviden összefoglaljuk az indiai szubkontinens és az eurázsiai kontinens kollíziójának történetét. India a késő-paleozoikum idején kialakult riftesedés során kezdett leválni a Gondwanáról, amely folyamat a késő-jura és kora-kréta idején fejeződött be. Ettől kezdve az indiai szubkontinens Eurázsia felé tart, mellyel mintegy 40 M évvel ezelőtt



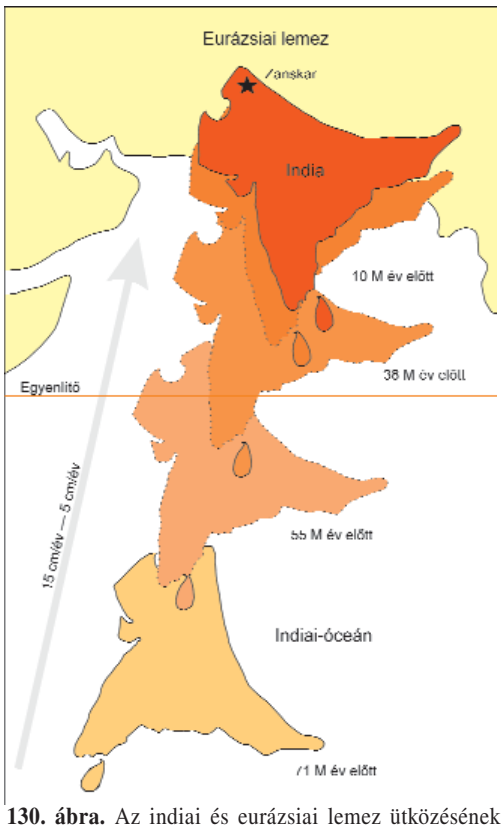

**127. ábra.** A Bastari-kraton (gneisz-1) kőzete néhány nyomelemének koncentrációja a primordiális köpenyhez viszonyítva (FARQUE et al. 2004)



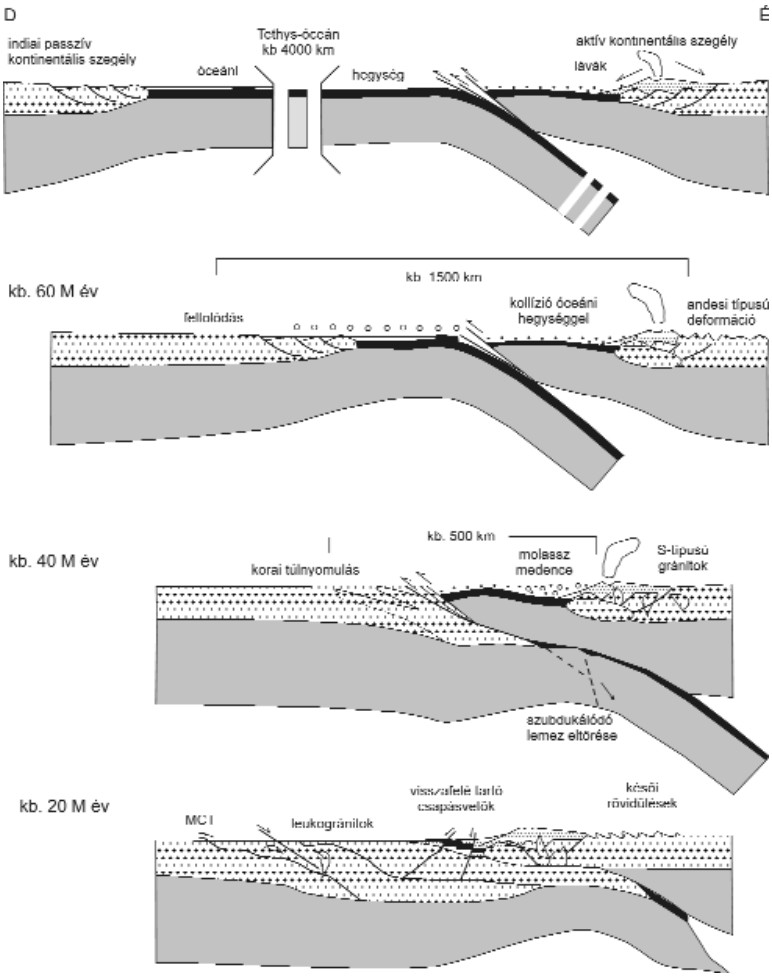

**128. ábra.** A Bastari-kraton gneisz-1 Y+Nb vs Rb diagramján az értékek a vulkáni ív gránitok (VAG), a kollíziós gránitok (COLG) és a lemezekben (WPG) keletkezett gránitok mezejében foglalnak helyet (FARQUE et al. 2004)



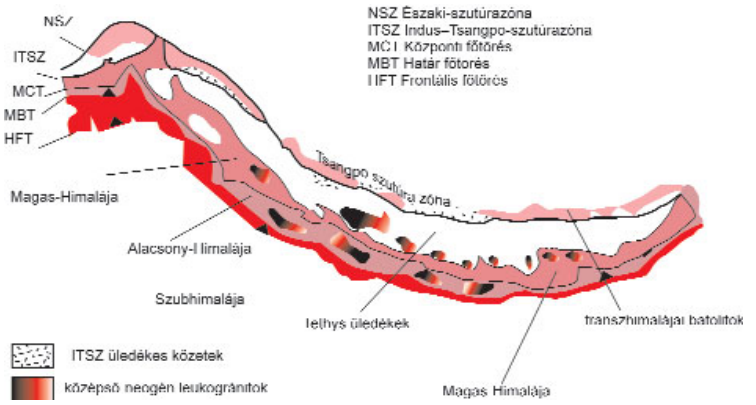

**129. ábra.** Kondritra normált RFF diagram. A jelölések a gneisz-1 mintáira, az EnGn**, a gneisz-2 kőzet átlagára vonatkoznak (FARQUE et al. 2004)




**130. ábra.** Az indiai és eurázsiai lemez ütközésének időbeli lefolyása (MOLNAR, TAPPONNIER 1975)



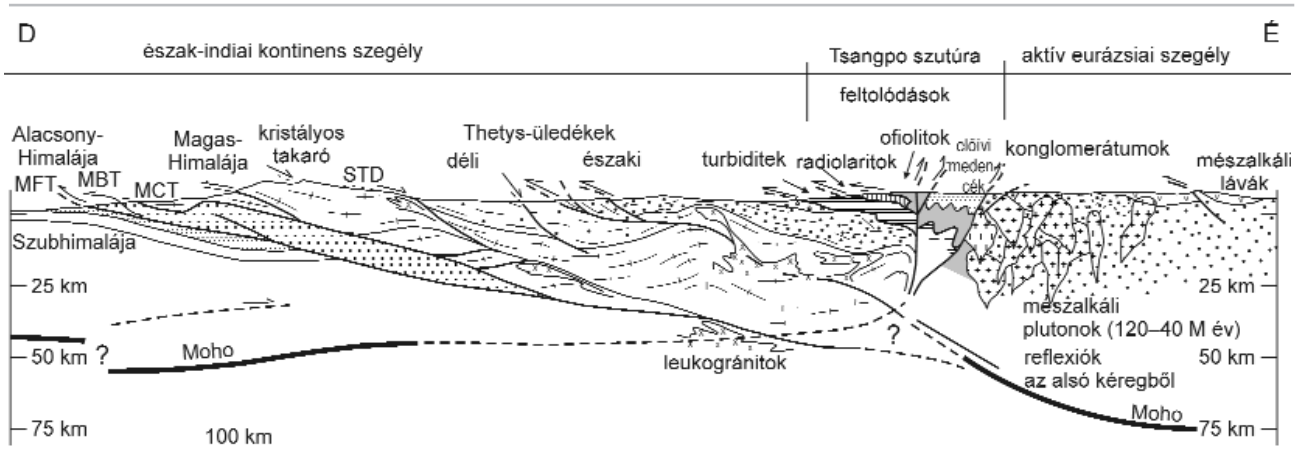

**131. ábra.** Az indiai szubkontinens ütközését Eurázsiával a Tethys óceáni kéregszubdukciója vezette be, annak geológiai következményeivel, majd a nyomásnövekedéssel gneiszek, S-típusú gránitok, leukogránitok keletkeztek és az óceánikéreg-maradványok (ofiolitok) obdukáltak (BURG et al. 1984)




**132. ábra.** A Himalája geológiai vázlata. Felső jobb sarokban a folyamat során előálló lineamensek rövidítésének kifejtése (MACFARLANE et al. 1999)

összeütközött (130. és 131. ábra). Feltehetőleg ennek az eseménynek az egész Földre kiterjedő hatása volt, ugyanis a Hawaii-szigetív a többi csendes-óceánihoz (Tonga, Mariana, Aleuták) hasonlóan élesen irányt változtatott, s ugyanekkor Izland elvált Grönlandtól. India az ütközés után nem állt meg, hanem mintegy 1900 km-t haladt Ázsia felé és a súrlódás nagy hőmérsékletet idézett elő. Óriási tömegű gneisz keletkezett, részben S-típusú gránitok, a szutúrák mögött leukogránitok. A becsípődések folytán az óceáni kéreg részletei ofiolitként a felszín közelébe kerültek. Geofizikailag ma is rendkívül aktív zóna, melyben a múlt évtizedek folyamán négy >8 magnitúdójú rengés pattant ki, számos gyengébb kíséretében.

A 132. ábra a Himalája geológiai vázlata, amelyben a jelzett hosszanti lineamensek a Szubhimaláját, az Alacsony-Himaláját, a Magas-Himaláját, az egykori Thetys tengeri üledékeket, a Tsangpo-szutúrazónát és ezt követő Transzhimalájai batolit övet különítik el. A nélkülözhetetlen részleteket a 133. ábrán keresztszelvényben tanulmányozhatjuk. India, amint először került érintkezésbe az ázsiai kontinenssel, a mai napig tartóan több száz, néhol 1500 km-es rövidülés következett be. Alá- és fölétolódások vették fel ezt a rövidülést, amely a Himalája kiemelkedését eredményezte. Ennek délre terjedő része alkotja a Magas-Himaláját, amely teljes egészében az indiai szárazulaton foglal helyet és nagymértékben metamorfizált gneiszből és ebbe a miocén óta benyomuló, különböző mértékben deformált, leukogránitokból áll. Izotóp vizsgálatok igazolták, hogy e kőzetek egy késő-proterozoos és erre a kora-paleozoikumban reátelepülő gneiszekből állanak.




**133. ábra.** A Himalája Tsangpo-szutúrazónára merőleges keresztszelvénye (LEFORT, CRONIN 1988)
Jelmagyarázatot l. a 132. ábrán

A gránitok képződését a Tibeti-plató alatt magnetotellurikus úton kimutatott, 1000 km hosszúságban elnyúló szilikátolvadék is elősegítette. India a Határ-főtörés (MBT) mentén a lemezen belül tolódik észak felé és a folyamat jelenleg is igen aktív. A szeizmikus vizsgálatok szerint a mozgás aktuálisan 10–25 mm $év^{-1}$ s ezt a rövidülést a 2000–5000 m-ig terjedő magasságú belső Himalája emelkedése veszi fel.

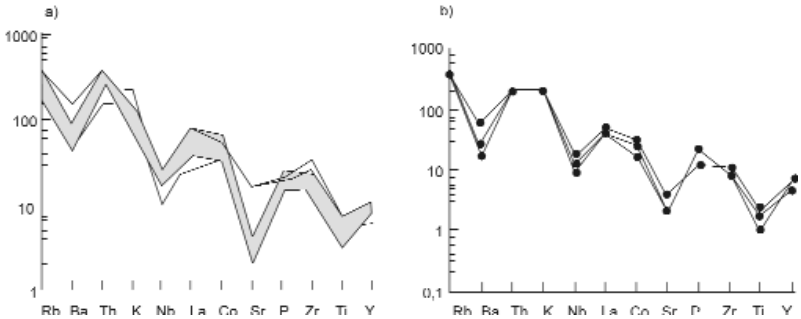
Észak felé haladva egy kristályos takaró következik benne a főtörésvonallal (MCT). Ennek alján mezozoos eredetű az indiai kratonhoz tartozó, erősen metamorfizált gneiszek és palák foglalnak helyet, föléjük pedig nagy tömegű (2–10 km vastagságú) egyhangú gneiszek tolódtak. Ezek maguk is nagyobb mélységből erednek és a mélyebb részeik biotit-gránát-kianit-csillámpalák a felsők sillimanit-kianit-K-földpát kőzetek vagy sillimanit-cordierit-gránát-metapelitek. Ezt észak felé a Thetys tenger üledékei követik, a Tsangpo-szutúra határáig. A visszafelé torlódó szakaszban obdukcióval turbiditek, radiolaritok és ofiolitok kerültek feszínre. Az ofiolitok az ütközés során megszakadt szubdukált óceáni kéreg maradványai és a felszínen gyorsan mállanak. E medence mélyében számos leukogránit pluton képződött s mállással felszínre jutva nagy hegycsúcsokat alkotnak (lásd 135. ábra). A szutúrát egy előívi medence után átlépve az ázsiai kontinensre jutunk s ennek hatalmas kiterjedésű konglomerátjában mészalkáli gránitplutonok és hasonló jellegű lávák képviselik a geológiai szerkezetet.

E rövid áttekintés után lássuk néhány jellegzetes kőzet tulajdonságait.

*Szemes gneisz — Mahesh Khola, Központi-Nepál*

Nepálban at Alacsony-Himalája szemes gneiszeinek eredete és kora régóta vitatott kérdés (PECHER, LE FORT 1977, ARITA et al. 1973, KANO 1984). A gneiszek összetétele tökéletesen ismert és különösen sok tanulmány foglalkozott Kathmandu kristályos takarójának geokémiájával és geokronológiájával (legutóbb LE FORT, RAI 1999). Az ebből kiágazó Mahesh Kholai szekció ún. Sheopuri injekciós gneiszeinek eredete azonban továbbra is problematikus. A kőzet U-Pb (cirkon) kora 471±12 M év. A mintavétel a magas Himalájától a Mahesh Khola-i szemes gneiszekig terjedt. A kőzet $SiO_2$ tartalma 65,13–73,7%, az alkáliák 6,14–8,04% között változnak. A $K_2O/Na_2O<1$ a moláris A/CNK pedig peralumíniumos összetételt jelez. A $SiO_2$ negatívan korrelál az $Al_2O$, $Fe_2O_3$, MnO és MgO-val és gyenge a korreláció a $K_2O$, $Na_2O$, CaO, $P_2O_5$-tel, ami a K-földpát+Pl+Bt±Mu ásványos összetétel következménye. A szemes gneiszben sok a Rb és kevés a Sr. A Rb csökken a növekvő Zr-nal és pozitív a korreláció a Zr és Nb, Sr, Ba, La, Ni-lel, de kicsi a Zr és Y, Th, Ga, Zn között.

A szemes gneiszek összetétele rendszerint a monzogránit mezőbe illeszkedik és csak kivételesen granodioritos. A $SiO_2/Al_2O_3$ arány szűk teret enged a parciális olvadásnak, amit részben az itt jelen levő migmatitok ellensúlyoznak. A fentiek szerint a szemes gneiszek kéregkőzetek olvadásával jöttek létre és így S-típusú peralumíniumos kőzetek. Több szerző a szemes gránitokat, mint deformált porfíros gránitokat értelmezik. Ezzel kapcsolatban érdekes és jelentős észrevétel, hogy a szemes gneiszek primitív köpenyre normalizált multielemes diagramjai (134. ábra) mily messzemenően hasonlítanak egy Ladaki S-gránitéra (ISLAM et al. 2006), sőt az ausztráliai Lachlan Fold Belt gránitjához is.




**134. ábra. a:** Mahesh Kholai szemes gneisz és **b:** egy paleozoos S-gránit (Tso-Morari kristályos komplexum, Ladakh, India) primitív köpenyhez normalizált többelemes (spider) diagramja (RAI 2003)

A kontinenális kéreg anatexiséhez kapcsolodó legfiatalabb intrúziók gyakran leukogránitokat produkálnak (POGNANTE 1992). Főleg ott gyakoriak, ahol kontinentális ütközés kéregvastagodást idéz elő és a rajtuk fekvő metapelitek, metagrauwakék leukogránittá fejlődnek (Himalája, Black Hills, Dél-Dakota). A leukogránit tehát tipikus S-olvadékból keletkezik, összetétele függ a protolit összetételétől, mennyisége pedig a protolit olvadását előmozdító volatilis elemek koncentrációjától. Rendszerint peralumíniumos (ASI>1) vagyis a földpát képzésén túlmenő mennyiségű alumíniumot (normativ kordierit) tartalmaznak.

A konvergens orogénekben közönséges leukogránit gazdag K-ban (~5%), és a következő nyomelem koncentrációkkal jellemezhető: Ba (400 ppm) Sr (300 ppm), kevés Zr (~40 ppm), Th (<1 ppm) és Y<(10 ppm). A RFF köréből kevés a La és Lu, az Eu-anomália pedig hiányzik, vagy gyengén negatív. A nagyobb $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,7345, a migmatitok 0,7164 értékével összehasonlítva, a Manali leukogránitokban kizárja a gneiszhez fűződő genetikai kapcsolatot. A Zr, Th és RFF telítetlensége pedig tipikus a granulit fácies, a pszammopelites anatexise révén keletkező leukogránitokban. Jellemző, hogy soha nincsenek kapcsolatban mafikus kőzettel (DENIEL et al. 1987).

A protolit olvadásához és magmává fejlődéséhez 700–800 °C között volatilis elemekre, főleg vízre van szükség. A himalájai leukogránitokról általában azt gondolják, hogy vízben szegény ($H_2O$ <<1%) olvadékból indultak, de a környező kőzetek muszkovit, biotit ásványainak a felmelegedés miatt végbemenő szerkezeti összeomlása folytán további víz szabadult fel.

A reakció:

22 Mu +7 Pl + 8Kv = 5K-Fp +5Sil+ 2Bi +25 olvadék.

Ez a reakció azonban 750–850 °C és 10 kbar nyomás esetében csak 10–15% olvadékot eredményez és az 50%-os olvadékhoz 850–900 °C szükséges. Ilyen hőmérsékleten már a bitotit is elbomlik és további víz szabadul fel:

Bi + Sil + Pl + Kv = Gr + K-Fp + olvadék

A leukogránit képződéséhez jelentősebb előzetes parciális olvadás szükséges, mert így válik lehetővé szegregáció útján a pluton kialakulása. Az olvadásnak ezt a mértékét, amit kritikus olvadási aránynak hívnak, általában 25%-ra teszik.

Többször jeleztük, hogy a Himalája granitoid kőzetei peralumíniumos jellegűek (ASI>1), ugyanakkor nyomelem eloszlás szerint genetikailag S-típusúaknak bizonyulnak. A peralumíniumos jelleg, amely a kontinens-kontinens ütközés folyamán kialakuló kőzetekre különösen jellemző, többféle úton is el előállhat, a *PT* függvényében kialakuló ásványok révén. A *T* növekedéssel csökken a $SiO_2$ és ha a nyomás is növekszik csökken az ASI értéke is.

**135. ábra.** Leukogránit a Himalájában

A Himalája tengelyével párhuzamos elrendeződésben 5 nagy granitoid öv közül az egyik, pl. a Magas-Himalájában peralumíniumos leukomonzogránit (135. ábra). Kizárólag dájkokból, szillekből álló fiatal pluton, melynek összetétele, tér-időbeli elrendeződése, tektonikája oly jól ismert, hogy alapul szolgálhat bármely más, kevésbé ismert terület genetikai viszonyainak e modell szerinti vizsgálatára.

A Rb vs Nb+Y diagram azt mutatja, hogy a Gumburanjun leukrogránitok éppúgy, mint a Himalája többi leukogránitjai közvetlenül a kollíziós övben fekszenek (INGER et al. 1994).

Ami a Himalájai gránitokat illeti ezek nyomelemei a Rb, Sr, Ba a főelemek közül a $K_2O$ és $Na_2O$ az eredeti övben lezajlott olvadási folyamatokra utalnak vissza. A fontosak:

— fluidummal telített környezetben a muszkovit inkongruens olvadása:

Ms + Pl + Kv + $H_2O$ => olvadék

— folyadék hiányban a muszkovit olvadása:

Ms + Pl + Kv =>Als + K-Fp + Bt + olvadék

— a muszkovit elfogyása után maradó biotit olvadása:

Bt + Pl+ Als + Kv=>Gr +K-Fp +olvadék

E reakciók befolyásolják a keletkező olvadék mennyiségét, a rezisztát ásványok viszont a keletkező magma nyomelemkémiáját. A három folyamat a *PT* és $H_2O$ függvényében megváltoztatja az ortoklász/albit arányát s vele a Ba-tartalmat és a Rb/Sr, $K_2O/Na_2O$ arányait. Folyadék hiányában a maradékban növekszik a K-Kf, de nagyobb hőmérsékleten az olvadék asszimilálja. Ez magyarázza a gránitokban a Rb/Sr növekedését és a Ba-, Sr-tartalom csökkenését.

Fontos kérdés a továbbiakban, hogy pelites kőzet olvadásában milyen geokémiai következményekkel jár a muszkovit és biotit olvadási reakciója a metapelitben. HARRIS, MASSEY (1994) mutatott rá, hogy a három reakció eltérő maradékásványos összetételhez vezet, s ez szabályozza a forrás és magma közötti nyomelemeloszlást. Így a Rb, Sr, Ba eloszlása a himalájai leukogránitokban, a forrás csillámpala mintegy 12%-os parciális olvadásának felel meg, amikoris víz csak a muszkovit dehidratrációja révén keletkezik. Ennek következménye a Rb/Sr arány növekedése és a Ba- és Sr-csökkenés. A zanskari leukogránitok e modellnek teljesen megfelelnek, ahol pedig a Rb/Sr arány kisebb (<2), pl. a langtani biotit leukogránitban, a csökkenést, vagy az olvadás során valamivel több hidrátvíz, vagy a gránit protokőzetének nagyobb földpáttartalma idézte elő. A zanskari leukogránitban alkáliföldpátok is vannak s ezek a primer olvadékkal kétféleképpen fordulhatnak elő egyidejűleg: vagy peritektikus fázisként, vagy az olvadékból frakcionális kristályosodással. Mivel a mikroszkópi megfigyelés szerint a kvarc átnőtte a csillám- és földpátkristályokat, tehát legutoljára vált ki, a Rb, Sr és Ba értékeit a peritektikus alkáliföldpátok és nem a frakcionált kristályosodás determinálta.

A himalájai kőzetek tárgyalása során röviden kitérünk az itteni Tso-Morai kristályos komplexumban, a Puga gneiszekben lencseszerűen előforduló eklogitokra (AHMAD et al. 2003). A 45–48% $SiO_2$-t tartalmazó bazaltos kőzet gránátjában coesit-zárványok jelzik, hogy a kőzet nagy nyomáson esett át (>28kb). A ritka földfémek frakcionálódtak és bizonyos mértékig dúsultak $(La/Yb)_N$ = 2–7. Az eklogitban a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke 0,70884 és 0,73721 közötti és a gránitos gneisszel történt szennyeződésre utal. Az $\varepsilon_{Nd}$ +3,3 és +8,3 között ingadozik, ami szintén utólagos zavaró hatás következménye és feltehető, hogy a kőzet szegényedett köpenyből (DM) származik. A korábban feltételezett, kékpala fáciesű metamorfózison átesett kőzet helyett, a $\varepsilon_{Nd(t=0)}$=–2,7– –7,8 értékek alapján inkább arra gondolnak, hogy a protokőzet N-MORB–OIB-típusú, a Neothetys-óceán alatti magmatizmus fragmentált dájkjai lehettek, melyeket az Indiai-lemez nagy nyomás kíséretében a Tso-Morai kristályos komplexumba vonszolt.

Az eklogitokban fontos szerep jut a rutil nyomelem vizsgálatának. Kitűnt ugyanis, hogy a teljes kőzet Ti, Nb, Sb, Ta elemeinek 90%-a és a V, Cr, Mo, Sn elemeinek 5–45%-a a rutilban található. Ennek kristálytani magyarázata az, hogy a nyomelemek a meglehetősen merev rutil pozíciókat elsősorban az ionméret semmint a töltésazonosság szerint töltik be. Ezért a rutil analízise alkalmasabb következtetések levonására, mint a teljes kőzeté, amely több bizonytalanságot rejt magában. A detritális rutilszemcsék $Nb/TiO_2$ és $Cr/TiO_2$ arányai az üledékes kőzeteredet mértékére is adnak felvilágosítást. A rutil Sn-tartalma pedig megengedi, hogy különbséget tehessünk nagy hőmérsékletű és nagy nyomású metamorf kőzet között.

*Leukogránit — Galway, Írország,*

A kaledóniai gránit batolitjában granodioritok, adamellitek és leukogránitok (Murveyi Gránit) fordulnak elő. FEELEY MADDEN (1997) szerint az utóbbi petrológiai fejlődésével folyamatosan nő az U- és Th-tartalom. A földrajzilag elkülönült leukogránitokban erősen változó a Rb és Sr, utalva a frakcionálódás eltérő mértékére. Az Y és HREE jelentősen növekedett a leukogránitban Costelloénál, s itt legnagyobb a Th-tartalom is. Az U, Th, Y és HREE dúsulását a thorit, uraninit, monacit és Y-cirkon jelenléte idézi elő.

*Gránát-tartalmú gránit — Gabal Abu Diab, (Közép-Kelet-Egyiptom)*

A nem közönséges kőzetet MOHAMED, ABU EL-ELA (2009) közleményéből ismerjük. Fő komponensei: plagioklász, K-földpát, kvarc, gránát, primer muszkovit±biotit. A gránát és primer muszkovit jelenléte erős frakcionálódásra utal, ami az összetételéből is kitűnik. $SiO_2$ (74,85–77,5%) , $Na_2O+K_2O$ (8,27–9,2%) és a hozzájuk tartozó nyomelemek: Ga, Zn, Zr, Nb, Y. Kevés a Ca, Mg, P, Sr, Ba. Az Al-telítettség (Shand-index) 1,0–1,1 vagyis gyengén peralumíniumos. Az eredete posztorogén I (vagy A)-típusú gránit. A folyadékzárványok vizsgálata a keletkezési folyamat 3 generációját jelzi. A legidősebb $CO_2$–$H_2O$ folyadékkomplexum >400 °C és >2kb, a második nem keveredő víz–$CO_2$ 170 °C és 200 bar és a legutolsó 90–160 °C és >100 bar körülmények között lépett a kristályokba. Az első folyadékmagmás, a második hidrotermás, ill. a harmadik meteorikus víz belépésének következménye.

*Ércesedés gránitoidokban — Kormeghatározás U/Pb, Re/Os, Ar/Ar módszerrel*

A kanadai Új-Skócia a South Mountain Batholith-ban (SMB) granodiorit-monzogránittól monzoleukográniton át leukogránitig differenciálódott kőzetek fordulnak elő. A legtöbb differenciálódott kőzetben jelentős polimetallikus (Sn, W, U, Mo, Cu, Zn, Ag, Mn) érctelep keletkezett. CARUZZO et al. (2003) kutatásának célja az SMB és a 410 M éves Acadiai orogenezis kapcsolatának, az SMB fázisainak kor szerinti tisztázása. E célból U/Pb (cirkon, monacit) és Re/Os (molibdenit) és Ar/Ar (muszkovit) módszert alkalmaztak. A közelebbi cél a magmás és hidrotermás folyamatok időbeliségének meghatározása volt.

A granodiroit legidősebb korára az U/Pb (cirkon) módszer 380±3 M évet mutatott ki. Egy albitit monacitjában végzett mérés, mely Zn, Sn, Cu, Mo, Ag ércesedést is tartalmazott, 306±3 M éves kort jelzett. A magma hűléstörténetéről

muszkovitból lézer módszerrel vett minták Ar/Ar vizsgálata 382–320 M év közötti időt jelzett, míg a molibdenit Re/Os-értékei a metallogén időre pegmatitban: 376±3 aplit/pegmatitban 371±3 M év adódott. Az előbbi adatokból következik, hogy a posztorogén SMB (South Montain Batholith) településének kezdete ~380 M év, a polimetallikus érctelep keletkezéséhez vezető hidrotermás aktivitás a gránitképződés korával közel azonos idejű, de ércképződéshez vezető tektonikus-hidrotermás esemény az Ar/Ar vizsgálat szerint 370 M éve és 300 M éve is lejátszódott.

## NYOMELEMEK SORSA A METAMORFÓZIS SORÁN

Metamorf kőzetek a hőmérséklet és nyomás tág határai között keletkeztek a de- és rehidratációt is követő fluid mobilitással. A folyamatokat kísérő nyomelem-ujjlenyomatokat az eklogit fácies (*HP-HT*) és az albit-epidot-szaruszirt (*LP-MT*) fácies esetére vizsgáljuk meg hidrotermásan elbontott MORB-bazalt, sávos mafikus vulkáni üledékes képződmények és csillámpala esetében El Korh et al. (2009) nyomán. E kőzetekben az inkompatibilis elemek gazdaásványai: epidot (RFF, Th, U, Pb, Sr), gránát (Y, nehéz RFF), fengit (Cs, Rb, Ba, B), titanit (Ti, Nb, Ta, RFF; HREE>LREE), rutil (Ti, Nb, Ta), apatit (RFF, Sr). Az amfibolban, omfacitban, albitban és kloritban kevés nyomelem fordul elő. A nyomelemek a metamorf kőzet stabilis ásványaihoz kötődnek (rendszerint epidot, gránát, titanit, rutil, fengit ásványokhoz) a szubdukciós metamorfózis zónájában és szorosan kapcsolódnak ezek megjelenéséhez, vagy eltűnéséhez. Legfontosabb az epidot, mert a zöldpalától a kékpalán át az eklogit fáciesig stabilis ásvány s így generációi a metamorf ciklus különböző fázisaiban együtt találhatók a koegzistens ásványokkal. A ritkaföldfémek pedig az epidotban gyűlnek össze széles *PT*-értékek mellett, progresszív és retrográd metamorfózis során és tájékoztatnak a kőzet eredeti állapotáról. Részben hasonló szerepet tölt be a fengit a LIL elemek körében, melyek a fengittel együtt eltűnnek a kőzetből. Összefoglalóan megállapítható, hogy a *HP-LT/MT* metamorf kőzetek nagyrészt megtartják az eredeti kőzetük inkompatibilis nyomelemeit s ez támpontot ad származási körülményeik megítélésére. Más metamorf kőzetek körében a rutil vizsgálata mutatkozik különösen hasznosnak, amint azt az eklogit tárgylása során érintettük.

Újabban a metamorfózis tanulmányozása során a figyelem jelentős mértékben a foszfát ásványokra terelődött, különféle kedvező jelenségek kihasználásával. Bár több mint 500 foszfát ásványt ismerünk, a jelzett feladatra azonban csak az apatit, monacit és xenotim ásvány alkalmas. Bőséges adatforrást eredményezett az a kutatás, amelyet a jelzett ásványok (és telepek) nagyobb urán és ritkaföldfém tartalmának megismerésére végeztek. A kutatás e gyakorlati célok mellett az akcesszórikus elemek metamorfózis során játszott szerepére is kiterjedt, amit két tényező mozdított elő. Először is kitűnt, hogy számos nyomelem diffúziója lassúbb, mint ugyanazon ásvány főelemeié s ez felhasználható a metamorf kőzetek genetikai vizsgálatában (Spear, Markussen 1997, Pyle et al. 2001). Egy további előrelépést a műszerek rendkívüli fejlődése hozta magával, lehetővé téve az ásvány nyomelem koncentrációjának vonal szerinti. pontról pontra történő meghatározását s ezzel az egykori egyensúlyi viszonyok tisztázását. Ma lehetőség van helyszíni kormeghatározásra, sőt egyes ásványokat ért nyomás mértékének megállapítására is.

A kutatási lehetőségek bemutatására Krenn, Finger (2004) egy csehországi metamorf kőzet Sr-apatit genetikai viszonyait mutatjuk be. Az apatit egy gránátgazdag nagy nyomású (26±3 kbar) metamorf kőzetben fordul elő és 3,3% SrO-t tartalmaz. A kőzetben 2% SrO-tartalmú monacit is előfordul és úgy gondolják az apatit és monacit nagy Sr-tartalmát a nagy nyomás mellett szétesett földpátból nyerte. Ezt követően a közel izoterm dekompresszió és részleges nyomásnövekedés (8±2 kbar, 800–900 °C) folytán az apatit nagy része Sr-tartalmát átadta az újonnan képződő földpátnak, 7%-ig növelve annak SrO-tartalmát. A gránátok Sr-készlete kis mértékben változott. Az apatittal ellentétben a monazit szemcsék, a gránáton belüliek és kívüliek egyaránt, semmi jelét nem adták egy másodlagos diffúzió révén előálló Sr-szegénydésnek. Ebből az a következtetés adódik, hogy a diffúziós folyamatok a monacitban nagyon lassúak s ezért a Sr-monacit jó indikátora a metamorf kőzetek hosszútávú nyomás-hőmérsékleti történetének.

A nyomelemek metamorf kőzetben játszott szerepének megvilágítására még egy példát hozunk fel Wu et al. (2011) közléséből, akik a kőzép kínai XinXian egység ultra nagy nyomású (UHT) metamorf eklogitjában (Ny-Dabie-orogén) a cirkon tulajdonságait vizsgálták. Az U-Pb kor és Lu-Hf-izotópok szerint a legtöbb cirkon a metamorfózis során keletkezett, de néhány szemcse magja magmás eredetű. A magban nagy a Th/U és Lu/Hf, sok a nyomelem és nagy az Eu anomália is, ami egyértelműen magmás eredetre vall. Az $\varepsilon_{Hf\,(t)}$= 8 adat szerint a korai-mezoproterozoos átdolgozott kéreg a középső-neoproterozoos időben nagy nyomás alá került és az ekkor keletkezett metamorf cirkon gránát-, omfacit-, rutil- és kvarczárványokat tartalmaz kis Nb, Ta Y, kevés nehéz (HREE) és egyenletesen eloszlott ritkaföldfémmel és jelentéktelen Eu-anomáliával. Mindez azt jelenti, hogy a cirkon nagy nyomáson kvarc-eklogit fáciesű metamorfózis körülményei között keletkezett.

A vizsgálat kimutatta, hogy két eltérő körülmények között keletkezett cirkonkristályokról van szó. A korábbiak 700 °C nagy nyomású kvarc-eklogit fáciesű metamorfózis nyomán, majd ezt követő retrogresszió után a cirkon 600 °C-on ultra nagy nyomáson keletkezett. A vizsgálati adatokból az is kiszámítható volt, hogy hűlési sebesség a korábbi cirkonkőzetben 0,33 cm $év^{-1}$ vagy 8 °C M $év^{-1}$ volt.

Az előbbi néhány példa, de bármely tanulmány alapján megállapíthatjuk, hogy a nyomelemek minősége és mennyisége a metamorf kőzet teljes tömegében, minthogy ezek a magmás kőzetekkel ellentétben helyben keletkeznek, változatlan marad. Az egymással érintkező ásványok esetében azonban nyomástól-hőmérséklettől függően diffúziós jelenségek játszódnak le vagyis az egyes ásványok nyomelemeloszlásában változások állnak be. Ha e változásokhoz időpontot is tudunk rendelni a metamorfózis lezajlásának történetét tudjuk felvázolni. A nyomelemek ismerete azért is fontos, mert lehetővé teszi a metamorf kőzet eredeti anyagának és a folyamatoknak megismerését s ezzel nagy mértékben hozzájárulnak a általános tektonikai kép megrajzolásához is.

## NEMESGÁZOK GEOKÉMIÁJA

A nemesgázok csekély földi gyakoriságuk ellenére jelentős szerepet játszanak fontos geokémiai kérdések megítélésében és megoldásában. Hat nemesgázt ismerünk He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn és nevükre is utaló jellegzetességük, hogy külső elektronhéjuk telített, vagyis 0 vegyértékük következtében más elemekkel nem vegyülnek. Ezért inert gázoknak is

**31. táblázat.** Nemesgázok gyakorisága különböző rendszerekben

| Előfordulás | Hélium | Neon | Argon | Kripton | Xenon | Radon |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Naprendszer 1 Si atomra | 2343 | 2,148 | 0,1020 | $5{,}515\times10^{-5}$ | $5{,}391\times10^{-6}$ | |
| Földi atmoszférában (térf.ppm) | 5,20 | 18,20 | 9340,0 | 1,10 | 0,09 | $(0{,}06–18)\times10^{-19}$ |
| Eruptív kőzetben (térf.ppm) | $3\times10^{-3}$ | $7\times10^{-5}$ | $4\times10^{-2}$ | | | $1{,}7\times10^{-10}$ |

hívták ezeket az elemeket, de ma már a nagyobb rendszámúak körében ismerünk néhány, főként fluorral alkotott vegyületet. Mindenek előtt ismerkedjünk meg néhány fontos tulajdonságukkal és elterjedtségükkel a Naprendszerben és a Föld különböző régiójában.

A 31. táblázat adatai szerint a Naprendszerben leggyakoribb nemesgáz a He, amely a kozmosz összetételében 24%-kal a második helyet foglalja el. A földi atmoszférában az Ar a leggyakoribb, a Xe feltűnő hiányának magyarázatával később találkozunk.

A Földön előforduló nemesgázoknak több stabilis izotópja van s ezek gyakoriságát a 32. táblázat tünteti fel.

**32. táblázat.** Nemesgázok stabilis izotópjai és azok földi gyakorisága

| Elem | Rendszám | Stabilis izotópok | Gyakoriság (%) |
|---|---|---|---|
| He | 2 | $^{3}$He | 0,000137 |
| | | $^{4}$He | 99,999863 |
| Ne | 10 | $^{20}$Ne | 90,48 |
| | | $^{21}$Ne | 0,27 |
| | | $^{22}$Ne | 9,25 |
| Ar | 18 | $^{36}$Ar | 0,3365 |
| | | $^{38}$Ar | 0,0632 |
| | | $^{40}$Ar | 99,6003 |
| Kr | 36 | $^{78}$Kr | 0,35 |
| | | $^{80}$Kr | 2,28 |
| | | $^{82}$Kr | 11,58 |
| | | $^{83}$Kr | 11,49 |
| Kr | 36 | $^{84}$Kr | 57,00 |
| | | $^{86}$Kr | 17,30 |
| Xe | 54 | $^{124}$Xe | 0,09 |
| | | $^{126}$Xe | 0,09 |
| | | $^{128}$Xe | 1,92 |
| | | $^{129}$Xe | 26,44 |
| | | $^{130}$Xe | 4,08 |
| | | $^{131}$Xe | 21,18 |
| | | $^{132}$Xe | 26,89 |
| | | $^{134}$Xe | 10,44 |
| | | $^{136}$Xe | 8,87 |

A héliumnak háromféle eredete ismert: a primordiális He az ősrobbanás nukleoszintézise során képződött és a H utáni leggyakoribb elem. Másrészt a csillagok H-fúziója során is állandóan képződik. Mégis a földi atmoszférában a nemesgázok közül csak a harmadik helyet foglalja el, mivel a primordiális He-t, kis tömegénél fogva, a gravitáció nem tudta kötve tartani. Jelenleg a kéregben az U és Th és más elemek radioaktív bomlása során is képződik (radiogén He) és földgáztelepeken gyűlik össze. A továbbiakban szükség lesz a He és Ar izotópjainak eloszlásásra a geofázisokban, amit a 33. táblázat foglal össze.

**33. táblázat.** A He- és Ar-izotópok különböző geofázisokban (HART et al. 1985)

| Izotópok | Egység | Atmoszféra | Kéreg | MORB | Plum |
|---|---|---|---|---|---|
| $^{36}$Ar | $10^{19}$ cm$^{3}$ | 12,46 | 0,04 | – | – |
| | $10^{-8}$ cm$^{3}$g$^{-1}$ | 2 | <3 | 0,005–0,013 | 3,3–5,9 |
| $^{40}$Ar | $10^{21}$ cm$^{3}$ | 36,78 | 4,6–14 | – | – |
| | $10^{-5}$ cm$^{3}$g$^{-1}$ | – | – | 0,2–0,4 | 2 |
| $^{40}$Ar/$^{36}$Ar | $10^{3}$ | 0,2955 | 1 | 24,5 | 0,35–0,50 |
| He | $10^{-10}$ cm$^{3}$g$^{-1}$ | | | 0,2–0,7 | 10–36 |
| $^{4}$He | $10^{-6}$ cm$^{3}$g$^{-1}$ | – | – | 2-6 | 28-170 |
| He/$^{4}$He | $10^{-5}$ | 0,14 | $10^{-2}$–$10^{-3}$ | 1,2 | >6 |
| $^{4}$He/$^{40}$Ar | – | $10^{-3}$ | – | 2–10 | 1,4–1,7 |
| $^{4}$He/$^{36}$Ar | $10^{4}$ | $10^{-4}$ | | 1,6–2,9 | 0,05–0,09 |
| $^{3}$He/$^{36}$Ar | – | – | – | 0,16–1,4 | 0,03–0,006 |
| ($^{4}$He/$^{36}$Ar)$_N$ | | | | 20+6 | 1 |
| $^{36}$Ar$_N$ | – | – | – | 1 | 250–1100 |
| $^{4}$He$_N$ | | | | 1 | 5 |
| $^{3}$He/U | – | – | – | $10^{-5}$ | $10^{-3}$ |

Az $^{40}Ar$ a $^{40}K$ ß-bomlásával képződik és az atmoszférában a leggyakoribb nemesgáz, bár a Naprendszerben ritkábban fordul elő. Nagy szerepe van a K-Ar kormeghatározó módszerben. A Xe nagy ritkaságát az atmoszférában úgy magyarázzák, hogy ez az elem feltehetőleg a kéreg ásványainak rácshibáiban rejtőzik. A kripton gyakorisága ~1 ppm. A radon (Rn) az urán és tórium bomlásterméke és a kőzetek nem jól szellőző járataiban halmozódik. Időnként a felszínre kerül és tüdőrákot okozhat (USA-ban 12 ezerre teszik ezek számát). Hazai viszonylatban is sok vizsgálatra került sor (Mátra-derecske stb.), de szignifikáns kapcsolatot a radon és a rákbetegség között eddig nem észleltek.

A 34. táblázatban látjuk a fontosabb radioaktív bomlási folyamatokat, melyek (nukleogén) nemesgázok keletkezéséhez vezetnek. A 35. táblázat segítségével pedig tekintsük át a nemesgázok atmoszférában elfoglalt helyzetét.

**34. táblázat.** Nemesgázok képződéséhez vezető radioaktív bomlások

| Reakció | Keletkezett izotóp | Reakció | Keletkezett izotóp |
|---|---|---|---|
| $^{6}Li$ (n, α) | $^{3}He$ | $^{127}I$ (n, γβ) | $^{128}Xe$ |
| $^{18}O$ (α, n) | $^{21}Ne$ | $^{128}Te$ (n, γβ) | $^{129}Xe$ |
| $^{19}F$ (α, n) | $^{22}Ne$ | $^{130}Te$ (μ, ββ) | $^{129}Xe$ |
| $^{35}Cl$ (α, p) | $^{38}Ar$ | $^{130}Ba$ (n, γβ) | $^{231}Xe$ |
| $^{126}Te$ (μ, μπβ) | $^{126}Xe$ | $^{131}Xe$ (n, γ) | $^{132}Xe$ |

**35. táblázat.** Nemesgázok az atmoszférában

| Elem (gáz) | Térfogat% |
|---|---|
| Argon (Ar) | 0,9340 |
| Neon (Ne) | 0,001818 |
| Hélium (He) | 0,000524 |
| Kripton (Kr) | 0,000114 |
| Xenon (Xe) | $9\times10^{-6}$ |

## A NEMESGÁZOK GEOKÉMIAI JELENTŐSÉGE

A földtudományok szempontjából a nemesgázokat mindenekelőtt a kémiai reakcióképesség hiánya s így fizikai karakterük kizárólag tömegükkel arányos változása (diffuzivitás, transzport jelenségek) és radioaktív bomlástermékek formájában való képződésük teszi érdekessé és rendkívül fontossá. A ritkaság és a primordiális izotópoknak ($^{3}He$ és $^{46}Ar$) a radiogén, nukleogén ($^{235,238}U$ és $^{232}Th \rightarrow {}^{4}He$ és $^{21}Ne$, $^{40}K \rightarrow {}^{40}Ar$ és $^{129}J \rightarrow {}^{129}Xe$) izotópokkal képezett hányadai a köpeny, kéreg és atmoszféra folyamatainak kvantitatív megértését segítik elő.

Gyakoriságuk, a Naprendszerrel ellentétben, a ritka inkompatibilis nyomelemek körébe helyezi a nemesgázokat annak következtében, hogy a Föld akkréciója során éppen inert jellegük miatt az atmoszférában gyülekeztek, és a napszél eltávolította őket. Másrészt inert jellegük fokozza mérésük kimutathatósági pontosságát és csökkenti kimutathatóságuk határát, mert gázként a vizsgálandó anyagból könnyen eltávolíthatók és mérhetők. Például a Xe gyakorisága kőzetekben $10^{-11}cm^{3}$ STP/g vagy 0,087 ppm, e kis koncentráció ellenére gyakoribb izotópjait 1% relatív pontossággal lehet meghatározni.

További probléma a képződésük és ennek következtében geokémiai viselkedésükben jelentkezik. Zömmel nukleáris transzmutáció útján keletkeztek, ún. „nukleáris komponensek", de nem mindegy, hogy milyen módon, mikor és hol. Ezért a további tárgyalás megkönnyítésére néhány tulajdonságukat összefoglalva említjük. A következő fogalmakat fogjuk használni:

— *Primordiális:* az ősrobbanást követő 300 000 éves szakaszban képződött elem ($^{1}H$, $^{2}H$, He, Li). A primordiális jelzőt a primitív köpenyre is használják.

— *Radiogén elem:* valamely radioaktív elem bomlása során keletkezett (pl. K→He, Rb→Ar, Sm→Xe).

— *Nem radiogén elem:* pl. a $^{204}Pb$, mivel nem radioaktív bomlástermék.

— *Szoláris ködből származó elem,* röviden *szoláris elem*: abból a ködből származik, melyből a Naprendszer keletkezett. Minden, nem a Földön keletkezett elem e ködből származik. Ennek összetételét korábbi csillagok elemei határozták meg. Pl. $^{20}Ne$ a mi napunknál háromszor nagyobb tömegű csillagban 100 GK hőmérsékleten, He és O fúziójával keletkezett, majd a ködben szétoszlott és az akkréció során megjelent a Föld anyagában.

— *Nukleogén elemek:* radioaktív elemek által kibocsátott sugárzás hatására keletkeznek. Pl. $^{24}Mg(n,\alpha)>^{21}Ne$, $^{25}Mg(n,\alpha)>^{22}Ne$, $^{23}Na(n,\alpha)>^{20}Ne$.

— *Kozmogén elemek:* a kozmikus sugárzás atomi részecskékből (főleg protonok) áll és kicsi a Földre jutó nettó energiája. Az egyes részecskék energiája azonban rendkívül nagy, több milliárd elektronvolt lehet s így ütközéskor heves reakciót váltanak ki[54*]. Egyik hatásuk atomok hasításában áll, miközben gyors neutronok keletkeznek. Utóbbiak ütközések után ún. „termális" neutronná alakulva stabilis atomokkal történő ütközés során azokat radioaktív izotópokká alakítják. A levegő N, O, C, nemesgáz elemei $^{14}C$, $^{10}Be$, $^{36}Cl$, $^{129}I$ izotópokká alakulnak. A Föld felszínére érkező sugarak ásványok elemeivel ütközve apatitban, titanitban, cirkonban $^{3}He$- és kvarcban $^{21}Ne$-izotópokat hoznak létre. E reakciók kitűnő indikátorai a víz, erózió stb. környezeti viszonyainak.

— *Napszél által implantált elem (SWI):* a napkoronából távozó anyag (főleg elektronok, protonok) elérik a naprendszer égitesteit. A Föld magnetoszférája miatt kevés jut a Földre, a meteorokban inkább megkötődik és az ásványokba beépült nemesgázok (Allende, Murchison meteorit) jól vizsgálhatók.

— *Preszoláris (exotikus) elemek:* némely 20 Å körüli gyémánt és SiC szemcsékben a nemesgázok olyan izotópjai fordulnak elő, melyek a Naprendszer keletkezését megelőző kozmikus szakaszban jöttek létre.

[54*] Összehasonlításul egy gázmolekula kinetikus energiája 10 000 K-en 1 eV.

— *„Q”gázok (primordiális nemesgázizotóp összetétel meteorokban) (Lewis „quintessence” jelölése alapján):* Meglehetősen bizonytalan összetevője meteorok nemesgázainak. Újabban a Nap nemesgáz összetételének tömeg szerint particionálódott variánsát értik alatta.

— *In situ nukleáris komponens:* helyben keletkezett nemesgáz.

— *Elvándorolt nemesgáz:* keletkezési környezetéből eltávozott nemesgáz. Minden izotóp nukleáris reakcióval jött létre, tehát „nukleáris komponens”, de a nemesgázok esetében célszerű a helyben maradt (in situ) és az elvándorolt gázt megkülönböztetni. Az in situ elem abban a környezetben van, amelyben keletkezett, vagyis értelemszerűen nukleáris komponens. Például valamely ásvány $^{238}$U-jából keletkezett Xe. A vegyi kötéssel nem rendelkező nemesgázok könnyen távoznak keletkezési helyükről, megbontva a radioaktív bomlás egyensúlyát. Ezek elvándorolt gáznak minősülnek. Általában a vett mintákról, ha az nem meghatározott ásvány, azt gondoljuk, hogy nemesgáztartalma a külső környezetből (rezervoárból) származik, amelyben a gáz lehet nukleáris komponens, primordiális vagy ezek keveréke. A viszonyok tovább bonyolódhatnak: pl. $^{36}$Ar valamely mintában lehet odavándorolt, melyben $^{40}$K bomlásával (in situ) $^{40}$Ar is keletkezett. Ha ez zárt rendszerben megolvad, és újra kristályosodik, az ez után keletkező in situ $^{40}$Ar mellett a korábban már megvolt $^{40}$Ar odavándoroltnak minősül, ugyanis nem a keletkezési helyén van. A minta teljes $^{40}$Ar tartalma tehát két részből áll, egy érkezett és egy in situ képződött $^{40}$Ar-ból s a kettő egymástól megkülönböztethető. E példa figyelembevételére akkor van szükség, amikor azt tapasztaljuk, hogy valamely nemesgáz az őt termelő radioaktív elemhez képest a bomlási egyensúlytól eltérően feleslegben vagy hiányban van.

A nemesgázok eloszlási értékeinek felhasználásakor más nyomelemekhez képest is fontosabb a vizsgált minta jellege. Az adatok gyakran a teljes kőzetre vonatkoznak, de további információk meríthetők pl. egy porfíros vulkáni kőzet korai kristályosodású makro ásványainak (plagioklász stb.) vagy üvegfázisainak vizsgálati adataiból, melyek a frakcionális kristályosodás különböző fokozataihoz tartoznak.

A felfelé nyomuló magmában a nemesgázok főleg a legelőször képződő gázokhoz-gőzökhöz főleg $CO_2$-hoz csatlakoznak. Oldhatóságuk, atomtömegük növekedésével, a szilikát olvadékban erősen csökken s így a nehezebb gázok a gőzfázisban gyülekeznek, de vulkáni gázokban pontos mérésüket csaknem lehetetlenné teszi az atmoszférával történő keveredés. A köpenyviszonyok vizsgálatára a He a legalkalmasabb és a vizsgálatok nyomán heves vita alakult ki a köpeny gáztalanodása kérdésében. Az egyik álláspont szerint az óceáni szigetek (OIB) vulkanizmusa köpeny/mag határától érkező köpeny plum következménye, a másik vélemény szerint (pl. ANDERSON 1998a, b) a felső köpeny heterogenitásából eredő anyagról van szó. A két felfogás a He-izotópok eloszlásából kíván érveket meríteni.

A nemesgázok egyik fontos tulajdonsága a diffúziós képesség, mely a He esetében a legnagyobb. A felhatoló magmákból sekély mélységben, gáz formában kilépnek, és több információt nyújthatnak a MORB és OIB származási kérdéseinek megoldásához, mint a szilárd állapothoz kötött elemek izotópjai. A MORB a $^3$He/$^4$He tekintetében viszonylag egyforma eloszlást ($8R_a$) mutat, míg a $^{40}$Ar/$^{36}$Ar 40,000-ig felmehet, a $^{129}$Xe/$^{130}$Xe~8.

A $^{20}$Ne/$^{22}$Ne vs $^{21}$Ne/$^{22}$Ne diagramban pedig a MORB a magmás és atmoszférás értékek keverékét mutatja. Ugyanezen diagramban az OIB még erőteljesebb keveredést jelez. A loihi lávában a $^{129}$Xe/$^{130}$Xe nagyobb, mint az atmoszférában, de legnagyobb értéke is kisebb a MORB-éhoz képest. E nyomelembélyegek alapján az állapítható meg, hogy az OIB több primordiális elemet tartalmaz, mint a MORB.

A máig tartó vita középpontjában az a kérdés áll, hogy a köpeny, feltehetőleg nem sokkal az akkréció után, teljes egészében kigázosodott-e, vagy csak a felső köpeny, vagyis van-e egy primitív állapotban maradt alsó köpeny, amelyből a kimerült felső köpenybe friss anyag érkezhet. A konvekció nyomán a felszínközelbe érő anyagok forrását e kétféle elmélet alapján ítélik meg.

A kérdést, amely az egész Föld geodinamikáját érinti, kissé részletesebben kell tárgyalni a He és általában a nemesgázok szerepének tisztázásával.

## A $^3$He GEOKÉMIAI SZEREPE

### A $^3$He fizikai tulajdonságai

Atomtömeg $^3$He = 3,016; $^4$He= 4,0026. Forráspont $^3$He=3,19 K; $^4$He= 4,23 K

Természetes előfordulás: 0,000137%. Keletkezik trícium β-bomlásával

Sűrűség forrásponton $^3$He= 0,059 gcm$^{-3}$; $^4$He= 0,12473 gcm$^{-3}$

Energia: $^3He + {}^2_1H_1 \rightarrow {}^4_2He_2\ 2\ {}^1_1p + 18{,}354$ MeV

A fenti reakció szerint 3 g (1 mol) $^3$He deutérium 493 megawatt-óra =4,93×10$^8$ Wóra) teljesítményt ad. Kiválóan használható neutron detektálására: $n + {}^3He \rightarrow {}^3H + {}^1H + 0{,}764$ MeV vagyis trícium és hidrogén keletkezik, ami proporcionális számlálóval detektálható.

Hűtésre is használható: $^3$He-mal 0,20 K, $^3$He és $^4$He keverékével pedig néhány ezred Kvolt érhető el. A nukleáris bombák tesztelése során trícium került az atmoszférába s ennek bomlásával $^3$He. A $^3$H/$^4$He arány mérésével a jelenkori talajvizek kora meghatározható.

## $^3$He földi előfordulása

A $^3$He a köpeny primordiális anyaga. A $^3$He/$^4$He aránya a kéregben és köpenyben egyaránt kisebb, mint az a meteorok, és naprendszer összetételéből következnék, mert a $^4$He az U és Th bomlásával radioaktív úton is képződik és növeli a számláló értékét. A köpenyben minden millió $^4$He-re 200–300 $^3$He esik. Az atmoszférában levő $1{,}38\times10^{-6}$ He gáz nyomása 4 millitorr s ez 5,2 ppm(vol)-nek felel meg. Ebből számítva az atmoszférában mintegy 4000 tonna $^3$He van.

A $^3$He a Földön kétféleképpen keletkezik: Li-hasadás kozmikus sugárzás hatására és trícium bomlás révén. Ezek azonban elenyészők a $^4$He képződéshez képest. A köpenyben 100 ezer és millió tonna között lehet a $^3$He-tartalom. Ez azonban nem hozzáférhető, mivel lassan jut fel a forró pontok és MORB vulkanizmusa révén. A hawaii-szigeti vulkánosság évi 300 g, a MORB évi 3 kg $^3$He-t produkál. Szubdukciós zónák körül földgázokban 1000 t $^3$He lehet, de a kéregben előforduló földgáz összesen csak 500 kg $^3$He-t tartalmazhat. Ezeken kívül interplanetáris eredetű porban az óceánok aljzatán további 4000 t $^3$He foglalhat helyet.

## A $^3$He/ $^4$He (R) rendszer

Az atmoszférában a két izotóp aránya $R_A \sim 1{,}4\times10^{-6}$ és bár kevés $^3$He a Li-ból γ-sugárzás hatására is keletkezik, de többsége valószínűleg primordiális eredetű. Kis tömege folytán a He az atmoszférából csekély tartózkodási idő ($10^6$ év) után távozik, a köpenyből származó gázokban viszont nagyobb mennyiségben van jelen s így mondható, hogy a Föld még nincs teljesen kigázosodva. A meteoritokban az R értéke 200-szor nagyobb, mint az atmoszférában, a földi mintákban pedig $10^{-8}$-tól $10^{-4}$-ig növekszik az idős kraton kőzeteitől a jelenben működő vulkánokig és gyémántkristályok zárványaiban található gázokig. A kimberliti gyémántokban a $^3$He/$^4$He arány $3{,}2\times10^{-4}$–et érhet el, ami a szoláris értéknek felel meg, jelezve, hogy az ásvány el volt szigetelve az U- és Th-bomlás hatásától és közel olyan idős, mint maga a Föld. Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a kontinentális litoszféra kialakulása nagyon korán elkezdődött.

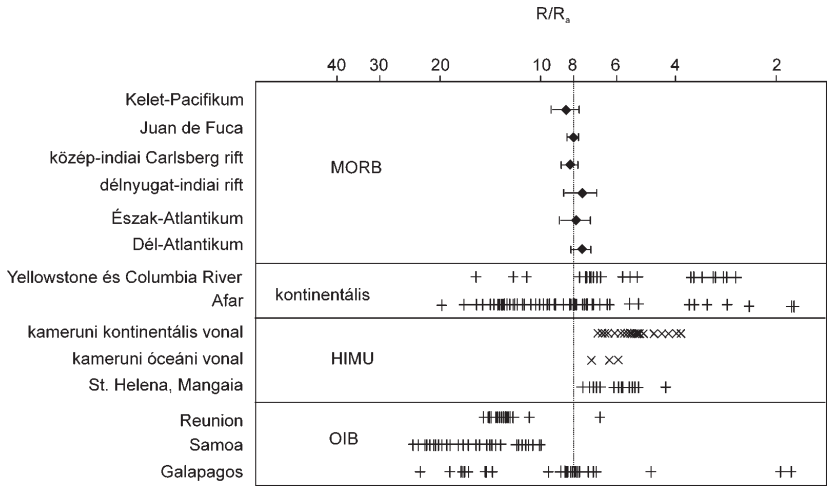
Másfelől a $^3$He/$^4$He arány (a $^{21}$Ne/$^{22}$Ne és a $^{40}$Ar/$^{36}$Ar aránnyal együtt) jelzi, hogy a köpenyben létezik egy nem kigázosodott rezervoár (alsó köpeny).

Az $R/R_A$ értéke a kontinentális kéregben <1, a MORB-ban 7–9, forró foltokban 5–42, óceáni és édesvizekben 1, talajvizekben <1, termálvizekben 3–11. Az R izotópkémia felhasználható talajvizek korának meghatározására (BURNARD et al. 1997), áramlási sebességének, szennyezett vizek vándorlásának megállapítására, hidrotermás folyamatok és eruptív kőzetek kutatásának céljaira. A radioaktív trícium bomlása során szintén keletkezik $^3$He, ezért a $^3$He/$^4$He is alkalmas jelenlegi talajvizek korának megállapítására.

## A He-eloszlás és a köpeny szerkezete

A földi atmoszféra és hidroszféra időbeni és mechanikai kialakulását, a sok ismeret ellenére, máig homály fedi. A két szféra az élet és a Föld tektonikai karakterének fő szereplője. Ezért a nemesgázok köpenyből az atmoszféráig tartó útvonalának tanulmányozása fontos betekintést nyújthat a Föld fejlődésének történetébe.

A He tartózkodási ideje az atmoszférában ($10^6$ év) kevés ahhoz, hogy jelentősen részt vehessen a köpenybe történő recirkulációban. Egyik legfontosabb megfigyelés, hogy a $^3$He a mélyköpenyből kigázosodással a MORB-on keresztül az óceánokba kerül.



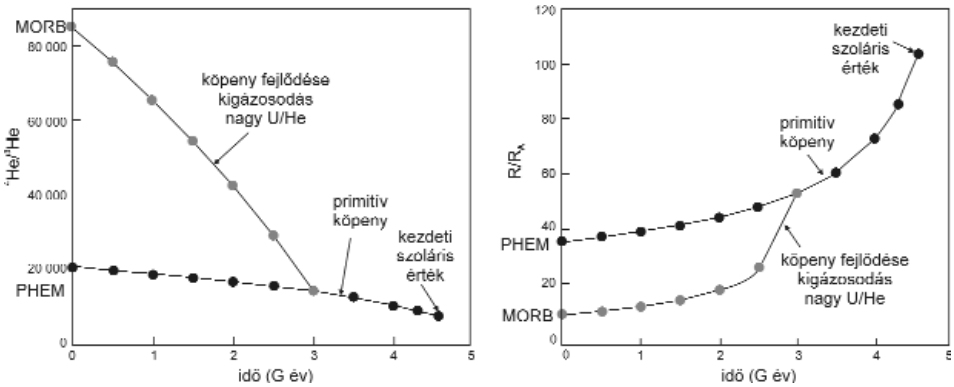

**136. ábra.** A MORB R/Ra értékeinek összehasonlítása a jobban keveredett kontinentális, HIMU és OIB értékeivel (BARFORD et al. 1999)

Eltekintve az óceáni platóktól és szigetektől a $65\times10^3$ km hosszúságú riftekben (MORB) az R értéke ($8{,}75\pm2{,}14$ $R_a$) és meglehetősen egyöntetű (136. ábra). Ez egyúttal azt is jelenti, hogy a MORB-ot tápláló köpenyben a $^3$He/(U+Th) arány is meglehetősen állandó, ami fontos bepillantást ad a köpeny szilárd-illékony komponenseinek fejlődésmenetébe. Az OIB-ban nagyobb az $R/R_a$ érték, ami nagyobb $^3$He-tartalmat is jelent s ennek kézenfekvő magyarázata az lehet, hogy a MORB-

hoz képest számított $^3$He felesleg egy külön rezervoárból származó áramlással érkezik, melynek forrása máig vitatott kérdés. A 136. ábrán látható kisebb HIMU és nagyon változó kontinentális értékek a $^4$He-t termelő nagyobb U, Th koncentrációra vezethetők vissza.

A földköpenyt a 660 km mélységben észlelhető szeizmikus diszkontinuitás egy felső és egy alsó köpenyre osztja. A két rész főkomponenseinek összetételében, főleg a mélységgel növekvő nyomás hatására végbemenő fázisátalakulásokat tételeznek fel. Más a helyzet a volatilis elemek (nemesgázok) és több izotóp tekintetében, mert a felső köpenyt a kigázosodás miatt az illékony és inkompatibilis elemekben elszegényedett, az alsó köpenyt a kondritoktól csekély mértékben eltérő *primer* képződménynek tartják. Főleg a MORB és OIB kőzetekben láttuk a jelző izotópok szignifikáns eltérését, ami már korán felvetette kétféle rezervoár létezésének feltételezését. Bár ellenvélemények is felmerültek, célszerűnek látszik a kigázosodás tényének néhány bizonyítékát bemutatni, különösen az ellentmondó modellek mélyén megjelenő elemzési stílusokra.

A köpenyre vonatkozó teóriák főleg az OIB és MORB magmák nyomelem s ezek közül is főleg a nemesgázok összetételének értelmezésén alapulnak. Ma a szerzők többsége a *kétcellás* elméletre[55*] alapozva vonja le kutatásából adódó következtetést. Fontos megfigyelés, hogy az $Ar^{40}/^{36}Ar$ rendszeresen és a $^{129}Xe/^{130}Xe$ is kisebb az OIB-ban a MORB-hoz viszonyítva. Idevonva a Ne izotóp értékeit is az a következtetés adódik, hogy az OIB forrásanyaga több primordiális nemesgázt tartalmaz, mint a MORB, ami más szilárd fázisokhoz kötött nyomelemekkel együtt, összhangban van a gazdagabb mélyköpeny létezésének teóriájával. A 137. ábra szemlélteti a köpeny kigázosodás miatt bekövetkező He-veszteségét 3 G év idő óta (nagy U/He) és a MORB elkülönülését a primitív (PHEM) köpenytől. Ezt az összefüggést erősíti, hogy a $^3$He/(U+Th) arány MORB-ban kicsi az OIB-ban viszont nagy.




**137. ábra.** A $^4$He/$^3$He és R/RA alakulása az idő függvényében (Mukhopadhyay, Harvard EPS 260 közl.)

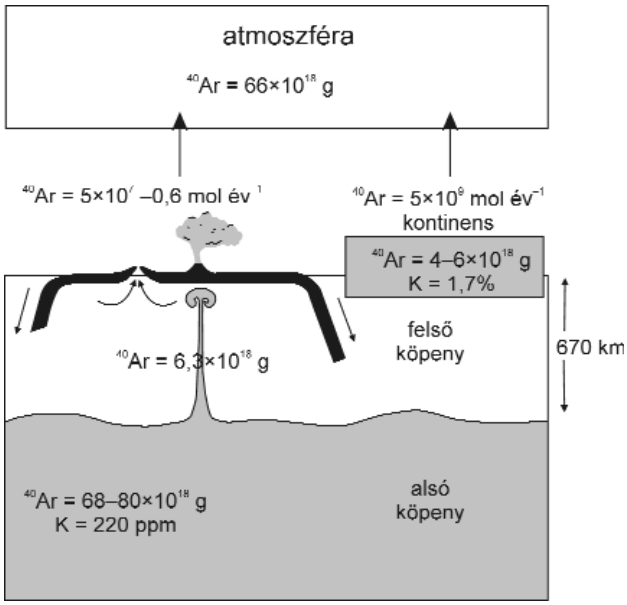
Érdekes összefüggés bontakozik ki akkor is, ha a szilárd nyomelemek alapján a kimberliteket mélyebb plumokból származóknak tartjuk, akkor a kimberlitek nemesgáz jellegének hasonlónak kell lennie a hawaii és izlandi plum eredetű kőzetekéhez. Újabb vizsgáltok grönlandi kimberlitben $^3$He/$^4$He értékét tényleg nagyobbnak találták a MORB-éhoz képest (Kaneoka).

## Az argonhiány

A nem kigázosodott rezervoár hipotézis melletti érvrendszert az „argon-hiánnyal" is alá szokták támasztani. Az argon $^{40}Ar/^{36}Ar$ szoláris értékét ($3\times10^{-4}$) a földi atmoszférával (0,295) összehasonlítva nyilvánvaló, hogy az utóbbi nagy érték különleges utánpótlás eredménye. A $^{40}$K radioaktív bomlásterméke az $^{40}$Ar és így a tárgyalás során kiindulhatunk a K mennyiségéből. A MORB DMM forrásának K-tartalma, ha az U=20–22,5 ppb akkor az U/K =12 700. Ebből a szilikát köpeny K-tartalma 250–285 ppm, amiből a Föld keletkezése óta $140–156\times10^{18}$g $^{40}$Ar keletkezett. Ebből $66\times10^{18}$g (~40–50%) az atmoszférában van, míg a kéregben $9–12\times10^{18}$ g, tehát a teljes köpenyből $63–80\times10^{18}$ g $^{40}$Ar hiányzik. ALLÈGRE et al. (1996) szerint (138. ábra) ennek a rejtőző argonmennyiségnek egy rezervoárban, feltehetően a mélyköpenyben kell lennie. Néhány részlet az $^{40}$Ar fluxus összetevőiről: a $^4$He fluxus a rifteken $9{,}46\times10^7$ mol év$^{-1}$, a $^4He/^{40}Ar$ arány a MORB-ban 2–15 vagyis az $^{40}$Ar fluxus $0{,}63–5\times10^7$ mol év$^{-1}$. Az óceáni litoszféra $5{,}76\times10^7$ g tömege halad át évente a rifteken. A végeredmény: a felső (660 km) köpeny $^{40}$Ar tartalma 0,6–4,6 g$\times10^{18}$ g, az alsó köpenyé $54–74\times10^{18}$ g, ami 230 ppm K-nak felel meg.

Itt bemutatunk egy másik gondolatmenetet, amely szerint nincs Ar-hiány a köpenyben. LASSITER (2004) abból indul ki, hogy a BSE K-tartalma kisebb 230 ppm-nél a következők miatt. A MORB K/U értékeit nagymértékben meghatározza a recirkuláció, amely a szubdukció során az óceáni kéreg tömegének 6–8%-ára terjed ki. Mivel a K sokkal oldékonyabb, mint

[55*] A kétcellás elmélet nem zárja ki a főelemek azonosságát az alsó és felső köpenyben. A moláris Mg/(Mg+Fe)=0,9 azonossága, mellett 660 km mélységben rendkívül éles (szeizmikusan 1,5 km-en belüli) izokémiai változások vannak a spinell→perowskit→magnéziowüstit irányában, melyek fontos izotóprezervoárok, és egyéb nem kigázosodott elemek alsó köpenybeli megmaradásához vezettek.



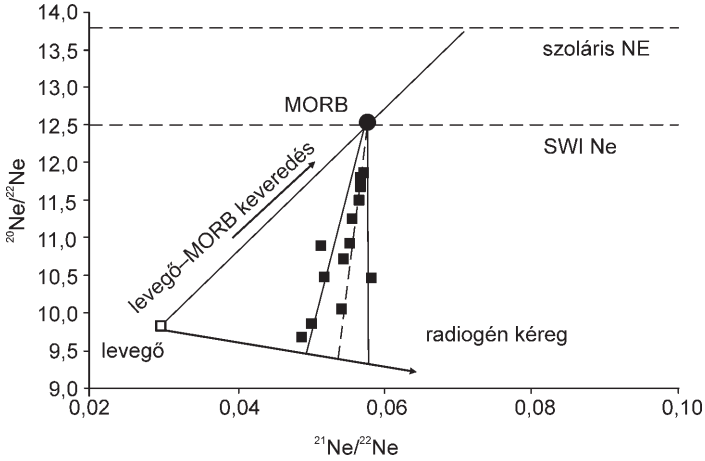

**138. ábra.** Az argon forgalma a köpenyben és atmoszférában (ALLÈGRE et al. 1996)

az U, a dehidrált kéregben a K/U arány erősen lecsökken. Ezt látjuk az eklogit ~1000, a HIMU-típusú bazaltok 4000 körüli értékeiben is. Ezért a MORB-bal különbözőképpen szennyezett OIB kőzetekben az U/K arány igen változó, de mindegyikben negatív korreláció észlelhető a $^{206}$Pb/$^{204}$Pb értékkel szemben, jelezve, hogy az alacsony K/U érték régóta fennáll a recirkuláció miatt. E megfontolás alapján a K/U értéke 7000–9000, illetve K =150–196 ppm-nek adódik, ami a kondritokéval is jobban egyezik. Ezzel az argonhiány kérdése megoldódott, miután kevesebb K-mal és kisebb K/U értékkel számol.

Más meggondolással hasonló eredményre jut ANDERSON (1998a, b) is. Szerinte a Föld illékony elemekben szegény, erősen differenciálódott bolygó és az inkompatibilis elemek koncentrálódnak az exoszférában (atmoszféra, óceánok, üledékek és kéreg). A jelenlegi geokémiai modell egy nagy primordiális, nem kigázosodott rezervoárt tételez fel kondritos U és He összetétellel, de ez szerinte nincs összhangban a tömeg és energia mérlegekkel. Fő tétele, hogy a nagy fölös primordiális $^{3}$He a felelős azért, hogy a $^{3}$He/$^{4}$He (R) nagyobb, mint a MORB bazaltoké. Anderson azt állítja, hogy egy következetes modell egy gázszegény bolygóból indul ki, visszatartva a $CO_2$-t és nemesgázokat a felső köpenyben E gázok a későbbi tektonikai és magmás folyamatok során szabadultak ki, eltávoztak és a köpeny nagy része már az akkréció során kigázosodott. A nagy $^{3}$He/$^{4}$He értéket inkább korábbi nagy gázkioldásnak tartja az U szegény környezetből, mint primordiális eredetűnek. A MORB-ban az R nyolcszor nagyobb, mint az atmoszérában ($R_a$), az OIB bazaltokban 30 ($R_A$) is lehet egyes előfordulásokban. Ezzel a véleményével ő az egycellás köpeny mellett foglal állást.

Érdemes a kétcellás modell híveinek egy további érvelését is megismerni. PORCELLI, ELLIOT (2008) parametrizált analitikai vizsgálatai szerint az U+Th az áramló köpenyben az idővel exponenciálisan csökken. E megvilágításban a jelenlegi nagy kigázosodás ($^{3}$He felesleg az OIB-ban) érdekes problémát vet fel. Ugyanis az áramló köpeny jelenlegi $R_a$ (~8) értéke, továbbá hélium koncentrációja [3,3×10$^{-11}$ cm$^{3}$ (SPT) $^{3}$He g$^{-1}$] a köpeny eredeti koncentrációját 4,1×10$^{-9}$ cm$^{3}$ (SPT) $^{3}$He g$^{-1}$ értékűnek tételezi fel. Az Anderson-modell szerint a köpeny teljesen kigázosodott, vagyis 4 G év alatt volatilis tömegének 99%-a az atmoszférába került. Ezzel szemben sok egyéb megfigyelés szerint a $^{3}$He-nak 50%-a és ha BALLENTINE (2002) legújabb folyásdinamikai eredményeit is tekintjük, akkor is csak 70%-a jutott az atmoszférába. Miután a köpenyben kevés $^{3}$He és U, Th van, az óceáni szigetek (OIB) nagy $R_a$ értéke csak egy elkülönült, $^{3}$He-gazdag rezervoárból, valószínűleg a primitív, szeizmikus tomográfiával is kimutatott alsó köpeny és a vasmag határáról (D") származhat.

A *neon* izotóparányainak vizsgálata szerint különbség van az atmoszféra, földgáz és radioaktív bomlás során keletkező gázok között. Lehetővé vált az izotóp szisztéma keletkezési mechanizmusát is tisztázni („Wetherill-reakciók"). E szerint a $^{20}$Ne és $^{22}$Ne földi képződése elhanyagolható, tehát ezek az izotópok szoláris eredetűek, a $^{21}$Ne pedig radiogén/nukleogén izotóp. A köpeny származású Ne tehát három komponens keveréke: atmoszférából származó, nukleogén $^{20}$Ne és $^{22}$Ne és kéreg eredetű radiogén (139. ábra) izotópoké. Ismeretes, hogy a kéregben keletkező radiogén gázok talajvizekben gyűlnek össze. Ha magma gázai „öreg" talajvizekkel találkoznak, ezek atmoszféra eredetű nemesgázaival keveredenek. Kialakul egy (levegő+kéreg)-köpeny keveredési vonal, melyben a $^{20}$Ne/$^{22}$Ne legnagyobb értékét (12,5) a MORB-ban éri el. Érdekes, hogy ez az érték jól egyezik a meteorok SWI-ével, de kisebb a szoláris értéknél. Ezért az a modell, mely szerint a földi neon teljes egészében szoláris eredetű felülvizsgálatra szorul.




**139. ábra.** A levegő, kéreg, MORB és szoláris Ne helyzete a Ne/Ne diagramban (HOLLAND, BALLENTINE 2006)
SWI= Sun Wind Implanted

A *kripton* gázról egyelőre nem halmozódott fel annyi vizsgálati eredmény, mely átfogó kép megrajzolását tenné lehetővé. Az eddigi vizsgálatokból annyi bizonyos, hogy a köpeny és a levegő Kr-izotópjai kevéssé térnek el egymástól. Azt

is megállapították, hogy az argonhoz hasonlóan a levegőben és köpenyben a gáz könnyű izotópjai közelítően 0,8%/amu arányban egyaránt csökkennek a szoláris összetételhez képest (PEPIN, PORCELLI 2002).

Hasonló jelenség a szenes kondritok Q-komponense esetében is megfigyelhető, ahol a csökkenési arány 1,1%/amu. Nincs lehetőség a visszacirkulált levegő és egy feltehetően Q-komponensből származó Kr-izotóp eloszlását megkülönböztetni. Miután a $^{130}Xe/^{84}Kr/^{36}Ar$ érték a köpenyben és tengervízben azonos, HOLLAND, BALLANTINE (2006) felfogása szerint a kiegyenlítődés a levegő kriptonjának tengervízbe történt recirkulálásával, majd innét szubdukciós folyamattal a köpenybe kerülésével mehetett végbe.

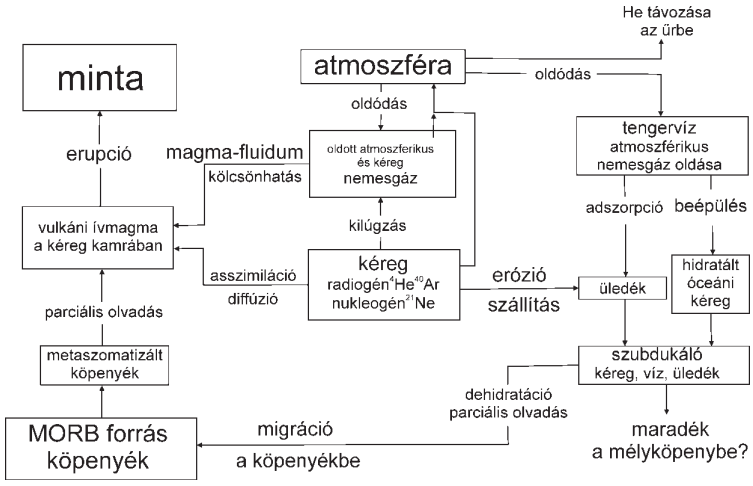
A *xenon* elemnek 9 stabilis (csak az ónnak van 10) és 40-nél több instabilis izotópja van. E sokféle izotóp és annak keletkezési módja alkalmassá teszi a xenont nemcsak a Föld, hanem a Naprendszer fejlődésének vizsgálatára is. Utóbbi lehetőséget bemutatva gondoljuk meg a következőket. A $^{129}Xe$ stabilis izotóp nagyon kis mennyiségben kozmikus sugárzás hatására vagy nukleáris hasadás útján is keletkezik, de túlnyomó része a jód β-bomlása útján szupernóva robbanáskor keletkezett: $^{129}I\ (\beta) \rightarrow {}^{129}Xe$ (I-Xe). Ám a $^{129}I$ felezési ideje mindössze 16 millió év. Ebből következik, hogy rövid idő telhetett el a $^{129}I$ szupernóvában való keletkezése és a gázköd szilárdulása után a bolygókban, meteorokban a $^{129}I$ megjelenése, vagyis a naprendszer kialakulása között.

A $^{129}Xe/^{130}Xe$ és $^{136}Xe/^{130}Xe$ arányok ismerete szintén hozzájárul a planetáris differenciálódás és kigázosodás megértéséhez. Például a Mars atmoszférájában a Xe koncentrációja a Földiéhez hasonlóan 0,08 ppm, de a $^{129}Xe$ aránya sokkal nagyobb, mint a Föld vagy a Nap atmoszférájában. Mivel ez az izotóp radioaktív bomlás útján jön létre, túlsúlyra úgy tehetett szert, hogy a Mars atmoszférájának nagy részét keletkezése után kb.100 millió évvel elveszítette és a $^{129}Xe$ ezt követően radioaktív úton pótlódott.

A Föld ősi légköre elveszítésének idejét a I-Xe és Pu-Xe rendszer alapján egymástól függetlenül módon lehet meghatározni. Különböző variánsai vannak a megközelítésnek, de midegyik a naprendszer keletkezése utáni 80 millió évhez konvergál. A $^{129}Xe^*/^{136}Xe^*$ (ahol * a $^{129}I$-ból, ill. $^{244}Pu$-ból származó Xe-t jelöli) mind a köpenyáramban (MORB-forrás), mind az atmoszférában azonos, úgyhogy ezen az alapon rezervoárokat nem lehet elkülöníteni. Különben is PORCELLI et al. (2002) szerint a Föld akkréciója során Xe tartalmának 99%-t elveszítette.

A xenon esetében is megfigyelhető a könnyű izotópok arányának csökkenése, de még feltűnőbben, mint a kripton esetében. A szoláris eloszláshoz viszonyítva a csökkenés aránya 4,2%/amu. A köpenyáram nem radiogén $^{124, 126, 128, 130}Xe$-izotópjai azonosak az atmoszférában találhatókkal. Ettől némi eltérés a földgázkutak $CO_2$-gazdag, levegő-szoláris keverék mentén alakuló összetételű gázaiban tapasztalható.

Ha nemesgázok (adott esetben $^{4}He$-, $^{40}Ar$- és $^{21}Ne$-izotópok) körforgalmát vizsgáljuk, a folyamatok végeredményét egy vulkáni erupcióból származó minta nemesgáz összetételében foglalhatjuk össze, melynek hátterében a 140. ábrán feltüntetett folyamatok játszódtak le. Az ábra megvilágítja számunkra a geokémiai számítások problémáját. Ugyanis tévedés volna valamely elem pl. köpenyből a szilárd kéregbe jutása során a közvetlen koncentrációk összehasonlítása alapján megítélni a folyamatot, mert a 140. ábrán is látható módon számos visszacsatolás módosítja a kiindulás és végeredmény közötti útvonalat. Jelen esetben, ha MORB-ból indulunk ki, szubdukció révén már maga is felvesz akár az atmoszférából származó anyagot (nemesgázt). A parciális olvadás, a magmakamrában kéreganyagból visszacsatolásként felvett anyag ugyancsak befolyásolja az összetételt. Ez a körülmény természetesen nem jelenti a geokémiai kutatás bizonytalanságát, de utal a számításba veendő komplikációkra, melyek néha eltérő nézetekhez vezethetnek.

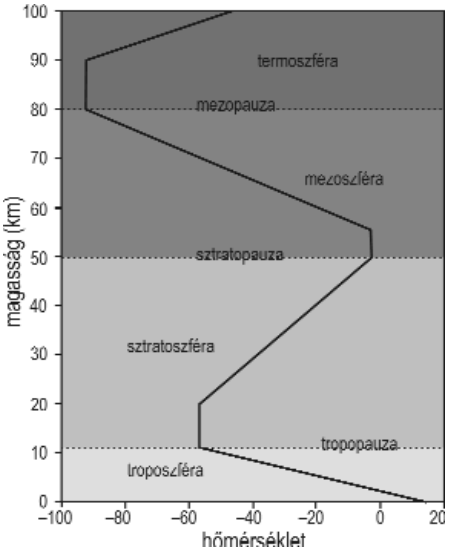



**140. ábra.** A $^{4}He$, $^{40}Ar$ és $^{21}Ne$ izotópok forgalma a litoszférában

## ATMOSZFÉRA

### Az atmoszféra fejlődése

A földi légkör szoros és állandó kölcsönhatásban van a szilárd kéreggel és a hidroszférával. Viszonylag kis tömege ellenére a mállási folyamatok fontos tényezője, úgyhogy a légkör nélküli égitesteken eróziós jelenségek sincsennek.




**141. ábra.** Az atmoszféra tagolódása és hőmérséklet (PIDWIRNY, SCOTT 2010)

A földfelszínt borító atmoszféra hőmérséklete a magasságtól függően ingadozik. Kezdetben a tropopauza határáig gyorsan csökken, a sztratoszférában növekszik, a mezoszférai csökkenés után a termoszférában ismét növekszik (141. ábra).

A fejlődés tekintetében 3 féle atmoszférát lehet megkülönböztetni. A Föld keletkezése utáni első légkör H-ből és He-ból állott („első atmoszféra"), de a még olvadt kéreg hőmérséklete és a napszél közreműködése ezt a légkört eltávolította. Legalább százmillió év múlva jelent meg az első szárazulat és az erős vulkáni működés sok vízgőzt, $CO_2$-t, ammóniát és N-t bocsátott ki, sőt még H is előfordulhatott, de oxigén nélkül a „második atmoszférában". Ennek tömege százszorosan felülmúlta a mai atmoszféráét.

A Föld ősi atmoszférájáról keveset tudunk. Az első kétmilliárd év két részre bontható: a hadaikumi (4,5–3,8 G év) és archaikus (3,8–2,5 G év) korra. A hadaikumi időkről nagyon kevés ismeretünk van, az ausztráliai Jack Hills-ben talált cirkonkristályokon kívül. Ezek 3,3 G évnél idősebbek, sőt egyik kristály magja 4,4 G év idősnek bizonyult, ami azt jelenti, hogy ebben az időben szilárd felület a Föld felszínén már megjelent. Az is kitűnt, hogy a cirkon oxigénizotópjai vízzel is érintkezésben voltak, vagyis óceánok is léteztek. Ez más vizsgálatokkal is összhangban van, tehát szárazulat és kondenzált víz a Föld akkrécióját követően néhány 10 millió év alatt megjelent, de már az akkréció során a planetezimálok (egészen Hold méretűek is) bombázása is szállíthatott vizet a Földre. Valószínű, hogy az óceánok vize kezdetben többször kondenzálódott majd elpárolgott, mire a végleges helyzet kialakult.

Az archaikus Barberton-hegységből (Afrika) származó tűzkövek oxigénizotóp-arányai szerint a 3,5–3,2 G év időközben az atmoszféra hőmérséklete magas (55–85 °C) volt, majd 2,9–2,8 G évben a felszín hőmérséklete lehűlt. Feltevések szerint, amit diamiktitek[56*] witwatersrandi és zimbabvei előfordulására alapoztak nem bizonyító erejű, mert hiányoznak az eljegesedésre igen jellemző rovátkák és a barázdáltság.

A jelenlegi időhöz képest –3,3 G év időben, a fosszíliák tanúsága szerint megjelentek a cianobaktériumok az első oxigént termelő fototróp élőlények. A 2,9–2,8 G évben fotoszintézissel működő organizmusok oxidálóvá tették a korábban redukáló légkört. E hosszú időn át tartó folyamat során képződő szén fosszilizálódott, az oxigén és a baktériumok az ammóniából nitrogént szabadítottak fel, de a jelenlegi N nagyobb része az ammónia napsugárzás energiájával táplált fotolízisével keletkezett. A növények termelte $O_2$ növekvő mennyisége mellett a $CO_2$ részben a tengervízben történő oldódás, részben szilárd mészkő alakban történő kiválás folytán csökkent a légkörben („második atmoszféra").

Az atmoszféra fejlődésének történetében, a jelenlegitől eltekintve, három időszakot ismerünk, amikor kisebb lehűléseken kívül a Föld felszínén nagy jegesedés következett be. Az első 2,3 G év, a második 750 M év, a harmadik 600 M év időben. E jelenségre többféle magyarázat látott napvilágot s közülük KASTING (1993) feltevésére térünk ki. Kimutatták, hogy 2,3 G évben a hét kontinens közül 6, köztük a paleomágneses vizsgálatok szerint az egyenlítőn elhelyezkedő is eljegesedett. Az állapotot hógolyó földként (snowball) jellemzik és kialakulásának kétféle oka lehet. A Föld tengelyének dőlésszöge a jelenlegi 23,5° helyett 54° lehetett és ennek következtében a pólusok helyett az egyenlítőre jutott a legkevesebb napenergia. Kasting egy másik lehetőséget fejtett ki az amerikai földtani társulat denveri konferenciáján. Szerinte a legrégibb eljegesedés akkor indult el, amikor az atmoszférában a szabad oxigén megjelent és gyarapodott. Ugyanis ezt megelőzően az üvegházhatású gáz főleg metán volt a $CO_2$ és vízgőz mellett. A jelenlegi oxigénkoncentráció egy százaléka elegendő volt a teljes metántartalom lebontásához és a $CO_2$ ezt nem tudta kompenzálni. Ha millió éveken át tartó jegesedés átlépte a 30. szélességi fokot, a folyamat a nagy reflektivitás (albedo) miatt felgyorsult és hamarosan elérte az egyenlítőt. 5–10 millió év kellett ahhoz, hogy az atmoszféra vulkánok által szolgáltatott $CO_2$-tartalma a jelenlegi 300-szorosára növekedjék, és a jégborítás megszűnjék.

A 750 és 600 millió év előtti jegesedés azért következett be, mert a napsugárzás folytonos növekedése miatt egyre több üvegházhatású gázra lett volna szükség, de a mállás által megkötött $CO_2$-tartalom éppen csökkenőben volt. A vulkáni gázok és mállás egyensúlyának megbomlása idézi elő a jegesedési és olvadási folyamatot a Föld felszínén.

Mintegy 200–250 millió évvel ezelőtt kialakult a „harmadik atmoszféra" a borostyánkőben talált légbuborékok összetétele alapján 35%-os oxigéntartalommal, amely néhány évmillió után el fog tűnni az atmoszférából. Az elemek jelenlegi eloszlását az atmoszférában a 36. táblázatban találjuk.

A táblázatban feltüntetett elemeken kívül a levegőben mindig van víztartalom is: a teljes atmoszférában ~0,25%, felszínközelben 1–4%. Az átlagos moltömeg 28,97 g/mol. Mintegy 100 km magasságig az összetétel nagyjából egyforma (homoszféra). E felett azonban változik a magassággal, mivel keveredés hiányában a gázok moláris tömegük arányában

[56*] A diamiktit voltaképpen osztályozatlan konglomerátum vagy breccsa és bár sokszor glaciális környezetből említik, valóságban más körülmények között is előfordul.

**36. táblázat.** Elemek eloszlása az atmosz-férában

| Elem (gáz) | Térfogat% |
|---|---|
| Nitrogén ($N_2$ ) | 78,084 |
| Oxigén ($O_2$) | 20,460 |
| Argon (Ar) | 0,9340 |
| Szén-dioxid ($CO_2$) | 0,0384 |
| Neon (Ne) | 0,001818 |
| Hélium (He) | 0,000524 |
| Metán | 0,0001745 |
| Kripton (Kr) | 0,000114 |
| Hidrogén ($H_2$) | 0,000055 |
| Xenon (Xe) | $9\times10^{-6}$ |
| Ózon ($O_3$) | $0–7\times10^{-6}$ |
| Nitrogén-dioxid | $2\times10^{-6}$ |
| Jód | $1\times10^{-6}$ |
| Szén-monoxid | nyom |
| Ammónia | nyom |

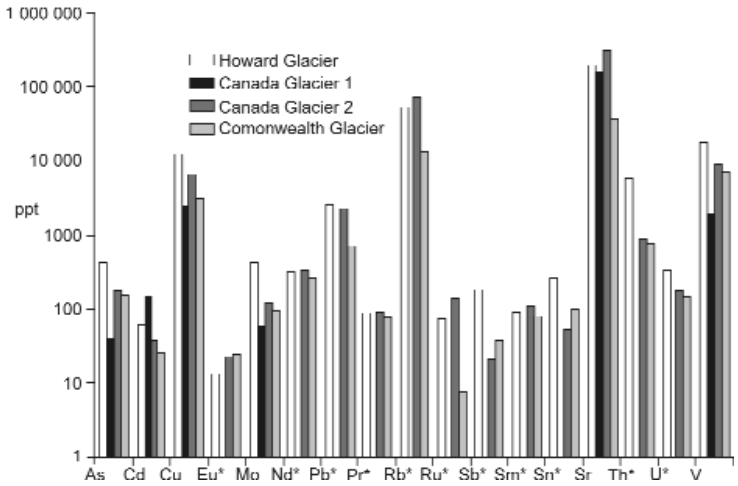
süllyednek és szétválnak egymástól (heteroszféra). Alul az O és N, felettük a He, $H_2$ és H foglal helyet.

A He 75%-a a kontinensekből, 25%-a köpenyből származik. Ebből 10% primordiális a többi radiogén He. A gázállapotú elemeken kívül, melyek szintén kapcsolatban vannak a földfelszín anyagával változó arányokban szilárd részecskék is előfordulnak az atmoszférában. A kloridokon, szulfátokon organikus aeroszolokon (MÉSZÁROS 1999, GELENCSÉR) stb. kívül az üledékes kőzetek, talajok finom szemcséi, változó időben és koncentrációban tartózkodnak az atmoszférában. Ennek bizonyítékai pl. az Antarktisz hórétegeiben eolikus üledékek révén, sok nyomelem ppb koncentrációban fordul elő (142. ábra).

Érdekes a földi atmoszféra fejlődését tanulmányozva összevetni a prekambriumi állapotot a jelenlegivel (37. táblázat). Ha idevesszük a Vénusz és Mars mai adatait is, azonnal feltűnik a nagy különbség. A Földön 3,3 G évben az élőlények működése következtében megjelenik az oxigén és teljesen más irányt szab a fejlődésnek. A másik két bolygó atmoszférájában a $CO_2$ az uralkodó gáz, amely Föld esetében a koraihoz képest 0,03%- ra esett vissza.

Jelenleg az atmoszféra teljes tömegének ($5{,}1361\times10^{18}$ kg) magasság szerint 5,6 km alatt 50%-a, 16 km alatt 90%-a és 100 km alatt 99,99997%,a helyezkedik el. A 100 km magasságot Kármán után az atmoszféra és világűr határának szokás tekinteni, de űrhajók 120 km magasságban is észlelnek fékező hatást.

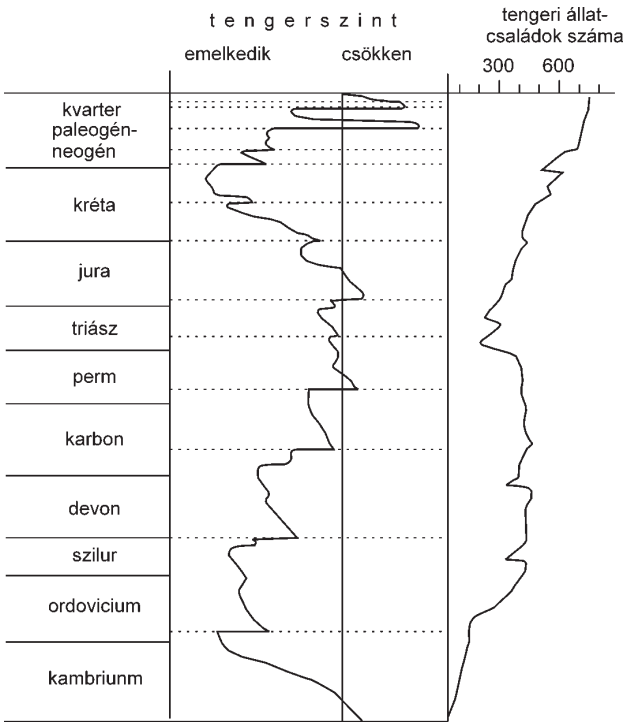
A levegő $CO_2$-jében a C voltaképpen nyomelem mégis, fontos szerepet játszik a klíma alakításában. A fanerozoikumban 6, az utolsó 1 G év óta 4 jegesedési szakasz fűződik a szén-dioxid ingadozásához A melegedés esetében a relatív tengerszint emelkedik, hűvösebb klímát a csökkenés jellemzi (143. ábra).




**142. ábra.** Az antarktiszi Taylor-völgyben (Ross-tengertől 20 km-re) négy előfordulás nyomelem koncentrációja (FORTNER et al. 2011)
A *-gal jelzett elemek a kanadai gleccsermintákban nem voltak megmérve

**37. táblázat.** A Föld légkörének összetétele a prekambriumban és jelenben. Összehasonlításként a Vénusz és Mars bolygók mai adatai

| Előforduló elemek, vegyületek | Földi légkör a prekambriumban | Föld ma | Vénusz ma | Mars ma |
|---|---|---|---|---|
| Vízgőz ($H_2O$) | 80% | 0?4% | 0,1% | 0,03% |
| Szén-dioxid ($CO_2$) | 17% | 0,03% | 93?98% | 95,3% |
| Oxigén ($O_2$) | ? | 21% | nyom | 0,13% |
| Nitrogén ($N_2$) | 0,2% | 78,1% | 2?5% | 2,7% |
| Sósav (HCl) | 1,7% | ? | ? | ? |
| Argon (Ar) | nyom | 0,93% | nyom | 0,6% |




**143. ábra.** Jégkorszakok a fanerozoikumban és a tengeri állati családok számának változása
A különböző korokra vonatkozó adatokat BERNER 1990, STEMMERIK, WORSLEY 2005, FISCHER et al. 1999 dolgozták ki

A soktényezős klíma alakulásában azonban nem szabad a $CO_2$-nek főszerepet tulajdonítani. A fontosabb üvegházhatású gázok szereplői közül a vízgőz 36–72%, a $CO_2$ 9–26%, a metán 4–9%, az ózon 3–7%-os szerepet visz. A komplexitás abból is látható, hogy a pliocénban, 5–3 millió évvel ezelőtt, a $CO_2$-tartalom 30%-kal haladta meg a jelenlegit, az átlagos hőmérséklet mégis 3 °C-al kisebb volt a mainál. A sok lehetséges magyarázat közül egyik feltevés, hogy a klímaviszonyokat egy permanens El Niño jelenség váltja ki.

## NYOMELEMEK A KÖRNYEZETI TANULMÁNYOKBAN

Manapság egyre nagyobb figyelem fordul az ipari tevékenység folytán a környezetben „szennyezésként" megjelenő nyomelemek elterjedésének módjára. A vizsgálatokat egyes nyomelemek toxikus jellege is indokolja, de jelentős nehézséget okoz, hogy a vizsgált régióban hiányoznak az elemek természetes elterjedésére, mint viszonyítási alapra vonatkozó adatok. Az elemek lokális koncentrációja az uralkodó kőzetektől függ, a diszperzió pedig a mállás és szállítás függvénye. Minden kőzet jellemző nyomelemeloszlást alakít ki a talajokban, üledékekben, növényekben, a felszíni és talajvizekben. A jól oldódó elemek (Ca, Sr, Mg, Na, K) a vizes fázisokban, a kevésbé oldódók (Al, Fe, Si) a talajokban gyülekeznek és oxid-hidroxidokhoz, agyagásványokhoz vagy szerves vegyületekhez kötődnek. Talajokból növényekbe és talajvizekbe kerülnek. Az a folyamat, ahogyan a nyomelemek az alapkőzetből a környezetbe jutnak, függ a kőzet kémiai (ásványos) összetételétől és a pH-tól, mert ez jelentősen befolyásolja a retenciós és szorpciós viszonyokat. Szilikát kőzeten keletkező talajok pH-ja 4–6,5 közötti, míg karbonátos környezetben közel semleges (6,5–7,5).

E kérdések vizsgálata nyomán a geokémia egy új ága a *környezeti geolémia* fejlődik ki, amely a földfelszín elemeinek természetes geokémiai ciklusát és az emberi aktivitás erre gyakorolt hatását vizsgálja. Az ásványok mállási reakciói a felszínen pufferolják a természetes vizek pH-ját és a pH az a tényező, amely erősen befolyásolja a nyomelemek oldhatóságát, specifikációját és ezzel a biológiai alkalmasságát. A mállás során az lebomló ásványok protonokat, oldott $CO_3$-t vesznek fel és oldható sókat produkálnak s ezek révén hatnak a víz pH-jára. A savanyú eső, amely csökkenti a pH-t, növeli a nyomelemek oldhatóságát, lehetővé téve ezek nagyobb felvételét a növényekben. Érdekes az alumínium esete. Ennek oldhatóságát alig befolyásolja a pH csökkenése, de elősegíti toxikus anorganikus monomerek kialakulását.

**38. táblázat.** Környezeti izotópok standard referencia adatai

| Izotóp | Mérendő izotóparány | Referencia standard | A standardok előfordulási aránya |
|---|---|---|---|
| $^{2}H$ | $^{2}H/^{1}H$ | VSMOW | $1{,}5575\times10^{-4}$ |
| $^{3}He$ | $^{3}He/^{4}He$ | légköri He | $1{,}3\times10^{-6}$ |
| $^{6}Li$ | $^{6}Li/^{7}Li$ | L-SVEC | $8{,}32\times10^{-2}$ |
| $^{11}B$ | $^{11}B/^{10}B$ | NBS 951 | 4,04362 |
| $^{13}C$ | $^{13}C/^{12}C$ | VPDB | $1{,}1237\times10^{-2}$ |
| $^{15}N$ | $^{15}N/^{14}N$ | Légköri $N_2$ | $3{,}677\times10^{-3}$ |
| $^{18}O$ | $^{18}O/^{16}O$ | VSMOV vagy VPDB | $2{,}0052\times10^{3}$ <br> $2{,}0672\times10^{-2}$ |
| $^{34}S$ | $^{34}S/^{32}S$ | CDT | $4{,}5005\times10^{2}$ |
| $^{37}Cl$ | $^{37}Cl/^{35}Cl$ | SMOC | 0,324 |

A környezeti vizsgálatok során leggyakrabban használt elemek mérendő izotópjait és standard referencia anyagokat a 38. táblázatban foglaltuk össze.

Grániton keletkező talajokban a Zr, Ti, Pb, Rb enyhén dúsul és néha az U és As felhalmozódik. Ezzel szemben a bazaltokon kialakuló talajok a gránitokéhoz képest háromszor több Sr, Ti, V, Ni, Cu, Zn elemet tartalmaznak. Mg-ban gazdag kőzetekben (peridotit, szerpentin) sok Mg, Cr, Co, Ni, V található, de a többi nyomelem hiányzik. Karbonátos kőzetek (mészkő, dolomit) környezetükben a Mn, F, As, Pb, U, Sr dúsulását idézik elő. Az Al-gazdag szilikátkőzetek talajain (palák, csillámpalák) gyakran kén és fémnyomok (Zn, Pb, As, Cd) dúsulását figyelhetjük meg. A felsorolt kőzetek és a nyomelemek kapcsolata a természetes körülményekre vonatkozik, de ezek nehezen kvantifikálhatók és ezért némelykor a természetes eloszlás és antropogén szennyezés közötti különbség határát nehéz megvonni.

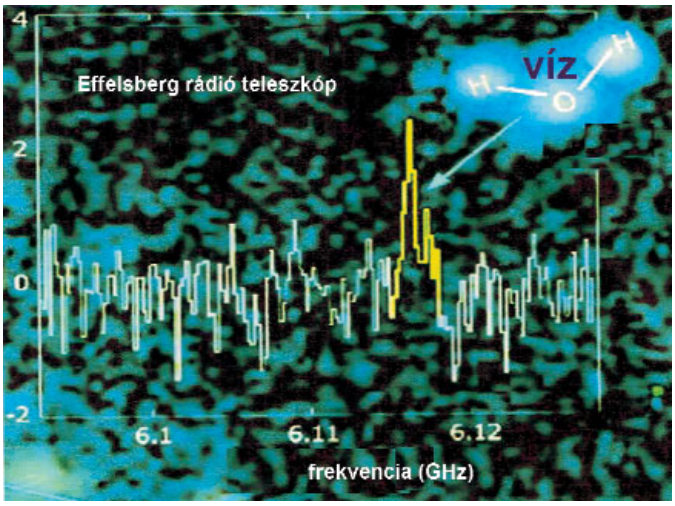
## A VÍZ JELENLÉTE A FÖLDÖN

### A víz az Univerzumban

Eleve feltehetjük, hogy a víz előfordulása az Univerzumban nem ritka jelenség, miután egyik komponense a H a leggyakoribb elem, másik komponense az O sem túl ritka s így a két kémiai reakcióra különösen hajlamos elem, speciális kozmikus feltételek közötti egyesülése vizet hozhat létre. A víz és az élet Földön megismert szoros kapcsolata a csillagászokat arra ösztönzi, hogy tüzetesen vizsgálják a víznek, ennek a különleges anyagnak, jelenlétét az Univerzumban.

Azonban csak a legutóbbi időkben sikerült olyan műszerek kifejlesztése (IRAM[57*] rádióteleszkóp-rendszer), melyek az ilyen vizsgálatok elvégzését lehetővé tették. Ezek körébe tartozik a ($H_2O$) maser[58*] mérése, lehetővé téve a gerjesztett molekuláris víz rádióteleszkópos vizsgálatát ~6,1 GHz frekvencián. De nem csak a víz, hanem más egyszerű molekulák (CH, CN, TiO) elektronrendszerét is gerjeszthetik a más részecskékkel történő ütközések, amikor is extra energiájukat a többi molekulákkal azonos frekvenciával, egymást erősíve, rádió hullámok alakjában sugározzák ki. E hullámok az IRAM-rendszerrel felfoghatók és rezgészszámuk az adott molekulára jellemző.

Manapság sok vizsgálati eredménnyel találkozunk és egyre távolabbi égitestről mutatják ki a molekuláris víz jelenlétét. A legutolsó adatot IMPELLIZZERI et al. (2008) ismerjük. A 144. ábrán az MG J0414+0534 jelű galaxis maser sugarainak spektrumát látjuk, melyet egy gravitációs lencse 35-szörösre erősített fel. A kvazár jelenleg az Univerzum legtávolabbi pontja, ahol molekuláris vizet észleltek, melynek maser hullámai 11,1 milliárd évvel ezelőtt indultak el. Elindulásuk idejében azonban az Univerzum csak 2,5 milliárd éves volt és a jelek csak, az általános tágulás miatt érkeztek 11,1 G év után hozzánk, jelenleg pedig a kvazár már 19,8 milliárd fényévre lehet. Ezalatt eredeti frekvenciájuk 22,2 GHz-ről 6 körüli GHz-re csökkent. Víz jelenlétére utaló műszeres észlelések a közeli galaxisok kb. 5%-ból származnak, többnyire fekete lyukakhoz közeli térségből.




**144. ábra.** Effelsbergi rádió teleszkóp felvétele 11,1 milliárd fényévnyire levő kvazárról (JØRGENSEN 2010)

E távol észlelt vízmolekulán kívül a világegyetem számos interstelláris ködében is ismertté vált a víz jelenléte, főképpen gáz formájában. Kezdetben az volt a felfogás, hogy miután az atmoszférában is van víz, a kutatás csak űrhajókon elhelyezett mérőberendezésekkel lehetséges. Ilyen volt a Herschel Space Observatory, amely megállapította, hogy az űrben mért vízben minden 500 $H_2{}^{16}O$-ra 1 $H_2{}^{18}O$ molekula esik. Később kitűnt, hogy a földi IRAM-rendszerek 100-szor élesebb és jobban fókuszálható képeket adnak, mint az űrhajókon levők. Így a világ jelenleg legérzékenyebb, a francia Alpokban 2550 m magasságban épült Plateau de Burei (PdBI) interferométerével JØRGENSEN, DISHOECK (2010), egy fiatal (10 000–50 000 év) NGC 1333 IRAS 4B jelű protocsillag körüli ködöt vizsgálva megállapította, hogy benne százszor annyi víz (gőz alakban) fordul elő, mint a Föld óceánjaiban, főleg a forgó korong csillagtól 25 CsE távolságon belüli (~Neptun távolság) zónában. Mivel a napok és a bolygók az interstelláris köd anyagából tömörültek össze, a fő kérdés az, hogy a köd víztartalma miként jutott oly feltűnő túlsúlyba egy olyan kis bolygón, mint a mi Földünk.

Miután Földünk korai állapotához visszamennünk lehetetlen, a kérdés vizsgálatához ismernünk kell a víz bármely halmazállapotának elterjedését naprendszerünk bolygóiban és holdjaikban. Ismereteinket hatásosan növelik a bolygók közelébe jutó űrhajókról végzett vizsgálatok. Megjegyezzük, hogy folyékony állapotú vizet eddig csak Földünkön ismerünk, és amikor jégről van szó, félreértések elkerülése céljából vízjégről, CO-jégről, $CO_2$-jégről, N-jégről stb. kell beszélni.

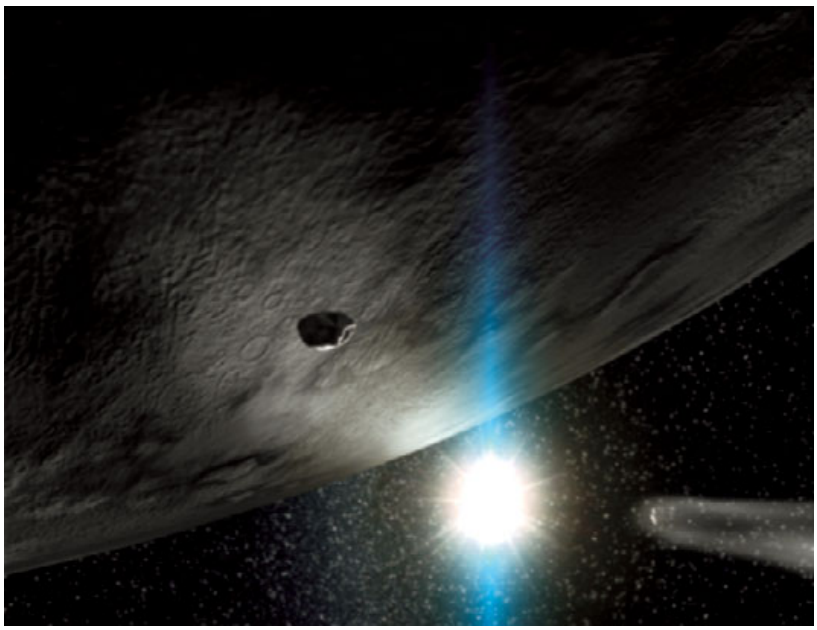
Az első aszteroidát, melynek teljes felületét vízjég borítja (145. ábra) HSIEH et al. (2010) ismerteti. Ez a 198 km átmérőjű 24 Thermis elnevezésű aszteroida a Mars és Jupiter bolygók közötti térben (MBCs öv) kering. Ezt az övet Napunkhoz hasonló méretű csillag esetében „hóvonalnak" (snowline) nevezik, mert a protoplanetáris ködben, a Naptól számítva („radiális távolság"), e távolságtól kezdve volt elég alacsony a hőmérséklet a víz kondenzációjához és jég alakjában történő megmaradásához. A Mauna Kea csillagvizsgálóban marylandi és floridai kutatók olyan aszteroidákat figyeltek meg, melyek teljes felületét jég borította. Egyes kutatók szerint ilyen folyamatok adtak alkalmat víz-planetezimálok keletkezéséhez s utóbb ezek által került víz a Földre, a keletkezés utáni 4,1–3,8 G évben, amikor a Thermishez hasonló aszteroidák bombázták a Földet.

## A víz a naprendszerben

Ezek után lássuk, milyen eredményekre vezettek a víz utáni kutatások a naprendszer közelebbi és távolabbi égitestjei körében.

A **Hold** felszínén űrhajóval végzett radarvizsgálatok egy pólusközeli kráterben felszín alatti jég létezésének

[57*] IRAM- nak hívják azt a teleszkóp rendszert (**I**nstitute for **R**adio **A**stronomy in the **M**illimeter Range), amellyel az 1 mm körüli hullámhosszú (GHz frekvenciájú) sugarak mérhetok.
[58*] A maser akronim elnevezés a **M**icrowave **A**mplification by **S**timulated **E**mission of **R**adiation kezdőbetűiből származik és lényegében a laserhez hasonló elvek alapján működik.



**145. ábra.** A 3,2 CsE távolságra levő 24 Thermis aszteroida felszínét vízjég borítja kevés szerves anyaggal (SHIEH et al. 2010)

valószínűségét jelezték. A víz jelenléte atmoszférával nem rendelkező égitestek esetében azt az elgondolást váltotta ki, hogy a víz keletkezése napszél következménye is lehet (fotolízis). Ugyanis a napszél nagy energájú protonjai az égitest felszíni oxidos ásványait elérve, a proton ($H^+$) oxigénnel ütközve előbb ásv–OH majd az ásvány felületén adszorbeált ásv–$H_2O$ réteget hoz létre:

$$2\ \text{ásv–OH} \rightarrow \text{ásv–O} + \text{ásv} + H_2O$$
$$\text{vagy: } 2\ \text{ásv–OH} \rightarrow \text{ásv–O–ásv} + H_2O$$

Ilyen reakciók minden égitesten (főleg aszteroidákon) ahová a protonok eljutnak, előfordulhatnak, kérdés, hogy adott nyomás, hőmérséklet mellett mi lesz a vízmolekula további sorsa.

**Üstökösök** állaga a Földön jól ismert elemek (K, Mg, Fe, Ti stb.) és fagypont alatti gázok, főleg vízjég több km-re kiterjedő halmaza. Nagyon nyújtott pályájukon, ha napközelbe kerülnek egyes, komponensei megolvadnak, párolognak és a csóvát képezik. A Naptól kifelé haladva a víz kondenzációs főzónájában is keletkezhetnek (Main-belt Comets, MBCs). Ismereteinket nagymértékben kiterjesztik az itt keringő üstökösök, melyek körpályája nem különböztethető meg az aszteroidákétól. Ez az üstökösök 3. kiindulási övezete (a Kuiper zóna és Oort felhőn kívül). Az asztronómusok egy része a földi víz eredetét részben az MBCs eredetű meteorok földi becsapódásaira vezeti vissza.

A **Mars** a legkorábbi űrhajókkal megfigyelt bolygó. Felszíni topográfiája egykori folyók által kialakított formai elemekre utal (több ezer km-es kanyonok, üledék lerakódások), de jelenleg a földiénél 100-szor kisebb atmoszférai nyomás miatt folyékony víz nem fordulhat elő rajta. Felszín alatti vízjég a pólusokon, melyek kiterjedése a nyár és tél szerint ingadozik, lehetséges bár ezek nagy részét $CO_2$-jég teszi ki.

A **Jupiter** a küldő bolygók képviselője a Szaturnusszal együtt. Összetétele 75% H és 24% He vagyis a napéval és a primordiális összetétellel azonos. A hidrogén a magban szilárd, a köpenyben folyékony és az 1000 km vastag atmoszférában molekuláris gáz állapotban van. Egy napi fordulat az egyenlítőn 9 óra 50 perc (43 000 km/h) sarkokon 9 óra 55 perc ideig tart s e különbség miatt, az atmoszféra övekben rendeződik. Benne 0,07% metán, szilárd ammónia, kevés víz fordul elő.

Az **Uránusz** és **Neptunusz** atmoszférája annyiban különbözik a Jupiterétől, hogy bennük a H/He arány nagyobb tehát a bolygó belsejébe kevesebb He szegregálódott. A D/H arány nagyobb ($5{,}5\times10^{-5}$) mint a Jupiter felhőjében ($2{,}25\times10^{-5}$) és molekuláris hidrogéndeuterid (HD) formában van jelen. Az atmoszférában kevés, de a szolárisnál valamivel több víz és szerves molekula is található.

**Europa és Ganimédesz** Jupiter körül keringő holdak felületén hasadékok rendszere látható, melyek megolvadás és fagyás jeleit mutatják és leheteséges, hogy a jég alatt folyékony vízóceán helyezkedik el.

**Halley üstökös.** Különös kettősség mutatkozik összetételében, amennyiben a külső és belső naprendszer sajátosságát egyaránt viseli. Az üstökös több vizet és illékony komponenseket sőt Si-t is tartalmaz, mint a belső aszteroida övbe tartozó szenes kondrit (CI). RIETMEJER, NUTH (2000) szerint ez arra mutat, hogy a naprendszerben létezik egy radiális kémiai differenciáció, ami felveti azt a kérdést, hogy a CI kondrit tekinthető-e primordiálisnak. Ugyanis a felső köpeny Mg/Si atomaránya (1,27) nagyobb mint a CI kondrité (1,05). A kérdést a köpeny összetétele fejezetben részletesebben megvilágítottuk.

## A földi víz eredete

A kérdés, az élet eredetéhez hasonlóan, rendkívül bonyolult. Szélsőséges nézetek mellett a kutatás a közbülső felfogások irányába vezet. Kezdetben az 1 CsE távolságban keringő bolygón megjelenő anomálisan sok víz (a felszín 70,9%-a, $1{,}7\times10^{21}$ kg tömeg[59*]) jelenléte nem keltett különösebb figyelmet. A Föld keletkezésével összefüggő történésnek tartották. Amikor azonban kiderült, hogy a szoláris köd Naprendszerbe tömörödése során, a nagy hőmérséklet miatt, csak az

[59*] A Föld esetében a folyékony állapotot hangsúlyozzuk, de a Föld tömegéhez képest mennyisége csekély. Az óceánoké 0,02%, ha az ismeretlen mennyiségu köpeny víztartalmát is számításba vesszük <0,2% . Összehasonlításul: a szenes kondritok max. 10%, az üstökösök max. 50% vizet tartalmaznak.

aszteroida övön túli (>4,5 CsE) térségben kondenzálódhattak vízmolekulák, az a szintén szélsőséges nézet alakult ki, hogy a teljes vízkészlet aszteroidák, meteorok becsapódása útján került a Földre.

Láttuk, hogy a Vénusz felhőjében, mely közelebb van a Naphoz, mint a Föld, bár kevés, de víz is kimutatható. A Mars az aszteroida övön belül szintén tartalmaz vízjeget és a felszíni formák egykor sok cseppfolyós víz működésére engednek következtetni. A Földdel kapcsolatos kérdés tehát úgy módosul, hogy mi a magyarázata belső bolygókhoz képest *aránytalanul nagy tömegű* víz jelenlétének. Annyi bizonyos, hogy a víz jég, folyadék és gőz állapotban való megmaradásának alapvető feltétele a Föld tömege, a hőmérséklet, a mágneses mező és atmoszféra megléte. A víz földi megjelenésének tanulmányozásához a geokémiai apparátus csak óvatossággal használható. Az izotópok ugyanis bár nagy szerepet játszanak az eredetkutatásban és a hidrogénnek és oxigénnek is több izotópja létezik, azonban könnyű elemek lévén, könnyen differenciálódnak és primordiális, vagy más rendszerbeli állapotokkal közvetlenül csak körültekintően hasonlíthatók össze. A víz különleges tulajdonságai (oldóképesség, hidrátképződés, a hasonló vegyületektől eltérő kondenzációs paraméterei, lásd függelék 12–1. ábra) is hozzájárulnak a földi víz származására vonatkozó sokféle elmélet kialakulásához, melyek összefüggő egésszé máig nem álltak össze. A különböző irányokat az alábbiakban tekintjük át.

a) A víz teljes egésze részt vett hidrátásványok formájában a bolygó keletkezésében is („primordiális" víz), majd kigázosodás után oly sűrű, nagy nyomású atmoszférát alkotott, amely alkalmas volt stabilizálni és visszatartani a folyékony vizet.

b) Transzuránuszi égitesetek, víztartalmú meteoritok (protoplanéták) a Földdel ütközve szállították a vizet a Földre.

c) Az aszteroida övből (Mars–Jupiter között) planetáris törmelékek (szénben is gazdag kondritok) hozták az óceánvizet a Földre.

d) Egyéb elgondolások biokémiai (fotoszintézis) vagy fotolízis (l. Hold) folyamatokkal képzelik el a víz földi felhalmozódását.

## A primordiális víz

A korábbi és részben máig is tartó felfogás szerint a Föld gáz- és porfelhőből történő kialakulása során valamennyi ismert elemet, ideértve a könnyű elemeket, a hidrogént és oxigént is összegyűjtötte (planetezimalok). A gázok az olvadt kőzetekkel együtt kondenzálódtak, majd sűrűség szerint szétválva vulkánokkal vagy hasadékon keresztül a felszínre kerültek. Már a bolygó belsejében, majd a felszínen az O és H vízzé egyesült és gőz alakjában a $CO_2$-vel rendkívüli sűrűségű atmoszférát alakított ki. Az atmoszféra űrrel érintkező felső része gyorsabban hűlt és a vízgőz kondenzálódva a mélyebb rétegekbe hullt azokat hűtve, de önmaga melegedve ismét gőzként felemelkedett. A folyamat addig ismétlődött, míg az első vízcsepp a szilárd földfelszínre érkezett és az óceánokat kezdte kialakítani. A víz korai jelenlétét alátámasztotta az az észlelés is, hogy Ausztráliában 4,4 G éves, kis mértékben vízmolekulát is tartalmazó cirkon kristályt is találtak. Továbbá felhozzák azt is, hogy az aszteroidabombázás kráterei, melyek oly jellemzőek a víz nélküli égitestekre, a víz jelenléte következtében nyom nélkül eltűntek a Földön. Ez az érv nem túlságosan meggyőző, hiszen e nyomok eltűnése a későbbi óceánok és különösen a lemeztektonika működésének következménye is lehetett. Van olyan nézet is, hogy a Föld kezdeti korában általánosan elismert magmaóceán, csakis 2–3% $H_2O$ tartalom esetében létezhetett.

A másik egyre jobban terjedő nézet szerint a keletkezés idején vagy nagyon kevés vagy egyáltalán nem volt víz a Földön. Az extraterresztrikus származási elmélet képviselői számtalan lehetőséget vizsgáltak meg és általában azt teszik fel, hogy a Hold anyagának kiválása után 4,1–3,8 G év között üstökösök, aszteroidák, protoplanéták törmelékei bombázták a Földet és hozták magukkal a vizet valószínűleg jég formájában. A jég a becsapódás után elpárolgott és gőz alakban az atmoszférában fokozatosan felhalmozódott. Vagyis a víz szintén a „későn érkezett" komponensek közé tartozik.

## A Földön kívülről származó víz

A bolygók fejlődésének áttekintése sok szerzőben azt a gondolatot ébreszti, hogy a Föld vízkészlete meteorokból, aszteroidákból származik. Kérdés milyen csillagászati események adnak lehetőséget az égitesteknek a naprendszer belsőbb részeibe jutásra s vele a víz szállítására. Azt is tisztázni kell, miként keletkeztek a meteorok, milyen pályákon haladnak, honnét hozták a vizet. A meteorok forrása a Kuiper-öv és az Oort felhő, különállásuk és kis méretük folytán, mivel kémiai változásokon nem estek át, primitív tagjai Naprendszerünknek, voltaképpen megfagyott fosszíliák[60*].

[60*]Célszerű e helyütt néhány fogalom jelentését értelmezni. A SAFRONOV 1969 által bevezetett planetezimal szónak nincs az Asztronómiai Unió által elfogadott definíciója. Eredeti jelentése a planéta végső legkisebb frakciója (az infinitezimal kifejezés analógiájára). Sok szerző a kifejezést eltérően használja. Mivel a kis objektumok egyesülése vezet nagyobb testek létrejöttéhez, többen a szoláris rendszer kisebb testeit (néhány métertől több száz méterig), melyek kimaradtak bolygók képződéséből, pl. az aszteroidákat, üstökösöket is ide értik. Meteorok az űrből érkező kisebb nagyobb méretű objektumok, melyek az atmoszférán áthaladva a földfelszínre érkeztek. Ha e közben láthatók voltak hulló, egyébként talált meteoritoknak nevezik. Utóbbiak száma sokkal több. A bolid szintén fényes hullócsillag, amely nem mindig csapódik a földbe. Üstökösök kis, főleg vízjégből álló testek, melyek napközelbe érve a napsugárzás és napszél hatására sajátos atmoszférát vagy csóvát képeznek. Visszatérésük néhány évtől ezer évekig terjedhet, pályájuk nyújtottságától függően. A rövid periódusú üstökösök (max. 200 év) a Kuiper-övből, a hosszúak az Oort felhőből érkeznek napközelbe. Némelykor hiperbolikus pályán járnak és ekkor elhagyják a naprendszert. Az üstökösök és aszteroidák közötti különbséget sokan a csóva meglétében (üstökös) vagy hiányában (aszteroida) látják, noha a gyakran visszatért üstökösök elvesztik illékony komponenseiket. Aszteroidák „kis bolygók" (planetoidok) többségük a belső naprendszerben, az aszteroida övben a Mars és Jupiter között, kisebb részük a Jupiteren túli külső övből indulva keringenek a Nap körül. A nem bolygó nagyságúrara növekedetteket planetezimáloknak tartják, összetételük típusa: szenes (C), kőzet (S) és fémes (M) jellegű lehet.

**39. táblázat.** Az Oort köd és a Föld meteoritjainak származási helye (%-ban) (FERNANDEZ 1983, DELSEMME 1999)

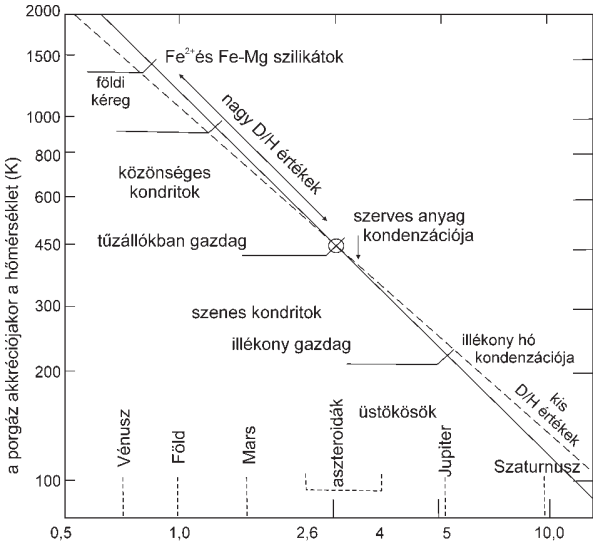
| Feltöltendő zóna | Jupiter | Szaturnusz | Uránusz | Neptunusz |
|---|---|---|---|---|
| Hozzájárulás az Oort zónához | | | | |
| Safranov szerint | 8 | 16 | 24 | 52 |
| Ip&Fernández szerint | 4 | 12 | 34 | 50 |
| Hozzájárulás a Föld bombázásához | | | | |
| Safranov modell | 77 | 19 | 3 | 3 |
| Delsemme modell | | | | |
| Minimum | 81 | 10 | 2,3 | 0,7 |
| Maximum | 87 | 11 | 1,5 | 0,5 |

Sok szerző (SAFRONOV 1969, FERNANDEZ, IP 1983, MORBIDELLI et al. 2001, DELSEMME 1999) úgy gondolja, hogy a meteorok s vele a víz naprendszer belső részébe történt irányítása a nagy gázbolygók, főképpen a Jupiter gravitációs hatásának következménye. A Jupiter nagy tömegével gátolta a 2,4 CsE távolságban kialakuló bolygó növekedését és már korai nagy tömege sok gáz megkötését tette lehetővé. Végső kialakulásához még mintegy 300 földtömeg volt szükséges azonban kialakulása vége felé SAFRONOV szerint régiójából a planetáris anyag már csak kisebb részét vonta magához, mint amennyit meteor, planetezimális test alakjában felgyorsítva, nagy excentricitású pályára helyezve a naprendszer minden irányában szétszórt. Hasonló jelenségek érvényesültek kisebb mértékben a Szaturnusz, Uránusz és Neptunusz bolygók körül is. SAFRONOV 1969, DELSEMME (1999), FERNANDEZ, IP (1983) a folyamatokra modellt alkotott, melyek alapján számolva az Oort zóna és a Föld bombázását végző meteorok származási helyét tudták megállapítani (39. táblázat).

A gáznebula tömörödése során, a bolygókon kívül számtalan kisebb-nagyobb anyagcsomó is keringett a forgó korongban, melyek egy részét a bolygók magukhoz vonzották, másokat gravitációsan perturbálva a Kuiper-övbe vagy Oort felhőbe taszították s ez által rendkívül megnyúlt pályára kényszerítették. Az aszteroid övbe kerültek pályája alig vagy egyáltalán nem különböztethető meg az öv eredeti meteorjaiétól. A táblázatból lájuk, hogy a meteorok többsége, 70–80%-a Naprendszerünknek ebből az övéből származik.

Meteorok ma is napi 100 tonnára becsült tömegben érkeznek a Földre, de túlnyomó többségük csekély méretű (1 mg körüliek) és az atmoszférában elégnek. Az aszteroida zónában már nagyobb méretű égitestek is előfordulnak, legalább 1000 darab 1 km-nél nagyobb átmérőjű aszteroidát ismerünk, melyek pályája keresztezi a Földét és millió évenként egy becsapódik a Földbe. Az ennél nagyobbak katasztrofális eseményeket váltanak ki.

Láttuk, hogy a Naprendszer keletkezése idején, a Naptól különböző távolságban létrejött bolygók és protoplanéták nem mindegyike találta meg stabilis pályáját, hanem kölcsönhatás (rezonancia, gravitációs gyorsítás) révén szétszóródtak. A belső övbe tartó meteorok 4,1–3,8 G évben sorozatosan ütköztek a Holddal, Merkúrral, Vénusszal és a Földdel. Ha abból indulunk ki, hogy ezek a meteorok szállították a vizet a Földre, akkor meg kell vizsgálnunk a naprendszer melyik részén vehették fel víztartalmukat. A 146. ábrán látjuk, hogy a víz kondenzációjának megfelelő hőmérséklet a 2,6 CsE távolságban, az aszteroida övben kezdődik. A 3,2 CsE távolságra levő 24 Thermis aszteroidát jég borítja (145. ábra) és több objektumon sikerült a víz, vízjég kimutatása, ezeket megközelítő űrhajókon elhelyezett műszerek segíségével.




**146. ábra.** Az akkréciós korong közepe távolságában keringő bolygók hőmérsékleti maximumának eloszlása a volatilis fémek kondritból való távozásának méréséből számítva (HOLLAND, TUREKIAN 2004)

A 2,6 CsE távolságban levő kondritok különböznek a közönséges kondritoktól. A hőmérsékleti gradiens a folyadékok esetében (–0,9 szaggatott vonal) nem különbözik jelentősen a szilárdétól (–1,0 folyamatos vonal)

Ezek után az alapkérdés megválaszolására, hogy honnét érkezhetett víz a Földre nyomelem vizsgálathoz kell folyamodni. A víz ~90%-a eredhet az aszteroidák kőzeteihez kötött vízből és 20–40%-ban üstökösök kőzeteiből és volatilis komponenseiből. Ezek az elemek nyomjelző és forrás szerepet tölthetnek be, de a földi víz esetében nemcsak az óceánok, hanem a teljes hidroszférát, sőt a kérget is figyelembe kell venni. A volatilis elemek izotópjai maguk is fontos nyomjelzők, különösen a nemesgázok, melyek kísérleti úton ismert kondenzációs hőmérsékletei lehetővé teszik a kondenzáció helyének (Naptól való távolság) és a szoláris nebula hőmérsékleti gradiensének megállapítását.

Minden izotópnál fontosabb a deutérium és prótium ($^2$H és $^1$H, ill. D/H) arányának ismerete. Miután a $^1$H-t a deutérium izotóp részben helyettesíti, a víz állandó kísérője a deutérium ($^2$H), de meg kell vizsgálnunk ennek az izotópnak megjelenésmódját az univerzumban és a szoláris rendszerben (40. táblázat). Mai felfogás szerint a világegyetem D tartalma kiválóan alkalmas a kérdés vizsgálatára, mivel kizárólag a Big Bang során keletkezett[61*]. Ekkor a H-hez viszonyítva mennyiségét 20–30 ppm közöttinek tartják, ami az univerzumban meglehetősen állandó érték (eltekintve a lokális változásoktól) s ezt a

[61*] Inkább visszamaradt deutériumból áll. Ugyanis $10^9$ K hőmérsékleten a H-ből nagy mennyiségű deutérium keletkezett, azonban ez hamarosan termonukleárisan héliummá fuzionált. A tágulás miatti gyors hűlés azonban megakadályozta az összes D átalakulását s most e maradékból áll az univerzum D készlete.

Big Bang elmélet fontos igazolásának tekintik. A deutérium miután sehol nem képződik, mennyisége az idővel csökken, mert a napok belsejében a termonukleáris folyamatok felemésztik. Így jelenleg a közeli interstelláris felhőkben a gyakoriság csak 5–15 ppm közötti a $^1$H-hez képest és érdekes, hogy a 4,5 G évben keletkezett Jupiter atmoszférájában értéke 20 ppm körüli. Ezzel szemben a földi óceánokban az érték 160 ppm, vagyis nyolcszorosa a szoláris gyakoriságnak. Látjuk tehát, hogy égitestek D tartalmának különbségei valamilyen dúsulási folyamat következményei.

Természetes vízben kétféle dúsulási folyamat lehetséges 1. Semleges atomok vagy molekulák kicserélődése, 2. ionok töltéscseréje. Az első folyamat kis hőmérsékleten lassú, mivel a potenciális energiakorlát legyőzésére hőt kell bevinni. Ionizáló sugárzás hatására azonban, a folyamat sebessége milliószorosára nőhet. Ion-molekuláris reakciókban a nagy ionizációs energiák könnyen átlépnek a gerjesztési korláton még 0 K közelében is, ezért a sebesség nagy.

A deutérium azért igen alkalmas nyomelem a víz vizsgálatára, mivel külső forrásból nem származhat, a helyi koncentrációváltozások tehát lokális kémiai reakciókra, hőmérsékletre vezethetők vissza. Pl. termális izotópcsere

$HD+H_2O - H_2 + HDO$ formában a szoláris ködök nagy hőmérsékletű részeiben megy végbe. Semleges molekula és gyök izotópcseréje közepes (T<200 K), de ion és molekula között kis hőmérsékleten (T<20 K) is lehetséges izotópcsere. Fontos a deutérium dúsulása szempontjából az a mechanizmus, amikor a gázalakú elemek túllépik adott égitesten a szökési sebességet és a deutérium kétszeres tömegénél fogva kisebb mértékben távozik, mint a hidrogén s így ahhoz képest dúsulása következik be. Kis planetezimálok felületén gázból kiváló jég a közönséges és nehézvíz közti különbség alapján szintén differenciálódást vált ki és a deutérium dúsulásához vezet. A 146. ábra azt a körülményt mutatja be, hogy a Naptól távolodva a hőmérséklet csökkenése, az aszteroidák zónájában (2,6–4 CsE) éri el az illékony anyagok, köztük a víz kondenzációjához alkalmas értéket. Ebből elvileg az következik, hogy a Merkúrtól az aszteroid zónáig terjedő belső Naprendszerben keringő égitesteken víz nem fordulhat elő. A Naprendszer Jupitertől távolabb eső részében pedig a víz a gázokban önálló molekula, de leginkább jég alakban található. Felmerül a kérdés, honnét származik a víz a belső bolygókon? A választ a D/H értékek alakulásában kell keresnünk.

**40. táblázat.** D/H értékek néhány égi objektumban (az értékek ppm arányok) (WINTER és LARSON összeállítása)

| Objektum | D/H | Miben |
|---|---|---|
| Protonap | 25±5 | $H_2$ |
| Lokális ISM | 16±1 | H |
| Föld hidroszféra +atmoszféra | 153 | $H_2O$ |
| Föld köpeny | 149±3 | $H_2O$ |
| Föld SMOW | 156 | $H_2O$ |
| Vénusz atmoszféra | 16000±200 | $H_2O$ |
| Mars atmoszféra | 780±80 | $H_2O$ |
| 3,5 AU | ~81-118 | $H_2O$ |
| Jupiter | 21±6 | $H_2O$ |
| Szaturnusz | 17±6 | $H_2O$ |
| Neptunusz | ~65 | $H_2O$ |
| Uránusz | ~55 | $H_2O$ |
| Halley üstökös | 310±30 | $H_2O$ |
| Hyautake üstökös | 290±100 | $H_2O$ |
| Hale-Bopp üstökös | 330±80 | $H_2O$ |
| LL3 agyagásvány | 730±120 | –OH |
| Szenes kondrit | 140±10 | –OH |

A 146. ábrán és a 41. táblázat adataiból is látható, hogy az aszteroida övön belül és az üstökösökben a világűréhez képest nagy D/H értékeket mértek. Ha elfogadjuk a külső naprendszerből a 4,1–3,8 Ga idő közötti aszteroidabombázás által szállított víz hipotézisét, akkor nyilvánvaló, hogy valamennyi belső égitest nagyjából a Földhöz hasonló arányban jutott vízhez. E víz sorsa az égitest adottságai szerint alakult. A Hold pl. a Merkúrhoz hasonlóan kis tömegénél fogva gravitációsan nem tudta megtartani és az odajutó víz azonnal távozott. A Vénusz esetében a probléma más megvilágításba kerül. Ennek légkörében ejtőernyővel leszálló műszer a földihez képest 100-szor nagyobb D/H éréket állapított meg. Tegyük fel, hogy eredetileg kevéssel kisebb lehetett a D/H érték a földiénél. A mágneses mező hiánya miatt, a Nap fotolízist kiváltó sugarai nem kerülik el a Vénuszt és vizét H, D és O atomokra bontották. A H és D el tudja hagyni a bolygót, de a könnyebb H könnyebben távozik, mint a D. A kezdeti 1/10 000 helyett a D/H ~1/100-ra növekedett, vagyis a H kezdeti tömegének 99,9%-át és a neki megfelelő víz mennyiségét a Vénusz elveszítette.

**41. táblázat.** A $H_2O$ és D/H értékek egyszerűsített táblázata (BALSIGER et al. 1995)

| | Aszteroidák | Üstökösök | Korai Föld | Jelenlegi Föld |
|---|---|---|---|---|
| $H_2O$ ($10^{-3}$mol $g^{-1}$) | 3,2–3,8 | 32–36 | – | 0,016–0,027 |
| D/H ($10^{-6}$) | 159–181 | 311 | 128–136 | 149–153 |

A Mars bolygón is vannak jelei a víz egykor jelentős mennyiségének. A geomorfológiai viszonyok is víz munkájára utalnak és a felszínen ma is találtak agyagásványokat, jelezve a víz és kőzetek egykori kölcsönhatását. A Marson ma is láthatók hatalmas, feltehetőleg hotspotra emlékeztető vulkánok, de a hűlés miatti kéregvastagodás folytán, jelenleg már sem lemeztektonikai sem vulkáni aktivitás nincs. Valószínűleg ennek következtében az atmoszféra disszipálódott, a nyomás csökkent és a Nap ultraibolya sugárzása által disszociált víz H-je és O-je még gyorsabban távozott. Az atmoszféra kis nyomása (7 millibar) következtében a naptávoli körülmények között és a radiális távolság miatt kis hőmérsékleten is forrni képes víz csak a talajban, felszín alatti rétegekben, jég alakjában maradt meg. A csekély atmoszférában található molekuláris vízben a D/H arány 780, tehát, tehát a földiénél is 5,2-szer nagyobb, ami a tárgyalt mechanizmus erős bizonyítéka.

A Jupiren túli régiókban a víz bőségesen fordul elő, csaknem kizárólag jég alakjában. Nagy tömegű folyékony víz egyedül Földünkön található. Ennek a víznek pontos eredete minden részletig nem ismert, annak ellenére, hogy több plauzibilisnek tűnő

mechanizmust vetettek fel a kérdéssel foglalkozó kutatók. A földi víz származására vonatkozó elméletek látszólagos ellentmondása abban áll, hogy az egyik vélemény szerint az eredetileg összeálló, a Föld növekedési evolúcióját kísérő szakaszban már *víz is jelen volt* (amiről a hádaikum idejéből előkerülő cirkon tanúskodik), a másik szerint, *víz egyáltalán nem lehetett jelen* a radiális távolság (1 CsE) miatti nagy hőmérsékleten. Utóbbi elméletnek számot kell adni a földi víz eredetéről.

A kiinduló pont: már a nebulában megindul vízképződés (interstelláris ködök színképein látható) és adhéziósan kapcsolódik a már meglévő, a fraktális szerkezetű szilikátkezdemények felületére szilárd amorf formában (plantezimálok sensu stricto). Amikor a nebula planetezimáljai kezdenek gravitációsan összesűrűsödni, a forgó korong tengelyére merőleges vonal környezetében bolygók fejlődnek ki. A távolságtól függő hőmérséklet miatt, különösen, amíg a Föld tömege még kisebb volt, a hidrogén és a hélium távozott az atmoszférából. E mechanizmussal kapcsolatban az a probléma merül fel, hogy a modern atmoszférában miért hiányoznak, ill. rendkívül kis mennyiségben fordulnak elő nehezebb nemes gázok. A 40. táblázat tájékoztat a víz származási helye szempontjából szóba jövő régió D/H adatairól.

**42. táblázat.** Az óceánok átlagos elemi összetétele (TUREKIAN 1968)

| Elem | ppm | Elem | ppm |
|---|---|---|---|
| Hidrogén | 110,000 | Ródium | |
| Oxigén | 883,000 | Palládium | |
| Nátrium | 10,800 | Ezüst | 0,00028 |
| Klór | 19,400 | Kadmium | 0,00011 |
| Magnézium | 1,200 | Indium | |
| Kén | 904 | Ón | 0,00081 |
| Kálium | 392 | Antimon | 0,00033 |
| Kalcium | 411 | Tellur | |
| Bróm | 67,3 | Jód | 0,064 |
| Hélium | 0,00000072 | Xenon | 0,000047 |
| Lítium | 0,170 | Cézium | 0,0003 |
| Berillium | 0,0000006 | Bárium | 0,021 |
| Bór | 4,450 | Lantán | 0,0000029 |
| Szén | 28,0 | Cérium | 0,0000012 |
| Nitrogén ion | 15,5 | Prazeodímium | |
| Fluoszor | 13,0 | Neodímium | 0,0000028 |
| Neon | 0,00012 | Szamárium | 0,00000045 |
| Alumínium | 0,001 | Europium | 0,0000013 |
| Szilícium | 2,9 | Gadolinium | 0,0000007 |
| Foszfor | 0,088 | Terbium | 0,00000014 |
| Argon | 0,450 | Diszprozium | 0,00000091 |
| Szkandium | <0,000004 | Holmium | 0,00000022 |
| Titán | 0,001 | Erbium | 0,00000087 |
| Vanádium | 0,0019 | Tulium | 0,00000017 |
| Króm | 0,0002 | Itterbium | 0,00000082 |
| Mangán | 0,0004 | Lutécium | 0.00000015 |
| Vas | 0,0034 | Hafnium | < 0,000008 |
| Kobalt | 0,00039 | Tantál | < 0,0000025 |
| Nikkel | 0,0066 | Wolfram | < 0,000001 |
| Réz | 0,0009 | Rénium | 0,0000084 |
| Cink | 0,005 | Ozmium | |
| Gallium | 0,00003 | Iridium | |
| Germánium | 0,00006 | Platina | |
| Arzén | 0,0026 | Arany | 0,000011 |
| Szelén | 0.0009 | Higany | 0,00015 |
| Kripton | 0,00021 | Tallium | |
| Rubidium | 0,120 | Ólom | 0,00003 |
| Stroncium | 0,000026 | Bizmut | 0,00002 |
| Ittrium | 0,000013 | Tórium | 0,0000004 |
| Cirkónium | 0,000026 | Urán | 0,0033 |
| Nióbium | 0,000015 | | |
| Molibdén | 0,01 | | |
| Technécium | | | |
| Ruténium | 0,0000007 | | |

Az 1 CsE-ben keletkezett Föld kezdeti D/H értéke ~70 lehetett, tehát jelenlegi értékének kialakulásához Jupiter övből származó kondritos üstökösök, ill. aszteroidák vizével kellett keverednie. Azonban Halley-típusú üstökösök révén a D-érték növekedése az óceánok tömegének legfeljebb 65%-át érinthette. E kérdés megoldására más nyomelemek eloszlási sajátságainak vizsgálatát kell bevonni. A földi atmoszféra Xe-tartalmának túlnyomó része aszteroidáktól származik bár kevés xenont az Uránusz, Neptunusz és Kuiper-övből érkező üstökösök is tartalmaznak. Ugyanakkor ezekből a neon teljesen hiányzik, vagyis ez az elem csak aszteroidákkal jöhetett a Földre. Másrészt a nitrogén üstökösökkel érkezhetett, miután a Halley-típusú üstökösök ~2% $N_2$-t és 60–80% vizet tartalmaznak. Az adatok figyelembe vételével MORBIDELLI et al. (2001) szerint a jelenlegi víz ~10%-át az Uránusz-Neptunusz üstökösök hozhatták a Földre. A gondolatmenetet megerősíti, hogy az így számított atmoszférikus $N_2$ $4–5\times10^{18}$ kg, ami jól egyezik a jelenlegi $4{,}11\times10^{18}$ kg értékkel.

A kérdés ellenőrzésére alkalmas az $^{187}Os/^{188}Os$ érték is, mivel az Os szintén „későn érkezett" sziderofil elem és szóbanforgó értéke erősen meghaladja a szenes kondritok és vízmentes ensztatit kondritokét. Ha tehát sikerül kapcsolatot teremteni a „későn érkezett" vízhozó és sziderofil elemeket hozó kondritok között, úgy újabb bizonyítékot nyerünk a víz legalább is részleges földön kívüli származására.

## ÓCEÁNOK GEOKÉMIÁJA

A Földön előforduló víz túlnyomó része a tengerekben (óceánokban) található. A folyamatosan változó tengervíz evolúciója önmagában nem vezet tartós eredményre, de adott időpontban az összetétel vizsgálható és arra a megállapításra jutunk, hogy az óceánok vize a kontinensektől eltérő arányokban csaknem a összes elemet tartalmazza (42. táblázat). Az időbeni változások kimutatására a benne leülepedő, vagy belőle egyensúlyi viszonyok között kiváló ásványok kémiai és

izotópösszetétele nagyon fontos ismeretek forrása a tektonikai, éghajlati, az óceáni vízkörzés és az élet fejlődésének történeti alakulása szempontjából. A rendkívüli pontosságot nyújtó mai műszerek adatai sem az uniformitariánus sem a gradualista eszmei körben nem értelmezhetők, de 42. és 43. táblázat adatai a nyílt óceánvíz átlagára vonatkoznak. A sótartalom is 3,2–4% között ingadozik, átlagosan tehát 3,5%, de elzárt, vagy a nyílt vizekkel kevéssé érintkező vizekben a szalinitás értéke nagyon változó lehet. Pl. Vörös-tenger: 4%, Holt-tenger: 24–33%, Földközi-tenger: 3,8%, Balti-tenger: 0,5%, Kaspi-tó:1,2%, Karib-tenger: 3,6% és a partközeli vizek általában 2,6–3% közöttiek. A növények számára fontos N, P, K, S, Mg, Ca, Fe elemek a talajokban bőségesen és az óceáni vizekben is jelen vannak, kivéve a vasat (0,0034 ppm), amely pedig nélkülözhetetlen a planktonok enzimképzéséhez. Az oldott $SiO_2$ (3 ppm) a diatomák növekedésének határait szabják meg. A felsorolt értékek változnak ugyan, de 1–1,5 millió évet tekintve steady state állapot jellemző, sőt a baktériumok létezésének 3 milliárd éve arra vall, hogy nagy ingadozás egyáltalán nem fordulhatott elő.

**43. táblázat.** Az óceánvíz 99,9%-át kitevő ionok koncentrációja (TUREKIAN 1968)

| Kémiai ion | Koncentráció (ppm) | Szalinitás %-ában |
|---|---|---|
| Klorid $Cl^{-1}$ | 19345 | 55,03 |
| Nátrium $Na^{+}$ | 10752 | 30,59 |
| Szulfát $SO_4^{-2}$ | 2701 | 7,68 |
| Magnézium $^{+2}$ | 1295 | 3,68 |
| Kalcium $Ca^{+2}$ | 416 | 1,18 |
| Kálium $K^{+}$ | 390 | 1,11 |
| Bikarbonát $HCO_3^{-}$ | 145 | 0,41 |
| Bromid $Br^{-1}$ | 66 | 0,19 |
| Borát $BO_3^{-3}$ | 27 | 0,08 |
| Stroncium $Sr^{+2}$ | 13 | 0,04 |

A biogén karbonátok körében jelenleg a keletkezési hőmérséklet meghatározására az $^{18}O/^{16}O$, a Sr/Ca, Mg/Ca értékek a legalkalmasabbak. A belépő források megítélésére a $^{87}Sr/^{86}Sr$, az alkalinitásra és az egykori foszfáttartalomra a Ba/Ca, az óceán produktivitására a $^{13}C/^{12}C$, a tengervíz pH-jára a bórizotópok, a kor megállapításra a $^{14}C$, az U és Th, a diagenezis megítélésére a Sr- és Mn-értékek alkalmasak.

A paleoocenánográfiai kémiai viszonyok tanulmányozására leginkább az autigén barit, epizodikusan az evaporitszulfátok, a hidroferromangán-konkréciók használhatók. Utóbbiak Sr-, Nd- és Pb-izotópjai, az objektum korának meghatározásával, fontos támpontot adnak az éghajlat és a nagy óceáni áramlatok közötti összefüggés felderítésére. Magában a vízben levő S-izotópok a S, C és az atmoszférikus oxigén körforgalmát világítják meg.

## Az óceáni üledékek

A tengerek aljzatán évente több milliárd tonna üledék halmozódik fel. Anyaguk négyféle forrásból származik s ennek megfelelően a tengeri üledékek 4 típusa különböztethető meg: biogén (organikus), terrigén (anorganikus), autigén és kozmogén.

A *biogén üledékek* elsősorban egykori élőlények csontváz anyagából, általában támasztó szervek maradványaiból állnak, az egysejtű algáktól a bálnákig terjedően. Anyaguk főleg $CaCO_3$ (kalcit, aragonit), $SiO_2$ (kvarc, A-opál), ill. foszfátokat tartalmazó anyagok. A $CaCO_3$ azonban csak 4500 m mélységig[62*] stabilis s így e mélység alatt már csak kovasavas biogén üledékek (diatomák, radioláriák, foraminiferák stb.) tanulmányozhatók. A tengervízben hosszú ideig tartózkodó, mindenütt közelítőleg egyenletesen eloszló elemeken (Cl, Na, K, Mg, Ca, Sr) kívül, biológiai ciklusoktól függően, vannak olyan elemek, melyek a tengerek bizonyos részeiben és különféle mélységben koncentrálódnak. Ide tartoznak az organizmusok lágy szöveteit építő C, N, P, Ca, Si elemek. Ezek egy része a magasabb szintű élőlények általi elfogyasztással, oldott állapotban, visszajutnak ugyan a tengervízbe (recirkulálnak), a maradék azonban leülepszik és főleg CaCO és amorf opál formájában halmozódnak. Ezek részletes nyomelemvizsgálata sok fontos következtetés levonására ad alkalmat. Ehhez bizonyos feltételek teljesülésére van szükség, azaz arra, hogy az ásvány örökölje a tengervíz keletkezésekor létező nyomelemeloszlását, ezt megtartsa a betemetődés utáni állapotában is. E célra igen jól használhatók a foraminiferák héjában található <1–4 mol% Mg-ot tartalmazó kalcitkristályok. Bennük a kis és nyomelemek koncentrációjának van fontos szerepe, mint a Mg, Na, Sr, Ba, és Cd-nak, amelyeket a Cs, Li, B, U és a ritkaföldfémek tudnak helyettesíteni. Ha idevesszük még az oxigén izotópjainak vizsgálatát is, mondhatjuk, hogy ez a biogén kalcit az óceán legfontosabb környezeti indikátora. A vizsgálatok a következőkre terjedhetnek ki:

— O-izotópok és Sr/Ca a tengervíz hőmérsékletének és a Sr-tartalom meghatározására.

— A Sr-izotópok az időtartam, időjárás, tektonika, mállási jelenségek, hidrotermás aktivitás óceánba érkező információit teszik érzékelhetővé számunkra, ugyanakkor a sztratigráfiai korrelációt és időbeli azonosítást is lehetővé teszik.

— A Cd/Ca és a Ba/Ca a foszfáttartalom indikátora, mivel a C ciklus összefügg a táplálék koncentrációjával és a produktivitással, ami a foszfát koncentráció függvénye.

— A $^{11}B/^{10}B$ arány értéke a foraminiferák kalcitjaiban, a tengervíz pH-jának függvénye, mivel a bórsav és borátok aránya

[62*] Ezt a mélységet CCD-vel jelölik (Calcium Carbonate Compensation Depth).

szorosan függ a pH-tól és a bór izotópjai jellemzőek a kétféle oldott bórvegyületre. A tengervíz pH-ja pedig felvilágosítást ad az atmoszférából oldott $CO_2$ koncentrációra.

— Az U/Th arányból a vizsgált képződmény kora számítható.

Mivel a foraminifera kalcitjában a Ca-ot a Mg könnyen helyettesíti, a Mg/Ca arány a paleohőmérséklet fontos mutatója. A Sr és Ba inkább az aragonitban, a kisebb ionsugarú Mg a kalcitban helyettesíti a Ca-ot. A korallok aragonitvázat építenek a vízfelszín közelében és nyomelem-összetételük évszázadokra megőrzi az óceáni víz kemizmusát és hőmérséklet-változását, akár szezonális felbontásban is. Nagy szerepük van tehát az eljegesedés és a feedback hatások értelmezésében és kulcsszerepet visznek a gyors időjárási ingadozások okának megfejtésében (pl. az El Niño). A jelenlegi fontos eredmény, hogy a tengerfelszíni hőmérséklet (SST) ingadozása a glaciális és interglaciális során a Sr/Ca és Mg/Ca sokoldalúan megvizsgált értékei szerint 2–5 °C-al nagyobb volt, mint a foraminiferák korábbi $\delta^{18}O$-ból számított értéke.

*Terrigén üledékek* a szárazföldről érkező eróziós eredetű detritális anyag széles körét ölelik fel. Ide tartoznak a vulkáni tevékenység többnyire szél által szállított szálló porai is[63*]. A mállás és erózió anyaga többségében alumínium-szilikátokból áll és víz, szél, jég révén kerül az óceánokba, ahol mindenütt előfordulnak, legnagyobb tömegben a partközelben. A detritális ásványok fontos információt jelentenek, minthogy minőségi és térbeli eloszlásuk az eredeti helyszín klímájától és a mállás jellegétől függ, a szállítás pedig a folyók földrajzi helyzetétől, esetleg gleccserektől és az uralkodó széljárástól.

Különös érdekessége van az utolsó glaciális periódusban a HEINRICH által leírt jelenségnek (HESSE et al. 2004). A jégtakaró gyors visszavonulása a Labrador és az Atlanti-óceán  északi területéről sok édesvizet juttatott az óceánba, megváltoztatva annak áramlását és ennek következtében a jéghegyek az Atlanti-óceánon keresztül kelet felé haladtak. Olvadás után a magukba zárt szárazföldi eredetű kőzetanyagok lesüllyedtek, a tengerfeneken egymásra rakódva felhalmozódtak[64*]. Az Észak-Atlantikumban végzett fúrások alapján a jég által szállított törmelékben („ice rafted debris”) 6 ülepedési jelenséget figyeltek meg, melyek időrendben visszafelé haladva H0–H6 jelzést kapták (44. táblázat).

**44. táblázat.** A Heinrich események kora H0-H2-ben radiokarbon módszerrel, H3-H6 a GISP2 eredményeivel összehasonlás útján meghatározva[65*] (HESSE et al. 2004)

| Esemény | Kor (k év) | | |
|---|---|---|---|
| | HEMMING (2004) | BOND és LOTTI (1995) | VIDAL et al. (1999) |
| H0 | ~12 | | |
| H1 | 16,8 | | 14 |
| H2 | 24 | 23 | 22 |
| H3 | ~31 | 29 | |
| H4 | 38 | 37 | 35 |
| H5 | 45 | | 45 |
| H6 | ~60 | | |

Az egyes Heinrich-esemény intenzitása, a leülepedett törmelék ásványos összetétele, a származási helytől függően természetesen ingadozott, a teljes kiterjedés pedig, az 50. szélességi fok tájékán, a 3000 km-t is elérte. A H3 és H6 esetében a 3000, ill. 6000 szemcse/g anyag kontinentális hozzájárulást is mutat az üledék-képződéshez. Ugyanitt a foraminiferák erodálódtak, tehát a mélyszinten óceáni áramlások vonultak és ennek következtében antarktikus, táplálékban gazdag áramok érkeztek. A H1, H2, H4, H5 események során a jéghegyek a Hudson Strait mentén haladtak, a H3 és H6 esetben keresztezték ezt az útvonalat. Feltűnik az is, hogy a H1-H5 események között szabályosan 7000 év telik el.

E jelenségeknek az egész Földre kiterjedő, következményei vannak. Néhányat említünk:

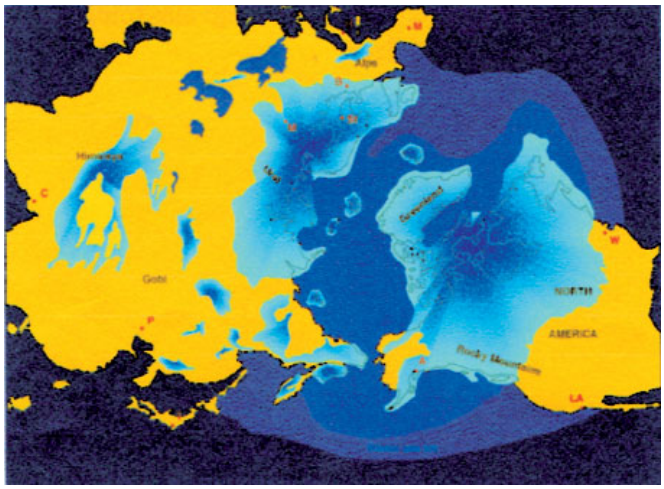
— az északi tengereken csökken a $^{18}O$ és K,
— Ázsiában lassul a barlangok sztalaktitjainak növekedése a hőmérséklet csökkenése következtében,
— csökken a tengerek sótartalma,
— csökken a tengerfelszín hőmérséklete (Ny-Afrikában alkenonok jelzik a csökkenést),
— a planktonokban változik a $\delta^{18}O$,
— csökken a foraminiferák gyakorisága a tengervíz sótartalmának csökkenése miatt,
— az Amazon torkolatában mért terrigén eredetű hozam növekszik,
— Kínában növekszik a löszök szemcsenagysága az erősebb szelek hatására,
— Atlantikumban növekszik az üledékképződés sebessége.

A Heinrich-események okának magyarázatára többféle elgondolás létezik. Egyik szerint a jégrétreg kritikus tömeget elérve, nagy nyomás következtében a szubglaciális, nem konszolidált üledékes kőzet folyóssá változik és a jégrétegek a tengerbe csúsznak. Egy másik vélemény szerint a jéghegy meggátolja a Föld belső hőjének távozását az űrbe és a geotermális hő megolvasztja a jégréteg kéreggel érintkező részét. MACAYEAL (1993) számításai szerint erre 7000 évenként kerülhet sor. Mivel az előre jelzett periódusosság a Heinrich-sor nem minden tagjára érvényes, ez a modell problematikusságát vetette fel.

Másfelől azonban lehet kapcsolatot találni a Heinrich-események és a Dansgaard-Oeschger (D-O) ciklusok között. Utóbbi az utolsó glaciális óta a meleg/hideg ciklusok 25 gyors ingadozását jelenti, melyek 1470 éves periódussal követik egymást. Az

[63*] Az utóbbi 100 ezer év legnagyobb vulkáni kitörése a szumátrai Toba-hegysében 73 550 évvel ezelőtt történt (a második jégkorszak kezdete). A gázok az egész Földet elborították és Grönlandon 2000 m mélyégben a jégben sok szulfátanyag felhalmozódását észlelték.
[64*] Más szállítási mód nem jöhet szóba, mivel a tengeri áramlatok legfeljebb 3 mm átmérőjű szemcséket képesek szállítani.
[65*] GISP2 (Greenland Ice Sheet Project Two) kutató fúrás Grönlandon, amely 3053,44 m jégréteg után 1,55 m mélységig az alapkőzetbe hatolt és jelentős környezeti változások rögzítését tette lehetővé.

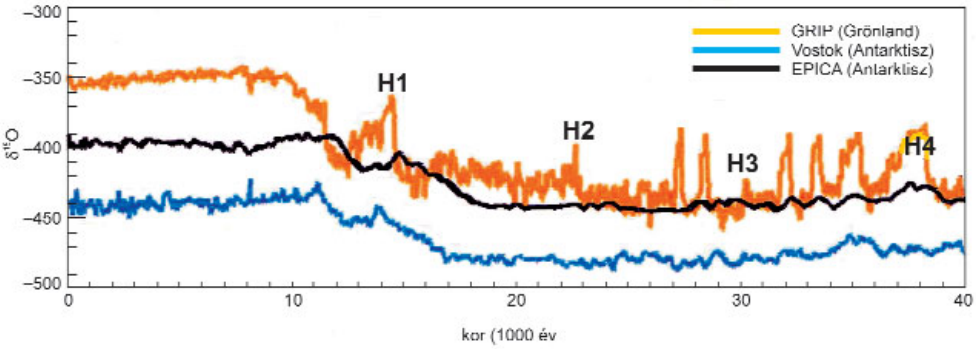
északi félgömbön gyors, néhány évtizedre tehető melegedést, hosszabb időn át, tartó hűlés követett. Grönlandon 11 500 év körüli időben 40 év alatt 8 °C-al emelkedett a hőmérséklet, amit 30–40 év alatt –5 °C csökkenés követett s amely D-O szerint több száz éven át tartott. E korszak jegesedési viszonyait a 147. ábra mutatja be, jelezve, hogy a tenger télen Los Angelesig terjedő befagyása óta, máig tartó melegedési folyamat tanúi vagyunk.



**147. ábra.** A jegesedés kiterjedése 12 ka idővel ezelőtt (FIELDING 2008)

Ahhoz, hogy az északi félteke viszonyait a déli pólussal összehasonlíthassuk, a jégből vett minták deutériumának és az oxigén izotópjainak eloszlását kell tanulmányoznunk. Mindkét elem kis tömege miatt hőmérséklettől függően differenciálódik. Az első $\delta^2$H vizsgálatot az Antarktiszon, 140 ezer évig visszamenőlegesen az orosz kutatók és az Epica Dome (European Project for Ice Coring in Antarctica) végezték. Ha diagramjaikat (148. ábra) összehasonlítjuk Grönland hasonló, de ebben az esetben $\delta^{18}$O-re vonatkozó vizsgálatok eredményével, némely eltolódástól eltekintve jó egyezéseket látunk, de az D–O, az északi félgömbön kifejezettebb, a délin pedig arra utal, hogy az összefüggés korábbi időkben is érvényesült.

A grönlandi minta esetében vizsgálták a jég sűrűségét, oxigénizotópjait ion-összetételét és az extraterresztrikus fekete szferulitokat is. Az átlagos ionkoncentráció 0,65–1,35 mg/liter és az északi pólus jégtakarójában a fekete szferulitok




**148. ábra.** Kor vs $\delta^{18}$O diagram, grönlandi és antarktiszi jégben. A H1-H4 a Heinrich ciklusok kora (Wikimedia comons, Epica–Vostok-Group)

mennyisége a 700 éves jég 23 éves firnjében $6{,}57\times10^4$ t volt. A mért adatokból a hó halmozódásának mértéke is számítható volt: I.e. 1773, 1513, 1233 és 934 években rendre 42,5, 43,2, 37,4, 41,1 g cm$^2$ év$^{-1}$. A 934. évben azonos volt a maival, majd fokozatosan csökkent a 18. századig. Ez után ismét növekedett, a hőméséklet pedig 1773 óta máig növekszik (LANGWAY 1967).

A fenti adatok a minta helye szerint ingadoznak ugyan, mert minden nagy jégpáncélnak saját stabilitási feltételei vannak, de olvadás esetén az édesvíz növekedése a tengerben átrendezi a tengeráramlatokat, ami olvadást eredményezhet távoli területeken is. A D-O hideg szakaszában pl. csökken az atlanti mélytengeri áram (NADW) erőssége, meggyengítve az észak-atlanti cirkulációt és a meleg áram az Antarktisz felé fordul. Itt olvadást indít, csökkentve az Antarktisz körüli óceán sűrűségi rétegződését s vele a mélyvízi áramot (AABW). Ekkor a melegáram ismét visszatér s új D-O ciklus kezdődik. Ez az elmélet összefüggésbe hozhatja a D-O ciklusokat a Heinrich-eseményekkel az által, hogy az olvadással kapcsolatos tengerszint egy határértéket átlépve, az olvadás olyan mértékben növekszik, hogy hozzájárul a jégpáncél olvadásához, tengerbe csúszásához és a Heinrich-féle üledékek képződéséhez. E viszonyokat a 148. ábra $\delta^{18}$O korfüggő adatai az É-és D- sarkon, valamint a Heinrich-féle üledékek megjelenési idejét szemlélteti.

*Autigén üledékek* nyilvántartása során azt a körülményt kell mérlegelnünk, hogy az anorganikus ásványok közvetlen üledékként in situ kicsapódással keletkeztek-e a tengerekben, vagy csak baktériumok közreműködésével tudtak kiválni, végül a szárazföldön keletkeztek ugyan, de a tengerekbe jutva módosultak. Az első esetre a barit, karbonát-fluorapatit (francolit), szélsőséges esetben anhidrit, gipsz, halit (Földközi-tenger kiszáradása) és a vasmangán-oxihidroxid ásványokat hozhatjuk fel. Ide soroljuk az opál CT (lussatit) és kvarckristályokat is, melyek a biogén A-opál feloldása útján képződtek. Az autigén ásványok körében tartjuk számon az alumínium-szilikátokat, közöttük a szmektiteket, zeolitokat, a Csendes-óceánban gyakori nontronitot. A tengerbe kerülő vulkáni üvegből, szaponit, nontronit kristályosodik, az illitből diagenezis révén szeladonit, glaukonit jön létre. Vulkáni hamuból A-opál, néha radiolariák utáni clinoptilolit pszeudomorfóza és alárendelten analcim képződik.

Voltaképpen autigén ásványoknak tekintik a $CaCO_3$ kristályait is, bár ezek biogén kalcitok átkristályosodásával jönnek létre és megtartják az eredeti anyag nyomelemeit. A mésziszap azután krétává és mészkővé alakul. Előfordul, hogy a mésziszap pórusaiban levő tengervizet baktériumok vagy fiziko-kémiai folyamatok befolyásolják és a Ca-ot Mg-ionok cserélik ki s így dolomit keletkezik. Az is előfordul, hogy az anoxiás pórusvízben, adott esetben Mn és Fe dúsul, majd reakcióba lépve a mészanyaggal, rodokrozit vagy sziderit képződik.

Ezeknek az ásványoknak kémiai összetétele, izotópeloszlása nagyon lényeges információkat hordoz az óceánvíz egyes rétegeire és egykori áramlások jellegére vonatkozóan.

*Kozmogén üledékek.* A tengeri üledékekben radioaktív izotópok is előfordulnak, de természetesen nem tömegük, hanem sajátságos keletkezési módjuk miatt érdemelnek említést. Ilyen a $^{10}$Be- és $^{26}$Al-izotóp, melyek az atmoszféra nitrogén és argon atomjainak kozmikus sugarakkal történő ütközésekor keletkeznek.

A $^{10}$Be felezési ideje $1{,}51\times10^6$, a $^{26}$Al-é pedig $7{,}7\times10^5$ év. WANG et al.(1996) meghatározta az autigén üledékekből NaOH-dal kioldott $^{10}$Be/$^{9}$Be arányt s úgy találta, hogy ez megegyezik az óceáni üledék feletti mélyvíz adataival (Észak-Pacifikum). Viszont a $^{10}$Be/$^{9}$Be értéke a teljes üledékben ennél 50%-kal kisebb volt, mert a kontinensről érkező, lúgban nem oldódó stabilis Be leülepedve, ezt az értéket csökkentette. Hasonló módon beigazolódott az $^{26}$Al kozmogén atmoszférikus eredete is. Ha a $^{10}$Be, $^{26}$Al és $^{230}$Th arányait vizsgáljuk, kitűnik, hogy a $^{26}$Al/$^{230}$Th arány megfelel az előre jelzettnek, míg a $^{10}$Be feleslegben van. A jelenség magyarázata az, hogy az $^{26}$Al és $^{230}$Th tartózkodási ideje az óceánban csaknem azonosan rövid, a $^{10}$Be-é azonban sokkal hosszabb és így eljut az óceán távolabbi részeibe, ahol a nagy biogén produkció révén leülepszik.

A $^{10}$Be koncentrációja s vele radioaktivitása (β-sugárzás) az egész Déli-Pacifikumban azonos (4 dis/min $^{10}$Be $kg^{-1}$ száraz anyagra) s ebből a globális képződés figyelembe vételével meghatározható az ülepedési sebesség, amely az óceán nagy területein 4 mm / 1000 $év^{-1}$. Ez az érték ellenőrizhető és jól egyezik a könnyebben meghatározható $^{231}$Pa/$^{230}$Th rendszer adataival, mégis mindkét eljárást egyenlően használják a paleoóceáni kutatásban.

# ZÁRÓ FEJEZET

A könyv elolvasása után, első pillantásra úgy tűnhet, hogy a geológia nem önálló tudomány. Voltaképpen a fizika és kémia alkalmazása egy égitest, *a Föld* megismerésére. A fizika és a kémia (amennyiben még önálló), a túlnyomóan reverzibilis folyamatok szabályokba foglalása. Általános felfogás szerint bennük annyi a tudomány, amennyit a matematika eszközeivel tudnak leírni és érzékeltetni. Ezért e tudományok minden lehetőséget megragadnak a jelenségek matematikai interpretációjára abból a meggyőződésből, hogy egy kvantitatív összefüggéssel annak végleges, változtathatatlan státuszát rögzítik. E szemlélet nélkülözhetetlen része, az adott tárgyra vonatkozó jelenségek szélsőséges absztrakciója, egészen addig, hogy a maradék jelenség matematikai formába önthető legyen. A többi jelenség milliói is jelen vannak ugyan a háttérben, de mint nem kvantifikálhatók, kikerülnek a látókörből. Következésképpen a matematika nem a jelenség objektív „egészét fogja át", hanem annak vékony szeletét, amit az észlelés módszerével egyáltalán felfoghatott. Úgy is érzékeltethetnénk a mondottakat, hogy pl. a kutató fizikus egy színes szemüveget visel, melynek színében a matematika minden összefüggése bennfoglaltatik és a vizsgálat során egy valóságos jelenségözönben, ő csak a szemüvegében adott lehetőségeket észleli. Gyakran találkozunk olyan fizikai formulákkal, melyek egymástól távoleső jelenséget írnak le s mivel ezek objektív valóságukban teljesen különböznek egymástól világos, hogy a közös matematikai formula csak egy szeletét ragadta meg a teljes igazságnak. Persze amit leír, adott feltételek mellett az meg is valósul, vagy megvalósítható. Paul Dirac szerint ez alapkövetelmény, mikor azt mondja: „a modern fizikában a matematika szerepe, hogy eredményeket számoljon ki, melyeket össze kell hasonlítani a tapasztalattal. Hozzáteszi, hogy egészen szükségtelen, hogy kielégítő leírását adjuk a jelenségek teljes sorának". Ezt a megjegyzést az sugallja, hogy nem is tudjuk a teljes jelenségkört matematikailag összefogni. Ide idézhetjük Bertrand Russell gondolatát is, amikor azt állította, hogy a „fizika nem azért matematikai, mivel nagyon sokat tudunk a fizika világáról, hanem mivel nagyon keveset tudunk róla". Einstein: „Amennyiben a matematika törvényei a valóságra vonatkoznak, nem biztosak; és amennyiben biztosak, nem vonatkoznak a valóságra. A fizikai kutatás programjában a *megfigyelt tények* az egyetlen kritérium és a *legfelsőbb bíró*".

Természetesen nem kívánunk mélyebben meríteni az utóbbi időben óceánná duzzadt filozófiai-matematika, ill. matematikai filozófia viták özönéből, csupán a geológia jövője szempontjából kíséreljük meg követni a fejleményeket.

Meg kell állapítani, hogy a matematikai gondolkodás örvendetesen és nélkülözhetetlenül terjed a geológiai kutatómunkában. Csupán e jelenség karakterét kívánnám felvázolni. A matematikai módszerek alkalmazásának elterjedése a geológiában elsősorban annak geofizikai és geokémiai ágában, mutat gyors előrehaladást. Itt is az absztrakció játszik szerepet annyiban, hogy az egészből kiválasztott egyszerűbb jelenségek kezelésében van fejlődés. Ennek, de általában az egész geológiának rendkívüli haszna van a műszerek szinte felfoghatatlan gyors és kifinomult fejlődéséből, melyek révén szerzett ismeretek kezelésére szintén a matematika a megfelelő eszköz. E tekintetben a geológia új és szélesebb látóhatára van kialakulóban.

A fizikai tudomány eme absztrakt világából a kozmológia lép ki, hasonlóan a földtudományokhoz, annyiban, hogy egyúttal *történeti tudomány* is. Mégis mi a különbség az asztronómia és geológia között? Rövid válasz: a tekintetbe vett komplexitás mértékében. A matematizált ismeretekkel szemben a komplex rendszerek ismerete áll, melynek természetével és következményeivel óriási irodalom foglalkozik[66*].

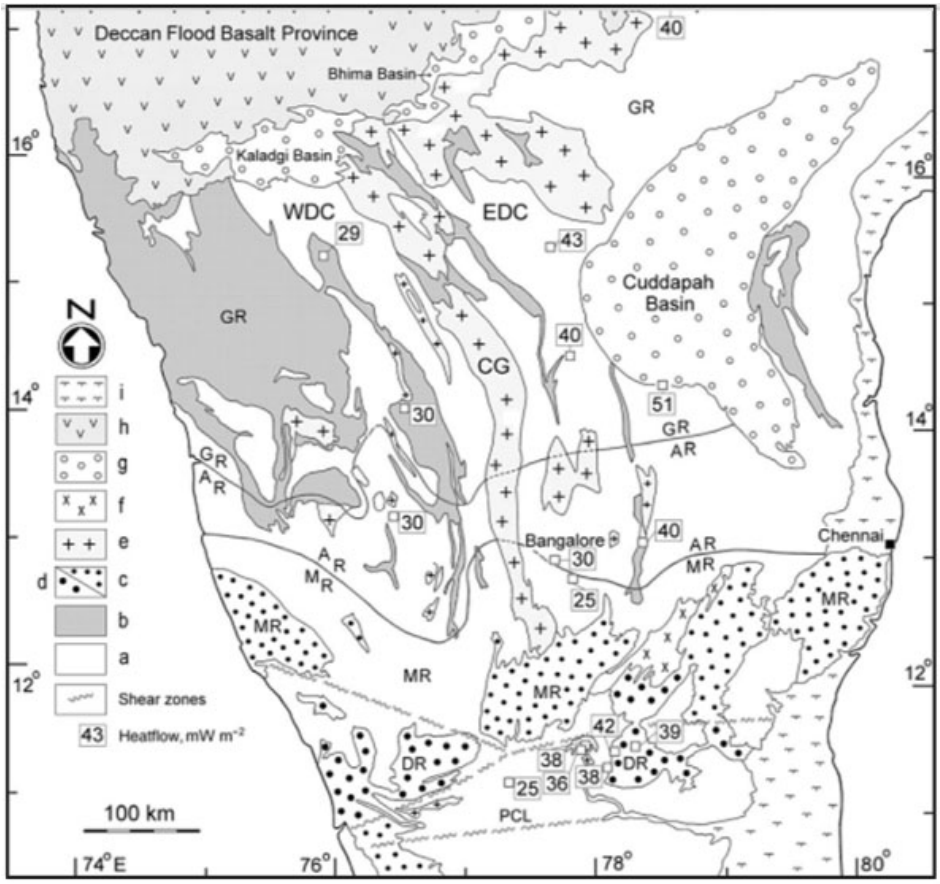
Néhány tételt emeljünk ki. A komplex rendszer több, vagy éppen sok elemből áll és az egységek közötti kölcsönhatás folytán valamilyen hierarchikus rend alakul ki. Ennélfogva a komplex rendszer tulajdonságai eltérnek az őt felépítő részek saját tulajdonságaitól. Új struktúra keletkezik, amelyhez vezető. út matematikailag nem, vagy nehezen követhető. A rendszerek komplexitását szokás 3 négyzetben, pontok elhelyezkedésének módjával is érzékeltetni. Az **A** négyzetben a pontok kristályrácsszerűen, a **B** négyzetben egymást keresztező vonalak mentén szabálytalanul és a **C** négyzetben véletlenszerűen helyezkednek el. Kérdés ezek közül melyik a legösszetettebb elrendezés. Az A és C algoritmikusan egyszerű, mert primitív szabály révén állítható elő. A B négyzet pontelrendeződése, melyben a pontok önmagát metsző, akár különböző tartományok határát is jelző vonalak mentén helyezkednek el, algoritmikusan a legösszetettebb. Voltaképpen ez utóbbival lehet a Földet is, mint komplex rendszert egybevetni. A tartományokat határoló vonalak

[66*] Complex Systemnek elnevezett tudomány voltaképpen a 20. sz. elején a közgazdasági ismeretek kezelése során alakult ki, majd átterjedt a pszichológia, biológia, kibernetika területére. A század második felében a négy C-nek nevezett irány bontakozott ki: 60-as években Cybernetics, 70-években a Catastrophe theory, 80-as években a Chaos theory, 90-es években a Complex Science arra törekedve, hogy kapcsolat alakuljon ki a természet- és társadalomtudományok között.

jelenthetik az övek határait, melyekben a 90 elem 339 izotópja koncentrációban és térben eltérő módon oszlik el. Minthogy ezek mind kölcsönhatásban vannak egymással az ezek között zajló folyamatokban csak laza szabályok[67*] ismerhetők fel.

A komplex elmélet a nagyon összetett biológiai rendszereket is igyekszik értelmezni és az elemi folyamatok, és az abban szereplő anyagi egységek struktúrájának meghatározásában a matematikának nélkülözhetetlen szerepe van. Ha most a biológiai rendszert a Földdel, mint komplex objektummal hasonlítjuk össze, azt kell mondanunk, hogy a biológia előnyt élvez, mert felépítő formai elemei (szervei) és ezek működése a vizsgálódást megkönnyítve, célirányos szempontoknak van alávetve. Például a vese alakja, belső szerkezete, az elvezető csatorna mind könnyen felismerhető, mert előttünk ismert célt követve működik.

A geológiában ilyen elv nem létezik. Az elemek, kőzetek eloszlását csak az ókortól ismert állandó változás tétele és a nehezen követhető ok-okozat elve[68*] hatja át. Ennek illusztrálása céljából a 149. ábrán, tekintsük, egy indiai földtani térképen, 10 kőzet felszíni megjelenésének térképét. Mellőzve a kőzetek üledékestől többféle magmásig terjedő megnevezését, azt látjuk, hogy ezek összetételbeli és térbeli eloszlása semmilyen szabályba nem foglalható. Annyit bizonyosnak tartunk, hogy az elrendeződésnek oka van és miután minden következmény maga is okká alakul, a jelenlegi állapot magyarázatában a Föld keletkezéséig mehetnénk vissza.




**149. ábra.** Egy dekkáni bazalt lávaár részletéről készült földtani térkép

Az állandó változásnak, ami a Föld történetét is jellemzi, van egy fontos sajátossága, hogy bizonyos elemei invariánsak. Ha ugyanis minden jelenség napról-napra és térben is folyton változna, nem volna megismerhető. Az ebben a tanulmányban is használt invariáns sajátságok közül a kémiai elemek szerkezeti állandóságát, az instabilisek közül pedig a bomlási sebesség állandóságát kell kiemelni.

A kvantitatív eredményekre vezető matematikai eljárások alkalmazásának a komplexitás által korlátozott használata, nem csökkenti a földtudományok tekintélyét. Edward Milne szavait idézhetjük: „Az elméleti fizikus nem diktálja a világnak, hogy milyennek kell lennie. A matematikai formák csupán arra vezetik, hogy javaslatot tegyen a kísérletezőnek és kutatónak. Sajátos szerepe ekkor befejeződik.” A geológiában az ok-okozat megvalósulási folyamatában bizonyos fizikai-kémiai irányok léteznek, lehetővé téve bizonyos szabályosság felismerését. Ezért a geológia kinőtt a minden tudomány történetében nélkülözhetetlen „leíró” szakaszból és nem elégszik meg azzal, amit a természet érzékszerveink elé tár, hanem mindenütt a tények magyarázatát keresi. A bevezető kérdésünkre tehát azt válaszolhatjuk, hogy a geológia önálló tudomány, mert tárgyát, a Földet felépítő anyagok, az univerzumban egyedi tulajdonságú komplex rendszerré alakították.

[67*] A „laza szabályok” alatt azt értjük, hogy ezektől eltérések lehetnek, míg a matematikailag megfogalmazott törvények kivételeket nem ismernek.

[68*] A kauzalitás a filozófia egyik legbővebben tárgyalt fejezete. Mi a legegszerűbb elvet tartjuk szem előtt. A Föld esetében minden következménynek elégséges oka van. Az okozat bekövetkezéséhez hajtóerő szükséges, a mi tárgykörünkben a Föld hűlése folytán kialakuló hőgradiens és gravitáció, hatóiránya (nem célja) pedig a gravitációs és termodinamikai egyensúly felé mutat, de azt sohasem éri el.

# Függelék

# 1. AZ ELEMEK KELETKEZÉSE

Ahhoz, hogy valamely elem másik elemmé történő átalakulását gondolatilag követhessük, röviden, a részleteket kihagyva, az atomok felépítésének atomfizikusok által kidolgozott álláspontját kell érintenünk. Így tisztában kell lennünk azzal, hogy az anyag olyan építőkövei, mint a gyakran említett proton, neutron, nem elemi részecskék, hanem *lepton*ból (leptos görög szó gyengét jelent) és *kvark*ból (egy furcsa, James Joyce könyv madárhangot utánzó szavából ered) állanak. Ezek minőségi/mennyiségi arányától függ a kémiai elemek tulajdonságát, átalakulási folyamatait jellemző sajátosság. Minden szubatomi részecske leírásához a tömeg (m), a kvantumszámok —amilyen a spin (S), paritás (P) — ismerete szükséges, amit experimentális úton lehet megszerezni. A kvarkok adatai levezetett értékek.

A *leptonok* kölcsönhatása során az azonos típusú leptonok száma változatlan marad. (lepton megmaradási tétel). Minden lepton részecskének van antirészecskéje. A töltéssel rendelkező leptonok antirészecskéi ellentétes töltéssel rendelkeznek. A neutrínók töltése zérus. Az 1–1. táblázat nyújt áttekintést a leptonok és az 1–2. táblázat a kvarkok fajtáiról.

**1–1. táblázat.** A leptonok felosztása

| Töltéssel rendelkező leptonok és antirészecskék | | | Neutrínó/antineutrínó | | |
|---|---|---|---|---|---|
| név | szimbólum | elektr. töltés | név | szimbólum | elektr. töltés |
| Elektron/pozitron | $e^-$ / $e^+$ | −1 / +1 | elektronneutrínó / elekr. antineutrino | $\nu_e$ / $\bar{\nu}_e$ | 0 |
| Müon | $\mu^-$ / $\mu^+$ | −1 / +1 | müonneutrínó / müon / antineutrínó | $\nu_\mu$ / $\nu_\mu$ | 0 |
| Tau lepton | $\tau^-$ / $\tau^+$ | −1 / +1 | tau neutrínó / tau antineutrínó | $\nu_\tau$ / $\bar{\nu}_\tau$ | 0 |

**1–2. táblázat.** A kvarkok felosztása és szimbólumai

| Név | Szimbólum | Töltés | Antirészecske | Szimbólum |
|---|---|---|---|---|
| up | $u$ | +2/3 | antiup | $\bar{u}$ |
| down | $d$ | −1/3 | antidown | $d$ |
| strange | $s$ | −1/3 | antistrange | $\bar{s}$ |
| charm | $c$ | +2/3 | anticharm | $c$ |
| bottom | $b$ | −1/3 | antibottom | $\bar{b}$ |
| top | $t$ | +2/3 | antitop | $t$ |

A kvarkokról még annyit kell megjegyeznünk, hogy az egyedüli alapvető részecskék, melyek kölcsönhatásban lehetnek mind a négy fizikai erővel. Minden proton és neutron 3 kvarkból áll: a proton két *u* és egy *d* kvarkból s így töltése +1, míg a neutron egy *u* és két *d* kvarkból, ezért töltése zérus, tehát semleges. Így érthető meg, hogy pl. a neutron protonná alakulhat a következők szerint:

$$n \rightarrow p + e^- + \nu_e$$

ami úgy valósul meg, hogy a neutron egyik *d* kvarkja a β-bomlás során *u* kvarkká alakul s ez a neutron másik *u* kvarkjával protont alkot.

Az atomfizikusok különféle fogalmakat használnak azokra a szubatomi részecskékre, jelenségekre, amelyek a leptonok és kvarkok együttműködését szabályozzák. Ilyenek a fermionok, bozonok gluon, hadron és más hipotetikus részecskék.

A részecske fizika standard modellje az anyagot két fő csoportja osztja: fermionokra és bozonokra. A fermionok feles (S=1/2) egészszámú spinnel rendelkeznek. Ide tartoznak a leptonok és kvarkok. A bozonok egész spin számú részecskék ahová a fotont, $W^\pm$, $Z^0$ gyenge nukleáris erőket, a gluont, gravitont és Higgs-bozont sorolják.

A gluonok, melyek tömege és elektromos töltése zérus, S=1, a fotonnal ellentétben részt vesznek az erős kölcsönhatásban, a protonok és neutronok kötésében.

A hadronok összetett részecskék, 3 kvarkból állanak és szintén az erős kölcsönhatás résztvevői. Vagy összetett fermionok és ekkor barionnak hívják, vagy kvark és antikvarkból álló összetett bozonok és ekkor mezonoknak nevezik őket.

# 2. A NUKLEOSZINTÉZIS LEGFONTOSABB FOLYAMATAI

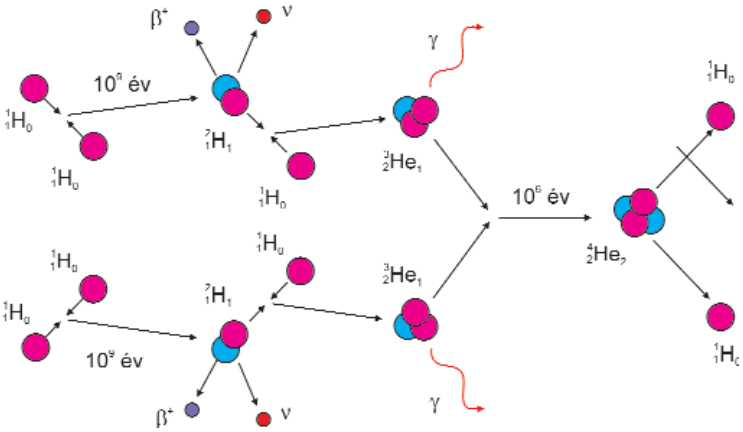
## 2.1. A PP folyamat

A proton-proton reakció (PP), a Nap méretű, vagy annál kisebb égitestek legfontosabb energiatermelő folyamata. Lényege, hogy a csillag hidrogéntartalmát elsősorban héliummá alakítja, de részese a CNO nukleoszintézisnek is. A

folyamat első lépése során két ${}_1^1H_0$ deutériummá ${}_1^2H_1$ alakul, kilép egy pozitron és egy neutrínó, miközben egy proton neutronná alakul (2–1. ábra):

$$ {}_1^1H_0 + {}_1^1H_0 \rightarrow {}_1^2H_1 + e^+ + \nu_e + 0{,}42\ \text{MeV} $$

Ez a lépés azonban nagyon lassú, mert egy $\beta^+$ széteséstől függ és nagy energia befogásra van szükség, hogy egy proton neutronná alakuljon. A protonnak átlag $10^9$ év időre van szüksége ahhoz, hogy deutériummá egyesüljön.




**2–1. ábra.** A proton-proton reakció menete (LANG 1980)

A pozitron elektronnal ütközvén azonnal megsemmisül γ-sugárzás kibocsátásával:

$$ e^+ + e^- \rightarrow 2\,\gamma + 1{,}02\ \text{MeV} $$

A keletkezett deutérium egy hidrogénnel 1 s alatt $^3He$-má egyesül:

$$ {}_1^2H_1 + {}_1^1H_0 \rightarrow {}_2^3He_1 + \gamma + 5{,}4\ \text{MeV} $$

majd két $^3He$ azonban csak átlagosan $10^6$ évenként alakul egy ${}_2^4He_2$-má, két H képződésének kíséretében.

Ettől kezdve He-4 képződésének, a hőmérséklettől függően, három PP reakció csoportja különíthető el: a PPI, PPII és PPIII.

PPI reakció *10–14 MK hőmérsékleten*:

$$ {}_2^3He_1 + {}_2^3He_1 \rightarrow {}_2^4He_2 + 2\,{}_1^1H_0 + 12{,}86\ \text{MeV} $$

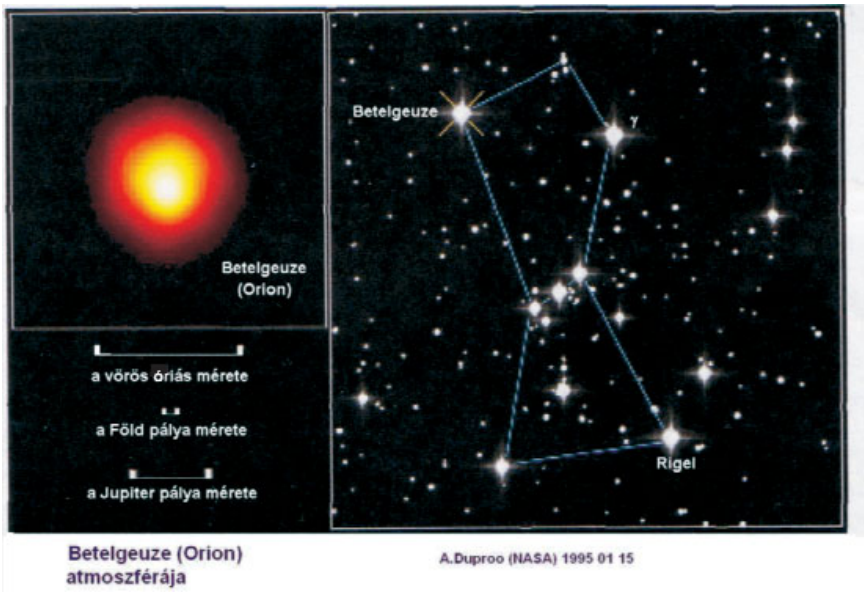
PPII reakciók *14–23 MK hőmérsékleten*:

$$ {}_2^3He_1 + {}_2^4He_2 \rightarrow {}_4^7Be_3 + \gamma $$
$$ {}_4^7Be_3 + e^- \rightarrow {}_3^7Li_4 + \nu $$
$$ {}_3^7Li_4 + {}_1^1H_0 \rightarrow 2\,{}_2^4He_2 $$

PPIII reakciók *23 <MK hőmérsékleten*:

$$ {}_4^7Be_3 + {}_1^1H_0 \rightarrow {}_5^8B_3 + \gamma $$
$$ {}_5^8B_3 \rightarrow {}_4^8Be_4 + e^+ + \nu $$
$$ {}_4^8Be_4 \leftrightarrow 2\,{}_2^4He_2 $$

Napunk energiájának 86%- a PPI, 14%-a a PPII és csak 0,11%-a származik a PPIII reakciókból. A Napban maradó hőenergia főleg a γ-sugárzás és protonok, neutronok interakciója során képződik, míg az anyaggal nagyon kevéssé reagáló neutrinókkal sok energia távozik: a PPI reakcióval 2%, a PPII-vel 4% és a PPIII-mal 28,3%. Az energia a He-4 atom képződése során a 4H protontömegének 0,7%-os veszteségéből adódik, amely energiává, γ-sugárzássá és neutrinóvá alakul. A teljes folyamat által termelt energia 26,73 MeV. A Nap keletkezéskori sugárzása a mainak csak 70%-át tette ki. A sugárzás növekedése annak következménye, hogy a folyamatos H-égetés során[1*] keletkező He miatt a sűrűség és vele a hőmérséklet növekszik. Napunk élettartamának 90%-ában energiáját H-égetésből meríti.




**2–2. ábra.** Az Orion csillagképben található Betelgeuze vörös óriás csillag átmérője meghaladja a Nap–Jupiter távolságát (Hubble-heic 0206 jpg)

[1*] Jelenleg másodpercenként 4 millió tonna.

Ha a csillag hidrogénjét teljesen elhasználta, élete legnagyobb méretű vörös óriás állapotába megy át, amelyből a tovább vezető folyamatok egyike a szupernóva robbanás. Egy vörös óriás méreteiről az 2–2. ábra. nyomán kaphatunk benyomást.

### 2.2. A CNO ciklus

A Bethe-Weizsäckernek is nevezett folyamat a PP-n kívül, egy másik energiát termelő fúziós reakció a napok belsejében a CNO-I folyamat, amely a

$$^{12}C \rightarrow {}^{13}N \rightarrow {}^{13}C \rightarrow {}^{14}N \rightarrow {}^{15}O \rightarrow {}^{15}N \rightarrow {}^{4}He$$

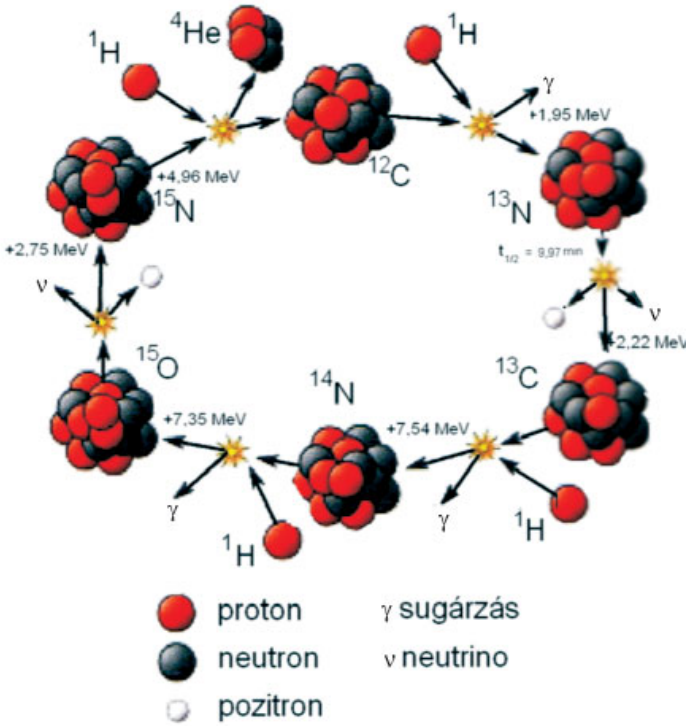
úton megy végbe (2–3. ábra). A ciklus végeredménye, hogy az utolsó lépésben egy α-részecske, tehát egy He keletkezik, vagyis a hidrogén héliummá alakult. Ebben a $^{12}C$-nek van szerepe, mert a ciklus végén újra keletkezik, vagyis mintegy katalizátor szerepet tölt be a folyamatban. Mivel a mi Napunkban a C, N, O csak 0,1%, ezért He-nak csak 1,7%-a keletkezik a CNO folyamattal, de a nagyobb (fősorozatú) csillagok energiáját főleg ez a ciklus szolgáltatja. A fő CNO-I mellett CNO-II, CNO-III és CNO-IV folyamat is működik a nagyobb csillagokban. A CNO-II:

$$^{15}N \rightarrow {}^{16}O \rightarrow {}^{17}F \rightarrow {}^{17}O \rightarrow {}^{14}N + {}^{4}He$$

folyamat, amely a Napunk magjában csak 0,04%-ban zajlik. A F szintén katalizátor szerepet játszik, újratermelődik, de nem halmozódik fel. A CNO-IV reakció a CNO-II $^{17}O$-jéből indul ki:

$$^{17}O \rightarrow {}^{18}F \rightarrow {}^{18}O + e^{+} + \nu + \gamma$$

eredményre vezet. A CNO ciklusokban bizonyos elemek újratermelődnek, vagy elbomlanak és változó arányok alakulnak ki. Egyensúly esetén a $^{12}C/^{13}C$ = 3,5 értéket érhet el.




**2–3. ábra.** A CNO ciklus (LANG 1980)

### 2.3. A szén égetésének folyamata

Amikor egy elem nukleáris „égéséről" beszélünk, akkor ezt a kémiai égés analógiájaként értjük. Napunknál legkevesebb négyszer nagyobb tömegű csillagok magjában $6\times10^{8}$ K hőmérsékleten, $2\times10^{5}$ kg m$^{-3}$ sűrűség kialakulása következtében előálló folyamatok:

$$^{12}C + {}^{12}C \rightarrow {}^{20}Ne + 4{,}617\ \text{MeV}$$
$$^{12}C + {}^{12}C \rightarrow {}^{23}Na + {}^{1}H + 2{,}241\ \text{MeV}$$
$$^{12}C + {}^{12}C \rightarrow {}^{23}Mg + n + 2{,}559\ \text{MeV}$$

A szénégetés a csillagban a He-égetés befejezése után indul meg, és ennek következtében a nap belsejében O és C halmozódik fel. Ha a He mennyisége bizonyos szint alá csökken, a csillag gravitációsan összeomlik, csökken a térfogat, nő a sűrűség és hőmérséklet. Ekkor indul meg a szén égetése.

### 2.4. A neonégetés folyamata

Az előző folyamathoz hasonlóan a szén termonukleáris elfogyása után a gravitációs nyomás hatására $1{,}2\times10^{9}$ K hőmérséklet és $4\times10^{6}$ kg m$^{-3}$ sűrűség alakul ki és a fotodezintegráció során a neon He-magokat bocsát ki:

$$^{20}Ne + \gamma > {}^{16}O + {}^{4}He$$
$$^{20}Ne + {}^{4}He \rightarrow {}^{24}Mg + \gamma$$

## 2.5. Az oxigénégetés folyamata

Ez a folyamat a Ne elfogyása után indul, amikor a kontrakció nyomán a hőmérséklet eléri az $1{,}5\times10^9$ K-t a sűrűség pedig $> 10^9$ kg m$^{-3}$. A folyamatok:

$$^{16}O + {}^{16}O \rightarrow {}^{28}Si + {}^{4}He + 9{,}594\ MeV$$
$$^{16}O + {}^{16}O \rightarrow {}^{31}P + {}^{1}H + 7{,}687\ MeV$$
$$^{16}O + {}^{16}O \rightarrow {}^{31}S + n + 1{,}500\ MeV$$
$$^{16}O + {}^{16}O \rightarrow {}^{30}Si + 2\ {}^{1}H + 0{,}381\ MeV$$
$$^{16}O + {}^{16}O \rightarrow {}^{30}P + {}^{2}D + 2{,}409\ MeV$$
$$^{16}O + {}^{16}O \rightarrow {}^{32}S + \gamma > {}^{24}Mg + 2\ {}^{4}He$$

## 2.6. A vasnál nehezebb elemek lassú és gyors szintézise

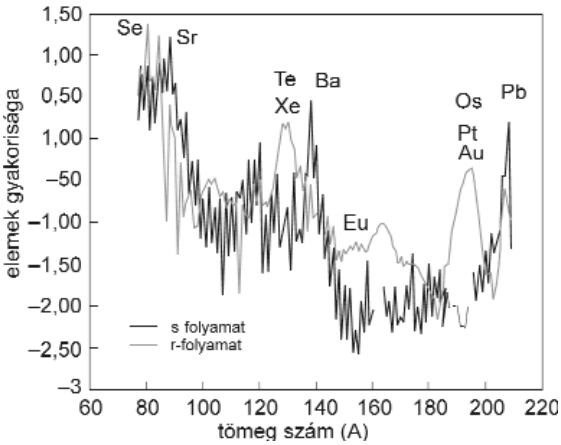
A vasnukleon kötési energiája, vagyis 1 nukleon magból való eltávolításához szükséges energia, valamennyi elem esetében a legnagyobb[2*]. Így, exoterm fúzióval vasnál nehezebb elemek, miután hőenergia már nem keletkezik, nem jöhetnek létre[3*]. Ennek folytán a periódusos rendszer elején (a Fe-ig) olyan elemek vannak, amelyek energiát termelnek, ha nukleon csatlakozik magjukhoz (fúzió), míg 58–52 nukleon körül a helyzet megfordul és a nukleon távozása vált ki energiafelszabadulást, két vagy több, összeségében kisebb energiájú magra való hasadás (fisszió) révén. A vason túli elemek további építkezése tehát energiatermelő egybeolvadással nem, hanem csakis nagy energiát igénybe vevő neutronbefogással folytatódhat. Ehhez természetesen sok neutronra van szükség, amelynek egy ritkább és egy sűrűbb forrását ismerték fel (többek között HOYLE et al. 2000). Attól függően, hogy a neutron-befogáshoz, és az ezt követő β-bomlás idejéhez ($\tau_\beta$) képest mennyi időre ($\tau_n$) van szükség, megkülönböztetjük a lassú (s) és gyors (r) n-befogású folyamatokat. Egy versengő folyamatról van szó, amelyben a $\tau_\beta$ kizárólag az elem fajtájától, a $\tau_n$ pedig szigorúan az adott neutronfluxustól függ. A lassú folyamatban a $\tau_n$ sokkal hosszabb, mint a $\tau_\beta$. A neutronbefogással ellentétes folyamat a γ-sugárzás hatására bekövetkező neutronvesztés. A szupernóvákban a nagyon erős γ-sugárzás hatására egyensúly állhat be:

$$n + (Z,A) \leftrightarrow (Z,A+1) + \gamma$$

Ezért az intenzív neutronsugárzás megszűnésével, a túl sok neutront tartalmazó izotópok, β-bomlással (hasadással) visszatérnek a gyors folyamatok által létrehozott stabilis izotóp változatba.

A vasnál nehezebb elemek mintegy 50–50%-ban mind a két folyamat által létre jöhetnek, de van néhány, amelyet kizárólag egyféle folyamat tud létrehozni. Például Au, Ag, Pt, Os csak gyors folyamatban keletkezik. A 2–4. ábrából megállapítható, hogy a vashoz közelebb álló elemek a lassú, az ezeknél nehezebbek általában gyors neutronbefogással keletkeznek.

A lassú n-befogású folyamat felismerésének kiinduló pontja a vörös óriás csillagokban észlelt nagy Ba-tartalom volt. Ennek magyarázataként azt tételezték fel, hogy a Ba nagy neutronfluxusnak kitett vasmagból keletkezett, amit a Ba és Fe ellentétes gyakorisága is igazolt. Mai ismereteink szerint a lassú folyamat sebessége lépésenként évezredekre tehető, szemben a másodperc alatt végbemenő gyors folyamatokkal. A lassú folyamat előrehaladása a nagyob tömegű izotópok felé, tehát a csillag neutrontermelő képességétől és eredeti vastartalmától függ.




**2–4. ábra.** A lassú és gyors neutronbefogással keletkezett nehezebb elemek gyakorisága a naprendszerben (ARNOLD, GORIELY2003)
Gyors (r,) lassú (s) és proton (p) folyamatok által keletkezett elemek

A fő neutronforrás ($10^5$–$10^{11}$n cm$^{-2}$ s$^{-1}$):

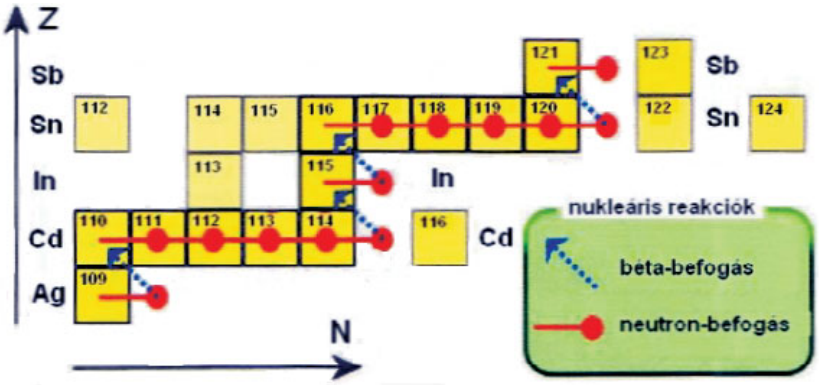
$$^{13}C + \alpha \rightarrow {}^{16}O + n$$
$$^{22}Ne + \alpha \rightarrow {}^{25}Mg + n$$

reakciókból származik.

Megkülönböztetnek egy fő és egy gyenge folyamatot, melyek görbéi egymást keresztezik. Ezek a folyamatok a nagy csillagok C- és He-égetésének periódusában játszódnak le a 2–5. ábrán látható modell szerint.

[2*] Az asztrofizikusok inkább „vascsoport”-ról beszélnek, mert a $^{62}$Ni, sőt a $^{58}$Fe kötési energiája is kissé nagyobb az $^{56}$Fe vasénál, de a $^{62}$Ni nagy fotodezintegrációja miatt, inkább a vasat, mint gyakoribb elemet jelölik meg a nehezebb elemek képződési határául.

[3*] Legfeljebb még Zn, de ez már endoterm reakció.




**2–5. ábra.** Az Ag és Sb közötti elemek esetében zajló lassú n-befogású folyamatok (COWLEY 1995)

A lassú folyamatok a vascsoporton túli elemek mitegy 50%-át hozzák létre és a következő szintézissel végződnek:

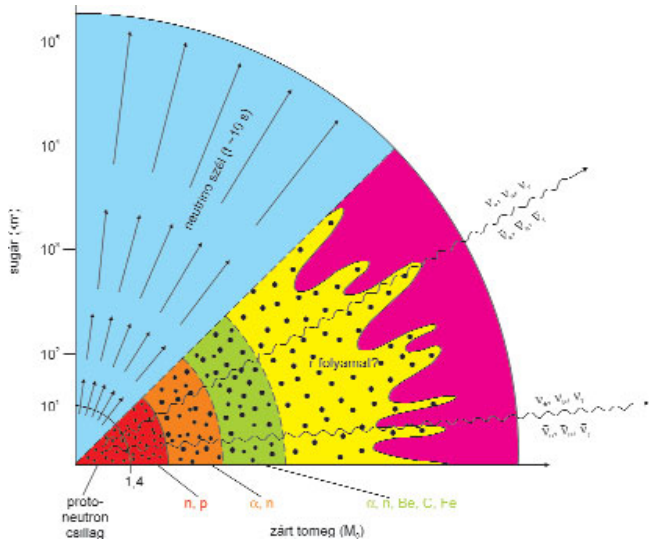
$$^{209}\mathrm{Bi} + \mathrm{n} \rightarrow {}^{210}\mathrm{Bi} + \gamma$$
$$^{210}\mathrm{Bi} \rightarrow {}^{210}\mathrm{Po} + \beta$$
$$^{210}\mathrm{Po} \rightarrow {}^{206}\mathrm{Pb} + \alpha$$

A gyors folyamat beindulásához neutronok nagyobb sűrűségére és nagyobb hőmérsékletre van szükség. Ilyen viszonyok a csillag vasmagjának összeomlását követő szupernóva-robbanás (2–6. ábra) állapotban következik be[4*], amikor a termikus expanzió és gravitációs nyomás egyensúlya felbomlik. A gravitációsan összeomló csillag a vasmagot $3\times10^{14}$ gcm$^{-3}$ sűrűségűre tömöríti és hatására keletkező sokk-hullám, kifelé haladva nagy hőt és γ-sugárzást fejlesztve, a magok szétesését idézi elő:

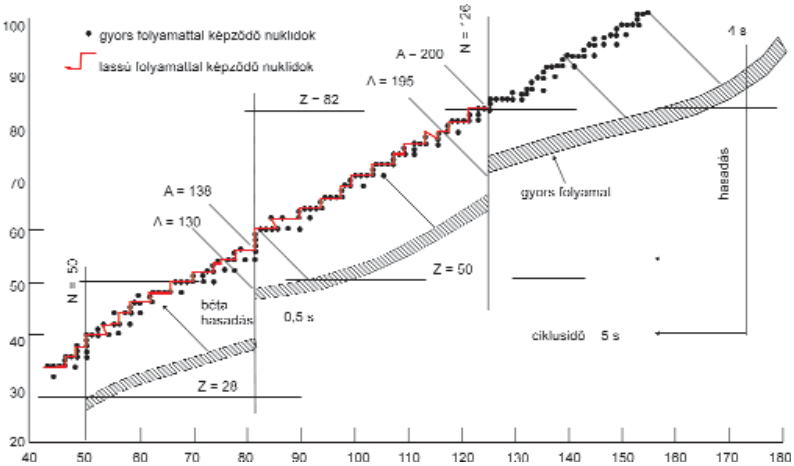
$$^{56}\mathrm{Fe} + \gamma > 13\ ^{4}\mathrm{He} + 4\ ^{1}\mathrm{n};\ ^{4}\mathrm{He} + \gamma > 2\ ^{1}\mathrm{H} + 2\ ^{1}\mathrm{n}$$

A folyamat eredményeképpen nagy mennyiségű neutron és pozitron-elektron annihilációval sok neutrínó keletekezik. Utóbbiak 30 000-szer több energiát visznek el, mint az elektromágnenes sugárzás. Mivel közel fénysebességgel haladnak, tehát gyorsabban, mint az elektromágneses sugárzást előidéző sokk-hullám, az 1987 A szupernóva robbanásakor a neutrínók a látható fénynél több órával hamarább érkeztek a Földre.

Az erős neutronfluxus hatására az r-folyamatban a robbanás csúcspontja utáni 1–100 s alatt számos neutronfelesleggel bíró instabilis elem keletkezik[5*] (2–7. ábra). Az izotópok képződése ilyen körülmények



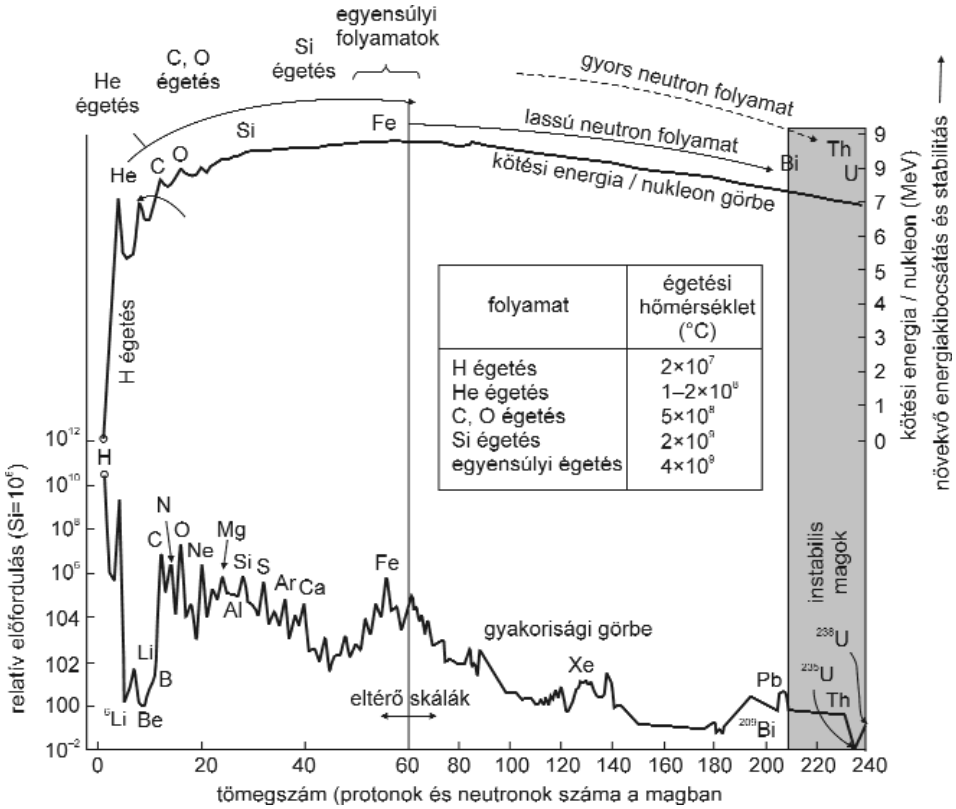

**2–6. ábra.** Szupernóva kitörés elképzelt vázlata




**2–7. ábra.** Gyors n-befogású folyamat útvonala (WHITE 2003)

[4*] Az SN 1987 A szupernóva robbanásakor (távolsága 160 000 fényév) az első 10 s alatt százszor annyi energia szabadult fel, mint a mi Napunk teljes élettartama ($10\times10^9$év) alatt összesen.

[5*] Ezt erősíti meg, hogy megfigyelések szerint a γ-sugarak egy része rövid felezési idejű nuklidhoz tartozik.

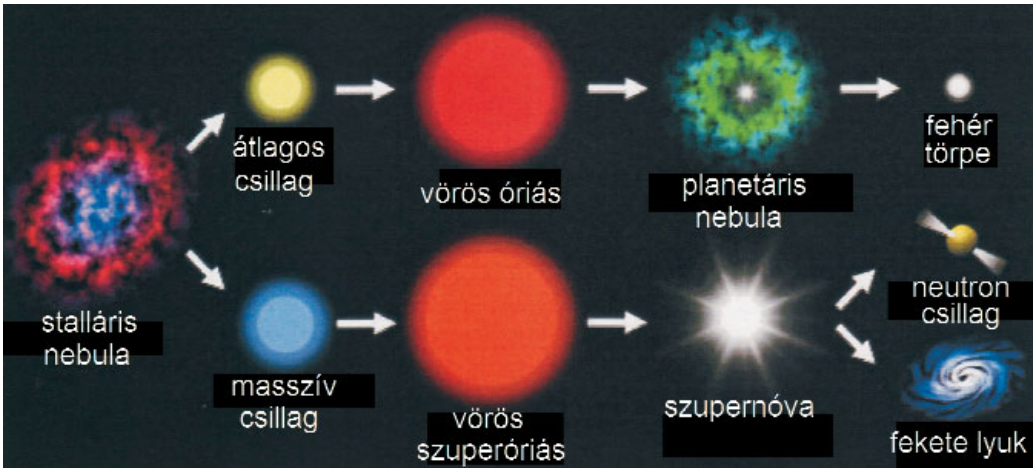



**2–8. ábra.** Az elemek keletkezési folyamainak összefoglalása

között sokkal gyorsabb, mint az ezt követő β-bomlás. Felmerül tehát a kérdés, mi a határa a gyors folyamat kibontakozásának. Először is a neutron héjak feltöltődése, aminek következtében új izotópok képződésére kell, hogy sor kerüljön. Másrészt a nehéz izotópok körében az instabilitási határon túli elemek, keletkezésük után azonnal felbomlanak. Ezt a határt a periódusos rendszer rutherfordium (Rf Z=104) és darmstadtium (Ds Z=110) elemei közé teszik ($A_{max}$=270).

A vázlat egy szupernóvát (II típus) mutat be, melyben a gyors n-befogású folyamatok játszódnak le. A középpontban proto-neutron csillag alakul 1,4 naptömeggel, de csak 10 km sugárral. A vasmag összeomlása után a neutrínó-szél óriási energiát szállít a külső réteg robbanásához a $\nu_e + n \rightarrow p + e^-$ és $\nu_e + p \rightarrow n + e^+$ összefüggések szerint, de nem tudjuk pontosan, hogy a neutrínó miképp reagál az opak anyaggal s így a szupernóva robbanás mechanizmusát se ismerjük elég pontosan. Annyi bizonyos, hogy a robbanás során gyors n-befogású folyamatok mennek végbe (WHITE 2003).

A szupernóva robbanása anyagának jelentős részét a világűrbe szórja szét, többek között az interstelláris ködökbe. E ködökből új naprendszerek keletkezhetnek, melyekben a csillagokban megtalálható és a nóva robbanásakor keletkezett




**2–9. ábra.** Csillagok élet ciklusai (O'BRIEN, KAWALER 2000)

elemek egyaránt megjelennek. Minél idősebb egy csillag (nap) annál több nehéz elemet tartalmazhat (másod-, harmadrendű nap). Ha a csillag mérete a mi Napunkéhoz hasonló, a maradék mintegy 15 km sugarú tömeggé zsugorodik. Amikor $M_0 > 4$, akkor a csillag anyaga neutronná préselődik össze, ha pedig a Napnál nyolcszor nagyobb, akkor szingularitás áll elő, vagyis (elméletileg) végtelen sűrűség és egy 3 km-es fekete lyuk vesz körül. Bár a protonbefogadás kevéssé járul hozzá a nehéz elemek képzéséhez némely izotóp pl. $^{190}$Pt, $^{168}$Yb mai ismereteink szerint, csakis p-befogással keletkezik, de a szomszédos elemekhez képest kis mennyiségben. Napunknál hatvanszor nagyobb tömegű csillagok tömegük 40%-át nehéz elemekké alakítják át és szórják szét a világűrben.

Az előzőekben láttuk, hogy az elemek a napok (csillagok) különböző életciklusában zajló folyamatok során keletkeznek. A csillagok maguk is egy életpályát futnak be: gázködből akkréciós tömörödéssel Nap és bolygórendszer alakul ki, és több milliárd éven keresztül átesik a különböző elemek képződésének fázisain s végül méretétől függően fehér törpévé válik, vagy szupernóva robbanással fejezi be életét, illetve neutroncsillaggá, vagy fekete lyukká alakul (2–9. ábra).

# 3. A NAP ÉS A FÖLD GEOFÁZISAINAK ÖSSZETÉTELE

## 3.1. A Nap összetétele

Meteorokat a közös eredet folytán gyakran hasonlítjuk össze a Nap elemi összetételével, amelyről azt gondoljuk, hogy a Föld köpenyével is kapcsolatban van. A fő különbség az, hogy a nagyon illékony elemek a Föld típusú bolygókban és különösen a meteoritokban a csekély gravitációs erő és a napszél hatására lecsökkentek.

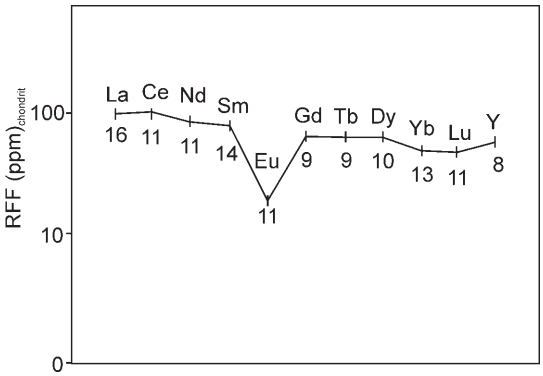
**3–1. táblázat.** A Nap és az Orgueil kondrit (CI) összetétele (PALME 1988, JONES 2005 után)

| Elem | Szoláris előfordulás | σ (%) | Orgueil (CI) meteor | Elem | Szoláris előfordulás | σ (%) | Orgueil (CI) meteor |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 H | $2{,}9\times10^{10}$ | – | 2,02% | 44 Ru | 1,86 | 5,4 | 0,714 |
| 2 He | $2{,}7\times10^{9}$ | – | 56 $nlg^{-1}$ | 45 Rh | 0,344 | 8 | 0,134 |
| 3 Li | $5{,}71\times10^{1}$ | 9,2 | 1,49 | 46 Pd | 1,39 | 6,6 | 0.556 |
| 4 Be | $7{,}30\times10^{-1}$ | 9,5 | 0,0249 | 47 Ag | 0,486 | 6 | 0,197 |
| 5 B | $2{,}12\times10^{1}$ | 24 | 0,871 | 48 Cd | 1,61 | 6,5 | 0,680 |
| 6 C | $1{,}01\times10^{7}$ | – | 3,45% | 49 In | 0,184 | 6,4 | 0,0778 |
| 7 N | $3{,}13\times10^{6}$ | – | 3180 | 50 Sn | 3,82 | 9,4 | 1,68 |
| 8 O | $2{,}38\times10^{7}$ | 10 | 46,4% | 51 Sb | 0,309 | 18 | 0,133 |
| 9 F | $8{,}43\times10^{2}$ | 15 | 58,2 | 52 Te | 4,81 | 10 | 2,27 |
| 10 Ne | $3{,}44\times10^{6}$ | 14 | 203 $pLg^{-1}$ | 51 I | 0,9 | 21 | 0,433 |
| 11 Na | $5{,}74\times10^{4}$ | 7,1 | 4900 | 54 Xe | 4,7 | – | 8,6 $pLg^{-1}$ |
| 12 Mg | $1{,}0\times10^{6}$ | 3,8 | 9,53% | 55 Ca | 0,372 | 6 | 0,186 |
| 13 Al | $8{,}49\times10^{4}$ | 3,6 | 8690 | 56 Ba | 4,49 | 45 | 2,340 |
| 14 Si | $1{,}00\times10^{6}$ | 4,4 | 10,67% | 57 La | 0,446 | 2,0 | 0,236 |
| 15 P | $1{,}04\times10^{4}$ | 10 | 1180 | 58 Ce | 1,136 | 1,7 | 0,519 |
| 16 S | $5{,}15\times10^{5}$ | 13 | 5,5% | 59 Pr | 0,1669 | 2,4 | 0,09 |
| 17 Cl | $5{,}24\times10^{3}$ | 15 | 698 | 60 Ni | 0,8274 | 1,3 | 0,463 |
| 18 Ar | $1{,}01\times10^{5}$ | 6 | 7,5 $pLg^{-1}$ | 62 Sm | 0,2582 | 1,3 | 0,144 |
| 19 K | $3{,}77\times10^{3}$ | 7,7 | 566 | 63 Eu | $9{,}73\times10^{-2}$ | 1,6 | 0,0547 |
| 20 Ca | $6{,}11\times10^{4}$ | 7,1 | 9020 | 64 Gd | 0,330 | 1,4 | 0,199 |
| 21 Sc | $3{,}42\times10^{1}$ | 8,6 | 5,86 | 66 Tb | $6{,}03\times10^{-2}$ | 2,2 | 0,0353 |
| 22 Ti | $2{,}40\times10^{3}$ | 5 | 436 | 66 Dy | 0,3942 | 1,4 | 0,246 |
| 23 V | $2{,}93\times10^{2}$ | 5,1 | 56,7 | 67 Ho | $8{,}89\times10^{-2}$ | 2,4 | 0,0552 |
| 24 Cr | $1{,}35\times10^{4}$ | 7,6 | 2660 | 68 Er | 0,2508 | 1,3 | 0,162 |
| 25 Mn | $9{,}5\times10^{3}$ | 9,6 | 1980 | 69 Tm | $3{,}78\times10^{-2}$ | 2,3 | 0,022 |
| 26 Fe | $9{,}00\times10^{5}$ | 2,7 | 18,51% | 70 Yb | 0,2479 | 1,6 | 0,166 |
| 27 Co | $2{,}25\times10^{3}$ | 6,6 | 507 | 71 Lu | $3{,}69\times10^{-2}$ | 13 | 0,0245 |
| 28 Ni | $4{,}93\times10^{4}$ | 5,7 | 1,10% | 72 Hf | 0,154 | 1,9 | 0,108 |
| 29 Cu | $5{,}22\times10^{2}$ | 11 | 119 | 73 Ta | $2{,}07\times10^{-2}$ | 1,8 | 0,014 |
| 30 Zn | $1{,}26\times10^{3}$ | 4,2 | 311 | 74 W | 0,133 | 5,1 | 0,0923 |
| 31 Ga | 37,8 | 6,9 | 10,1 | 75 Re | $5{,}17\times10^{-2}$ | 9,7 | 0,0371 |
| 32 Ge | $1{,}19\times10^{2}$ | 9,6 | 32,2 | 76 Os | 0,675 | 6,3 | 0,483 |
| 33 As | 6,56 | 12 | 1,85 | 77 Ir | 0,661 | 6,1 | 0,474 |
| 34 Se | 62,1 | 6,4 | 18,2 | 78 Pt | 1,34 | 7,4 | 0,973 |
| 35 Br | 11,8 | 19 | 3,56 | 79 Au | 0,187 | 15 | 0,145 |
| 36 Kr | 45,0 | 18 | 8,7 $pLg^{-1}$ | 80 Hg | 0,34 | 12 | 0,258 |
| 37 Rb | 7,09 | 7 | 2,3 | 81 Tl | 0,184 | 9,4 | 0,143 |
| 38 Sr | 23,8 | 9,1 | 7,80 | 82 Pb | 3,15 | 7,8 | 2,43 |
| 39 Y | 4,64 | 6,0 | 1,53 | 83 Bi | 0,144 | 8,2 | 0,111 |
| 40 Zr | 11,4 | 6,4 | 6,4 | 90 Th | $3{,}25\times10^{-2}$ | 5,7 | 0,0286 |
| 41 Nb | $6{,}98\times10^{-1}$ | 14 | 0,246 | 92 U | $9{,}00\times10^{-3}$ | 8,4 | 0,0081 |
| 42 Mo | 2,55 | 5,5 | 0,928 | | | | |

σ = becsült bizonytalanság, × atomok a $H^{12}$-höz viszonyítva, egyébként koncentráció ppm-ben ha nincs másként megadva.

## 3.2. A Föld geofázisainak összetétele

A Föld összetételét kémiai elemzés segítségével ismerjük meg. A megismerés pontossága határt szab a részletesebb következtetések mélységének, sőt irányának is. Az elemzés pontosságán túl a kőzettani egységek mértékének, ill. az egészben elfoglalt hányadának ismerete legalább akkora, ha nem nagyobb szerepet kap a végeredmény kialakításában. Ezért a geokémiai gondolkodás függvénye a mintára vonatkozó kémiai elemzés teljesítményének, s amikor egy-egy képződmény összetételére vonatkozó táblázatot elemzünk tisztában kell lennünk, az adatok pontosságának mértékét megszabó tényezőkkel. Az 1950 előtti korból sok kőzet kémiai elemzési adatai állnak rendelkezésünkre, de nagyon kevés a nyomelemekre vonatkozó megbízható adat. Az Egyesült Államok 1951-ben standard minta létrehozása céljából egy G–1 jelű gránit és egy W–1 jelű diabáz elemzését indítványozta, amely programban a világ legjobbnak tekintett laboratóriumai vettek részt. A Magyar Állami Földtani Intézet Járányi vezette laboratóriumának adatai az összes többi laboratóriumi adat középértékét közelítette. De minden laboratóriumban sokkal gyengébbek voltak az eredmények a nyomelemekkel kapcsolatban, amit az is mutat, hogy pl. az 5 legjobb laboratórium Sr-ra egy mintában a következő értékeket állapította meg (ppm-ben): 120, 250, 280, 450, 900, és hasonló szórás mutatkozott minden más nyomelem analízisre. Az adatok használhatóságának fokozására bevezették a variációk koefficiensének fogalmát azzal, hogy ez a standard deviáció és a középérték közötti %-ban kifejezett arányérték megbízhatóbb adatokat szolgáltat. Használhatóságát 3–1. ábra igazolja.




**3–1. ábra.** A Hold 12070 jelű mintájában a ritkaföldfémek variációjának koefficiensei (a görbe alatti számok) és a kondritra normált értékek (MORRISON 1971)

Az elemzési technika fejlődésében váratlan fordulat az 1960-as évek után következett be, mégpedig az atomabszorpciós és a mikrosugaras eljárások elterjedésével. A finomra őrölt minták anlízisének pontossága is nagymértékben fokozódott és a mikrosugaras eljárások, mint pl. az EMP, SIMS, La-ICP-MS lehetővé tették — fizikai szétválasztás nélkül — a kőzetüveg és egyes ásványszemcsék vizsgálatát a csiszolatokban, sőt az ásvány belső magjától a szélek felé változó összetétel megállapítását is. Manapság gyakori a kőzetüveg, ilyen módszerekkel lehetővé vált vizsgálata, abból a meggondolásból, hogy mivel ásványok még nem kristályosodtak belőle, a kőzetüveg a magma eredeti, nem differenciálódott állapotát képviseli.

Mivel bizonyos nyomelemekre <1ppm koncentráció kimutatása is lehetséges, képet kaphatunk az ásvány homogenitásáról vagy növekedése alatti változásról. Utóbbi azt jelenti, hogy az ásvány képződése során változó kémiai környezettel volt egyensúlyban s ebből a magmafejlődés történetére következtethetünk. Az eljárás az elemek partíciós koefficiensének experimentális meghatározásában is nagy szolgálatokat tesz.

Nem feladatunk a mintavétel szabályainak ismertetése[6*]. Amikor azonban egy kőzet, vagy geofázis összetételét egy táblázatban vizsgáljuk, arra is kell gondolnunk, hogy az adatok pontossága nemcsak az analízistől, hanem mint jeleztük a mintavételtől is függ. Különösen bonyolult helyzetben vagyunk, mert a kőzetek osztályozása során említettük, hogy nincs két, minden tekintetben egyforma kőzet (pl. gránit), akkor hogyan beszélhetünk a „gránit összetételéről”? Sok elemzés statiszitkai feldolgozása ad alapot határértékek kijelölésére, de tisztában kell lennünk azzal, hogy ettől mutatkozó többé-kevésbé határozott mértékű eltérés is normálisnak, de vizsgálandónak tekintendő.

A következő fejezetben a fontosabb geofázisok főleg nyomelem összetételét gyűjtöttük össze abból a célból, hogy lássuk különböző szerzők eltérő véleményét, adatait egy-egy földtani képződményről. Az eltérések könnyen beláthatók, ha meggondjuk egy-egy elem előfordulási gyakoriságának megállapításához szükséges adatok összeállításának roppant nehézségeit, pl. mennyi a kontinentális kéregben a holmium vagy germánium mennyisége. Az itt közölt adatokra többek között azért is van szükség, mert a szerzők vizsgálati adataikat az itt közöltek valamelyikére normalizálják.

A vizsgálatok során részben kalibrálási, részben viszonyítási célból szükséges nemzetközi standard minták beszerzése. Többek közül említjük az U.S. Geological Survey (USGS) Geochemical Reference Materials and Certificates beszerzési helyeit ásványok, kőzetek analízise céljából. A minták főkomponensei oxidokban és számos nyomelem μg/g-ban van megadva.

[6*] Elvileg nagy probléma a gyűjtött kézipéldányok, az ebből vett csiszolatok, és vizsgálati minták nagy variabilitása és az, hogy mennyire reprezentálják a szóban forgó kőzet nagy tömegét.

**3–2. táblázat.** A teljes Föld összetétele. Az adatok ppm-ben vagy tömeg%-ban vannak megadva (McDonough, Sun 1995)

| A kéreg típusa | Öv (zóna) | Térfogat $10^6$ km$^3$ | Átl. vastagság (km) | Tömeg $10^{24}$ g | Komponensek tömeg%-a | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Nal_2O$ | $K_2O$ | $P_2O_5$ | $C_{org}$ | $CO_2$ | S | Cl | $H_2O^-$ |
| Kontinentális | üledékes | 500 | 3,4 | 1,29 | 49,9 | 0,65 | 12,97 | 2,99 | 2,80 | 0,11 | 3,06 | 11,70 | 1,70 | 2,04 | 0,16 | 0,48 | 8,20 | 0,18 | 0,21 | 2,90 |
| | | | | | 0,645 | 0,008 | 0,167 | 0,039 | 0,036 | 0,001 | 0,039 | 0,151 | 0,022 | 0,026 | 0,002 | 0,006 | 0,106 | 0,002 | 0,003 | 0,037 |
| | „gránitos” | 300 | 20,1 | 8,20 | 63,94 | 0,57 | 15,18 | 2,00 | 2,86 | 0,10 | 2,21 | 3,98 | 3,06 | 3,29 | 0,20 | 0,17 | 0,84 | 0,04 | 0,05 | 1,53 |
| | | | | | 5,243 | 0,047 | 1,245 | 0,164 | 0,234 | 0,008 | 0,181 | 0,326 | 0,2510 | 0,270 | 0,016 | 0,014 | 0,069 | 0,003 | 0,004 | 0,125 |
| | „bazaltos” | 3000 | 20,1 | 8,70 | 58,23 | 0,90 | 15,49 | 2,86 | 4,78 | 0,19 | 3,85 | 6,05 | 3,10 | 2,58 | 0,30 | 0,11 | 0,51 | 0,03 | 0,03 | 1,00 |
| | | | | | 5,066 | 0,078 | 1,348 | 0,249 | 0,416 | 0,016 | 0,335 | 0,526 | 0,270 | 0,224 | 0,026 | 0,009 | 0,044 | 0,003 | 0,003 | 0,087 |
| | összes kontinentális | 6500 | 43,6 | 18,19 | 60,22 | 0,73 | 15,18 | 2,48 | 3,77 | 0,14 | 3,05 | 5,51 | 2,99 | 2,86 | 0,24 | 0,16 | 1,20 | 0,05 | 0,06 | 1,37 |
| | | | | | 10,954 | 0,133 | 2,760 | 0,452 | 0,686 | 0,025 | 0,555 | 1,003 | 0,543 | 0,520 | 0,044 | 0,029 | 0,219 | 0,008 | 0,010 | 0,249 |
| Szubkontinentális | üledékes | 210 | 3,2 | 0,52 | 49,90 | 0,65 | 12,97 | 2,99 | 2,80 | 0,11 | 3,06 | 11,70 | 1,70 | 2,04 | 0,16 | 0,48 | 8,20 | 0,18 | 0,21 | 2,90 |
| | | | | | 0,258 | 0,003 | 0,067 | 0,016 | 0,015 | 0,001 | 0,016 | 0,061 | 0,009 | 0,010 | 0,001 | 0,002 | 0,043 | 0,001 | 0,001 | 0,015 |
| | „gránitos” | 590 | 9,1 | 1,61 | 63,94 | 0,57 | 15,18 | 2,00 | 2,86 | 0,10 | 2,21 | 3,98 | 3,06 | 3,29 | 0,20 | 0,17 | 0,84 | 0,04 | 0,05 | 1,53 |
| | | | | | 1,029 | 0,009 | 0,244 | 0,032 | 0,046 | 0,002 | 0,036 | 0,064 | 0,049 | 0,053 | 0,003 | 0,003 | 0,013 | 0,001 | 0,001 | 0,025 |
| | „bazaltos” | 740 | 11,4 | 2,14 | 58,23 | 0,90 | 15,49 | 2,86 | 4,78 | 0,19 | 3,85 | 6,05 | 3,10 | 2,58 | 0,30 | 0,11 | 0,51 | 0,03 | 0,03 | 1,00 |
| | | | | | 1,274 | 0,019 | 0,332 | 0,061 | 0,102 | 0,004 | 0,082 | 0,130 | 0,066 | 0,055 | 0,006 | 0,002 | 0,011 | 0,001 | 0,001 | 0,021 |
| | összes szubkontinent. | 1540 | 23,7 | 4,27 | 59,35 | 0,73 | 15,07 | 2,55 | 3,82 | 0,16 | 3,14 | 5,97 | 2,90 | 2,79 | 0,23 | 0,16 | 1,57 | 0,07 | 0,07 | 1,43 |
| | | | | | 2,534 | 0,032 | 0,643 | 0,109 | 0,163 | 0,007 | 0,134 | 0,254 | 0,124 | 0,119 | 0,010 | 0,007 | 0,067 | 0,003 | 0,003 | 0,061 |
| Óceáni | üledékes (1. réteg) | 120 | 0,4 | 0,19 | 40,73 | 0,61 | 11,45 | 4,60 | 0,97 | 0,47 | 2,94 | 16,29 | 1,13 | 2,01 | 0,15 | 0,26 | 13,27 | – | – | 5,17 |
| | | | | | 0,077 | 0,001 | 0,022 | 0,009 | 0,002 | 0,001 | 0,006 | 0,031 | 0,002 | 0,004 | 0,0003 | 0,0005 | 0,025 | – | – | 0,010 |
| | üledékes (2. réteg) | 530 | 1,8 | 1,45 | 45,62 | 1,02 | 14,24 | 3,37 | 4,23 | 0,31 | 5,43 | 13,67 | 2,04 | 1,03 | 0,14 | 0,12 | 6,04 | – | – | 2,74 |
| | | | | | 0,661 | 0,015 | 0,206 | 0,049 | 0,061 | 0,0045 | 0,079 | 0,198 | 0,030 | 0,015 | 0,002 | 0,002 | 0,088 | – | – | 0,040 |
| | „bazaltos” | 1520 | 5,1 | 4,40 | 49,72 | 1,37 | 16,57 | 2,35 | 6,85 | 0,17 | 7,52 | 11,48 | 2,80 | 0,21 | 0,13 | 0,01 | – | 0,03 | 0,03 | 0,66 |
| | | | | | 2,188 | 0,060 | 0,729 | 0,103 | 0,306 | 0,0075 | 0,331 | 0,505 | 0,123 | 0,009 | 0,006 | 0,004 | – | 0,001 | 0,001 | 0,029 |
| | összes óceáni | 2170 | 7,3 | 6,04 | 48,44 | 1,26 | 15,85 | 2,67 | 6,11 | 0,21 | 6,89 | 12,15 | 2,57 | 0,46 | 0,13 | 0,04 | 1,87 | 0,02 | 0,02 | 1,31 |
| | | | | | 2,926 | 0,076 | 0,957 | 0,161 | 0,369 | 0,013 | 0,416 | 0,734 | 0,155 | 0,028 | 0,008 | 0,003 | 0,113 | 0,001 | 0,001 | 0,079 |
| Teljes kéreg | | 10,210 | 20,0 | 28,50 | 57,60 | 0,84 | 15,30 | 2,53 | 4,27 | 0,16 | 3,88 | 6,99 | 2,88 | 2,34 | 0,22 | 0,14 | 1,40 | 0,04 | 0,05 | 1,37 |
| | | | | | 16,414 | 0,240 | 4,360 | 0,722 | 1,218 | 0,045 | 1,105 | 1,992 | 0,822 | 0,667 | 0,062 | 0,040 | 0,399 | 0,012 | 0,014 | 0,389 |

**3–3. táblázat.** A Földmag összetétele konc. ppm-ben és %-ban (McDonough, Sun 1995)

| Elem | Mennyiség | Elem | Mennyiség | Elem | Mennyiség |
|---|---|---|---|---|---|
| H | 600 | Zn | 0 | Pr | 0 |
| Li | 0 | Ga | 0 | Nd | 0 |
| Be | 0 | Ge | 20 | Sm | 0 |
| B | 0 | As | 5 | Eu | 0 |
| C | 2000 | Se | 8 | Gd | 0 |
| N | 75 | Br | 0,7 | Tb | 0 |
| O | 0% | Rb | 0 | Dy | 0 |
| F | 0 | Sr | 0 | Ho | 0 |
| Na | 0% | Y | 0 | Er | 0 |
| Mg | 0% | Zr | 0 | Tm | 0 |
| Al | 0% | Nb | 0 | Yb | 0 |
| Si | 6,0% | Mo | 5 | Lu | 0 |
| P | 3500 | Ru | 4 | Hf | 0 |
| S | 19 000 | Rh | 0,74 | Ta | 0 |
| Cl | 200 | Pd | 3,1 | W | 0,47 |
| K | 0 | Ag | 0,15 | Re | 0,23 |
| Ca | 0% | Cd | 0,15 | Os | 2,8 |
| Sc | 0 | In | 0 | Ir | 2,6 |
| Ti | 0 | Sn | 0,5 | Pt | 5,7 |
| V | 150 | Sb | 0,13 | Au | 0,5 |
| Cr | 9000 | Te | 0,85 | Hg | 0,05 |
| Mn | 3000 | I | 0,13 | Tl | 0,03 |
| Fe | 85% | Cs | 0,0650 | Pb | 0,4 |
| Co | 2500 | Ba | 0 | Bi | 0,03 |
| Ni | 52 000 | La | 0 | Th | 0 |
| Cu | 125 | Ce | 0 | U | 0 |

**3–4. táblázat.** CI kondrit (Anders, Grevesse 1989), és a primitív köpeny (McDonough, Sun 1995) nyomelemei

| Elem | | CI kondrit | Primit\v köpeny | Elem | | CI kondrit | Primitív köpeny |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Li | ppm | 1,5 | 1,6 | Pb | ppb | 560 | 3,9 |
| Be | ppm | 0,025 | 0,068 | Ag | ppb | 199 | 8 |
| B | ppm | 0,87 | 0,3 | Cd | ppb | 686 | 40 |
| C | % | 3,45 | 0,012 | In | ppb | 80 | 11 |
| N | ppm | 3180 | 2 | Sn | ppb | 1720 | 130 |
| F | ppm | 60,7 | 25 | Sb | ppb | 142 | 5,5 |
| Na | ppm | 5000 | 2670 | Te | ppb | 2320 | 12 |
| Mg | % | 9,89 | 22,8 | I | ppb | 433 | 10 |
| Al | % | 0,868 | 2,35 | Cs | ppb | 187 | 21 |
| Si | % | 10,64 | 21 | Ba | ppb | 2340 | 6600 |
| P | ppm | 1220 | 90 | La | ppb | 234,7 | 648 |
| S | ppm | 62 500 | 250 | Ce | ppb | 603,2 | 1675 |
| Cl | ppm | 704 | 17 | Pr | ppb | 89,1 | 254 |
| K | ppm | 558 | 240 | Nd | ppb | 452,4 | 1250 |
| Ca | % | 0,928 | 2,53 | Sm | ppb | 147,1 | 406 |
| Sc | ppm | 5,82 | 16,2 | Eu | ppb | 56 | 154 |
| Ti | ppm | 436 | 1205 | Gd | ppb | 196,6 | 544 |
| V | ppm | 56,5 | 82 | Tb | ppb | 36,3 | 99 |
| Cr | ppm | 2660 | 2625 | Dy | ppb | 242,7 | 674 |
| Mn | ppm | 1990 | 1045 | Ho | ppb | 55,6 | 149 |
| Fe | % | 19,04 | 6,26 | Er | ppb | 158,9 | 438 |
| Co | ppm | 502 | 105 | Tm | ppb | 24,2 | 68 |
| Ni | ppm | 11 000 | 1960 | Yb | ppb | 162,5 | 441 |
| Cu | ppm | 126 | 30 | Lu | ppb | 24,3 | 67,5 |
| Zn | ppm | 312 | 55 | Hf | ppb | 104 | 283 |
| Ga | ppm | 10,0 | 4 | Ta | ppb | 14,2 | 37 |
| Ge | ppm | 32,7 | 1,1 | W | ppb | 92,6 | 29 |
| As | ppm | 1,86 | 0,05 | Re | ppb | 36,5 | 0,28 |
| Se | ppm | 18,6 | 0,075 | Os | ppb | 486 | 3,4 |
| Br | ppm | 3,57 | 0,05 | Ir | ppb | 481 | 3,2 |
| Rb | ppm | 2,3 | 0,6 | Pt | ppb | 990 | 7,1 |
| Sr | ppm | 7,8 | 19,9 | Au | ppb | 140 | 1 |
| Y | ppm | 1,56 | 4,3 | Hg | ppb | 258 | 10 |
| Zr | ppm | 3,94 | 10,5 | Tl | ppb | 142 | 3,5 |
| Nb | ppb | 246 | 658 | Pb | ppb | 2470 | 150 |
| Mo | ppb | 928 | 50 | Bi | ppb | 114 | 2,5 |
| Ru | ppb | 712 | 5 | Th | ppb | 29,4 | 79,5 |
| Rh | ppb | 134 | 0,9 | U | ppb | 8,1 | 20,3 |

**3–5. táblázat.** A köpeny (BSE, szilikát-Föld) összetétele különböző szerzők szerint. A CI kondritból kivonva a volatilis és sziderofil elemeket és valamennyi oxigént a mag képzése céljából (HART, ZINDLER 1997)

| | CI kondrit | CI kondritos köpeny és kéreg[1] | HART, ZINDLER LOSTMAG[2] | RINGWOOD pirolit[3] | MC DONOUGH, SUN pirolit[4] | ALLEGRE et al. PRIMA[5] |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 22,77 | 49,52 | 45,96 | 44,76 | 45,0 | 46,12 |
| $Al_2O_3$ | 1,64 | 3,56 | 4,06 | 4,46 | 4,45 | 4,09 |
| FeO | 24,49 | 7,14 | 7,54 | 8,43 | 8,05 | 7,49 |
| MgO | 16,41 | 35,68 | 37,78 | 37,23 | 37,8 | 37,77 |
| CaO | 1,30 | 2,82 | 3,21 | 3,60 | 3,55 | 3,23 |
| $Na_2O$ | 0,67 | 0,292 | 0,332 | 0,61 | 0,36 | 0,36 |
| $K_2O$ | 0,067 | 0,028 | 0,032 | 0,029 | 0,029 | 0,034 |
| $Cr_2O_3$ | 0,39 | 0,412 | 0,468 | 0,43 | 0,348 | 0,38 |
| MnO | 0,256 | 0,115 | 0,130 | 0,14 | 0,135 | 0,149 |
| $TiO_2$ | 0,073 | 0,159 | 0,181 | 0,21 | 0,20 | 0,18 |
| NiO | 1,39 | 0,244 | 0,277 | 0,241 | 0,25 | 0,25 |
| CoO | 0,064 | 0,012 | 0,013 | 0,013 | 0,013 | |
| $P_2O_5$ | 0,274 | 0,018 | 0,019 | 0,015 | 0,021 | |
| Sum | 69,79 | 100,0 | 100,0 | | | |
| HVE | 30,21 | 30,21 | 30,21 | | | |
| MVE | | 1,258 | 1,258 | | | |
| SVE | | | 5,33 | | | |
| Fe | 74,44 | 85,62 | | | | 79,39 |
| Ni | 4,53 | 5,16 | | | | 4,87 |
| Co | 0,2081 | 0,237 | | | | 0,253 |
| S | | | | | | 2,3 |
| O | | 20,81 | 8,99 | | | 4,10 |

[1]HVE és MVE eltávolításával, sziderofilek és O egy részének a magba helyezésével ZINDLER, HART, (1986).
[2]Kis Si-Mg Föld, sziderofilek és O egy részének a magba helyezésével HART, ZINDLER (1986).
[3]Primitív felső köpeny RINGWOOD (1989) szerint.
[4]Primitív köpeny MCDONOUGH, SUN (1995) szerint.
[5]Primitív köpeny ALLÈGRE et al. (1995b) szerint.

**3–6. táblázat.** A primitív köpeny nyomelei (ppm)(WHITE 2003)

| Elem | Mennyiség | Elem | Mennyiség | Elem | Mennyiség |
|---|---|---|---|---|---|
| Li | 1,6 | Ge | 1,1 | Nd | 1,225 |
| Be | 0,066 | As | 0,13 | Sm | 0,381 |
| B | 0,5 | Se | 0,05 | Eu | 0,145 |
| C | 250 | Br | 0,075 | Gd | 0,526 |
| F | 26 | Rb | 0,60 | Tb | 0,039 |
| Na | 2545 | Sr | 19,9 | Dy | 0,651 |
| Mg | 219 407 | Y | 4,05 | Ho | 0,146 |
| Al | 22 985 | Zr | 10,5 | Er | 0,428 |
| Si | 214 766 | Nb | 0,651 | Tm | 0,058 |
| P | 95 | Mo | 0,065 | Yb | 0,439 |
| S | 350 | Ru | 0,0042 | Lu | 0,065 |
| Cl | 330 | Rh | 0,001 | Hf | 0,283 |
| K | 240 | Pd | 0,005 | Ta | 0,037 |
| Ca | 23 858 | Ag | 0,008 | W | 0,021 |
| Sc | 15,5 | Cd | 0,04 | Re | 0,00028 |
| Ti | 1153 | In | 0,013 | Os | 0,0034 |
| V | 82 | Sn | 0,175 | Ir | 0,0033 |
| Cr | 2935 | Sb | 0,005 | Pt | 0,0068 |
| Mn | 1080 | Te | 0,013 | Au | 0,00075 |
| Fe | 65 500 | I | 0,011 | Hg | 0,01 |
| Co | 105 | Cs | 0,021 | Tl | 0,007 |
| Ni | 1890 | Ba | 6,189 | Pb | 0,18 |
| Cu | 30 | La | 0,624 | Bi | 0,0025 |
| Zn | 56 | Ce | 1,637 | Th | 0,0813 |
| Ga | 3,9 | Pr | 0,238 | U | 0,0203 |

**3–7. táblázat.** a) A kontinentális kéreg összetétele (RUDNICK, FOUNTAIN (1995), TAYLOR, MCLENNAN 1995), b) A kontinentális kőzetek fő típusainak eloszlása (MCDONOUGH 2003, WEDEPOHL 1995 szerint)

a)

| | R és F | T és M | W és T | We | Shaw |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 59,1 | 57,3 | 63,2 | 61,5 | 63,2 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 0,9 | 0,6 | 0,68 | 0,7 |
| $Al_2O_3$ | 15,8 | 15,9 | 16,1 | 15,1 | 14,8 |
| FeO | 6,6 | 9,1 | 4,9 | 5,67 | 5,60 |
| MnO | 0,1 | 0,18 | 0,08 | 0,10 | 0,09 |
| MgO | 4,4 | 5,3 | 2,8 | 3,7 | 3,15 |
| CaO | 6,4 | 7,4 | 4,7 | 5,5 | 4,66 |
| $Na_2O$ | 3,2 | 3,1 | 4,2 | 3,2 | 3,29 |
| $K_2O$ | 1,88 | 1,1 | 2,1 | 2,4 | 2,34 |
| $P_2O_5$ | 0,2 | | 0,19 | 0,18 | 0,14 |

b)

| | |
|---|---|
| Gránit, granodiorit | 77 |
| Kvarc diorit | 8 |
| Diorit | 1 |
| Gabbró | 13 |
| Szienit, anortozit, peridotit | 1 |
| Palák | 72 |
| Karbonátok | 15 |
| Homokkövek | 11 |
| Evaporitok | 2 |

**3–8. táblázat.** Felső kontinentális kéreg főelem, nyomelem és ásványos összetétele (TAYLOR, MCLENNAN 1995, WEDEPOHL 1995) szerint

| Oxidok | WEDEPOHL 1995 | | Normatív ásványok (%) | |
|---|---|---|---|---|
| | T | M | | |
| $SiO_2$ | 66,0 | 64,9 | kvarc | 15,7 |
| $TiO_2$ | 0,5 (0,76) | 0,52 | ortoklász | 20,1 |
| $Al_2O_3$ | 15,2 | 14,6 | albit | 13,6 |
| FeO | 4,5 | 3,97 | diopszid | 6,1 |
| MgO | 2,2 | 2,24 | hipersztén | 9,9 |
| CaO | 4,2 | 4,12 | | |
| $Na_2O$ | 3,9 | 3,46 | | |
| $K_2O$ | 3,4 | 4,04 | | |

| WEDEPOHL 1995 | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | T | M | | T | M | | T | M |
| Li ppm | 20 | 22 | Ga ppm | 17 | 14 | Nd ppm | 26 | 25,9 |
| Be ppm | 3 | 3,1 | Ge ppm | 1,6 | 1,4 | Sm ppm | 4,5 | 4,7 |
| B ppm | 15 | 17 | As ppm | 1,5 | 2 | Eu ppm | 0,88 | 0,95 |
| C ppm | | 3240 | Se ppm | 0,05 | 0,083 | Gd ppm | 3,8 | 2,8 |
| N ppm | | 83 | Br ppm | | 1,6 | Tb ppm | 0,64 | 0,5 |
| F ppm | | 611 | Rb ppm | 112 | 110 | Dy ppm | 3,5 | 2,9 |
| Na % | 2,89 | 2,57 | Sr ppm | 350 | 316 | Ho ppm | 0,8 | 0,62 |
| Mg % | 1,33 | 1,35 | Y ppm | 22 | 20,7 | Er ppm | 2,3 | |
| Al % | 8,04 | 7,74 | Zr ppm | 190 | 237 | Tm ppm | 0,33 | |
| Si % | 30,8 | 30,35 | Nb ppm | 25 (13,7) | 26 | Yb ppm | 2,2 | 1,5 |
| P ppm | 700 | 665 | Mo ppm | 1,5 | 1,4 | Lu ppm | 0,32 | 0,27 |
| S | | 953 | Pb ppm | 0,5 | | Hf ppm | 5,8 | 5,8 |
| Cl | | 640 | Ag ppm | 50 | 55 | Ta ppm | 2,2 (0,96) | 1,5 |
| K % | 2,8 | 2,87 | Cd ppm | 98 | 102 | W ppm | 2 | 1,4 |
| Ca % | 3 | 2,94 | In ppm | 50 | 61 | Re ppm | 0,4 | |
| Sc ppm | 11 | 7 | Sn ppm | 5,5 | 2,5 | Os ppm | 0,05 | |
| Ti ppm | 3000 (4560) | 3117 | Sb ppm | 0,2 | 0,31 | Ir ppm | 0,02 | |
| V ppm | 60 | 53 | Te ppm | | | Au ppm | 1,8 | |
| Cr ppm | 35 | 35 | I ppm | | 1,4 | Hg ppm | | 56 |
| Mn ppm | 600 | 527 | Cs ppm | 3,7 (7,3) | 5,8 | Tl ppm | 750 | 750 |
| Fe % | 3,5 | 3,09 | Ba ppm | 550 | 668 | Pb ppm | 20 | 17 |
| Co ppm | 10 | 11,6 | La ppm | 30 | 32,3 | Bi ppm | 127 | 123 |
| Ni ppm | 20 | 18,6 | Ce ppm | 64 | 65,7 | Th ppm | 10,7 | 10,3 |
| Cu ppm | 25 | 14,3 | Pr ppm | 7,1 | 6,3 | U ppm | 2,8 | 2,5 |
| Zn ppm | 71 | 52 | | | | | | |

Ti, Nb, Ta zárójelben, PLANK, LANGMUIR 1992 szerint.

**3–9. táblázat.** A kontinentális kéreg összetétele RUDNICK, FOUNTAIN (1995), TAYLOR, MCLENNAN (1985, 1995), WEDEPOHL (1995) szerint, PLANK, LANGMUIR 1992, SHAW et al. 1996 és WEAVER, TARNEY (1984) adatainak felhasználásával

| Nyomelemek (ppm vagy ppb) | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | R és F | T és M | We | | R és F | T és M | We |
| Li | 11 | 13 | 18 | Sb | | 0,2 | 0,3 |
| Be | | 1,5 | 2,4 | Te ppb | | | 5 |
| B | | 10 | 11 | I ppb | | | 800 |
| C | | | 1990 | Cs | 3 | 1 | 3,4 |
| N | | | 60 | Ba | 390 | 250 | 584 |
| F | | | 525 | La | 18 | 16 | 30 |
| S | | | 697 | Ce | 42 | 33 | 60 |
| Cl | | | 472 | Pr | 5 | 3,9 | 6,7 |
| Sc | 22 | 30 | 16 | Nd | 20 | 16 | 27 |
| V | 151 | 230 | 98 | Sm | 3,9 | 3,5 | 5,3 |
| Cr | 119 | 185 | 126 | Eu | 1,2 | 1,1 | 1,3 |
| Co | 25 | 29 | 24 | Gd | 3,6 | 3,3 | 4,0 |
| Ni | 51 | 105 | 56 | Tb | 0,56 | 0,6 | 0,65 |
| Cu | 24 | 75 | 25 | Dy | 3,5 | 3,7 | 3,8 |
| Zn | 73 | 80 | 65 | Ho | 0,76 | 0,78 | 0,8 |
| Ga | 16 | 18 | 15 | Er | 2,2 | 2,2 | 2,1 |
| Ge | | 1,6 | 1,4 | Tm | | 0,32 | 0,3 |
| As | | 1 | 1,7 | Yb | 2 | 2,2 | 2,0 |
| Se | | 0,05 | 0,12 | Lu | 0,33 | 0,3 | 0,35 |
| Br | | | 1,0 | Hf | 3,7 | 3 | 4,9 |
| Rb | 58 | 32 | 78 | Ta | 0,7 | 1 | 1,1 |
| Sr | 325 | 260 | 333 | W | | 1 | 1,0 |
| Y | 20 | 20 | 24 | Re ppb | | 0,4 | 0,4 |
| Zr | 123 | 100 | 203 | Os ppb | | 0,005 | 0,05 |
| Nb | 8,5 | 11 | 19 | Ir ppb | | 0,1 | 0,05 |
| Mo | | 1 | 1,1 | Pt ppb | | | 0,4 |
| Ru ppb | | | 0,1 | Au ppb | | 3 | 2,5 |
| Rh ppb | | | 0,06 | Hg ppb | | | 40 |
| Pd ppb | | 1 | 0,4 | Tl ppb | | 360 | 520 |
| Ag ppb | | 80 | 70 | Pb | 12,6 | 8 | 14,8 |
| Cd ppb | | 98 | 100 | Bi | | 60 | 85 |
| In ppb | | 50 | 50 | Th | 5,6 | 3,5 | 8,5 |
| Sn | | 2,5 | 2,3 | U | 1,42 | 0,91 | 1,7 |

**3–10. táblázat.** A MORB főkomponensei (LANGMUIR 2000)

| Oxidok | EPR MORB átlag | Primitív MORB |
|---|---|---|
| $SiO_2$ | 50,39 | 49,1 |
| $TiO_2$ | 1,72 | 0,6 |
| $Al_2O_3$ | 14,93 | 16,4 |
| ΣFeO | 10,20 | 8,8 |
| MnO | 0,18 | |
| MgO | 7,34 | 10,3 |
| CaO | 11,29 | 12,4 |
| $Na_2O$ | 2,86 | 1,9 |
| $K_2O$ | 0,25 | 0,1 |
| $P_2O_5$ | 0,35 | |
| Σ | 99,52 | 99,60 |

EPR= East Pacific Rise.

**3–11. táblázat.** A MORB nyomelemeinek átlagos koncentrációja (HOFMANN 1997b)

| Elem | ppm | Elem | ppm |
|---|---|---|---|
| K | 883,7 | Nd | 11,18 |
| Sc | 41,37 | Sm | 3,752 |
| Co | 17,07 | Eu | 1,335 |
| Ni | 149,5 | Gd | 5,077 |
| Cu | 74,4 | Tb | 0,885 |
| Rb | 1,262 | Dy | 6,304 |
| Sr | 113,2 | Ho | 1,342 |
| Y | 35,82 | Er | 4,143 |
| Zr | 104,2 | Tm | 0,621 |
| Nb | 3,507 | Yb | 3,90 |
| Sn | 1,382 | Lu | 0,589 |
| Cs | 0,0141 | Hf | 2,974 |
| Ba | 13,87 | Ta | 0,192 |
| La | 3,895 | Pb | 0,489 |
| Ce | 12,00 | Th | 0,1871 |
| Pr | 2,074 | U | 0,0711 |

**3–12. táblázat.** Bazaltokban ásvány/olvadék partíciós koefficiensek. A kompilációt BEATTIE (1994), CHAUSSIDON, LIBOUREL (1993), DUNN, SEN (1994), HAURI et al. (1994), KENNEDY (1993) adatai alapján GREEN (1994) állította össze

| Elem | Olivin | Opx | Cpx | Plagioklász | Spinell | Gránát | Amfibol |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| LI | 0,041 | 0,11 | 0,59 | 0,45 | | | |
| Be | 0,035 | | 0,047 | 0,36 | | | |
| B | 0,034 | 0,027 | 0,117 | | 0,08 | | |
| K | 0,00017 | | 0,0028 | 0,18 | | 0,002 | 0,35 |
| Sc | 0,37 | 0,6 | 0,8 | 0,065 | 0,048 | 0,688 | |
| V | 0,3 | 2,6 | 1,81 | 0,04 | 38 | 1,48 | |
| Ga | 0,024 | | 0,74 | 0,86 | 4,6 | | |
| Ge | 0,097 | 0,25 | 1,4 | 0,51 | 0,1 | | |
| Rb | 0,000044 | | 0,0033 | 0,025 | | 0,007 | 0,437 |
| Sr | 0,000063 | 0,0068 | 0,157 | 2,7 | | 0,0099 | 0,184 |
| Y | 0,0098 | 0,014 | 0,62 | 0,013 | | 5,42 | 0,634 |
| Zr | 0,00068 | 0,004 | 0,195 | 0,001 | 0,06 | 2,12 | 0,3 |
| Nb | 0,00005 | 0,015 | 0,0081 | 0,033 | 0,08 | 0,0538 | 0,197 |
| Cs | 0,0015 | | 0,0039 | 0,026 | | | |
| Ba | 0,0000034 | 0,0067 | 0,0022 | 0,33 | | 0,0007 | 0,282 |
| La | 0,0000088 | 0,0056 | 0,052 | 0,082 | 0,01 | 0,0164 | 0,058 |
| Ce | 0,000019 | 0,0058 | 0,108 | 0,072 | | 0,065 | 0,116 |
| Pr | 0,000049 | 0,006 | | 0,056 | | | 0,178 |
| Nd | | 0,007 | 0,277 | 0,045 | | 0,363 | 0,273 |
| Sm | 0,000445 | 0,0085 | 0,462 | 0,033 | 0,0064 | 1,1 | 0,425 |
| Eu | | 0,0078 | 0,458 | 0,55 | 0,0061 | 2,02 | 0,387 |
| Gd | | 0,011 | | 0,034 | | | 0,725 |
| Tb | 0,00324 | 0,011 | | | 0,0078 | | 0,779 |
| Dy | | 0,015 | 0,711 | 0,03 | | 4,13 | 0,816 |
| Ho | 0,00927 | 0,019 | | | | | 0,783 |
| Er | | 0,021 | 0,66 | 0,02 | | 3,95 | 0,699 |
| Tm | | 0,025 | | | | | |
| Yb | 0,0366 | 0,032 | 0,633 | 0,014 | 0,0076 | 3,88 | 0,509 |
| Lu | | 0,042 | 0,623 | | | 3,78 | 0,645 |
| Hf | 0,001 | 0,021 | 0,223 | | 0,05 | 1,22 | 0,638 |
| Ta | 0,00005 | 0,015 | 0,013 | 0,11 | 0,06 | 0,11 | |
| Pb | 0,0076 | | 0,01 | 1,07 | | 0,0001 | |
| Th | 0,000052 | 0,0056 | 0,014 | 0,19 | | 0,0014 | 0,016 |
| U | 0,00002 | 0,015 | 0,013 | 0,34 | | 0,0059 | |

A kis koefficiens értékű elemek a felzikus kőzetekben gyülekeznek. Az olivin szegény, a gránát gazdag nyomelemekben.

**3–13. táblázat.** A DMM modális ásványos és kémiai összetétele

| | DMM modális ásványai (%) | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | Olivin | Opx | Cpx | Spinell | | | | |
| | 57 | 28 | 13 | 2 | | | | |
| Oxidok | Az ásványok összetétele | | | | Teljes DMM | PUM[a] | Primer N-MORB[b] | PUM mínusz (3%) N-MORB |
| | Olivin | Opx | Cpx | Spinell | | | | |
| $SiO_2$ | 40,70 | 53,36 | 50,61 | | 44,71 | 44,90 | 49,5 | 44,87 |
| $Al_2O_3$ | | 6,46 | 7,87 | 57,54 | 3,98 | 4,44 | 16,75 | 4,07 |
| FeO* | 10,16 | 6,27 | 2,94 | 12,56 | 8,18 | 8,03 | 8,05 | 8,05 |
| MnO | 0,14 | 0,12 | 0,09 | 0,16 | 0,13 | 0,13 | 0,14 | 0,13 |
| MgO | 48,59 | 30,55 | 16,19 | 19,27 | 38,73 | 37,71 | 9,74 | 36,68 |
| CaO | 0,05 | 2,18 | 19,52 | | 3,17 | 3,54 | 12,50 | 3,27 |
| $Na_2O$ | | 0,05 | 0,89 | | 0,13 | 0,36 | 2,18 | 0,30 |
| $Cr_2O_3$ | | 0,76 | 1,20 | 10,23 | 0,57 | 0,38 | 0,07 | 0,39 |
| $TiO_2$ | | 0,16 | 0,63 | | 0,13 | 0,20 | 0,90 | 0,18 |
| NiO | 0,36 | 0,09 | 0,06 | 0,24 | 0,24 | 0,25 | – | – |
| $K_2O$ | | | | | 0,006 | 0,029 | 0,065 | 0,028 |
| $P_2O_5$ | | | | | 0,019 | 0,021 | 0,095 | 0,019 |
| Σ | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| Mg#[c] | 89,5 | 89,7 | 90,8 | 73,2 | 89,4 | 89,3 | 70,6 | 89,5 |
| Cr#[d] | | | | 10,7 | | | | |
| $CaO/Al_2O_3$ | | 0,34 | 2,48 | | 0,80 | 0,80 | 0,75 | 0,80 |

* FeOT , PUM[a] = Primer Upper Mantle. (MCDONOUGH, SUN 1995), N-MORB[b] = primer N-MORB üveganyagának átlagos összetétele Mg#[c] = g/(Mg+$Fe^{2+}$) molarány, Mg# az N-MORB FeO tartalmának 90%-át jelenti, Cr#[d] = a Cr/(Cr+Al) moláris aránya (PRESNALL, HOOVER 1987)

**3–14. táblázat.** A DMM izotóparányai

| | BSE[a] | DMM[b] | D-DMM | E-DMM | λ |
|---|---|---|---|---|---|
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | 0,7045 | 0,70263 | 0,70219 | 0,70307 | $1,42\times10^{-11}$ |
| $^{143}Nd/^{144}Nd$ | 0,512638 | 0,51313 | 0,51326 | 0,51300 | $6,54\times10^{-12}$ |
| $^{176}Hf/^{177}Hf$ | 0,28276 | 0,28326 | 0,28350 | 0,28310 | $1,876\times10^{-11}$ |
| $^{206}Pb/^{204}Pb$ | 17,511 | 18,275 | 17,573 | 18,977 | $1,55125\times10^{-10}$ |
| $^{207}Pb/^{204}Pb$ | 15,361 | 15,486 | 15,404 | 15,568 | $9,8485\times10^{-10}$ |
| Rb/Sr[c] | 0,0307 | 0,0065 | 0,0033 | 0,0111 | |
| Sm/Nd | 0,325 | 0,411 | 0,435 | 0,388 | |
| Lu/Hf | 0,239 | 0,369 | 0,439 | 0,325 | |
| U/Pb | 0,130 | 0,172 | 0,131 | 0,217 | |
| Th/U[d] | 3,9 | 2,5 | 2,2 | 3,0 | |

[a] BSE= Szilikátföld 4,55 G év,
[b]Sr, Nd, Pb-adatok SU et al. (2003), DMM a MORB plumok nélküli átlaga, E-DMM az átlagosnál inkompatibilis elemekben gazdagabb,
[c]jelenlegi szülő/utód arány 3 G évtől számított folyamatos bomlással,
[d]a MORBban levő egyensúlytalan U-sorozatból számítva (DICKIN 1995).

**3–15. táblázat.** A DMM ásványainak átlagos nyomelem összetétele (RUDNICK 1995)

| | Modális ásványos összetétel | | | | Összesen |
|---|---|---|---|---|---|
| | Olivin | Opx | Cpx | Spinell | |
| | 0,57 | 0,28 | 0,13 | 0,02 | 1 |
| | Nyomelemek az ásványokban (ppm) | | | | |
| | Olivin | Opx | Cpx | Spinell | |
| Rb | – | 0,005 | 0,371 | – | 0,050 |
| Ba | – | 0,062 | 4,197 | – | 0,563 |
| Th | – | 0,0001 | 0,061 | – | 0,008 |
| U | – | 0,0002 | 0,024 | – | 0,003 |
| K | – | 0,541 | 389,6 | – | 50,800 |
| Nb | 0,058 | 0,167 | 0,443 | 0,575 | 0,149 |
| Ta | 0,004 | 0,011 | 0,029 | 0,037 | 0,010 |
| La | 0,0002 | 0,026 | 1,414 | 0,016 | 0,192 |
| Ce | 0,0005 | 0,137 | 3,930 | 0,027 | 0,550 |
| Pb | 0,00002 | 0,005 | 0,129 | 0,001 | 0,018 |
| Pr | 0,0002 | 0,034 | 0,744 | 0,003 | 0,107 |
| Nd | 0,002 | 0,194 | 4,044 | 0,013 | 0,581 |
| Sr | 0,004 | 1,312 | 56,11 | – | 7,664 |
| Zr | 0,657 | 6,574 | 20,28 | 11,50 | 5,082 |
| Hf | 0,013 | 0,131 | 0,836 | 0,228 | 0,157 |
| Sm | 0,004 | 0,109 | 1,585 | 0,003 | 0,239 |
| Eu | 0,002 | 0,056 | 0,611 | 0,001 | 0,096 |
| Ti | 101,8 | 1018 | 2715 | 1018 | 716,3 |
| Gd | 0,007 | 0,239 | 2,209 | 0,004 | 0,358 |
| Tb | 0,003 | 0,051 | 0,415 | 0,001 | 0,070 |
| Dy | 0,026 | 0,396 | 2,916 | 0,010 | 0,505 |
| Ho | 0,010 | 0,096 | 0,633 | 0,003 | 0,115 |
| Y | 0,751 | 3,266 | 15,25 | 0,147 | 3,328 |
| Er | 0,036 | 0,363 | 1,735 | 0,012 | 0,348 |
| Yb | 0,086 | 0,376 | 1,615 | 0,017 | 0,365 |
| Lu | 0,016 | 0,065 | 0,235 | 0,003 | 0,058 |

ol = olivin, opx = ortopiroxém, cpx = klinopiroxén, sp = spinell.

**3–16. táblázat.** Bazaltok tektonikai helyzettől függő $^{18}O$ izotópjainak eloszlása (HARMON, HOEFS 1995)

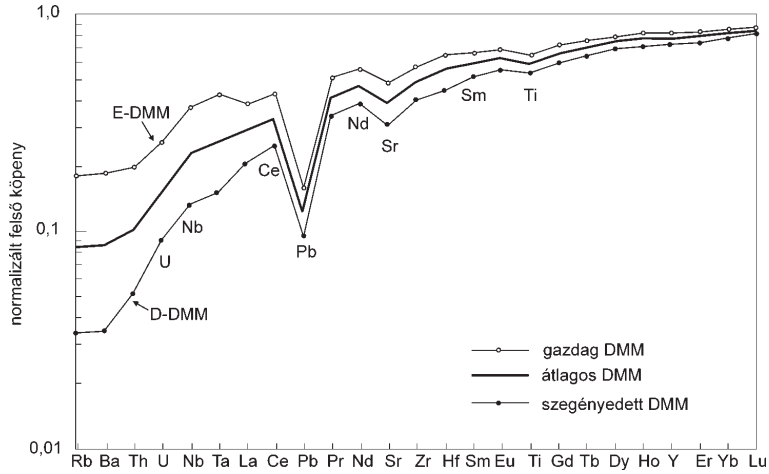
| Tektonika | A minták száma | $\delta^{18}O$ tartomány | átlagos $\delta^{18}O$ |
|---|---|---|---|
| Óceáni bazalt (összes) | 440 | 2,9–7,5 | 5,40±0,75 |
| MORB | 127 | 5,2–6,4 | 5,73±0,21 |
| OIB | 148 | 4,6–7,5 | 5,48±0,51 |
| Izland | 104 | 2,9–6,2 | 4,50±0,81 |
| Óceáni ív bazalt | 33 | 5,3–7,5 | 6,10±1,10 |
| Hátsó ív bazalt | 28 | 5,5–6,6 | 5,93±0,26 |
| Kontinentális bazalt (összes) | 303 | 4,3–114 | 6,36±1,06 |
| CIB | 171 | 4,5–8,1 | 6,08±0,66 |
| CAB | 82 | 4,8–7,7 | 6,24±0,65 |
| CFB | 17 | 4,3–6,5 | 5,59±0,64 |
| Itália | 33 | 6,3–11,4 | 8,47±1,44 |

**3–17. táblázat.** A szegényedett (DM) és gazdagodott (EMI) köpeny fontosabb paraméterei

| Paraméter | | Szegényedett köpeny | | Gazdagodott köpeny | | A gazdagodás aránya | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $^{87}Sr/^{86}Sr$ | | 0,701–0,702 | | 0,722 | | $Sr_2/Sr_1$ | 13,8 |
| $\varepsilon_{Nd}$ | | 24,6 | | –16,4 | | $Nd_2/Nd_1$ | 73,8 |
| $^{206}Pb/^{204}Pb$ | | 16,5–17,0 | | 26,5 | | $Pb_2/Pb_1$ | 62,5 |
| $^{3}He/^{4}He$ ($R_5$) | | 6,5 | | 150 | | $He_2/He_1$ | 2,0 |
| $\delta^{18}O$ | | 0,265 | | 17 | | $O_2/O_1$ | 1,0 |
| La/Ce | | 0,50–0,375 | | 0,50 | | $Ce_2/Ce_1$ | 165,0 |
| Sm/Nd | | | | 0,09–0,39 | | | |
| Partíciós koefficiens ($K_D$) | | | | | | | |
| Rb | 0,02 | Sr | 0,04 | La | 0,012 | Ce | 0,03 |
| Sm | 0,18 | Pb | 0,0002 | He | 0,50 | Nd | 0,09 |

**3–18. táblázat.** Az argon és hélium izotópjainak gyakorisága különböző geofázisokban (HART et al. 1985)

| | Egység | Atmoszféra | Kéreg | MORB | Plum |
|---|---|---|---|---|---|
| $^{36}Ar$ | $10^{19}$ $cm^3$ | 12,46 | 0,04 | – | – |
| | $10^{-8}$ $cm^3/g$ | 2 | <3 | 0,005–0,013 | 3,3–5,9 |
| $^{40}Ar$ | $10^{21}$ $cm^3$ | 36,78 | 4,6–14 | – | – |
| | $10^{-5}$ $cm^3/g$ | – | – | 0,2–0,4 | 2 |
| $^{40}Ar/^{36}Ar$ | $10^3$ | 0,2955 | 1 | 24,5 | 0,35–0,50 |
| He | $10^{-10}$ $cm^3/g$ | – | – | 0,2–0,7 | 10–36 |
| $^{4}He$ | $10^{-6}$ $cm^3/g$ | – | – | 2–6 | 28–170 |
| $He/^{4}He$ | $10^{-5}$ | 0,14 | $10^{-2}$–$10^{-3}$ | 1,2 | >6 |
| $^{4}He/^{40}Ar$ | – | $10^{-3}$ | – | 2–10 | 1,4–1,7 |
| $^{4}He/^{36}Ar$ | $10^4$ | $10^{-4}$ | – | 1,6–2,9 | 0,05–0,09 |
| $^{3}He/^{36}Ar$ | – | – | – | 0,16–1,4 | 0,03–0,06 |
| $(^{3}He/^{36}Ar)_N$ | – | – | – | 20±6 | 1 |
| $(^{36}Ar)_N$ | – | – | – | 1 | 250–1100 |
| $(^{3}He)_N$ | – | – | – | 1 | 5 |
| $^{3}He/U$ | – | – | – | $-10^{-5}$ | $10^{-3}$ |




**3–2. ábra.** A gazdag és az elszegényedett DMM inkompatibilis elemei (SALTERS 1996, WORKMAN, HART 2005)

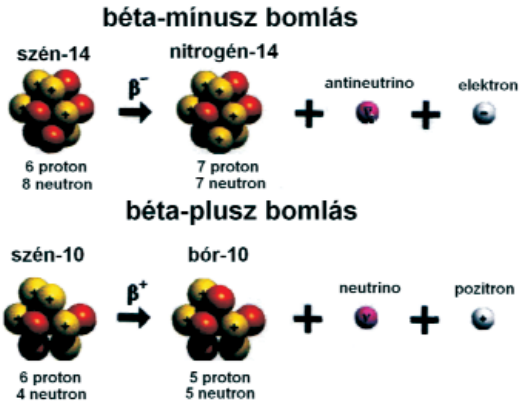
# 4. AZ ELEMEK RADIOAKTÍV BOMLÁSA

Az elemek átalakulási folyamatait legegyszerűbben a radioaktív bomlás kapcsán figyelhetjük meg. Ennek néhány gyakoribb módját a 4–1. táblázatban találjuk. A $\beta^-$ és $\beta^+$ bomlást szemléletesen a 4–1. ábra mutatja be.

**4–1. táblázat.** A radioaktív bomlás néhány fontosabb válfaja

| Bomlás módja | Bomlás definicója | Tömeg és rendszám változás | Példa |
|---|---|---|---|
| *Nukleon emisszió* | | | |
| $\alpha$ | egy $\alpha$-részecske emissziója a magból | *A–4, Z–2* | $^{238}U \rightarrow {}^{234}Th + \alpha$ |
| p | egy proton távozása a magból | *A–1, Z–1* | $^{145}Eu \rightarrow {}^{144}Ho + p$ |
| n | egy neutron távozása a magból | *A–1, Z* | $^{10}Li \rightarrow {}^{9}Li + n$ |
| $\beta^+$ | pozitron és neutrínó emisszió | *A, Z-1* | $^{18}F \rightarrow {}^{18}O + e^+ + \nu$ |
| $\beta^-$ | elektron és antineutrínó emisszió | *A, Z+1* | $^{60}Co \rightarrow {}^{60}Ni + e^{-1} + \nu^{-1}$ |
| $\beta^-\beta^-$ | kettős β-bomlás. A magból távozik két elektron és két antineutrino | *A, Z+2* | $^{128}Te \rightarrow {}^{128}Xe + 2e^{-1} + 2\nu^{-1}$ |
| EC | elektron befogás + neutrínó emisszió | *A, Z–1* | $^{81}Rb + e \rightarrow {}^{81}Kr + \nu$ |
| EC EC | kettős elektron befogás. Két neutron és két pozitron emisszió | *A, Z+2* | $^{124}Xe \rightarrow {}^{124}Te + 2e^{+} + 2\nu$ |
| $^{14}C$ | $^{14}C$ emissziö több féle magból | *A-14,* | $^{226}Ra \rightarrow {}^{212}Pb + {}^{14}C$ |
| ECx | elektron befogás x–n,α,SF emisszió | *A-1, Z* | $^{147}Dy \rightarrow {}^{146}Tb + e^{+} + \nu + p$ |
| SF | könnyebb magok neutron emisszióval | *A-3, Z* | $^{252}Cf \rightarrow {}^{137}I + {}^{112}Rh + 3n$ |
| *Azonos magállapotok közötti átmenet* | | | |
| TI | gerjesztett mag nagy energiájú γ-sugárzást bocsát ki | *A, Z* | $^{137m}Ba \rightarrow {}^{137}Ba + \gamma$ |

A = rendszám, Z = atomtömeg.




4–1. ábra. A $\beta^-$ és $\beta^+$ bomlás szemléltetése

# 5. IZOTÓPOK

A természetes és mesterséges elemek csaknem mindegyike a bennük található neutronok száma szerint különböző számú izotópot alkot, amelyek gyakoriságuk szerint súlyozott átlaga adja valamely elem atomtömegét $^{12}C$-re vonatkoztatva[7*].

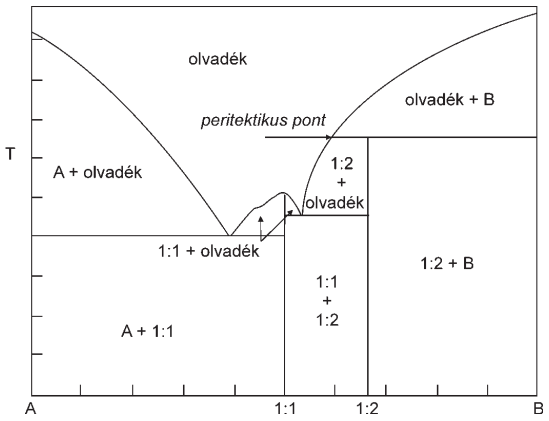
**5–1. táblázat.** Er-Ta stabilis izotópok atomtömegei

| Rendszám | Izotóp | Relatív atomtömeg | Gyakoriság (%) | Standard atomtömeg |
|---|---|---|---|---|
| 68 | $^{162}Er$ | 161, 928 775 | 0,14 | 167,259 |
| | $^{164}Er$ | 163, 929 197 | 1,61 | |
| | $^{166}Er$ | 165, 930 290 | 33,1 | |
| | $^{167}Er$ | 166, 932 045 | 22,93 | |
| | $^{168}Er$ | 167, 932 368 | 26,78 | |
| | $^{170}Er$ | 169, 935 460 | 14,93 | |
| 69 | $^{169}Tm$ | 168, 934 211 | 100 | 168,9342 |
| 70 | $^{168}Yb$ | 167, 933 894 | 0,13 | 173,04 |
| | $^{170}Yb$ | 169, 934 759 | 3,04 | |
| | $^{171}Yb$ | 170, 936 322 | 14,26 | |
| | $^{172}Yb$ | 171, 936 377 | 21,83 | |
| | $^{173}Yb$ | 172, 938 2068 | 16,13 | |
| | $^{174}Yb$ | 173, 938 8581 | 31,83 | |
| | $^{176}Yb$ | 175, 942 568 | 12,6 | |
| 71 | $^{175}Lu$ | 174, 940 7679 | 97,41 | 174,967 |
| | $^{176}Lu$ | 175, 942 6824 | 2,59 | |
| 72 | $^{174}Hf$ | 173, 940 040 | 0,1 | 178,49 |
| | $^{176}Hf$ | 175, 941 4018 | 5,26 | |
| | $^{177}Hf$ | 176, 943 2200 | 18,60 | |
| | $^{178}Hf$ | 177, 943 6977 | 27,28 | |
| | $^{179}Hf$ | 178, 945 8151 | 13,62 | |
| 73 | $^{180}Ta$ | 179, 947 466 | 0,012 | 180,9479 |
| | $^{181}Ta$ | 180, 947 996 | 99,988 | |

[7*] A proton tömege 1,007593, a neutroné 1,008982 amu. A $^{12}C$ atom magja 6 protonból és 6 neutronból áll, melyek szabad tömege 12,09945, tehát nem pontosan 12. A különbség („tömegdefektus”) egyenlő az atommag kötési energiájával (82,28 MeV). Az 5–1. táblázat elemei esetében is látjuk, hogy a mért aktuális tömeg nem azonos az izotóp szabad protonjainak és neutronjainak tömegével. A különbség a tömeg-energia viszony alapján MeV nagyságrendű, szemben az elektronokhoz kötődő kémiai kötőerők keV nagyságrendjével. Minél nagyobb a tömegkülönbség, annál stabilisabb az atom. A periódusos rendszer középe táján helyezkednek el a legstabilisabb elemek.

# 6. A PERITEKTIKUS PONT

Valamely fázisdiagramban a folyékony és szilárd fázisok egyensúlya esetén peritektikus az a pont, melynek összetétele nem adható meg a szilárd fázisok pozitív kvantitatív értékeivel. Míg az eutektikus pont mindig a szilárd fázisok határértékei között van, a peritektikus pont mindig az összetételhatárokon kívül található (6–1. ábra). A likvidusz görbének a peritektikus pont esetében nincs minimuma, mint pl. az eutektikus pontnál. Voltaképpen a likvidusz görbe olyan pontja melyben egy speciális összetételű olvadék egyensúlyban van két vagy több szilárd fázissal.




**6–1. ábra.** A peritekikus pont helyzete a fázisdiagramban (LEVIN et al. 1956)

# 7. A KŐZETEK OSZTÁLYOZÁSA

Minden geológiai folyamat, ideértve a kőzetképződés folyamatát, energiaváltozással, ill. az energia és tömeg kölcsönhatásával van kapcsolatban. Ezek legfontosabbja, amely a folyamatok többségének hajtóereje a különféle energiákká átalakulni képes hőenergia. A következmény munkában is megnyilvánulhat, ami fizikai, mechanikai munkavégzést jelent. A kémiai reakciók, az atomok mozgása és kristályszerkezetbe történő rendeződése szintén az energiaváltozás egyik formája. Sok földtani jelenségben ezek kombinációját látjuk, de végül is minden lényeges változás a hőeltérésre és gravitációs energiára vezethető vissza.

Arra is gondolnunk kell, hogy e folyamatoknak irányultsága is van, ami azt jelenti, hogy a változás a lehetséges legkisebb energia irányába tart vagyis, hogy stabilis állapot álljon elő. A bennünket most érdeklő kérdés az, hogy a Föld hősugárzása következtében a felső köpeny kéreg alatti részében parciális olvadás révén kialakult magma a felszín közelébe vagy felszínre érkezve milyen összetételű kőzetté alakul. Ha a köpenyanyag egyszerűen üveges formában dermedne meg, összetétele pontosan és egységesen a földköpeny összetételét tükrözné. De a megszilárdulást kísérő differenciációs jelenségek ezt az összetételt sokféleképpen különböző kőzetekké alakítják. Kérdés az, hogy az összetétel alakulásában létezik-e valamilyen szabályszerűség. Kétféle főszabályt figyelhetünk meg. Egyfelől a kémiai komponenseknek van egy alsó és felső határa, pl. a kőzetek $SiO_2$ értékei 30–80%, az alkáliák 0–20% közöttiek. Másfelől e tartományokon belül a komponens összetétele bármilyen értéket felvehet, de ezeken kívüli érték (pl. 30% alkália) nem fordul elő. A megvizsgált vulkáni kőzetek 41 000 minta teljes analitikai adata a TAS-diagramban korra, előfordulási helyre való tekintet nélkül folytonosan töltik ki a reájuk jellemző tartományt. Nincs semmilyen törés, vagy diszkontinutás és a variációs diagramok az elemek bármely kombinációja esetén az összetétel folytonos spektrumát mutatják, ami természetesen gondot jelent a kőzetek osztályozásában.

A földköpeny felső részének összetétele a recirkulációs, szubdukciós folyamatok miatt <45% $SiO_2$-t és viszonylag sok Mg-t tartalmazó kőzeteknek felel meg (dunit, harzburgit, wherlit, piroxenit), melyeket peridotit néven foglalunk össze. Nem kétséges, hogy a kőzetek sokfélesége, ideértve a felzikusakat is, kivétel nélkül e bázikus alapkőzetből származik. A peridotit a felszín közelébe érve dekompressziósan részlegesen megolvad és primer (parentális) bazaltmagmává, a kőzetek forrásanyagává válik. Mindezeket a folyamatokat követik az inkompatibilis elemek és ritka földfémek, jellemző alakulásukkal megerősítve a magmaképződés fenti gondolatmentét. Ezek a nyomelemek gazdagodnak az alkáli olivin bazaltokban és némely tholeiitben. Eloszlásuk magyarázatában figyelembe kell venni azt a körülményt, hogy amikor az olvadék levált a köpenyről és lassan emelkedett, gyakran a mellékőzetekkel is reakcióba lép. Megolvasztja a mellékkőzet rendre legkisebb olvadáspontú ásványait, amelyek közé tartoznak az inkompatibilis elemeket tartalmazó ásványok is. Ezt a jelenséget gyakran kell számításba venni a genetikai magyarázatok során, ami egyúttal azt is jelenti, hogy a felszíni kőzet nyomelemtartalma nem azonos az eredeti kiinduló állapotával. Erre utal az is, hogy a nyomelemeloszlás általában nincs összhangban a frakcionális kristályosodás eredményével.

A legtöbb kőzet szolidusz hőmérséklete — víz kizárásával — növekszik a nyomás növekedésével. Így pl. a kristályos peridotit a köpenyben nagyobb hőmérsékletű lehet, mint kisebb mélységben érvényes szolidus hőmérséklete. Ha egy ilyen kőzet konvekció folytán lassan emelkedik, a nyomás csökkenése folytán adiabatikus folyamattal km-enként 0,3 °C-kal hűl. Kísérleti vizsgálatok szerint a peridotit szolidusz-hőmérséklet növekedése a mélység felé 3–4 $°Ckm^{-1}$ lehet. Ha a köpenyanyag konvekció során emelkedik, a nyomás csökkenése-folytán olvadni kezd. A részleges olvadás mértéke az emelkedés során — a nyomás csökkenése (dekompresszió) miatt — növekszik és a keletkezett olvadékot primer magmának tekinthetjük. Nagyobb mélységben (>80 km) az olvadás csak néhány %-ra tehető és elsősorban az alkálifémeket tartalmazó ásványokat érinti. Erre a magmára vezethetők vissza az alkálikőzetek. 25–50 km mélységben ahol az olvadás mértéke

10–30%-ot érhet el, e felett pedig akár az 50%-ot is és ekkor a primer magma a tholeiites kőzetek forrása. A primer magmák az emelkedés során sokféleképpen módosulhatnak, de néhány nyomelem és izotóp valamint ezek arányai, a lezajlott folyamatokat jól tükrözik. Ezek a nyomelemek gazdagodnak az alkáli olivin bazaltokban és némely tholeiitben.

A magmaképződés ritkán vagy talán sohasem zárt rendszerben zajló egyszerű folyamat. A „mellékkőzet reakció" mértékében eltérő, de csaknem állandó jelenség. Ezért van nagy jelentősége a bazaltokban található xenolitoknak és xenokristályonak, ezek ugyanis tanúi lehetnek a nagy nyomás mellett fennállott olvadék/szilárd egyensúlynak. Beigazolódott pl., hogy lherzolit xenolitok tulajdonképpen a peridotitból kivont olivin-alkáli bazalt visszamaradt rezidumai. Ha lherzolitos xenolit thonaliitban van, rendszerint megolvad, teljesen dezintegrálódik, a helyén azonban a tűzálló elemek nagyobb koncentrációja található. Látjuk tehát, hogy a szilárd köpeny dekompressziós olvadása lényeges eleme a földkéreg-összetétel alakulásának. Ez alakítja az óceáni kérget a MORB-bal, előidézi a plum, az óceáni szigetek, a nagy magmás kőzetprovinciák kialakulását és főleg a kontinentális kéreg nyomelem- összetételét.

Az előbb tárgyalt folyamatok révén kialakult magma FARM néven összefoglalt differenciálódási folyamatai (Fractional crystallization Assimilation, Replenishment, Magma mixing) a megszilárdulás során nagyon sokfajta kőzetet hoztak létre. Az ezekkel kapcsolatos kutatás, mint minden természeti tárggyal kapcsolatosan, szükségessé tette ezek osztályozását, ami különféle szempontok szerint történhet. Ha egy kőzetdarabot szemlélünk legfontosabb kérdés mi volt ennek korábbi állapota, amelyből a jelenlegihez jutott? A megfelelő anyagmozgás kiváltásához milyen geológiai energiatranszfer volt szükséges? Mi okozta a korábbi kőzetalkotó rendszer perturbációját, hogy megbontsa korábbi állapotát és egy új egyensúlyi állapotba vigye át? Ezekből következő kérdés, milyen sajátságok jellemeznek legjobban egy kőzetet.

Legfontosabbak: a kémiai összetétel, amely a kőzetben levő elemek jellegét és mennyiségét fejezi ki, az ásványos és üveges fázis minősége és relatív mennyisége. Gyakorlati szempontból figyelembe kell venni az előfordulás körülményeit, a szöveti felépítést stb. Ezekhez csatlakoznak a kőzetek történelmileg kialakult elnevezései is, melyek még inkább bonyolítják az amúgy is komplikált nómenklatúrát. Az osztályozási szempontok közül az első három a legfontosabb, mint amely a kőzet minden fontos tulajdonságát meghatározza. E helyütt csak a nyomelemkutatással összefüggő legszükségesebb általános osztályozással foglalkozunk

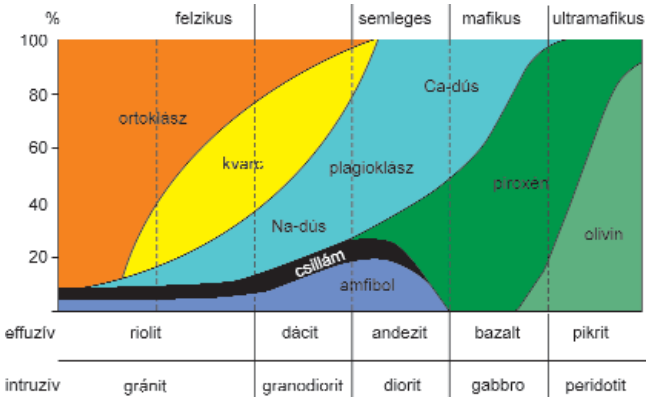
Láttuk, hogy a magma differenciációja a kőzetek összetétele tekintetében folyamatos összetételbeli változatokat produkál, s így kimondhatjuk, hogy két tökéletesen, egyforma magmás kőzet nem létezik. Osztályozás csak önkényesen, de természetesen ésszerűen megállapított határok kijelölésével lehetséges. Az osztályozás szempontjából az is fontos, hogy milyen alapadatokat tartunk lényegesnek. Sokan úgy vélik, hogy az osztályozás jó, csak a természet nem működik helyesen. Ennek következtében a szerzők egymástól bizonyos mértékig eltérő összetételekhez rendelik a kőzet elnevezését és így az irodalomban sokszor eltérő diagramokat is láthatunk. Ahhoz, hogy legalább az alapkőzetek elnevezésében összhang jöjjön létre az IUGS az elnevezéseket és osztályokat (ún. „gyökér neveket") rögzítette. A korábbi ~1500 kőzet elnevezés helyett 297 elismert maradt meg (LE BAS, STRECKEISEN 1991), de ugyanakkor a részletekben szinte áttekinthetetlen sok helyi elnevezéssel ma is találkozunk. Az osztályozás alapelve a genetika, de ennek következetes keresztülvitele a már régóta rögzült elnevezések megtartása miatt, teljes egészében nem sikerült. Nem beszélve arról, hogy számos, a szorosan vett összetételen kívüli tulajdonság, szempont is felmerül, amikor egy kőzetet részletesen kívánunk definiálni (szövet, szemcsenagyság, akcesszórikus ásványok stb.). Az osztályozás fő szempontja az $SiO_2$-tartalom, amely szerint a 7–1. táblázatban a fő típusokat találjuk.

**7–1. táblázat.** Eruptív kőzetek felosztása a $SiO_2$ tartalomtól függően

| $SiO_2$ (%) | Típus | Példa |
|---|---|---|
| 63< | felzikus (savanyú) | riolit, gránit |
| 52–63 | semleges | andezit, diorit |
| 45–52 | mafikus (bázikus) | bazalt, gabbró |
| 45> | ultramafikus, ultrabázikus | komatiit, pikrit |
| 5–15 % $K_2O$ + $Na_2O$ | alkáli kőzet | trachit, fonolit |
| $K_2O$ / $Na_2O$ > 3 | ultrakáliumos | |
| ($Na_2O$+$K_2O$) / $Al_2O_3$ > 1 | peralkáli* | |
| ($Na_2O$+$K_2O$) / $Al_2O_3$ < 1 | peraluminiumos | |

* A peralkáli kőzet nem tévesztendő össze az alkáli kőzetekkel. Utóbbiak csupán a $SiO_2$ / alkália arányt veszik figyelembe.

A kőzetek legfontosabb sajátságai az ásványos (s vele a kémiai) összetevőkhöz kapcsolódnak. A 7 leggyakoribb ásvány a Bowen-sorozatnak megfelelően a kiválási hőmérséklet kombinációi szerint az egyes kőzetekben eltérő arányban fordulnak elő s ez az osztályozás fő csoportjait jelölik ki (7–1. ábra).



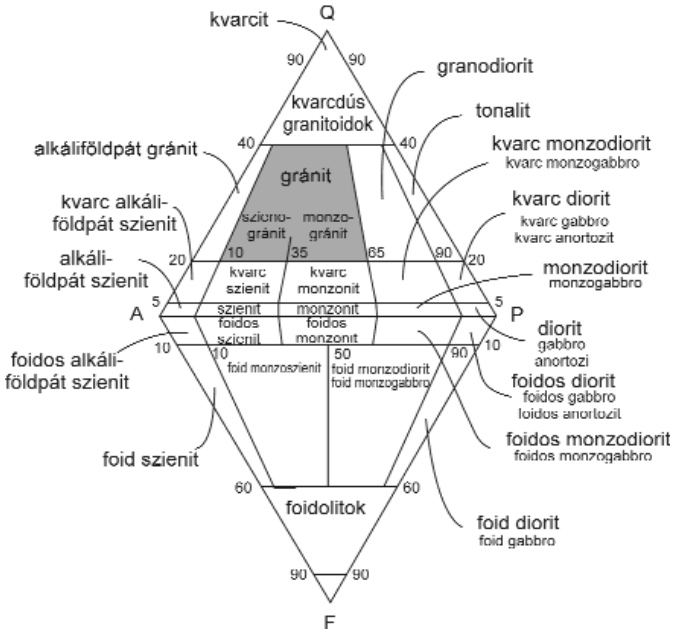

**7–1. ábra.** Eruptív kőzetek (effuzív és intruzív) ásványos összetétel szerinti osztályozása (NELSON 2007)

Az ásványos összetevők nem minden esetben figyelhetők meg szabadszemmel,

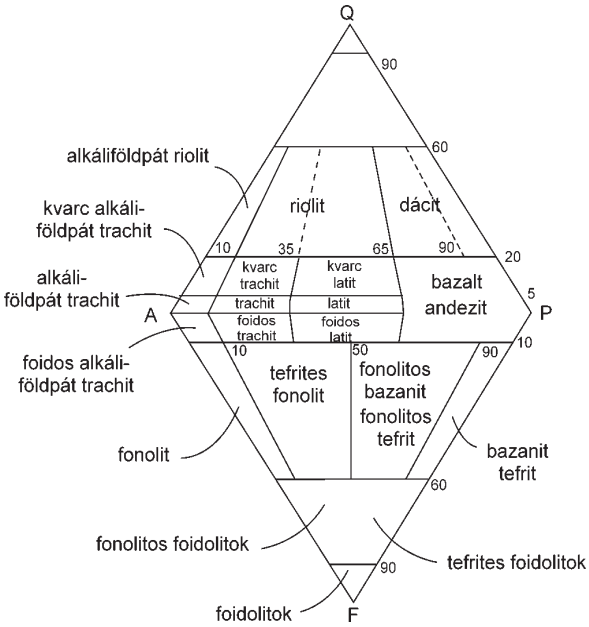
különösen a gyors hűlésű vulkanitokban (eltekintve a porfíros ásványoktól) egyáltalán nem. A kvantitatív vizsgálatokat mindig vékonycsiszolatban kell elvégezni, de az alapanyag finom kristályai szempontjából ez sem vezet mindig eredményre. A problémának kétféle megoldása van: kvantitatív röntgen-diffraktométeres analízis, vagy a kémiai analízis meghatározott szabályok közötti átszámítása modális (normatív) ásványos összetételre (pl. CIPW rendszer). Manapság vulkanitokban előtérbe helyezik a kőzet üvegfázisának elemzését abból a megfontolásból, hogy az üveganyag még nem esett át differenciálódáson, tehát hívebben mutatja a magma eredeti összetételét.

### 7.1. Osztályozás QAPF alapján

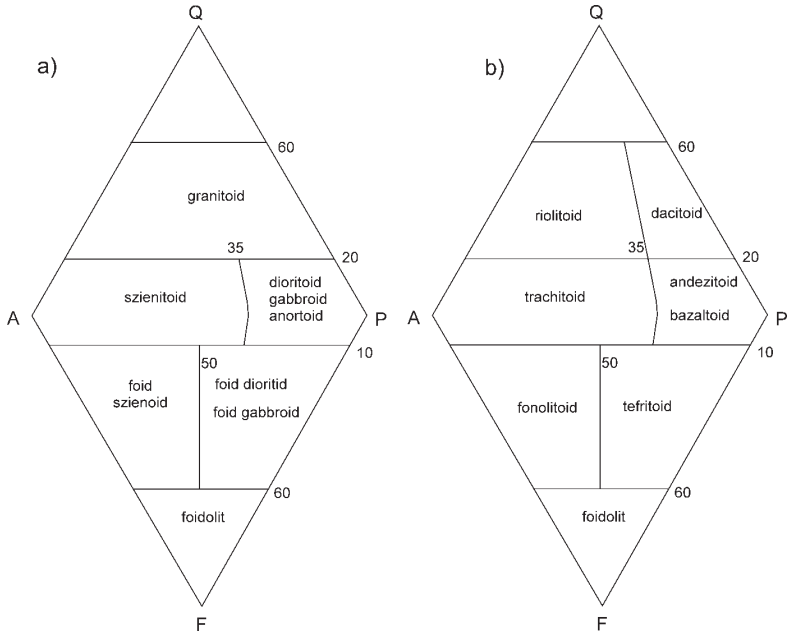
Leggyakrabban használt felosztás a QAPF (kvarc, alkáliföldpát, plagioklász, földpátpótlók) diagramot veszi alapul, melyben a fő kőzettípusok tartományait és elnevezését a mélységi (intruzív) kőzetek esetében a 7–2. ábra, a kiömlési (effuzív) kőzetek esetében a 7–3. ábra, egyszerűsített formában pedig 7–4. ábra szemlélteti.




**7–2. ábra.** Intruzív kőzetek rendszere a QAPFdiagramban LE MAITRE (2002, STRECKEISEN nyomán)
Q = kvarc, A = alkáli földpát, F = földpátpótló, P = plagioklász




**7–3. ábra.** Effuzív kőzetek rendszere a QAPF diagramban LE MAITRE (2002, STRECKEISEN nyomán)




**7–4. ábra.** A: az intruzív és B: a vulkáni kőzetek egyszerűsített QAFP diagramja LE MAITRE (2002, STRECKEISEN nyomán)

A kőzetek végső soron a *primer magmából* származnak, vagyis abból az anyagból, amely a köpeny parciális olvadásával keletkezik és még differenciálódáson nem esett át, MgO-tartalma pedig több mint 10%. Ennek fejlődése *parentális (szülő) magmához* vezet, amelyből valamennyi magmás kőzet levezethető.

A primer magból induló fejlődés ásványösszetevők révén THORNTON, TUTTLE (1960), féle differenciálódási indexszel fejezhető ki:

$$D.I. = kv + or + ab + ne + ks + lc.$$

Minél nagyobb a D.I., annál differenciáltabb (fejlettebb) a kőzet.

A szolidifikációs index:

$$S.I. = 100\ MgO/(MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O).$$

Minél nagyobb az S.I. értéke, annál fejletlenebb a kőzet.

A fejlődés nyomelemekkel történő indikációját a későbbiekben fejtjük ki, előre bocsátva, hogy a ritkaföldfémek növekedése a differenciálódás biztos jele.

A kőzetek fejlődési irányai:

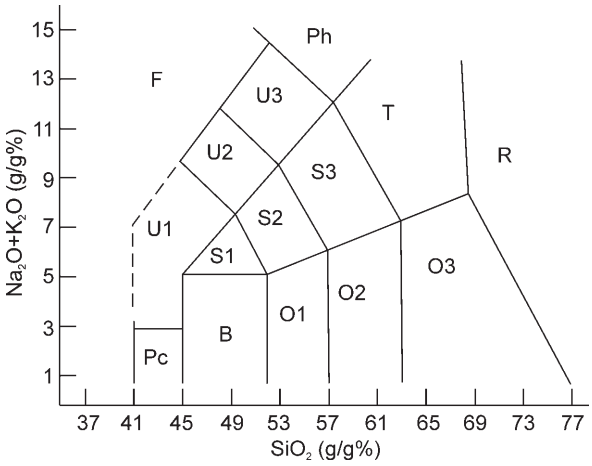
Kv-tholeiit→ Fe-gazdag andezitek →trachiok →riolitok
Olivin-tholeiit → Hi-normatív hawaiit → Hi-normatív mugearit → Kv-normatív trachit
Alkáli olivin bazalt → Ne-normatív hawaiit →Ne-normatív mugearit→ Kv-normatív trachit→ peralkáli riolit
Bazanit → Ne-normatív mugearit → fonolit
Nefelinit → felzikus nefelinit fonolit

(Hi= hipersztén, Kv= kvarc, Ne= nefelin)

## 7.2. Osztályozás a TAS szerint

Gyakori eljárás, hogy a kőzetek osztályozása során a teljes alkáli mennyiséget a $SiO_2$ mennyiségének függvényében ábrázoljuk s e diagramban (TAS) vonjuk (Total alkali/$SiO_2$) meg az egyes kőzetek kompetenciáját és elnevezését. LE MAITRE (2002) szerkesztésében számos kiváló petrográfus közreműködésével jött létre a 7–5. ábra.

TAS osztályozást csak akkor használunk, ha az ásványos összetétel valamilyen okból nem határozható meg, amikor tehát a QAPF diagram nem alkalmazható. Az osztályozás nem használható minden vulkanikus kőzet esetében, mert bizonyos kőzetek nem nevezhetők meg a diagram alapján. A TAS diagramok használata során a kőzet kémiai analízise a víz és $CO_2$ kizárásával 100%-ra átszámítandó.



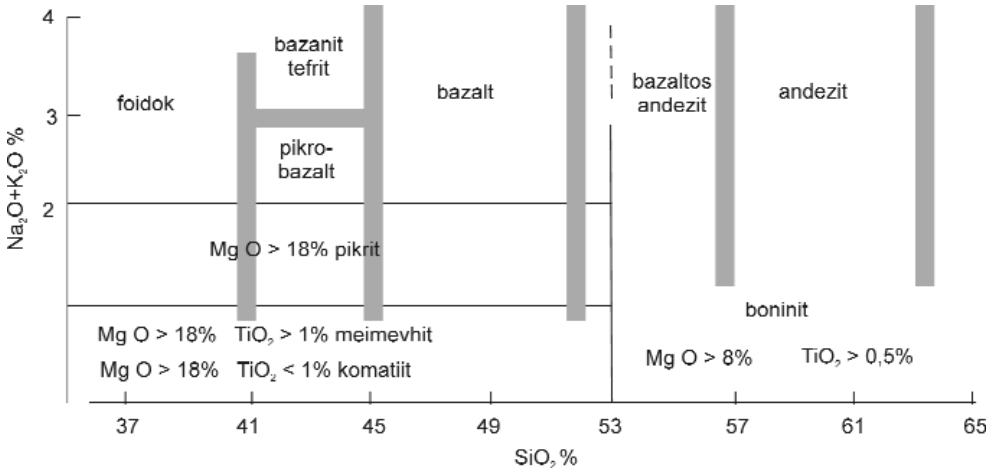

**7–5. ábra.** Kőzetek TAS ($Na_2O+K_2O$) vs $SiO_2$) diagramja (LE MAITRE 2002)

B = bazalt, O1 = bazaltos andezit, O2 = andezit, O3 = dácit, R = riolit, T = trachit, Ph = fonolit, S1= trachibazalt (Na/K hawaiit), S2 = bazaltos trachiandezit (Na/K mugearit, shoshonit), S3 =trachiandezit (benmoreit, latit), Pc = pikrobazalt, U1 = bazanit, vagy tefrit, U2 = fonotefrit, U3 = tefrifonolit, F = foidok (földpátpótlók szerinti elnevezés, melilit)

## 7.3. Osztályozás a TAS MgO szubdivíziójában

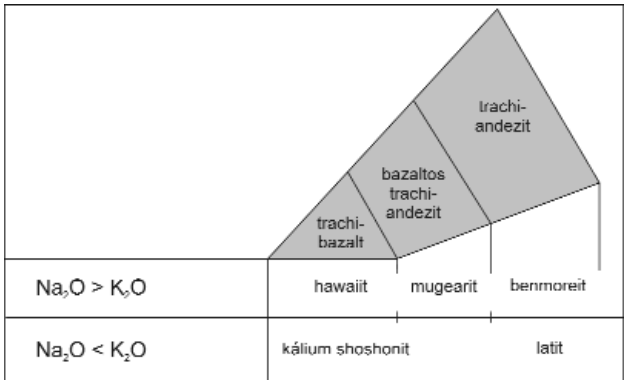
Anélkül, hogy a részletekbe bocsátkoznánk, két példát mutatunk be annak érzékeltetésére, hogy milyen minuciózus részletekig jutott el a kőzetek szisztematikus nevezéktana. A 7–6. ábrán nagy MgO-tartalmú kőzetekről van szó, melyek a TAS (összes alkáli/$SiO_2$) rendszer szerint a bazanitoktól az andezitig terjedő fő típusokon belül 18%-nál nagyobb MgO-tartalmúak. A különbségtétel itt a $TiO_2$-tartalomra épül attól függően, hogy ez nagyobb 1%-nál (*meimechit*), vagy kisebb 1%-nál (*komatiit*[8*]). Ha a MgO tartalom 8% alá csökken, a $TiO_2$ pedig 0,5% alatti, az ásványt *boninit*nak nevezik.

[8*] A *komatiit* archaikus kőzet (idősebb 2 G évnél). Kiömlési hőmérsékletén (1600 °C) vízszerűen folyik. MgO tartalma 39%-ig felmehet.

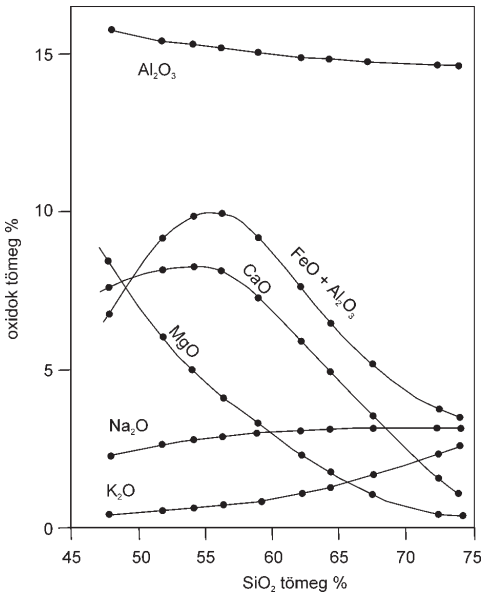



**7–6. ábra.** TAS diagram részlete és a nagy MgO tartalmú kőzetek felosztása LE MAITRE (2002)

## 7.4. Osztályozás a TAS alkáli szubdivíziójában




**7–7. ábra.** A TAS alapján rendszerezett ásványok szubdivíziókat alkotnak az alkáliák mennyiségi viszonyai szerint (LE MAITRE 2002)




**7–8. ábra.** Eruptív kőzetekben a komponensek változását a $SiO_2$ függvényében szokás megkülönböztetni (NELSON 2003)

Hasonló osztályozási eljárást látunk 7–7. ábrán, amelynek a TAS alapján osztályozott fő típusaihoz az alkáliák viszonya alapján a trachibazaltnak a *hawaiit*, a bazaltos-trachiandezitnak a *mugearit* és a trachiandezitnak a *benmoreit* elnevezést adja. Ha a $K_2O$ több mint a $Na_2O$ a kőzet neve *K-shoshonit* vagy ha a TAS szerint trachiandezit összetételű, akkor *latit* a neve. E részletes osztályozás ellenére vannak kőzetek, melyek a TAS egyik tartományába sem illeszthetők és csak további ásványtani, kémiai és texturális adatok alapján határozhatók meg. Ilyenek pl. a lamprofírok is.

A kőzetek osztályozásának létezik egy teljesen kémiai összetételre alapozott eljárása is (7–8. ábra). Gyakorlati szempontból kevéssé használható, mert a kőzetek tulajdonságai ugyan erősen függnek a kémiai összetételtől, de nem annak oxidos változatától, hanem vegyületeiknek, vagyis az ásványoknak tulajdonságaitól. Bár az ásványos és kémiai összetétel szoros kapcsolatban van egymással, a kristályosodás körülményei folytán ugyanazon kémiai összetételnek általában nem mindig ugyanazon ásványos összetétel felel meg.

Ebből kiindulva különböző osztályozási eljárások megfelelő protokollt írnak elő a kémiai adatoknak *normatív ásványösszetevőkké* történő átszámítására (pl. CIPW, Osann, Niggli stb.). Az eruptív kőzetek kémiai komponenseinek egymástól függő rendszerét a 7–8. ábrán (l. később) tüntettük fel. Ebből kitűnik, hogy az $SiO_2$-höz leginkább az Al (földpátok) a Na és K van kötve, míg a Fe, Ca, Mg nagyjából ellentételesen viselkedik

A kémiai osztályozásnak mégis van bizonyos jelentősége, amikor a kőzettani viszonyokat általánosságban kívánjuk jellemezni. A kőzetgenetikában szerepe van egyes kémiai komponensek (pl. Fe, alkáliák) változásainak érzékeltetésére és befolyással vannak a nyomelemeloszlásra is.

A kőzet kémiai jellemzése során sokszor az alumínium és alkáli elemek viszonyát vesszük alapul a következő arányok figyelembe vételével.

A kőzet:

— peralkálikus $Al_2O_3$<($Na_2O$+$K_2O$): a peralkálikus kőzeteket a bennük előforduló Na-ásványok, mint aegirin, riebeckit, arfvedsonit és aenigmatit szerint is megkünlöztetik. ACIPW rendszerben az acmit ($NaFe^{3+}$ $Si_2O_6$) és egy Na-szilikát ($Na_2SiO_3$), mint normatív ásvány szerepel

— peralumíniumos $Al_2O_3$ > ($Na_2O$+$K_2O$+ CaO)

— metaalumíniumos ($Na_2O$+$K_2O$+ CaO) > $Al_2O_3$ > ($Na_2O$+$K_2O$)

— szubalumíniumos $Al_2O_3$ = $Na_2O$+$K_2O$

Számos más összefüggés is használatos a kőzetek megkülönböztetésére pl. Fe-index=FeO/(FeO+MgO), MALI=módosított alk-Ca-index=$Na_2O$+$K_2O$-CaO, ASi=alumímium telítettség = Al (Ca – 1,67P +Na +K) stb.

A 7–2. táblázatban említett tektonikai körülmények időbelisége alapján, a geológiai jelenségek lehetnek szintektonikus és poszttektonikus jellegűek. A mélység tekintetében epizónát (10 km), mezozónát (20 km) és katazónát (30 km) különböztetünk meg.

**7–2. táblázat.** A kőzetek kémiai rendszerezésének egyik változata

| | Frakcionálódási → sorozat → | | | |
|---|---|---|---|---|
| | komatiit sor | tholeiit sor | mészalkáli sor | alkáli sor |
| $SiO_2$ telítettség | túltelített | túltelített | 56–61% | <51% |
| Fe-tartalom | kevés Fe, sok Mg, Ni, Cr | Fe növekedés | nincs Fe növekedés | Fe szegény |
| Alkáli index (Ca+Na)/K | >1 | >1 | 1 | <1 |
| Jellemző kőzet | peridotit bazalt andezit | bazalt | diorit monzonit plagiogránit riolit | alkáli bazalt alkáli gránit szienit szodalitok |
| Tektonikus körülmények | archaikus riftek | riftek | szubdukáló zónák vulkáni ívek | sokféle: riftek, forró-foltok, vulkáni ívek |

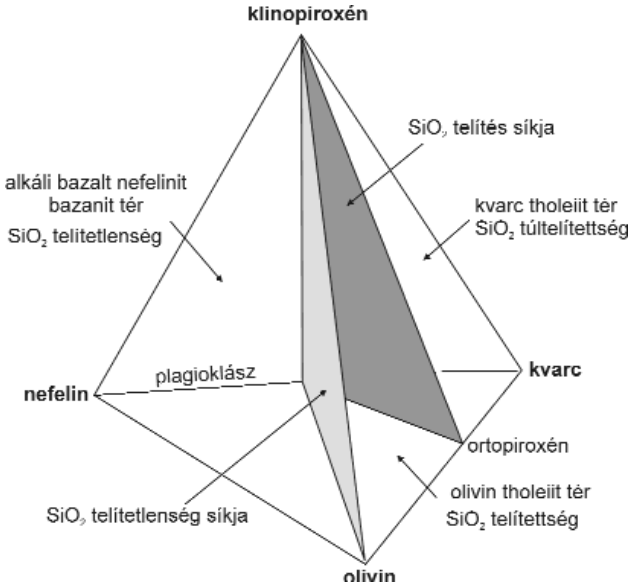
A kémiai osztályozás egy másik variációját a $SiO_2$ függvényében a FeO+MgO alakulását a könyv 15. táblázata ismerteti.

## 7.5. Fontosabb mafikus kőzetek és azokat jellemző nyomelemek

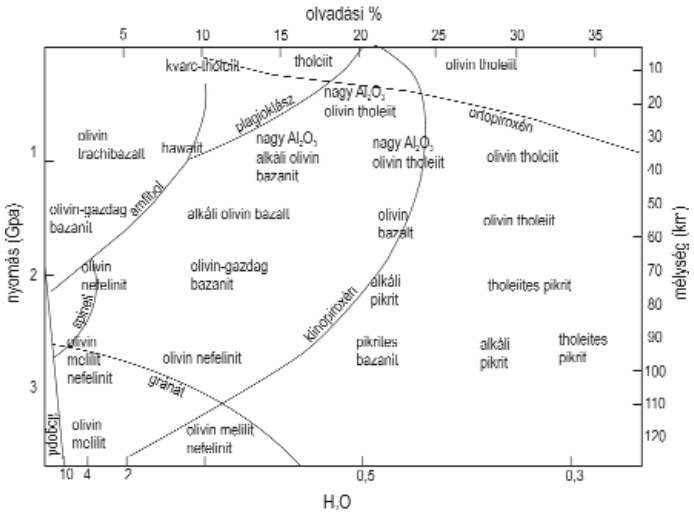
A nyomelemek tárgyalása során gyakran szóba kerülnek a kőzetképzés kiindulási anyagaiként tekintett mafikus kőzetek. Ezért a legfontosabbak, továbbiakban használt értelmezését röviden összefoglaljuk.

### *7.5.1. A bazalt*

E leggyakoribb mafikus vulkáni kőzeteket kémiai összetétel, mindenekelőtt a $SiO_2$ telítettség alapján 3 nagy csoportra osztjuk. Az összetételek alakulását célszerűen, egy tetraéderrel szemléltetjük úgy, hogy a tömeg%-os adatokat mol%-ban megadott CIPW adatokká számítjuk át és a bazaltok 4 domináló ásványa (olivin, nefelin, plagioklász és kvarc) egy tetraéder csúcsain foglal helyet (7–9. ábra). A tetraéder térfogatát két sík 3 részre osztja: A Cpx-Plag-Opx sík a kvarctelítődés kritikus síkja. A Cpx-Plag-Opx-Kv által határolt tér a $SiO_2$-túltelítettséget jelenti és a kémiai összetétel alapján ide eső kőzet neve *kvarc tholeiit*. A Cpx-Plag-Ol sík a telítettlenség határa, vagyis az előző síkkkal bezárt tér a kvarctelítettséget jelenti. Az ide tartozó kőzetek az *olivin tholeiitek*. A telítetlenséget reprezentáló Cpx-Plag-Ol-Ne térfogat az alkáli *bazaltokat, bazanitokat, nefeliniteket* és más telítetlen bazaltokat foglalja magában. Ebből látszik, hogy a bazaltos kőzetek kizárólag vízmentes ásványokat tartalmaznak s s így a kitörések nem explozívak és kevés illékony komponenst tartalmaznak.




**7–9. ábra.** A bazaltos kőzetek osztályozása Cpx, nefelin, olivin és kvarc rendszerben (YODER, TILLEY 1962)




**7–10. ábra.** Peridotitból különböző víztartalom, mélyég (nyomás) és parciális olvadás nyomán kialakuló bazaltos kőzetek (HART et al. 1996)

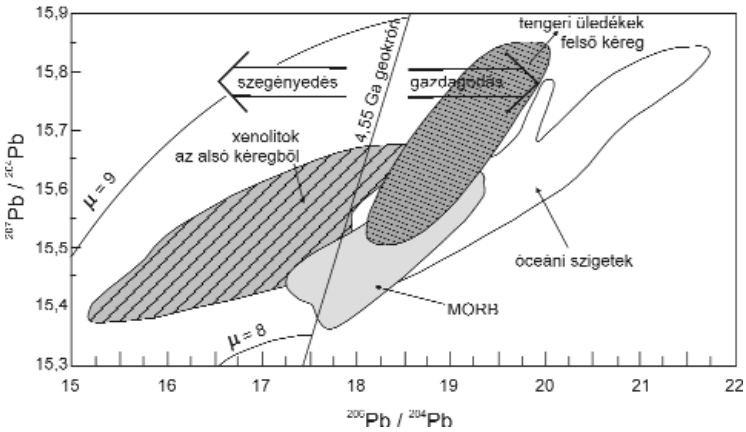
A bazaltokkal sok, olvasztással egybekötött egyensúlyi vizsgálatot végeztek. Ezekből számunkra lényegesebbek a következők. Az óceáni szigetek bazaltjai a köpeny plumok közelében történt dekompressziós olvadás révén keletkeztek. Kis nyomáson $SiO_2$ túltelített tholeiites magmák jöttek létre, míg nagy nyomás az alkáli bazaltoknak kedvez. Mindkét változat a bazaltos kőzetek túlnyomó részét teszi ki, ezért érdemes néhány, a nyomelem eloszlás szempontjából is fontos tulajdonságukkal megismerkedni a 7–10. ábra és 7–3. táblázat segítségével. Itt említjük meg, hogy a bázikus, ultrabázikus kőzetek gyakran *xenolit* néven ismert kisebb-nagyobb zárványokat tartalmaznak, melyek a láva felhatolása során a mellékkőzetből kerültek a lávakőzetbe. Az ilyen értelemben vett xenolit összetételének lényegesen kell különböznie a befogadó kőzetétől, ugyanis a láva tartalmazhat egy korábbi kitörés hozzá hasonló összetételű fragmentumát is, amit *autolit*nek hívnak. A xenolitok alkalmasak a láva származási mélységének megállapítására is a benne levő Al-tartalom ásványai szerint. Ca-plagioklász max. 25 km mélységig, a spinell 25–60 km mélység között, a gránát 60 km-nél nagyobb mélységben stabilis. Egyes kimberlitek eklogit xenolitokat tartalmazhatnak, melyek a szubdukciós zónában nagy nyomású metamorfózis során keletkeztek.

Általában elmondható, hogy a xenolitokban a könnyű ritkaföldfémek (LREE) dúsulnak a nehezekhez képest.

**7–3. táblázat.** A tholeiites és alkáli bazalt ásványai közötti különbség

| | Tholiites bazalt | Alkáli bazalt |
|---|---|---|
| Alapanyag | finomszemcsés intergranuláris | elég durva, intergran.-ofitikus |
| | olivin kivételesen van | olivin közönséges |
| | Cpx = augit (pigeonit) | Ti-tartamlú augit (vörös) |
| | Opx = hipersztén gyakori | Opx nincs |
| | nincs alkáli földpát | intersticiális.alkáli Fp, vagy Fp-pótló előfordul |
| | ásványok közötti üveg vagy kvarc előfordul | intersticiális. üveg kevés, kvarc nincs |
| Feno-kristályok | olivin ritka, nem zónás vagy, rezorbeált, opxnel felületi reakció | olivin közönséges és zónás |
| | opx nem közönséges | opx hiányzik |
| | korai plagioklász közönséges | plagioklász kevéssé közönséges |
| | cpx = halvány barna augit | cpx=Ti-tartalmú augit |

Megfigyelték az U és Pb szelektív dúsulását is. ALARD et al. (1997) a Massif Central-ban észlelte az U-dúsulást és az $U_N/Th_N$ arány némelykor a 50-et is elérte, korrelálva a Pb/Ce valamint a Sr/Ce értékekkel. Meglepő, a peridotitot is tartalmazó xenolitok nagy U- és Pb-tartalma, hiszen ez a kőzet az inkompatibilis elemekben szegényedett MORB köpeny tartozéka. E kivételes sajátság azonban kizárólag a LILE-ben gazdag és a HFSE elemekben negatív anomáliát mutató xenolitokra jellemző, amit karbonátgazdag olvadék köpenyt metaszomatizáló hatásának lehet tekinteni




**7–11. ábra.** Bazaltokban található xenolitok Pb/Pb diagramja (WHITE 2003)

A DM xenolitokban mért U/Pb, amely a MORB-ban lineárisan korrelál a Rb/Sr értékkel, arra mutat, hogy a DM-ben jelenleg a μ ($^{238}U/^{204}Pb$) értéke kisebb 6,33-nál. Azonban a MORB-ban aktuálisan mért $^{206}Pb/^{204}Pb$ valamint a $^{207}Pb/^{204}Pb$ értékek szerint az U/Pb-nek 9-ig terjedően, nagyobbnak kellene lennie. Ebből következik, hogy a köpenybe radiogén Pb került (az izotópösszetétel ugyanis több radiogén izotópot tartalmaz, mint amit a nyomelemkoncentráció megenged). A legvalószínűbb forrása a radiogén komponensnek a mélyebbről érkező köpeny-plum, amely az óceáni kéreg és kontinentális üledék recirkulációja révén több idős és radiogén Pb-t tartalmaz. A 7–11. ábrából látjuk,

hogy a felső köpeny egy dinamikus rendszer be- és kilépő komponensekkel, ellentétben a Nd- és Hf-izotópokkal, melyek a kontinentális kéregből történő egyszerű extrakcióval modellezhetők.

### *7.5.2. A peridotit*

A felső köpeny (400 km fölötti) részében, az általános felfogás szerint, a peridotit a domináns kőzet. Ultramafikus, összetétele <45% $SiO_2$ és Mg-gazdag olivin. Vagy közvetlenül a köpenyből származik kisebb-nagyobb blokkok alakjában, vagy parciális olvadás révén, mint kumulátos kőzet keletkezik változó piroxén-, krómit-, plagioklász- és amfibol-tartalommal. A xenolit formájában bazaltokban, kimberlitben 30–200 km mélységből érkező peridotit Os és egyéb nyomelemtartalma a köpeny 3 milliárd éves fejlődésének nyomonkövetését teszi lehetővé. Az alpesi masszív peridotitok, ill. xenolitok többnyire pirometamorfózison átesett kőzetek és vagy lherzolitok, vagy részben az elszegényedett köpeny kőzetei (harzburgit, dunit). Másrészt az alpesi peridotitok vagy az óceáni kéreg alatti legfelső köpeny képviselői (ofiolitok), vagy orogén területeken, mélytörések mentén felszínre került szubkontinentális köpenyanyagok.

A periodit ($\rho$=3,3 g $cm^{-3}$), 60-80% olivint, piroxént (ensztatit és diopszid), gránát/spinell/plagioklászt tartalmaz.

A peridotit változatai:

— *Dunit:* olivin >90 + piroxén, Mg/Fe ~9:1.

— *Wehrlit:* túlnyomóan olivin + klinopiroxén (diallag).

— *Harzburgit*: túlnyomóan olivin + ortopiroxén (+kevés gránát és klinopiroxén).

— *Lherzolit:* olivin, ortopiroxén (ensztatit), klinopiroxén (diopszid) + gránát. Parciális olvadása során az eltávozott olvadék utáni maradék: harzburgit. A spinell lherzolit- és harzburgit-xenolitokban a nyomelemek gyakran a kristályok felületein foglalnak helyet. A jelenséget a Colorado-plató xenolitjaiban a Nb, Ta, Zr, Hf, Th, Ti 80%-a, a RFF és Y 50%-a esetében, továbbá a Nb/Ta, Zr/Hf, La/Sm, Nb/Th anomáliát a kristályok érintkezési felületein észlelték. Feltehető, hogy a jelenség metaszomatikus oldatok hatására vezethető vissza (Condie 2004).

— *Piroxenit* (korábban websterit): orto-és klinopiroxén>90%, kevés olivinnel. Ha a piroxén augit vagy diopszid, a kőzet *klinopiroxenit,* ha ensztatit vagy bronzit, akkor *ortopiroxenit* a neve.

### *7.5.3. Az eklogit*

Az eklogit durva szemcsés mafikus kőzet, sajátos megjelenéssel, a köpeny-kéreg határán. Sűrűsége $\rho$=3,4–3,5 $gcm^{-3}$. Ásványos összetételében főkomponensek: a gránát (gyakran almandin-pirop) és a nagy Na-tartalmú piroxén (omfacit). Járulékos ásvány a kianit, rutil, amfibol, kvarc, coesit, fengit, lawsonit, paragonit, zoisit, dolomit, korund esetleg gyémánt lehet. A plagioklász nem stabilis az eklogitban, míg a glaukofán és titanit a nyomás csökkenése esetén lép fel.

Az eklogit a lefelé haladó szubdukció révén a köpenybe jutva 45 km mélységben (1,2 GPa), 400–1000 °C hőmérsékleten kékpala metamorfózissal keletkezik. Hasonló körülmények között magmákból is keletkezhet a köpeny, vagy az alsó kéreg viszonylag kevésbé meleg, de nagy nyomású részein. Régebben még a bazalt eklogitból való levezethetőségét is számításba vették, ma azonban az általánosan elfogadott vélemény szerint ez csak peridotitból kiindulva lehetséges (20–120 km mélységben). Ugyanis a számítások szerint eklogitból csak 100%-os olvadással keletkezhet bazalt, míg peridotit esetében 0–25% parciális olvadás is elégséges, sőt ugyanez érvényes a harzburgitra és lherzolitra is. Van olyan elgondolás is, hogy adakitos andezit származhat eklogitból, sőt ismerünk modellt, amely eklogitból tonalit-trondhjemit-granodiotit keletkezését is lehetségesnek képzeli. Az eklogit előfordulása a felszínen rendkívül ritka jelenségnek számít. Ugyanis nagy sűrűsége miatt nem a felszínre törekszik, ha pedig tektonikai úton mégis sekély mélységbe kerül, retrográd metamorfózist szenved. Eredeti kristályai szélén szekunder amfibol és plagioklász reakciós kéreg keletkezik, teljes felbomlás után pedig amfibolittá és granulittá alakul. Ekkor az eredeti állapotra már csak a cirkonban és titanitban, esetleg visszamardt coesit/gyémánt inklúziókból következtethetünk.

## 7.6. Egyéb mafikus kőzetek

### *7.6.1. Norit*

Ca-gazdag plagioklász, labradorit + olivin+hipersztén (titánaugit) + amfibol+biotit+olivin <5%.

Voltaképpen alkáli bazalt.

### *7.6.2. Komatiit*

Ultramafikus vulkáni[9*] kőzet (Komati folyó, Dél-Afrika). Összetétele: 40–45% $SiO_2$, MgO>18%, $K_2O$<5%, CaO+$Na_2O$<2%, kevés Ba, Cs, Rb, gyarapodás LILE<1,0 ppm, sok Ni (>400 ppm), Cr (>800 ppm, Co (>150 ppm). Az ásványos összetétel: 90%<olivin, Ca-, Cr-piroxén, anortit ($An_{85}$) és kromit. A komatiit túlnyomóan archaikus kőzet és a MgO-tartalom függvénye a keletekezés idejének. A 3,5 G éves barbertoni komatiit (Dél-Afrika) közel 30% MgO-t

[9*] Több kutatónak az a véleménye, hogy a komatiit nem vulkanikus, hanem szubvulkáni vagy intruzív jellegű. A nagy olivin tartalmú akkumulátos kőzetek többnyire csatornakitöltések.

tartalmaz, míg a 2,7 G éves kanadai komatiit MgO-tartalma csak ~24%. Az olvadáspont a MgO- tartalommal növekszik. Az archaikus komatiitek olvadáspontja 1600 °C (a bazaltoké 1100–1250 °C) a kevés fanerozoikus kőzeteké jóval kisebb. A jelenség magyarázata az, hogy kezdetben a sokkal több radioaktív elem (főleg rövidebb felezési idejű $^{235}U$), sok hőt fejlesztett, csökkenésükkel a Föld szekuláris hűlése mintegy 500 °C-kal csökkentette a hőmérsékletet 4,55–2,7 G év között. Ezért az archaikus kor után kevés nagy MgO-tartalmú kőzet képződött.

A komatiitek két változatát különböztetik meg: Al-ban nem szegényedett (AUDK) és szegényedett (ADK) komatiitot. Feltehető, hogy a nem szegényedett változat nagyobb parciális olvadás mellett, nagyobb mélységben, a szegényedett kisebb mélységben és nyomáson keletkezett, amikor az Al-tartalmú piroxének még nem olvadtak meg.

### *7.6.3. Boninit*

A komatiithez nagyon hasonló kőzet kisebb (10–18%) MgO-tartalommal, amely szubdukciós zónában dekompressziós olvadás útján keletkezik. Több LILE (Ba, Rb, Sr) elemet tartalmaz, mint a komatiit.

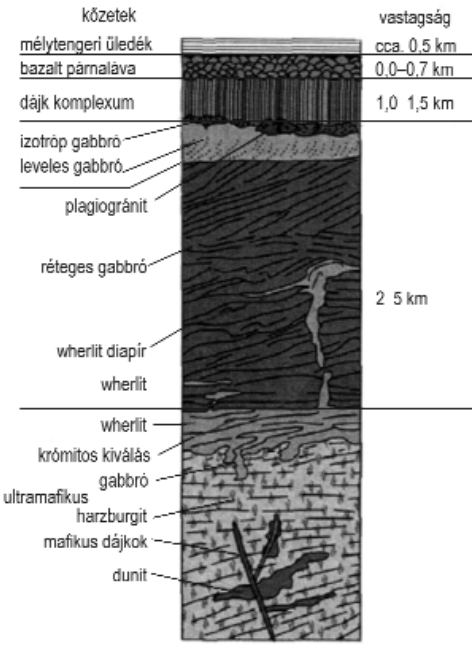
### *7.6.4. Kimberlit*

Káliumban és $CO_2$-ben dús mafikus kőzet. Jellemző összetevői: >15% MgO, $K_2O/Al_2O_3$>3, Ni (>400 ppm), Cr (>1000 ppm), Co (>150 ppm), ritka földfémekben gazdag, mérsékelten növekedett LILE, relatíve sok $H_2O$ és $CO_2$. Az ásványos összetétel: nagy Fo-tartalmú olivin, Mg-ilmenit, Cr-pirop, almandin, Cr-diopszid, flogopit, ensztatit, Ti-szegény krómit. Diagnosztikus ásványai: K-tartalmú richterit, Cr-diopszid, Cr-spinell, Mg-ilmenit, Cr-pirop melyek együttesen csak a kimberlitben fordulnak elő.

A legritkább kőzet, teljes térfogatát a Földön 5000 $km^3$-re teszik. Ennek ellenére fontossága képződési körülményében rejlik. Függőleges csatornákat tölt ki („kimberlite pipes"), ahová hirtelen feltöréssel 150–400 km mélységből érkezik, valamennyi magma közül a legmélyebbről. Ez a mélység megfelel a már gránátot is tartalmazó köpenynek (14. ábra), amelyből gyémántot tartalmazó xenolitok is kerülnek felszínre, ha a kimberlit kis geotermikus gradiensű, vastag litoszférán át kerül a felszínre.

### *7.6.5. Ofiolit*

Voltaképpen eredeti helyzetéből kimozdult óceáni kéregkőzet. Felszínközeli felépítését a 7–12. ábra részletezi. Bizonyos geológiai körülmények között, a szubdukcióval ellentétes *obdukció* révén nyomul a kontinentális kéregbe. Ekkor a klasszikus ofiolit-sztratigráfiának megfelelően 5 réteget lehet megkülönböztetni. A három középső réteg a bazalt, a réteges dájk és a gabbró.




**7–12. ábra.** Az ofiolit szerkezete (BOUDLER et al. 1985)

E sorozat alsó tagja a rétegzett gabbró, egyúttal éles sűrűségbeli határ és átalakulás az ultramafikus kőzetsorban (ún. „petrológiai moho"). Utóbbi képviselője a peridotit részleges olvadásának maradéka, a harzburgit (Ol + Opx). E középső rétegek felett flis jellegű üledéksor, a legalsó részen a felső köpennyel érintkező ultramafikus kőzet helyezkedik el, amely többnyire hidrotermásan, vagy mállás révén szerpentinesedett. A most vázolt kép természetesen egyszerűsített kép, lokálisan többéle változat is előfordulhat.

### *7.6.6. Adakit*

Az adikit általános petrológiai megjelölése a szubdukció során, az óceáni kéreg részleges megolvadásával és peridotitos köpeny hibridizációjával keletkezett intruzív és extruzív kőzeteknek. Ezek tehát nem primer magmák. Mint ilyeneknek jellemző közös nyomelem-izotóp karakterük van. Ilyenek: $SiO_2 \geq 56\%$, $Al_2O_3 \geq 15\%$, MgO általában <3%, Mg-szám ≈0,5, Sr ≥ 400 ppm, Y ≤ 18 ppm, Yb ≤ 1,9 ppm, Ni ≥ 20 ppm, Cr ≥ 30 ppm, Sr/Y ≥ 20, La/Yb ≥ 20, $^{87}Sr/^{86}Sr \leq 0{,}7045$. Fenti értékek esetében a bazalttól a riolitig terjedően beszélhetünk adakitos kőzetről. Pl. a bazalt egyszerű parciális olvadásával, kis Mg-tartalmú adakit keletkezik, míg nagy Mg-tartalmú adakit az andezit köpenyékben bekövetkezett peridotit kontamináció eredménye.

## 8. A RADIOAKTÍV BOMLÁS SEBESSÉGE ÉS A RADIOAKTÍV KORMEGHATÁROZÁS

A geokémiai kutatás szempontjából nagy jelentősége van a radioaktív bomlás sebességének. E tekintetben óriási különbség van az instabilis nuklidok között. Míg pl. a $^{92}Mo$ felezési ideje $190 \times 10^{18}$ év addig némely instabilis magok $10^{-23}$ s alatt, de általában mikro és nano sec alatt feleződnek. A Földön korábban több izotóp is előfordulhatott, (pl. $^{26}Al$, $^{60}Fe$, $^{129}I$),

de rövid felezési idejük miatt már eltűntek. Amennyiben csillagokban észlelnek ilyen izotópokat, az a csillag fiatal korának jele. Bomlási utódizotópok meteorokban ma is megtalálhatók és alkalmasak a naprendszer keletkezési körülményeinek vizsgálatára.

Az elemek átalakulása nemcsak önálló radioaktív bomlással, hanem e bomlás során kisugárzott energia más elemekre gyakorolt átalakító hatásával is történik, amihez a kozmikus sugarak által kiváltott folyamatokat is figyelembe kell venni. Az átalakulási folyamatokat röviden úgy jelzik, hogy az elem mellett, záróljelben első helyen a felvett, majd a kisugárzott energiát tüntetik fel Pl. a lítium neutron befogással $\alpha$-sugárzást bocsát ki és He-izotóppá alakul: $^{6}Li(n,\alpha)^{3}He$, vagy $^{128}Te$ $(n,\gamma ß)$ $^{129}Xe$, $^{35}Cl$ $(n,p)$ $^{38}Ar$, stb.

## 8.1. A bomlási sebesség

Az elemek radioaktív bomlásával kapcsolatban röviden megemlítjük, hogy a W és Z, mint gyenge erőket képviselő bozonok $10^{-18}$ s ideig léteznek, majd a nem stabilis elemben felbontják a neutront, amelyből proton, elektron és energia képződik. A hipererők elméletéből (1986) következik, hogy a protonok felezési ideje $6{,}6\times10^{33}$ év, a szabad neutroné 14,5 perc, de az atommagban kötött állapotban felezési ideje a protonéval egyező. Ha ezeket az adatokat figyelembe vesszük, ebből az következik, hogy minden elem instabilis vagyis radioaktív tehát nincs stabilis elem. A $<10^{18}$ év felezési idejű izotópokat azonban nyugodtan tekinthetjük stabilis elemeknek, hiszen felezési idejük nagyságrendekkel nagyobb, mint az Univerzum keletkezése óta eltelt idő.

A bomlási folyamat az egyes atomok vonatkozásában teljesen véletlenszerű, tehát lehetetlen megjósolni, hogy melyik részecskének a bomlására kerül sor, de ennek lehetősége minden atomra nézve egyenlően fennáll. Ezért a *dt* idő alatt bekövetkező bomlási események száma $-dN$, arányos a jelenlevő atomok számával. Ha *N* az atomok száma, akkor a bomlás valószínűsége ($-dN/N$) arányos az idővel (*dt*):

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

amelyben $\lambda$ a radionuklidra jellemző értékű bomlási állandó. A bomlási folyamatot az átlagos élettartammal ($\tau$) is szokás jellemezni. Minden atom felbomlása előtt változatlanul „él" egy bizonyos ideig. A $\tau$ érték valamennyi atom élettartamának számtani átlagát, értelemszerűen a bomlási állandó reciprokát jelenti:

$$\tau = \frac{1}{\lambda}$$

A bomlás sebességének megadására használt leggyakoribb paraméter mégis inkább, a radioaktív mintában levő atomok felének bomlásához szükséges időtartam, amit felezési időnek nevezünk:

$$t_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} = \tau \ln 2$$

Minél nagyobb a bomlási állandó ($\lambda$) vagyis az aktivitás, annál rövidebb a radioaktív elem élettartama. Az aktivitás egysége a becquerel (Bq) vagyis az 1 s alatt elbomlott atomok száma. Mivel ez rendkívül nagy szám az aktivitást curieben (Ci = $3{,}7\times10^{10}$ bomlás $s^{-1}$) szokás megadni. A geológiai szempontból jelentős hosszú felezési idejű elemek bomlási viszonyairól a 8–1. táblázat tájékoztat.

Gyakotlati szempontból a következőket kell megfontolnunk:

**8–1. táblázat.** Kor meghatározására és nyomelemek vizsgálatára gyakrabban használt radioaktív és radiogén elemek (WHITE 2005)

| Eredeti nuklid | A bomlás módja | $\lambda$ (év$^{-1}$) | Felezési idő (év) | Utód nuklidok | Mérendő nuklidok arány |
|---|---|---|---|---|---|
| **$^{40}$K** | $\beta^+$,e.c, $\beta^-$ | $5{,}54 \times 10^{-10}$ | $1{,}28 \times 10^{9}$ | $^{40}$Ar, $^{40}$Ca | **$^{40}$Ar/$^{39}$Ar** |
| **$^{87}$Rb** | $\beta^-$ | $1{,}42 \times 10^{-11}$ | $4{,}80 \times 10^{10}$ | $^{87}$Sr | **$^{87}$Sr/$^{86}$Sr** |
| **$^{138}$La** | $\beta^-$ | $2{,}67 \times 10^{-12}$ | $2{,}59 \times 10^{11}$ | $^{138}$Ce, $^{138}$Ba | **$^{138}$Ce/$^{142}$Ce** |
| **$^{147}$Sm** | $\alpha$ | $6{,}45 \times 10^{-12}$ | $1{,}06 \times 10^{11}$ | $^{143}$Nd | **$^{143}$Nd/$^{144}$Nd** |
| **$^{176}$Lu** | $\beta^-$ | $1{,}94 \times 10^{-11}$ | $3{,}60 \times 10^{10}$ | $^{176}$Hf | **$^{176}$Hf/$^{177}$Hf** |
| **$^{187}$Re** | $\beta^-$ | $1{,}64 \times 10^{-11}$ | $4{,}23 \times 10^{10}$ | $^{187}$Os | **$^{187}$Os/$^{188}$Os** |
| **$^{190}$Pt** | $\alpha$ | $1{,}54 \times 10^{-12}$ | $4{,}50 \times 10^{11}$ | $^{186}$Os | **$^{186}$Os/$^{188}$Os** |
| **$^{232}$Th** | $\alpha$ | $4{,}95 \times 10^{-11}$ | $1{,}40 \times 10^{10}$ | $^{208}$Pb, $^{4}$He | **$^{208}$Pb/$^{204}$Pb** |
| **$^{235}$U** | $\alpha$ | $9{,}45 \times 10^{-10}$ | $7{,}07 \times 10^{8}$ | $^{207}$Pb, $^{4}$He | **$^{207}$Pb/$^{204}$Pb** |
| **$^{238}$U** | $\alpha$ | $1{,}551\times10^{-10}$ | $4{,}47 \times 10^{9}$ | $^{206}$Pb, $^{4}$He | **$^{206}$Pb/$^{204}$Pb** |
| **$^{144}$Nd** | $\alpha$ | | $5 \times 10^{15}$ | $^{140}$Ce, $^{143}$Nd | **$^{143}$Nd/$^{144}$Nd** |

Mivel a radiogén utód (D) számát könnyebb a megmaradó parentális (szülő) atom számához (N) viszonyítani, vagyis a D-t az N-hez inkább, mint az N eredeti ($N_o$) számához, felírható:

$$D = N_o - N$$

s így

$$D = N^{\lambda t} - N = N\,(e^{\lambda t} - 1)$$

tehát

$$D_T = D_0 + D$$

ahol $D_T$ az utód atomok teljes száma, $D_0$ a kezdeti és D a parentális elem bomlása óta keletkezett utódok száma, felírható tehát a:

$$D_T = D_0 + N\,(e^{\lambda t} - 1)$$

egyenlet, amely a kőzetek, ásványok kora meghatározásának alapegyenlete. A $D_T$ és N megmérhető, a $D_o$-t konstansnak tekinthetjük, melynek értékét feltesszük, vagy megfelelő adatokból számítjuk.

Az egyenletből tehát a t idő (a minta kora) számítható a következő feltételek teljesülése esetén:

— az utód elem kizárólag a parentális elem radioaktív bomlásával keletkezett, vagyis zárt rendszerről van szó,
— a $D_o$ értéknek reálisnak kell lennie, tehát $D \gg D_o$,
— a bomlási állandót pontosan ismerni kell,
— a pontosan mért D és N értéknek reprezentálnia kell a vizsgált mintát (ásványt, kőzetet).

## 8.2. Radiometrikus kormeghatározás

Láttuk, hogy a kémiai elemek atomjaiban kizárólagosan a reájuk jellemző számú proton foglal helyet. E mellett az elemeknek különböző számú izotópjai lehetnek a bennük levő neutronok számától függően. Ha a protonok és neutronok száma jelentősebben eltér egymástól, a nuklid nem stabilis és különböző sebességgel (felezési idővel) közvetlenül, vagy láncolaton keresztül egy másik nukliddá, ill. nuklidokká alakul. A kutatás szerencséjére sokféle felezési idejű radioaktív elem létezik, néhány naptól 10–100 milliárd évig terjedően.

A folyamatra jellemző, hogy a bomlás többféle (szub)atomi részecske és sugárzás kibocsátásával jár és sebessége független tetszőleges időn keresztül a hőmérséklet, nyomás, kémiai környezet, az elektromágneses térerő alakulásától.

Néhány kivétel azonban van. Így azok a nuklidok ($^{7}Be$, $^{85}Sr$, $^{89}Zr$) melyek elektronbefogással keletkeztek, az elektron sűrűségtől való külső függésük miatt kormeghatározásra nem használhatók.

Az időmérés alapelve egyszerű: ha valamely anyagban (mintában) radioaktív elem van, akkor az eredeti és lebomlott nuklid tömegaránya, a bomlási konstans ismeretében, lehetővé teszi az anyag bezáródása (keletkezése) és a jelen közötti időtartam kiszámítását.

Az idő alapegyenlet:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln\left(1 + \frac{D}{P}\right)$$

amelyben t = a minta kora, $\lambda$ = az eredeti izotóp bomlási állandója, D = az utódizotóp atomjainak, P = az eredeti izotóp atomjainak száma a mintában. Mégis nagy és sokféle nehézség merül fel a módszer megválasztása és kivitelezése során. Az egyik gyakorlati nehézség abban van, hogy olyan minta melyben a $t_0$ időpontban kizárólag az eredeti radioaktív nuklid van a mintában és az utódelem halmozódása csak a bezáródás után indul meg, a természetben ritkán található. Ha az eredeti és utódnuklid egyszerre van jelen, akkor ismerni kell kettejük kezdeti arányát. Ha valamely anyag például szelektíven megköt egy használható nuklidot, mód van hevítéssel egyéb zavaró nuklidok diffúziós eltávolítására és e *blokkolási hőmérséklettel* mintegy nullára állítani az izotóp „órát”.

Újabban gyakran találkozunk azzal, hogy a geológiai kor megadása mellett a súlyozott deviáció négyzetgyökének átlagát (MSWD= Mean Square Weighted Deviation) vagyis a mért értékek súlyozott szórását is feltüntetik. Egy mintán több mérést is végeznek és valamennyi mérési adat aritmetikai átlaga helyett a súlyozott minták eltérésével számolunk. Például ha a minták 2/3 részében az első mérést, 1/3 részében a második mérést vesszük tekintetbe akkor a súlyozás során az első mérési adatokat kétszeresen vesszük számításba. Az MSWD számítása:

$$\mathrm{MSWD} = \frac{1}{N-1} \cdot \sum_{i=1}^{N} \frac{(x_i - \bar{x})}{\sigma_{x_i}^{2}}$$

melyben x a mért értékek, N azok száma.

### *8.2.1. A Rb-Sr módszer*

Lássuk ezek után a RbSr átalakulás felhasználási módját a kormeghatározásra. A $^{87}_{37}Rb$ β-bomlással $^{87}_{38}Sr$-má alakul. ($\lambda = 1{,}42\times10^{-11}$ év$^{-1}$ és $t_{1/2} = 4{,}8\times10^{10}$ év), tehát a módszer nagy időtávlatok mérésére alkalmas. Ha $D^*$ az utód és N izotóp a jelenben, akkor $D^* = N\,(e^{\lambda t}-1)$ és behelyettesítve a Rb-ot és Sr-ot:

$$^{87}Sr^* = {}^{87}Rb\,(e^{\lambda t}-1)$$

Mivel $^{87}Sr^* = {}^{87}Sr_t - {}^{87}Sr_o$ helyettesítés után:

$$^{87}Sr_t = {}^{87}Sr_o + {}^{87}Rb\,(e^{\lambda t}-1)$$

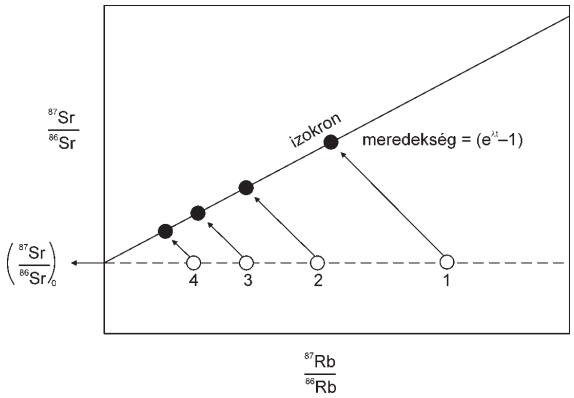
Ebben az egyenletben azonban nem ismert a $^{87}Sr_o$, tehát az utódizotóp kezdeti értéke. Ekkor a következőket fontolhatjuk meg. Van a Sr-elemnek egy $^{86}Sr$ izotópja, amely nem radiogén és nem radioaktív, tehát az idővel nem változó abszolút stabilis izotóp. Ha az előző egyenletet elosztjuk a $^{86}Sr$ értékével, az ún. *izokrón egyenletet* nyerjük:

$$\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_t = \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0 + \left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_t \left(e^{\lambda t} - 1\right)$$

Ebben az egyenlet első és harmadik tagja méréssel meghatározható, de még mindig ismeretlen a $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ és t értéke. Abból a megfontolásból, hogy az izokrón egyenlet egy (y=mx+b) alakú lineáris egyenlet, nyilvánvaló, hogy a $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ a metszéspontot és az $(e^{\lambda t}-1)$ a meredekséget jelenti (8–1. ábra). Az izokrón görbe meredeksége tehát kizárólag az idő (t) függvénye.

Az ábra megszerkesztéshez úgy jutunk el, ha meggondoljuk, hogy a vizsgált kőzet nem minden ásványa tartalmaz azonos mennyiségű $^{87}Rb$-t, vagyis a $^{87}Rb/^{86}Sr$ értéke is változó, de $t_0$ időpontban a kőzet minden ásványában azonos, majd az Rb bomlásával (és az idő múlásával) az ásványok különböző mennyiségű $^{87}Sr$-ot és $^{87}Rb$-ot tartalmaznak. Ha $e^x$-ben x kicsi, az eredmény 1+x. Ehhez hasonlóan $(e^{\lambda t}-1) = \lambda t$. Ebből t:

$$t = \frac{\left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_t - \left(\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}\right)_0}{\left(\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}\right)_t \lambda}$$




**8–1. ábra.** A Rb/Sr eljárás izokrón görbéje (FAURE 1986, STASSEN 1998)
A számok különböző ásványokat jelentenek

Ha különböző Rb-Sr értéket tartalmazó két tömeg A és B keveredéséről van szó, akkor egy fiktív időpontot is meg lehet határozni a megfelelő egyenlet segítségével. Példaképpen, ha egy magma A és B komponensből áll, melyben $Sr_A$=200 ppm, $Rb_A$=400 ppm, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_A = 0{,}725$, $Sr_B$=450 ppm, $Rb_B$= 40 ppm, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_B = 0{,}704$, akkor a megfelelő metszéspont 0,0038, ami 267 millió évnek felel meg.

Megemlítjük, hogy a Rb-Sr módszer egyike a leggyakrabban használt eljárásnak a geokronológiában és a geokémiában. Ennek oka abban van, hogy a Rb/Sr arány a kőzetekben viszonylag tágabb határok között ingadozik (esetleg nagyságrendileg) és geokémiai viselkedésükben is jelentkezik különbség. Mindkét elem vízben jól oldódik és a Rb erősen inkompatibilis. Ez a vonás a Sr esetében csak mafikus, ultramafikus, de kovasavdús kőzetekben érvényesül, mivel könnyen beépül a plagioklászokba, inkább kompatibilisnak mondható. Ennek fontos következménye, hogy míg a Rb/Sr arány a köpenyben viszonylag egyenletes, a kéregben változatosabb és általában nagyobb érték. Az izotópfejlődési diagramokon ($^{87}Sr/^{86}Sr$ az idő függvényében) a$^{87}Sr/^{86}Sr$ arányos a szülő/utód ($^{87}Rb/^{86}Sr$) elemaránnyal.

### *8.2.2. Az U-Pb módszer*

A legrégibb és egyúttal legmegbízhatóbb eljárás az urán-ólom időmérés. Olyan pontos, hogy a kőzetek korának meghatározása során 3 milliárd év esetén a legfeljebb ±2 millió év hiba jelentkezik. A kormeghatározás rendszerint cirkonkristályba zárt urán mérésén alapul. A cirkonásványban ugyanis a Zr-atomot urán helyettesítheti, de az ólom messzemenően kirekesztődik. Ezen kívül a mállásnak rendkívül ellenálló, kémiailag inert, kemény (Mohs skála 7,5) anyag. A módszer további előnye, hogy egyszerre két izotóp mérhető:

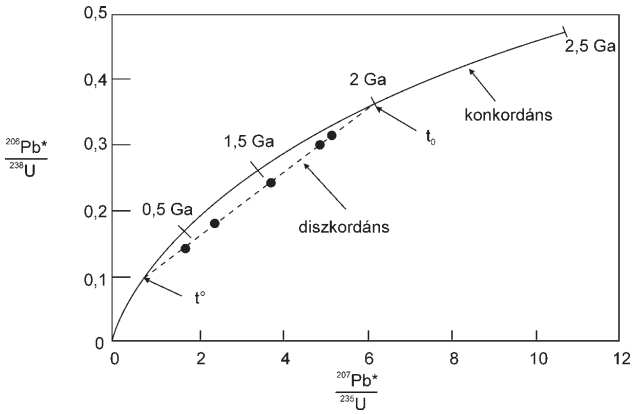
$$^{238}U \rightarrow 8\,^{4}He + {}^{206}Pb\ (\alpha\text{-bomlás})\ \lambda_{238}=1{,}551\times10^{-10}\text{év}^{-1},\ t_{1/2}=4{,}47\times10^{9}$$

$$^{235}U \rightarrow 7\,^{4}He + {}^{207}Pb\ \lambda_{235} = 9{,}449\times10^{-10}\text{év}^{-1},\ t_{1/2} = 0{,}707\times10^{9}\text{év}$$

Ennek megfelelően két izokrón egyenlet írható fel, és ha a két független eljárás azonos időértéket ad, akkor a két egyenletet *konkordásnak* hívják. A mérést gyakran cirkonkristályokban előforduló U-izotópokon végzik és a t érték meghatározása a nem radiogén $^{204}$Pb izotóp felhasználásával hasonló módon történik, mint a Rb-Sr módszer esetében láttuk. A két izokrón egyenlet:

$$\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0 + \left(\frac{^{238}U}{^{204}Pb}\right)_t \left(e^{\lambda_t} - 1\right)$$

$$\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_t = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_o + \left(\frac{^{235}U}{^{204}Pb}\right)_t \left(e^{\lambda_t} - 1\right)$$




**8–2. ábra.** Pb/U rendszer konkordáns és diszkordáns izokrón görbéi (WINTER 2001)

Előfordulhat, hogy az izokrón egyenletek eredményei nem egyeznek és a kőzet különféle ásványai egy új görbét jelölnek ki, melyet *diszkordánsnak* neveznek (8–2. ábra). Ez a görbe két pontban is metszheti a konkordáns görbét, ami annak a jele, hogy a normális folyamatot valamilyen más esemény (pl. metamorfózis) zavarta meg. Az idősebb $t_0$ időpontig a rendszer zárt, t* ideig pedig az a folyamat zajlott, a mely a Pb-veszteséget előidézte. Ez akkor következhet be, ha az U-sugárzás által roncsolt kristályszerkezet hibás pozícióiba Pb-települ s ez nagyobb hőmérsékletnek kitéve (metamorfózis) kiszabadul az ásványból.

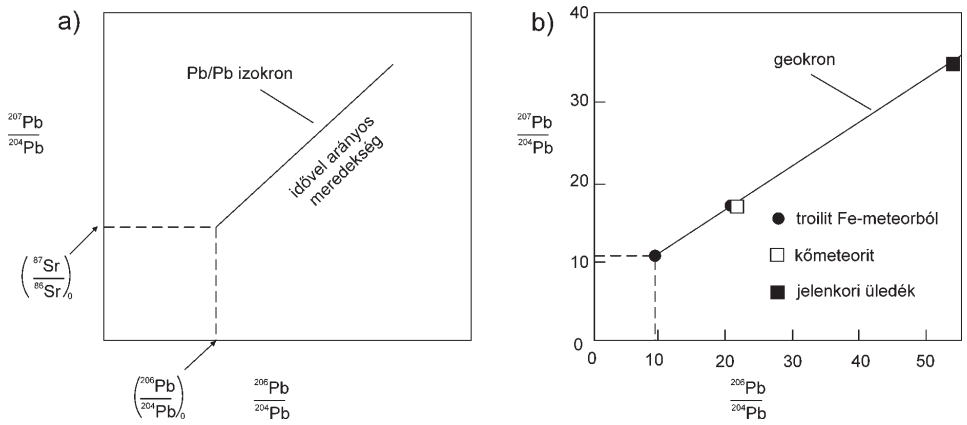
### *8.2.3. Pb-Pb módszer*

Az U-Pb módszerhez hasonlóan a $^{207}$Pb és $^{206}$Pb bomlását a nem radiogén $^{204}$Pb-hez viszonyítva Pb-Pb *izokrón* görbét nyerhetünk (PATTERSON 1956). Mivel $^{235}$U/$^{238}$U=1/137,88 és ennek megfelelő a $^{206}$Pb és $^{207}$Pb aránya, a görbe meredekségére felírható:

$$m = \frac{1}{137{,}88}\left[\frac{e^{\lambda 238\, t} - 1}{e^{\lambda 235 t} - 1}\right]$$

amely görbének a $\left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_0$ és $\left(\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}\right)_0$ koordináták által meghatározott pontra kell érnie (8–3. ábra, A).

A Pb-Pb módszerrel a meteoritok korát is vizsgálhatjuk, azzal a feltevéssel, hogy a meteorok a naprendszerrel egy időben keletkeztek. Ebben az esetben, ha a meteoritokban az U és Pb keletkezésük óta zárt rendszerben voltak, akkor az eredeti Pb-Pb ismeretében a meteoritok izokrón görbéje is meghatározható. Az eredeti arány értékéhez a következő megfontolással juthatunk. A vasmeteoritok fontos ásványa a troilit (FeS), amely egyáltalán nem tartalmaz uránt, vagyis a benne levő Pb eredeti állapotában van, tehát nem uránbomlás terméke. Így a $^{206}$Pb/$^{204}$Pb és $^{207}$Pb/$^{206}$Pb koordináták által meghatározott pontban a Pb-izotópok eredeti arányait kapjuk meg. Több, köztük kő- és vasmeteoritokon, sőt földi




**8–3. ábra.** a) Pb/Pb izokrón, b) Pb/Pb geokrón diagram (FAURE, MENSING 2004)

képződményekben is meghatározzuk az ólomizotópok arányát, és ha ezek az értékek egyetlen görbén helyezkednek el, akkor az így nyert Pb-Pb izokrón görbét *geokrónnak* nevezik (8–3. ábra, B). A geokrón meredekségéből ugyanis a Föld kora levezethető, ami $4{,}55 \pm 0{,}07 \times 10^9$ évnek adódik.

### *8.2.4. K-Ar módszer*

Egy másik, hosszú időmérésre a K-Ar módszer alkalmas. A $^{40}$K-izotóp radioaktív és bomlásakor 88,8%-ban $^{40}$Ca és 11,2%-ban $^{40}$Ar keletkezik. A K-Ca módszer azonban problematikus, mert a minta eredeti és gyakran egyéb forrásból származó Ca-tartalma nem ismert. Ezzel szemben a K-Ar módszer jól használható, ugyanis az anyag megolvasztásakor az Ar-gáz eltávozik, mérhető és az $^{40}$Ar keletkezése egybe esik a kőzet szilárdulásával (keletkezésével). A számítás:

$$t = t_{1/2} \ln [\, 1 + (^{40}\mathrm{Ar}) / (0{,}112\ ^{40}\mathrm{K}) \,] / \ln 2$$

egyenlet alapján történik, amelyben a t=eltelt idő (évben), $t_{1/2}$=felezési idő.

A K-Ar módszer kivételesen egyes üledékek kormeghatározására is alkalmas. Így a glaukonittartalmú kőzetek esetében, mert benne a K-dús ásvány a kőzet cementációja során keletkezett. Az egyéb kőzetek esetében az izotópok vizsgálata ugyanis nem a mállás utáni lerakódás (az üledék keletkezésének) idejét, hanem az ásvány magmából való kristályosodásának időpontját rögzíti.

### *8.2.5. Re-Os módszer*

Korábban nehézségek voltak az osmium pontos meghatározásával, amit kiküszöböltek s így manapság szélesebb körben alkalmazzák az eljárást. Kitűnt, hogy a szilikátföldben (BSE) az $^{187}$Os/$^{186}$Os kb. 1,05–1,10 közötti értékeknek adódik. Meglepő, hogy ezek az értékek a kondritos meteoritokban is érvényesek, holott a Re és Os olvadék/fém rendszerben a partíció tekintetében a két fém nagyon különbözik egymástól. A szegényedett köpenyben ez az érték valamivel kisebb az OIB-ban pedig nagyobb. Az Os-izotóparányok az ausztráliai szigeteken, melyek HIMU jellegűek egységesen nagy értéket mutatnak (1,1–1,3), míg Samoa és Tahaa (EMII-típus) 1,03–1,16. Kerguelen és Pitcairn (EMI) arányai 1,036–1,54, amelyről azt gondolják, hogy plum anyag részbeni recirkulációja okozza e nagy értékeket. Mások rámutatnak, hogy az Os-tartalom nagyon ingadozó lehet pl. St. Helena és a Comores (HIMU) aránya hasonló ugyan az ausztráliai adatokhoz, de némely minta értéke keveredés miatt 1,95 is lehet. Mivel az Os mennyisége oly csekély, hogy az $^{187}$Os/$^{186}$Os arány kis mennyiségű asszimiláció során is megváltozhat a nélkül a Sr, Nd és Pb arányokban változás kimutatható volna.

Re-Os-rendszer jól használható a kontinentális bazaltok vizsgálatában ís, nevezetesen annak megállapítására, hogy a bazalt összetétele a heterogén köpeny keveredésének vagy kéreg asszimilációnak következménye. Különbség van ugyanis a köpeny és a kéreg Re-izotóparányaiban. Bár a mérések száma még kevés, antarktiszi és az USA nyugati területein található bazaltok vizsgálata a Re-Os-rendszer alkalmazhatóságát igazolta. E vizsgálatokban az $^{187}$Os/$^{188}$Os = 0,134->1,0 értéket adta. Kétkomponensű keveredés számítással a magma Os forrás értéke is számolható. Ezekből kitűnt, hogy a mélykéreg alatti köpeny (SCLM) szubdukciós úton változóan sok Os-t (~3–5 ppb) tartalmaz. A kéreg nagy Re/Os aránya jó felvilágosítást ad a kontamináció szerepéről, ugyanis ebből az értékből annak mértéke is kiszámítható.

Érdekes megfigyelés, hogy nagyon sok xenolit Os-tartalma kisebb, mint a kondritoké (0,13-0,14 ppb). Néhány kivételt keveredéssel vagy metaszoma-tózissal magyaráznak.

### *8.2.6. A C-C módszer*

Eltelt rövid időtartamok meghatározására alkalmasabbak a rövid felezési idejű radioaktív izotópok. Ilyenek azonban csak akkor állhatnak rendelkezésünkre, ha folyamatosan keletkeznek, s e feltételnek többek között a $^{14}$C atom felel meg. A kozmikus sugarak ($\gamma$) ugyanis a felső atmoszféra nitrogénjével ütközve neutron generálása mellett radioaktív $^{14}$C-né alakulnak. Az izotóp felezési ideje 5730 év és ez a kimutathatóságot figyelembe véve, maximálisan 60 000 éves tárgyak radiometrikus időmérésére teszi alkalmassá. Geológiai szempontból ez az időtávlat legfeljebb a jégkorszak befejező eseményeinek vizsgálatát engedi meg, de jelentősége igen nagy a biológiai objektumok korának meghatározásában.

Az atmoszférában képződött $^{14}$C oxigénnel reagálva radioaktív $CO_2$ keletkezik, s mivel a levegő jól keveredik, az élőlények légzés és táplálkozás folytán, aktuális arányban $^{14}$C-t is tartalmaznak a $^{12}$C mellett. Az élőlények elpusztulása után további $^{14}$C már nem kerül a szervezetükbe, sőt a meglevő kezd $^{14}$N-né lebomlani. Mivel a $^{12}$C stabilis izotóp a $^{14}$C/$^{12}$C arány a kormeghatározás alapja. Az élőlény pusztulásakor érvényes $^{14}$C érték megismerése azonban nem könnyű, sőt gyakran kényes feladat. De vannak jól ellenőrizhető fix pontok, pl. Pompei pusztulásának időpontját történelmileg jól ismerjük (Kr.u. 79), tehát az ottani tárgyak $^{14}C_0$ értéke megismerhető.

### *8.2.7. (U-Th)/He módszer*

RUTHERFORD már 1907-ben javasolta, hogy az apatitban néhány ppm mennyiségben levő U és Th bomlásából származó He mérését, fel lehetne használni a *geokronológiában*. Hamarosan kiderült azonban, hogy a He az apatitból könnyen eltávozhat, veszteséget okozhat és a módszer használatától eltekintettek. Újabban a He-diffúzió alapos tanulmányozása

után kitűnt, hogy a módszer 90 °C alatt használható és a többi módszer kiegészítéseképpen *termokronometrikus* adatokat is tud szolgáltatni. Az apatitban mért He mennyisége az alábbi egyenletből adódik:

$$^{4}He = 8\left[^{238}U\right]\left(e^{\lambda_{238}t}-1\right)+7\left[^{235}U\right]\left(e^{\lambda_{235}t}-1\right)+6\left[^{232}Th\right]\left(e^{\lambda_{232}t}-1\right)$$

Megjegyezzük, hogy az $^{238}U$ bomlásakor 8, az $^{235}U$ esetében 7, $^{232}Th$ esetében 6 $^{4}He$ atom keletkezik. A megoldáshoz szükséges (U+Th)/$^{3}He$ arány idő-integrált mértékét pedig

$$\frac{^{4}He}{^{3}He} = \left(\frac{^{4}He}{^{3}He}\right)_{0} + 8\,\frac{^{238}U}{^{3}He}\left(e^{\lambda_{238}t}-1\right) + 7\,\frac{^{235}U}{^{3}He}\left(e^{\lambda_{235}t}-1\right) + 6\,\frac{^{232}Th}{^{3}He}\left(e^{\lambda_{232}t}-1\right)$$

egyenlettel lehet meghatározni, vagyis a $^{3}_{2}He$ hélium deutériummal fuzionálva α-részekévé alakul, és e mellett igen erős protonsugárzást is ad. Ennek előnye, hogy a proton, mint pozitív töltésű részecske, szilád szerkezetű berendezések felhasználása nélkül közvetlenül elektromossággá alakítható (az egész felszabaduló energia 70%-a) és nem volna szükség turbina hajtotta erőmű alkalmazására. Egy mol (3 g) $^{3}He$ 493 MWh energiát adna, tehát a felszabaduló energia oly nagy, hogy az USA 107 millió háztartásának teljes évi elektromos áram szükségletét ($1{,}114\times10^{15}$Wh) 6,7 t $^{3}He$ felhasználásával lehetne fedezni.

### *8.2.8. Sm-Nd, Nd-Nd módszer*

Ez a módszer rendkívül alkalmas kőzetek korának megállapítására és a köpenyből kiinduló folyamatok rögzítésére, ezért használata nagyon elterjedt. Ennek magyarázata az, hogy bár mindkét elem ritkaföldfém, a kristályosodást kísérő particionálódás során ellentétesen viselkednek. A Sm könnyebben belép a mafikus ásványok (ol, opx, cpx) rácsába, a Nd ugyanakkor olvadékban marad. Ennek következtében a magma frakcionált kristályosodása a felzikus irányban, megváltoztatja a Sm/Nd arányát a következőképpen:

komatiitben (mafikus): Sm 1,14 ppm Nd 3,59 ppm
riolitban (felzikus): Sm 4,65 ppm Nd 21,6 ppm

Egy további előny, hogy a $^{147}Sm$ radioaktív elem és α-bomlással 83 neutront tartalmazó, stabilis $^{143}Nd$-má alakul: $^{147}Sm \rightarrow ^{143}Nd$, $t_{1/2}=1{,}06\times10^{11}$ év. A Nd összesen 31 izotópja közül a 23,8%-os gyakoriságú $^{144}Nd$ szintén radioaktív és α-bomlással $^{144}Ce$-má alakul, $t_{1/2}=2{,}29\times10^{15}$ év. Mivel a kéregben a $^{147}Sm/^{144}Nd$ egyenletesen ~45%-kal kisebb, mint a köpenyben, sőt DMM-ben, ez lehetővé teszi, hogy a $^{143}Nd/^{144}Nd$ változó arányból a keletkezési időt meghatározzuk. A kezdeti időpontnak a köpennyel azonosnak vett kondritok (CHUR=Chondritic Uniform Reservoir) $^{143}Nd/^{144}Nd$ értékeit veszik és a Földön mért adatokat erre vonatkoztatják.

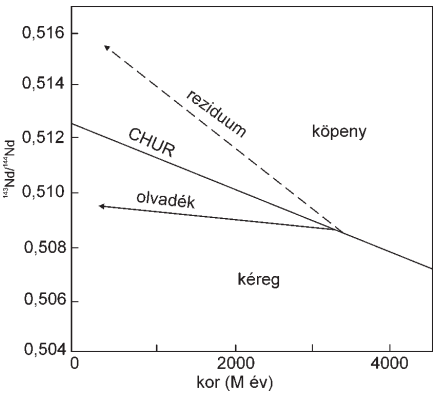
A mért és CHUR hányadosok eltérése azonban csekély, ezért célszerű volt egy új jelölést (ε epsilon) bevezetni (DEPAOLO, WASSERBURG 1976). Ennek egysége a CHUR-tól való eltérés tízezerszerese és a következőképpen definiálható:

$$\varepsilon_{Nd}(t) = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{\min ta(t)}}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR(t)}} - 1\right]\times 10000$$

Az $\varepsilon_{Nd}$ érték, mint látható, jóval nagyobb, mint a kezdeti izotóparány ezért kezelhetőbb a kezdeti Nd-izotóparány képviselésére. A kontinentális kőzetek a köpeny anyagából extrakcióval jöttek létre, ezért a CHUR (~köpeny) e kőzetek számára a Nd-izotóp eredeti arányát jelentik. Ha tehát mérjük a $^{143}Nd/^{144}Nd$ és $^{147}Sm/^{144}Nd$ értékeket és figyelembe vesszük a CHUR adatait, akkor egy összefüggés vezethető le, amely minden kéregben előforduló kőzet korának megállapítására alkalmas. A Sm-Nd érték frakcionálódása akkor következik be, amikor a köpenyből a kontinentális kéreg kőzete extrahálódik. Ez a radioaktív bomlás következében kihat a köpeny-kéreg izotópevolúciójára is. E két evolúciós egyenes metszéspontja adja a kéregben levő kőzet képződésének idejét:

$$T_{CHUR} = \left(\frac{1}{\lambda}\right)\ln\left[1+\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{\min ta} - \left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}}{\left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{\min ta} - \left(\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}\right)_{CHUR}}\right]$$

A $T_{CHUR}$ kora valamely kőzetnek, voltaképpen a kéregnek, mint olyannak a képződési korát adja meg. A kőzet korának meghatározásában az az elgondolás érvényesül, hogy a Föld kondritos anyagból fejlődött s így az Nd/Nd és a Sm/Nd aránya




**8–4. ábra.** Az Nd/Nd-izotóparányok változása az idő függvényében (DEPAOLO 1988)

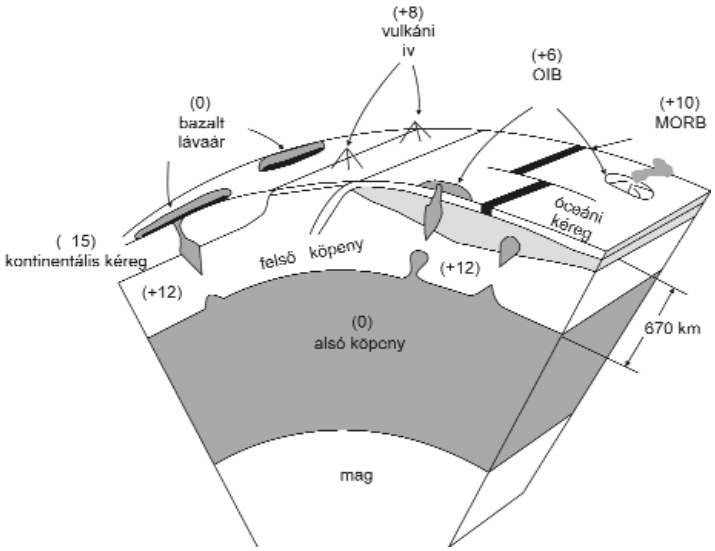
hasonló a kondritokéhoz (DEPAOLO, WASSERBURG 1979). Ebből következik, hogy miután a $^{147}$Sm$^{143}$Nd átalakulás sebességét ismerjük, továbbá ismerjük a kondritok Sm/Nd és jelenben mért Nd/Nd arányát, ebből tetszőleges időre a Nd/Nd kezdő értéke kiszámítható. Ezt azonosnak veszik a köpeny adott időpontra vonatkozó értékével. Ezek után az eljárás abban áll, hogy mérjük a kiválasztott kőzetben az elemi Sm és Nd izotópjainak mennyiségét. Kiszámítjuk a jelenre vonatkozó $^{147}$Sm$^{143}$Nd és $^{143}$Nd/$^{144}$Nd értékeket. A mért és számított értékek közötti különbség azonos a kőzet korával.

Az $\varepsilon_{Nd}$ értéke a kőzetgenetikában nagyon hasznos és csaknem minden e témával foglalkozó tanulmányban találkozunk vele. Jelentőségét 8–4. ábra világítja meg.

A CHUR fejlődési vonalában a köpeny parciális olvadása következtében az $^{143}$Nd/$^{144}$Nd értékek megváltoznak. Az olvadékban kisebb az Sm/Nd és vele a $^{143}$Nd/$^{144}$Nd arány, a visszamaradó szilárd fázisban (szaggatott vonal) ezek az értékek pedig nagyobbak lesznek a CHUR-hoz viszonyítva. Ennek megfelelően a köpeny szilárd maradékában az $\varepsilon_{Nd}$ pozitív, a kéregben negatív értéket vesz fel.

A 8–5. ábrán a Föld Nd-izotópokra alapozott fejlődésmenetét látjuk. Az $\varepsilon_{Nd}$ az alsó köpenyben egyezik a CHUR értékével, vagyis közöttük a különbség nulla.

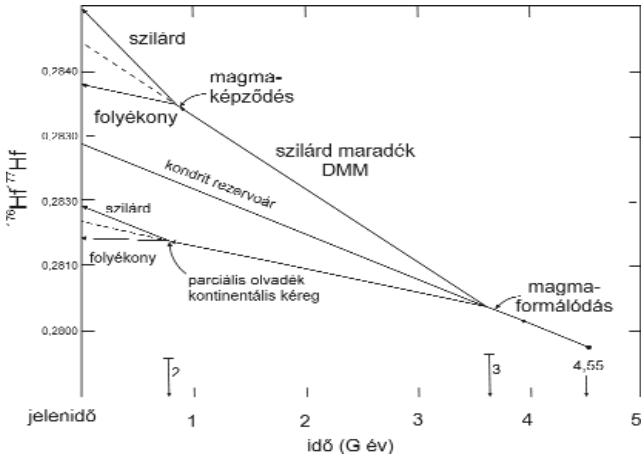
A DEPAOLO (1988) Nd adatai szerint[10*] az alsó köpeny $\varepsilon_{Nd}$= 0, kontinentális kéreg $\varepsilon_{Nd}$ értéke -15, a felső köpenyé +12, és az ebből származó eruptív kőzeteké (szubdukciós vulkáni ívek, MORB, OIB) mivel a köpenyből származnak, de differenciálódnak is, pozitív és kisebb, mint a felső köpenyé. A konkrét kőzetek PRIMA értéke hasznos felvilágosítást ad a képződés menetére. A földköpeny fejlődésmenetét egy másik izotóparány alakulásával is nyomon követhetjük. A $^{276}$Lu radioaktív bomlása (t=3,5×10$^{10}$ év) $^{176}$Hf képződésére vezet. A Lu-Hf rendszerben $K_{d\,Lu} < K_{d\,Hf}$ tehát a Lu kevésbé inkompatibilis mint a Hf, ezért olvadás esetén a $(Lu/Hf)_{olvadék}$ értéke kisebb mint a forrásanyagáé. Az Nd/Nd-izotóparányok változása az idő függvényében az idővel lassabban növekszik, mint a forráskőzeté. Ennek fordítottja érvényes a köpeny maradékban (8–6. ábra).




**8–5. ábra.** A Föld $\varepsilon_{Nd}$ adatokra alapozott fejlődési modellje (DEPAOLO 1988)

### *8.2.9. CHIME módszer (Chemical Th-U-total Pb Isochron Method)*

A CHIME eljárást és PC-számítógépre való alkalmazását[11*] KATO et al. (1999) U, Th és Pb




**8–6. ábra.** A földköpeny fejlődése a Hf/Hf értékek tükrében

A primordilis $^{176}$Hf/$^{177}$Hf arány 0,27978 (~0,2800). A jelen korban pedig 0,28286 és a kondrit rezervoár kora 4,55×10$^{9}$év. A $T_1$ időben a rezervoár parciális olvadásakor az olvadék Lu/Hf aránya kisebb volt, míg a szilárd kondrit maradéké nagyobb. A szilárd anyag (DMM) további olvadása $T_2$ hőmérsékleten olyan magmához vezetett amelyben a $^{176}$Hf/$^{177}$Hf arány ~0,2835, nagyobb mint a kondrité (FAURE 2001)

[10*] DEPAOLO, WASSERBURG (1976) a primitív köpeny (PRIMA) és a kondritok (CHUR =chondritic uniform reservoir) Sm/Nd = 0,325 értékeit azonosnak s így $\varepsilon_{Nd}$ értékét 0-nak tekintette. Ennek megfelelően jelenleg a $^{143}$Nd/$^{144}$Nd= 0,512638 és a hasonló azonosságot mutató Lu/Hf=0,235 érték mellett a $^{176}$Lu/$^{177}$Lu = 0,28286. Ugyanakkor a Rb-Sr- és U-Pb-rendszer szempontjából a PRIMA és CHUR összetételében nincsen ilyen összhang. KOSTITSYN (2003) szerint a PRIMA nem változatlan ("it is not dead") és ha a kontinentális kéreg Sm-Nd- és Lu-Hf-izotóp forrásának a teljes köpenyt vesszük, akkor ez a DEPAOLO értékek szerint annak 1/4–1/6 részét venné igénybe, ami más nyomelemek (Rb, U, Pb stb.) tömegmérlegével nem egyezik. A PRIMA tehát maga is részt vesz a kéreg, a kőzetek összetételének alakításában. Ennek megfelelően szerinte a PRIMA értékek $\varepsilon_{Nd}$=+9, az $\varepsilon_{Hf}$=+13, a $^{176}$Lu/$^{177}$Lu=0,28323. Mivel az izotóparányok összehasonlítása során a különbségeknek van jelentősége, a PRIMA összetételére vonatkozó új fejlemény nem zavarja azt a gyakorlatot, hogy a kőzetek adatainak normalizálásánál, továbbra is a DEPAOLO értékeket („mantle array") használjuk.

[11*] A program: a http://www.nendai.nagoya-.ac.jp/gsd/CHIME/ honlapon érhető el.

analitikai adatokra alapozva dolgozták ki a gyors kivitelezhetőség szem előtt tartásával. Az eljárás során meghatározzuk elketronmikropróbával az ásvány Th, U, Pb, $ThO_2$, $UO_2$, PbO tartalmát. A szóbajövő ásványok: monacit, cirkon, polikrász-euxenit, xenotim, allanit.

### 8.3. Rövid felezési idejű radionuklidok

A kozmogén eredetű radioaktív elemeken kívül vannak rövidebb élettartamú, megújuló elemek és ezek is felhasználhatók geológiai értelemben rövidebb kor meghatározására. Ezek kiinduló őseleme az $^{238}U$ ($t_{1/2}$=4,5 G év), amely bomlása során nem azonnal stabilis magra, hanem közbülső magok sorozatára bomlik. Közülük leggyakrabban felhasznált a $^{234}U$ ($t_{1/2}$=248 000 év) és a $^{230}Th$ ($t_{1/2}$ =75 000 év). E módszereknek ugyanazon problémával kell megküzdeniük, mint a korábban tárgyaltaknak, nevezetesen a kezdeti koncentráció ($t_0$) ismeretének hiányával. E tekintetben rendkívül előnyösnek bizonyul a két elem eltérő kémiai viselkedése. Az U vegyületei vízoldhatók, a Th vegyületei azonban nem. Így mivel az óceáni aljzat uránban rendkívül szegény, kora a Th módszerrel vizsgálható. Másfelől a tengeri biogén kalcitokban (kagylóhéj, koral, fogak) keletkezésükkor gyakorlatilag Th-mentesek, a $^{234}U$ és izotóp utódja a $^{230}Th$ mérésével a kor, annak figyelembe vételével, hogy a $^{230}Th$ maga is ismert módon tovább bomlik, megállapítható.

Földünkön csak olyan forrás nélküli radioaktív nuklid létezik, melynek felezési ideje kb. egy milliárd év. Az ennél rövidebb felezési idejű elemek eltűntek, vagy hosszú felezési idejű elemek bomlásával megújulnak. Kozmogén úton folytonosan keletkezik: $^{14}C$, $^{10}Be$, $^{36}Cl$. Eltűntek, de a Föld keletkezésekor létezett nuklidok (a felezési idővel): $^{244}Pu$ (82 millió év), $^{129}I$ (16 millió év), $^{107}Pd$ (6,5 millió év).

### 8.4. A Föld kora

A földi objektumok korának meghatározása természetesen radiometrikus úton (főleg U-Pb módszerrel) történik, de magának a Földnek kora ilyen módszerrel közvetlenül nem állapítható meg. Ennek oka az, hogy a lemeztektonikai körfolyamatok következtében a Földön nincs vizsgálható primordiális, eredeti állapotú anyag. Nagyságrendi becslést azonban a jelenlevő radiaoaktív elemek felezési idejének figyelembe vételével tehetünk. Nyilvánvaló, a naprendszer jóval (néhány milliárd évvel) korábban keletkezett, mint az 1 mrd évnél kisebb felezési idejű elemek pl. $^{244}Pu$ (82 millió), $^{129}I$ (15 millió), $^{53}Mn$ (3,7 millió),$^{60}Fe$ (1,5 millió), $^{26}Al$ (700 ezer), $^{41}Ca$ (130 ezer) év, amelyek ma már nem léteznek. De nem annyira idős, hogy a több milliárd felezési idejű radioaktív elemek ne volnának jelen. Ez a megállapítás nem zárja ki néhány rövid felezési idejű elem jelenlétét, ha megújulásukhoz van forrás elem. Pl. $^{234}U$, vagy $^{230}Th$ a $^{238}U$ bomlás termékeként. Más elemek kozmogén úton újulnak meg.

A kontinensek legrégebbi kőzetei 3,5 milliárd évnél idősebbek. Ny-Ausztráliában 3,4–3,6 G év, Michiganben 3,5–3,7 G év, Kanadában a Nagy- Rabszolga-tó közelében 4,03 G év korú kőzetet találtak. Ugyanakkor a legidősebb ásvány, egy nyugat-ausztráliai üledékes kőzetből előkerült cirkon 4,3 milliárd évesnek bizonyult. Ezek szerint a Föld kora legalább 4,3 G év. Az aszteroidák csaknem egységesen 4,56 G évesek s ez megbízható adat, mivel e kis égitestek gyorsan, néhány millió év alatt lehűltek és később sem olvadtak meg s így a naprendszer kezdeti állapotának megfelelő U/Pb arányt tükrözik. A nagyobb aszteroidák, melyek közül a Hold a legnagyobb, valamivel fiatalabbak (4,4–4,5 G év). Mivel a naprendszer tagjai nagyjából azonos időben keletkeztek, arra kell következtetnünk, hogy a Föld kora 4,5–4,6 milliárd év közé tehető.

A Nap keletkezését (1%-os pontossággal) 4,58 milliárd évre teszik. Ez azt jelenti, hogy ez volt a Pb-izotópok homogén eloszlásának utolsó időpontja, illetőleg ekkor jelent meg az U és Pb a belső naprendszer szilárd fázisaiban. Láttuk, hogy ha a Föld korát a meteoritok korával egyezőnek tekintjük a Fe-meteoritok Pb-Pb-módszerrel meghatározott izokrónja (geokrón) alapján a fenti becsléshez közelálló adat adódik.

## 9. NYOMELEMEK GEOKÉMIAI FELHASZNÁLÁSÁNAK FONTOSABB SZABÁLYAI

A nyomelem kutatással kísért geokémiai vizsgálatok kiinduló pontja a geológiailag pontosan definiált mintában a vizsgált elemek koncentrációjának pontos meghatározása. Ennek részleteivel nem foglalkozunk, mert csaknem minden elem, izotóp meghatározása különböző analitikai megoldást kíván (ioncserés, kioldásos szétválasztás, lángfotometria, emissziós spektrometria, NAA, radiometrikus, tömeg- és röntgenspektrogáfiás, SHRIMP[12*] XRF[13*], μ-SRXRF stb.).

[12*] SHRIMP Sensitive High Resolution Ion Microprobe egyik leggyakoribb nyomelem-analitikai módszer.
[13*] Pannon Egytem Föld- és Környezettudományi Intézetében röntgenfluoreszcens módszert használunk a következő elemekre: Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Th, Ba, K. Kimutatatási határ ritkán 0,2 ppm, általában 1–3 ppm.

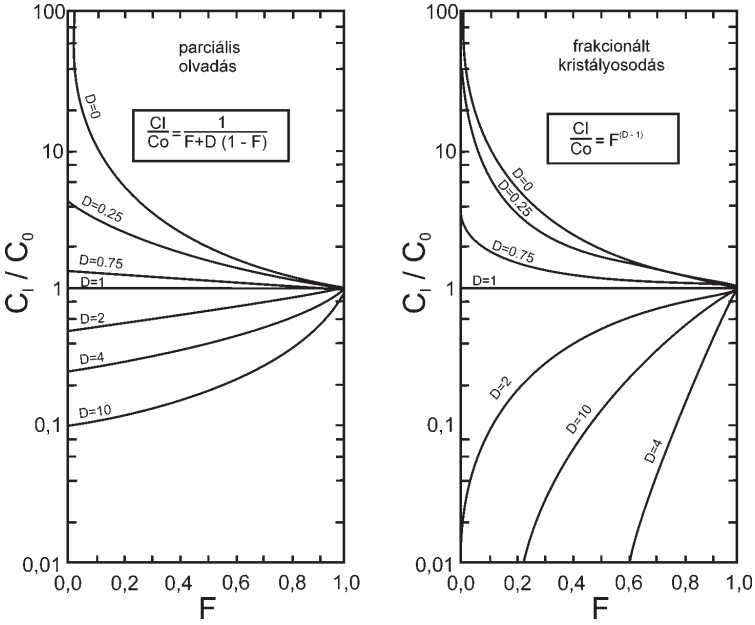
Különösen az izotópok mérésével kapcsolatosan újabb és újabb eljárások, műszerek pl. ICP-MS alap tömegspektroszkópra alapozva. Ilyenek: MC-ICP-MS[14*], AMS[15*], amely lehetővé teszi izobárok ($^{26}$Al és $^{26}$Mg) elválasztását, IRMS[16*] (oxigénizotópok elválasztása), ECR[17*], ICE[18*]. E vizsgálatok során kívánalom a rendkívüli pontosság mert sokszor, pl. izotóparányok esetében már a 4. vagy 5. tizedes értéknek is fontos szerepe lehet.

### 9.1. Nyomelemek előfordulását befolyásoló tényezők

A nyomelemek eloszlását az óceáni és kontinentális kéregben ugyan különböző folyamatok irányítják, de minden esetben a legfontosabb közvetlen ok a szilárd köpenyanyag részleges olvadása és ezt követő kristályosodás. Az anyag nagyobbik része a felső köpenyből (asztenoszféra) származik, azonban egyes hotnspotok magmája a mély köpenyből eredhet.

Az óceáni kéreg eleve nyomelemekben szegényebb anyagból (DMM) indul ki és összetétele sokkal egyhangúbb, mint a kontinentális kéregé. A kontinentális kőzetek voltaképpen a felső köpeny mafikus anyagából esetleg többszöri parciális olvadás révén keletkeztek. A kiindulás tehát szilárd állapotú anyag, amely a hőmérséklet nagyságától függően különböző mértékben (rendszerint részlegesen) megolvad. E folyamat kapcsán az elemek geokémiai útja kettéválik: a kompatibilis elemek a köpeny olivin, piroxén, gránát ásványaiban a mélyebb mafikus anyagban visszamaradnak, míg az inkompatibilis elemek az olvadékban koncentrálódnak. Az olvadék környezeténél, rendszerint kisebb sűrűségű, ezért a fellépő felhajtó erő következtében a felszínre vagy annak közelébe emelkedik, és különböző kőzetként megszilárdul. A köpeny összetételére e folyamat, mivel a kontinentális kéreg a szilikátföldnek csak 0,5–0,6%-át teszi ki a főelemekre (Si, Mg, Al, Ca, Na) nincs mérhető hatással. Annál nagyobb változás következik be a nyomelemek (pl. Th, U, Cs, Rb, Nb, Ta, La stb.) megoszlásában, mert ezek tekintélyes része a kéregbe kerül. Pédául az összes U, Th 50%-a a kéregben van és ehhez képest a 99,5%-ot kitevő köpenyben is csupán a másik fele fordul elő. A kvantitatív modell szerint a nyomelemek eloszlása a kéreg és köpeny között HOFMANN (2003) szerint közel komplementárisnak tekinthető.

A nyomelemek eloszlására legfontosabb hatást a parciális olvadás mértéke, a frakcionált kristályosodás és esetleges keveredés gyakorol 9–1. ábra).




**9–1. ábra.** Koncentráció-hányadok változó particionális koefficiensű ($K_D$) ásványokra, parciális olvadás és frakcionált kristályosodás esetében (NELSON 2003)

Alapegyenletek:

*Parciális olvadás*: $C_l = \dfrac{C_o}{F + D(1-F)}$

A PM (partial melting) általában adott tömegre kiterjedő egyensúlyi folyamat. Az olvadék egyensúlyban van a szilárd anyaggal (9–1. ábra).

*Frakcionált kristályosodás:* $C_l = C_o F^{(D+1)}$

FC (frakcionált kristályosodási) folyamatban a kristályok mihelyt kialakultak kiválnak a rendszerből. A kompetens elemek gyorsan fogynak.

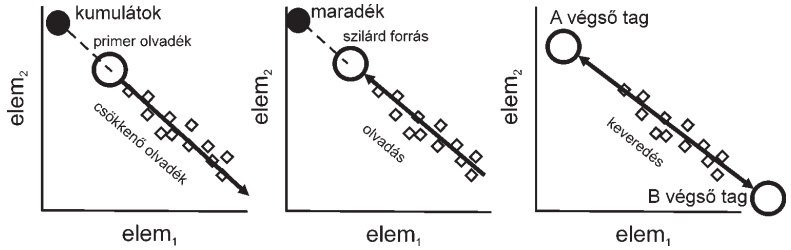
*Magmakeveredés:* $C_{keverék} = X_A C_A + (1\text{-}B_B) C_B$

melyben C koncentráció, A, B keveredő komponensek, F parciális olvadás mértéke, D partíciós koefficiens. Egyes folyamatok különböző magmát generálnak (FC, PM keveredés) és nagyon hasonló reakciókhoz vezetnek.

*Partíciós koefficiens:* $K_D = C_s/C_l$

[14*] Multiple Collector Inductively Mass Spectrometry.
[15*] Accelerator-Mass-Spectrometry.
[16*] Isotope Ratios of stable Isotopes Mass Spectrometry.
[17*] Electron Cyclotron Resonance.
[18*] Ion Charge Exchange Mass Spectrometry.

A főelemarányok ($elem_1/elem_2$) sok esetben azonosak lehetnek, úgyhogy az előidéző folyamatok között különbséget tenni nem tudunk (9–2. ábra).



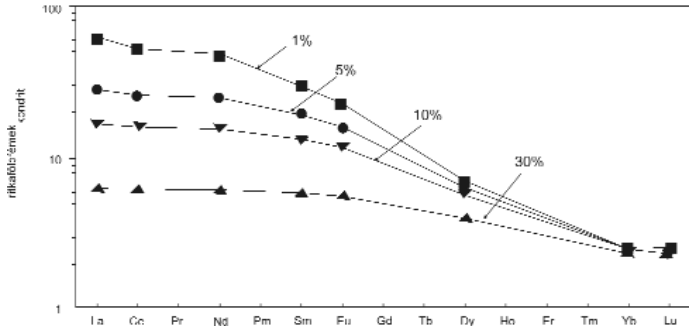

**9–2. ábra.** A főelemek alapján tömegmérleg esetében nem lehet különbséget tenni az ábrázolt folyamatok között (NELSON 2003)

## 9.2. A gyakran használt nyomelemek

### *9.2.1. A ritkaföldfémek*

A (La, Ce, Pr, Nd, (Pm), Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) kitűnő petrogenetikai indikátorok mivel többek között alkalmasak a parciális olvadás mértékének (*f*) és mélységének meghatározására is. Ez a lehetőség abban áll, hogy a RFF ionrádiuszának a La-tól a Lu-ig az atom rendszámmal csökken és bár a RFF inkompatibilisek, de ennek mértéke a La-tól a Lu felé csökken. Különösen a gránátokkal kapcsolatban érvényesül ez a tendencia, melyek szerkezetébe a nehéz RFF (Ho–Lu) jól beilleszkednek. Erre a jelenségre vezethető vissza a köpenyanyag parciális olvadási mértéke és a RFF normált koncentrációjának összefüggése is (9–3. ábra).

Az ábrán tehát azt látjuk, hogy kisfokú parciális olvadásból származó kőzetekben a könnyű, a 30%-nál nagyobb mértékű olvadásból származókban pedig a nehéz ritkaföldfémek vannak túlsúlyban.




**9–3. ábra.** Ritkaföldfémek és az olvadási mérték (*f*%) összefüggése (NELSON 2007)

Általában a RFF könnyű (LREE, La–Eu) és nehéz (HREE, Ga–Lu) elemekre különíthetők, s e két csoport nem teljesen azonosan viselkedik a geokémiai folyamatok során. Többnyire inkompatibilisek, ezért a RFF normalizált értékének növekedése a növekvő differenciálódást jelenti, kivéve a HREE kevésbé inkompatibilis elemeket a gránátok jelenlétében. Ugyanakkor jelezni tudják azt is milyen ásványok estek ki a magma fejlődése során. A nem normált abszolút értékek paleotektonikai körülményekre engednek következtetni.

Adott ásványban az eltérő RFF összetétel eltérő jelentőségű folyamatot is jelez. Gyakorlatilag közömbösek a mállással szemben. Mivel nem minden RFF elem egyformán informatív geokémiai szempontból, ezért szokásosan egy rövidebb sort használnak:

La, Ce, Nd, Sm, Eu, Rb, Er, Dy, Tb, Lu.

Az Eu viselkedése eltér a többi 3+ töltésű RFF-től mert az $Eu^{3+}$-on kívül $Eu^{2+}$ ion is létezik. Az $Eu^{2+}$ redukáló környezetben erősen kompatibilis lehet, és könnyen beépül a plagioklászok és titanit szerkezetébe. A jelenséget *Eu anomáliaként* emlegetik és mértéke az Eu/Eu*. Ha $Eu^{3+}$ nincs jelen a RFF iránytangensét két másik RFF elem segítségével határozzuk meg: Eu*=1/2 (Sm+Gd). Az anomália lehet pozitív és negatív. Utóbbi akkor alakul ki, amikor a plagioklász részben vagy egészben kilépett a rendszerből.

Az REE nem mindegyikének kompatibilitása azonos értékű. A Sm pl. inkább kompatibilis, mint a Nd, ezért a szilárd ásványokban marad, míg a Nd olvadékba megy. Ennek következménye, hogy a nagyon fontos izotóparány a Sm/Nd a bomlás során nagy $^{143}Nd/^{144}Nd$ értéket ad a szegényedett köpenyben (DM) és kicsit a kontinentális kéregben. A nehéz RFF elemek inkább a gránátokban, kevésbé az ortopiroxénekben és amfibolokban szaporodnak fel.

### *9.2.2. Egyéb sorozatok*

Különösen bazaltok (de más kőzetek) esetében a RFF más elemekre kiterjesztett sorozatát is szokás használni, melyben az elemek kompatibilitása balról jobbra növekszik

Rb, Ba, Th, Nb, K, La, Ce, Sr, Nd, Sm, Zr, Ti, Gd, Y

Ezek kondritra normált log ábrázolását ún. spider diagramok szerkesztésére szokás felhasználni.

A geokémiai vizsgálatok során gyakran kerül sor külön a nehéz, és könnyű ritka földfémek felhasználására. A köpenyben a RFF (Ca-ot helyettesítve) főleg gránáthoz, diopszidhoz és plagioklászhoz kötődnek. Az olivin és ortopiroxének, mint a köpeny fő ásványai, nagyon kevés RFF-t tartalmaznak és a Sm sem frakcionálódik a Nd-tól. Genetikai nézőpontból tehát fontos, hogy parciális olvadáskor az ionsugár nagysága miatt a HREE inkább a gránátban és diopszidban marad vissza, míg a LREE, mint láttuk, olvadékba megy.

A nyomelem vizsgálatok a RFF-en kívül több más bővített elemsorozatot is használnak. Közülük gyakran találkozunk egyéni összeállításokkal, de ezek hátránya, hogy csak kisebb terület részletes vizsgálatára (pl. a kőzet primitív, vagy parentális magmájának tisztázására) használhatók. Például kimberlitek vizsgálatára a Pb, Rb, Ba, Th, U, K, Ta, Nb, La, Ce, Sr, Nd, P, Hf, Zr, Sm, Eu, Ti, Tb, Y, Yb sort részesítik előnyben.

### *9.2.3. Az átmeneti fémek*

A (Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu) kis eltéréssel kompatibilis elemek. Gyakran az ilmenitben és magnetitban halmozódnak, ezért a felzikus és semleges kőzetekben kis mennyiségben fordulnak elő. A **Ni** és **Co** az olivinban, a **Cr** a spinellekben halmozódik. A **Ni/Cr** arány alkalmas annak megítélésére, hogy a parciális olvadás során az olivin vagy az augit játszott-e fontosabb szerepet. Főleg mafikus kőzetek vagy egyes ásványok (krómit) vizsgálata esetében hasznosak. Folyadékokban (vízben) immobilisek és nagy koncentrációjuk köpeny eredetre utal.

A **V, Ti** frakcionálódás során rendszerint ilmenitben és titanomagnetitban fordul elő. A **Ti** járulékos ásványként (rutil, titanit) is megjelenik.

A **Ba és Rb** elem a káliumot helyettesíti az ortoklászban, csillámban, amfibolban. A Rb azonban kevéssé épül be az amfibolba inkább az ortoklász és csillám veszi fel s így a Sr arány módot ad a fázisok megkülönböztetésére.

A **Sr** inkább a plagioklászok kalciumát, kisebb mértékben az ortoklász káliumát helyettesíti. Piroxénekbe nem lép be. A plagioklászokkal kompatibilis, ha azok kis nyomáson, tehát korán képződnek, de a nyomás növekedédével majd a plagioklászok eltűnésével a magma többi komponenséhez képest inkompatibilis.

A **Zr, Hf** két rendkívül inkompatibilis elem a tömeges szilikátásványokhoz képest. A Zr az olvadékba megy és abból kristályosodva majdnem mindig önálló ásványt (cirkon-tartalmú kőzetek) alkot, amelyben az U helyettesítheti.

Az **Y** voltaképpen inkompatibilis elem, de erősen particionálódik gránátba és amfibolba sőt titanitban és apatitban is koncentrálódik, úgyhogy a járulékos ásványok esetében van jelző értéke genetikai szempontból.

### *9.2.4. Sun és McDonough (1989) nyomelemsorrend*

A ritka földfémeken kívül más nyomelemeket is bevonnak a vizsgálatok körébe. Sun, McDonough (1989) a köpeny ásványokhoz viszonyított növekvő kompatibilitás szerint állította össze a ma is gyakran használt („SM”) sorrendet:

Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, K, La, Ce, Pb, Pr, Sr, P, Nd, Zr, Sm, Eu,Ti, Dy, Y, Yb, Lu.

A Ta-t a Nb-hoz, a Hf-ot a Zr-hoz való nagy hasonlatossága miatt speciális esetben szokás meghatározni. A Nb-nak egyre nagyobb jelentősége van, mert a szilikátokban 1–400 ppm között változik és számos geológiai folyamatot jól jelez. Az SM sorozat jó lehetőséget ad a MORB kőzetek megkülönböztetésére, a frakcionált kőzetekben pedig, mivel nagyon inkompatibilisek, inkább az olvadékban s ebből származó riolitig terjedő kőzetekben, a HFS elemek pedig a kumulátokban halmozódnak.

Kontinentális kéreg és óceáni bazaltok (MORB, OIB) összehasonlítására többé-kevésbé egységesen a:

Rb, Ba, Th, Nb, U, La, Ce, Pb, Nd, Sr, P, Sm, Hf, Eu,Ti, Gd, Dy, Er, Lu, Al, Ca, Fe, Si, Mg

sort veszik figyelembe.

*Nyomelem párok* vizsgálatára nem frakcionálódó, a genetikai folyamatok során változatlan elemeket kell választani, pl. Nb és Ta vagy Zr és Hf.

Bipoláris összeállításban a vizsgált kérdéshez igazodva más nyomelempárokat is használnak. Leggyakrabban kompatibilis versus inkompatibilis elem: Ni vs Y, Rb vs Sr, K vs Rb, K vs Ba, K vs LREE, Nb vs Y, Ti vs Zr

*Azonos típusba tartozó nyomelemek* (pl. Sr-Ba, Nb-Ta, Zr-Hf) felhasználása a vizsgálatok során azonos eredményekre kell, hogy vezessen, ellenkező esetben az anomália eredete vizsgálandó. Például Nb/Ta értéke kondritban 15–20, kéregben kevesebb, a Zr/Hf kondritban 30–35. Ha ezektől az értékektől jelentős eltérés van, meg kell vizsgálni mi okozta a Nb frakcionálódástást a Ta-tól, ill. Zr-ét a Hf-tól. A túl kevés nyomelemet tartalmazó kőzetek esetében (pl. Ni-gránitban vagy Rb-peridotitban) a vizsgálat nagyon érzékeny a mintavételre, a szennyezésre, analitikai hibákra és ezért az eredmények óvatosan kezelendők és figyelembe kell venni az ISO előírásait.

*A Pt–Re–Os-rendszer* a Földmag nyomelemeinek megítélése szempontjából fontos. A Föld képződése során a vas és a sziderofil elemek a magban gyűltek össze a litofil elemek a litoszférában. Ha feltesszük, hogy a Föld kondritos összetételű, következésképpen elvileg a nagyon sziderofil elemek ~100%-kának a magba kellett particionálódnia. Így a $Pt/Os_{mag}$~$Pt/Os_{kondrit}$ és ennek az Os felszíni kőzetekben mért izotópjai szempontjából következményei vannak. Az Os-nak két nem radiogén izotópja van: $^{189}Os$ és $^{188}Os$. Azonban a $^{187}Re$ bomlása ($t_{1/2}$=41,6 G év) során $^{187}Os$ keletkezik, a $^{190}Pt$ ($t_{1/2}$=690

G év) esetében pedig $^{186}$Os, tehát Os atomok, ami a nagy bomlási sebesség különbség miatt a primitív köpenyben megkülönböztethetetlen. Utóbbiban a platina fémek és Re közel kondritos mennyiségben van. A jelenség a belső mag kristályosodásának időpontjával is összefüggésben van, mert a belső magban a kompatibilitás Pt→Re→Os irányban növekszik, tehát a belső mag korai kristályosodása a külső magban növeli a Pt- és Re-koncentrációt (szuprakondritos arányok keletkeznek). Ez viszont magával hozza a Pt és Re bomlásával képződő Os gyarapodását s így a külső vasmag Re/Os és Pt/Os szempontjából szuprakondritos lesz ($^{186}$Os/$^{188}$Os = 0,119870). A mag-köpeny határából plum eredetű lávákban látjuk viszont a belső földmag korai és gyors kristályosodásának történetét. A kontinentális kérget a nagy $\gamma_{Os}$ és kis $\varepsilon_{Nd}$ is jellemzi a következők szerint. Mivel a Re inkompatibilis az Os kompatibilis elem, az olvadékban nagy lesz a Re/Os és vele a $^{187}$Os/$^{188}$Os, míg a maradékban az arány fordítva alakul. Ezért a kérget a nagy $^{187}$Os/$^{188}$Os és kis $\varepsilon_{Nd}$ érték jellemzi.

A Re-Os-rendszer jól használható a kontinentális bazaltok vizsgálatában, nevezetesen annak megállapítására, hogy a bazalt összetétele a heterogén köpeny keveredésének vagy kéreg asszimilációnak következménye. Különbség van ugyanis a köpeny és a kéreg Re-izotóparányaiban. Bár a mérések száma még kevés, antarktiszi és az USA nyugati részén található bazaltok vizsgálata a Re-Os-rendszer alkalmazhatóságát igazolta. E vizsgálatokban az $^{187}$Os/$^{188}$Os = 0,134→1,0 értéket adta. Két komponensű keveredés számítással a magma Os forrásértéke is számolható. Ezekből kitűnt, hogy a mélykéreg alatti köpeny (SCLM) szubdukciós úton változó és sok Os-t (~3–5 ppb) tartalmaz. A kéreg nagy Re/Os jó felvilágosítást ad kontamináció szerepére, ugyanis ebből az értékből a kontamináció mértéke is kiszámítható.

Érdekes megfigyelés, hogy nagyon sok xenolit Os-tartalma kisebb, mint a kondritoké (0,13–0,14 ppb). Néhány kivételt keveredéssel vagy metaszoma-tózissal magyaráznak.

*Hf–W-rendszer*. A Hf és W tűzálló elemek és a Hf/W arány szintén kondritos. Mivel a W erősen sziderofil, nagyobb része a magban van, míg a Hf litofil, tehát a két elem a planetáris képződés során erősen particionálódott és a Hf/W szuprakondritos a szilikát köpenyben. A kéregképződés parciális olvadás révén, mivel a W inkompatibilis elem, még tovább szegényítette a köpenyt. Ezért Th, La-hoz hasonlóan a kéreg éppúgy, mint a belső vasmag, gazdagabb volfrámban mint a primitív köpeny. A *szabályos viszonyoktól eltérő anomáliák* mértékének felmérése, főként az Eu/Eu$^*$, Eu/Sm, Eu/Gd, Nb/Th, Nb/Ce elemhányadosokkal lehetséges.

### *9.2.5. Az ólom geokémiai szerepe*

Az ólom igen hasznos elem geokémiai szempontból, különösen a köpeny eredetű anyagok szennyeződésének megítélése szempontjából. A Pb az U és Th elemmel együtt inkompatibilis s így a kéregben koncentrálódik. Az ólom 28 izotópja közül a $^{204}$Pb nem radiogén, három másik stabilis s egyúttal az U és Th radioaktív bomlásának terméke. Ezért nagy jelentősége van a $^{208}$Pb/$^{204}$Pb. $^{207}$Pb/$^{204}$Pb $^{206}$Pb/$^{204}$Pb értékek meghatározásának, mert érzékenyek kéreggel, ill. üledékes kőzettel történő szennyeződésre. Különösen a $^{206}$Pb/$^{204}$Pb arány értékes, mivel a $^{206}$Pb a leggyakoribb $^{238}$U-ból származik. A köpeny EMI. EMII. HIMU és MORB megkülönböztetésére is többek között ólom izotóparányok alkalmasak Az EMI, EMII és HIMU izotópokban dúsult rezervoárok kéreg vagy üledékek befolyására utalnak. Ezek közül az EMI (kevésbé dúsult) a mélykéreg, az EMII a felső kéreg hatására utal, melyben a radiogén Sr, az U/Th mennyisége is növekedett.

A HIMUban nagy a $^{206}$Pb/$^{204}$Pb értéke nagy U és kevés Rb mellett, amely izotóparány csak 1 G évnél idősebb kőzetekben fordulhat elő. Felteszik, hogy a HIMU óceáni kéreg ismételt szubdukciójával jön létre. Az OIB nagyon heterogén rezervoár, de nem a primitív köpenyből, hanem a köpenybe szubdukcióval került különféleképpen dúsult fázisokból származik.

Az U és Th nem teljesen egyenlő mértékben inkompatibilis elem, ezért az izotóparányokban eltérések fordulhatnak elő. A jellemző értéket $\kappa_{Pb}$ adatokkal szokás megadni a következő összefüggés szerint:

$$\frac{Th}{U} \approx \frac{^{232}Th}{^{238}U} = \frac{^{208}Pb}{^{206}Pb} \times \frac{\left(e^{\lambda_{238}T} - 1\right)}{\left(e^{\lambda_{232}T} - 1\right)} \equiv \kappa_{Pb}$$

amelyben T a Föld korát jelenti.

Összehasonlításra szolgáló adatok:

| | |
|---|---|
| Közép-Atlanti-rift: | $\kappa_{Pb} = 3{,}78 \pm 0{,}07$ |
| Kelet-Pacifikus-rift | $\kappa_{Pb} = 3{,}73 \pm 0{,}06$ |
| Indiai-rift | $\kappa_{Pb} = 3{,}89 \pm 0{,}11$ |
| Hawaii és Izland | $\kappa_{Pb} = 3{,}83 \pm 0{,}04$ |
| Tristan da Cunha | $\kappa_{Pb} = 4{,}17$ |

Némely hotspot kőzetben a $\kappa_{Pb}$ értéke a kondritokét is meghaladja.

### *9.2.6. Nagy töltésű (vegyértékű) elemek*

A nagy vegyértékű (HFSE) elemek és arányértékei sok genetikai probléma megoldásához nyújtanak segítséget. Néhány példát említünk.

A szubdukciós ívmagmatizmushoz kötött bazalt, bazaltos andezit, andezit a MORB-hoz képest mindig elszegényedik a nagy töltésű elemek (Ti, V, Zr, Nb, Hf, Ta) tekintetében. Ennek oka az, hogy a már elszegényedett és a litoszférába emelkedő köpeny peridotit olivin, ortopiroxén és spinell ásványai folyadékokkal kerülnek kölcsönhatásba és nyomelemeinek kisebb

a kristály/folyadék eloszlási koefficiense, mint a többi inkompatibilis elemének. Bár a kölcsönhatásba lépő folyadék maga is szegényebb lesz Cr, Ni elemekben, de gazdagodik könnyű ritkaföldfémekben (LRRE) és nagy-ion litofil (LILE) elemekben. *Ez a nyomelemeloszlás minden szubdukciós eredetű mafikus magma jellemző tulajdonsága.*

Sri Lankán a Walawe-medencében erősen metamorfizált kőzetek és belőlük származó üledékek nyomelemeit hasonlították össze. A származási terület geokémiailag posztarchaikus felső kéregnek felel meg és a kőzetben a nagy töltésű nyomelemek (Ti, Nb, Zr, Hf, La, Ce) nehéz ásványokhoz kötődnek. Az üledékes kőzetet 63–125,125–177 és 177–250 μm nagyságú szemcsefrakciókra bontották. A vizsgálatok során kitűnt, hogy az eredeti és származott kőzet nyomelemei nem mindenben korrelálnak egymással. A Cr, Mn, Co, Ni, Y szintén nehéz ásványok elemei, csaknem azonosak a forrás és származott kőzetek esetében, azonban a főleg Ti, V, Nb, Hf, La, Ce, némely esetben tízszer több az üledékes kőzet >63 μm-es frakciójában. Miután az utóbbiak a gránit pegmatitra jellemző elemek, feltehető, hogy a származás ismeretlen helyén gránit pegmatit is előfordul.

A vulkáni ívek archaikus bazaltjaiban (zöldkövekben) a Nb/Th, Zr/Nb, Nb/Y, Zr/Y értékek megegyeznek az óceáni plató bazaltokéval, ami mélyköpenyi plum származásra utal. Az arányértékek nagyon hasonlóak a primitív köpenyéhez és a bazalt elemeinek arányai azt mutatják, hogy a recirkulált komponensek (HIMU, EMI, EMII) már a késő-archaikumban léteztek. Ebből következik, hogy az óceáni litoszféra már ebben a korban alámerült a mélyköpenybe és részben beépült a plumok anyagába. Ezek szerint a nagy töltésű nyomelemek arányaiból arra a következtetésre jutunk, hogy kéreg már az archaikumban hozzájárult a nem ív eredetű bazaltok (zöldkövek) keletkezéséhez, vagyis egy vékony kontinentális kéreg már az archaikumban is létezett.

## 9.3. Ásványok jellemző („fingerprint”) nyomelem-lenyomatai

Egyes ásványok kompatibilis elemei és azok koncentrációja jellemző az ásvány kristályosodásakor fennállott körülményekre, ezért gyakran „nyomelem ujjlenyomat”-ként („fingerprint”) kezelik azokat. Fontosabbakat a 9–1. táblázatban foglaltuk össze. A geokémiai „ujjlenyomathoz” az adatok variációs diagramjai révén jutunk, amikor megfigyeljük azokat az interelementáris kapcsolatokat, amelyek az adott kőzetre vagy geotektonikus körülményre jellemzőek.

Különböző környezetben előforduló kőzetek összetétele a főelemek tekintetében nagyon hasonló lehet, mivel valamennyi eruptív kőzet fő tömegét mindössze 8 ásvány adja, de nyomelemeik különbözősége *ujjlenyomatszerűen* jelzi eredetük eltérő jellegét. Természetesen csupán a genetika alapvető típusairól lehet szó, mert a főásványok által képviselt összetételt a konkrét kőzet járulékos ásványai differenciáltabbá tehetik. Példaképpen felhozhatjuk az óceáni platóbazalt, az óceáni szigetek (OIB) kőzeteit és a lineáris törésvonalak mentén kialakult vulkanizmus (Tahiti, Hawaii, Lousville tengerszint alatti hegységek stb.) kőzeteit, amelyekre szabályosan fellépő, eltérő többelemes ujjlenyomat jellemző. E bazalt kőzetekben kis mértékben változhat az LILE, a Cs, Rb, Ba, Th, U, Nb, K a csökkenés irányában, az NMORBban pedig igen kevés a könnyű RFF, de az eloszlás alapmintázata változatlan.

Célszerű a 9–1. táblázat adatait fordított sorrendben is áttekinteni, feltüntetve az egyes nyomelemhez tartozó tipikus áványokat.

**9–1. táblázat.** Ásványok jellemző („fingerprint”) nyomelemei

| Ásvány | Nyomelemek |
|---|---|
| Allanit | könnyű RFF, Y, U, Th |
| Apatit | U, közepes RFF |
| Biotit | Ni, Cr, Co, Sc, HFSE |
| Cirkon | Hf, U, nehéz RFF, $^{18}O$ |
| Hornblende, amfibol | Ni,Co,Cr,Sc,Y, HFSE |
| K-földpát, celzián | Ba, Sr, Rb, Eu, |
| Klinopiroxén | Ni, Co, Cr, Sc |
| Gránát | Y, HFSE |
| Ilmenit | V, Sc |
| Magnetit | V, Sc, Ti, Co |
| Monacit | Y, könnyű RFF |
| Muszkovit | Rb, Ba |
| Olivin | Ni, Co, Cr |
| Ortopiroxén | Ni, Co, Cr |
| Plagioklász | Sr, Rb, Ba, Cs, Eu LILE |
| Spinell | Zn |
| Szulfidok | Cu, Ag, Ag, Ni, Pt, Pd, Ir |
| Titanit | U, Th, Nb, Ta, közepes RFF |
| Xenotim | nehéz RFF |

## 9.4. Nyomelemek tipikus előfordulása ásványokban

**As:** arzenopirit, loellingit, arzenoszilikátok.

**B:** sussexit, datolit, fluoborit, uvit.

**Ba és Rb:** csillámok, földpátok, hialofán, apatit, karbonátok, rétegszilikátok. A két elem a káliumot helyettesíti az ortoklászban, csillámban, amfibolban. A Rb azonban kevéssé épül be az amfibolba inkább az ortoklász és csillám veszi fel s így a Ba/Sr arány módot ad a fázisok megkülönböztetésére.

**Cl:** nasonit, turneaureit. apatit, scapolit, friedelit-csoport.

**Co:** erytrit, Ni-arzenidek, arzenopirit, loellingit, olivin.

**Cr:** gahnit, margarit, korund, hercinit, spinellekben halmozódik.

**F:** márványokban, szilikátokban.

**Ni:** olivinben.

**Ritkaföldfémek:** a gránátok különösen a nehéz RFF-et gyűjtik össze, míg az ortopiroxének, az amfibol kisebb mértékben. Az $Eu^{2+}$ erősen particionálódik plagioklászba és titanitba.

**Sb:** roméit, yeatmanit, zinkenit.

**Sr**: inkább a plagioklászok kalciumát, kisebb mértékben az ortoklász káliumát helyettesíti. Piroxénekbe nem lép be. A plagioklászokkal kompatibilis, amikor azok kis nyomáson képződnek, de a nyomás növekedésével és ezzel együtt a plagioklászok eltűnésével a magma többi komponenséhez képest inkompatibilis**.**

**V, Ti:** frakcionálódás során rendszerint ilmenitben és titanomagnetitben. fordulnak elő. A Ti járulékos ásványként (rutil, titanit) is megjelenik.

**Zr, Hf:** két rendkívül inkompatibilis elem a tömeges szilikát ásványokhoz képest. A Zr az olvadékba megy és abból kristályosodva majdnem mindig önálló ásványt (cirkon-tartalmú bazaltok) alkot, amelyben az U helyettesítheti a Zr-t s így kormeghatározásra kiválóan alkalmas[19*]. Kis mértékben a rutilban és titanitban helyettesíti a Ti-t.

**Y: v**oltaképpen inkompatibilis elem, de gránátban és amfibolban előfordul. A titanitban és apatiban is koncentrálódik, úgyhogy a járulékos ásványok esetében van jelző értéke genetikai szempontból.

### *9.4.1. Nyomelemek szubdukcióban*

Minden szubdukciós zónában keletkezett kőzetben, melyben az óceáni kéreg érintkezésbe jutott a kontinentális kéreggel, a nyomelemek jellemző ujjlenyomatot képviselnek: kevés a Ti, Nb, Ta sok Pb, relatíve sok K, U, Th, Ba és különösen a Cs. A kálium és a hozzá tartozó csoport elemei feltűnően szabályos akár százszorosig terjedő ingadozást mutatnak a keletkezés helyén létező kéregvastagsággal. A szigetívek közelében a K-tartalom (15 km-es vastagság) kevés és a kontinensek belseje felé (50 km-es vastagság) növekszik. Például a Centerville-i (Washington DC közelében) diabáz jellegzetesen kontinentális, szemben a hawaii Kilauea kőzetéhez, mert bár fő komponensei igen hasonlóak, de azokkal ellentétben igen nagy a K-tartalma és nyomelem-koncentrációja

A 9–2. táblázat a földkéreg nagy rezervoárjainak jellegzetes és általános nyomelemeit, izotópjai és izotóparányait mutatja be.

**9–2. táblázat.** Rezervoárok tipikus izotópjai és izotóparányai. Az összeállítás sok szerző munkájából származik, akik nevét az irodalmi összefoglalásban HOFMANN, WHITE (1980, 1982) neve alatt talájuk

| A recirkulált rezervoár | Szubdukciós áram $km^3$ $év^{-1}$ | Jellemző izotópok és arányok |
|---|---|---|
| Litoszféra | 200 | nagy $\varepsilon_{(Nd,Hf)}$, kis $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{87}Sr/^{86}Sr$ |
| Elszegényedett óceáni kéreg | 20 | kevesebb $\varepsilon_{(Nd,Hf)}$ |
| Pb és Rb módosított óceáni kéreg | 1 | nagy $^{206}Pb/^{204}Pb$, kis $^{87}Sr/^{86}Sr$ („HIMU”) |
| OIB és óceáni platók | 1 | korreláció a Sr, Nd, Hf, Pb elemek között |
| Mállott kéreg | <10 | változások a K, Rb, Pb és U elemekben |
| Terrigén üledékek | <1 | legnagyobb $^{87}Sr/^{86}Sr$, kis $\varepsilon_{(Nd,Hf)}$ sok Pb kevés Nb („EMII”) |
| Pelágikus üledék | <1 | nagy $^{87}Sr/^{86}Sr$, legkisebb $\varepsilon_{Nd}$, nagyobb $\varepsilon_{Hf}$ |

## 9.5. Nyomelemek és kőzetek

Sokféle módszer alkalmazható a kőzetek genetikai vizsgálata során. Néhány fontosabbat említünk. A Zr/Y, Zr/Ti, Zr/Nb arányok a RFF, Cr és izotóp variációkkal együtt a következő következtetésekre adnak lehetőséget:

1) A MORBtól a platóbazaltokig növekszik a Zr/Y arány, a kis Zr és Zr/Nb pedig fluidumok által befolyásolt alkáli bazaltra utal.

2) A kis Zr és Zr/Y arány a vulkáni ívek bazaltjaira jellemző, melyek a DMM nagy parciális olvadásával jöttek létre.

3) A nagy Zr és Zr/Y viszonylag lassan szétterülő riftek nyílt frakcionális kristályodására vezethető vissza.

[19*] A cirkon nagy ellenállóképessége miatt nemcsak kormeghatározásra, hanem többféle geológiai jelenség értelmezésére is alkalmas, mert kitűnően őrzi a keletkezéskori $\delta^{18}O$ arányokat is. Az Ausztráliában, metamorfizált üledékes kőzetben, talált legidősebb (4,4 G év) cirkon $\delta^{18}O$ értéke nem a köpeny, hanem a kéreg értékéhez áll közel jelezve, hogy vízben végbement O differenciáció utáni környezetben keletkezett.

A kifejlett kőzet frakcionálódási irányai pedig a Y-Zr, Ti-Zr és Nb-Zr diagramokból állapítható meg, melyekből kivehető, hogy a kristályosodás a mafikus szigetívek (főleg klinopiroxének) vagy andezit típusú ívek (főleg amfibolit+biotit) felé tartott. Ilyen vizsgálatok során szükség lehet a köpeny heterogenitásának vizsgálatára is, amire leginkább a $\varepsilon_{Nd}$ – La-Nb, Ba-Nb, Nb-Th diagramok alkalmasak. Például az EMII-ből származtatott kőzetek két csoportra oszthatók. Egy részükben a bazaltárakhoz, peridotit xenolitokhoz és IAB-hoz hasonlóan nagy a La/Nb és Ba/Nb, de kicsi a Nb/Th érték. Más részükben (Samoa OIB) kicsi a La/Nb és Ba/Nb és nagy a Th/Nb. Az első változat a litoszféra köpeny metamorfózisát (EMIIM), a második a recirkuláló kontinentális üledék és konvektív köpeny kölcsönhatását (EMIISR) jelzi.

Elemek helyett gyakran elem- vagy izotóparányokkal dolgozunk. Különösen hasznosak az izotóparányok, mert a főelem azonos geofázisban is a szorosabb keletkezési körülményektől függően erősen változhat, miközben izotópjainak aránya csaknem változatlan, vagyis jelzi a képződmény genetikai azonosságát. Példaképpen vegyük alapul HEDGE (1978) által közölt adatatokat. A pacifikus óceán különböző helyein vett 51 mintában a Sr koncentrációja 186–2500 ppm között ingadozik, ugyanezen kőzetekben a $^{87}Sr/^{86}Sr$ értéke 0,7027 és 0,7056 közötti értékeket mutatott. Amíg tehát a Sr legkisebb és legnagyobb értéke 13,44-szeresen, a $^{87}Sr/^{86}Sr$ hasonló értékei csak 1,0041-szeresen különböztek egymástól Ez egyértelműen utal arra, hogy a Csendes-óceán bazalt aljzata MORB eredetű kőzet.

Egyes kőzetek evolúciós folyamataiban speciálisan használt myomelemeket a következőkben GREEN (1994), WINTER (2001) nyomán foglaljuk össze.

**HFSE, Y** (alkalmas a gránát és a Nb az amfibol vizsgálatára) folyékony állapotban nem mobilisek, a mállással szemben közömbösek. További elemarányok: **Nb/Ta** (kondritos érték ~15-20, kevesebb, mint a kéregben), Zr/Hf (kondritos érték ~30-35), **Zr/Nb** az N-MORBban >30 **K/Ba** nagy (rendszerint >100), az OIBban **Zr/Nb** <20.

A **RFF** elemek rendkívül informatívak különösen a **La, Ce, Yb, Eu/Eu*.** Erősen telítetlen magmákban **La/Y** >30. A $3^+$ töltésűek mafikus közegben inkompatibilisek, de a könnyű RFF riolit magmában kompatibilisek lehetnek.

*Mészalkáli andezitokban* különbö sorozatok vannak. A MgO-tartalom csökkenésével a főelemek: **Mg, Al, Ca, Fe** folyamatosan csökkennek és nyomelemek közül a **V, P, Ba, Rb, U** is anélkül, hogy ennek következtében bármilyen változás megfigyelhető lenne a többi elem adataiban, ami arra mutat, hogy a folyamat alatt kristályos frakcionálódás nem ment végbe.

**Ni, Co, Cr** mafikus kőzetben kompatibilis elem. Nagy koncentráció (pl. Ni 250–500 ppm, Cr 500–600 ppm) azt jelzi, hogy a kőzet olyan magmából származik, amelynek forrása peridotitos köpeny volt. A **Ni** és még inkább a **Cr** csökkenése olivin frakcionálódásáson átesett kőzetsorozatra utal. Bazaltokban: **$Cr^{3+}$**(spinellek), **Ni, Co** (opx), nátriumos kőzetben **Cr, Ni, Sc, V, Fe** (titanomagnetit), **P** (apatit), **Zr** erősen csökken a MgO tartalommal.

**Cu, Ag, Au** a nem elegyedő szulfidolvadékokba particionálódik**.** A $SiO_2$-tartalom növekedésével koncentrációjuk arányosan csökken.

**V, Ti** ilmenithez, titanomagnetithez kötődik, de ritkábban olyan mafikus magmákban is előfordulhatnak, melyekben az előző oxidok hiányoznak.

**Nb** a legtöbb magmában inkompatibilis. Néha pl. rutilban a Ti-t helyettesítheti. Kisebb az oldhatósága bármely más inkompatibilis eleménél.

**Zr, Hf** mafikus magmában inkompatibilis, cirkonban telített kovasavas magmában azonban kompatibilissé lehet.

**Y** voltaképpen inkompatibilis elem, de gránátba, amfibolba particionálódhat.

**Eu** Ca-ot helyettesíti a földpátokban. Az Eu-csökkenés a földpát kivonás jele.

**Ba** K-csillámokban és földpáttokban helyettesít. Amikor a magma inkompatibilitásból kompatibilis állapotba megy át a Ba-nak szerepe van.

**Rb** Inkompatibilis a legtöbb magmában, de K-földpátba és K-csillámba helyettesítéssel beléphet.

**P** Mafikus magmákban inkompatibilis, de semleges és felzikus magmákban stabilis.

A 9–3. táblázatban néhány összefüggést mutatunk be valamely nyomelem(ek) eredetre utaló szerepéből, de ezek más paraméterekkel is megerősítendők. A táblázatokban szereplő nagy, kevés stb. kifejezések a kondrithoz viszonyítva értelmezendők. A kőzetek osztályozásában leggyakrabban használt diagramokat a 9–4. táblázatban gyűjtöttük össze WINTER 2001, MCDONOUGH 2003, SAUNDERS et al. 1992, NORRY, HAWKESWORTH 1983, PEARCE et al. (1984) adatai nyomán. Ezeket sokszor rövidítés céljából modul elnevezéssel illetik utalva a kémiai összetevők kezdőbetűire, vagy a diagramot e célból először használt szerző nevére.

A geológiai fejlődés tanulmányozásában nagy jelentőségre tesz szert a $\delta^{18}O$ szerepe is a különböző korú képződményekben. Ebben nagy jelentősége van a cirkonásványnak, mivel a köpenyben túlsúlyban előforduló O-t tartalmazza, szinte minden képződményben előfordul és a bomlási folyamatoknak ellenáll. A legidősebb ismert ásvány is cirkon és az archaikus képződményekben (3–2,7 G év) a cirkonban mért $\delta^{18}O$ értéke 5,7±0,6‰, ami jelzi, hogy nagy hőmérsékleten a primitív köpennyel volt egyensúlyban.

A proterozoikumi cirkonokban a $\delta^{18}O$=8,2±1,7‰ értéke az üledékes kőzetek befolyásának következménye, mivel ilyen differenciálódás csak a felszínen, kis hőmérsékleten végbemenő mállás erdeménye lehet. Az üledékek mélybe kerülésével növekszik az innét származó gránitok nagyobb $\delta^{18}O$ értéke, amiből az is következik, hogy az archaikumban a mállási folyamatok mértéke kisebb volt a 2,7 G év utáni időkhöz képest.

**9–3. táblázat.** Nyomelemek és eredet összefüggésének általános tapasztalatai

| Izotóp jelleg | Eredet |
|---|---|
| Kevés Th, Nb Ta | kevesebb kontinentális szennyezés |
| Th hiány | plum eredet vagy alkáli bazalt |
| Kevesebb Sr, Nb, Ta | tholeiites bazalt |
| Kevesebb Sr, Rb, Ta | plagioklász frakc. kristályosodása |
| Több Nb, Ta | kevesebb kontinentális .szennyezés<br>alkáli bazalt |
| Sok Nb, Ta kevés Th | plum (pl. Kerguelen) |
| Növekedett Zr/Y | MORB |
| Kicsi Zr/Y arány | alkáli bazalt |
| Kevés Zr, kis Zr/Y arány | a IAVban szegény forrás parc.olvadása |
| Y/Zr, Ti/Zr, Nb/Zr arányok | Felhasználható a IAVban (cpx-dús) és az Andokban (ambibol+biotit dús), változásokat jelző diagramokkal |
| Az $\varepsilon_{Nd}$, La/Nb, Ba/Nb, Nb/Rb | A diagramok a köpeny heterogenitásának kimutatására szolgálnak |
| Nagy La/Nb, Ba/Nb | bazaltárak, peridotit xenolitok, IAB |
| Kis La/Nb, és nagy Na/Nb, Nb/Th | Samoa típusú OIB-ban |

**9–4. táblázat.** Különböző diagramok (modulok) kőzetdiagnosztikai felhasználása

| Menű | Modell neve | Haszn.* | Diagram leírás | Célvizsgálat |
|---|---|---|---|---|
| AFM Irvine Baeagar | AFM | ált | $(Na_2O\text{-}K_2O)\text{-}FeO_t\text{--}MgO$ | mész-alkáli és tholeiites kőzet diff. |
| $SiO_2 – K_2O$ | Pecerill Taylor | ált | $SiO_2$ vs $K_2O$ | tholeiit, mészálkáli shoshonit diff. |
| Co-Ti (Hastie) | Hastie | ált | Co vs Ti | előzővel azonos kevésbé mobilis elemekkel |
| A/CNK – A/NK | Shand | ált | $Al_2O_3/(CaO+Na_2O\text{-}K_2O)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ mol% | meta-és peralumíniums peralkáli diff. |
| TAS | TAS | V | $SiO_2$ vs $(Na_2O+K_2O)$ | akáli, szubalkáli sor választó vonala |
| Nb/Y – $Zr/TiO_2$ Winchester. Floyd | Winfloyd | V | logNb/Y vs $logZr/TiO_2$<br>$logZr/TiO_2$ vs $SiO_2$ | vulk. kőzetek osztályozása,inkompat. elemekkel |
| QAPF | QAPF V | V | QAPF modul osszetétellel | kőzetek osztályozása |
| QAPF | QAPF P | P | QAPF modul osszetétellel | kőzetek osztályozása |
| Frost et al. 2001 | Frost | Gr | $SiO_2$vs $FeO_t/(FeO_t\text{-}MgO)$ | granitoidok osztályozása |
| Schandl Gorton | Schandl | ált | log(Y-Nb) vs log Rb<br>logY vs log Nb<br>log (Ta-Yb) vs log Rb<br>log Y vs log Ta | felzikus kőzetek geotektonikus eredeténk vizsgálata |

*A jelzések: ált= általános használat, V = vulkáni kőzetek, P= plutói kőzetek Gr = gránit esetében használatos.

# 10. NYOMELEMADATOK ÁBRÁZOLÁSA

A geokémiai adatokat az áttekinthetőség céljól különböző típusú diagramokon szokás ábrázolni. E tömörítő grafikai megoldások közül leggyakoribb a variációs Harker- és spider (több elemes) diagram, de speciális célokra az irodalomban sok másfajta diagram is elterjedt. Ezek száma beláthatatlan s így a következőkben csak néhány gyakrabban használt diagramot mutatunk be.

A Harker-diagram nevét adó szerző először 1909-ben a $Na_2O$ változását a $SiO_2$ függvényében ábrázolta, de azóta az eljárás számtalan variációja alakult ki. A szerkesztésnél célszerű, az X-tengelyen lehetőleg a leggyakoribb és széles körben változó komponenst kijelölni, de a körülményektől függően ettől sok eltérés lehetséges.

A variációs diagramokkal kapcsolatban érdemes a következőket megfontolni. A Harker- és más tömeg%-ban szerkesztett diagramokon megjelenő trendek nem bizonyosan fejeznek ki genetikai kapcsolatokat s ezért versengő

hipotézisek közötti döntésre óvatosan használhatók[20*]. A tényleges variációk megállapítására, tömeg% helyett, alkalmasabbak az arányértékek és még inkább a moláris arányértékek különösen akkor, ha valamelyik komponens nevezője konstans érték. A variációk analízisében kétféle probléma merül fel. Az értelmes (és tényleges) variáció megtalálása és okának megfejtése. A probléma megoldása kétféleképpen történhet. A „kísérleti módszer" esetében a természeti jelenséget laboratóriumban ismételjük meg és az eredményt extrapoláljuk a bonyolultabb természetes viszonyokra. A másik a „naturalista módszer" amikor a természetes anyagot közvetlenül megfigyeljük, és az adatokból következtetünk a kiváltó folyamatra. A kétféle eljárás egymással keverten is használható. Szigorú elvi alapokon sokan kételkednek abban, hogy a Harker-diagramok tényleges variációkat és a trendek valódi genetikai kapcsolatot fejeznek ki. A Harker-diagramokat mégis elterjedten használják, mert végül is „a totális összetételbeli káosztól" megóvnak bennünket (CHAYES 1964).

A diagramok rajzolása és ezzel kapcsolatos számítások elvégzése manapság könnyen megoldható. Kémiai adatok a GEOROCK (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents), DLSE (Digitel Library for Earth System Education), a PetDB (Petrological Database) óriási adatgyűjtemények webhelyein kereshetők fel. Geokémiai, petrológiai számításokra nagyon alkalmas a GCDTkit (GeoChemical Data Toolkit) JANOUŠEK et al. (2006) által kifejlesztett, a PetroPlot (SU et al. 2003), a LEMAITRE (2002) C-IUGTAS software package program, a Geologynet — WinRock Petrology and Geochemistry Software, LUDWIG (1991) PBDAT: A computer program for processing Pb-U-Th isotope data, LUDWIG (2000) ISOPLOT/EX version 2,01 A geochronological Toolkit for Microsoft.

Egyszerű elem vs elem lineáris variációs Harker-diagram többféle formában készíthető el a szükségletnek megfelelően. Leggyakoribbak: az elem vs elem, (10–1. ábra.) elem vs elemarány, elemarány vs elemarány, többszörös, elemösszegek, x-tengelyen elemsorozatok pl. RFF, SM elemek vagy egyéb paraméterek lineáris vagy logaritmikus ábrázolásban megjelenítve.

Pédául a $SiO_2$ vs $K_2O$ diagram magmás kőzetek esetében lehetővé teszi a tholeiites, mészalkáli, ultrakáliumos és shoshonitos sorozatok megkülönböztetését.

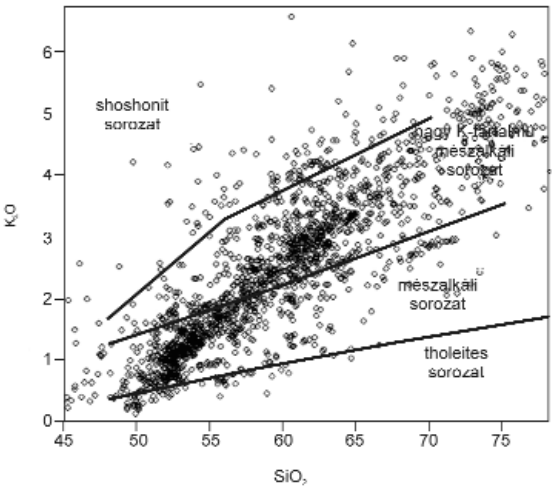
Gyakran találkozunk izotóp vs izotóp arányok ábrázolásával.

Az elemarány vs elemarány diagramok sokszor fontos következtetések levonását teszik lehetővé (10–2. ábra). A kondritok és a felső köpeny Al/Si vs Mg/Si értékeinek trendvonalai, melyek metszéspotja a földi arányokat jelöli ki és arra mutat, hogy a Föld kondenzációs hőmérséklete valamivel magasabb volt mint a kondritoké.

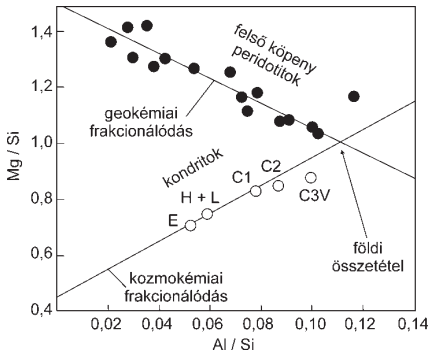
Mégis az elemarány vs elemarány esetében óvatosan kell eljárnunk, amikor ugyanazon elem egy másik elemmel képezett kombinációjának diagramjait hasonlítjuk össze.

A 10–3. ábrán a MgO vs (Sr/Ce) diagramon bizonyos különbségek jutnak kifejezésre a tholeiites és alkáli magmák között.

Elemarányok ábrázolása során gyakran találkozunk az izotóparányok bivariáns diagramjaival. Erre példa a 10–4. ábra, amely a Sr- és Nd-izotópok arányai szerint mutatja be a gránát és spinell peridotitok közötti különbséget.

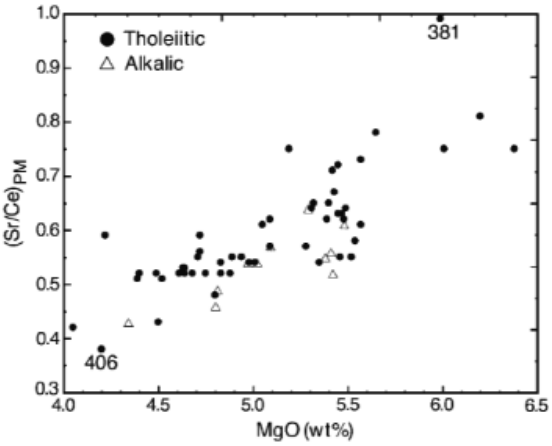



**10–1. ábra.** Egyszerű Harker-diagram $SiO_2$ vs. $K_2O$ Andokból származó magmás kőzetekben (GCDkit:GeoRoc)



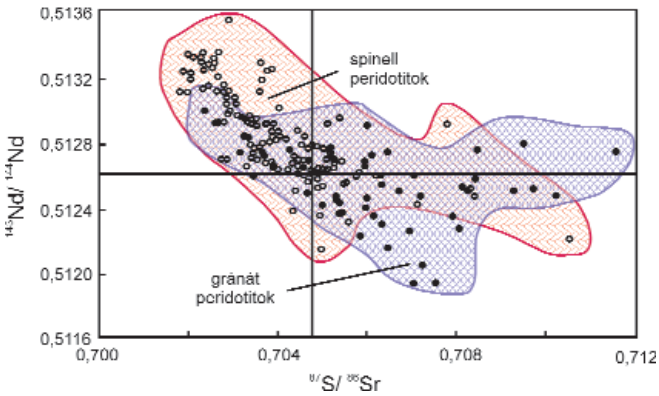

**10–2. ábra.** Egyszerű Harker-diagram Al/Si vs Mg/Si elemaránypárokkal (ALBARÈDE in CONDIE 2004)

A peridotit a parciális olvadék maradványa, a kondritok különböző hőmérsékleten kondenzálódtak, a metszéspont a PUM a kondritoknál nagyobb kondenzációs hőmérsékletet jelent

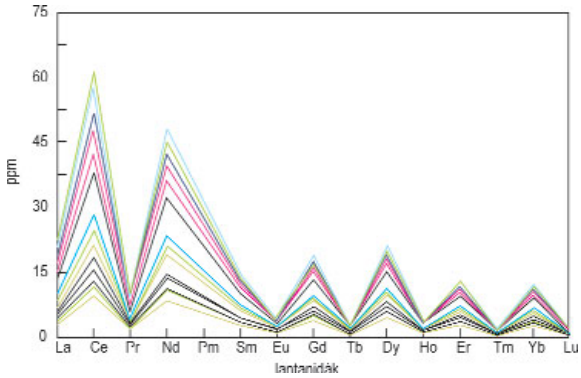



**10–3. ábra.** MgO vs (Sr/Ce) diagram.(SUN et al. 1989)

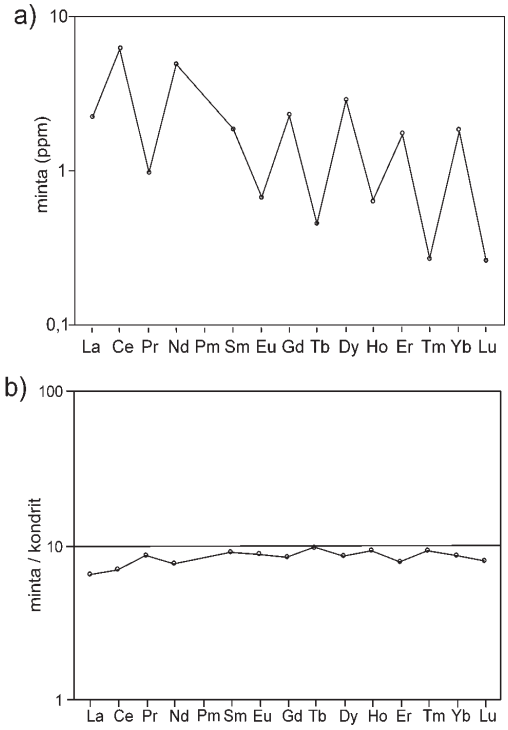
[20*] Atchison matematikus szerint a zárt, pl. %-ban megadott adatok használhatatlanok, mert az ún. „the closure effect" révén eleve torzulást visznek a rendszerbe. Pl. nagy $SiO_2$-tartalom a többi oxid kényszerű csökkentésével hamis korrelációra vezet, melyek nem bizonyosan ilyen szerepet vittek a differenciálódás során. Innét van az, hogy a bazaltmagma változataiban az $SiO_2$ kevéssé változik, és a nagy $SiO_2$ tartalom az oxidok jobb korrelációját a felzikus kőzetekben adja, különösen, ha komagmás sorozatokról van szó. Mafikus kőzetekkel kapcsolatban jobb az x-tengelyen a MgO-t használni, mert jobban igadozik az oxidok változásához.



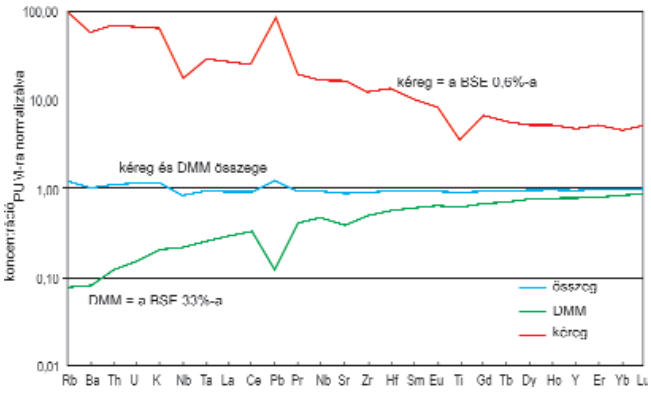

**10–4. ábra.** A gránát peridotit és spinell peridotit közötti különbség a Sr- és Nd-izotóparányok értékei szerint (HAWKESWORTH et al. 1997)




**10–5. ábra.** Kelet-Pacifikus rift nem normalizált ritkaföldfém eloszlása (N=28) (REGELOUS et al. 1999)




**10–6. ábra. a:** Egy minta REE nyers adatainak (ppm) ábrázolása és **b:** ugyanazon adatok kondritra normálva




**10–7. ábra.** Inkompatibilis elemek koncentrációja a kontinentális kéregben és a DMM-ben (WHITE 2004)

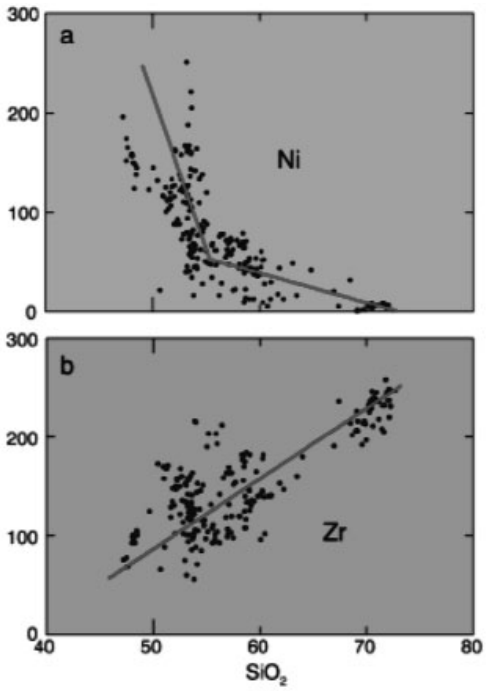
Egy kőzet mintából származó elemek koncentrációjának ábrázolására ritkán használjuk a nyers analitikai adatokat, hanem az összehasonlíthatóság céljából ezeket valamely ismert és általában elfogadott referens adatokra vonatkoztatva adjuk meg (normalizáljuk). A nyers adat (10–5. ábra) a lokális viszonyokat tükrözi, a normalizált adatok pedig lehetővé teszik bárhonnan származó mintákkal történő összehasonlítást (10–6. ábra).

Többszörös bivariáns Harker-diagram szerkesztése során gyakran több elem normált értékeit mutatjuk be különböző geológiai képződményekben lehetővé téve az értékek összehasonlítását. Többelemes variáns ún. spider diagram úgy is előállítható, hogy ugyanazon diagramon különböző elemek (pl. inkompatibilis) elemek normált adatait különböző képződményekben (10–7. ábra) tüntetjük fel, ami kitűnő összehasonlítási lehetőséget nyújt. A 10–8. ábrán látható, hogy a kontinentális kéregben, a Rb–Sm közötti elemek jelentős túlsúlyban vannak a többihez képest (az ólom különösen) és feltűnik, a kontinentális kéreg és DMM elemeinek közel tükörkép szerinti eloszlása. A súlyozott összeg csaknem tökéletes egyenest mutat jelezve, hogy a kontinentális kéreg a DMM-ből az adott elemek kivonása (extrakció) útján jött létre.

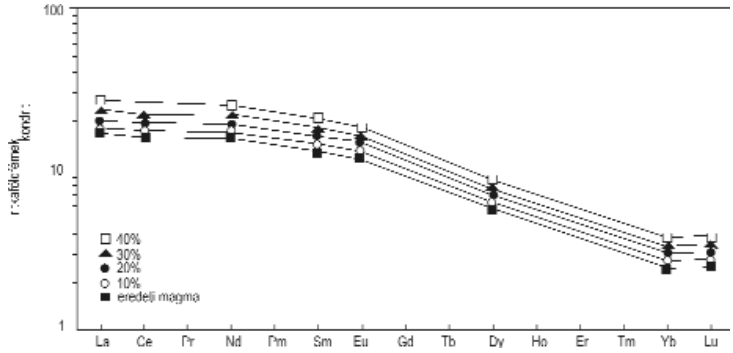
A 10–8. ábra a nyomelemek használatának előnyét mutatja be. Látható, hogy a $SiO_2$-koncentrációhoz viszonyított Ni- és Zr-értékek sokkal nagyobb mértékben változnak, mint az a főelemek esetében lehetséges.

A 10–9. ábra azt az esetet mutatja be, amikor a frakcionálódás növekedésével minden elem koncentrációja közelítőleg egyenlő mértékben növekszik, vagyis az értékek összekötésével közel párhuzamos egyeneseket kapunk. Ez a jelenség a következők eldöntésére használható. Ha egy kőzetben minden ritka földfém koncentrációja egyenletesen változik (párhuzamos koncentrációvonalak), akkor a kőzet eredete frakcionált kristályosodásra és nem parciális olvadásra vezethető vissza.

Alkalmasan választott nyomelemek a kőzet származási mélységének meghatározására is használhatók, mert jellegzetes a felfelé haladó magma mélységtől függő ásványos és ezt kísérő nyomelem változása.




**10–8. ábra.** A Crater Lake kőzetében **a:** Ni vs $SiO_2$, **b:** Zr vs $SiO_2$ diagram (WINTER 2001)

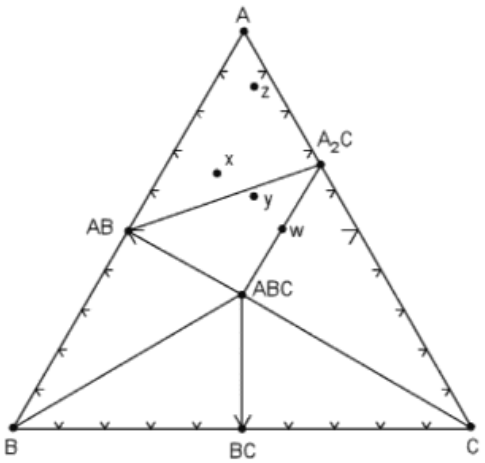



**10–9. ábra.** Ritka földfémek koncentrációjának növekedése a %-ban megadott frakcionált kristályosodással (NELSON 2007)

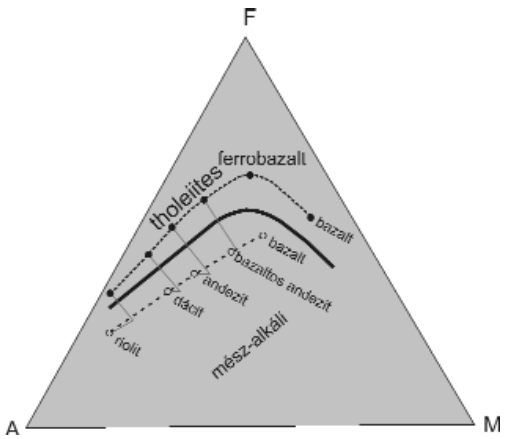
Igen gyakoriak a háromszögdiagramok, melyek rendszerint 3 kémiai paraméter relatív változását mutatják be. Ha elvontan tekintünk egy hipotetikus ABC háromszög diagramot (10–10. ábra), az további kisebb — összetételeket reprezentáló — háromszögekre bontható, jelezve, hogy mely ásványok vannak adott hőmérsékleten és nyomáson egyensúlyban a kőzettel.

A 10–11. ábra diagramja minden PT értéket figyelembe véve 7 lehetséges fázis jelenlétét tenné lehetővé de, ebben az esetben, a fázisszabály[21*] értelmében csak három fázis lehet jelen. Pl. az x összetételű kőzet csak az AB A $A_2C$ divariáns fázisok jelenlétét engedi meg. Ha az összetétel változik és y-ba ér, akkor az ásványos együttes az AB $A_2C$ ABC háromszögbe esik. A diagram lehetővé teszi a fázisok arányának megállapítását is. Pl. az x és z összetételű kőzetnek ugyanazon ásványos összetétele van, de a z-ben több az A komponens mint az x-ben.

A kőzetek többségében a háromszög egyik csúcsán a Mg, FeO, (FeO+0,9FeO), a másodikon a $Na_2O$ vagy $K_2O$ a harmadikon a CaO-értékét szokás feltüntetni oly módon, hogy ezek összegét 100-nak számítjuk át. Az ábrázolás hátránya,




**10–10. ábra.** ABC háromszög diagram




**10–11. ábra.** A mészalkáli és tholeiites kőzetsorozatok közötti különbség ábrázolása az AFM diagrammal (IRVINE et al. 1971)

hogy nem mutatja a paramérek abszolút értékét. Ugyanakkor az elemek közötti paraméterarányok változása fontos tulajdonságok jelenlétét képes kifejezni. Például a gyakori AFM diagram világosan elkülöníti a tholeiites és mészalkáli típusú kőzeteket (10–11. ábra)

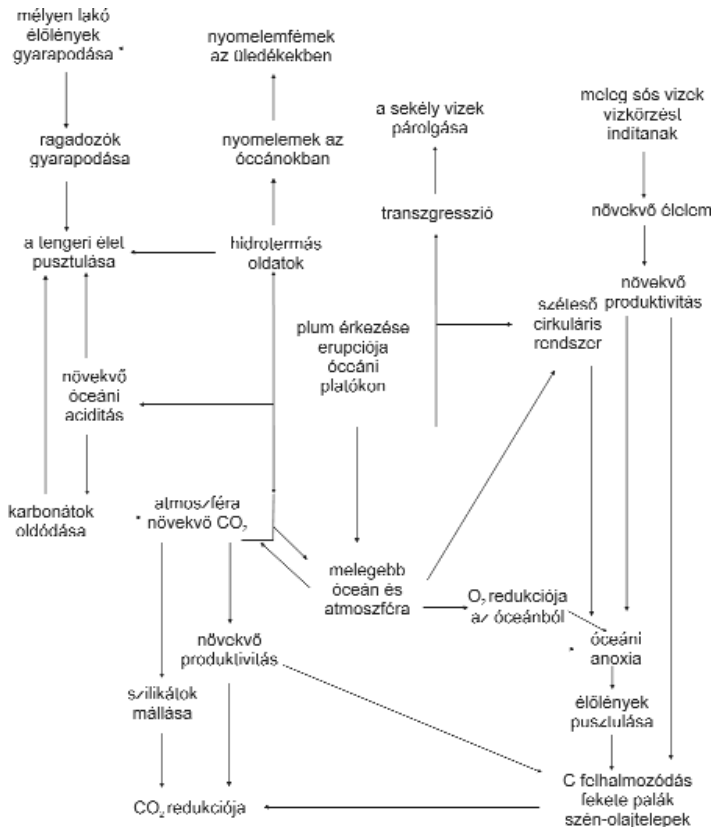
A négykomponensű rendszerek ábrázolása négyzet, romboéder vagy tetraéder alkalmazásával oldható meg. A csúcsok ilyen esetben ásványokat jelentenek.

[21*] F = C + 2 – P.

# 11. NYOMELEMEK A KÖRNYEZETBEN

## 11.1. Nagy magmás kőzetprovinciák keletkezésének környezeti hatásai

A nagy magmás kőzetprovinciák (LIP) keletkezését többnyire hotspot tevékenységgel hozzák kapcsolatba. Ha a folyamat kontinensek alatt zajlik, riftek jönnek létre (Marion spot és India elválása Afrikától), ha pedig óceánokban, akkor nagy kiterjedésű óceáni platók keletkeztek. A késő-cenoman nagy egyidejű kitörések ideje volt (Carribia, Ontong Jáva, Kerguelen Indiai-óceán), amit az óceánok melegedés miatti expanziója vezetett be. A kitörések által létrehozott platók méretét KERR (1988) minimálisan $1\times10^7$ $km^3$-nek becsüli. A platóvulkanizmus fizikai és kémiai következményeit a 11–1. ábra foglalja össze.




**11–1. ábra.** Nagy kőzetprovinciák környezeti hatásai (LARSON 1991)

A plum vulkanizmus hatása mindenekelőtt a plum feje által megemelt litoszféra következtében a tengerszint emelkedését idézi elő (COURTNEY et al. 1986). Ez az emelkedés megváltoztatja az óceáni áramlások rendjét, a hideg oxigéndús poláris vizek nem jutnak el alacsonyabb szélességekre (LARSON 1991), óceáni anoxia alakul ki. A vulkáni tevékenység nemcsak a víz hőmérsékletét emeli, hanem a belőle származó nyomelemek, gázok, hidrotermás oldatok csökkentik az óceán pH-ját és kezdetben pusztítják a vízi élőlényeket. A savanyodás hatására a karbonátok oldódnak és növelik az atmoszféra $CO_2$-tartalmát, vele a produktivitást, de az oxigén melegedés miatti távozása az óceánokból anoxiát idéz elő, ami az élőlények tömeges pusztulásával szénvegyületekben gazdag üledékek (fekete palák), esetleg kőszén- és kőolajtelepek keletkezéséhez vezet (11–1. táblázat).

Környezetünk egyik jelensége, hogy kozmikus sugarak hatására az atmoszférában, a kőzetekben és a talajokban megjelennek a kozmogén izotópok (11–2. táblázat).

**11–1. táblázat.** Fekete palák keletkezése és óceáni platóvulkanizmus lehetséges kapcsolata (HERGT, DRAUM 2001)

| Idő | Fekete palák | Óceáni plató-vulkanizmus |
|---|---|---|
| Apti–Albani (121–99Ma) | az egész világon telepek | Ontong Java, Kerguelen, Pacifikus platók |
| Titoni (150–144Ma) | nagy telepek Európában, Ny-Ázsiában | Sorachi plató Shatsky kiemelkedés |
| Toarci (190–160 Ma) | extenzív elepek világszerte | Karoo Ferrar Weddell tenger |

**11–2. táblázat.** Kozmikus sugarak hatására a légkör elemeiből keletkezett izotópok

| Hasadó elem | Keletkezett izotóp |
|---|---|
| $^{14}N$, $^{12}C$ | $^{3}H$ |
| N, O | $^{7}Be$ |
| N, O | $^{11}C$ |
| $^{14}N$, O | $^{14}C$ |
| $^{18}O$, Ar | $^{18}F$ |
| Ar | $^{22}Na$ |
| Ar | $^{24}Na$ |
| Ar | $^{28}Mg$ |
| Ar | $^{31}Si$ |
| Ar | $^{32}Si$ |
| Ar | $^{32}P$ |
| Ar | $^{34}Cl$ |
| Ar | $^{35}S$ |
| Ar | $^{36}Cl$ |
| $^{37}Cl$, | $^{37}Ar$ |
| $^{37}Ar$ | $^{37}Cl$ |
| Ar | $^{38}Cl$ |
| $^{38}Ar$ | $^{39}Ar$ |
| $^{40}Ar$ | $^{39}Cl$ |
| $^{40}Ar$ | $^{41}Ar$ |

Ezek ismert száma legalább 30 és közülük néhány, főleg környezeti problémák vizsgálatára is felhaszálható, mint pl. üledékborítottság ideje, gleccserek eltűnése utáni felületek kora, állandósult erózió mértékének megállapítása, radiokarbon kormeghatározás, áramló talajvizek korának, áramlási sebességének megállapítása (11–3. táblázat).

A vizsgálatok jelentősége az, hogy hatásuk kívülről adódik a kitett

**11–3. táblázat.** Gyakran használt kozmogén izotópok

| Hasadó elem | Keletkezett elem | Felezési idő | Felhasználási cél |
|---|---|---|---|
| | $^{3}He$ | stabilis | olivin tartalmú kőzetek kitettségi ideje |
| N, O | $^{10}Be$ | 1,51 Ma | kvarc tartalmú kőzetek, üledékek, jég kitettségének ideje, erózió mérése |
| $^{14}N$ | $^{14}C$ | 5730 év | elpusztult élő anyagok korának meghatározása |
| $^{35}Cl$ | $^{21}Ne$ | stabilis | hosszú kitettségű felületek kora |
| | $^{26}Al$ | 720000 év | kőzetek, üledékek kitettségi kora |
| | $^{36}Cl$ | 308000 év | kőzetek, talajvíz kora |
| | $^{41}Ca$ | 103000 | karbonátos kőzetek kitettségi kora |
| | $^{129}I$ | 15,5 Ma | talajvíz |

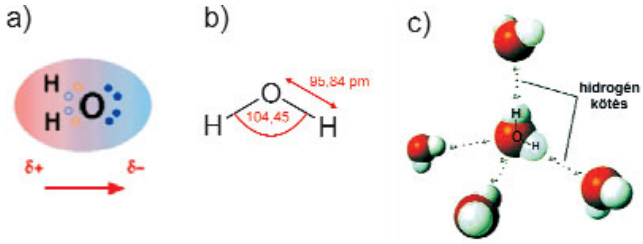
tárgyakhoz, s így felezési idejük ismeretében a hatás időtartama kiszámítható. Ha pl. azt vizsgáljuk, hogy egy kvarc tartalmú kőzet felszíne mennyi ideig volt kozmikus sugázásnak kitéve a felszínen található kvarc $^{10}Be$ tartalmát kell érintetlen kvarcéval összehasonlítani.

## 12. A VÍZ SZERKEZETE ÉS TULAJDONSÁGAI

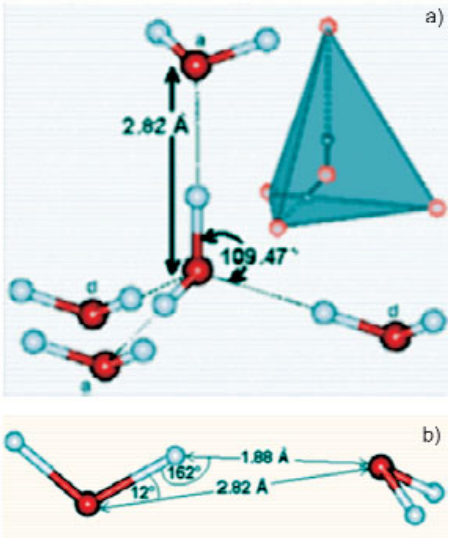
A víz a hozzá hasonló vegyületek tulajdonságaitól jelentősen eltérő vegyület. Ennek megfelelően különleges szerepet játszik a Föld és naprendszer bolygóiban. A múltban e misztikummal körbevett és valóban feltűnő tényt ma a víz atomos szerkezetével magyarázni tudjuk, noha könyvtárat megtöltő kutatási munka vezetett mai ismereteink kialakulásához. Az alaphelyzetben a $H_2O$ összetételű vízmolekula mindkét hidrogén atomjának elektronja az oxigén egy-egy elektronjával közös párt alkotva kovalens erőkkel köti össze az oxigén és hidrogén atomokat (12–1. ábra). A 4 megmaradó kötésben részt nem vevő oxigén elektron 2-2 párba rendeződik. Az oxigén körüli 4 elektronpár a negatív töltések taszító hatására, egymástól a lehető legnagyobb távolságra helyezkedik el.

Egyensúlyi helyzet elméletileg akkor valósulna meg, ha a 4 elektronpár a tetraéder csúcsain foglalna helyet, vagyis az H–O–H kötési szög 109,47° lenne. Azonban a kötésben részt nem vevő párok közelebb vannak az oxigén atommagjához és az aszimmetria következtében nyomást gyakorolnak a H-O párokra közelítve azokat egymáshoz, mi által a hidrogén kötési szög 104,5°-ra módosul (12–1. ábra B). Fontos körülmény, hogy a vízmolekula ugyan semleges, de a töltések eloszlása nem egyenletes a mulekula körül, az oxigén elekronpárok oldalán negatív, a H-O oldalon pozitív töltés miatt kialakul a vízmolekula dipólus jellege (12–1. ábra A). A víz H- és O-atomja közötti kovalens hidrogénkötés energiája 492,2148 kJ $mol^{-1}$ míg a H kötési energiája a szomszédos vízmolekulához kb. 23,3 kJ $mol^{-1}$, de ez is lényegesen nagyobb annál, mintha a kapcsolat kizárólag van der Waals erőkkel jönne létre s így a molekulák 15%-kal közelebb kerülnek egymáshoz Még nagyobb a kötési energia nehézvíz esetében, aminek a H/D aránynak változásában lesz jelentősége.

A kötési viszonyoknak nagy jelentősége van a víz fizikai tulajdonságainak alakulásában is. Mivel a hidrogénkötésnek iránya van (dipólok) ezért a folyadékban csak 4 molekula szorosabb kapcsolata (klasztrát) alakulhat ki, ami egy elvi tetraéderes elrendeződést és egyúttal a legkisebb potenciális energiát eredményezi (12–2. ábra A). Ebben a hidrogénkötések távolsága és szöge s vele a kötési energia (entalpia és entrópia) a hőmérséklettel és



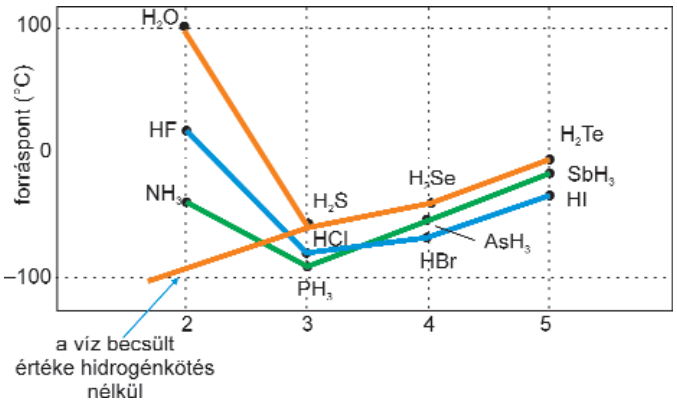

**12–1. ábra.** a) A vízmolekula kötési elektron párjai és dipólus jellege, b) a csökkent tetraéderszög, c) 4 vízmolekula kapcsolódása hidrogénkötésekkel (LOWER 2003)




**12–2. ábra.** a) A tetraéderes klatrátban a 2 oxigén távolsága 2,82 Å, b) 2 vízmolekula PT-től függő kötési távolságai és szögei (CHAPLIN 2011)

nyomással változik. Ezek a tetraéderes klaszterek közötti kapcsolatok a folyadékban, a hőmozgás hatására könnyen felbomlanak és pikoszekundomonkét ( $10^{-12}$s ) új elrendeződés áll elő.

Láttuk a kötési távolságok és erők függését a hőmérséklettől, nyomástól, ami különösen erős hidrogén- és oxigénkötések esetében. Ennek következménye a víz feltűnő eltésére a hozzá hasonló egyszerű hidrid vegyületekétől, melyekben ez a kötés jóval gyengébb. Míg a víz forráspontja 100 °C, olvadáspontja 0 °C, a 12–3. ábrán látható kis molekulatömegű vegyületek többségéé 100 °C és még inkább 0 °C alatt van, vagyis ezek a vegyületek közönséges hőmérsékleten gázállapotban (monomer) vannak. A relatíve erős H-O kötés miatt a vízmolekulák nagyobb energiabefektetéssel távolíthatók el egymástól, ami a víznek a fémes folyadékokon és az ammónián kívül a legnagyobb fajhőt kölcsönzi. Ennek a klímát befolyásoló jelentősége van az óceánok nagy hőtároló képessége révén. A H-O kötés természetéből következik az a ritka jelenség is, hogy sűrűsége folyadék állapotban 4 °C-on a legnagyobb. A víz disszociációja rendkívül csekély, csak miden $10^{16}$ molekula esetében következik be a hidrogén- és oxigénkötés felbomlása. A víz (jég, hó) kék színe is egyedülálló módon jön létre. Míg a legtöbb vegyület színe a fotonok és az anyag elektronjainak kölcsönhatása (rezonancia, abszorpció, emisszió, interferencia, szelektív reflexió, Rayleigh-törés) folytán áll elő, a víz molekuláiban, az OH más vegyületekhez képest kivételes sűrűsége miatt, a belépő fotonok oly erős vibrációt keltenek, hogy azok ennek következtében a vörös hullámokat abszorbeálják. A látható spektrumban ennél fogva a kiegészítő kék szín jelenik meg. Finomszemcsés szuszpenzió esetén a szín zöldesbe megy át.




**12–3. ábra.** A víz forráspontjának összehasonlítása más kis molekulatömegű vegyületével (HUTCHINSON 2011)

A deutériumról külön kell szólni, mivel a víz eredetével kapcsolatban sokszor használjuk a hidrogénhez (protium) viszonyított mennyiségét és döntő szerepe van a víz eredetének megítélésében. A deutérium (D) a hidrogén egyik $^2_1H_1$, vagy ($^2$H)-val jelzett izotópja mely oxigénnel egyesülve nehézvizet $D_2O$-t vagy $^2H_2O$-t ad. Gázalakban, de többnyire egy hidrogént helyettesítve, DHO (vagy $H^2H$) hidrogéndeuterid alakban) fordul elő. A nehézvíz sűrűsége 10,4%-kal nagyobb a vízénél és fagyáspontja 3,8 °C.

## 13. RÉSZLET AQUINÓI SZT. TAMÁS: DE MIXTIONE ELEMENTORUM AD MAGISTRUM PHILIPPEM (1273) C. MŰVÉBŐL

*„Dubium apud multos esse quamodo elementa sint in mixto…”*
(Sokak számára kérdéses, hogy az elemek hogyan léteznek egy vegyületben…)

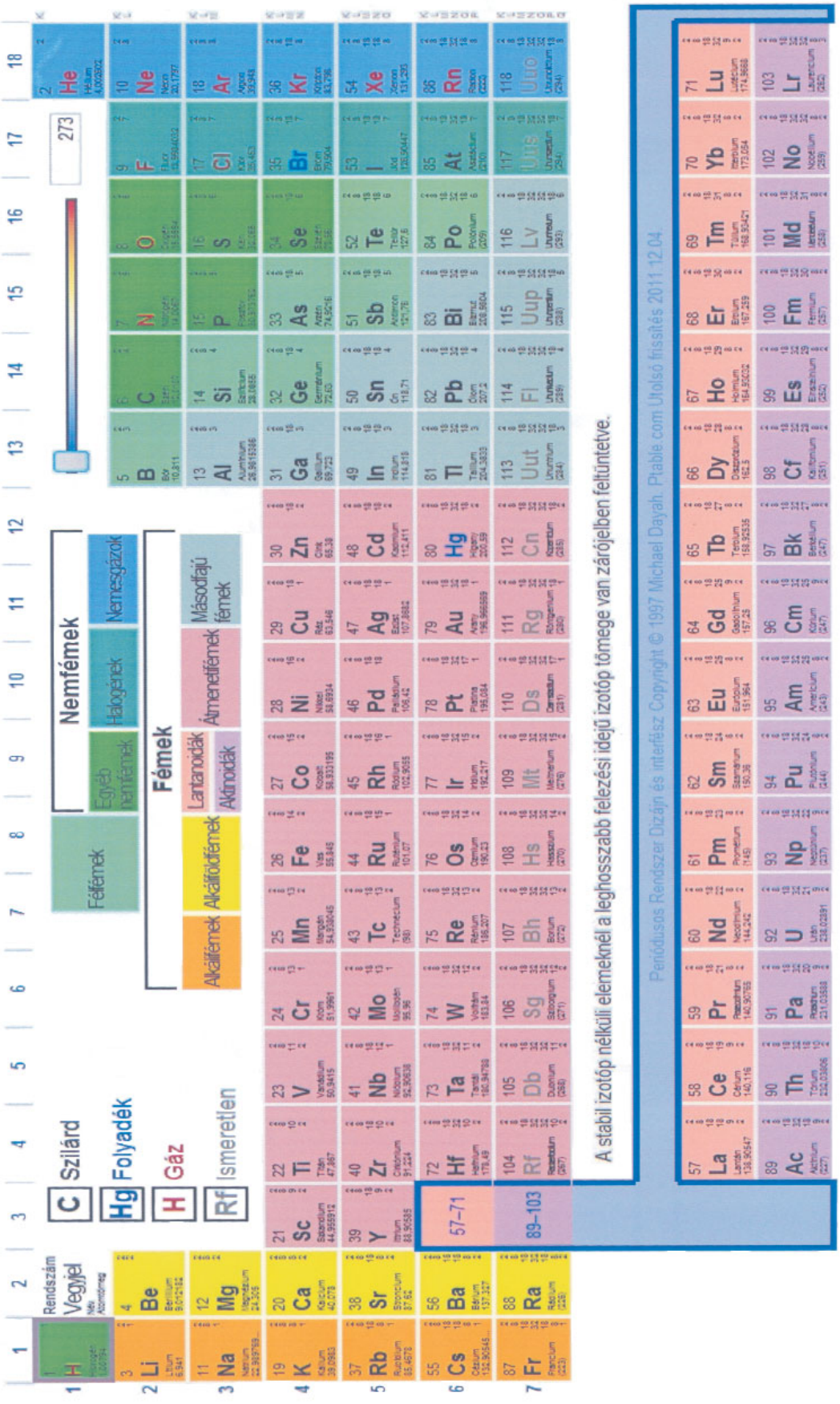
*„Videtur autem quibusdam quod qualitatibus activis et passivis elementorum ad medium aliqualiter reductis per alterationem, formae substatiales elementorum, manent.”*
(Bizonyosnak látszik, hogy az elemek aktív és passzív formája (a vegyületben) valami módon átalakulással közepesre redukálódik, miközben az elemek lényeges formája [tulajdonsága] változatlan)

*„Si igitur in corpore mixto formae substantiales elementorum salventur, oportebit diversis partibus materiae eas inesse.”*
(Ezért, ha egy vegyületben az elemek szubsztanciális formái megmaradnak, akkor jelen lehetnek különböző anyagokban is.)

*„Si enim substantiales non maneant, corruptio quaedam elementorum esse videbitur et non in mixtio.”*
(Ha a szubsztanciális forma nem marad meg, úgy ez az elem és nem a vegyület elromlása.)

*„Rursus si forma substantialis corporis mixti sit actus materiae non praesuppositis formis simplicirum corporum, simplicia corpora elementorum rationem amittent.”*
(Viszont, ha egy szubsztantiális formával rendelkező vegyület előre nem látott tulajdonágú egyszerű testtel kerül kapcsolatba, akkor az egyszerű test nem nevezhető elemnek.)

# 14. PERIÓDUSOS TÁBLA



# Felhasznált és ajánlott irodalom

ABDEL-KARIM, A., DOBOSI, G. 2002: Petrogenesis of the Alkaline Basalts, West Shalatein, Egypt: Evidence from Clinopyroxene Chemistry. — *Arab Gulf Journal of Scientific Research* 20 (1), pp. 33–43.

AHMAD, T., TANAKA, T., SACHAN, H. K., GOUZU, C., HYODO, H., ITAYA, T., ASAHARA, Y., MUKHERJEE, B. K. 2003: Geochemical and isotopic constraints on the protolith of ultra high pressure eclogitic rocks from Tso-Morari crystallines, Ladakh Himalaya, India. — *Goldschmidt Conference (Kurashiki, Japan) Abstracts* A8

ALARD, O., DAUTRIA, J. M., BODINIER, J. L. 1996: Nature and metasomatic processes of the lithospheric mantle on either part of sillon Houiller (French Massif Central). — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris Ser. IIa* 323, pp.763–770.

ALBARÈDE, F. 1995: *Introduction to Geochemical Modeling.* — Cambridge University Press, Cambridge, 543 p.

ALBARÈDE, F. 1998: Time-dependent models of U-Th-He and K-Ar evolution and the layering of mantle convection. — *Chemical Geology* 145, pp. 413–429.

ALBARÈDE, F. 2003: *Geochemistry: An introduction.* — Cambridge University Press 248 p.

ALBARÈDE, F., SCHERER, E. E., BLICHERT-TOFT, J., ROSING, M.T., SIMIONOVICI, A., BIZZARRO, M. 2006: Gamma-ray irradiation in the early Solar System and the conundrum of the $^{176}$Lu decay constant. — *Geochimica and Cosmochimica Acta* 70, pp. 1261–1270.

ALDANMAZ, E., KÖPRÜBASI, N., GÜRER, Ö. F., KAYMAKCI, N., GOURGAUD, A. 2006: Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes. — *Lithos* 86, pp. 50–76.

ALLÈGRE, C. J., LUCK, J. M. 1980: Osmium isotopes as petrogenic and geologic tracers. — *Earth and Planetary Science Letters* 48, pp. 148–154.

ALLÈGRE, C. J., BRÉVART, O., DUPEÉ, B., MINSTER, J. F. 1980: Isotopic and chenical effects produced in a continously differentiating convecting Earth mantle. — *Philosophical Transactions of Royal Society A* 297, pp. 447–477.

ALLÈGRE, C. J., SARDA, P., STAUDACHER, T. 1993: Speculations about the cosmic origin of He and Ne in the interior of the Earth. — *Earth and Planetary Science Letters* 117 (1–2), pp. 229–233.

ALLÈGRE, C. J., MANHES, G., GOPEL, C. 1995a: The age of the Earth. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, pp. 1445–1456.

ALLÈGRE, C. J., POIRER, J. P., HUMLER, E., HOFMANN, A. W. 1995b: The chemical composition of the Earth. — *Earth and Planetary Science Letters* 134, pp. 515–526.

ALLÈGRE, C. J., HOFMANN, A. W., O'NIONS, K. 1996: The argon constraints on mantle structure. — *Geophysical Research Letters* 23, pp. 3555–3557.

ALLÈGRE, C., MANHÈS, G., LEWIN, É. 2001: Chemical composition of the Earth and the volatility control on planetary genetics. — *Earth and Planetary Science Letters* 185, pp. 49–69.

ALLEN, P. L., BARR, S. M. 1983: The Ellison Lake pluton: a cordierite-bearing monzogranitic intrusive body in southwestern Nova Scotia. — *Canadian Mineralogist* 21, pp. 583–590.

ALLEN, S. R., MCPHIE, J. 2002: The Eucarro Rhyolite, Gawler Range Volcanics, South Australia: A >675 km$^3$, compositionally zoned lava of Mesoproterozoic age. — *Bulletin of Geological Society of America* 114 (12), pp. 1592–1609.

ALLEY, R. B., MACAYEAL, D. R. 1994: Ice rafted-debris associated with binge/perge oscillation of the Laurentide Ice-Sheet. — *Paleoceoanography* 9 (4), pp. 503–511.

ANDALMAZ, E., KÖPRÜBASI, N., GÜRER, Ö. F., KAYMAKÇI, N., GOURGAUD, A. 2005: Geochemical constraints on the Ceonozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey. — *Lithos* 86 (1–2), pp. 50–76.

ANDERS, E., EBIHARA, M. 1982: Solar-system abundances of the elements. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46, pp. 2363–2380.

ANDERS, E., GREVESSE, N. 1989: Abundances of the elements: Meteoritic and solar. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, pp. 197–214.

ANDERSEN, T., FREI, R., SØRENSEN, H., WESTPHAL, N. L. 2004: Porphyritic syenite at Lake Mykle, the Oslo Rift — possible derivative of larvikite. — *NGU Bulletin* 442, pp. 23–28.

ANDERSON, D. L. 1981: Hotspots, basalts, and the evolution of the mantle. — *Science* 213, pp. 82–89.

ANDERSON, D. L. 1982: Isotopic evolution of the mantle. — *Earth and Planetary Science Letters* 57, pp. 1–24.

ANDERSON, D. L. 1989: Composition of the Earth. — *Science* 243, pp. 367–370.

ANDERSON, D. L. 2000:Thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes. — *Geophysical Research Letters* 27, pp. 3623–3626.

ANDERSON, D. L. 2001: Topside Tectonics. — *Science* 293, pp. 2016–2018.

ANDERSON, D. L. 2002: How many plates? — *Geology* 30, pp. 411–414.

ANDERSON, D. L. 2003: Mantle Plume Debate. — *Astronomy and Geophysics* (Royal Astronomical Society), 44, pp. 10–11.

ANDERSON, Don L. 1998: A model to explain the various paradoxes associated with mantle noble gas geochemistry. — *Caltech Pasadena Seismilogical Laboratory* 252–21, pp. 1–10.

ANDERSON, Don L. 1998: The helium paradoxes. — *Proceedings of the National Academy os Sciences of the United States of America* 95, pp. 4822–4827.

ANDERSON, Don L. 2007: *New Theory of the Earth.* — Cambridge University Press, 384 p.

ANDERSON, Don L. 2007: The eclogite engine: Chemical geodynamics as a Galileo thermometer. — *GSA Special Papers* 430, pp. 47–64.

ANDO, R., OHTANI, E., URAKAWA, S., KATAYAMA, Y. 2003: In situ density measurement of basaltic glass at high pressure. — *Goldschmit Conference, Japan, Abstract* A 19.

ARITA, K., OHTA, Y., AKIBA, C., MARUO, Y. 1973: Kathmandu region. — In: HASHIMOTO, S., OHTA, Y., AKIBA, C. (eds): *Geology of the Nepal Himalayas.* — Saikon Pub. Co. Ltd., Tokyo, pp. 99–145.

ARMSTRONG, R. L. 1968: A model of the evolution of strontium and lead isotopes in a dynamic Earth. — *Reviews of Geophysics* 6, pp. 175–199.

ARMSTRONG, R. L. 1981: Radiogenic isotopes: the case for crustal recycling on a near steady-state no continental growth Earth. — *Philosophical Transactions of Royal Society of London A* 301, pp. 443–472.

ARNOLD, M., GORIELY, S. 2003: The p-process of stellar nucleosynthesis: Astrophysics and nuclear physics status. — *Physics Report* 384, pp. 1–84.

ARTH, G. J. 1976: Behaviour of trace elements during magmatic processes — a summary of theoretical models and their applications. — *Journal of Research of the US Geological Survey* 4, pp. 41–47.

ASIMOV, P. D., LONGHI, J. 2004: The significance of multiple saturation points in the context of polybaric near-fractional melting. — *Journal of Petrology* 45 (12), pp. 2349–2367.

ASMEROM, Y., ZARTMAN, R. E., DARMON, P. E., SHAFFIQULLAH, M. 1990: Zircon U-Th-Pb and whole-rock Rb-Sr age patterns of Lower Mesozoic igneous rock sin Santa Rita Mountains, Southeast Arizona: Implications for Mesozoic magmatism and tectonics int he Southern Cordillera. — *Geological Society of America Bulletin* 102, pp. 961–968.

ASMEROM, Y., DUFRANE, A. S., MUKASA B. S., CHENG, H., EDWARDS, R., L. 2005: Time-scale of magma differentiation in arcs from protactinium radium data. — *Geology* 33, pp. 633–636.

ASRAT, A., BARBEY, P., LUDDEN, J. N., REISBERG, R., GLEIZES, G., AYALEW, D. 2004: Petrology and isotope geochemistry of the Pan-African Negash pluton, northern Ethiopia: Mafic-felsic magma interactions during the construction od shallow-level calc-alkanie plutons. — *Journal of Petrology* 45 (6), pp. 1147–1179.

AYRES, M., HARRIS, N. 1997: REE Fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites. — *Chemical Geology* 139, pp. 249–269.

BALLENTINE, C. J., VAN KEKEN, P. E., PORCELLI, D., HAURI, E. H. 2002: Numerical models, geochemistry and the zero-paradox noble gas-mantle. — *Philosophical Transaction of the Royal Society of London A.* 360, pp. 2611–2631.

BALOGH K., PÉCSKAY Z. 2001: K/Ar and Ar/Ar geochronological studies in the Pannonian-Carpathians-Dinarides (PANCARDI) region. — *Acta Geologica Hungarica* 44, pp. 281–301.

BARBARIN, B. 1990: The nature and origin of granite. — *Journal of Geology* 25, pp. 227–238.

BARBARIN, B. 1996: Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. — *Geology* 24, pp. 295–298.

BARBERO, L., VILLASECA, C. 1992: The Layos Granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulitic area. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83, pp. 127–138.

BARBERO, L., VILLASECA, C., ROGERS, G., BROWN, P. E. 1995: Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. — *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 100, pp. 15745–15765.

BARBEY, P., BERTRAND, J.-M., ANGOUA, S., DAUTEL, D. 1989: Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, pp. 207–219.

BARFORD, C. C. MONTOYA, J. P., ALTABET, M. A., MITCHELL, R. 1999: Steady-state nitrogen isotope effects of N2 and N2O production in Paracoccus denitrificans. — *Applied Environmental Microbiology* 65, p. 989.

BARROW, J. D. 1990: *The World within the World.* — Oxford, Oxford University Press, pp. 342–343.

BASU, A., HART, S. (eds) 1944: Earth Processes reading the isotopic code. — *AGU books, Geophysical Monograph Series* 95, 437 p.

BASU, S. 2002: Earth mantle composition — present understanding. — *Current Science* 83 (2), pp. 111–113.

BEA, F., FERSHTATER, G., CORRETGÉ, L. G. 1992: The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. — *Lithos* 29, pp. 43–56.

BEA, F., PEREIRA, M. D., STROH, A. 1994: A Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation–ICP-MS study). — *Chemical Geology* 117, pp. 291–312.

BEATTIE, P. 1994: Systematics and energetics of trace-element partitioning between olivine and silicate melts: Implications for the nature of mineral/melt partitioning. — *Chemical Geology* 117, pp. 57–71.

BERNER, R. A. 1990: Atmospheric Carbon dioxide Levels Ocer Phanerozoic Time. — *Science* 249, pp. 1382–1386.

BEST, M. G. 2003: *Igneous and metamorphic petrology.* — Wiley-Blackwell, 752 p.

BEUS, A. A. 1979: *Geochemistry of the Lithosphere.* — MIR Publishers, Moskva, 366 p.

BIRCH, W. D., GLEADOW, A. J. W. 1974: The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Ceberean Cauldron, Central Victoria, Australia. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 45, pp. 1–13.

BLACK, S., MACDONALD, R., BARREIRO, B. A., DUNKLEY, P. N., SMITH, M. 1998: Open system alkaline magmatism in northern Kenya: evidence from U-series disequilibria and radiogenic isotopes. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131 (4), pp. 364–378.

BODINIER, J. L., GODARD, M. 2004: Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. — In: CARSON, R. W. (ed): *The Mantle and Core. Treatise on Geochemistry.*— Second Edition, Volume 2. Amsterdam, Elsevier, 608 p.

BODINIER, J. L., VASSEUR, G., VERNIS, J., DUPUY, C., FABRI, J. 1990: Mechanism of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. — *Journal of Petrology* 31, pp. 597–628.

BOGNÁR L. 1995: *Ásványnévtár.* — Eötvös Kiadó, 345 p.

BOHER, M., ABOUCHAMI, W., MICHARD, A., ALBAREDE, F., ARNDT, N. T. 1992: Crustal growth in West Africa at 2.1 G. — *Journal of Geophysical Research* 97, pp. 345–369.

BOND, G., 1997: A pervasive Millenial-scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. — *Science* 278, pp. 1257–1266.

BOSCHI, C., FRÜH-GREEN, G. L., ESCARTIN, J. 2006: Occurrence and significance of serpentinite-hosted talc- and amphibole-rich fault rock sin modern oceanic settings and ophiolite complexes: an overview. — *Ofioliti* 31, pp. 129–140.

BOULDER, F., NICOLAS, A. 1986: Mantle flow patterns and magma chambers at ocean ridges: Evidence from the Oman ophiolite. — *Marine Geophysical Research* 9, pp. 293–310.

BOWEN, N. L. 1915: The later stages of the evolution of the igneous rocks. — *Journal of Geology* 23, pp. 1–89.

BOWEN, N. L. 1928: *Evolution of the Igneous Rocks*. — Princeton University Press, Princeton, 334 p.

BOYET, M., CARLSON, R. W. 2005: $^{142}$Nd evidence for early (4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. — *Science* 309, pp. 576–581.

BOYNTON, W. V. 1984: Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. — In: HENDERSON, P. (ed.): *Rare Earth Element Geochemistry.* — New York, Elsevier, pp. 63–114.

BRANDENBURG, J. P., HAURI, E. H., VAN KEKEN, P. E., BALLENTINE, C. J. 2008: A multiple-system study of the geochemical evolution of the mantle with force-balanced plates and thermochemical effects. — *Earth and Planetary Science Letters* 276 (1–2), pp. 1–13.

BRANLEY, F. 1990: *Superstar: The Supernova of 1987.* — Harper Collins, 111 p.

BRASSEUR, G. P., ORLANDO, J. J., TYNDALL, G. S. 1999: *Atmospheric chemistry and Global Change.* — Oxford University Press, New York, USA, 18, 654 p.

BRENAN, J. M. 1993: Partitioning of fluorine and chlorine between apatite and aqueous fluids at high pressure and temperature: implication for the F and Cl content of high P-T fluids. — *Earth and Planetary Science Letters* 117, 251–263.

BROWN, G. C., HAWKESWORTH, C. J., WILSON, R. C. L. (eds) 1992: *Understanding the Earth. A new synthesis.* — Cambridge University Press, 654 p.

BROWN, M. 1979: The petrogenesis of the St. Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites. — *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 135, pp. 48–74.

BROWN, M., D'LEMOS, R. S. 1991: The Cadomian granites of Mancellia, north-east Armorican Massif of France: relationship to the St. Malo migmatite belt, petrogenesis and tectonic setting. — *Precambrian Research* 51, pp. 393–427.

BROWN, M., RUHSMER, T. (eds) 2006: *Evolution and differentiation of the Continental Crust.* — Cambridge, UK, Cambridge University Press.

BRUNEL, M. 1986: Ductile thrusting in the Himalayas: Shear sense criteria and stretching lineations. — *Tectonics* 5, pp. 247–265.

BUDYKO, M. I., RONOV, A. B., YANSHIN, A. L. 1987: *History of the Earth's atmosphere.* —Springer Verlag, Berlin 139 p.

BUFFETT, B. A., GARNERO, E. J., JEANLOZ, R. 2000: Sediments at the top of Earth's core. — *Science* 290, pp. 1338–1342.

BULL, A. L., MCNAMARA, A. K., RITSEMA, J. 2009: Synthetic tomography of plume clusters and thermochemical piles. — *Earth and Planetary Science Letters* 278, pp. 152–162.

BURBIDGE, E. M., BURBIDGE, G. R., FOWLER, W. A., HOYLE, F. 1957: Synthesis of the Elements in Stars. — *Reviews of Modern Physics* 29, pp. 547–650.

BURDA, J. 2007: U-Pb zircon and monazite dating of partial melting in migmatitic metapelites from Western Tatra Mts. Granitoids in Poland. — *AM Monograph 1,* pp. 333–340.

BURG, J. P., GUIRAUD, M., CHEN, G. M., LI, G. C. 1984: Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan belt (Southern Tibet, China). — *Earth and Planetary Science Letters* 69, pp. 391–400.

BURNARD, P., GRAHAM, D., TURNER, G. 1997: Vesicle-specific noble gas analysis of "popping rock": Implications for primordial noble gases in Earth. — *Science* 276, pp. 568–571.

BUTLER, S. L., PELTIER, W. R., COSTIN, S. O. 2005: Numerical models of the Earth's thermal history: Effects of inner-core solidification and core potassim. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152, pp. 22–42.

BÜHN, B., HÄUSSINGER, H., KRAMM, U., KUKLA, C., KUKLA, P. A., STANISTREET, I. G. 1994: Tectonometamorphic patterns developed during Pan-African continental collision in the Damara inland belt. — *Chemie der Erde* 54, pp. 329–354.

CAMERON, A. G. W. 2000: Higher-resolution simulations of the Giant Impact. — In: RIGHTER, K., CANUP, R. M. (eds): *Origin of the Earth and Moon.* University Arizona Press, Tucson pp. 133–144.

CAMPBELL, I. 2006: Large Igneous Provinces and the mantle plume hypothesis. — *Elements* 1, pp. 265–269.

CARO, G., BOURDON, B., BIRCK, J. L., MOORBATH, S. 2003: $^{146}$Sm-$^{142}$Nd evidence from Isua metamorphosed sediments for early differentiation of the Earth's mantle. — *Nature* 423, pp. 428–432.

CARRINGTON, D. P., WATT, G. R. 1995: A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. — *Chemical Geology* 122, pp. 59–76.

CARUZZO, S. 2003: *Granit hosted mineral deposits of the New Ross Area, South Mountain Batholith.* — N. S. Canada, Dalhousie University, PhD Thesis.

CASTILLO, P. 1989: The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle. — *Nature* 336, 667–670.

CAVOSIE, A. J., WILDE, S. A., LIU, D., VALLEY, J. W. 2003: Earliest Archean magmatic events: insights from detrital zircon studies. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, A55.

CHANG, Z., VERVOORT, J. D., NCCLELLAND, W. C., KNAACK, C. 2004: U-Pb Fating of zircon by LA-ICP-MS. — Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 7, Q05009, doi:10.1029/2005GC001100

CHAPLIN, M. F. 2010: Structuring and behaviour of water in nanochannels and confined spaces. — In: DUNNE, L., MANOS, G. (eds): *Adsorption and Phase Behaviour in Nanochannels and Nanotubes.* Springer, Dordrecht, pp. 241–255.

CHAPLIN, M. 2011: The water molecule, liquid water, hydrogen bonds and water networks. — In: LE BIHAN, D., FUKUYAMA, H. (ed.): *Water The forgotten biological molecule.* Pan Stanford Publishing Pte. Ltd., Singapore, pp. 3–19.

CHAPPELL, B. W., WHITE, A. J. R., WYBORN, D. 1987: The importance of residual source material in granite petrogenesis. — *Journal of Petrology* 28, pp. 1111–1138.

CHASE, C. G. 1981: Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution. — *Earth and Planetary Science Letters* 52, pp. 277–284.

CHAUSSIDON, M., LIBOUREL, G. 1993: Boron partitioning in the upper mantle — an experimental and ion probe study. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (23–24), pp. 5053–5062.

CHAUVEL, C., HOFMANN, A. W., VIDAL, P. 1992: HIMU-EM: the French Polynesian connection. — *Earth and Planetary Science Letters* 110, pp. 99–119.

CHAYES, F. 1964: Variance—Covariance Relations in Some Published Harker Diagrams of Volcanic Suites. — *Journal of Petrology* 5 (2), pp. 219–237.

CHRISTENSEN, U. R. 1985: Thermal evolution models for the earth. — *Journal of Geophysical Research* 90, pp. 2995–3007.

CHRISTENSEN, U. R., HOFMANN, A. W. 1994: Segregation of subducted oceanic-crust in the convecting mantle. — *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 99, pp. 19867–19884.

CHURCH, S. E. 1976: The Cascade Mountains revisited: a re-evaluation int he light of new lead isotopic data. — *Earth and Planetary Science Letters* 29, pp. 175–188.

CHYBA, C. F., OWEN, T., IP, W. H. 1994: Impact delivery of volatiles and organic molecules to Earth. — In: GEHRELS, T. (ed.): *Hazards due to comets and asteroids.* University of Arizona Press, Tucson, pp. 9–58.

CLARK, S. P., TUREKIAN, K. K. 1979: Thermal constraints on the distribution of long-lived radioactive elements in the Earth. — *Philosophical Transactions of Royal Society of London A* 291, pp. 269–275.

CLARKE, D. B. 1995: Cordierite in felsic igneous rocks: a synthesis. — *Mineralogical Magazine* 59, pp. 311–325.

CLARKE, F. V. 1924: The data of geochemistry. — *USGS Bulletin* 770, 841 p.

CLARKE, F. W. 1989: The relative abundance of the chemical elements. — *Bulletin of the Philosophical Society of Washington* 11, pp. 131–143.

CLARKE, F. W., WASHINGTON, H. S. 1924: The composition of the Earth' crust. — *U.S. Geological Survey Professional Paper* 127, 117 p.

CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. D. 1963: The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotope analysis. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27, pp. 43–52.

CLAYTON, R. N., MAYEDA, T. K. 2001: Oxygen isotope signatures of hydration reactions in solar system materials. — *11th Annual V. M. Goldschmidt Conference Abstracts no. 3648, LPI Contribution No. 1088 (Lunar and Planetary Institute, Houston).*

CLEMENS, J. D. 2003: S-type granitic magmas–petrogenetic issues models and evidence. — *Earth Science Review* 61, pp. 1–18.

CLEMENS, J. D., MAWER, C. K. 1992: Granite magma transport by fracture propagation. —*Geophysics* 204, pp. 339–360.

CLEMENS, J. D., WALL, V. J. 1981: Origin and crystallisation of some peraluminous (s-type) granitic magmas. — *Canadian Mineralogist* 19, pp. 111–131.

CLEMENS, J. D., WALL, V. J. 1988: Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. — *Lithos* 21, pp. 53–66.

CLEMENS, J. D., DONALDSON, C., FROST, F. D., KISTERS, A. F. M., MOYEN, J-F., RUSHMER, T., STEVENS, G. (eds) 2007: Sixth Hutton Symposium on The Origin of Granites and Related Rocks: Proceedings of a Symposium held in Stellenbosch, South Africa, 2–6 July 2007. — *The Geological Society of America Special Paper 472,* 249 p.

COFFIN, M. F., ELDHOLM, O. 1992: Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. —In: STOREY, B. C., ALABASTER, T., PANKHURST, R. J. (eds): *Magmatism and the Causes of Continental Breakup. Special Publication of the Geological Society of London, London,* pp. 17–30.

COLLERSON, K. D., KAMBER, B. S. 1999: Evolution of the continents and the atmosphere inferred from Th–U–Nb systematics of the depleted mantle. — *Science* 283, pp. 1519–1522.

COLLINS, W. J. 1996: Lachlan Fold Belts granitoids: products of three-component mixing. —*Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87, pp. 171–181.

CONDIE, K. C. 1997: *Plate tectonics and crustal evolution (4rd ed.).* — Butterworth-Heinemann, 123 p.

CONDIE, K. C. 2001: *Mantle Plumes and their Record Earth History.* — Cambridge, Cambridge Univ. Press, 305 p.

CONDIE, K. C. 2004: *Earth as an evolving Planetary System. (2nd edition).* — Elsevier Press, 350 p.

CONDIE, K. C. 2005: High field strength element ratios in Archean basalts — a window to evolving sources of mantle plumes? — *Lithos* 79, pp. 491–504.

CONDIE, K. C., PEASE, V. (eds) 2008: When did plate tectonics begin on planet Earth? — *Geological Society of America, Special Paper* 440, 294 p.

CONRAD, W. K., NICHOLLS, I. A., WALL, V. J. 1988: Water-saturated and -undersaturated melting of metaluminous and peraluminous crustal compositions at 10 kbar: evidence for the origin of silicic magmas in the Taupo volcanic zone, New Zealand, and other occurrences. — *Journal of Petrology* 29, pp. 765–803.

COOK, C., BRIGGS, R. M., SMITH, I. E. M., MAAS, R. 2005: Petrology and Geochemistry of Intraplate Basalts in the South Auckland Volcanic Field, New Zealand: Evidence for Two Coeval Magma Suites from Distinct Sources. — *Journal of Petrology* 46, pp. 473–503.

CORDERY, M. J., DAVIES, G. F., CAMPBELL, I. H. 1997: Genezis of flood basalts from eclogite-bearing mantle plumes. — *Journal of Geophysical Research* 102 (B9), pp. 20189–20197.

COURTNEY, R. C., WHITE, R. S. 1986: Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: Evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. — *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 87, pp. 315–867.

COWLEY, C. R. 1995: *An Intruduction to Cosmochemistry.* — Cambridge University Press, 490 p.

COX, K. G. 1988: Karoo Province. — In: MACDOUGALL, J. D. (ed.): *Continental Flood Basalts.* — Kluwer Avademic Dordrecht, pp. 239–271.

CROUGH, S. T. 1983: Hotspot swells. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 11, pp. 165–193.

CYR, K. E., SEARS, W. D., LUNINE, J. I. 1998: Distribution and Evolution of Water Ice in the Solar Nebula: Implications for Solar System Body Formation. — *Icarus* 135, pp. 537–548.

DAHLQUIST, J., GALINDO, C., PANKHURST, R., RAPELA, C. W., ALASINO, P. H., SAAVEDRA, J., FANNING, C. M. 2006: Magmatic evolution of the Penon Rosado granite: petrogenesis of garnet-bearing granitoids. — *Lithos* 95, pp. 177–207.

DALRYMPLE, G. B. 1991: *The age of the Earth.* — Stanford University Press, California, 474 p.

DANSGAARD W et al. 1993: Evidence for general instability of past climat from 250 ky ice-core record. — *Nature* 364, pp. 218–220.

DARLING, D.: The Encyclopedia of Science. — www.daviddarling.info/encyclopedia/

DAUPHAS, N. 2002: The dual origin of the terrestrial atmosphere. — *Icarus* 165, pp. 324–339.

DAUPHAS, N., ROBERT, F., MARTY, B. 2000: The late asteroidal cometary bombardment of Earth as recorded in water deuterium to protium ratio. — *Icarus* 148, pp. 508–512.

DAUPHAS, N., CRADDOCK, P. R., ASIMOW, P. D., BENNETT, V. C., NUTMAN, A. P., OHNENSTELLER, D. 2009: Iron isotopes may reveal, the redox conditions of mantle melting from Archean to present. — *Earth and Planetary Science Letters* 288, pp. 255–267.

DAUPHAS, N., TE, F. Z., ARNDT, N. 2010: Magnesium and iron isotopes in a 2,7 Ga komatiite flow from Alexo: Mantle signatures, no evidence for Soret diffusion and identification of diffusive transport in zoned olivine. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, pp. 3274–3291.

DAVIES, G. F. 1999: *Dynamic Earth Plates, Plumes and Mantle Convection.* — Cambridge University Press, 458 p.

DAVIS, A. M. (ed.) 2004: Meteorites, Planets, and Comets, Vol. 1. — In: HOLLAND, H. D., TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry.* Elsevier-Pergamon, Oxford, 737 p.

DE VIVO, B. (ed.) 2006: *Volcanism in the Campania Plain. Developments in Volcanology 9.* — Elsevier, 336 p.

DE VIVO, B., BODNAR, R. J. (eds) 2003*: Melt Inclusions in Volcanic Systems: Methods, Applications and Problems. Developments in Volcanology 5.* — Elsevier, Amsterdam, pp. 207–226.

DEBON, F., LE FORT, P. 1983: A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, pp. 135–149.

DEFANT, M. J., DRUMMOND, M. S. 1990: Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. — *Nature* 347, pp. 662–665.

DÉGI, J., TÖRÖK, K., ABART, R. 2008: Metamorphic evolution of lower crustal mafic granulite xenoliths from the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field (W-Hungary) and its correlation with the formation of the Pannonian Basin. — *33rd International Geological Congress (IGC), 2008. augusztus 6–14., Oslo.*

DEL MORO, A. 1998: Sr, Nd, and Pb isotope evidence for open system evolution at Vulcano, Aeolian Arc, Italy. — *Lithos* 43 (2), pp. 81–106.

DELSEMME, A. H. 1999: The deuterium enrichment observed in recent comets is consistent with the cometary origin of seawater. — *Planetary Space Science Journal* 47, pp. 125–131.

DEMÉNY, A., AHIJADO, A., CASILLAS, R., BOYCE, A. J., FALLICK, A. E. 1999: Crustal contamination of carbonatites indicated by d34S-d13C correlations: Canary Islands, Spain. — *Revista De La Sociedad Geologica De Espana* 12, pp. 453–460.

DENIEL, C., VIDAL, P., FERNANDEZ, A., LEFORT, P., PEUCAT, J. J. 1987: Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 96, pp. 78–92.

DEPAOLO, D. J. 1980: Crustal growth and mantle evolution: inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, pp. 1185–1196.

DEPAOLO, D. J. 1988: Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. — Springer-Verlag, Heidelberg, 187 p.

DEPAOLO, D. J., WASSERBURG, G. J. 1976: Nd isotopic variations and petrogenetic models. — *Geophysical Research Letters* 3,pp. 249–252.

DEPAOLO, D. J., WASSERBURG, G. J. 1979: Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. — *Proceedings of the Natural Academy of Science USA* 76, pp. 3056–3060.

DEPAOLO, D. J., WASSERBURG, G. J. 1979: Petrogenetic mixing models and Nd/Sr isotopic patterns. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, pp. 615–627.

DI VINCENZO, G., ANDRIESSEN, P. A. M., GHEZZO, C. 1996: Evidence of Two Different Components in a Hercynian Peraluminous Cordierite-bearing Granite: the San Basilio Intrusion (Central Sardinia, Italy). — *Journal of Petrology* 37, pp. 1175–1206.

DICK, H. J. B., BULLEN, T. 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, pp. 54–76.

DICKIN, A. 1995: *Radiogenic Isotope Geochemistry.* — Cambridge University Press, 452 p.

DIETZ, R. S. 1961: Continent and Ocean Basin Evolution by Spreading of the Sea Floor. — *Nature* 190 (4779), pp. 854–857.

DILEK, Y. 2003: Ophiolite concept and its evolution. — In: DILEK, Y., NEWCOMB, S. (eds): *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought. Geological Society of America Special Paper* 373, pp. 1–16.

DIVAKARA RAO, V., ASWATHANNARAYANA, U., QURESHY, M. N. 1972: Trace element geochemistry of parts of the Closepet granite, Mysore State, India. — *Mineralogical Magazine* 38, pp. 678–686.

DOBOSI, G., KEMPTON, P. D., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A., THIRLWALL, M., GREENWOOD, P. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from Pannonian Basin, Hungary. Part 2. Se-Nd-Pb-Hf and O isotope evidence of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144, pp. 671–683.

DOWNES, H. D. 2001: Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith. — *Journal of Petrology* 44, pp. 1077–1095.

DRAKE, J., RIGHTER, K. 2002: Determining the composition of the Earth. — *Nature* 416, pp. 39–44.

DRAKE, M. J. 2000: Accretion and primary differentiation of the Earth: a personal journey. —*Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (14), pp. 2363–2370.

DRAKE, M. J. 2005: Origin of water in the terrestrial planets. — *Meteorics and planetary Science* 40 (4), p. 1.

DRAKE, M. J., NEWSOM, H. E.,CAPOBIANCO, J. C. 1989: V, Cr, and Mn in the Earth, Moon, EPB, and SPB and the origin of the Moon: Experimental studies. — *Geochimica and Cosmochimica Acta* 53, pp. 2101–2111.

DUCHESNE, J. C., CARUBA, R., LACCONI, P. 1987: Zirkon in charnockite rocks from Rogaland (SW Norway): Petrogenic inplications. — *Lithos* 20, pp. 357–368.

DUEKER, K., YUAN, H. & ZUREK, B. 2001: Thick-structured Proterozoic lithosphere of the Rocky Mountain region, — *GSA Today* 11, pp. 4–9.

DUNN, T., SEN, C. 1994: Mineral/Matrix Partition-Coefficients for Ortho-Pyroxene, Plagioclase, and Olivine in Basaltic to Andesitic Systems — a Combined Analytical and Experimental-Study. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 (2), pp. 717–733.

DUNAI, T. J., PORCELLI, D. 2002: Storage and Transport of Noble Gases in the Subcontinental Lithosphere. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, pp. 371–409.

DUPRÉ, B., ALLÈGRE, C. J. 1983: Pb-SR isotopic variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. — *Nature* 303, p. 142.

DURRANI, S. A., FREMLIN, J. H., DURRANI, S. A. 1979: Polonium Haloes in Mica. — *Nature* 278 (5702), pp. 333-335.

DZIEWONSKI, A. M., ANDERSON, D. J. 1981: Preliminary reference Earth model. — Physics of the Earth and Planetary Interiors 25, pp. 297–356.

EL KORH, A., SCHMIDT, S. TH., ULIANOV, A., POTEL, S. 2009: Trace Element Partitioning in HP-LT Metamorphic Assemblages during Subduction-related Metamorphism, Ile de Groix, France: a Detailed LA-ICPMS Study. — *Journal of Petrology* 50 (6), pp. 1107–1114.

ELLIOTT, T., PLANK, T., ZINDLER, A., WHITE, W. M., BOURDON, B. 1987: Element transport from subducted slab to juvenile crust at the Mariana arc. — *Journal of Geoophysical Research* 102, pp. 14991–15019.

ELLIS, D. J., OBATA, M. 1992: Migmatite and melt segregation at Cooma, New South Wales. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 83, pp. 95–106.

EL-TAHER, A. 2006: Rare earth elements in Egyptian granite by instrumental neutron activation analysis. — *Proceedings of the 2nd Environmental Physics Conference, 18–22 Feb. 2006, Alexandria, Egypt,* pp. 133–142.

EMBEY-ISZTIN A., DOBOSI G. 2004: A Föld kémiai összetétele és differenciációja. — *Magyar Kémiai Folyóirat* 109–110, pp. 166–172.

EMBEY-ISZTIN, A., DOWNES, H., KEMPTON, P. D., DOBOSI, G., THIRWALL, M. F. 2003: Lower crustal granulite xenoliths from Pannonian Basin, Hungary. Part I: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, pp. 652–670.

ESCARTIN, J., MEVEL, C., MCLEOD, J., MSCAIG, A. M. 2003: Constrains on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: The Mid-Atlantic Ridge core complex at 15° 45' N. — *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, No. 1067.

EWART, A., TAYLOR, S. R., ANNETEE, C. 2004: Trace and minor element geochemistry. — *Petrology* 18, pp. 76–104.

EWART, A., TAYLOR, S. R., CAPP, A. C. 1968: Trace and minor element geochemistry of the rhyolitic volcanic rocks, Central North Island, New Zealand. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 18, pp. 76–104.

FACCENNA, C., BECKER, T. H. 2010: Shaping mobile belts by small-scale convection. — *Nature* 465, pp. 602–605.

FALLOOM, T. J., GREEN, D. H., HATTON, C. J., HARRIS, K. L. 1988: Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 Kb and application to basalt petrogenesis. — *Journal of Petrology* 29, pp. 1257–1282.

FALLOON, T. J., GREEN, D. H., DANYUSHEVSKY, L. V. 2007: Crystallization temperatures of tholeiite parental liquids: Implication for the existence of thermally driven mantle plumes. — *The Geological Society of America. Special Paper* 430, pp. 235–260.

FARLEY, K. A., LOVE, S. G., PATTERSON, D. B. 1997: Atmospheric entry heating and helium retentivity of interplanetary dust particle. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, pp. 2309–2316.

FARUQUE HUSSAIN, M., MONDAL, M. E. A., AHMAD, T. 2004: Geochemistry of the basement gneisses and gneissic enclaves from Bastar craton: Geodynamic implications. — *Current Science* 86 (11), pp. 1543–1547.

FAURE, G. 1986: Isotope geology of neodymium and strontium in igneous rocks. — In: FAURE, G.: *Principles of Isotope Geology*, second edition. John Wiley and Sons, New York, pp. 217–238.

FAURE, G. 2001: *Origin of igneous rocks. The isotope Evidence.* — Springer, 496 p.

FAURE, G., HURLEY, P. M. 1963: The isotopic composition of strontium in oceanic and continental basalts: Application to the origin of igneous rocks. — *Petrology* 4, pp. 31–50.

FAURE, G., MENSING, T. M. 2004: *Isotopes: Principles and Applications.* — Third Edition. John Wiley & Sons, New Jersey, 928 p.

FAURE, G., MENSING, T. M. 2007: *Introduction to Planetary Science. The geological perspective.* — Springer, 526 p.

FEELY, M., MADDEN, J. S. 1988: Trace element variation in the leucogranites within the main Galway granite, Connemara, Ireland. — *Mineralogical Magazine* 52, pp. 139–146.

FERNANDEZ, J. A., IP, W. H. 1983: On the time evolution of the cometary influx in the region of the terrestrial planets. — *Icarus* 54, pp. 377–387.

FIELDING, C. R., FRANK, T. D., ISBELL, J. L. (eds) 2008: Resolving the late paleozoic ice age in time and space. — *The Geological Society of America. Special Papers* 411, 354 p.

FINGER, F., CLEMENS, J. D. 1995: Migmatization and 'secondary' granitic magmas: effects of emplacement and crystallisation of 'primary' granitoids in Southern Bohemia, Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, pp. 311–326.

FISCHER, H., WAHLEN, M., SMITH, J., MASTROIANNI, D., DECK, B. 1999: Ice core records of atmospheric $CO_2$ around the last three glacial terminations. — *Science* 283, pp. 1712–1714.

FLOOD, R. H, SHAW, S. E. 1975: Cordierite-bearing granite suite from New England batholith, N.S.W. Australia. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 52, pp. 157–164.

FOLEY, S., BUHRE, S., JACOB, D. 2003: Evolution of the Archaean crust by delamination and shallow subduction. — *Nature* 421 (6920), pp. 249–252.

FORTNER, S. K., BERRY LIONS, W., OLESIK, J., 2011: Eolian deposition of trace elements onto Taylor Valley Antarctic glaciers. — *Applied Geochemistry* 26 (11), pp. 1897–1904.

FOULGER, G. R., NATLAND, J. H. 2003: Is ''hotspot'' volcanism a consequence of plate tectonics? — *Science* 300, pp. 921–922.

FOULGER, G. R., NATLAND, J. H., PRESNALL, D. C., ANDERSON, DON L. 2005: Plates. Plumes and paradigms. — *The Geological Society of America Special Paper* 388, 881 p.

FREZZOTTI M. L., DE ASTIS G., DALLAI L., GHEZZO C. 2007: Coexisting calc-alkaline and ultrapotassic magmatism at Monti Ernici, Mid Latina Valley (Latium, central Italy). — *European Journal of Mineralogist* 19, pp. 479–497.

FRIEDMAN, A. 1922: Über die Krümmung des Raumes. — *Zeitschrift für Physik A* 10 (1), pp. 377–386.

FUJIMAKI, H. 1986: Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, pp. 42–45.

FUNAMORI, N., YAGI, T., UTSUMI, W., KONDO, T., UCHIDA, T., FUNAMORI, M. 1996: Thermoelastic properties of $MgSiO_3$ perovskite determined by in situ X ray observations up to 30 GPa and 2000 K. — *Journal of Geophysical Research* 101 (B4), pp. 8257–8269.

FURUKAWA, Y., TATSUMI, Y. 1999: Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas; unusual magmatism in SW Japan at 13 approximately 15 Ma. — *Geophysical Research Letters* 26, pp. 2271–2274.

FYFE, S. 1978: Evolution of the Earth's crust: modern plate tectonics to ancient hot spot tectonics? — *Chemical Geology* 23 (1–4), pp. 89–114.

GALER, S. J. G., O'NIONS, R. K. 1985: Residence time of thorium uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. — *Nature* 316, pp. 778–782.

GAO, S., RUDNICK, R. L., YUAN, H. L., LIU, X. M., XU, W. L., KIG, W. L., AYERS, J., WANG, Q. H. 2004: Recycling lower continental crust in the north China Craton. — *Nature* 432, pp. 892–897.

GAST, P., W., ALLÈGRE, C., HART, S. R. (eds) 1978: *Trace elements in igneous petrology: a volume in memory of Paul W. Gast.*— Elsevier, 272 p.

GAWEDA, A. 1995: Geochemistry and Rb/Sr isochron age of pegmatites from the western Tatra (S-Poland). — *Geologica Carpathica* 46, pp. 95–99.

GEISS, J., REEVES, H. 1891: Deuterium in the Solar System. — *Astronomy and Astrophysics* 93, pp. 189–199.

GEIST, D. J., WHITE, W. M., MCBIRNEY, A. R. 1988: Plume-asthenosphere mixing beneath the Galapagos archipelago. — *Nature* 333, pp. 657–660.

GELENCSÉR, A. 2004: *Carbonaceous aerosol.* — Springer Verlag, 350 p.

GENTRY, R. V. 1968: Fossil Alpha-Recoil Analysis of Certain Variant Radioactive Halos. — *Science* 160, pp. 1228–1230.

GENTRY, R. V. 1970: Giant Radioactive Halos: Indicators of Unknown Alpha-Radioactivity? — *Science* 169 (3946), pp. 670-673.

GENTRY, R. V. 1973: Radioactive Halos. — *Annual Review of Nuclear Science* 23, pp. 347–362,

GEORGET, Y., FOURCADE, S. 1988: REE partitioning in magmatic cordierite: implications for cordierite-bearing granitoids as exemplified by the Huelgoat intrusion (Brittany, France). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 158, pp. 225–240.

GEOROCK (database): Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents. Max PlanckInstitute for Chemistry in Mainz.

GERLACH, D. C., FREY, F. A., MORENO, H., LOPEZ-ESCOBAR, L. 1988: Recent volcanism in the Puyehue-Cordon Caulle region, southern Andes, Chile (40.5° S): petrogenesis of evolved lavas. — *Journal of Petrology* 29, pp. 333–382.

GERMAN, C. R., LIN, J., PARSON, L. M. (eds): Mid-ocean ridges, Hydrothermal interaction beetwen the Lithosphere and Ocean. — *Hydrothermal Interactions Between the Lithosphere and Oceans*, *Geophys. Monograph Series* 148, 318 p.

GHIORSO, M. S. 1997: Thermodynamics models of igneous processes. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25, pp. 221–241.

GHIORSO, M. S., SACK, R. O. 1995: Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119, pp. 197–212.

GILL, J. B. 1981: *Orogenic Andesites and Plate Tectonics.* — Berlin, Springer Verlag 390 p.

GLAZNER, A. F., FARMER, G. L. 1992: Production of isotopic variability in Continental basalts by cryptic crustal contamination. — *Science* 255, pp. 72–74.

GMÉLING K 2003: A Kárpát-Pannon térség miocén-kvarter mészalkáli vulkámi kőzeteinek bór geokémiai összetétele és kapcsolata a szubdukciós folyamatokkal: prompt gamma aktivációs analitiklai vizsgálatok. — Diplomadolgozat, ELTE-TTK, Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest.

GOLDSCHMIDT, V. M. 1933: Grundlagen fer quantitativen Geochemistrie. — *Fortschritte der Mineralogie Kristallographie und Petrographie* 17, pp. 112–156.

GOLDSCHMIDT, V. M. 1958: *Geochemistry.* — University Press, London 730 p.

GOUNELLE, M. 2008: The origin of short-live redionuclides and the astrophysical environment of Solar System. — *Astrophysical Journal* 680, pp. 781–792.

GOUNELLE, M., MEIBOM, A. 2005: The oxygen isotopic composition of the Sun as a test of the Supernova origin of $^{26}$Al and $^{41}$Ca i nthe early Solar System. — *Astrophysical Journal Letters* 664, pp. 1123–1125.

GRAHAM, D. W. 2002: Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts; characterization of mantle source reservoirs. — In: PORCELLI, D., WIELER, R., BALLENTINE, C. (eds): Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineral. Society of America, Washington, D.C.* pp. 247–318.

GREEN, T. H. 1994: Experimental studies of trace element partitioning applicable to igneous petrogenesis. — *Chemical Geology* 177, pp. 1–36.

GRESSLY, A. 1840: Observations géologiques sur le Jura Soleurois. — *Neue Denkschriften der Schweizerishen naturforshcenden Gesellschaft 4,* pp. 113–241.

GROSSMAN, L., LARIMER, J. W. 1974: Early chemical history of the solar system. — *Reviews of Geophysics* 12, pp. 71–101.

GROVE, T. L., PARMAN, S. W. 2004: Thermal evolution of the Earth as recorded by komatiites. — *Earth and Planetary Science Letters* 219, pp. 173–187.

GUO-NENG,_C., GRAPES, R. 2007: *Granite genesis: In situ Melting and Crustal Evolution.* —Springer Verlag, 278 p.

GUTH, A. H. 1981: Inflationary universe: A possible solution to the horizon and flatness problems. — *Physical Review* D 23, N2.

GUTH, A. H. 1982: Fluctuations in the new inflationary universe. — *Physical Review Letters* 49 (15), pp. 1110–1113.

GUTH, A. H 1997: *The Inflationary Universe.* — Reading, Massachusetts, Perseus Books, 358 p.

HAACK, U., GOHN, E., KLEIN, J. A. 1980: Rb/Sr ages of granitic rocks along the middle reaches of the Omaruru River and the timing of orogenetic events in the Damara Belt (Namibia). — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74, pp. 349–360.

HAACK, U., HOEFS, J., GOHN, E. 1982: Constraints on the origin of Damaran granites by Rb/Sr and $\delta^{18}$O data. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, pp. 279–289.

HAACK, U., HEINRICH, H., BONEß, M., SCHNEIDER, A. 1984: Loss of metals from pelites during regional metamorphism. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 85, pp. 116–132.

HAASE, K. M., GOLDSCHMIDT, B., SCHÖNBERG, D. G. 2004: Petrogenesis of Tertiary Continental intra-plate Lavas from the Westerwald Region, Germany. — *Journal of Petrology* 45, pp. 883–905.

HAJALILOU, B., MOAYYED, M., HOSSEINZADEH, G. H. 2009: Petrography, geochemistry and geodynamic of potassic alkaline rocks in Eslamy peninsula, northwest of Iran. — *Journal of Earth System Sciences* 118, pp. 643–657.

HALL, A. 1967: The variation of some trace elements in the Rosses granite complex, Donegal. — *Geological Magazine* 104, pp. 99–109.

HAMELIN, B., ALLÈGRÉ, C. J. 1985: Large-scale regional unit sin the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the south-west Indian Ridge. — *Nature* 315, pp. 196–198.

HARANGI, SZ., DOWNES, H., KÓSA, L., SZABÓ, CS., THIRWALL, M. F., MASON, P. R. D., MATTEY, D. 2001: Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the Northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe):geochemistry, petrogenesis and geodynamic implication. — Journal of Petrology 42, pp. 1813–1843.

HARANGI, SZ., LUKÁCS, R., CZUPPON, G., SZABÓ, CS. 2002: Magma mixing in a compositionally layered magma chamber: a silicate melt inclusion study. Geochemical and Geophysical Monitoring, Melt inclusions: methods, applications and problems. — *Proceedings Workshop-Short Course on volcanic Systems,* pp. 101–106.

HARKER, A. 1909: *The Natural History of Igneous Rocks*. — London, Methuen 384 p.

HARMON, R. S., HOEFS, J. 1995: Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global $^{18}O$ systematics of basalts from different geotectonic settings. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* 120, pp. 95–114.

HARRIS, N. B. W., INGER, S. 1992: Trace element modeling of pelite derived granites. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, pp. 46–56.

HARRIS N., MASSEY J. 1994: Decompression and anatexis of himalayan metapelites. — *Tectonics* 13 (6), pp. 1537–1546.

HARRISON, T. M. 2009: The Hadean crust from >4Ga zircons. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 37, pp. 479–505.

HART, S. R. 1984: A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. — *Nature* 309, pp. 753–757.

HART, R., HOGAN, L., DYMOND, J . 1985: The closed system approximation for evolution of argon and helium in the mantle, crust and atmosphere. — *Chemical Geology lsotope Geoscience Section* 52, pp. 45–73.

HART, S. R., HAURI, H., OSCHMANN, L. A., WHITEHEAD, J. A. 1992: Mantle Plumes and entrainment: isotope evidence. — *Science* 256, pp. 517–520.

HARTMANN, O., HOFFER, E., HAACK, U. 1983: Regional metamorphism in the Damara orogen: interaction of crustal motion and heat transfer. — *Geological Society of South Africa, Special Publication* 11, pp. 233–241.

HASTIE, A. R., KERR, A. C., PEARCE, J. A., MITCHELL, S. F. 2007: Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th, Co discrimination diagram. — *Journal of Petrology* 48, pp. 2341–2357.

HAURI, E. H., WAGNER, T. P., GROVE, T. L. 1994: Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts. — *Chemical Geology* 117, pp. 149–166.

HÄUSSINGER, H., OKRUSCH, M., SCHEEPERS, D. 1993: Geochemistry of premetamorphic hydrothermal alteration of metasedimentary rocks associated with the Gorob massive sulfide prospect, Damara orogen, Namibia. — *Economic Geology* 88, pp. 72–90.

HAWKESWORTH, C., J. NORRY, M. J. (eds) 1983: *Continental basalts and mantle xenoliths*. — Shiva Pub., 272 p.

HAWKESWORTH, C., TURNER, S., PEATE, D., MCDERMOTT, F., CALSTEREN, P. 1997: Elemental U and Th variation in Island Arc rock: implications for U-series isotopes. — *Chemical Geology* 139, pp. 207–221.

HAYASHI, T., TANIMIZU, M., TANAKA, T. 2004: Origin of negative Ce anomalies in Barberton sedimentary rocks, deduced from La-Ce and Sm-Nd isotope systematics. — *Precambrian Research* 135, pp. 345–357.

HEDGE, C. E. 1978: Strontium isotopes in basalts from the Pacific Ocean Basin. — *Earth and Planetary Science Letters* 38, pp. 88–94.

HEINRICHS, H., HERRMANN, A. G. 1990: *Praktikum der analytischen Geochemie*. — Berlin, Springer, 669 p.

HENDERSON, G. H., BATESON, S. 1934: A Qantitative Study of Pleochroic Haloes. — *Proceedings of the Royal Society of London, Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character* 145 (855), pp. 563–581.

HENSEN, B. J., GREEN, D. H. 1973: Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high temperatures and pressures. Synthesis of experimental data and geological applications. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 38, pp. 151–166.

HERNDON, J. M. 1996: Substructure of the inner core of the Earth. — *Proceedings of the National Academy of Sciences U.S.A.* 93, pp. 646–648.

HESS, H. H. 1962: History of Ocean Basins. — In: ENGEL, A. E. J., JAMES, H. L., LEONARD, B. F. (eds): *Petrologic studies: a volume to honor of A. F. Buddington*. — Boulder, CO: Geological Society of America, pp. 599–620..

HESSE, R., RASHID, H., KHODABAKHSH, S. 2004: Fine-grained sediment from meltwater-generated turbidity currents during Heinrich events. — *Geology* 32, pp. 449–452.

HILST VAN DER, R. D., DE HOOP, M. V., WANG, P. SHIM, S.-H., MA, P., TENORIO, L. 2007: Seismostratigraphy and Thermal Structure of Earth's Core-Mantle Boundary Region. — *Science* 315, pp. 1813–1816.

HOEFS, J. 1987: *Stable Isotope Geochemistry.* — 3rd ed, Springer Verlag, Berlin 244 p.

HOEFS, J. 2009: *Stable Isotope Geochemistry.* — Springer Verlag, 285 p.

HOERNES, S., HOFFER, E. 1985: Stable isotope evidence for fluid-present and fluid-absent metamorphism in metapelites from the Damara Orogen, Namibia. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 90, pp. 322–330.

HOERNES, S., VAN REENEN, D. D. 1992: The oxygen isotopic composition of granulites and retrogressed granulites from the Limpopo Belt as a monitor of fluid–rock interaction. — *Precambrian Research* 55, pp. 353–364.

HOFMANN, A. W. 1997a: Early evolution of continents. — *Science* 275, pp. 498–499.

HOFMANN, A. W. 1997b: Mantle geochemistry: the mesasge from oceanis volcanism. — *Nature* 385, pp. 219–229.

HOFMANN, A. W. 2003: Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. — In: CARLSON, R. W., HOLLAND, H. D., TUREKIAN, K. K. (eds): Trace on geochemistry 2, The mantle and core. pp. 61–101.

HOFMANN, A. W., WHITE, W. N. 1980: The role of subducted oceanic crust in mantle evolution. *Carnegie Institute Washington Yearbook* 79, pp. 477–483.

HOLLAND, G., BALLENTINE, C. J. 2006: Seawater subduction controls the heavy noble gas composition of the mantle. — *Nature* 441, pp. 186–191.

HOLLAND, H. D., TUREKIAN, K. K. (eds) 2004: Treatise on Geochemistry. — Elsevier-Pergamon, Oxford, 737 p.

HOLTZ, F., BARBEY, P. 1991: Genesis of peraluminous granites. II. Mineralogy and chemistry of the Tourem complex (north Portugal) — sequential melting vs. restite unmixing. — *Journal of Petrology* 32, pp. 959–978.

HOLTZ, F., JOHANNES, W. 1991: Genesis of peraluminous granites. I. Experimental investigation of melt composition at 3 and 5 kbar and various $H_2O$ activities. — *Journal of Petrology* 32, pp. 935–958.

HOOPER, P. R., CAMP, V. E., REIDEL, S. P., ROSS, M. E. 2007: The origin of the Columbia River flood basalt Province: Plume versus nonplume models. — *Geological Society of America Special Paper* 2430 (30), pp. 635–668.

HORVÁTH, F. 1997: Lemeztektonika. — *Magyar Tudomány* 10, p. 1217.

HOYLE, F., HOYLE (SIR.), F., BURBIDGE, G. R., NARLIKAR, J. V. 2000:*A Different Approach to Cosmology: From a Static Universe Through the Big Bang Towards Reality.* — Cambridge University Press, 357 p.

HSIEH, H. H., JEWITT, D., LACERDA, P., LOWRY, S. C., SNODGRASS, C. 2010: The return of activity in Comet 133P/Elst-Oizarro. — *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society* 403, pp. 363–377.

HSÜ, K. J. (ed.) 1986: *Mountain Building Processes.* — Academic Press, 263 p.

HUANG, S., SHEN, P. Y., POLLACK, H. N. 1996: Deriving century long trends of surface temperature change from borehole temperatures. — *Geophysical Research Letters* 23 (3), pp. 257–260.

HUBBLE, E. 1929: A relation between distance and radial velocity among extra-galactic nebulae. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* 15 (3), pp. 168–173.

HURLEY, P. M. 1968: Absolute abundance and distribution of Rb, K and Sr in the earth. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32 (9), pp. 1025–1030.

HUSSAIN, M. F., MONDAL, M. E. A., AHMAD, T. 2004: Geochemistry of the basement gneisses gneissic enclaves from Bastar craton: geodynamic implications. — *Current Science* 86, (11), pp. 1543–1547.

HUTCHINSON, J. 2011: *Vapor Pressure of a Liquid.* — www.vias.org/genchem/phase_equi_12596_03.html+C.+Hutchinson+2011+water+boiling&cd=2&hl=hu&ct=*clnk&gl=hu*

IMPELLIZZERI, C. M. V., MCKEAN, J. P., CASTANGIA, P., ROY, A. L., HENKEL, CH., BRUNTHALER, A., WUCKNITZ, O. 2008: A gravitationally lensed water maser int he early Universe. — *Nature* 456, pp. 927–936.

INGER, S. 1994: Magmagenesis associated with extension in orogenic belts: examples from the Himalaya and Tibet. — *Tectonophysics* 238 (1–4), pp. 183–197.

IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. 1971: A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. — *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, pp. 523–548.

ISLAM, R., RAO, R., GURURANJA, N. S., RAI, H., KHANNA, P. P. 2006: Geochemical, geochronological and petrogenetic studies of the granitoids from the Tso-Morari Complex, Ladakh, Jammu and Kashmir. — *Journal of Geological Society of India* 68, pp. 72–86.

ITO, E., TAKAHASHI, E. 1989: Post-spinel transformations in the system $Mg_2SiO_4$-$Fe_2SiO_4$ and some geophysical implications. — *Journal of Geophysical Research* 94, pp. 10637–10646.

ITO, G., SHEN, Y., HARTH, G., WOLFE, C. J. 1999: Mantle flow, melting and dehydration of the Iceland mantle plume. — *Earth and Planetary Science Letters* 165, pp. 81–96.

IVAN, P., HOVORKA, D., MERES, S. 1992: Paleozoic basement of the Inner Western Carpathian — geodynamic setting as infered from the metavolcanics studies. — *Terra abstract, Supl. No. 2, Terra Nova 4*, p. 34.

JACKSON, I. (ed) 2000: *The Earth's Mantle. Composition, Structure and Evolution.* — Cambridge University Press, 566 p.

JACOBSEN, S. B., DYMEK, R. F. 1988: Nd and Sr isotope systematics of clastic metasediments from Isua, West Greenland. — *Journal of Geophysical Research* 93, pp. 338–354.

JAKES, P., JAMBON, A. 1998: The composition of the Earth lower mantle and the bulk composition of the Moon? — *Lunar and Planetary Science* 31, 1228.pdf.

JAMES, H. N. 2007: Delta Nb and the role of magma mixing at the East Pacific Rise and Iceland. Plates, plumes, and planetary processes. — *Special Paper Geological Society of America* 430, pp. 413–449.

JANOUŠEK , V., FARROW, C., M., ERBAN, V. 2006: Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (*GCDkit*). — *Journal of Petrology* 47 (6), pp. 1255–1259.

JØRGENSEN, J. K., DISHOECK, E. F. 2010: Water Vapour int he Inner 25 AU of a Young Disk around a Low-Mass Protostar. — *The Astrophysical Journal* 10. http://arxiv.org/abs/1001.1532

JUNG, S., HOFFER, E., MASBERG, P., HOEMES, S. 1995: Geochemistry of granitic in-situ low melt fractions — an example from the Central Damara Orogen, Namibia. — *Special Publication of Geologicval Survey of Namibia* 10, pp. 21–31.

JUNG, S., MEZGER, K., HOERNES, S. 1998: Petrology and geochemistry of post-collisional metaluminous A-type granites — a major and trace element and Nd–Sr–Pb–O-isotope study from the Proterozoic Damara Belt, Namibia. — *Lithos* 45, pp. 147–175.

JUNG, S., MEZGER, K., MASBERG, P., HOFFER, E., HOERNES, S. 1998: Petrology of an intrusion-related high-grade migmatite — implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes. — *Journal of Metamorphic Geology* 16, pp. 425–445.

JUNG, S., HORNES, S., MASBERGI, P., HODDER, E. 1999: The petrogenesis of some migmatites and granites (Central Damara Orogen, Namibia: Evidence for disequilibrium Melting, Wall-Rock Contamination and Crystal fractionation. — *Journal of Petrology* 40, pp. 1241–1269.

JUNG, S., HOERNES, S., MEZGER, K. 2000: Geochronology and petrogenesis of Pan-African syn-tectonic S-type and post-tectonic A-type granite (Namibia) — products of melting of crustal sources, fractional crystallization and wall rock entrainment. — *Lithos* 50, pp. 259–287.

JUNG, S., PFÄNDER, J. A., BRÜGMANN, G., STRACKE, A. 2005: Sources of primitive alkaline volcanic rocks from the Central European Volcanic Province (Rhön, Germany) inferred from Hf, Os and Pb isotopes. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150, pp. 546–559.

KABATA-PENDIAS, A., PENDIAS, H. 2000: Trace elements in soils and plants. — CRC Press, Boca Raton, USA., 413 p.

KANEOKA, I. 1983: Boble gas constraints on the layered structure of the mantle. — *Nature* 302, pp. 698–700.

KANEOKA, I. 2003: Terrestrial noble gases-A Unique indicator for the chemical Structure and evolution of the Earth. — *Nippon Chikyu Kagakkai Nenkai Koen Yoshishu* 50, p. 73.

KANEOKA, I. 2006: Kimberlites vs. ocean-island basalts: Comparison as an indicator for volatiles and some other elements in deep mantle. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A305.

KANO, T. 1984: Occurrence of augen gneisses in the Nepal Himalayas. — *Journal of Nepal Geological Society Special Issue,* 4, pp. 121–139.

KARATO, S. 2008: *Deformation of earth materials: an introduction to the rheology of solid earth.* — Cambridge University Press, 318 p.

KARBERG, S. M. 2006: An Examination of the Evolution of the Santorini Volcanic Field Using a New Oxygen Fugacity Method. — *Manuscript,* 24 p.

KARSTEN, M., HAASE, B. J. O., GOLDSCHMIDT, R. N., SCHÖNBERG, D. G. 2004: Petrogenesis of Tertiary Continental Intra-plate Lavas from the Westerwald Region, Germany. — *Journal of Petrology* 45, pp. 883–905.

KASTING, J. F. 1993: Earth's early atmosphere. — *Science* 259, pp. 920–926.

KATO, T., SUZUKI, K., ADACHI, M. 1999: Computer program for the CHIME age calculation. — *Journal of Earth and Planetary Sciences,* Nagoya University 46, pp. 49–56.

KEAREY, PH., VINE, F. J. 1996: *Global Tectonics.* — Blackwell Science, Second Edition, 333 p.

KEAREY, P., KEITH, A., KLEPEIS, F., VINE, J. 2009: *Global tectonics.* - Wiley and Blackwell, 487 p.

KELEMEN, P. B. 1995: Genesis of high Mg andesites and the continental crust. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120, pp. 1–19.

KELEMEN, P. B., MILLER, D. J. 2007: Drilling mantle peridotite along the Mid-Atlantic Ridge from 14° to 16°N: Covering leg 209 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution, Rio de Janeiro, Brazil, to St. George, Bermuda, Sites 1268-1275, 6 May – 6 July 2003. — Texas University, USA.

KELEMEN, P. B., JOHNSON, T. M., KINZLER, R. J., IRVING, A. J. 1990: High-field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. — *Nature* 345, pp. 521–524.

KELEMEN, P. B., HANGHŘJ, K., GREENE, A. R. 2003: One View of the Geochemistry of Subduction-related Magmatic Arcs, with an Emphasis on Primitive Andesite and Lower Crust. — In: RUDNICK, R. L. (ed.): *Treatise on Geochemistry. Volume 3.* — Elsevier, pp. 593–659.

KEMPTON, P. D., DOWNES, H., EMBEY-ISZTIN, A. 1997: Mafic Granulite Xenoliths in Neogene Alkali Basalts from the Western Pannonian Basin: Insights into the Lower Crust of a Collapsed Orogen. — *Journal of Petrology* 38, pp. 941–970.

KENDALL, C., CALDWELL, E. A. 1998: Fundamentals of Isotope Geochemistry. — In: KENDALL, C., MCDONNELL. J. J. (eds.): *Isotope Tracers in Catchment Hydrology.* — Elsevier Science, Amsterdam, pp. 51–86

KENDALL, C., SKLASH, M. G., BULLEN, T. D. 1995: Isotope Tracers of Water and Solute Sources in Catchments. — In: TRUDGILL, S. T. (ed.): *Solute Modeling in Catchment Systems.* — John Willey and Sons Ltd, New York, 486 p.

KENNEDY, A. K., LOFGREN, G. E., WASSERBURG, G. J. 1993: An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects. — *Earth and Planetary Science Letters* 115, pp. 177–195.

KENNETH, L. C., VAN BREMEN, O. 1996: The origin of rare minerals in the Kipawa Syenite complex, Western Quebec. — *The Canadian Mineralogist* 34, pp. 435–451.

KERN, S. D., ELLIOT, J. L. 2006: The Frequency of binary Kuiper belt objects. — *Astrophysical Journal Letters* 643, pp. 57–60.

KERR, A., TARNEZ, J., MARRINER, G. F., NIVINA, A., SAUNDERS, A. D. 1997: The Caribbean-Colombian Cretaceous Igneous Province: The Internal Anatomy of an Oceanic Plateau. — In: MAHONEY, J. J., COFFIN, M. F. (eds): *Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism.* American Geophysical Union, 438 p.

KESSEL, R., SCHMIDT, M. W., ULMER, P., PETTKE, T. 2005: Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and 180 km depth. — *Nature* 437, pp. 724–727.

KIAO, L., ZHANG, H. F., CLEMENS, J. D., WANGM Q. W., KAN, Z. Z., WANG, K. M., NI, P. Z., LIU, X. M. 2007: Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: geochronology, petrogenesis, and implications for tectonic evolution. — *Lithos* 96, pp. 436–452.

KOGISO, T., HIRSCHMANN, M. M., FROST, D. J. 2003: High-pressure partial melting of garnet pyroxenite: possible mafic lithologies in the source of ocean island basalts. — *Earth* 216, pp. 603–617.

KOKFELT, T. F., HOERNLE, K., HAUFF, F., FIEBIG, J., WENER, R., GARBE-SCHÖNBERG, D. 2006: Combined Trace Element and Pb-Nd–Sr-O Isotope Evidence for Recycled Oceanic Crust (Upper and Lower) in the Iceland Mantle Plume. — *Journal of Petrology* 47 (9), pp. 1705–1749.

KORENAGA, J. 2003: Energetics of mantle convection and the fate of fossil heat. — *Geophysical Research Letters* 30 (8), pp. 1437–1456.

KORENAGA, J. 2005: Firm mantle plumes and the nature of the core mantle boundary region. — *Earth and Planetary Science Letters* 232, pp. 29–37.

KORENAGA, J. 2008: Plate tectonics, flood basalts, and the evolution of Earth's oceans. — *Terra Nova* 20, pp. 419–439.

KORENAGA, J. 2008: Urey ratio and the structure and evolution of Earth's mantle. — *Reviews of Geophysics* 46, 32 p.

KOSTITSYN, YU. A. 2003: Sm/Nd and Lu/Hf ratios of the earth primitive mantle. — *Geophysical Research Abstracts* 5, 09392

KOSTITSYN, YU. A., VOLKOV, V. N., ZHURAVLEV, D. Z. 2007: Trace elements and evolution of granite melt as exemplified by the Raumid Pluton, Southern Pamirs. — *Geochemistry International* 45 (10), pp. 971–982.

KRENN, E., FINGER, F. 2004: Metamorphic formation of Sr-apatite and Sr-bearing monazite in a high-pressure rock from the Bohemian Massif. — *American Mineralogist* 89, pp. 1323–1329.

KRETZ, R. 1983: Symbols for rock forming minerals. — *American Mineralogist* 68, pp. 277–279.

KRIENITZ, M.-S., HAASE, K. M., MEZGER, K., ECKARDT, V., SHAIKH- MASHAIL, M. A. 2006: Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 151, pp. 698–716.

KRIENITZ, M.-S., HAASE, K. M., MEZGER, K., SHAIKH-MASHAIL, M. A. 2007: Magma genesis and mantle dynamics at the Harrat Ash Shamah volcanic field (southern Syria). — *Journal of Petrology* 48, 1513–1542.

KUIPER, G. P. 1951: On the origin of the solar system. — *Proceedings of National Academy of Sciences* 37, pp. 1–14.
KUNO, H. 1960: Origin of andesite and its bearing on the Island arc structure. — *Bulletin Volcanologique* 32 (1), pp. 141–176.
KUSHIRO, I. 2001: Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalt. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 29, pp. 71–107.
KUSKY, T. M., ZHAI, M. G., XIAO, W. (eds) 2010: The evolving continents. Understanding processes of continental growth. — *Geological Society, London, Special Publications* 338, pp. 35–53.
LAGRANGE, A.-M., BONNEFOY, M., CHAUVIN, G., APAI, D., EHRENREICH, D., BOCCALETTI, A., GRATADOUR, D., ROUAN, D., MOUILLET, D., LACOUR, S., KASPER, M. 2010: A Giant Planet Imaged in the Disk of the Young Star â Pictoris. — *Science* 329 (5987), pp. 57–59.
LALLEMAND, S., FUNICIELLO, F. (eds): *Subduction Zone Geodynamics.* — Springer Verlag, Berlin 275 p.
LAMMER, H. 2000: Atmospheric evolution and the history of water on Mars. — *Advances in Astrobiology and Biogeophisics,* pp. 25–43.
LANG, K. R. 1980: *Astrophysical Formulae: A Compendium for the Physicist and the Astrophysicist.* — 2nd edition, New York, Springer-Verlag, 783 p.
LANGMUIR, C. H., VOCKE, R. D., HANSON, G. N., HART, S. R. 1978: A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. — *Earth and Planetary Science Letters* 37, pp. 380–392.
LANGWAY, C. C. 1967: *Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland.* — Research report 77. US Army Materiel Command Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover New Hampshire 132 p.
LARIMER, J. W. 1988: The cosmochemical classification of the elements. — In: KERRIDGE, J. F., MATTHEWS, M. S. (eds): *Meteorites and the Early Solar System.* University Arizona Press, pp. 375–389.
LARSON, R. 1991: Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. — *Geology* 19, pp. 547–550.
LASSITER, J. C. 2004: Role of recycled oceanic crust in the potassium and argon budget of the Earth: Toward a resolution of the "missing argon" problem. — *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5 (11), 16 p.
LAUGHLIN, A. W., BROOKINS, D. G., CAUSEY, J. D. 1972: Late Cenozoic basalts from the Bandera lava field, Valencia County, New Mexico. — *Bulletin of the Geological Society of America* 83, pp. 1543–1552.
LAURETTA, D. S., LODDERS, K. 1997: Experimental Simulations of Sulfide Formation in the Solar Nebula. — *Science* 277, pp. 358–360.
LAY, T., GARNERO, E. J., RUSSELL, S. 2004: Lateral variation of the D" Discontinuity beneath the Cocos Plate. — *Geophysical Research Letters* 31, L15612, 5 p.
LE BAS, M. J., STRECKEISEN, A. L. 1991: The IUGS systematics of igneous rocks. — *Journal of the Geological Society London* 148, pp. 825–833.
LE FORT, P., CRONIN, V. S. 1988: Granites in the Tectonic Evolution of the Himalaya, Karakoram and Southern Tibet. "Tectonic Evolution of the Himalayas and Tibet". — *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A,* 326, pp. 281–299.
LE FORT, P., RAI, S. M. 1999: Pre-Tertiary felsic magmatism of the Nepal Himalaya. Recycling of continental crust. — *Journal of Asian Earth Sciences* 17, pp. 607–628.
LE MAITRE, R. W. (ed.) 2002: *A* Classification of *Igneous* Rocks *and Glossary of Terms.* — Cambridge University Press, 236 p.
LEBRETON, N., THOMPSON, A. B. 1988: Fluid-absent (dehydration melting) of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, pp. 226–237.
LECHLER, P. J., DESILETS, M. O. 1987: A review of the use of loss on ignition as a measurement of total volatiles in whole rock analysis. — *Chemical Geology* 63, pp. 341–344.
LEMAÎTRE, G. 1933: L'Univers en expansion. — *Annales de la Société Scientifique de Bruxelles* A53, pp. 51–85.
LENTZ, D. R., THORNE, K. G., BEAL, K-L. (eds) 2009: *Proceedings of the 24th International Applied Geochemistry Symposium Fredericton, New Brunswick, Canada.* 562 p.
LEVIN, E. M. 1956: *Phase diagrams for ceramists.* — American Ceramic Society, Columbus, 286 p.
LEWIS, J. 2004: *Physics and chemistry of the solar system.* — Elsevier Academic Press, 600 p.
LEWIS, K., BURROWS, D. N., HUGHES, J. P., SLANE, G. P., GARMIRE, P. O., NOUSEK, J. A. 2003: The radial structure of supernova remnant N103B. — *The Astrophysical Journal* 582, pp. 770–782.
LI, Q., LIU, S., WANG, Z., YAN, Q., GUO, Z., ZHANG, Z., ZHENG, H., JIANG, C., WANG, T., CHU, Z. 2007: Geochemical constraints on the petrogenesis of the Proterozoic granitoid gneisses from the eastern segment of the Central Tianshan Tectonic Zone, northwestern China. — *Geological Magazine* 144 (2), pp. 305–317.
LUDWIG, K. R. 1991: PBDAT for MS-DOS [microform]: a computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data, version 1.00a. — *U.S. Geological Survey open-file report* 88–542, 28 p.
LUDWIG, K. 2000: User's Manual For Isoplot/Ex version 2.2. 0151 http://www.geo.cornell.edu/geology/classes/Geo656/Isoplot%20Manual.pdf
LUNDSTROM, C. C., GILL, J., WILLIAMS, Q. 2000: A geochemically consistent hypothesis for MORB generation. — *Chemical Geology* 162, pp. 105–126.
LUSTRINO, M. 2005: How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. — *Earth Science Reviews* 72, pp. 21–38.
LUSTRINO, M., MELLUSO, L., MORRA, V. 2000: The role of lower continemtal crust and lithospheric mantle in the genesis of Plio-Pleistocene volcanic rocks from Sardinia (Italy). — *Earth and Planetary Science Letters* 180, pp. 259–270.
LUTGENS, F. K., TARBUCK, E. J. 2003: *Essentials of geology.* — Prentice Hall, 466 p.
MAALØE, S., AOKI, K. I. 1977. The major element compostion of the upper mantle estimated from the compostion of Iherzolites. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* 63 (16), pp. 161–173.
MACAYEAL, D. R. 1993, Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. — *Paleoceanography* 8, pp. 775–785.

MACFARLANE, A., SORKHABI, R., QUADE, J. 1999: Himalaya and Tibet: mountain roots to mountain tops. — *Geological Society of America Special Paper* 328, 330 p.

MACLENNAN, J., MCKENZIE, D., GRÖNVOLD, K., SHIMIZU, N., EILER, J. M., KITCHEN, N. 2003: Melt mixing and crystallization under Theistareykir, northeast Iceland. — *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4 (11), 2003GC000558.

MACLEOD, C. J., TYLER, P. A., WALKER, C. L. (eds) 1996: Tectonic, Magmatic, Hydrotherma, & Biological Segmentation at Mid-Ocean Ridges. — *Geological Society Special Publication* 118, pp. 1–8.

MAHONEY, J. J., COFFIN, M. F. (eds) 1997: Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. — *AGU Geophysical Monograph Series* 100, 438 p.

MAHOOD, G., HALLIDAY, A. N. 1983: Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, pp. 183–191.

MAILLET, L. A., CLARKE, D. B. 1985: Cordierite in the peraluminous granites of the Meguma Zone, Nova Scotia, Canada. — *Mineralogical Magazine* 49, pp. 695–702.

MASBERG, H. P., HOFFER, E., HOERNES, S. 1992: Microfabrics indicating granulite-facies metamorphism in the low-pressure central Damara Orogen, Namibia. — *Precambrian Research* 55 pp. 243–257.

MASBERG, P., MIHM, D., JUNG, S. 2005: Major and trace element and isotopic (Sr,Nd,O) constraitns for Pan-African crustally contaminated grey granite gneisses from the southern Kaoko belt, Namibia. — *Lithos* 84, pp. 25–50.

MCCULLOCH, M. T., CHAPPELL, B. W. 1982: Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. — *Earth and Planetary Science Letters* 58, pp. 51–64.

MCDERMOTT, F., HARRIS, N. B. W., HAWKESWORTH, C. J. 1996: Geochemical constraints on crustal anatexis a case study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, pp. 406–423.

MCDONOUGH, W. F. 2003: Compositional Model for The Earth's Core. — In: CARLSON, R. W. (ed.): The Mantle and Core Vol. 2. — HOLLAND, H. D. TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on Geochemistry.* — Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 547–568.

MCDONOUGH, W. F., RUDNICK, R. L. 1998: Mineralogy and composition of the upper mantle. In Ultrahigh-Pressure Mineralogy: Physics and chemistry of the Earth's deep interior. — *American Mineralogist* 37, pp. 139–164.

MCDONOUGH, W. F., SUN, S. 1995: The composition of the Earth. — *Chemical Geology* 120 (3–4), pp. 223–253.

MCDOUGALL, I., HONDA, M. 1998: Primordial solar noble-gas component in the Earth: consequences for the origin and evolution of the Earth and its atmosphere. — In: JACKSON, I. (ed.): *The Earth Mantle. Composition, Structure, and Evolution.* — Cambridge University Press, pp. 259–188.

MCLELLAN, E. L. 1983: Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. — *Journal of Metamorphic Geology* 1, pp. 241–262.

MCLELLAN, S. M., TAYLOR, S. L. 1981: Role of subducted sediments in island-arc magmatism: constraints from REE patterns. — *Earth and Planetary Science Letters* 54, pp. 423–430.

MCLELLAN, S. M., TAYLOR S. 1982: Geochemical constraints on the growth of the continental crust. — *Journal of Geology* 90 (4), pp. 347–361.

MCWILLIAM, A., RAUCH, M. (eds) 2004: *Origin and evolution of the elements.* — Cambridge University Press, 496 p.

MEIBOM, A., ANDERSON, D. L., SLEEP, N. H., FREI, R., CHAMBERLAIN, C. P., HREN, M. T., WOODEN, J. L. 2003: Are high 3He/4He ratios in oceanic basalts an indicator of deep-mantle plume components? — *Earth Planet Science Letters* 208, pp. 197–204.

MEISEL, T., WALKER, R. J., IRVIN, A. J., LORAND, J-P. 2001: Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: a global perspective. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, pp. 1311–1323

MÉDARD, E., GROVE, T. L. 2006: Early hydrous melting and degassing of the Martian interior: an experimental study. — *Journal of Geophysical Research* 111, E11003, doi: 10.1029/2006JE002742

MÉSZÁROS, E. 1999: *Fundamentals of Atmospheric Aerosol Chemistry.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 308 p.

MEYER, N. S., NITTER, L. R., NGUYEN, A. N., MESSENGER, S. 2008: Nucleosynthesis and chemical evolution of oxygen. — *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 68, pp. 41–53.

MIDBON, M. 2000: A Day Without Yesterday: Georges Lemaître & the Big Bang. — http://www.catholiceducation.org/articles/science/sc0022.html

MILLER, C. F. 1985: Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? — *Journal of Geology* 93, pp. 673–689.

MILLER, C. F., MITTLEFEHLDT, D. W. 1982: Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. — *Geology* 10, 129–133.

MILLER, MC. G. 1983: The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. *Geological Society of South Africa, Special Publication* 11, pp. 431–515.

MITTLEFEHLDT, D. W., MILLER, C. F. 1983: Geochemistry of the Seawater Wash pluton, California: implications for 'anomalous' trace element behaviour during differentiation of felsic magmas. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, pp. 109–124.

MIYASHIRO, A. 1983: Cordierite–indialite relations. — *American Journal of Science* 255, pp. 43–62.

MO, H., BOSCH, F. VAN DEN, WHITE, S. 2010: *Galaxy Formation and Evolution.* — Cambirdge University Press, 840 p.

MOHAMED, M., ABU EL-ELA, F. 2009: Geochemistry and fluid inclusions study of highly fractionated garnet-bearing granite of Gabal Abu Diab, central Eastern Desert of Egypt. — *Arabian Journal of Geosciences,* doi:10.1007/s12517-009-0088-3

MOLNAR, P. 1984: Structure and tectonics of the Himalaya: Constraints and implication of geophysical data. — *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 12, pp. 489–518.

MOLNAR, P., TAPPONNIER, P. 1975: Cenozoic tectonics of Asia: Effect of a continental collision: — *Science* 189, pp. 419–425.

MONTEL, J. M. 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. — *Chemical Geology* 110, pp. 127–146.

MONTEL, J. M., MARIGNAC, C., BARBEY, P., PICHAVANT, M. 1992: Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-*P*, high-*T* Velay anatectic dome (French Massif Central). — *Journal of Metamorphic Geology* 10, pp. 1–15.

MOONEY, W. D., LASKE, G., MASTERS, G. T. 1998: CRUST 5.1; a global crustal model at 5 degrees X 5 degrees. — *Journal of Geophysical Research* 103, pp. 727–747.

MORBIDELLI, A., CHAMBERS, J., JUNINE, J. I., PETIT, J. M., ROBERT, F., VALSECCHI, G. B. 2001: Source region sand timescales for the delivery of water to the Earth. — *Meteorics and Planetary Science* 35, pp. 1309–1320.

MORGAN, W. J. 1971: Convection plumes in the lower mantle. — *Nature* 230, pp. 42–43.

MORGAN, W. J. 1972: Plate motions and deep mantle convection. — *Bulletin of the Geological Society of America* 132, pp. 7–22.

MORRISON, G. H., GERARD, J. T., POTTER, N. M., GANGADHARAM, E. V., ROTHENBERG, A. M., BURDO, R. A. 1971: Elementar abundances of lunar soil from Apollo 12. — *Second Lunar Science Conference.*

MOSKVITS, K. 2011: Exoplanet spotted in motion around its ”Sun”. — BBC Science

MOULLET, A., LELLOUCH, E., DORESSOUNDIRAM, A.,. ORTIZ, J. L, DUFFARD, R., MORBIDELLI, A., VERNAZZA, P., MORENO, R. 2008: Physical and dynamical properties of (12929) 1999 TZ1 suggest that it is a Trojan. — *Astronomy and Astrophysics* 483, L17–L20.

MOYNIER, F., DAUPHAS, N., PODOSEK, F. 2009: A search for Zn anomalies in meteorites. — *The Astrophysical Journal* 700, L92–L95.

MUKHERJEE, P. K., KHANNA, P. P., SAINI, N. K., PUROHIT, K. K, RATHI, M. S. 2004: Stream sediment geochemical survey across MCT zone in Garhwal Himalaya: Prospects for uranium and thorium mineralization. (Goldsmidt Conf. Abst.) — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, (115), A536.

MUKHOPADHYAY, S. 2007: http://quake.mit.edu/hilstgroup/MIT-HRVD2005/170305/NobleGas-lect.pdf

NABELEK, P. I., LANGMUIR, C. H., BENCE, A. E. 1981: The polybaric history of FAMOUS basalt 567-1-1: Evidence from trace elements in olivine. — *Microbeam Anal* 151–154.

NEHRING, F., FOLEY, S., F., HÖLTTÄ, P. 2007: Trace element partitioning in the granulite facies. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159 (4), pp. 493–519.

NEIVA, A. M. R. 2007: Geochemistry of I-type granodiorite tin-bearing S-type granites from Gouveia, central Portugal. — *Goldschmidt Conference 2007,* A709

NEIVA, A. M. R., GOMES, M. E. P., RAMOS, J. M. F., SILVA, P. B. 2007: Geochemistry of granite aplite-pegmatite sills and their minerals from Arcozelo da Serra (Gouveia, Portugal). — *Granitic Pegmatites: The State of the Art – International Symposium. 06th – 12th May 2007, Porto, Portugal,* 2 p.

NELSON, S. A. 2003: Magmatic Differentiation: Chemical variation in rock suites. — http://pulse.tcs.tulane.edu/~sanelson/eens212/magmadiff.pdf

NELSON, S. A. 2007: Structure of the Earth and origin of magmas. www.tulane.edu/~sanelson/eens211/earths_interior.htm +Nelson,+S.+A.+2007:+Structure+of+the+Earth+and+origin+of+magmas.&cd=1&hl=hu&ct=clnk&gl=hu

NEMECZ E. 2006: *Ásványok átalakulási folyamatai talajokban.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 326 p.

NÉMETH J. 2006: Hans A. Bethe, a magfizika és a nukleáris asztrofizika egyik szülőatyja — Szubjektív megemlékezés. — *Fizikai Szemle* 7, p. 234.

NICHOLLS, I. A., HARRIS, K. L. 1980: Experimental rare earth element partition coefficients for garnet, clinopyroxene and amphibole coexisting with andesitic and basaltic liquids. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, pp. 331–340.

NIEDERMANN, S., BACH, W. 1998: Anomalously nucleogenic neon in North Chile Ridge basalt glasses suggesting a previously degassed mantle source. — *Earth and Planetary Science Letters* 160 (3–4), pp. 447–462.

NIRONEN, M., ELLIOT, B. A., RÄMÖ, O. T. 2000: 1.88–1.87 Ga post-kinmatic intrusisons of Central Finland. Granitoid Complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. — *Lithos* 53, pp. 37–58.

NIU, Y., O'HARA, M. J. 2003: The origin of ocean island basalts: A new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. — *Journal of Geophysical Research* 108, 10.1029/2002JB002048.

NORTON, O. R. 1998: *Rocks from Space. Second Edition* — Mountain Press Publishing Co., Missoula, Montana, 447 p.

NOWELL, G. M., PEARSON, D. G., BELL, D. R., CARLSON, R. W., SMITH, C. B., KEMPTON, P. D., NOBLE, S. R. 2004: Hf isotope systematics of kimberlites and their megacryst: New constraints on their source regions. — *Journal of Petrology* 45 (8), pp. 1583–1612.

NYBLADE, A. A., POLLACK, H. N. 1993: A global analysis of heat flow from terrains: precambrium implications for the thermal structure of archean and proterozoic lithosphere. — *Journal Geophysics Research* 98, pp. 12207–12218.

OBATA, M., YOSHIMURA, Y., NAGAKAWA, K., ODAWARA, S., OSANAI, Y. 1994: Crustal anatexis and melt migrations in the Higo metamorphic terrane, west–central Kyushu, Kumamoto, Japan. — *Lithos* 32, pp. 135–147.

OBERTI, R., VANNICCI, R., ZANETTI, A., TIEPOLO, M., BRUMM, R. C. 2000: A crystal chemical re-evalution of amphibole/melt and amphibole/clinopyroxene $D_{Ti}$ values in petrogenetic studies. — *American Mineralogist* 85, pp. 407–419.

O'BRIEN, M. S., KAWALER, S. D. 2000: The Predicted Signature of Neutrino Emission in Observations of Pulsating PreWhite Dwarf Stars. — *The Astrophysical Journal* 539, pp. 372–378.

O'NIONS, R. K., HAMILTON, P. J., HOOKER, P. J. 1983: A Nd isotope investigation of sediments related to crustal development in the British Isles. — *Earth and Planetary Science Letters* 63 (2), 229–240.

OWE, T. C., BAR-NUN, A. 2001: Contributions of icy planetesimals to the Earth's early atmosphere. — *Origin of Life and evolution of the Biosphere* 31, pp. 435–453.

OZIMA, M., PODOSEK, F. A. 2002: *Noble Gas Geochemistry.* — 2nd edtition, Cambridge University Press, 300 p.

PALME, H. 1988: Chemical abundances in meteorites. — In: KLARE, G. (ed.): *Reviews in Modern Astronomy.* — Springer, Berlin, pp. 28–51.

PANTÓ, Gy. 1977: Genetic significance of rare earth elements in the granitiod rocks of Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* 21, pp. 105–113.

PAOLO, D. J., WASSERBURG, G. J. 1979: Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources. — *Proceedings National Academy of Science USA* 76, pp. 3056–3060.

PARCHETT, J., KOUVO, O. 1986: Origin of continental crust of 1,9–1,7 Ga age: Nd isotopes and U-Pb zircon ages in the Svecokarelian terrain of south Finland. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* 92, pp. 1–12.

PARMAN, S. W., GROVE, T. L., DANN, J. G. 2001: The production of Barberton komatiites in a subduction zone. — *Geophysical Research Letters* 28, pp. 2513–2516.

PATIŃO DOUCE, A. E., JOHNSTON, A. D. 1991: Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, pp. 202–218.

PATTAN, J. N., RAO, CH., HIGGS, N. C., COLLEY, S., PARTHIBAN, G. 1955: Distribution of major, trace and rare-earth elements in surface sediments of the Wharton Basin, Indian Ocean. —*Chemical Geology* 121, pp. 201–215.

PATTERSON, C. C. 1956: Age of meteorites and the Earth. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 10, 230–237.

PATTERSON, D. B., HONDA, M., MACDOUGALL, I. 1994: Atmospheric, MORB-like, and Crustal-derived Noble Gas Components in Subduction-related Samples. — In: MATSUDA, J. (ed.): *Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry.* — Terrapub, Tokyo, pp. 147–158.

PATTISON, D. R. M., HARTE, B. 1988: Evolution of structurally contrasting migmatites in the 3-kbar Ballachulish aureole, Scotland. — *Journal of Metamorphic Geology* 6, pp. 475–494.

PEACKOK, S. M. 1996: Thermal and petrologic structure of subduction Zones. — In: BEBOUT, E., SCHOLL, W., KIRBY, H., PLATT, P. (eds): Subduction: Top to Bottom. — *AGU Geophysical Monographs Series* 96, pp. 119–133.

PEARCE, J. A., HARRI, N. B. W., TINDLE, A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretations of granitic rocks. — *Journal Petrology* 25, pp. 956–983.

PEARCE, J. A., VAN DER LAAN, S. R., ARCULUS, R. J., MURTON, B. J., ISHII, T., PEATE, D. W., PARKINSON, I. J. 1992: Boninite and harzburgite from ODP Leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. — In: FRYER, P., PEARCE, V., STOKKING, L. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Reports, 125*. College Station, TX: Ocean Drilling Program, pp. 623–660.

PECCERILLO, A. 2002: Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. — *Bollettino della Società Geologica Italiana* 1, pp. 113–127.

PECHER, A., LE FORT, P. 1977: Origin and significance of the Lesser Himalayan augen gneisses. — In: JEST, C. (ed.): *Ecologie at geologie de l'Himalaya C.N.R.S. Paris, Coll. Int. 268, Science de la Terre, Ed. Cent. National Research, Science, Paris,* pp. 319–329.

PECK, W. H., VALLEY, J. W., WILDE, S. A., GRAHAM, C. M. 2000: Ion microprobe Evidence for Pre-4.4 Ga Continental Crust and Low Temperature Water/Rock Interaction. — *Geological Society of America Abstract* 32, p. 376.

PENZIAS, A. A., WILSON, R. W. 1965: A Measurement of Excess Antenna Temperature At 4080 Mc/s. — *Astrophysical Journal Letters* 142, pp. 419–421.

PEPIN, R. O., PORCELLI, D. 2002: Origin of Noble Gases in the Terrestrial Planets. — *Reviews of Mineralogy and Geochemistry* 47, pp. 191–246.

PETERSEN, J. S. 1980: Rare-earth element fractionation and petrogenetic modelling in chamockitic rocks, southwest Norway. — *Contributions to Mineralogy and Petrolology* 73, pp. 161–172.

PETFORD, N., KERR, K. C., LISTER, R. C. 1993: Dike transport of granitoid magmas. — *Geology* 21, pp. 845–848.

PHILLIPS, G. N., WALL, V. J., CLEMENS, J. D. 1981: Petrology of the Strathbogie batholith — a cordierite bearing granite. — *Canadian Mineralogist* 19, pp. 47–63.

PHILLIPS, G. N., GROVES, D. I., REED, K. 1989: Geochemistry of the Kuiseb metasediments around Windhoek, Namibia. — *Communications of the Geological Survey of Namibia* 5, pp. 19–30.

PHIPPS MORGAN J., MORGAN W. J. 1999: Two-stage melting and geochemical evolution of the mantle a recipe for mantle plum-pudding. — *Earth and Planetary Science Letters* 170, pp. 215–239.

PICHAVANT, M., MONTEL, J. M., RICHARD, L. R. 1992: Apatite solubility in peraluminous liquids: experimental data and an extension of the Watson–Harrison model. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, pp. 3855–3861.

PIDWIRNY, M., SCOTT, J. 2010a: Fundamentals of physical geography 2nd. — http://www.physicalgeography.net/fundamentals/8j.html

PIDWIRNY, M., SCOTT, J. 2010b: Fundamentals of physical geography 2nd. — http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10h.html

PIK, R., DENIEL, C., COULON, C., YIRGU, G., MARTY, B. 1999: Isotopic and trace element signatures of Ethiopian lood basalts: evidence for plume–lithosphere interactions. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (15), pp. 2263–2279.

PITCHER, W. S. 1979: The Nature, Ascent and Emplacement of Granitic Magmas. — *Journal of the Geological Society of London* 136, pp. 627–662.

PITCHER, W. S. 1983: Granite: typology, geological environment and melting relationships. — In: ATHERTON, M. P., GRIBBLE, C. D. (ed.): *Migmatites, Melting and Metamorphism.* — Shiva Publication Ltd., Cheshire, pp. 277–285.

PLANK, T., LANGMUIR, C. H. 1992: Effects of th emelting regime ont he composition of oceanic crust. — *Journal of Geophysical Research* 97, pp. 19749–19770.

PLANK, T., LANGMUIR, C. H. 1998: The chemical composition of subducting sediment and consequences for the crust and mantle. — *Chemical Geology* 145, pp. 325–394.

POGNANTE, U., BENNA, P., LE FORT, P. 1993: High-pressure metamorphism int he High Himalayan crystallines of the Stak valley, northeastern Nanga Parbat — Haramosh syntaxis, Pakistan, Himalaya. — In: TREOLAR, P. J., SEARLE, M. P. (eds): Himalayan Tectonics. — *Geological Society of London, Special Publications* 74, pp. 161–172.

POLDERVART, A. 1955: Chemistry of the earth's crust. — *Geological Survey of America Special Paper* 62, pp. 119–144.

POLLACK, H. N., HURTER, S. J., JOHNSON, J. R. 1993: Heat-Flow from the Earths Interior — Analysis of the Global Data Set. — *Reviews Geophysics* 31, pp. 267–280,

PORCELLI, D., ELLIOTT, T. R. 2008: The evolution of He isotopes in the convecting mantle and the preservation of high $^3He/^4He$ ratios. — *Earth and Planetary Science Letters* 269, pp. 175–185.

PORTNYAGIN, M., HOERNLE, K., AVDEIKO, G. 2003: Origin of alkaline basalts at Kamchatka-Aleutian junction by decompressional melting of garnet-pyroxenite-bearing peridotite. — *EGS–AGU–EUG Joint Assembly, Abstracts from the meeting held in Nice, France, 6–11 April 2003,* abstract no. 5804.

POURMAND, A., DAUPHAS, N. 2010: Distribution coefficiens of 60 elements on Togda resin: Application to Ca, Lu, Hf, U and TH isitope geochemistry. — *Talanta* 81, pp. 741–753.

PRESNALL, D. C., HOOVER, J. D. 1987: High pressure phase equilibrium constraints on the origin of mid-ocean ridge basalts. — In: MYSEN, B. O. (ed.): *Magmatic Processes: Physicochemical Principles.* — Geochemical Society Special Publication 1, pp. 75–89.

PUZIEWICZ, J., JOHANNES, W. 1988: Phase equilibria and compositions of Fe–Mg–Al minerals and melts in water-saturated peraluminous granitic systems. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, pp. 156–168.

PYLE, J. M., SPEAR, F. S., RUDNICK, R. L., MCDONOUGH, W. F. 2001: Monazite-xenotime and monazite-garnet equilibrium in a prograde pelite sequence. — *Journal of Petrology* 42, pp. 2083–2107.

RAI, S. M. 2003: Geo-chemical characteristics of gneiss of the Gosainkund Crystalline Nappe, central Nepal Himalaya. — *News Bulletin of the Nepal Geological Society* 20, pp. 77–81.

RÄMÖ, O. T., VAASJOKI, M., MÄNTTÄRI, I., ELLIOTT, B. A., NIRONEN, M. 2001: Petrogenesis of the post-kinematic magmatism of the Central Finland Granitoid Complex I; Radiogenic isotope constraints and implications for crustal evolution. — *Journal of Petrology* 42, pp. 1971–1993.

RÄMÖ, O. T., NIRONEN, M. 2001: The Oripää granite, SW Finland: Characterization and significance in terms of Svekofennian crustal evolution. — *Bulletin of the Geological Society of Finland* 73, pp. 103–109.

RAPP, R. P., RYERSON, F. J., MILLER, C. F. 1987: Experimental evidence bearing on the stability of monazite during crustal anatexis. — *Geophysical Research Letters* 14, pp. 307–310.

RAPP, R., SHIMIZU, N., NORMAN, M. 2003: Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. — *Nature* 425, pp. 605–609.

REGELOUS, M., NIU, Y., WENDT, J. I., BATIZA, R., GREIG, A., COLLERSON, K. D. 1999: Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 880 ka. — *Earth and Planetary Science Letter* 168, pp. 45–63.

REHKÄMPER, M., HOFMANN, A. W. 1997: Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. — *Earth and Planetary Science Letters* 14, pp. 93–106.

REID, M. R., HART, S. R., PADOVANI, E. R., WANDLESS, G. A. 1989: Contribution of metapelitic sediments to the composition, heat production, and seismic velocity of the lower crust of southern New Mexico, U.S.A. — *Earth and Planetary Science Letters* 95 (3–4), pp. 367–381.

REN, M., OMENDA, P. A., ANTHONY, E. Y., WHITE, J. C., MACDONALD, R., .BAILEY, K. 2006: Application of the QUILF thermobarometer to the peralkaline trachytes and pantellerites of the Eburru volcanic complex, East African Rift, Kenya. — *Lithos* 91, pp. 109–124.

RENÉ, M., STELLING, J. 2007: Garnet-bearing granite from the Třebíč pluton, Bohemian Massif (Czech Republic). — *Mineralogy and Petrology* 91, pp. 55–62.

RICHARDS, J. P., CHAPPELL, B. W., MCCULLOCH, M. T. 1990: Intraplate-type magmatism in a continent-island-arc collision zone: Porgera Intrusive Complex, Papua New Guinea. — *Geology* 18, pp. 958–961.

RICHTER, M. 2001: *Bildung und Entwicklung metapelitischer Migmatite und die mögliche Verbindung zu Granat-Cordierit-führenden Mikroklin-Graniten im Gebiet von Turku (SW-Finnland).* — Dr. rer. nat. Dissertation. Universität Hannover, 182 p.

RIETMEJER, F. J. M., NUTH, J. A. 2000: Collected extraterrestrial materials: Constraints on meteor and fireball compositions. — *Earth, Moon and Planets* 82–83, pp. 325–350.

RIGHTER, K., DRAKE, M. J. 2000: Metal/silicate equilibrium in the early Earth — new constraints from volatile moderately siderophile elements. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, pp. 3581–3507.

RIGHTER, K., DRAKE, M. J., YAXLEY, G. 1997: Prediction of siderophile element metal/silicate partition coefficients to 20 GPa and 2800 °C: the effects of pressure, temperature, oxygen fugacity, and silicate and metallic melt compositions. — *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 100, pp. 115–134.

RINGWOOD, A. E. 1979: *Origin of the Earth and Moon.* — Springer Verlag, 295 p.

RINGWOOD, A. E. 1986: Terrestrial origin of the Moon. — *Nature* 322, pp. 323–328.

RINGWOOD, A. E. 1989: Significance of the terrestrial Mg/Si ratio. — *Earth and Planetary Science Letters* 95 (1–2), pp. 1–7.

RITTER, J. R. R., CHRISTENSEN, U. R. (eds) 2007: *Mantle plumes.* — Springer Verlag, 501 p.

ROBERTSON, H. P. 1935: Kinematics and world structure. — *Astrophysical Journal* 82, pp. 284–301

ROLLINSON, H. R. 1993: *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation.* — Longman, UK. 352 p.

ROLLINSON, H. 2007: *Early Earth Systems. A geochemical approach.* — John Wiley & Sons, 285 p.

ROMANOWICZ, B. 2003: 3D Structure of the Earth' lower Mantle. — *Geoscience* 335, pp. 23–35.

ROONWAL, G. S. 1972: Trace elements in the Singhbhum granite, India. — *Geologische Rundschau* 61 (1), pp. 282–301.

RUBIN, K. H., SINTON, J. M. 2007: Inferences on mid-ocean ridge thermal and magmatic structure from MORB compositions. — *Earth and Planetary Science Letters* 260, pp. 257–276.

RUDNICK, R. L. 1995: Making continental crust. — *Nature* 378, pp. 571–578.

RUDNICK, R. L. (ed.) 2005: The Crust. — In: HOLLAND, H. D., TUREKIAN, K. K. (eds*): Treatise on geochemistry Vol. 3 Elsevier,* 737 p.

RUDNICK, R. L., FOUNTAIN, D. M. 1995: Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. — *Review of Geophysics* 33, pp. 267–309.

RUDNICK, R. L., GAO, S. 2004: Composition of the continental crust. — In: HOLLAND, H. D., TUREKIAN, K. K. (eds): *Treatise on geochemistry.* Vol. 3, Elsevier, pp. 1–6.

RUDNICK, R. L., BARTH, M., HORN, I., MCDONOUGH, W. F. 2000: Rutile-bearing refractory eclogites: Missing Link between Continents and Deplated Mantle. — *Science* 287, pp. 278–281.

RUNCORN, S.K. 1968: Planetary Magnetic Fields as a Test of the Dynamo Theory. — *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 18 (1–2), pp. 183–189.

RUTHERFORD, E. 1907: Some cosmical aspects of radioactivity. — *Journal of the Royal Astronomical Society of Canada* 1, May–June, pp. 145–165.

RYERSON, F. J. 1999: Himalaya and Tibet: Mountain Roots to Mountain Tops. — *Geological Society of America, Special Paper* 328, 330 p.

SAFRANOV, V. S. 1969: Evolution of the Protoplanetary Cloud and Formation of the Earth and Planets. — NASA TTF-677.

SAINI, N. K., KHANNA, P. P., RATHI, M. S., MUKHERJEE, P. K. 2003: Determination of major and trace elements in silicate reference samples using XRF and ICP-AES techniques: a comparative study. — *Himalayan Geologie* 24, pp. 117–119.

SAKUYAMA, M. 1979: Evidence of magma mixing; petrological study of Shirouma-Oike calc-alkaline andesite volcano, Japan. — *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, pp. 179–208.

SALTERS, V. J. M. 1996: The generation of mid-ocean ridge basalts from the Hf and Nd isotope perspective. — *Earth and Planetary Science Letters* 141, pp. 109–123.

SANKARAN, A. V. 2001: Stability of ancient cratons and lithospheric mantle composition. — *Current Science* 81, pp. 1158–1160.

SAUNDERS, A. D., STOREY, M., KENT, R. W., NORRY, M. J. 1992: Consequences of plume-lithosphere interactions. — *Geological Society, London, Special Publications* 68, pp. 41–60.

SAWYER, E. W. 1991: Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. — *Journal of Petrology* 32, pp. 701–738.

SAWYER, E. W. 1996: Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granite magmas. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87, pp. 85–94.

SAWYER, E. W. 1998: Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. — *Journal of Petrology* 39, pp. 1147–1167.

SAWYER, E. W. 2000: Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91, pp. 73-85.

SAWYER, W., BARNES, S. J. 1988: Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt. The chemical composition of common metamorphic metasediments in the Damara orogen. — In: MARTIN, H., EDER, F. (eds): *Intracontinental Fold Belts.* Berlin, Springer, pp. 655–678.

SCAILLET, B., MACDONALD, R. 2003: Experimental constraints on the relationships between peralkaline rhyolites of the Kenya Rift Valley. — *Journal of Petrology* 44, pp. 1867–1894.

SCHAEFER, H-E. 2010: *Nanoscience. The Science of the Small in Physics, Engineering, Chemistry, Biology and Medicine*. — Springer Verlag, 772 P.

SCHILLING, J. G., WINCHESTER, W. 1967: Rare-earth fractionation and magmatic processes. — In: RUNCORN, S. K. (ed.): *Mantles of the Earth and Terrestrial Planets.* — Wiley Interscience New York, pp. 267–283.

SCHILLING, J.-G., KINGSLEY, R. H., HANAN, B. B., MCCULLY, B. L. 1992: Nd–Sr–Pb isotopic variations along the Gulf of Aden: evidence for Afar mantle plume — continental lithosphere interaction. — *Journal of Geophysical Research* 97, pp. 10927–10966.

SCHMIDT, G. 2008: Meteorites From Inner Solar System Match Up To Earth's Platinum Standard. — www.sciencedaily.com/releases/2008/09/080922100455.htm+&cd=2&hl=hu&ct=clnk

SCHNETZLER, C. C., PHILPOTTS, J. A. 1970: Partition coefficient of rare-earth elements between igneous matrix mineral and rock-forming mineral phenocrysts. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, pp. 331–340.

SCHWEIGL, J. 1995: Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwiklungsgeschite im Ötztalkristallin (Ostalpen). — *Jahrbuch der Geologischen Budesanstalt* 138, pp. 131–149.

SEGHEDI, I., DOWNES, H. D., TAKÁCS, A., MASON, P. R. D., THIRWALL, M. F., ROSUE, E., PÉCSKAY, Z., MARTON, E., PANAIOTU, C. 2004: Neogene–Quaternary magmatism and geodynamics in the Carpathian-Pannonian region: a sythesis. — *Lithos* 72, pp. 117–146.

SELF, S., KEYNES, M., RAMPINO, M. 2011: Flood basalts, mantle plums and mass extinctions. — http://www.geolsoc.org.uk/gsl/education/flood_basalts_1

SHANNON, R. D. 1976: Revised effective ionic radii and systematics studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. — *Acta Crystallographica* A32, pp. 751–767.

SHAPIRO, N. M., CAMPILLO, M., STEHLY, L., RITZWOLLER, M. H. 2005: High-revolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. — *Science* 307, pp. 1615–1618.

SHARMA, R. S. 2009: Cratons and Fold Belts of India. — *Lecture Notes in Earth Sciences* 127, pp. 41–115.

SHEFFI, Y. 2003: Seismicity of the Pacific Rim: 1975–1995. dspace.mit.edu/bitstream/handle57469776

SHETH, B. 1999: *Crustal evolution of the Kaoko belt, NW Namibia Geochemical and geochronological study of Archaean to Mesoproterozoic basement gneissesand Pan-African migmatites and granitoids.* — Dissertation der Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg, 94 p.

SHIEH, Y. N. 1985: High $^{18}O$ granitic plutons from the Frontenac Axis, Grenville Province of Ontario, Canada. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, pp. 117–123.

SHINJO, R., CHUNG, S-L., KATO, Y., KIMURA, M. 1999: Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin. — J*ournal of Geophysical Research* 104 (B5), pp. 10,591–10,608.

SHIPMAN, J., WILSON, J. D., TODD, A. 2007. *Minerals, rocks and volcanoes. An Introduction to Physical Science (12th ed.).* — Cengage Learning, 650 p.

SHUGUANG, L. 1993: Implication of $\varepsilon_{Nd}$ – La/Nb, Ba/Nb, Nb/Th diagrams to mantle heterogeneity — Classification of island-arc basalts and decomposition of EMII component. — *Chinese Journal of Geochemistry* 14 (2), 11 p.

SISSON, T. W., LAYNE, G. D. 1993: $H_2O$ in basalt and basaltic andesite glass inclusions from four subduction-related volcanoes. — *Earth and Planetary Science Letters* 117, pp. 619–635.

SODDY, F. 1913: The Radio-elements and the Periodic Law. — *Chemical News* 107, pp. 97–99.

SODDY, F. 1922: The origins of the conceptions of isotopes. — *Nobel Lecture, December 12, 1922.*

SPALLA, M. I., MAROTTA, A. M., GOSSO, G. (eds): Advances in interpretation of geological processes. Refinement of Multi-scale Data and Integration in Numerical Modelling. — *Geological Society London, Special Publications* 332, 226 p.

SPEAR, F. S., MARKUSSEN, J. 1997: Mineral zoning, P-T-X-M phase relations and metamorphic evolution of Adironcack anorthosite, New York. — *Journal of Petrology* 38, pp. 757–783.

SPEAR, F. S., PYLE, J. M. 2002: Apatite, monazite, and xenotime in metamorphic rocks. —*Review in Mineralogy and Geochemistry* 48, pp. 293–335.

SRIVASTAVA, D. C., SAHAY, A., KUMAR, D., MUKHEREJEE, P. K. 2004: Origin of microgranitoid enclaves and dilatational changes during ductile shearing in granulite-granitoid terrane around Devariya-Bandanrara area, Central Rajasthan. — *Journal of the Geological Society of India* 63, pp. 587–610.

STASSEN, C. 1998: Isochron Dating. — http://www.talkorigins.org/faqs/isochron-dating.html.

STEIN, M., HOFMANN, A. W. 1994: Mantle plumes and episodic crustal growth. — *Nature* 372, pp. 63–68.

STEINBERGER, B. 2000: Plumes in a convecting mantle: Models and observations for individual hotspots. — *Journal of Geophysical Research* 105 (B5), pp. 11,127–11,152.

STEMMERIK, L., WORSLEY, D. 2005: 30 years on Arctic Upper Palaeozoic stratigraphy, depositional evolution and hydrocarbon prospectivity. — *Journal of Geology* 85, pp. 151–168.

STERN, R. J. 2002: Subduction Zones. — *Reviews of Geophysics* 40 (4), pp. 1–38.

STÜWE, K., POWELL, R. 1989: Metamorphic segregations associated with garnet and orthopyroxene porphyroblast growth: two examples from the Larseman Hills, East Antarctica. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, pp. 523–530.

SU, Y., LANGMUIR, H. C., ASIMOV, P. D. 2003: PetroPlot: A plotting and data management tool set for Microsoft Excel. — *Geochemistry Geophysics, Geosystems* 4, 1030, 14 p.

SUN, D., TAN, E., HELMBERGER, D., GURNIS, M. 2007: Seismological support for the metastable superplume model, sharp features, and phase changes within the lower mantle. — *Proceedings of the Natlional Academy of Sciences* 104, pp. 9151–9155.

SUN, S-S., MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. — In: SAUNDERS, A. D., NORRY, M. J. (eds): *Magmatism in the ocean basins. Geological Society. London,* pp. 313–345.

SUBBARAO, K. V., HEDGE, C. E. 1973: K, Rb, Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ in rocks from the Mid-Indian Oceanic Ridge. — *Earth and Planetary Science Letters* 18, pp. 223–228.

SURMAN, R. 2011: The astrophysical formation of elements. — http://www.nscl.msu.edu/~brown/Uio-MSU-ORNL-UT-2011/RSurman1.pdf

TACKLEY, P. J. 2007: Mantle Geochemical Geodynamics. — In: BERCOVICI, D. (ed.): *Treatise on Geophysics. Vol. 7, Mantle dynamics.* — Elsevier, pp. 437–505.

TAMURA, Y., TATSUMI, Y. 2006: Remelting of an Andesitic Crust as a Possible Origin for Rhyolitic Magma in Oceanic Arcs: an Example from the Izu–Bonin Arc. — *Journal of Petrology* 43, pp. 1029–1047.

TATSUMI, Y. 2001: Geochemical modeling of partial melting of subducting sediments and subsequent melt–mantle interaction: generation of high-Mg andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. — *Geology* 29, pp. 323–326.

TATSUMI, Y. 2003: The subduction factory: how it operates in the evolving Earth. — *Geological Survey of America Today*, 15 (7), pp. 4–10.

TATSUMI, Y., KOGISO, T. 2003: The subduction factory: Its role in the evolution of the Earth's crust and mantle. — In: LARTER, R. D., LEAT, P. T. (eds): Intra-oceanic subduction systems: tectonic and magmatic processes. — *Geological Society London, Special Publication* 219, pp. 55–80.

TATSUMI, Y., TAKAHASHI, T. 2002: Andesite: a major product of subduction factory. — *Frontier Research of Earth Evolution* 2, pp. 1–5.

TATSUMOTO, M. 1988: U, Th, and Pb abundances in Hawaiian xenoliths. — *Conference Origin of the Earth Lunar and Planetary Institute,* pp. 89–90.

TAUMRA, Y., TATSUMI, Y. 2006: Remelting of an Andesitic Crust as a Possible Origin for Rhyolitic Magma in Oceanic Arcs: an Example from the Izu–Bonin Arc. — *Journal of Petrology* 47, pp. 1705–1749.

TATSUMI, Y., TAMURA, Y., NAKASHIMA, T. 2002: The petrology and geochemistry of calc-alcaline andesites on Shodo-Shima Island SW Japan. — *Journal of Petrology* 43, pp. 3–16.

TAYLOR, S. E. 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28, pp. 1273–1285.

TAYLOR, S. R. 1992: *Solar System Evolution: A New Perspective.* — Cambridge University Press, Cambridge, 426 p.

TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M. 1985: *The Continental Crust: its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks.* — Oxford, Blackwell Scientific Publications, 312 p.

TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M. 1995: The geochemical evolution of the continental crust: —*Reviews of Geophysics* 33, pp. 241–265.

THOMPSON, A. B. 2003: Heat and mass transfer during magmatism. European Geophysical Society, Nice, France, 6–11. — *Geophysical Research Abstracts* 5, No. 01529.

THORNTON, C. P., TUTTLE, O. F. 1960: Chemistry of igneous rocks. Part 1. Differentiation Index. — *American Journal of Science* 258, pp. 664–684.

TRACY, R. J., ROBINSON, P. 1983: Acadian migmatite types in central Massachusetts. — In: ATHERTON, M. P., GRIBBLE, C. D. (eds): Migmatites, Melting and Metamorphism. —Nantwich, UK, Shiva, pp. 163–173.

TROPPER, P., MANNING, C. E., HARLOV, D. E. 2011: Solubility of $CePO_4$ monazite and $YPO_4$ xenotime in $H_2O$ and $H_2O$–NaCl at 800 °C and1 GPa: Implications for REE and Y transport during high-grade metamorphism. — *Chemical Geology* 282, pp. 58–66.

TURCOTTE, D., MORGAN, P. J. 1992: The physics of magma migration and mantle flow beneath a mid-ocean ridge. — In: PHIPPS MORGAN, J., BLACKMAN, D., SINTON, J.(eds): *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges.* Geophysical Monograph 71, pp. 155–182.

TUREKIAN, K. K. 1968: *Oceans.* — Prentice-Hall, 120 p.

TURNER, F. J., VERHOOGEN, J. 1960: *Igneous and metamorphic petrology.* — McGraw-Hill, 694 p.
UGIDOS, J. M., RECIO, C. 1993: Origin of cordierite-bearing granites by assimilation in the Central Iberian Massif (CIM), Spain. — *Chemical Geology* 103, pp. 27–43.
UREY, H. C. 1947: The thermodynamic properties of isotopic substances. — *Journal of Chemical Society* 57, pp. 562–581.
UREY, H. C. 1951: The origin and development of the Earth and other terrestrial Planets. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1, pp. 209–277.
UREY, H. C. 1955: The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon, and Mars. — *Proceedings of the Natlional Academy of Sciences U. S. A.* 41, pp. 127–144.
UREY, H. C. 1956: The cosmic abundances of potassium, uranium, and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon, and Mars. — *Proceedings of the Natlional Academy of Sciences U. S. A.* 42, pp. 889–891.
VERNON, R. H., COLLINS, W. J. 1988: Igneous microstructures in migmatites. — *Geology* 16, pp. 1126–1129.
VICENZO, G. D., ANDERSEN, P. A. M., CLAUDIO, G. 1996: Evidence of Two Different Components in a Hercynian Peraluminous Cordierite-bearing Granite: the San Basilio Intrusion (Central Sardinia, Italy). — *Journal of Petrology* 37, pp. 175–1206.
VIELZEUF, D., HOLLOWAY, J. R. 1988: Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, pp. 257–276.
VIELZEUF, D., MONTEL, J. M. 1994: Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relations. — *Mineralogy and Petrology* 17, pp. 375–393.
VILLASECA, C., BARBERO, L. 1994: Chemical variability of Al–Ti–Fe–Mg minerals in peraluminous granitoid rocks from Central Spain. — *European Journal of Mineralogy* 6, pp. 691–710.
WADE, J., WOOD, B. J. 2001: The Earth's "missing" niobium may be in the core. — *Nature* 409, pp. 75-78.
WAHLEN, J. B., CURRIE, K. L., CHAPPEL, B. W. 1987: A-type granites; geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, pp. 407–419.
WALKER, A. G. 1937: On Milne's theory of world-structure. — *Proceedings of the London Mathematical Society* 42, pp. 90–127.
WANG, X., GAO, S., LIU, X., YUAN H., HU, Z., ZHANG, H., WANG, X. 2006: Geochemistry of high-Mg andesites from the early Cretaceous Yixian Formation, western Liaoning: Implications for lower crustal delamination and Sr/Y variations. — *Science China Earth Sciences* 49, pp. 904–914.
WÄNKE, H. 1981: Constitution of terrestrial planets. — *Philosophical Transactions of the Royal Society London,* 303, pp. 287–302.
WARNECK, P. 2000: *Chemistry of the natural Atmosphere.* — 2nd ed., Academic Press, 927 p.
WASSON, J. T. 1985: *Meteorites. Their Record of the Early Solar System History.* — Freeman, New York, 267 p.
WATKINS, J. M., CLEMENS, J. D., TRELOAR, P. J. 2007: Archean TTGs sources of younger granitic magmas: melting of metatonalites at 0,6–1,2 GPa. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 154 (1), p. 91.
WATSON, E. B., HARRISON, T. M. 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. — *Earth and Planetary Science Letters* 64, pp. 295–304.
WATSON, E. B., HARRISON, T. M. 2005: Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. — *Science* 308, pp. 841–844.
WATT, G. R., HARLEY, S. L. 1993: Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, pp. 550–566.
WATT, G. R., BURUS, L. M., GRAHAM, G. A. 1996: Chemmical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, pp. 100–111.
WAYNE, R. P. 2000: *Chemistry of Atmospheres*. — 3rd ed., Oxford University Press, 808 p.
WEAVER, B. L. 1991: The origin of ocean island basalt endmember compositions: trace element and isotopic constrains. — *Earth and Planetary Science Letters* 104, pp. 381–397.
WEAVER, B. L., TARNEY, J. 1984: Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. — *Nature* 310, pp. 575–577.
WEDEPOHL, K. H. 1995: The composition of the continental crust. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59 (7), pp. 1217–1232.
WEDEPOHL, K. H., BAUMANN, A. 1999: Central European cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of lower mantle source. — *Contribution to Mineralogy and Petrology* 136, pp. 225–239.
WEI, Q., WAND J. 2004: Geochemical characteristics of Cenozoic basaltic high-K volcanic rocks from Maguan area, eastern Tibet. — *Chinese Journal of Geochemistry* 23 (1), 8 p.
WENDY, R. P., BENEDETTI, L. R. JEANLOZ, R. 2003: Transport of water into the lower mantle: Role of stishovite. — *Journal of Geophysical Research* 108 (B1), 2039, doi:10.1029/2002JB002053.
WENNER, J. M., LLOYD, M. A. 2006: Trace-element signatures and tectonic affinities of proterizoic A-type granites and rhyolites in Central Wisconsin. — *Geoscience Wisconsin* 17, pp. 35–52.
WHALEN, J. B., CURRIE, K. L., CHAPPELL, B. W. 1987: A-types granites; Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. — *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, pp. 407–419.
WHITE, A. J. R., CHAPPELL, B. W. 1977: Ultrametamorphism and granite genesis. — *Tectonophysics* 43, pp. 7–22.
WHITE, A. J. R., CHAPPELL, B. W. 1988: Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. — *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 79, pp. 169–181.
WHITE, A. J. R., CHAPPELL, B. W. 1990: Per migma ad magma down under. — *Geological Journal* 25, pp. 221–225.
WHITE, J. C. 2003: Trace-element partitioning between alkali feldspar and peralkalic quartz trachyte to rhyolite magma. Part II: Empirical equations for calculating trace-element partition coefficients of large-ion lithophile, high field-strength, and rare-earth elements. — *American Mineralogist* 88 (2–3), pp. 330–337.
WHITE, R. S., MCKENZIE, D. 1995: Mantle plumes and flood basalts. — *Journal of Geophysical Research* 100, pp. 17543–17585.
WHITE, W. M. 2003: Geochemistry. — http://people.uncw.edu/szmanta/2007%20Bio%20585%20pdfs
WHITE, W., MCBIRNEY, A. R., DUNCAN, R. A. 1993: Petrology and Geochemistry of the Galapagos: Portrait of a Pathological Mantle Plume. — *Journal of Geophysical Research* 93, pp. 19533–19563.

WHITNEY, D. L., IRVING, A. J. 1994: Origin of K-poor leucosomes in a metasedimentary migmatite complex by ultrametamorphism, synmetamorphic magmatism and subsolidus processes. — *Lithos* 32, pp. 173–192.

WICKHAM, S. M. 1987: Crustal anatexis and granite petrogenesis during low pressure metamorphism: the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. — *Journal of Petrology* 28, pp. 127–169.

WIEBE, R. A., ADAMS, S. D. 1999: Felsic Enclave in the Gouldsboro Granite, Costal Maine: A Record of eruption through the roof of silicic Magma Chamber. — *Journal of Geology* 105, pp. 617–627.

WILDE, S. A., VALLEY, J. W., PECK, W. H., GRAHAM, C. M. 2001: Evidence from Detrital Zircons for the Existence of Continental Crust and Oceans on the Earth 4.4 Gyr Ago. — *Nature* 409, pp. 175–178.

WILLIAMSON, B. J., DOWNES, H., THIRLWALL, M. F., BEARD, A. 1997: Geochemical constraints on restite composition and unmixing in the Velay anatectic granite, French Massif Central. — *Lithos* 40, pp. 295–319.

WILSON, J. T. 1963: Continental drift. — *Scientific American* Z8, pp. 86–100.

WILSON, B. M. 1989: *Igneous petrogenesis. A global tectonic approach.* — Chapman & Hall, 496 p.

WILSON, C. J. N., Houghton, B. F., Lloyd, E. F. 1986: Volcanic history and evolution of Maroa-Taupo area, central North Island. — *Bulletin of Royal Society New Zealand* 23, pp. 194–223.

WILSON, C. J. N., BLAKE, S., CHARLIER, B. L. A., SUTTON, A. N. 2006: The 26.5 ka Oruanui eruption, Taupo volcano, New Zealand: development, characteristics and evacuation of a large rhyolitic magma body. — *Journal of Petrology* 47, pp. 35–69.

WINTER, J. D. 2001: *An introduction to igneous and metamorphic petrology.* — Prentice Hall, 699 p.

WINTER, J. D. 2009: *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, 2/E.* — Prentice Hall, 720 p.

WORKMAN, R. K., HART, S. R. 2005: Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). — *Earth and Planetary Science Letters* 231, pp. 53–72.

WU, Y., GAO, S., LIU, X., WANG, J., PENG, M., GONG, H., JUAN, H. 2011: Two-Stage Exhumation of Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks from the Western Dabie Orogen, Central China. — *Journal of Geology* 119 (1), pp. 15–31.

XU, Y.-G., HE, B., CHUNG, S.-L., MENZIES, M. A., FREY, F. A. 2004: Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province. — *Geology* 32, pp. 917–920.

YARDLEY, B. W., BARBER, J. P. 1991: Melting reactions in the Connemara schists: the role of water infiltration in the formation of amphibolite facies migmatites. — *American Mineralogist* 76, pp. 848–856.

YEARRON, L. M., CLEMENS, J. D., STEVENS, G., ANHAEUSSER, C. R. 2003: Geochemistry and petrogenesis of the granitoids of the Barberton Mountain land, South Africa. — *Geophysical Research Abstracts* 5, 02639.

YIRGU, G., EBINGER, C. J., MAGUIRE, K. H. (eds) 2001: The Afar volcanic province within the East African Rift System. — *Geological Society of London, Special Publication* 259, 321 p.

YODER, H. S., JR.. TILLEY, C. E. 1962: Basalt tetrahedron. — *Journal of Petrology* 3, pp. 342–532.

YORK, D. 1979: Pleochroic Halos and Geochronology. — *EOS* 60 (33), pp. 617–618.

YOGODZINSKI, G. M., KOLOSKOV, A. V., SELIVERSTOV, N. I., MATVENKOV, V. V. 1994: Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calc-alkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians. — *Journal of Petrology* 35, pp. 163–204.

ZARTMAN, R. E., HAINES, S. 1988: The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs. — A case for bi-directional transport. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, pp. 1327–1339.

ZEGERS, T. E., VAN KEKEN, P. E. 2001: Middle Archean continent formation by crustal delamination. — *Geology* 29, pp. 1083–1086.

ZENG, L., SALEEBY, J. B., ASIMOV, P. 2005: Nd isotope disequilibrium during crustal anatexis: A record from the Goat Ranch migmatite complex, southern Sierra Nevada batholith, California. — *Geology* 33 (1), pp. 53–56.

ZHANG, L., ZHONG, Z., ZHANG, H., SUN, W., XIANG, H. 2009: The formation of foliated (garnet-bearing) granites in the Tongbai-Dabie orogenic belt: partial melting of subducted continental crust during exhumation. — *Journal of Metamorphic Geology* 27 (9), pp. 789–803.

ZHOU, X. Q., BINGEN, B., DEMAIFFE, D., LIKGEOIS, J. P., HERTOGEN, J., WEIS, D., MICHOT, J. 1995: The 1160 ma Hidderskog metacharnockite: implications of this a-type for the Sveconorwegian belt in Vest Agder (Sw Norway) — *Lithos* 36 (1), pp. 51–66.

ZIEGLER, P. A. (ed.) 1993: *Geodynamics of rifting.* — Elsevier, 901 p.

ZINDLER, A., HART, S. R. 1986: Chemical Geodynamics. — *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, pp. 493–571.

ZOU, H. B., REID, M. R. 2001: Quantitative modeling of trace element fractionation during incongruent dynamic melting. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, pp. 53–62.

# A könyvben használt betűszavak és rövidítések

| | |
|---|---|
| ABW | Antarctic Bottom Water |
| A/CNK | $Al_2O_3$ / ($CaO+Na_2O+K_2O$) |
| AAD | Australien Antarctic Discordance |
| ADK | Aluminium Depleted Komatiit |
| AFM diagram | A=alkáliák, F=FeO, M=MgO |
| amu | Atomic Mass Unit=1,660538782×$10^{-27}$ kg |
| ASI | Al/(Ca–1,67P+Na+K) Alumínium telítettségi index |
| AU = CsE | Astronomical Unit = csillagászati egység =149,597 870 691 m |
| AUDK | Aluminium Undepleted Komatiit |
| BAB | Back-Arc Basin |
| BABB | Back-Arc Basin Basalt |
| BABI | Basaltic Achondrite Best Initial A Föld kezdeti Sr-izotóp eloszlása |
| BRS | Bowen's Reaction Series |
| BSE | Bulk Silicate Earth |
| Bt | biotit |
| CA | Calk-alkaline |
| CAB | Calcic-Alkaline Basalts |
| CAIS | Al-rich Inclusions |
| CC | Continental Crust |
| CCD | Calcium Carbonte Compensation Depth |
| CDOB | Central Dinaric Ophiolite Belt |
| CDT | Canon Diablo Troilite |
| CEVP | Central European Volcanic Province |
| CFB | Continental Flood Basalt |
| CFGC | Central Finnian Granite Complex |
| CHUR | Chondritic Uniform Reservoir |
| CI (néha C1) | Ivunaból (Tanzánia) származó szenes kondrit. Gyakori vonatkoztatási alap. |
| CMB | Core Mantle Boundary |
| COLG | Collisional Granite |
| Crd | cordierit |
| CPR | Carpathian Pannonian Region |
| Cpx | Klinopiroxén |
| Cr# | Moláris Cr/ (Cr+Al) |
| CsE = AU | csillagászati egység (149 597 870 691 m) |
| Δ 7/4 | $((^{207}Pb/^{204}Pb_{minta} - (^{207}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}) \times 100$ |
| Δ 8/4 | $((^{208}Pb/^{204}Pb)_{minta} - (^{208}Pb/^{204}Pb)_{NHRL}) \times 100$ |
| ÄNb | 1,74 + log (Nb/Y) –1,92 log (Zr/Y) |
| dis/min | disintegration/minute (radioaktivitás) |
| Di | diopszid (klinopiroxén: cpx) |
| D" | D" Dee-double Prime (a külsõ vasmag és az alsó köpeny határa) |
| DCM | Divergent Continental Margin |
| D-DMM | Depleted DMM |
| DEOS | Dynamics of Earth Ocean Systems |
| DM | Depleted Mantle |
| DMM | Depleted MORB Mantle |
| D-O | Dansgaard-Oeschger glaciális ciklusok |
| dpm/L | disintagration per minute / liter |
| DUM | Depleted Upper Mantle |
| EAR | European Asthenospheric Reservoir |
| EARS | East African Rift System |
| EBABB | Extreme Back-Arc Basin Basalt |
| ECPAS | Eastern China Post Archean Shale |
| E-DMM | Enriched DMM |
| EM I | Enriched Mantle Type I |
| EM II | Enriched Mantle Type II |
| EMIIM | litoszférikus köpenyben metaszomatizált EMII |
| EMIISR | kontinentális üledékkel metaszomatizált EMII |

| | |
|---|---|
| EMORBS | Enriched MORBs |
| En | ensztatit (ortopiroxén: opx) |
| EPR | East Pacific Rise |
| ERC | Enriched Recycled Crust |
| ES | European Shale |
| ETZ | Extensional Transform Zone |
| Eu/Eu* | Eu/1/2(Sm+Gd) |
| F, f vagy *f* | Parciális olvadás esetében a megolvadt részhányad |
| FARM | Fractional Crystallization, Assimilation, Replenishment, Magma mixing |
| FC | Fractional Crystallization |
| FeO* vagy FeOT | összes vas FeO-ban megadva |
| Fo | forsterit |
| FOZO | Focal Zone |
| G év | Giga év (1 milliárd év) |
| GDL | Geoscience Digital Library |
| GMWL vagy MWL | Global Meteoric Water Line äD= 8 ä$^{18}$O + 10 |
| GR | Galapagos Rise |
| Grt | gránát |
| GISP2 | Greenland Ice Sheet Project Two |
| $\gamma_{Os}$ | $^{187}$Os/$^{188}$Os %-os eltérése a kondrittól |
| HAIMU- OIB | High MU Oceanic Island Basalt |
| HFS | highly charged cations Sc, Y, Th, U, Pb, Zr, Hf, Ti, Nb, Ta |
| HFSE | High Field Strength Elements |
| HFT | High Fe Tholeiite |
| HIMU | High μ (μ = (U + Th)/Pb) |
| HPT | High- $P_2O_5$ - $TiO_2$ - Basalt |
| HREE | Heavy Rare Earth Elements (Ga–Lu) |
| HSE | Highly Siderophile Elements |
| HVE | Highly Volatile Element |
| IAEA | International Atomic Energy Agency (Wien) |
| IAT | Island Arc Tholeiite |
| IAV | Island arc Volcan |
| IDP | Interplanetary Dust Particles |
| INAA | Instrumental Neutron Activation Analysis |
| IOR | Mid Indian Ocean Rise |
| IRAM | Institute for Radio Astronomy in the Millimeter Range |
| ISM | Interstellar Material |
| JDF | Juan De Fuca (É-Amerikai mikrolemez) |
| κ | $^{232}$Th / $^{238}$U |
| K-Fp | káliumföldpát |
| KARR | Kelet Afrikai Rift Rendszer |
| KD, K, $K_D$ | egyensúlyi megoszlási koefficiens |
| LAP | LaPaz Icefield (Antarktisz) |
| LILE | Large-ion lithophile elements nagy ionok Cs, Rb, K, B, Sr, Eu mobilisek |
| LIP | Large Igneous Province |
| LITHOPROBE | Canada's National Geoscience Project |
| LPT | Low - $P_2O_5$ - $TiO_2$ - Basalt |
| LREE | Light Rare Earth Elements (La–Eu) |
| LVZ | Low Velocity Zone |
| μ | $^{238}$U / $^{204}$Pb |
| $\mu_1$ | μ 0–1 G év intervallumban (7–8) |
| $\mu_2$ | μ 1–2,5 G év intervallumban (9–20) |
| M év | millió év |
| MBCs | Main Belt Comets (Mars és Jupiter közötti üstökösök) |
| MAR | Mid Atlantic Ridge |
| maser | Microwave Amplification by Stimulated Emission of Radiation |
| MBCs | Mean-belt Comets (az üstükösök 3. gyülekezõ helye) |

| | |
|---|---|
| Mg# | Moláris Mg/ (Mg+$Fe^{2+}$) |
| Mg-szám, | Mg # = 100Mg / (Mg+Fe) (atomos arány) |
| MORB | Mid-Ocean Ridge Basalt |
| MRS | Midcontinent Rift System |
| MUP | Mafic-Ultramafic Pluton |
| MVE | Moderatelly Volatile Element |
| NADW | North Atlantic Deep Water |
| NAA | Neutron Activation Analysis |
| NGRIP | North Greenland Ice core Project |
| NASC | North American Shale Composite |
| NBS 951 | Searles Lake Borax a $^{11}B$ viszonyítási standardja |
| NCR | North Chile Ridge |
| NHRL | North Pacific Ocean Reference Line (Winter 2001) |
| NIST | Nationale Institute of Standards and Technology |
| NK/A (mol) | ($Na_2O$+$K_2O$) / $Al_2O_3$ |
| N-MORB | normális MORB |
| NSF | Near-Surface Fractioned |
| OAV | Ocean Arc Volcanism |
| OFB | Ocean Floor Basalt |
| OIA | Ocean Island Alkaline Basalts |
| OIB | Oceanic Island Basalt |
| OIT | Ocean Island Tholeiitic basalt |
| Opx | Ortopiroxén |
| ORG | Orogenic Granite |
| PAAS | Post-Archean Australian Shale |
| pc | parsec. = 206265 CsE = 3,263 fényév |
| pCi/L | pico-Curies / liter |
| PDB | Pee Dee Belemnite |
| PFC | Perfect fractional crystallisation |
| PGE | Platinum Group Elements |
| PHEM | Primitiv Helium Mantle |
| Plume (plum) | mély köpenyi feláramlás (feláramló oszlopok) |
| PM , PRIMA | Primitive Mantle |
| pmc | $^{14}C$ per cent of “modern carbon” |
| PREM | Preliminary Reference Earth Model |
| PREMA | Prevalent Mantle |
| Pt, vagy *PT* | nyomás és hõmérséklet |
| PUM | Primitive Upper Mantle |
| Qu, Kv | kvarc |
| R | $^3He/^4He$ |
| $R_A$ vagy $R_a$ | R értéke az atmoszférában |
| REE | Rare Earth Elements |
| RFF | ritka földfémek |
| $RLE_{MgN}$ | Refractory Lithophile Elements Mg-ra normálva |
| RLEs | Refractory Lithophile Elements |
| RPP | Representative Pelitic Paragneiss |
| RSEs | Refractory Siderophile Elements |
| SCLM | Shallow Continental Lithospheric Mantle |
| SEIR | South East Indian Ridge |
| SI | Saturation Index |
| slab | óceáni kéreg + üledék |
| SLCM | Subcontinental Lithospheric Mantle |
| SM | Sun és MacDonough diagram nyomelemekre |
| SMOC | Standard Mean Oceanic Chloride |
| SMOW | Standard Mean Ocean Water |
| SOPITA | South Pacific Isotope and Thermal Anomaly |
| STP | Standard condition for Temperature and Pressure |

| | |
|---|---|
| SVE | Slightly Volatile Element |
| SWI | Solar Wind Inplanted (pl. $Ne_{SWI}$) |
| SWIOR | South West Indian Ocean Rise |
| SST | Sea Surface Temperature |
| Sv | Sverdrup = 0,001 $km^3s^{-1}$ |
| SSZ | Supra Subduction Zone |
| $T_0$ | A szoláris köd kondenzációjának kezdeti idõpontja |
| TAS | Total Alkali versus $SiO_2$ |
| TH | Tholeiites kõzet |
| T-MORB | Transitional MORB |
| TTG | Thonaliitic, Trondhjemitic, Granitic |
| TTGd | Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite |
| TU | Tritium Unit = 1 trícium atom / $10^{18}$ H atom |
| TZ | Transition Zone |
| UDS | Undepleted Source Region |
| UMR | Ultra Mafic Rock |
| VAG | Volcanic Arc Granite |
| VAG+synCOLG | Volcanic Arc Granite and syn-Collisional Granite |
| VHMS | Volcanic-Hosted Massive Sulphide |
| WPA | Within Plate Alkali |
| WPB | Within Plate Basalt |
| WPG | Within Plate Granite |
| XBABB | Extreme Back-Arc Basin Basalt |
| $Xe^*$ | $^{129}J$ radioaktív bomlásából származó Xe |
| $\xi$ | $^{232}Th/^{204}Pb$ |
| $Ä_{Nb}$ | $Ä_{Nb} = 1,74 + \log (Nb/Y) – 1,92 \log (Zr/Y)$ |
| $å_{Nd}$ | $\{[(^{143}Nd/^{144}Nd)_{minta} – (^{143}Nd/^{144}Nd)_{Chur(t)}] – 1\} \times 10^4$ |
| $å_{Hf}$ | $\{[(^{176}Hf / ^{177}Hf)_{minta} – (^{176}Hf / ^{177}Hf)_{chur}] / (^{176}Hf / ^{177}Hf)_{chur}\} \times 10^4$ |
| $å_W$ | $\{[(^{182}W / ^{183}W)_{minta} / (^{182}W / ^{183}W)_{chur}] – 1\} \times 10^4$ |
| $^{129}Xe^*$ | a $^{129}I$ bomlásához képesti fölösleg |
| 1 TU | 1 TU = 3,2 pCi/L = 7,2 dpm/L |