

JARÐFRÆÐAFÉLAG ÍSLANDS

VORRÁÐSTEFNA 1994

Ágrip erinda og veggspjálða

Haldin í Odda, Reykjavík

21. apríl 1994

Efnisyfirlit

Ásgrímur Guðmundsson:	
Eru batamerki í jarðhitakerfinu í Kröflu?	5
Áslaug Geirsdóttir, Þorvaldur Þórðarson og Leó Kristjánsson:	
Ahrif eldvikni og loftslagsbreytinga á upphleðslu jarðlaga í Gnúpverjahreppi	6
Áslaug Geirsdóttir, Margrét Hallsdóttir, Guðrún Larsen, Hreggviður Norðahl, Jón Eiríksson, Jórunn Harðardóttir, Kjartan Thors og Guðrún Helgadóttir:	
Setmyndun í sunnlenskum stöðuvötnum	7
Freysteinn Sigmundsson og Páll Einarsson:	
GPS mælingar á jarðkorpuhreyfingum á Suðurlandi 1986-1992 og hugleiðingar um aldur Suðurlandsskjálftabeltisins	8
Gísli Guðmundsson:	
Ahrif þrýstings á hlutfallið Fe^{3+}/Fe^{2+} í basaltbráð	9
Guðmundur Ómar Friðleifsson:	
ODP-boranir í landgrunn Íslands	10
Halldór G. Pétursson og Hreggviður Norðahl:	
Ísaldarlok á Langanesi	11
Haukur Jóhannesson:	
Jarðfræðikort af Miðvesturlandi í mælikvarða 1:250 000	12
Haukur Jóhannesson, Karl Grönvold og Árný Erla Sveinbjörnsdóttir:	
Ófærugil — Öskulagasnið neðan H-5	13
Helgi Torfason, Kristján Sæmundsson, Haukur Jóhannesson, Árni Hjartarson, Ingvar B. Friðleifsson og Jón Jónsson:	
Berggrunnskort af höfuðborgarsvæði	14
Henriette Hansen:	
Plagioclase Porphyritic Basalts of the Eastern Rift Zone of Iceland	17
Hreggviður Norðahl og Halldór G. Pétursson:	
Aldur jökulhöfunar og sjávarstöðubreytingar við Skjálfanda	19
Jens Tómasson og Magnús Á. Sigurgeirsson:	
Jarðlög og ummyndun á Norður Reykjum og Helgadal	20
Johan Camitz og Freysteinn Sigmundsson:	
GPS Measurements of Crustal Deformation at the Askja Volcano, North Iceland, 1987-1993	22
Jón Eiríksson, Magnús Á. Sigurgeirsson og Torstein Hoelstad:	
Myndgreining á lögun gjósukurna frá Reykjanesi	23
Kristján Geirsson:	
Fagradalsmegineldstöðin í Vopnafirði og nágrenni — Ný tilgáta um tektóniska þróun Norðausturlands	24
Kristján Geirsson:	
Þróun Fagradalsmegineldstöðvarinnar í Vopnafirði: Steindir segja sögu	26
Kristján Jónasson:	
Þróað berg utan megineldstöðva: Heiðarsporður á NA-landi	27
Kristján Sæmundsson og Haukur Jóhannesson:	
Jarðlög upp af Síðu og Fljótshverfi. Aldur og myndunarsaga	28
Martin Bromann og Alvar Soesoo:	
Structure and Petrology of a Central Volcanic Complex in S.E. Iceland	29

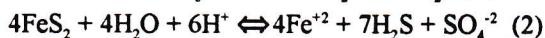
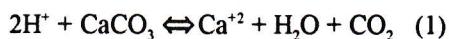
Matti Rossi:	
Lava Flows of Icelandic Shield Volcanoes.....	31
Óskar Knudsen:	
Malarásar og krákustígaásar á framhlaupssvæðum Brúarjökuls	32
Sigurjón Jónsson og Páll Einarsson:	
Radonfrávik og jarðskjálftar á Suðurlandi	34
Stefán Arnórsson:	
Ferli sem ráða efnainnihaldi kalds og heits vatns I.	
Uppruni efna og samspil vatns og bergs.....	35
Stefán Arnórsson og Auður Andrésdóttir:	
Ferli sem ráða efnainnihaldi kalds og heits vatns II.	
Niðurstöður frá Hreppum og Landi á Suðurlandi	37

ERU BATAMERKI Í JARÐHITAKERFINU Í KRÖFLU ?

Ásgrímur Guðmundsson, Orkustofnun, Grensásvegi 8, 108 Reykjavík.

Byrjað var að fylgjast með eiginleikum jarðhitakerfisins í Kröflu um 1970. Árið 1974 hófust rannsóknarboranir, sem síðan var fylgt eftir með umfangsmiklum vinnsluborunum. Fimm holar voru boraðar áður en umbrot hófust og eru þær allar ónýtar. Eldsumbrotin og samhangandi atburðir leiddu af sér mikla breytingu í jarðhitakerfinu. Kvikugös spýttust inn í það og sýrðu þannig að vökvinn í dýpri hluta jarðhitakerfisins varð ónothæfur til vinnslu á fyrirhuguðum vinnslusvæðum Kröfluvirkjunar. Vandamálin voru ofgnótt gasa, tærandi vöki og útfellingar. Árið 1978 var gerð umfangsmikil athugun á gufu augum á öllu jarðhitasvæðinu og síðan fylgst með völdum stöðum. Á sama hátt hefur verið fylgst með samsetningu vökva úr borholum og afköstum holanna. Hér hefur hola KJ-15 verið valin til að sýna áhrif umbotanna á afköst og efnasamsetningu borholuvökvens. Til hliðsjónar eru hafðar niðurstöður úr athugunum á nærliggjandi gufu augum.

Hola KJ-15 var boruð haustið 1980 niður á 2097 m dýpi og náði vinnsluföðring niður í rúmlega 1000 m, en raufaður leiðari var þaðan og niður að botni. Hún hitti ekki á neinar sterkar æðar auk þess sem hún var mjög gasrik og þar af leiðandi illa nothæf fyrir virkjuna. Þrátt fyrir að holan væri á barmi Hveragils, sem er eitt öflugasta uppstremmissvæði á öllu Kröflusvæðinu, þá voru engar vísbendingar um að hún hafi skorið uppstremmisrásir að því. Ummyndunarsteindir gáfu til kynna að hiti hafi legið nærrí suðuferli frá toppi til botns, en kólnun hafi átt sér stað í efri hluta holunnar og milli 1200 - 1400 m dýpis. Mældur hiti sýnir greinilega kólnun í efri hluta holunnar þannig að mikið varmanám hefur verið niður á 1000 - 1200 m dýpi. Kaldur vöki hefur flætt inn í svæðið tekið upp varma og lækkað hitastigið frá suðumarksferli niður í um 200 °C. Þessar breyttu aðstæður hafa haft mikil áhrif á efnasamsetningu vökvans og myndun ummyndunarsteinda. Einnig hefur hluti uppstremmis úr neðri hluta jarðhitakerfisins blandast efri hlutanum og þéttst. Streymi gastegunda eins og CO₂ og H₂S úr heitu gufumettuðu jarðhitakerfi upp í gegnum 1000 m þykkt 200 °C heitt vatnskerfi hlýtur að hafa veruleg áhrif samanber eftirfarandi efnahvörf;



CO₂ hefur bein áhrif á myndun kalsits. Sömuleiðis hefur H₂S bein áhrif á myndun járnsúlfíða ef aðstæður eru til staðar og þá minnkast styrkleiki gastegundarinnar á leið sinni til yfirborðs. Grár leir í leirþyttum á jarðhitasvæðum er nánast mettaður brennisteinssamböndum eins og pýriti og markasíti. Í þykum móbergsmýndunum í efstu 1000 metrunum er pýrit í umtalsverðu magni. Ekki hefur verið reynt að áetla magn steindarinnar í jarðlögunum en ljóst er að hún tekur mikið af brennisteinsvetni á leið til yfirborðs. Myndunarhraði pýríts er mikill eins og komið hefur í ljós í fóðringum í borholum.

Niðurstöður á mælingum á styrk efna í vökva holu KJ-15 og afköstum sýna athyglisverða þróun. Holan var boruð á seinnihluta umbrotatímabilsins, þegar eldvirkni var mest á yfirborði. M.a. gaus frá Leirhnjúk norður í Gjástykki í október 1980 meðan holan var í borun. Heildarstyrkur uppleystra efna í fyrstu sýnum eftir upphleypingu var um 2300 mg/l en fór niður í rúmlega 1200 mg/l aðeins viku síðar og hélst síðan á bilinu 1200 - 1400 mg/l. Svipuð hegðun hefur sést í öðrum holum á Kröflusvæðinu þó að þetta sé ekki algilt. Nærtæk og trúverðug skýring er sú að vökvinn hafi verið súrari í upphafi og þar af leiðandi ríkari af uppleystum efnum en síðan hafi súrari hlutinn hreint og beint lokast af vegna tæringar og útfellinga. Það hefur m.a. valdið aßminnkun í holunni. Gasstyrkur var mjög hár fyrstu árin eftir upphleypingu eða allt að 7 massa% og var hlutur CO₂ á bilinu 94 - 96 %, en hlutur H₂S 1 - 3 %. Miðað við aðstæður var þetta að sjálfsögðu náttúrulegt ástand á þeim tíma, en fyrirfram var búist við gasstyrk á bilinu 1-2 massa%. Styrkur CO₂ í gufu hefur farið stig minnkandi frá 1983 og jafnframt hafa áhrif kvíkugasa við holu KJ-15 farið þverrandi allt frá 1980. Öfugt við CO₂ virðist styrkur H₂S fara lítilega hækkandi, en þó óreglulega. Hugsanleg skýring þar á er útfelling pýríts innan í fóðringar holunnar, en eftir því sem yfirborð fóðringarinnar minnkast vegna pýrithúðunar, þá hvarfast minna H₂S á leiðinni til yfirborðs.

Ef afköst holu KJ-15 eru borin saman við gasstyrk í gufu þá sést nokkuð greinileg fylgni minnkandi gass og aukinna afkasta. Óverulegar breytingar eru á sama tíma á varmainnihaldi vökvans. Það gefur tilefni til þess að álykta að ofgnótt gasa í jarðhitakerfinu hafi rýrt aðstreymi vökva inni í borholuna. Holan var aldrei aßmikil en minnkandi gasstyrkur hefur gert hana vinnsluhæfa á ný. Núverandi gasstyrkur er um 2,3 massa% en búast má að jafnvægi náist á bilinu 1-2 %.

ÁHRIF ELDVIRKNI OG LOFTSLAGSBREYTINGA Á UPPHLEÐSLU JARÐLAGA Í GNÚPVERJAHREPPÍ

Áslaug Geirdóttir, Þorvaldur Þórðarson og Leó Kristjánsson,
Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, Department of Geology and Geophysics, University of Hawaii at
Manoa, Raunvísindastofnun Háskólans.

Rannsóknir á setlögum og gosmyndunum í jarðlagastafla Gnúpverjahrepps benda til þess að kólnandi loftslag samfara aukinni úrkomu hafi valdið hægfara breytingum í myndunarumhverfi jarðлага. Jarðlagastaflinn sem rannsóknirnar ná til, er um 600 metra þykkur og hlóðst upp á tímabilinu frá síðari hluta plíósen (2.5 m.á.) til fyrri hluta pleistósen (1.5 m.á.). Mikil fjölbreytni kemur fram í ásýndum gos- og setmyndana sem bera þess merki að hafa ýmist hlaðist upp á landi, í vatni eða undir jöklum. Jafnframt hafði nálægð tveggja virkra megineldstöðva, sem kenndar eru við Laxárdals og Þjórsárdal, talsverð áhrif á upphleðslu jarðлага.

Með tilliti til breytinga á ásýndum gosmyndana, setлага og á niðurstöðum segulmælinga er jarðlagastaflanum skipt í þrjár einingar:

Neðsta einingin er um 180 metra þykk og hlóðst upp á tímabilinu frá 2.5 m.á. til 2.3 m.á. Um 70% einingarinnar samanstendur af þunnum hraunlögum, sem að mestu eru helluhraun. Setlög eru um 30% og einkennast af gjóskublönduðu straumvatnaseti (sandsteini og völubergi) auk þykra laga af hlóðgreindum tvisti (diamictite). Sum setlögin innihalda endurflutt ljós vikurkorn. Setlög neðstu einingarinnar hafa yfirleitt takmarkaða láréttu útbreiðslu.

Miðeiningin er um 220 m þykk og myndaðist fyrir um 2.3 til 2.0 m.á. Hraunlög eru um það bil 60% jarðlagastaflans og setlög um 40%. Einkenni miðeiningarinnar eru fremur þykk hraunlög og gjóskuflóð ýmis konar af basíkum og súrum uppruna. Ummerki um aukinn vatnagang sjást glögglega í hraunamyndunum í formi hraunóseyra, gervigígmyndana og kubbabergsstuðlunar sem myndast vegna snöggkælingar þegar vatn flæðir yfir heit hraun. Setlögin líkt og hraunmyndanir sýna áhrif vatnsumhverfis bæði í formi skálaga völubergs og lagþynnóttra sandsteins- og siltlaga. Setmyndanir hér hafa talsvert meiri þykkt og útbreiðslu en þau sem tilheyra neðstu jarðlagaeiningunni, auk þess sem meira ber á seti af gosrænum uppruna. Þetta er talið endurspegla áhrif utanaðkomandi vatns á gosvirknina á svæðinu sem hefur aukið tíðni sprengigosa.

Efsta jarðlagaeiningin er 120-180 m þykk og hlóðst upp á tímabilinu frá 2.0 m.á. til 1.5 m.á. Hún einkennist af mjög þykum jökulættuðum setlögum, mjög misþykum helluhraunum, súrum gjóskulögum og breksíum ýmis konar. Jökulbergslög fingrast við jökullónaset, straumvatnaset og útbreidd pikrifhraunlög. Setlög mynda meira en 60% af einingunni.

Hraunlög neðsta og miðhluta jarðlagastaflans hafa að hluta til myndast í sprungugosum tengdum sniðgengissprungum með stefnuna N8°-32°A, en hraunlög efsta hluta jarðlagastaflans runnu frá sprungum sem tengdust hvort tveggja sniðgengissprungunum og siggengissprungum með stefnuna N45°-68°A. Helstu niðurstöður benda til þess að neðri hluti jarðlagastaflans í Gnúpverjahreppi hafi myndast í tiltölulega breiðum og grunnum döllum, þar sem straumvatnaset og aurskríður fingrast saman við þunn hraunlög. Miðhlutinn sýnir áhrif kólnandi loftslags og aukinnar úrkomu. Pykkari setlög og mjög misþyk hraunlög sem innihalda vitnisburð um samspil vatns og kviku, benda til þess að aukið rof vegna vaxandi vatnagangs hafi dýpkað dali og þannig myndað meira landslag. Í efsta hluta jarðlagastaflans finnast merki að minnsta kosti þriggja jökulframrása í formi botnurða og jökuljáðarsetmyndana. Rúmmálsstórar myndanir af ljósri gjósku og pikrit hraunum sem liggja beint ofan á jökulsetinu benda til þess að ísóstatísk upplyfting hafi komið af stað óvenju öflugum goshrinum í báðum megineldstöðvunum á svæðinu.

SETMYNDUN Í SUNNLENSKUM STÖÐUVÖTNUM

Áslaug Geirsdóttir, Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, Margrét Hallsdóttir, Guðrún Larsen, Hreggiður Norðahl og Jón Eiríksson, Raunvísindastofnun Háskólans, Jórunn Harðardóttir, INSTAAR, University of Colorado, Kjartan Thors og Guðrún Helgadóttir, Hafrannsóknastofnun.

Í ársbyrjun 1994 hóf hópur frá Raunvísindastofnun Háskóla Íslands þátttöku í alþjóðlegu rannsóknarverkefni um fornveðurfar á norðurslóðum, skammstafað P.A.L.E. (Paleoclimates of Arctic Lakes and Estuaries). Meginmarkmið P.A.L.E. er að afla gagna er sýna einkenni loftslagssveiflna á norðurhveli jarðar síðustu árpúsund og auka skilning á því hvemig norðlægustu svæði jarðar bregðast við loftslagsbreytingum. Áhersla er lögð á óflun loftslagsháðra gagna úr botnseti stöðuvatna og innfjarða í löndum við heimskautsbaug, þ.e. Kanada, Grænlandi, Svalbarða, Íslandi, Skandinavíu og Samveldislöndunum. Hér er um langtíma verkefni að ræða hvað Ísland snertir, þar sem stefnt er að rannsóknum á setmyndun í stöðuvötnum og innfjörðum víðsvegar á landinu. Meginmarkmið rannsóknanna er að draga fram einkenni loftslagsbreytinga frá jökulskeiði til hlýskeiðs, auk einkenna loftslagssveiflna á nútíma. Skýringa verður leitað á orsökum og breytileika þeirra eftir landsvæðum með jöklajarðfræðilegum aðferðum, setlagarannsóknum, frjógreiningu, gjóskulagarannsóknum og segulmælingum.

Gildi stöðuvatna og innfjarða í rannsóknum á loftslagssveiflum fyrri tíma felst einkum í því, að þar má búast við samfelldri setmyndun og eyðulausri varðveislu upplýsinga allt frá því að viðkomandi vatn myndaðist. Rannsóknir á sögu jökulhöfunar á Íslandi hafa fram að þessu að mestu leyti byggt á myndunarumhverfi landforma sem beint eða óbeint tengdust stærðarbreytingum jöklar og afstöðubreytingum láðs og lagar. Rannsóknirnar hafa aðallega verið studdar ^{14}C -aldursgreiningum á fornskeljum og gjóskulagarannsóknum. Með þátttöku Íslands í P.A.L.E. verður reynt að tengja myndun þessara landforma við setmyndunarferli í ljósi setlangs í stöðuvötnum. Þannig er stefnt að því að ná fram nákvæmari sögu umhverfis- og loftslagsbreytinga á landinu. Undanfarnar vikur hefur Íslandshópurinn unnið að borunum í þremur sunnleneskum vötnum: Vestra Gíslholtsvatni, Hestvatni og Pingvallavatni. Þessi vötn liggja öll 5-15 km utan við jökulgarða Búðaraðarinnar sem tengist síðasta hörfunarskeiði ísaldarjökuls á Suðurlandi við upphaf nútíma.

Setlög við Búða hafa verið rannsókuð með nákvæmri ásýndar- og umhverfisgreiningu og túlkuð í ljósi setmyndunarferla og nýrra ^{14}C aldursgreininga. Komið hefur í ljós, að Búðaröðin er þarna byggð upp af mismunandi ásýndum setlangs, sem myndast hafa neðansjávar og upp við strönd fyrir um 9800 árum BP. Ásýndirnar hafa allar að geyma vitnisburð um nálægð jöklar, auk ummerkja um afstæðar sjávarstöðubreytingar. Samkvæmt því má búast við að finna sjávarset frá síðjökultíma í botni þeirra stöðuvatna sem rannsóknin nær til. Nú þegar hafa náðst sjö 6 m langir setkjarnar úr vötnunum premur. Frumrannsókn á seti, gjóskulögum og frjókornum bendir til þess að stöðuvötnin hafi að geyma sögu setlagamýndunar, eldvirkni og gróðurfars síðastliðinna 8000 ára. Mælingar á segulviðtaki (magnetic susceptibility) studdar gjóskulagreiningu, sýna að auðvelt er að tengja einingar á milli stöðuvatnanna auk þess sem setmyndunarhraði virðist nær því hinn sami. Áætlað er að ná lengri kjörnum (8-10 m) í þeim tilgangi að ná í enn eldri gögn. Áframhaldandi rannsókn mun síðar felast í athugun á uppruna setsins, hlut lífrænna og ólífrænna efna, auk setmyndunarhraða. Með rannsókn gjóskulaga verður reynt að draga fram upplýsingar um eldvirkni svo langt aftur sem setkjarnarnir ná, auk þess sem aldursgreining, tenging setkjarna og mat á upphleðsluhraða sets í vötnunum mun byggjast á gjóskutímatali og ^{14}C aldursgreiningu. Frjógreining gefur síðan upplýsingar um gróðurfar sem tengja má umhverfisbreytingum og loftslagssveiflum. P.A.L.E. rannsóknirnar á Íslandi eru styrktar af Vísindasjóði Íslands og Vísindasjóði Bandaríkjanna (NSF).

GPS-MÆLINGAR Á JARÐSKORPUHREYFINGUM Á SUÐURLANDI 1986-1992 OG HUGLEIÐINGAR UM ALDUR SUÐURLANDSSKJÁLFTABELTISINS

Freysteinn Sigmundsson, Norrænu Eldfjallastöðinni
Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólangs

Víðtækjar GPS-landmælingar voru gerðar árin 1986, 1989 og 1992 á Suðurlandi til að fylgjast með jarðskorpuhreyfingum. Meginmarkmið mælinganna var að afla gagna til að skilja samspil milli virkni í gosbeltunum á Suðurlandi og jarðskjálftabeltisins á milli þeirra. Árið 1992 voru mældir 41 punktar sem höfðu flestir verið mældir að minnsta kosti einu sinni áður. Lárétt staðsetning mælipunktanna var ákvörðuð með um 5 mm nákvæmni. Niðurstöður 1992 mælinganna hafa verið bornar saman við mælingarnar 1986 og 1989 og færslusluviðin fyrir tímabilin 1986-1992 og 1989-1992 athuguð.

Óveruleg aflögur mælist innan svæðisins vestan við vestra gosbeltið (innan Norður-Ameríkuplötunnar) og innan svæðisins við suðurenda eystra gosbeltisins (innan Evrasíuplötunnar). Færsla milli þessara tveggja svæða mælist 2.1 ± 0.4 cm/ári í stefnu $N116 \pm 11^\circ A$ (1σ óvissumörk). Færslan er í samræmi við NUVEL-1 líkanið af plötuhreyfingum en samkvæmt því er færslan milli platanna 1.94 cm/ári í stefnu $N104^\circ A$.

Vinstri skúfhreyfing (left-lateral shear) mælist yfir skjálftabeltið á Suðurlandi. Aflögurinn er að mestu bundin við 20-30 km breitt belti sem fellur alveg að jarðskjálftabeltinu á Suðurlandi. Færsla yfir skjálftabeltið samsvarar $85 \pm 15\%$ af plötuhreyfingunum þannig að svæðið fyrir norðan skjálftabeltið færst í vestur með Norður-Ameríkuplötunni og svæðið fyrir sunnan jarðskjálftabeltið færst í austur með Evrasíuplötunni. Samkvæmt því er tognun norðan skjálftabeltisins um þessar mundir að mestu bundin við eystra gosbeltið, en ekki það vestra. Inni í skjálftabeltinu veldur vinstri skúfhreyfingin því að sprungur með norður-suður stefnu snúast rangsælist um $0.5-1 \mu\text{rad}/\text{ári}$.

Jarðskjálftar á skjálftabelti Suðurlands eru tengdir hægri sniðgengishreyfingum á norður-suður sprungum sem liggja með um 1-5 km millibili innan skjálftabeltisins. Heildarhreyfingin yfir skjálftabeltið er þó vinstri skúfhreyfing, en reinar milli einstakra sprungna ganga á snið hver við aðra líkt og bækur í bókahillu. Snúningur á norður-suður sprungunum um $0.5-1 \mu\text{rad}/\text{ári}$, eins og GPS-mælingarnar benda til, krefst sniðgengisfærslu, að meðaltali um $0.5-5$ mm/ári á hverri sprungu. Ef óveruleg hreyfing er á sprungunum milli stórra jarðskjálfta, þá verður færsla í stórum jarðskjálftum að vera um $0.5-5$ m á 1000 árum á hverri sprungu. Af bókahillulíkaninu fyrir jarðskorpuhreyfingar á Suðurlandi leiðir að samanlagt skjálftavægi (geometric moment release) í jarðskjálftum á Suðurlandi ætti að nema að jafnaði $1.0-2.5 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{ári}$. Þetta er í góðu samræmi við áætlaða útlausn skjálftavægis í jarðskjálftum á sögulegum tíma á Suðurlandi, sem bendir til að jarðskorpuhreyfingar síðustu 1000 árin á Suðurlandi hafi verið með sama hætti og GPS-mælingar síðustu ára sýna. Virkni í gosbeltunum á Suðurlandi á síðustu 1000 árum styður jafnframt að tognun norðan skjálftabeltisins hafi að mestu verið bundin við eystra gosbeltið á þessum tíma. Stóru sprungugosin þar síðan um 800 A.D. í Eldgjá, Vatnaöldum, Veiðivötnum og Lakagígum gætu hæglega hafa tekið upp þá 20 m gliðnun sem búast má við að hafi orðið á Suðurlandi á síðustu 1000 árum.

Tvenns konar vísbendingar eru um að þetta fyrirkomulag jarðskorpuhreyfinga á Suðurlandi sé nýtilkomið í jarðfræðilegum skilningi, hafi ekki varað lengur en 10-30 þúsund ár í mesta lagi. (i) Heildarfærsla á jarðskjálftasprungunum á Suðurlandi virðist vera lítil, minni en 15-150 m, sem búast má við ef jarðskorpuhreyfingar hefðu verið með sama hætti síðustu 30 þúsund árin og nú eru. (ii) Samanlögð gliðnun á sprungum í vestra gosbeltinu sem hafa myndast eftir ísöld hefur verið áætluð um 100 m. Samkvæmt því nemur gliðnun þar að jafnaði um 1 cm/ári, þ.e. hálfum landrekshraðanum. Að jafnaði virðist því gliðnun hafa verið jafnskipt milli eystra og vestra gosbeltisins á nútíma. Skjálftabeltið á Suðurlandi í núverandi mynd virðist því vera ungt, hugsanlega yngra en 10-30 þúsund ára.

ÁHRIF PRÝSTINGS Á HLUTFALLI Ð $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ Í BASALTBRÁÐ

Gísli Guðmundsson. Rannsóknastofnun byggingariðnaðarins, Reykjavík.

Í þessari greinargerð eru birtar niðurstöður tilrauna með áhrif prýstings á jafnvægið milli þrígilda og tvígilda járns ($\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$) í basaltbráð. Tilraunirnar voru framkvæmdar við 1400°C , og við 10 og 15 kbar. Jafnvægið er hægt að rita þannig:



Áhrif prýstings á jafnvægi (1) er hægt að lýsa á eftirfarandi hátt:

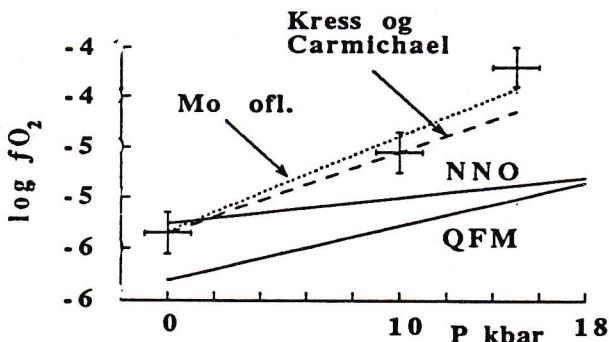
$$\frac{P}{RT} \int_{1 \text{ atm}}^P \ln f\text{O}_2 = \frac{P}{1 \text{ atm}} \int_{(2\bar{V}_{\text{Fe}_2\text{O}_3})}^{(\bar{V}_{\text{FeO}})} -4\bar{V}_{\text{FeO}} dP \quad (2)$$

Ef reiknað er með að rúmmálsbreyting jöfnu (1) sé óháð prýstingi er hægt að meta áhrif prýstings á efnajöfnu (1). Þannig kemur í ljós að við prýstings aukningu frá 1 atm til 10 kbar mun gildi $f\text{O}_2$ hækka sem svarar einni stærðargráðu (1).

Það er mjög gróf nálgun að gera ráð fyrir því að rúmmál einstakra þáttu í bráð sé óháð prýstingi. En það er mun raunverulegra að gera ráð fyrir að rúmmál þáttu í bráð sé línulega háð prýstingi, n.l.:

$$\bar{V}_i^{\text{bráð}} = \bar{V}_i^{\text{bráð}}(1 \text{ atm}, T) + \bar{b}_i P, \text{ þar sem } \bar{b}_i = \partial V_i / \partial P \quad (3)$$

Ef áhrif prýstings á jöfnu (1) er þekkt og þar sem \bar{b}_{FeO} er þekkt (2) er hægt að reikna út $\bar{b}_{\text{Fe}_2\text{O}_3}$.



Mynd 1. Áhrif heildarprýstings á $f\text{O}_2$ í basaltbráð við 1400°C og frá 1 atm til 15 kbar. Til viðmiðunar eru sýnd $f\text{O}_2$ fyrir NNO og QFM. Hafa ber í huga að $f\text{O}_2$ fyrir QFM bufferinn er framreknað, því fayalít er óstöðugt við viðkomandi aðstæður.

Niðurstöður tilraunanna eru sýndar á Mynd 1, ásamt niðurstöðum frá (1) og (3). Auk þess eru $f\text{O}_2$ sýnt fyrir súrefnisbufferana Nikkel-Nikel-Oxið (NNO) og Kvarts-Fayalít-Magnetít (QFM). Niðurstöður þessara þriggja rannsókna eru mjög svipaðar við 10 kbör, en við um 15 kbör er misræmi milli þeirra tiltölulega mikið. Ef prýstingur er aukinn um 10 kbar mun súrefnisprýstingur aukast um $0.8 \log_{10}$ einingar. Það að auki virðist $f\text{O}_2$ aukningin vera samsíða QFM jafnvæginu. Reiknað gildi

fyrir $\bar{b}_{\text{Fe}_2\text{O}_3}$ við 10 kbar er um $-0.00025 \text{ cc mol}^{-1} \text{ bar}^{-1}$. Misræmið við 15 kbar er erfitt að skýra út, en hafa ber í huga að rannsókn (3) er byggða á niðurstöðum út 1 atm tilraunum, meðan þessi rannsókn byggir á niðurstöðum úr háþrysti tilraunum. Þannig geta (3) ekki séð fyrir ef einstaka þættir bráðarinnar breyta um strúktúr með auknum prýstingi.

Hlutfallið $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ skráð í hrádkeldum MORB sýnum (4) veitir upplýsingar um $f\text{O}_2$ í efri móttli, ef áhrif prýstins á efnajafnvægi (1) er þekkt. Ef gert er ráð fyrir að MORB sýnin hafi myndast við um 10 kbar prýsting mun $\log_{10} f\text{O}_2$ láta nærri að vera um NNO+1.

Heimildir:

- (1) Mo X, Carmichael ISE, Rivers M, Stebbins J (1982) The partial molar volume of Fe_2O_3 in multicomponent silicate liquids and the pressure dependence of $f\text{O}_2$ in magmas. M.M., 45, 237-245
- (2) Lange R, Carmichael ISE (1987) Densities of $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$ liquids: new measurements and derived partial molar properties. G.C.A., 51, 2931-2946
- (3) Kress VC, Carmichael ISE (1991) The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. C.M.P., 108, 82-92
- (4) Carmichael ISE, Ghiorso MS (1986) Oxidation-reduction relations in basic magma: a case for homogeneous equilibria. EPSL, 78, 200-210

ODP-BORANIR Í LANDGRUNN ÍSLANDS.

Guðmundur Ómar Friðleifsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Á þessu ári er fyrirhugað að Íslendingar nýti sér aðild að alþjóðlegu samstarfsverkefni um rannsóknarboranir í hafbotninn (Ocean Drilling Program : ODP), og sækji um að 2-3 borholur verði boraðar í setlagatrog norðan við Ísland. Miðað við að umsóknin verði frágengin fyrir 1. júlí næstkomandi, þá má vænta niðurstöðu fyrir lok þessa árs. Ef umsóknin fæst samþykkt óbreytt þá verður byrjað á fyrstu holunni haustið 1995. Þá yrði tiltölulega grunn (150-300 m) könnunarhola (pilot hole) boruð á 2-3 dögum í leiðangursferð ODP-163, sem kallast North Atlantic Artic Gateways II (NAAG-II). Þessi hola yrði síðan dýpuð í 1-2 km og 2-3 álíska djúpar holur boraðar í nágrenninu einhvern tímum á árunum 1996-1998.

Eftir nýafstaðnar leiðangursferðir í N-Atlanthafi (ODP-151 og ODP-152, sem heita NAAG-I og EGM-I (East Greenland Margin I)) hefur áhugi á rannsóknum þar síst dvínað því mikilvægar nýjar upplýsingar hafa aflast um t.d. Miocene jöklun (7 Ma), forna hafstrauma og breytingar í vistkerfi N-Atlantshafsins frá byrjun Tertiér til okkar dags. Menjar um jöklun á Íslandi af svipuðum aldri finnast á Suðausturlandi. ODP-163 (NAAG-II) er beint framhald ODP-151 (NAAG-I) og talsverðar líkur eru á að framhald verði á EGM-I (ODP-152) með EGM-II. Síðar gæti komið til NAAG-III og EGM-III, þar sem tillögur okkar um borholustaðsetningar kæmu til álita. Ljóst er að fylgja þarf eftir ýmsum af þeim upplýsingum sem þegar hafa aflast innan ODP, og sem stendur er mikill áhugi á að reyna að tengja sögu N-Atlantshafsins við ískjarnann á Grænlandi (GRIP). Það gefur augaleið að mikill sett-hraði við Íslandsstrendur, svo sem í settroginu fyrir norðan, getur hafa leitt til þess að þar sé heppilegur staður til reyna tengingu við GRIP kjarnann, auk þess sem tenging milli úthafssbotns og lands um Tjörneslögin blasir við. Jafnframt gefur mikil eldvirkni á Íslandi fyrirheit um heppilegan stað fyrir tengingu milli úthafsgagna og GRIP kjarnans. Það er því fremur líklegt að umsókn frá okkur verður tekin til gaumgæfilegrar athugunnar.

Setlagatrogið fyrir norðan land er myndað í tengslum við Tjörnes brotabeltið (TFZ) og er um 140 km langt, 40-50 km breitt og ná setlögin allt að 4 km þykkt þar sem trogið er dýpst. Lítið er vitað um sögu þess og aldur, nema út frá jarðfræðinni á landi á Tjörnesi, Flateyjarskaga og víðar, en líklegt er að elstu setin geti verið um 10 milljón ára gömul. Tilgangurinn með rannsóknarborunum er að afla nákvæmrar þekkingar á gerð þeirra og aldri.

Tíunda má helsta ávinning Íslendinga af ODP-borholum í landgrunnið:

- 1) Hafstrauma- og veðurfarssaga aftur á síð-míósen yrði rakin.
- 2) Vistfræði- og lífríkissaga við norðurströndina aftur á síð-míósen yrði rakin.
- 3) Jöklunarsaga aftur á síð-míósen (5-7 m.ár ?) yrði rakin.
- 4) Þróunarsaga rekBELTA og hliðrunarBELTA á Íslandi aftur á síð-míósen yrði skoðuð.
- 5) Áhrif stórgosa á lífríkið í hafi yrðu metin.
- 6) Áhrif jökulhlaupa á lífríkið í hafi yrðu metin.
- 7) Líkindi á olíu- og gasmyndun í lögsögu Íslands yrðu metin af okkur.
- 8) Fjárhagslegur ávinningur næmi nokkrum 100 Mkr í rannsóknagögnum.

Gæði gagnanna ráðast fyrst og síðast af gerð setlaganna sjálfsra og svo heimtum borkjarna. Rita má langan texta um hvert upptalinna atriða og tengsl þeirra innbyrðis. Hér verður þó aðeins minnst á fjárhagslegan ávinning. Reikna má með að markaðsverð fyrir 1-2 km borholu væri ekki minna en um 100 Mkr. Tvær til þrjár slíkar holur skiluðu okkur því 200-300 Mkr í framkvæmdum. Mestur hluti rannsóknanna yrði auk þess framkvæmdur af öðrum en okkur, bæði á skipsfjöld og síðar, okkur að kostnaðarlausu. Verðmæti rannsóknanna næmi einhverjum tugum Mkr, segjum 100 Mkr til einföldunar. Fjárhagslegur ávinningur okkar gæti því numið 300-400 Mkr í rannsóknargögnum.

Heldur væri klént fyrir íslenska vísindamenn að láta rannsaka allt fyrir sig. Ákvörðun um eðlilegt umfang okkar þátttöku í rannsóknunum bíður þó síns vitjunartíma, en tilgangurinn með erindinu sem flutt er samtímis birtingu þessa ágrips er tvíþættur:

- 1) Að kynna málið fyrir íslenskum jarðvísindamönnum í þeim tilgangi að þeir taki við sér og hugleiði hvort og þá hvernig við Íslendingar getum haft sem mest gagn af borkjörnunum og borholunum.
- 2) Að hvetja hina sömu til að taka þátt í ODP-rannsóknunum með einum eða öðrum hætti. Sérstök ástæða er til að hvetja yngri kynslóðina til að sækja um vinnu í tengslum við rannsóknarskipið sjálf, sem gæti síðar leitt til doktorsverkefna.

ÍSALDARLOK Á LANGANESI

Halldór G. Pétursson, Náttúrufræðistofnun Íslands, Akureyri.
Hreggvíður Norðdahl, Raunvísindastofnun Háskólangs.

Langanes var á síðasta jökluskeiði utan við áhrifasvæði meginjökulhvelsins á Norðausturlandi, en ísaskil þess lágu yfir gosbeltinu, um Sléttu, Öxarfjarðar- og Búrfellsheiði og til suðurs. Frá þessum ísaskilum gengu m.a. jöklar niður í Þistilfjörð og í Bakkaflóa, en á Langanesi voru sjálfstædir jöklar. Annar þeirra var á miðhluta nessins, á Læknestæðaheiði utan við Heiðarfjall. Hinn var sunnar á nesinu, en ísaskil hans lágu yfir fjallgarðinum milli Eiðisvíkur og Gunnólfsvíkur. Ysti hluti Langanes, utan við Skoruvík og Skála (Vatnadal) var íslaus. Þá ályktun má draga af því að þar hefur frostveðrun (sífreri) brotið öll hraunlög á yfirborði niður í smágerða urð.

Yst á Langanesi við svonefndu Vatnsleysu finnast ummerki um sjávarstöðu í um 30 m hæð. Þessi sjávarstaða er sennilega frá þeim tíma er ís lá yfir miðhluta nessins, en sá jökkull skreið í allar áttir út frá ísmiðju á Læknestæðaheiði.

Ummerki um sjávarstöðu í um 20 m hæð finnast við Hrafnbjörg og Brimnes, Þistilfjarðarmegin á miðhluta Langanes og í Selvík og Kumblavík, Bakkaflóamegin. Á svonefndri Sauðanesflögu, í nágrenni Þórshafnar á syðsta hluta Langanes, finnast fjörukambar myndaðir við þessa sjávarstöðu. Annars staðar á syðsta hluta nessins finnast ekki ummerki um þessa sjávarstöðu, því þá gengu þar jöklar frá fjalllendinu milli Eiðisvíkur og Gunnólfsvíkur í sjó fram. Á þessum svæðum eru aftur á móti áberandi ummerki um yngri sjávarstöðu í um 5-10 m hæð, en hún tengist jökulgörðum sem finnast á svæðinu milli Efralóns, Eldjárnsstaða og Grundar. Þessir garðar eru myndaðir af jöкли sem var að draga sig til baka upp í fjalllendið milli Eiðisvíkur og Gunnólfsvíkur.

Gögn úr Þistilfirði og Bakkaflóa benda til þess að 20 m strandlinan á Langanesi sé af Preboreal aldri (9700 B.P.) og er það einnig aldur jökulframrásar í sjó fram frá fjalllendinu milli Eiðisvíkur og Gunnólfsvíkur. Síðasta jökulframrás á Læknestæðaheiði, á miðhluta Langanes, er eldri og hefur sennilega átt sér stað á yngri Dryas (10.600 B.P.).

JARÐFRÆÐIKORT AF MIÐVESTURLANDI Í MÆLIKVARÐA 1:250.000

Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands

Guðmundur Kjartansson gaf út jarðfræðikort af Miðvesturlandi árið 1968 og hefur það verið uppselt um árabil. Nú er komin út ný útgáfa af þessu jarðfræðikort sem unnið hefur verið að í allnokkurn tíma. Þetta kort er allmikið frábrugðið eldra kortinu. Að útgáfunni standa Náttúrufræðistofnun Íslands og Landmælingar Íslands. Haukur Jóhannesson tók saman jarðfræðina og Lovísa Ásbjörnsdóttir sá um teikningu og frágang kortsins fyrir prentun.

Á korti Guðmundar Kjartanssonar eru átta berggrunnseiningar en í nýja kortinu eru 14 einingar. Aftur á móti hefur jarðgrunnseiningum verið fækkað á nýrra kortinu í samræmi við þá stefnu að leggja meiri áherslu á berggrunninn.

Litasamsetning er einnig allt önnur og í samræmi við önnur kort sem út hafa komið á seinni árum að því undanskildu að móberg og meiri háttar setlög í tertíera staflanum eru nú með svipuðum lit (rastaður) og hraunin en ekki sem krossar í sama lit. Ein nýjung er í greiningu á þessu korti. Það eru setlög sem eru eldri en 10.000 ár en yngri en 780.000 ár. Slískir setlagabunkar eru á nokkrum stöðum í landinu og þótti ekki hjá því komist að greina þá frá öðrum bergmyndunum.

Á kortblaðinu er sýnt einfaldað þversnið jarðlagra frá Breiðafirði um Snæfellsnes, Mýrar og inn að Langjökli. Þar koma Snæfellsnessamhverfan og Borgarnesandhverfan vel fram.

Þegar kortin eru borin saman kemur vel í ljós sú aukna þekking á jarðfræði Miðvesturlands sem aflað hefur verið á síðustu áratugum.

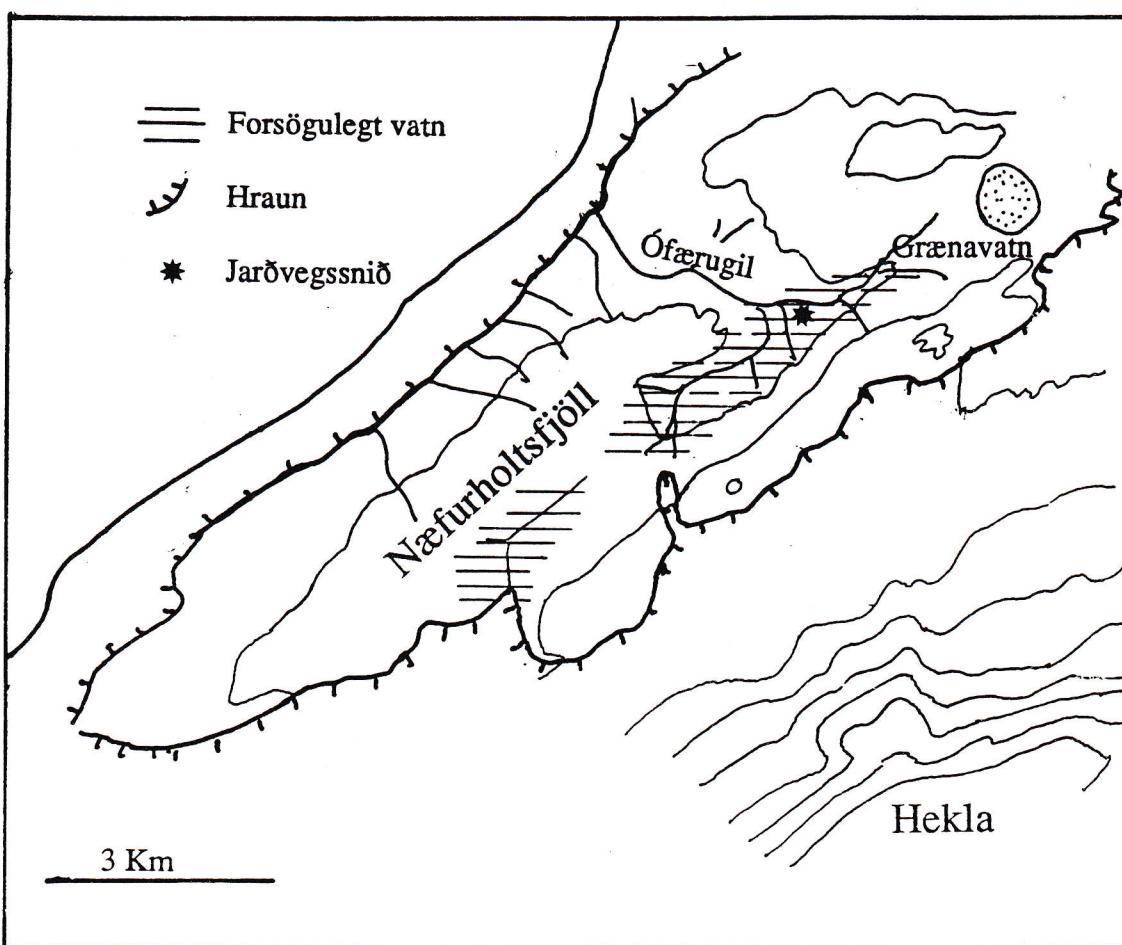
Kort þetta er hið síðasta sem unnið verður á hefðbundinn hátt með flettifilmum og tilheyrandi handavinnu. Næsta blað sem gefið verður út er af Miðnorðurlandi og verður það unnið að öllu leyti í tölvu. Stefnt er að því að það komi út á næsta vetri. Austurland verður gefið út að tveim árum liðnum og lýkur þá fyrstu yfirreið um landið. Þá tekur við endurskoðun eldri útgáfa af Mið-Íslandi og Vestfjörðum.

ÓFÆRUGIL - ÖSKULAGASNIÐ NEDAN H-5

Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands
Karl Grönvold, Norræna eldfjallastöðin
Árný Erla Sveinbjörnsdóttir, Raunvísindastofnun háskólans

Í Ófærugili í Næfurholtsfjöllum eru þykk setlög sem hafa sest til í stöðuvatni. Stöðuvatn þetta hefur myndast strax í ísalarlokin og verið við lýði allt fram að því er lagið H-5 fíll. Þá hefur tvennt gerst: H-5 fyllti lónið og í kjölfar þess virðist sem afrennsli hafi grafist niður og ræst hana fram. Með tímanum hefur vatn grafið gil og slakka í setlögin sem urðu til í vatninu.

Heildar þykkt setlaganna er a.m.k. 30 m. Neðri helmingur þeirra er hvarfleir og í honum sást ummerki jarðskjálfta. Efri hlutinn einkennist af ferskvatnsseti, einkum kísligúr en efst er þó mór. Í setlögunum finnst fjöldi öskulaga, það elsta efst í hvarfleirshlutanum en flest eru þau í kísligúnum. Í fimm metra þykkum stafla neðan við H-5 eru a.m.k. 54 öskulög. Við höfum mælst upp snið af þessum hluta, efnagreint öskulögini og aldursgreint sjö gróðursýni.



Elsta sýnið til aldursgreininga sem náðist er efst í hvarfleirshlutanum og reyndist vera 8980 ± 190 geislakolsár en leiðrétt gefur það 9970 ár sem er ein elsta geislakolsgreining sem gerð hefur verið á gróðurleifum á Íslandi. Aldursgreining á gróðri undir H-5 gaf 6730 ± 150 og 6780 ± 140 en leiðréttur er hann 7540 og 7570. Þessi aldur er allnokkru hærri en fengist hefur á síðustu árum en nærrí þeim aldursgreiningum sem Sigurðar Þórarinssonar birti á sínum tíma.

Allnokkur blöndun hefur átt sér stað í öskulögum sem stafar af því að þau hafa sest til í vatni og blandast áfoki úr nágrenninu. Þó er með vissu hægt að segja að meiri hluti laganna eiga uppruna sinn á Heklusvæðinu, þrjú eru ísúr en önnur basalt. Flest þeirra sem út af standa eru úr Kötlu.

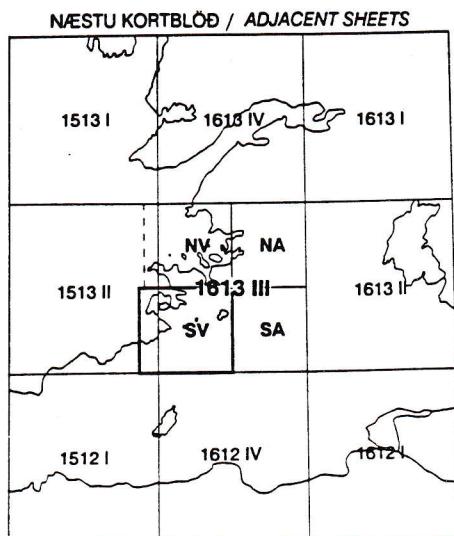
BERGGRUNNSKORT AF HÖFUÐBORGARSVÆÐI

Helgi Torfason, Kristján Sæmundsson, Haukur Jóhannesson, Árni Hjartarson, Ingvar B. Friðleifsson og Jón Jónsson

Árið 1991 gerði Orkustofnun samning við öll sveitarfélög á Höfuðborgarsvæðinu, að Mosfellsbæ undanskildum, um gerð jarðfræðikorta sem þekja svæðið frá Kjalarnesi, austur fyrir Vífilsfell og suður fyrir Helgafell (1. mynd). Kortin eru í mælikvarða 1:25.000 og eru gerð 4 slík og síðan eitt af öllu svæðinu í kvarðanum 1:50.000. Að nokkru leyti er stuðst við eldri athuganir þar sem þær eru tiltækjar en að miklu leyti er byggt á nýjum rannsóknunum. Síðast á árinu 1993 var fyrsta bergkortið, af SV-hluta, tilbúið og það prentað og handrit er tilbúið af NV-hluta svæðisins. Áætlað er að ljúka útvinnu fyrir SA og NA kortin árið 1994 og útgáfa þeirra og heildarkortsins yrðu því væntanlega 1995. Bergkortið er unnið í samvinnu Orkustofnunar, Náttúrufræðistofnunar og Jóns Jónssonar. Einnig eru unnar álika seríur af vatnafars- og setkortum og er Freysteinn Sigurðsson er verkefnisstjóri alls verksins.

Fyrsta kortið var teiknað á hefðbundinn hátt en verið er vinna að því að gera næstu kort með aðstoð tövlu, í s.n. landupplýsingakerfi (GIS). Tölvukerfið sem Orkustofnun vinnur með er Arc/Info. Unnið er að því að undirbúa gagnasafn fyrir kortin, t.d. eru nútímahraun eikennd með 3 stöfum og eiga engin tvö hraun að hafa sama einkenni. Eldri myndanir eru með tveimur stöfum, en í framtíðinni þarf að hafa þá fleiri, ef á að hafa sérstök kenni fyrir hverja myndun. Þá þarf að skýrgreina allar myndanir og atriði sem eiga að fara inn í slíkt gagnasafn. Einnig þarf að undirbúa þá hluta safnsins sem lúta að höfundarétti, heimildum, kortasögu o.fl. Sé ekki eytt tíma í undirbúning er safnið gagnslaust.

Jarðlagaeiningum er, eftir því sem unnt er, skipt eftir bergerð, uppruna, ásýnd og aldri. Jarðlagaeiningar eru yfirleitt nefndar eftir stað þar sem eining kemur fyrir, og er reynt að láta gömul nöfn halda sér. Nafngiftum eininga og myndana fækkar hins vegar á NV kortinu enda jarðfræðin flóknari þar.



1. mynd Blaðskipting jarðfræðikorta á Höfuðborgassvæði.

Á SV kortinu er jarðfræðin tiltölulega einföld, þar skiptast á grágrýtis- og þóleifithraun frá hlýskeiðum ísaldar, móberg frá jökulskeiðum og síðan nútímahraun. Setlög eru fá, opnur yfirleitt lélegar og dreifing þeirra illa þekkt. Myndanir þessar eru nær hallalausar en talsvert brotnar, einkum á austurhluta kortsins. Trúlega er talsvert af gömlum misgengjum og brotum á vesturhlutanum einnig, en þar hylja hin ungu grágrýtishraun gamlan berglagastafla. Nútímahraun eru 23 og af þeim hafa 5 runnandið á sögulegum tíma. Allt berg á SV kortinu hefur rétta segulstefnu.

Á NV kortinu ná jarðlög aftur á tertier. Þar eru komin jarðlög frá megineldstöð sem talin er hafa verið á Kjalarnei og Sundunum og frá henni er mikill fjöldi ganga, óreglur í halla og annað sem tengist slíkum hlutum; súrt berg er þó ekkert. Auk ganga eru stór innskot tengd megineldstöðinni, t.d. falleg innskot á Kjalarnei. Talsvert af móbergi frá jökulskeiðum ísaldar, sumt af því hefur myndað hryggi sem nú eru grafnir í yngri lög. Aðeins eitt nútímahraun er á NV kortinu, Elliðavogshraun eða Leitahraun, eins og það hefur verið nefnt hingað til, teygir sig niður í Elliðavog.

Kortin tvö sem hér eru sýnd eru ákasflega ólík, þótt þau liggi saman og minnir það á hve jarðfræði getur verið margbreytileg á tiltölulega litlu svæði.

Hér á eftir eru tvær töflur yfir jarðlagaskipan á SV kortinu, önnur sýnir eldri hluta jarðlagastaflans og hin aldursröð nútímahrauna. Þar sem jarðlagaskipan á NV korinu er enn ekki fullljós er ekki birt tafla yfir hana hér.

BERG FRÁ SEINNI HLUTA ÍSALDAR Á BERGGRUNNSKORTI 1613 III SV

Tákn	Jarðmyndun	Athugasemd
FS	Fossvogset og jökulberg	Yngstu hörðnuðu jarðlög, skeljar eru í Fossvogsetti.
VM	Valahnúkamóberg	Móberg í Valahnúkum, stefnir A-V
HM	Helgafellsmóberg	Dílalaust móberg í Helgafelli
SJ	Jökulberg	Jökulberg sem er eldra en Valahnúkar, tengsl við yngra jökulberg eru viðast óljós, e.t.v. að hluta sama og FS.
GM	Vighólmóberg	Bólstrabergshryggur norðan við Valahnúka og af líkum aldri, en stefna hryggins er í NA
VO	Valahnúkagrágrýti	Grágrýti sunnan Valahnúka og liggur undir þá.
KM	Kaldábotnbólstraberg	Bólstrabergshryggur frá Undirhlíðum að Búrfelli.
HT	Hreiðmerkurþóleití	Yngstu hraun frá síðjökultíma, liggja austast í Hreiðmörk.
GR	Gágryti í Grafarheiði	Beltótt dyngjuhraun norðan Rauðavatns.
VO	Dílótt basalt í Viðidal	Tengsl óljós við Breiðholts- og Reykjavíkurgrágrýti
BG	Breiðholtsgrágrýti	Þar sem vegur liggur austan Viðídals,
BS	Hlíkskeiðsset í Breiðholti	sker hann dílótt basalt og "foreset breksíu"
ED	Plagióklasdílótt hraun v. Elliðaár	Beltótt dyngja, e.t.v. fleiri en eitt hraun.
HO	Ólivín þóleit í Hvaleyrarholti	Punnit setlag undir Breiðholtsgrágrýti við Elliðaár.
		Dílabasalt, nær frá Ártúnshöfða og upp með Elliðaám. E.t.v. af líkum aldri og ÁD.
		Dílalaust, en BG er smádfilótt að neðan barna austan við og hefur runnið í vatn (foreset breksíur).
HS	Set í Hvaleyrarholti	Lagskipt set, jökulberg leir- og sandsteinn, e.t.v. sama og HJ
TM	Móberg við Þríhnúkahraun	Móberg undir grágrýtislögum af óljósum aldri.
HJ	Leirsteinsvöluberg í Höfðabakka	Undir Höfðabakkabréu, skilur að ED og RG, e.t.v. sama og HS.
ÁD	Plagióklasdílótt hraunlög í Ásfjalli	Af líkum aldri og ED, en dreifdílóttari.
OD	Ólivíndílótt hraunlög	Ólivínríkt belti eða hraunlag í Hamranesi. Annað ólivínríkt belti er í Garðabæ, norðan í Hraunsholti, þar í RG
RG	Reykjavíkurgrágrýti	Nær yfir grágrýti í Reykjavík og Hafnarfirði. Þó er e.t.v. annað grágrýti í Hafnarfirði, en skil hafa ekki fundist.
VG	Beltað grágrýti við Hafnarfjörð	Er undir golfvelli og N fjarðar, hefur runnið í sjó.
NS	Set í Nónhæð	Lagskipt setlag undir RG, með svörtu öskulagi.
MR	Skálagað bólstraberg og móberg	Kemur fram viða undir RG og NS. Myndar grunn undir Garðabæ og hefur runnið í vatn.
MM	Móberg, óskilgreint	Óljós tengsl við aðrar myndanir
OO	Ólivín þóleit, óskilgreint	Óljós tengsl við aðrar myndanir

NÚTÍMAHRAUN Á BERGGRUNNSKORTI 1613 III SV

Tákn	Nútímahraun	Hraun runnið BP/AD	Heimild ár
kap	Kapelluhraun	1151 AD	JJ-83, SE
	MIÐALDALAG	um 1226 AD	
hu2	Mjöd Húsfellsbruni	um 950 AD	
hu1	Elsti Húsfellsbruni	um 950 AD	
tv2	Yngra-Hellnahraun (Breiðdalshraun)	um 950 AD	SE
tv1	Tvibollahraun (Eldra Hellnahraun)	um 950 AD	JJ-77, SE
	LANDNÁMSLAG	um 900 AD	
obr	Óbrinnishólahraun	2140/190 f.kr	JJ-74
gel	Geldingahraun		
sku	Skúlatúnshraun		
hus	Hraun norðvestan Húsfells		
grs	Hraun úr Grindarskörðum		
str	Strípshraun		
heh	Helgadalshraun		
kal	Kaldárhraun		
vhk	Hraun v/Kristjánsdalhorn, Húsfell o.v.		
bl2	Bláfjallahraun 2		
bl1	Bláfjallahraun 1 (Eldra Strípshraun)		
	LJÓST ÖSKULAG H4	4000/2050 f.kr.	
hru	Hrútagjárdyngja		
ell	Elliðavogshraun (Leitarhraun)		
se4	Selhraun 4	4630/2660 f.kr.	JJ 71
se3	Selhraun 3		
se2	Selhraun 2		
se1	Selhraun 1		
bur	Búrfellshraun	7240/5290 f.kr.	GK

JJ-71 = Jón Jónsson 1971: Náttúrufræðingurinn 41, 49-63.

JJ-74 = Jón Jónsson 1974: Náttúrufræðingurinn 44, 109-119.

JJ-77 = Jón Jónsson 1974: Náttúrufræðingurinn 47, 103-109.

JJ-83 = Jón Jónsson 1983: Náttúrufræðingurinn 53, 127-139.

GK = Guðmundur Kjartansson 1972: Náttúrufræðingurinn 42, 159-183.

SE = Sigmundur Einarsson o.fl. 1991. Jökull 41, 61-80.

— Sigurdur Ólafsson et al. 1991, Jokun 41, 61–80.

PLAGIOCLASE PORPHYRITIC BASALTS OF THE EASTERN RIFT ZONE OF ICELAND

Henriette Hansen, Nordic Volcanological Institute, University of Iceland, Reykjavík

Plagioclase porphyritic basalts with plagioclase macrophenocryst contents up to about 30 % are fairly common in the presently active volcanic zones and in the Tertiary lava pile of Iceland. Besides containing plagioclase they always contain olivine macrophenocrysts and sometimes also augite. The genesis of these basalts is interesting because of their high plagioclase contents, which exceeds what would be expected from cotectic relationships, and because some of them are very primitive with MgO contents in the order of 8 - 9 wt %. Another typical feature is that the basalts often form extremely voluminous units - an example is the Þjórsá lava flow in the Veiðivötn volcanic system, which is probably the largest Holocene lava flow on Earth (Hjartarson, 1988). The plagioclase porphyritic basalts occur in very different tectonic settings: they have resulted from fissure eruptions, more isolated events (e.g. represented by table mountains) and they are even found within the caldera rim of the silicic Krafla volcanic centre (Grönvold & Jónasson, pers. comm.).

When considering some of the ways these plagioclase porphyritic basalts could have been generated at least three possibilities come to mind. The macrophenocrysts could mainly be xenocrysts, the basalts could have unique high (Ca, Al) parental magmas, or some special process could have caused extreme plagioclase crystallization in otherwise normal tholeites. The variety of tectonic settings combined with a wide range of matrix compositions point towards the plagioclase mainly being xenocrysts, and this is supported by the mineral - liquid studies done so far.

Samples for the study were selected on the basis of availability of fresh glass in order to facilitate reasonable mineral - liquid studies. This principle, however, excludes many typical plagioclase porphyritic basalt occurrences like the Þjórsá lava flow mentioned above as they do not contain glass in any significant amount. Ash from the tephra craters Fontur and Saxi, which are the possible sources of the Þjórsá lava flow, was collected. Further north samples were collected from the Gígöldur hyaloclastite ridges, pillow lavas in the central volcano Kverkfjöll, glassy lava rinds in the combined table mountain / lava shield Hrímalda and from glassy pillow rinds at the bottom of the table mountain Búrfell (N. Iceland).

All samples have a glass matrix containing macro- and microphenocrysts of olivine and plagioclase. In addition all have augite as macro- and microphenocrysts as well, apart from the more primitive Gígöldur and Hrímalda samples. Some macrophenocrysts show evidence of resorption in support of a xenocryst origin, but others are perfectly euhedral. In the case of plagioclase, thin rims are sometimes observed mantling rounded cores, thus also apparently favouring a xenocrystic origin. Microphenocrysts always show euhedral habits.

Major element compositions of glasses analysed by microprobe and ICP show that the rocks are olivine tholeiites and tholeiites of absolutely normal composition when compared to other Icelandic rift zone tholeiites and that they cover the whole range of tholeiite compositions. Microphenocrysts are obviously in equilibrium with their enclosing glass: Fo contents of olivine microphenocrysts and MgO contents of matrix glasses correlate positively, just as An of plagioclase microphenocrysts is positively correlated to the CaO/(CaO+Na₂O) ratios of glass matrices (fig. 1). Calculated liquidus temperatures from the Roeder & Emslie (1970) ol - glass thermometer gives results between 1200 (Hrímalda) and 1118°C (Búrfell).

Comparison between macro- and microphenocryst compositions for olivines and plagioclases (fig. 1) show consistently higher Fo and higher An in cores of olivine and plagioclase macrophenocrysts, respectively. Rim compositions of the macrophenocrysts sometimes extend into the range of microphenocryst compositions, but most commonly rims do not differ much from the core compositions. Another feature is the relative uniformity of macrophenocryst core compositions among different samples, Kverkfjöll being the only minor exception to this rule. The following conclusions can be deduced from this pattern: a) the core compositions of macrophenocrysts are in general independent of the host magma composition; they are therefore most likely xenocrysts, b) apparently, there was little time for reequilibration with the host magmas.

O isotopes from plagioclase macrophenocryst separates and glass matrix support the xenocryst hypothesis. $\delta^{18}\text{O}$ values for plagioclase are uniform between +4.35 and +4.72 and independent of $\delta^{18}\text{O}$ values of glasses, which range between +3.49 and +4.44. The $\delta^{18}\text{O}$ values of glasses are also independent of evolutionary degree (e.g. MgO). One could thus suggest that the macrophenocrysts originate from

xenoliths accidentally picked up from lower crustal gabbros or anorthosites by any kind of tholeiitic magmas passing by.

The parental magma of the macrophenocrysts can obviously not be deduced from modelling on matrix compositions. In stead, one has to look into the glass inclusions contained in the macrophenocrysts for the parent - if the inclusions were incorporated during primary growth of the mineral. It was decided to concentrate on inclusions in plagioclase and here there are petrographic signs of a primary origin of glass inclusions: they are often confined to albite twin lamellae, which are features of rapid crystal growth, and therefore more likely to systematically build in inclusions.

Inclusions were analysed with the electron microprobe but some spurious effects must be taken into account when interpreting inclusion compositions. The most important ones are mixing within the electron beam spot of glass and host or plagioclase precipitated within the inclusion, and mixing between glass and precipitated olivine. The host magma could also have penetrated into the xenocryst and mixed with any primary enclosed melt. When this has been considered the glass inclusions in the plagioclases generally turn out to be of a primitive, olivine tholeiite composition, comparable to pillow glasses from Mælifell in the Western Rift Zone (Hansteen, 1991). These are some of the most Mg-rich glasses encountered in Iceland. There is no sign of any extremely high (Ca, Al) glasses and it must be considered unlikely that such were involved in the genesis of the plagioclase at any point.

Conclusions are

- a) that the macrophenocrysts are xenocrysts, which only to a very limited extent equilibrated with their present host magmas,
- b) xenocrysts were picked up by magmas of whatever available kind in a given place,
- c) the parental magma of the plagioclase and olivine xenocrysts was compositionally close to the most primitive liquids encountered in Iceland, and
- d) no abnormal high (Ca, Al) magmas were involved in the genesis of the plagioclase porphyritic basalts.

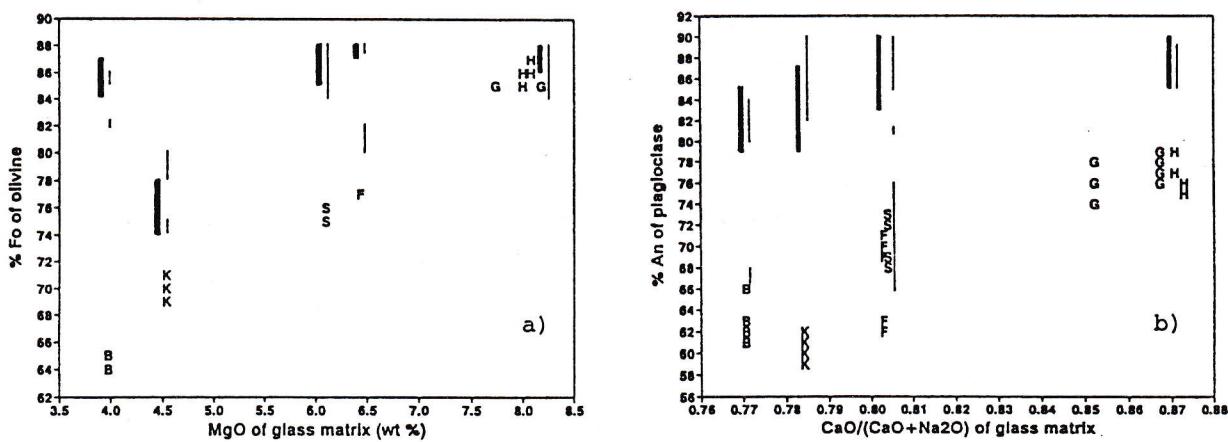


Fig. 1: a) % Fo of olivine phenocrysts vs. MgO of matrix, b) % An of plagioclase phenocrysts vs. CaO/(CaO+Na2O) of glass matrix. Letters represent microphenocryst compositions, fat lines show ranges of macrophenocryst core compositions, thin lines ranges of macrophenocryst rim compositions. B: Búrfell, K: Kverkfjöll, F: Fontur, S: Saxi, G: Gígöldur, H: Hrímalda. Macrophenocryst ranges have not been plotted for the Gígöldur samples as they are similar to the Hrímalda case.

ALDUR JÖKULHÖRFUNAR OG SJÁVARSTÖÐUBREYTINGAR VIÐ SKJÁLFANDA

Hreggvíður Norðahl, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 3, 107 Reykjavík
Halldór G. Pétursson, Náttúrufræðistofnun Íslands, Akureyri, Pósthólf 180, 602 Akureyri

Með rannsóknnum á myndunarmhverfi lausra jarðlaga og fornum fjörumörkum fyrir botni Skjálfanda hefur tekist að rekja meginindrætti sögu jökulhörfunar og sjávarstöðubreytinga á austanverðu Mið-Norðurlandi. Á síðasta jökluskeiði gekk jökulltunga frá íslenska meginjöklínunum, sem þá lá yfir miðhluta landsins, norður yfir rannsóknasvæðið og út í Skjálfanda. Samfara hlýnandi loftslagi árla á síðjökultíma minnkuðu jöklar og brún meginjöklúsins hörfaði inn fyrir núverandi strönd Skjálfanda. Reykjaheiði varð íslaus og þaðan rann hraun til vesturs um Geldingadal og niður í Reykjahverfi. Þar breiddist það út og myndaði Stöpla, klettaþil í 160–180 m h.y.s. Undir hrauninu í Stöplum er skálagað bólstrabrotaberg sem bendir til þess að hraunið hafi runnið út í vatn eða að jöklum.

Seinna gengu jöklar á ný út í Skjálfanda og allt norður til Húsavíkurfjalls. Sethjallar í um 300 m h.y.s. í Reykjahverfi mynduðust í jökullóni á milli jöklus og fjallshlíðar. Lónið hafði afrennsli til norðurs um vesturhlíðar Grjótháls og þar grófust miklar jaðarrásir, svonefndir Katlar. Norðurendi rásanna er við Húsavík og þar mynduðust þykkar setmyndanir úr sandi og mjög hnnullungarsku malarefnii þegar sjávarborð var í 50–70 m h.y.s. Í setlögunum í Reykjahverfi er dökkgrá gjóska, en hún reynist vera sömu gerðar og Skógar/Vedde gjóskan í Fnjóskadal og nágrenni, sem myndaðist fyrir um 10.600 árum B.P. Sams konar vikurbrot fundust í sandlögum í setmyndunum við Húsavík. Lega jökulbrúnar við Húsavík og framrás jöklar á Skjálfandasvæðinu samfara stækkan íslenska meginjöklúsins eru ummerki kólandi loftslags á yngri Dryas tíma.

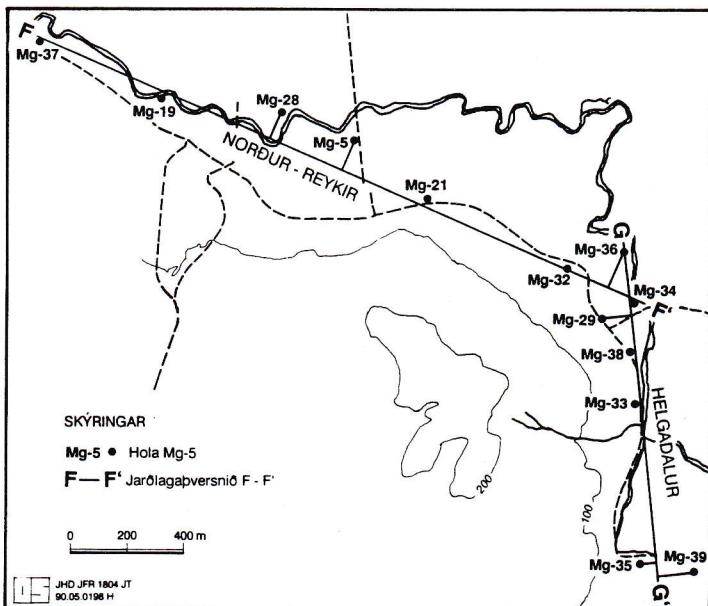
Ummerki um hopun jöklar og lækkun sjávarborðs sunnan Húsavíkur eru jaðarrásir og jökulker í og við mynni Reykjahverfis. Um 10.200 ára gamalt hvalbein, sem fannst í strandseti undir jökulruðningi við Núpa í Aðaldal, tilheyrir lísklega þessu hörfunartímabili.

Á Preboreal tíma gengu jöklar á austanverðu Mið-Norðurlandi fram á ný. Þá var jökulbrún á Aðaldalssvæðinu í mynni Reykjadal og á Köldukinnarsvæðinu við norðurenda Kinnarfells á milli þess og Kinnarfjalla. Samfara þessari framrás jöklanna steig afstætt sjávarborð og fjörükambar í um 50 m h.y.s. nærrí Laxárvirkjun eru efstu fjörumörk á svæðinu sunnan Skjálfanda. Þessi fjörumörk fara lækkandi til norðurs og eru í 10–15 m h.y.s. við botn Skjálfanda. Á þeim tíma sem leið frá því að jöklar gengu fram að jaðarmyndunum sínum í Reykjadal og Köldukinn og þar til þeir hörfuðu frá þeim, lækkaði afstætt sjávarborð við þessar jaðarmyndanir um 10–15 m. Lægstu og jafnframt yngstu fjörumörk á svæðinu sunnan við Skjálfanda eru á bilinu 5–25 m y.s. og fer hæð þeirra einnig lækkandi til norðurs.

JARÐLÖG OG UMMYNDUN Á NORÐUR REYKJUM OG HELGADAL

Jens Tómasson og Magnús Á. Sigurgeirsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Það verk sem hér er kynnt er hluti af stærra verki, sem er úrvinnsla og samantekt á gögnum, sem safnast hafa um borholur og jarðlög á Reykjum og í Helgadal samhliða borun og eftir borun. Jafnframt er fyrri úrvinnsla endurskoðuð, t.d. jarðlagasnið frá borholunum. Staðsetning borhola er sýnd á mynd 1. Frá 1990 hafa komið út fjórar skýrslur eftir JT, sú síðasta "Jarðlagatenging á Norður Reykjum og Helgadal". Á þessu ári hefur verið unnið að rannsóknunum á ummyndun á sömu stöðum.



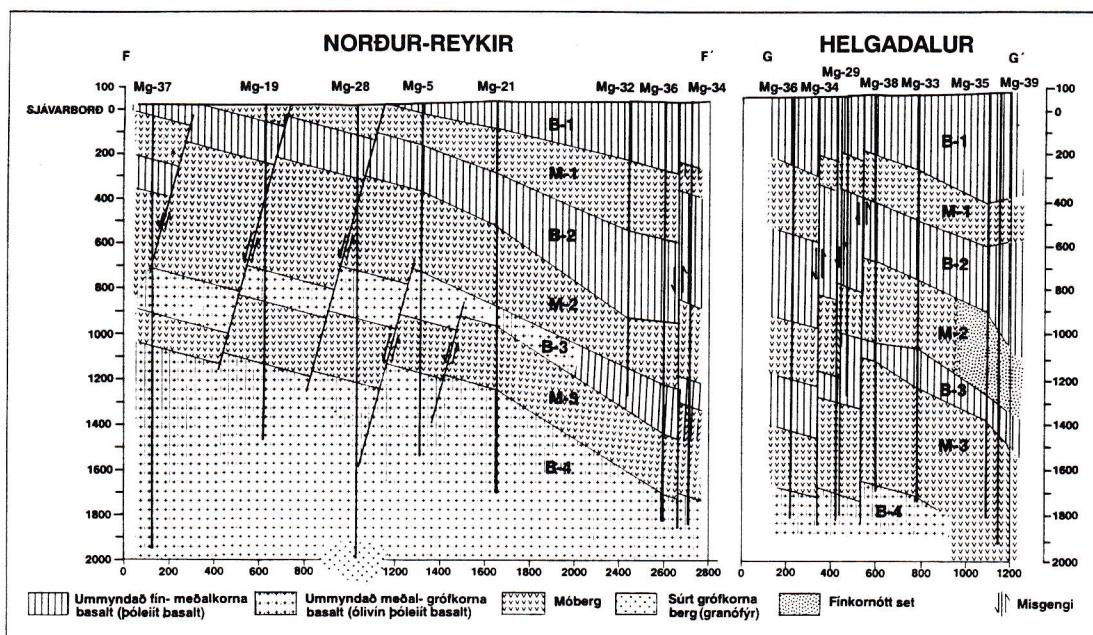
Mynd 1. Staðsetning borholna og jarðlagabversniða.

Jarðlögunum á N-Reykjum er skipt upp í þrjár móbergsmyndanir (M-1, M-2 og M-3) og fjórar basaltmyndanir (B-1, B-2, B-3 og B-4). Lega og þykkt þessara myndana er sýnd á tveimur jarðlagasniðum (mynd 2), en staðsetning sniðanna er sýnd á mynd 1. Móbergið er að verulegu leyti setmóberg og einnig millilögin í basaltmynduninni. Setmóbergið hefur sennilega verið einhvers konar sandur, borinn fram með vatni, og hlaðist örast upp þegar mikið framboð var af lausum gosefnum, meðan á gosi stóð og rétt eftir gos. Hraði setmyndunarinnar verður meiri því nær sem gosstöðvarnar eru setmyndunarstaðnum. Því er líklegt að þetta setmóberg hafi myndast nálægt jöðrum gosstöðvanna. Líklegast hefur bergið á Norður Reykjum og í Helgadal myndast við samfellda upphleðslu á setmóbergi, þar sem hraun renna yfir sléttuna sem setið myndar. Meðan upphleðslan af setmóbergi er mikil renna aðeins einstök hraun yfir setið og koma þau fram sem þunn basaltlög í móbergsmynduninni, en þegar upphleðslan af setmóbergi er lítill renna mörg hraun yfir sléttuna án þess að þykk setlög myndist á milli basaltlaganna, þá verða til basaltmyndanir. Basaltlögin eru mest þóleitbasalt í B-1 og B-2 basaltmynduninni, en stöku ólivín-þóleit basaltlög eru þó í þessari myndun einkum á vesturhluta svæðisins. B-3 er ólivín-þóleit á vesturhluta svæðisins austur fyrir Mg-21, en þar fyrir austan taka við þóleit-basaltlög. B-4 er að mestu leyti ólivín-þóleit og innnskotsberg. Neðst í holu Mg-28 kemur fram súrt innskot, granófyr.

Halli jarðlaganna er 15-30° til austurs í sniði F-F' og vex með dýpi en í sniði G-G' er svip-aður halli til suðurs og vex einnig með dýpi. Misgengjasveimur er á tveimur stöðum á svæðinu, þ.e. á vesturhluta Norður Reykjasvæðisins og fyrir mynni Helgadals. og á báðum stöðum finnast einnig misgengi á yfirborði. Þessi misgengi eru frá einn til tveir tugir metra og uppendir eða jafnvel yfir 100 m. Þau vaxa ört með dýpi nema við mörk B-4 verður breyting, sem er sennilega vegna þess að mörk M-3 og B-4 eru illa skilgreind vegna innskota á þessum mörkum. Öll misgengin hafa fall til vesturs eða norðvesturs.

Ummundun jarðlaga gefur til kynna að hiti á svæðinu hafi verið mun hærri áður en hann er nú. Klórít (myndunarhiti > 200°) og kvars ná upp undir yfirborð í flestum borholum, en steindir eins og blandlög, svellandi klórít og smektít hafa síðar myndast í stað klóríts í mismiklum mæli. Lengst hefur þessi ummyndun, gengið í borholu Mg-21 þar sem smektít er ráðandi steind. Hefur smektítinn myndast við númerandi hitaástand svæðisins eða lægri hita (100°C). Epidót (>250°C) kemur fyrir á tvennan hátt. Samfellt epidót fyrir neðan 1200-1500 m dýpi, en fyrir ofan þetta dýpi kemur epidót fyrir á ákveðnum rásum misdjúpt, grynnst vestast á svæðinu þar sem það finnst frá 90 m dýpi. Þetta grunnstæða háhitakerfi er tengt lóðréttum rásum, t.d. misgengjum.

Mest áberandi holufyllingardeindirnar á svæðinu eru kalsít, kvars, laumontít og stilbit. Tvær þær fyrstnefndu gætu vel verið að mestu myndaðar þegar hiti var hæstur á svæðinu. Þar sem kalsít er mest, er líklegt að það sé tengt suðu í háhitasvæði. Laumontít er myndað við hærri hita en nú er í jarðhitakerfinu, en mun lægri en í hámarks hitakerfinu, sem gæti bent til þess að kólnun frá háhitakerfi til númerandi hita hafi skeð í þrepum. Stilbit hefur myndast við númerandi hita í jarðhitakerfinu, er því sú holufyllingasteind sem síðast hefur myndast og er enn að falla út í kerfinu.



Mynd 2. Jarðlagagjversnið F-F' og G-G'.

**GPS-MEASUREMENTS OF CRUSTAL DEFORMATION AT THE ASKJA VOLCANO,
NORTH ICELAND, 1987-1993**

Johan Camitz and Freysteinn Sigmundsson, Nordic Volcanological Institute

The Askja central volcano is located at the divergent plate boundary in North Iceland. The most prominent structures of the Askja volcano are a ~8 km diameter caldera formed in early Holocene, and the smaller nested Lake Öskjuvatn caldera formed in a plinian eruption in 1875. GPS geodetic measurements have been conducted in the area in 1987, 1990, 1992 and 1993. In the 1993 survey 11 GPS-stations were remeasured and 13 new stations were added near Askja. The accuracy of the 1993 measurements is in the range of 4 mm for the length, east, and north baseline components, and 7 mm for the vertical. Regional deformation in the Askja region is dominated by extension across the rift zone. Points located outside a ~30 km wide plate boundary deformation zone indicate a displacement of 2.4 ± 0.5 cm/yr in direction N99°E ± 12° of the Eurasian plate relative to the North American plate in the period 1987-1990. Within the plate boundary deformation zone extensional strain accumulates at a rate of ~0.8 μ strain/yr. Displacement of control points next to Askja (<9 km from the caldera center) in the periods 1990-1993 and 1992-1993 show deflation and contraction towards the caldera. Our results are in accordance with results obtained by other geodetic methods in the area, that indicate the deflation at Askja occurs in response to a pressure decrease at about 2.8 km depth. Using a Mogi point source model, a maximum deflation of 11 ± 2.5 cm in the period 1990-1993 is indicated, and 5.5 ± 1.5 cm in the period 1992-1993. The center of subsidence is close to the center of the main Askja caldera. The maximum tensional strain rate according to the model occurs at a horizontal distance of 2.5 - 6 km from the point source, at the same location as the main caldera boundary. Discrepancies between observed displacements and predicted displacements from the Mogi model near the Askja caldera can be attributed to the regional east-west extension that occurs at Askja.

MYNDGREINING Á LÖGUN GJÓSKUKORNA FRÁ REYKJANESI

Jón Eiríksson, Raunvísindastofnun Háskólangs, Jarðfræðahús Háskólangs, 101 Reykjavík, Magnús Á. Sigurgeirsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík og Torsten Hoelstad, Danmarks Geologiske Undersøgelse, Thoravej 8, 2400 København NV, Danmark.

Í upphafi ræðst lögun gjóskukorna af sprengivirkni í eldstöð, efnasamsetningu og eðliseiginleikum kvíkunnar. Gjóskukorn geta síðan mótað að nokkru leyti við flutning frá eldstöð, svo sem í guthlaupum. Með tölvuvæddri myndgreiningu er fliðlegt að mæla tvívíð formeinkenni gjóskukorna. Mikilvægt er að kanna lögun gjósku í mismunandi eldstöðvum, til að geta skilgreint helstu gjóskugerðir, og við mismunandi ytri aðstæður, þannig að unnt sé að meta hvort gjóskan er endurflutt eða liggr þar sem hún settist til í upphafi.

Reykjanes var valið til athugana á lögun gjóskukorna vegna þess að undanfarin ár hefur farið fram ítarleg athugun á gjóskumyndunum sem hlaðist hafa upp við gos í sjó undan Reykjanesi. Til samanburðar voru valin sýni frá Surtsey, Lakagígum og Heimaey. Í öllum tilvikum er um að ræða gjósku úr myndunum sem eru óharðnaðar og ekki ummyndaðar að neinu ráði, flestar frá sögulegum tíma. Öll sýnin eru basísk að samsetningu.

Gjósku má skipta í two flokka, magmatísk og hýdrómagmatísk gjósku. Magmatísk gjóska myndast við útþenslu kvíkugasa í gosrás eða kvíkustrókum, en hýdrómagmatísk þegar kvíka sundrast við gufusprengingar sem verða þegar hún kemst í snertingu við utanaðkomandi vatn (grunnvatn, sjó, jökulvatn). Basískri gjósku sem myndast við magmatísk gosvirkni má í aðalatriðum skipta í hawaiískra og strombólska gjósku. Samkvæmt flokkunarkerfi Walkers er sundrun kviku og útbreiðsla lausra gosefna í hawaiískum gosum minni en í strombólskum, og eru kleprar einkennandi fyrir hawaiísk gos en gjall hins vegar fyrir strombólsk gos. Í athugun okkar voru notuð strombólsk sýni frá Heimaey og Lakagígum. Hýdrómagmatísk gjóska er yfirleitt mjög fínkorna og er útbreiðsla hennar ávallt meiri en þeirrar magmatísku. Glerkorn, yfirleitt lítið blöðrótt, með skörpum útlínnum eru einkennandi fyrir þessa gjóskugerð.

Fimmtán gjóskusýni af sandstærð voru greind í myndgreiningartæki dönsku jarðfræðistofnunarinnar í Kaupmannahöfn, og var tekið slembisýni með 160 kornum úr hverju sýni. Reiknað var út flatarmál, mesta lengd, hrjúfleiki, hringlögun og flengd hvers korns. Á grundvelli þessara formþáttu var hægt að greina á milli strombólskrar og hydrómagmatískrar gjósku. Eru útlínur strombólsku gjóskunnar mun hrjúfari og flengd meiri en hydrómagmatísku gjóskunnar. Einnig komu fram eindregnar vísbendingar um mun á guthlaupsgjósku (base surge tephra) og loftborinnar gjósku (air fall tephra). Eru útlínur guthlaupsgjóskunnar ávalari og ekki eins hrjúfar og útlínur loftbornu gjóskunnar.

FAGRADALSMEGINELDSTÖÐIN Í VOPNAFIRÐI OG NÁGRENNI - NÝ TILGÁTA UM TEKTÓNÍSKA PRÓUN NORÐAUSTURLANDS

Kristján Geirsson, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

Inngangur

Eitt af einkennum jarðfræði Austfjarða er fjöldi tertíerra megineldstöðva sem þar eru. Nyrsta súra bergið á Austfjörðum er í Vopnafirði og í fjöllunum fyrir suðaustan fjörðinn. Súru svæðin eru í raun tvö, leifar tveggja megineldstöðva. Innarlega í Hofsárdal, djúpt grafin, eru leifar megineldstöðvar sem kennd er við Brunná. Miðja eldstöðvarinnar einkennist af súrri brexiú og innskotum, auk keiluganga sem stefna inn undir miðjuna. Helstu opnur er að finna í farvegum Brunnár, Tunguár og Þverár. Í vestanverðum Krossavíkurfjöllum og Smjörfjöllum eru innskot (eitlar) tengd Brunnáreldstöðinni. Yst á nesinu milli Vopnafjarðar og Héraðsflóa er miðja Fagradalsmegineldstöðvarinnar. Eldstöðin er ekki djúpt grafin en stærstur hluti hennar er rofinn burt og eftir stendur biti, líkastur kókusneið, út frá miðju eldstöðvarinnar. Neðangreind könnun beinist einkum að Fagradalseldstöðinni og basalthraunlagstaflans en sneitt er framhjá Brunnáreldstöðinni sem er illaðgengileg og ummynduð. Sett er fram ný tilgáta um tektóniska þróun Norðausturlands út frá niðurstöðum fengnum frá Vopnafirði.

Niðurstöður

Fagradalsmegineldstöðin

Miðja eldstöðvarinnar einkennist af súrri brexiú með stöku súru og ísúru hraunlagi sem ekki er hægt að rekja frá einni opnu til annarrar. Útlínur þessa svæðis sjást á loftmynd sem óreglulega hringlaga svæði afmarkað af döllum og giljum. Fyrir utan eru ísúr og súr hraun ríkjandi með stöku túff og brexiulagi. Talið er að eldstöðin hafi myndað öskju sem fyllst hafi að mestu í sprengigosum.

Vegna staðsetningar eldstöðvarinnar og jarðlagahalla, sést hvergi í botn eldstöðvarinnar. Með neðstu lögum er mikil flikrubergslag, Virkisvíkurflíkrubergið, sem rekja má 17 km frá miðju eldstöðvarinnar. Lagið þykknar mikil í átt að miðju Fagradalseldstöðvarinnar, frá því að vera rétt 20-30 sm þykkt og upp í rúma 80 m rétt fyrir utan öskjuna. Fyrir ofan Virkisvíkurflíkrubergið er syrra þóleiðhraunala sem mynda hlíðar eldfjallsins. Í Gljúfursárdal, um 10 km fyrir utan öskjuna er þykkt syrpunnar 250 m, 300 m austan í Böðvarsdal og um 350 m rétt fyrir utan öskjuna, í vesturhlíðum Fagradals. Lágmarksþykkt öskjufyllingarinnar sjálfar er 500 m. Undir lok virkniskeiðs eldstöðvarinnar runnu þunn hraun af þróuðu þóleíti og íslandíti niður hlíðar eldfjallsins og huldu öskjufyllinguna. Lokafasinn er myndun þykkra gúla (allt að 200 m þykum) af plagióklasdílóttu dasíti sem hafa hlaðist upp í kring um öskjuna. Eftir það er ekki að sjá nein merki um virkni Fagradalsmegineldstöðvarinnar.

Neðri basaltsyrpan

Hlíðar Fagradalseldstöðvarinnar grófust undir syrpuna hrauna, aðallega ólivínbasant. Milli Fagradalseldstöðvarinnar og neðri basaltsyrpunnar er setlag sem þykknar eftir því sem nær dregur miðju megineldstöðvarinnar. Neðarlega í hlíð eldstöðvarinnar, í Gljúfursárdal, er setið milli 30 og 50 sm þykkt. Aðeins austar, í Stekkjará, er þykktin orðin um 1,5 m og allt að 20-25 m þykkt í austurhlíðum Böðvarsdals. Þykkt neðri basaltsyrpunnar er þeim mun meiri sem neðar dregur í hlíðar eldfjallsins og hefur að lokum hulið Fagradalseldstöðina að mestu. Hraun neðri basaltsyrpunnar eru dæmigert ólivínbasant, yfirleitt dökk að lit með ávölkum veðrunarformum. Milli ólivínbasantlaganna eru stöku þóleið-basalthraunlöög. Efnafræði syrpunnar er óvenjuleg. Styrkur Ti, Fe, Na, K og P er tiltölulega hár, en styrkur Si og Ca er lægri en í öðru berji Vopnafjarðarsvæðisins. Samsetning neðri basaltsyrpunnar svipar helst til nútímahrauna millibasaltraðarinnar á Suðurlandi, þótt Ti nái ekki sama styrk í neðri basaltsyrpuni og í sambærilegu berji í millibasaltröðinni.

Efri basaltsyrpan

Efri basaltsyrpan tekur við af þeirri neðri án merkjanlegs mislægis. Efri basaltsyrpan einkennist af gráleitum, þykkum og stuðluðum ólivínbasalthraunlögum, plagióklasdílóttum. Þessi syrpa myndar topp fjallanna fyrir ofan u.p.b. 500 m.y.s. Heildarþykkt syrpunnar er ekki þekkt en um 400 m greinast á Vopnafjarðarsvæðinu. Efri basaltsyrpan er gerð úr frumstæðu ólivínpóleíti, svipuðu og venjulega gerist í tertíera staflanum og líkist mun meira basalti rekbeltanna heldur en neðri basaltsyrpan.

Höggun og halli

Jarðlagahalli á Vopnafjarðarsvæðinu er líttill (yfirleitt minna en 6°). Strikstefna er óregluleg og óvenjuleg þar sem yfirleitt er ekki hægt að tengja hallann við áhrif megineldstöðvarinnar né eystra gosbeltisins. Á afmörkuðum svæðum, einkum í kring um innskot hafa jarðlögin kýst upp og hallar allt að 45° út frá innskotunum.

Fjöldi misgenga er í Hofsárdal sem tilheyra brotabelti sem liggur í stefnu N-S. Auk misgenga er fjöldi ganga, sem m.a. eru auðgreinanlegir í kring um þorpið í Vopnafirði. Annað brotabelti liggur eftir Böðvarsdal, bergið er sundurbrotið og eftir beltinu liggur gangnasveimur. Engin leið er að tengja yfir brotabeltið í Hofsárdal en ekki er að sjá að mikill munur sé á jarðögum sinn hvorum megin við brotin í Böðvarsdal og greiðlega gengur að tengja saman jarðög yfir dalinn. Ekki er að sjá að neinn gangnasveimur fylgi Fagradalsmegineldstöðinni og þótt brotabeltið og gangasveimurinn í Hofsárdal liggi í gegn um Brunnáreldstöðina er greinilegt að brotabeltið er mun yngra en hún.

Aldur jarðlaga

Nokkrar aldursákvarðanir hafa verið gerðar af bergi Vopnafjarðarsvæðisins (Kristján Sæmundsson, munnleg heimild). Flestar eru gerðar á bergi mun ofar í staflanum en berg Fagradalsmegineldstöðvarinnar. Þó voru greind 2 sýni úr dasítgúlum sem eru taldir vera lokafasi eldvirkninnar og gáfu þau 14,4 og 13,5 milljón ár, og sýni tekið um 160 m fyrir ofan hraunlög Fagradalsmegineldstöðvarinnar gefur 13,0 milljón ár. Út frá þessum aldursgreiningum má telja að virkni Fagradalseldstöðvarinnar hafi lokið fyrir 14 til 14,5 milljón árum og botn eldstöðvarinnar gæti vel verið um eða yfir 15 milljón ára gamall. Vestarlega í Hofsárdal, í Burstafelli, er aldur jarðlaga 10-12 milljón ár neðarlega í dalbotninum, en 3,2 til 2,5 miljón ár ofar og talið er að þar sé aldursmislægi frá 10 til 3 milljónum ára.

Umræða og túlkun

Á 8. áratugnum breyttust mikið hugmyndir manna um eðli eldvirkninnar á Íslandi og tengsl berggerða og tektónískra aðstæðna. Munurinn milli rekbelta og hliðargosbelta varð ljós og sýnt var fram að hægt var að skýra flest í innri gerð skorpunnar með hinni nýju heimsmynd jarðfræðinnar. Sýnt var fram að halli jarðlaga stjórnast af staðsetningu upphleðslunnar og m.a. út frá því er rakin lega forn rekbelts um Snæfellsnes og í Húnaflóa. Nú orðið liggur tektónisk saga Vesturlands nokkuð ljós fyrir. Öðru máli geginn um Norðausturland. Fyrstu hugmyndir manna um að austurgosbeltið væri myndað við stökk rekbelts fyrir um 4 milljónum ára reyndust ekki standast seinni. Athuganir. Tvennt virðist einkum standa gegn þeiri tilgátu. Annars vegar er ekki að sjá neitt mislægi á Austurlandi og hins vegar benda nýjustu rannsóknir til þess að Tjörnesbrotabeltið sé eldra en 4 milljón ára.

Ofangreindar niðurstöður frá Vopnafirði gefa tilefni til aukinna bollalegginga. Aldur jarðlaga útilokar að berggrunnurinn sé myndaður í Austurgosbeltinu sem er aðeins 80 km fyrir vestan Vopnafjörð. Lágmarksfjarlægð Vopnafjarðar frá upphafsstað sínum er 140 -150 km, eða svipuð fjarlægð og er milli núverandi legu Vopnafjarðar og Kolbeinseyjarhryggjarins. Efnafræði berggrunns Vopnafjarðar, einkum neðri basaltsyrpunnar bendir og til þess að myndunarstaður hafi verið nálægt endamörkum rekbelts. Að lokum má spryja hvernig standi á brotabeltunum tveimur í Vopnafirði sem ekki er að sjá að standi í neinu samhengi við megineldstöð. Hér er sett fram hugmynd til útskýringar á þessum athugunum.

Elesti hluti berggrunns Vopnafjarðar, Fagradalsmegineldstöðin, myndaðist fyrir um 15 milljón árum við suðurenda Kolbeinseyjarrekbeltisins, nálægt Tjörnesbrotabeltinu sem þá þegar var virkt. Eftir að virkni eldstöðvarinnar lauk grófst hún undir hraunlögum með sterkum einkennum millibasalts, líklega mynduð í eldstöðvarkerfi nær Tjörnesbrotabeltinu. Fyrir um 9 milljón árum var Vopnafjarðarsvæðið staðsett fyrir norðan Austurgosbeltið. Vegna umbrota í gosbeltinu og lárétttra kvíkuhlaupa norður úr því myndast brotabelti og gangasveimar. Fyrir 3 milljón árum er Vopnafjörður staðsettur rétt austan við Austurgosbeltið og þaðan renna hraun út yfir hinn gamla berggrunn. Þessi tilgáta er í samræmi við athuganir á Vopnafjarðarsvæðinu, þar með talið:

- 1 Breytilega strikstefnu vegna flókinnar höggunarsögu og upphleðslu.
- 2 Legu og stefnu brotabeltanna í Hofsárdal og Böðvarsdal.
- 3 Aldur berggrunnsins sem er með því hæsta á Austurlandi.
- 4 Aldursmislægi í vesturhluta Hofsárdals þegar ekkert slíkt mislægi finnst annars staðar á Austurlandi.
- 5 Óvenjuleg samsetning neðri basaltsyrpunnar.

PRÓUN FAGRADALSMEGINELDSTÖÐVARINNAR Í VOPNAFIRÐI: STEINDIR SEGJA SÖGU

Kristján Geirsson, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

Berg Fagradalsmegineldstöðvarinnar í Vopnafirði myndar samfellda bergsyru frá ólivínpóleiti til rýolíts, þótt dasít sé sjaldgæfara en aðrar bergtegundir. Samanborið við áður rannsakaðar þóleiítískar megineldstöðvar er bergið tiltölulega ríkt af Ti, Fe, Na, K og P, án þess þó að skera sig afgerandi úr hvað það varðar. Þróun bergsins fylgir hefðbundnum línum þar sem styrkur margra efna eykst, nær hámarki og fellur síðan. Um svipað leyti greinist einkennisseind þess efnis sem dílafasi (t.d. Ti og Fe, og magnetít og ilmenít, P og apatít, Zr og sirkon) en styrkur utangarðsefna, s.s. K, Rb og Ba, eykst samfellt. Þessi breytileiki einstakra efna, og samspil efna og steinda bendir til þess að bergið hafi þróast með aðskilnaði steinda og kviku, kristaldiffrun.

Steindasamsetning bergsins var könnuð í smásjá og efnasamsetning þeirra greind í örgreini. Breytileiki steindafylkja svipar um margt því sem greinist í sambærilegum bergsypum s.s. Þingmúla. Plagióklas og ágít eru helstu steindir og greinast sem dílar í öllum bergerðum, fyrir utan að ágít finnst aðeins í grunnmassa frumstæðs ólivínpóleiti. Nokkur áhersla var því lögð á að kanna breytileika þessara steinda með þróunarstigi bergsins.

Samsetning plagióklass breytist með samsetningu bergsins og greina má samfellda þróun á An-Ab-Or þríhyrningi. Orþóklaþlutinn er yfirleitt hverfandi, nema þegar Ab nær meir en 70mól% þegar greinist allt að 10 mól% Or. Þegar litið er nánar á styrk K með tilliti til samsetningar kristalla mynda greiningarnar two aðskilda hópa. Annan hópinn mynda plagióklaskristallar í basísku og ísúru bergi en í hinum kristallar í súru bergi (dasíti og rýolíti). Hvor hópurinn um sig fellur á þróunarlínu með vaxandi styrk K með vaxandi Ab hluta, en basalt-ísländit hópurinn inniheldur mun meira K en súri hópurinn við sama hluta Ab. Í örfáum sýnum greinast samsetningar sem falla í báða hópana, en þar er undantekningalaust um að ræða sýni sem innihalda hnyðlinga eða bera þess greinileg merki að hafa þróast með blöndun kvika. Þessi mynd af hegðun plagióklass er fengin með yfir 1200 greiningum í 40 sýnum og því vekur athygli hve greinileg skiptingin er. Það er ljóst að plagióklaskristallar í súru bergi eru ekki tengdir kristöllum í basísku og ísúru bergi og bendir það til þess að súra kvikan sé mynduð óháð basískari bergerðum.

Samsetning ágíts er sérlega breytileg í bergi Fagradalsmegineldstöðvarinnar og spannar allt svið samsetninga sem vænta má í íslenskum þóleiítískum megineldstöðum. Í bergi Fagradalsmegineldstöðvarinnar greinist óvenju járnrikt ágít (Wo₄₅En₁Fs₅₄). Breytileiki samsetningar ágíts er meiri en áður hefur greinst í rannsóknum á þóleiítískum bergsypum hér á landi, en svipað og greinist í stærstu þóleiítísku innskotum, s.s. Skaergaard. Hinn svokallaði þóleiítferill ágíts sem aðallega er miðaður við Skaergaard er sveigður ferill þar sem hlutur Wo fellur til að byrja með og þróunin er frá Di í átt að Fs horni pýroxen-þríhyrningsins. Við samsetninguna Wo₃₄En₃₃Fs₃₃ sveigir ferillinn, fyrst í átt að tengilínu Di og Hd (vaxandi Wo) og að lokum með um það bil stöðugu Wo í átt að Hd. Svipaðan feril má draga í gegn um samsetningar ágíts í bergi Fagradalsmegineldstöðvarinnar. Þegar greiningarnar eru hins vegar kannaðar nánar kemur í ljós að hvergi greinist þróun samsetningar þar sem hlutur Wo eykst innan stakra sýna. Þróunin er ætíð í stefnu minnkandi Wo og aukins Fs. Þessi þróun breytist ekkert hvort sem ágít kristallast einn pýroxena, eða ásamt pigeoníti eða orþópýroxeni. Þróunin er heldur ekki samfell í gegn um syrpuna í heild. Enginn munur er sjáanlegur milli kristalla í basalti og ísúru bergi. Dílar eru beltaðir og ætíð í stefnu vaxandi Fs og minnkandi Wo. Dílar í súru bergi mynda aðskilinn hóp með hærri hlut Wo og þróun þeirra gerist með stöðugu Wo og vaxandi Fs hluta. Ekki verður því séð að ágít-dílar í súra berginu geti verið myndaðir í tengslum við frumstæðari kvikugerðir þar sem engin tengsl eru milli kristalla þessara bergerða.

Niðurstöður nákvæmra athugana á samsetningu plagióklass og ágíts í samfelldri bergsypu eru þær að súra bergið getur ekki verið myndað sem afleiða af þróunarferli frumstæðari bergtegunda (basalts og ísúrs bergs). Þróun þessara tveggja steinda eru samhliða þannig að í hverju sýni fyrir sig er samsetning beggja annað hvort af basískra hlutanum eða þeim súra. Aðeins í sýnum sem bera glögg merki blöndunar finnast samsetningar steinda sem ekki fylgja þessari línu.

Steindafraðin útilokar því að þróun syrpunnar sé eingöngu með kristaldiffrun, sem og að súra bergið sé beint framhald af þróun basískari bergtegunda. Öll gögn benda hins vegar til þess að innan hvors hóps þróist kvikan með kristaldiffrun, þótt blöndun eigi þar einnig þátt.

PRÓAÐ BERG UTAN MEGINELDSTÖÐVA: HEIÐARSPORÐUR Á NA-LANDI.

Kristján Jónasson, Norrænu Eldfjallastöðinni, Háskóla Íslands, 101 Reykjavík

Súrt og ísúrt berg á Íslandi er yfirleitt talið tengjast megineldstöðvum. Heiðarsporður á NA-landi er ein af fáum undantekningum. Hann tengist ekki beint neinni megineldstöð og ef framleiðsla á súru bergi er undanskilin, þá sýnir hann engin merki þess að vera megineldstöð. Í Kröflu megineldstöðinni, rétt norður af Heiðarsporði, sýnir allt íslandít og dasít greinileg merki um blöndun á basaltískum og súrum kvíkum. Í Heiðarsporði finnst aftur á móti íslandít og dasít með lágu dílainnihaldi, sem gæti haft samsetningu "raunverulegra" bráða.

Heiðarsporður liggar í norðurgosbelti Íslands. Hann er um 15 km löng gosrein, sem nær frá Kröflu megineldstöðinni í norðri í átt að Fremri-Námu megineldstöðinni í suðri. Það hefur verið lagt til að Heiðarsporður, auk móbergsfjalla þar suður af myndi sérstakt eldstöðvakerfi (Sæmundsson, 1974). Í öllu falli er Heiðarsporður staðsettur á milli megineldstöðva og á milli eldstöðvakerfa. Heiðarsporður byggðist upp í mörgum smáum gosum, snemma á nútíma. Gosmyndanirnar eru fjölbreyttar, ösku- og gjallgígar, smádyngjur og gossprungur. Elstu myndanirnar eru ólivín þóleiít, þær yngstu eru íslandít og dasít.

Bergfræðin er einnig fjölbreytt, en það má flokka gosefnin í fimm bergtegundir. Olivín þóleiít er algengast og finnst á allri gosreininni. Það er frumstætt berg, ættad úr móttlinum. Járnrikt þóleiít finnst á nokkrum stöðum í norðurenda gosreinarinnar. Því svipar mjög til þóleiíts úr Kröflu megineldstöðinni hvað varðar bergerð, efnasamsetningu og súrefnisisótópahlutföll og er sennilega ættad þaðan. Basaltískt íslandít finnst á allri gosreininni. Það er frekar sundurleitur hópur gosefna, sem sýna ýmis einkenni um ójafnvægi. Þau hafa myndast við blöndun á ólivín þóleiíti og íslandíti.

Dasít finnst í miðju gosreinarinnar, sem þykk hraunskella (Hraunbunga). Dasítíð er einsleitt og líkist dasíti úr Heklu megineldstöðinni á S-Íslandi. Það myndaðist sennilega við hlutbráðun á basaltskorpu. Það hefur nokkuð hátt innihald af Al_2O_3 (>15%) og CaO, en frekar lágt innihald af FeO fyrir berg úr þóleiísku bergröðinni. Það gæti bent til þess að það hafi myndast tiltölulega djúpt í skorpunni þar sem stöðugleiki plagíóklasa er minni miðað við mafiska fasa og kvars. Íslandít finnst í miðhluta gosreinarinnar, sem fjöldi smárra gjallgíga og hraunbleðla. Jarðefnafræðilega fylgir það línulegu ferli sem teygir sig í áttina frá samsetningu dasítsins. Samsetningin er nokkuð bretileg, jafnvel í sama hrauninu. Íslandítíð hefur sennilega myndast á sama hátt og dasítíð, en við hærra og bretilegra hitastig. Snefilefnamynstur bendir til þess að klínópýroxen hafi átt stærstan þátt í að stýra samsetningu þróða bergsins í Heiðarsporði.

Þróða bergið í Heiðarsporði mælist með mun hærra $\delta^{18}O$ -gildi en algengt er að finna í megineldstöðvum eins og Kröflu. Það bendir til þess að það hafi myndast úr tiltölulega lítt ummynduðu bergi.

JARÐLÖG UPP AF SÍÐU OG FLJÓTSHVERFI. ALDUR OG MYNDUNARSAGA

Kristján Sæmundsson, Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík
Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykjavík

Í tengslum við nýja útgáfu af jarðfræðikorti af Miðsuðurlandi (1982) rannsókuð höfundar fjalllendið upp af Fljótshverfi, Síðu og Skraftartungu. Fókkst þá allskýr mynd af jarðlagaskipaninni, myndunarsögu, aldri og höggun. Ýmislegt hefur verið unnið á þessu svæði síðan, en mjög skiptir í tvö horn um túlkun (Bergh og Guðm. Sigvaldason 1991).

Jarðlagastaflinn upp af Fljótshverfi og Síðu inn að ungum grágrýtis- og hraunbreiðum er rúmlega 1000 m þykkur. Tektóniskur halli er til NV og V, mestur í Birninum og Kálfafellsheiði 2-3°, mælanlegur í hraunasyrpum. Elstu berglögin koma fram í Eystrafjalli, þau yngstu í Grænaþjalli og á Geirlandshrauni.

Gosmyndanir eru að langmestum hluta aðrunnar norðan frá. Þær eru:

- 1) Hraunlög með millilögum runnin á þurrandi, og koma fyrir í misþykkum syrpum.
- 2) Kubbabergslög, jafnan nokkuð þykk 10-30 m. Þau koma einnig fyrir í syrpum með millilögum úr móbergssandi og völubergi. Hraun þessi hafa runnið í lægðum og ár flætt yfir. Fremur staðbundin.
- 3) Móbergslög, oft margir tugir metra á þykkt, koma einnig fyrir í syrpum, stundum mikið rofin. Þau hafa troðist fram undir jöklum niður grunna dali og breksíerast á leiðinni (sbr. Dalsheiði í Lóni). Móbergsefni úr þeim, tilflutt, myndar jaðar- og topásýnd laganna. Undirlag er ýmist völuberg eða jökulberg.

Setlög af ýmsum gerðum eru fyrirferðarmikil. Mest er um völuberg og móbergs-sandstein oft tengt "dalsheiðunum". Jökulberg er um allan staflann og með því lög af hvarfleirs og straumvatnaseti. Rákaðir steinar algengir og rákað undirlag þekkt á nokkrum stöðum.

Gangar eru algengastir austan til milli Eystrafjalls og Kálfafells. Ná þar gegnum basaltsyprur og hátt upp í "dalsheiðarnar". Í Síðufjöllunum sjást gangar á strjálingi í basalt-syrapnum. Í "dalsheiðunum" er varla hægt að treysta því að þeir séu ekta nema berg í þeim eða segulstefnan sé ólík. Gangarnir sýna að þetta svæði hefur verið eldvirkт á upphleðslutíma. Smá misgengi með NA-SV stefnu sem eru algeng, og gætu verið frá sama tíma.

Holufylling er lítil og staðbundin nema í neðstu basaltlögunum í Eystrafjalli; nær þar þó einungis ofan í efsta hluta kabasít-thomsónít-beltisins.

Landslag á upphleðslutíma einkenndist af döldum og hæðum. Sums staðar má sjá að ein dalfyllingin myndar hlíð þeirrar næstu og svo koll af kolli. Dalirnir eru ýmist fylltir af hraunlögum (á hlýskeiðum) eða "dalsheiðum" á jökluskeiðum. Dalirnir lágu N-S og hallar dalfyllingunum fram úr þeim. Stefna jökluráka á rispuðu undirlagi þeirra er í samræmi þar við. Segulstefna berglaganna og jökulbergslögin benda til að jarðlagastaflinn sé frá efsta hluta Gauss og fyrri hluta Matuyama. Þykk syrpa af rétt segulmögnuðum hraunlögum ofan til í staflanum undir öfugt segulmögnuðum myndunum er líkast til frá Olduvai.

Móbergslög af "dalsheiðar" gerðinni eru ráðandi í undirhlíðum Mýrdalsjökuls, t.d. kringum Skóga og Sólheima. Það leiddi hugann að Kötluhlaupum, og er jarðfræði þessa svæðis rifjuð upp nú m.a. í tilefni umræðna um Kötlugos. Höfundar telja sennilegt að sams konar fyrirbæri og "dalsheiðarnar" ofan nefndu séu undirrót Kötluhlaupanna. Í þeim troðist hraunvika fram milli berggrunns og jöklus, breksíerist og skolist að miklum hluta fram á sand með bræðsluvatninu í hlaupunum. Hálfur km³ kviku, sem er nokkurn veginn magn öskunnar sem barst fram í síðasta hlaupi, nægir til að bræða jökulís sem svarar Kötluhlaupi eins og því síðasta (Haukur Tómasson 1994). Svo virðist sem þykkjan jökul þurfi til að efnismiklar "dalsheiðar" nái að myndast og varðveitast.

STRUCTURE AND PETROLOGY OF A CENTRAL VOLCANIC COMPLEX IN S.E. ICELAND

Martin Bromann and Alvar Soesoo, Nordic Volcanological Institute, University of Iceland, 101 Reykjavik

Our poster presents the preliminary results from a structural and petrological investigation on the intrusives of a deeply eroded, Late Tertiary central volcanic complex. The complex is exposed in four major valleys around the central Þverártindur glacier. The valleys are situated between the Vatnajökull glacier and the Atlantic ocean on the southeastern coast of Iceland. We (1) made a more detailed study of the gabbro and granite intrusions in Hvannadalur and Fellsádalur valleys than had previously been possible (Annels 1967; Newman 1967; Torfason 1979), (2) discovered a gabbro and granite intrusion around an inaccessible and ice-filled lake in the western Veðurárdalur valley, (3) measured the strike, dip and thickness of nearly 1500 sheets and dykes across the whole area, and (4) collected 105 samples for petrological studies. Field relationships indicate that there were three main intrusive events. The first event was the emplacement of a more than 300 m thick gabbroic sill, which consists of at least five up to 100 m thick, zones of different gabbroic subtypes. The second event was the intrusion of inclined sheets that form a dense swarm around the main magma chamber (which is hidden beneath the Þverártindur glacier). The third event was the emplacement of a large granite intrusion, and related acid-basic composite dykes, just SSE of the central volcanic complex. In addition to these major events, there were occasional injections of thin ultramafic sills and dykes, and locally hybridized or net-veined rock types.

Strikes and dips of 1160 inclined sheets, 210 acid-basic composite dykes, and 95 regional dykes show that: (1) the dips of all the inclined sheets are normally distributed around $47.3^\circ \pm 1.8^\circ$, (2) all the composite dykes are bimodally distributed with a regional mean strike of N60°E, and opposite dips of 50°, and (3) all the originally sub-vertical regional dykes are tilted to a maximum counted dip direction of 150/79° (or strike and dip of 60/79°SSE). The tilting of the regional dykes reflects an average, post-emplacement 11° regional tilting of the Tertiary lava pile, and this value is used to tilt the inclined sheets back to their original position and orientation. Only 855 inclined sheets in ten profiles, each with more than 40 sheets, were used for the statistical analysis. The maximum counted dip direction of eight sheet profiles, roughly coincide with the eastern semi-circumference of a 9×11 km large, elliptical central volcanic complex, which also outlines the maximum extent of both the sheet swarm and gabbros. Linear projection of the maximum counted dip direction from each profile indicates that the inclined sheets were injected from an ellipsoid magma chamber, with a size of up to $2 \times 7 \times 8$ km, located at 3 km depth beneath the original surface. A single profile along the western semi-circumference of the volcanic complex shows a dip direction towards the major gabbro and granite intrusions in Veðurárdalur, which might represent a local intrusive event that occurred subsequent to the extinction of the main magma chamber. The profile furthest to the east is outside the region influenced by the local stress field around the volcanic complex and is accordingly dominated by regional dykes.

The main aim of the petrological presentation is (1) to give an overall petrographical description of each major intrusive rock type, (2) to show the main geochemical trends using traditional MgO-variation diagrams, and (3) to compare the compositions of the major and minor intrusive rock types. The petrographical characteristics show that the granites consist mainly of feldspar and quartz, while the gabbros are made up of plagioclase, clinopyroxene, and minor amounts of completely altered olivine. The ultramafic rock types can be classified as wehrellites, consisting of variable amounts of olivine and clinopyroxene. MgO-variation diagrams generally exhibit trends which are similar to other tholeiitic to transitional-tholeiitic central volcanoes in Iceland. More specifically, the granites show good linear fractionation trends, while the gabbros are too scattered to be controlled solely by crystal fractionation. The large scatter in the gabbros could reflect the additional mixing between two different basic (and variably crystallized) magmas. The ultramafic samples are olivine-pyroxene accumulates, and thus define a small group with very high MgO. The hybrid samples are very variable in composition; they might be complex mixing products between variably crystallized, basic and acid to basic magmas. Each major intrusive rock type corresponds very well to a sheet or dyke sample, with regard to all their major and trace element concentrations. This correlation confirms that the different rock types represent liquid compositions, that were emplaced and crystallized in equilibrium, as either major or minor intrusions, inside the central volcanic complex.

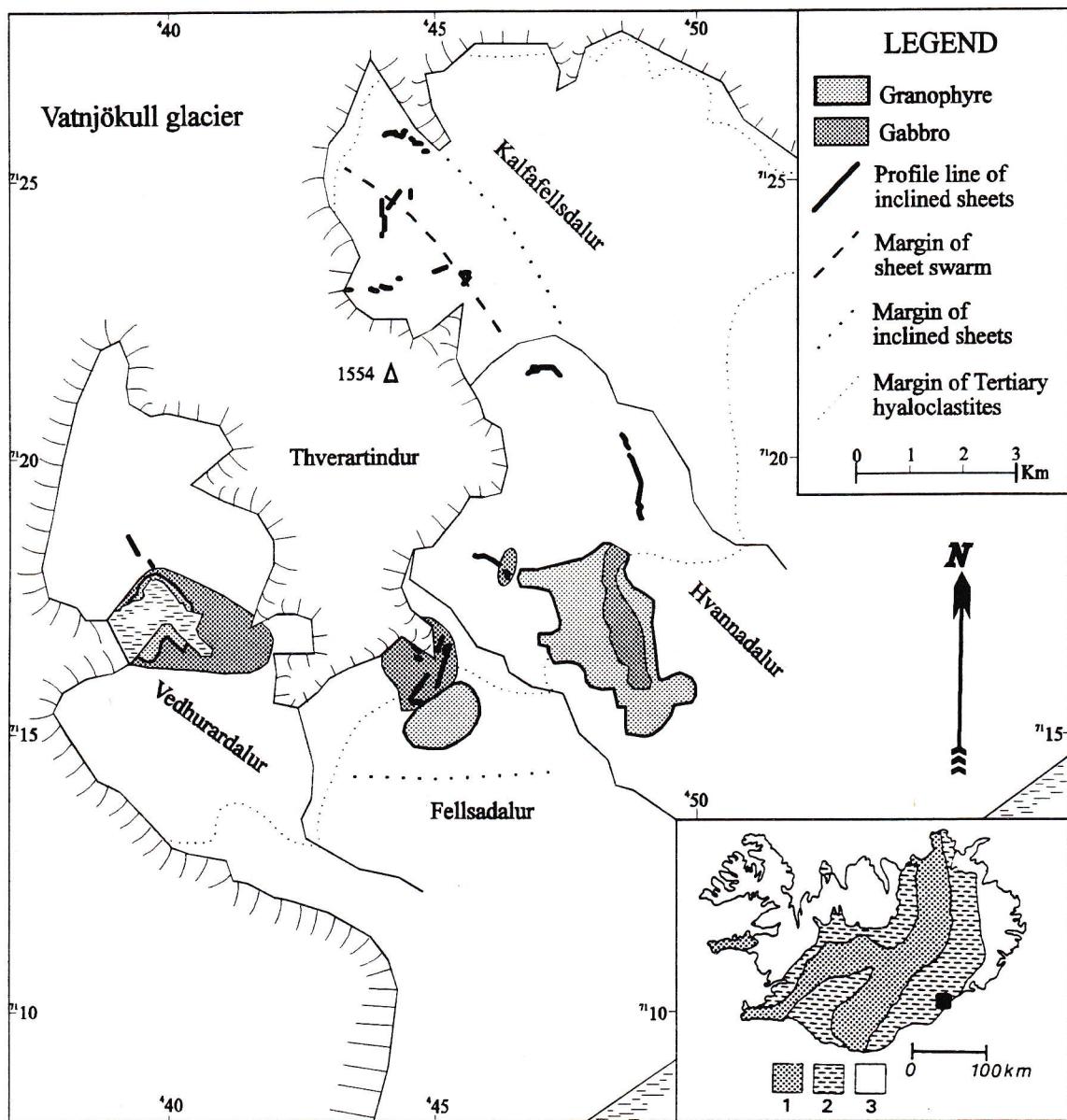


FIGURE: Simplified geological map of the Þverártindur area in southeast Iceland. Inset: Simplified geological map of Iceland. 1=Neovolcanic zone; 2=Plio-Pleistocene rocks; 3=Tertiary rocks.

REFERENCES

- Annels, A. E. 1967. The geology of the Hornafjordur Region. Ph.D. Thesis, Univ. of London.
 Newman, T. C. M 1967. The geology of some igneous intrusions in the Hornafjordur region, S.E. Iceland. Ph.D. Thesis, Univ. of Manchester.
 Torfason, H. 1979. Investigations into the structure of southeast Iceland. Ph.D. Thesis, Univ. of Liverpool.

LAVA FLOWS OF ICELANDIC SHIELD VOLCANOES

Matti Rossi, Nordic Volcanological Institute, University of Iceland, 101 Reykjavik

The compound lava flows of Icelandic shield volcanoes show two types of flow units, namely the shelly-type and P-type. Shelly-type units occupy the area around the eruptive vents, whereas the lower flanks of the shield volcanoes are dominated by the P-type units. Thus, at a certain distance from the vent the P-type units take over from the shelly-type units. This change takes place at a distance of 6 km from the vent of Skjaldbreiður but at 1.5 km from the vent of Sandfellshæð. Small areas of shelly-type units occur well inside the P-type area; they are related to rootless outpouring from lava tubes.

Many P-type units are highly inflated and form a hummocky topography. The hummocks cover approximately 25% of the total P-type area. Narrow, slightly elongate and inflated units are here defined as flow-lobe tumuli. Larger areas of inflation are classified as lava rises. Both these structures are formed by lobe-by-lobe emplacement. The main criteria for identifying flow-lobe tumuli are: 1) the inflated part, the cupola, covers approximately the entire basin area; 2) the tilt of the crustal slabs at the foot of the cupola is 30-45°; and 3) the clefts are not filled with extensive squeeze-ups, and thus, do not have outflows from the clefts. Flow-lobe tumuli are P-type units and they are important morphological markers of P-type lava.

The volume of lava available for the flow-lobes decreases drastically as the lava flow spreads out over an ever-increasing area. As the supply diminishes, strong lava crust develops because there is more time for cooling of each unit. Large amount of magma is likely to be trapped under the already cooled crust, because outbreaks are restricted. Lateral widening of a unit is limited by the crustal and topographical resistance. If magmatic pressure is high enough, marked inflation of the crust happens and a flow-lobe tumulus is formed.

MALARÁSAR OG KRÁKUSTÍGAÁSAR Á FRAMHLAUPSSVÆÐUM BRÚARJÖKULS

Óskar Knudsen, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 5, 107 Reykjavík

Malarásum við Brúarjökul má skipta í two hópa; hefðbundna malarása og krákustígaása. Hér verður krákustígaásum lýst og myndunarháttur þeirra ræddur.

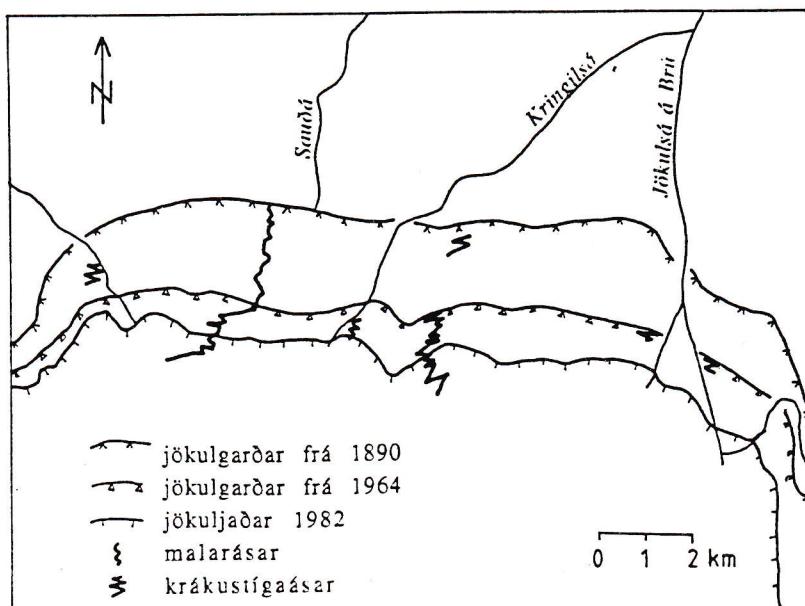
Innan við jökulgarða Brúarjökuls frá 1890 og 1964 eru nokkrir krákustígaásar. Vegalengdin milli beygja í þessum ásum er oft á bilinu 20 til 100 m. Krákustígaásarnir eru um 10 m háir á svæðinu innan við jökulgarðana frá 1890, en allt að 60 m háir innan við jökulgarðana frá 1964. Efst í krákustígsásunum er gjarnan lóðréttur veggur af lagskiptu seti, oft 5 til 10 m háir, en neðar skriða úr rúnnuðum steinum. Í krákustígaásunum innan við jökulgarðana frá 1964 er jöklusíða sjáanlegur og mikið um jökluker í skriðunum. Í sniðum í krákustígaásunum skiptast á víxllöguð sandlög og lög af rúnnaðri möl. Þetta þykir benda til þess að setið hafi fallið út í straumvatni í göngum í jöklum og krákustígaásarnir séu því upprunalega venjulegir malarásar.

Efst í einum krákustígaásnum er annars konar myndun. Þar ægir saman öllum kornastærðum og innan um eru stykki af jökulruðningi. Sandlagið, sem er neðan við þetta lag, er rofið og sprungið að ofan. Þetta þykir benda til þess að ádur en streymi hætti um malarásinn hafi kröftugt vatnssósa flóð farið þar um. Þessi röð setlaga bendir til þess að undir jöklum hafi vatnsþrýstingur hækkað og jökulruðningur tekið að streyma um göngin. Þessi atburður varð ádur en framhlaupsbylgjan sem aflagaði malarásana fór niður jökulinn.

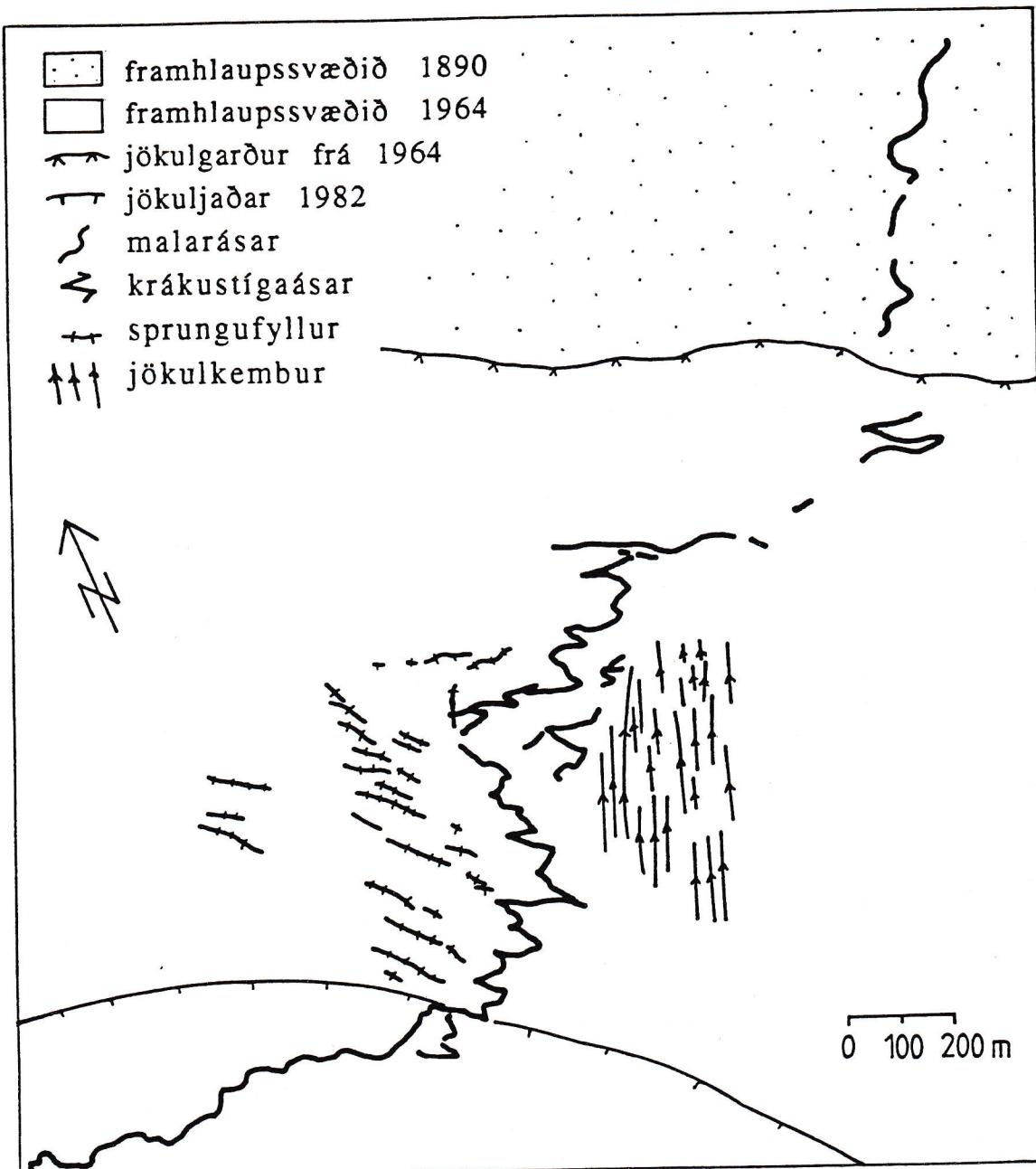
Í krákustígaásunum koma einnig fyrir brött lög af jökulruðningi sem skerast þvert á önnur lög. Þessi lög eru sprungufyllur sem myndast hafa eftir að framhlaupsbylgjan afmyndaði ásinn.

Malarásarnir og krákustígaásarnir sem komið hafa í ljós eftir framhlaupið 1963 til 1964, voru ekki þar fyrir framhlaupið. Ólíkt malarásunum er engin aurkeila tengd krákustígaásunum. Streymi hefur því ekki verið um krákustígaásana þar sem þeir eru nú heldur hafa þeir borist á núverandi stað með jöklum. Jöklukembur á framhlaupssvæðinu sýna stefnu íssstreymis meðan á framhlaupinu stóð. Stefna þeirra bendir til þess að krákustígaásarnir hafi myndast á sömu slóðum og jökulár eru nú í jöklum. Krákustígaásarnir urðu til úr malarásum sem mynduðust í jöklum á tímabilinu 1890 til 1963, en malarásarnir sem komið hafa í ljós á þessum sömu slóðum mynduðust eftir framhlaupið 1964. Á sama hátt eru krákustígaásar á milli jökulgarðanna frá 1890 og 1964 orðnir til úr malarásum sem mynduðust í jöklum á tímabilinu frá 1810 til 1890.

Samþjöppun krákustígaásanna sýnir hversu mikið jökulsporðurinn þjappaðist saman í framhlaupinu 1964. Malarásinn við Sauðá myndaðist eftir framhlaupið 1890. Hluti hans stendur á milli jökulgarðana frá 1890 og 1964. Sá hluti hans sem myndar krákustígaás innan við jökulgarðana frá 1964 hefur þjappast saman um 66%.



1. mynd: Framhlaupssvæði Brúarjökuls 1890 og 1964. Á myndinni sjást: jökulgarðar frá 1890 og 1964, malarásar og krákustígaásar.



2. mynd: Malarás og krákustígaás við Sauðá. Jökulgarðurinn er frá 1964, innan við hann eru jöulkembur og sprungufyllur. Malarásinn utan við jökulgarðinn frá 1964 fór að myndast eftir framhlaupið 1890. Krákustígaásinn innan við jökulgarðinn var fyrir framhlaupið 1964 hluti af malarásnum, en var þá í jöklinum nokkrum kilómetrum sunnar. Við framhlaupið 1964 færðist hann fram um a.m.k. 8 km og hafnaði á þessum stað. Samanburður á beygjum í malarásnum og krákustígaásnum sýnir að samþjöppun krákustígaássins er 66%.

Sá hluti malarássins sem komin var úr jöкли fyrir framhlaupið 1964 og varð fyrir framhlaupinu er að mestu horfinn.

RADONFRÁVIK OG JARÐSKJÁLFTAR Á SUÐURLANDI

Sigurjón Jónsson, Háskóla Íslands, eðlisfræðiskor.
Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 5, 101 Reykjavík.

Frá árinu 1977 hafa farið fram reglubundnar mælingar á radoni í jarðhitavatni frá nokkrum stöðum á Suðurlandi. Markmið þessara mælinga er að kanna tengsl milli magns radons í jarðhitavatni og jarðskjálfta. Radonmælingar sem þessar eru þáttur í skjálftaspárrannsóknum sem miða að því lokatakmarki að spá fyrir um jarðskjálfta með nægjanlegri nákvæmni.

Með radonmælingum á Íslandi og víða erlendis hefur komið glögglega í ljós að breytingar verða á ústreyimi radons úr jarðskorpunni á undan jarðskjálftum, einnig að stærð jarðskjálfta hefur áhrif á það á hve stóru svæði radonfrávik mælist. Með því að kanna stærð þeirra skjálfta sem valda fráviki og fjarlægð þeirra frá mælistað hefur verið ákvarðað reynslusamband sem gefur lágmarksstærð skjálfta í fjarlægð D sem búast má við að orsaki radonfrávik:

$$M = 2.4 \log D - 0.43$$

Regluleg sýnataka jarðhitavatns til radonmælinga hefur farið fram á 9 stöðum á Suðurlandi. Staðirnir eru dreifðir um Suðurlandsundirlendið til að ná utan um sem mestan hluta Suðurlandsskjálftabeltisins. Söfnunartímabil þessara staða hafa verið mislöng, frá þremur árum upp í sextán ár. Sýnatöku var hætt á mörgum stöðum á árunum 1982-84 en á nokkrum stöðum hefur verið safnað sýnum allt fram á þennan dag. Á flestum stöðum var sýnum safnað 1-4 sinnum á mánuði og þau send til Raunvísindastofnunar til mælingar.

Niðurstöður mælinganna hafa nú verið teknar saman ásamt skjálftavirkninni á svæðinu. Skilgreind voru frávik í radonmæliröðunum og þau skoðuð í samanburði við skjálftavirknina. Skilgreining á radonfráviki í þessari samantekt er sem hér segir: Fyrir hvert ár á hverjum stað er reiknað meðalgildi og staðalfrávik mæligildanna. Ef eitt eða fleiri radonmæligildi víkja meira en 2 staðalfrávik frá meðalgildi þá telst það frávik.

Vali á jarðskjálftum sem teknir voru til samanburðar við radonmæligögnin var þannig háttar að ofangreint stærðar-fjarlægðar-samband var notað fyrir hvern mælistað fyrir sig og að auki var öllum skjálftum sleppt sem voru minni en tvö stig að stærð.

Alls urðu 149 jarðskjálftar innan þessara skilgreiningarmarka á mælitímanum. Þar sem tíðni jarðskjálftanna var stundum hærri en söfnunartíðni vatnssýnanna var þessum 149 skjálftum skipt niður í 98 atburði og þeir notaðir til samanburðar við mæligögnin.

Helstu niðurstöður mælinganna eru þessar:

1. Alls mældust 24% þeirra radonfrávika sem búast mátti við að kæmu fram.
2. 35% mældra frávika virðast tengjast skjálftavirkni á svæðinu.
3. 80% þeirra frávika sem mælast á undan jarðskjálftum eru jákvæð.
4. Ef mælist jákvætt frávik á Suðurlandi þá eru 38% líkur á að skjálfti fylgi í kjölfarið.
5. Alls mældust frávik á undan 30 atburðum af 98. Það eru því 31% líkur á því að radonfrávik mælist á undan jarðskjálfta sem er innan skilgreindra stærðar-fjarlægðar-marka.
6. Mælistaðirnir eru misnæmir. Það virðast vera meiri líkur á að mæla radonfrávik á stöðum þar sem mikil er af geislavirkum efnum í jörð. Hins vegar virðast vera minni líkur á að mæla radonfrávik eftir því sem klórstyrkur er meiri í jarðhitavatninu.
7. Gos í Heklu virðast hafa einhver áhrif á radonstyrk í jarðhitavatni á Suðurlandi. Radonfrávik mældust á nokkrum stöðum samfara gosunum og í Ölfusi komu fram langtímasveiflur sem e.t.v. má rekja til gosvirkninnar.

FERLI SEM RÁÐA EFNAINNIRHALDI KALDS OG HEITS VATNS I. UPPRUNI EFNA OG SAMSPIL VATNS OG BERGS

Stefán Arnórsson, Raunvísindastofnun Háskólangs, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

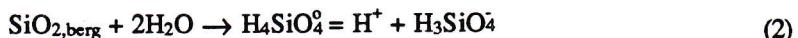
Efnum í náttúrulegu vatni, bæði heitu og köldu, má skipta í two flokka, utangarðsefni annars vegar og hvarfgjörn efni hins vegar. Af aðalefnum tilheyra klór (Cl), bór (B) og stundum súlfat (SO_4) fyrnefnda flokknum, en öll önnur aðalefni (Si, Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, C, H_2S og F) hinum síðari. Utangarðsefni bindast ekki í ummyndunarsteindum. Það gera hvarfgjörn efni hins vegar.

Uppleyst efni í náttúrulegu vatni eiga uppruna sinn aðallega að rekja til sjávarúða og svifagna í úrkomu og þess jarðvegs og bergs sem vatnið leikur um og leysir upp. Einnig geta efni í grunnvatni átt rót sína að rekja til írennslis sjávar í berggrunn og afgosunar kviku. Í köldu vatni, hvort sem um er að ræða yfirborðsvatn eða grunnvatn, er verulegur hluti uppleystra efna ættaður frá úrkomu. Eftir því sem vatn sígur dýpra í berggrunn og nær að hitna meira verður bergættaður hluti uppleystu efnanna sífellt meiri, en sá sem ættaður er frá úrkomu að sama skapi minni. Nálægt ströndum og á svæðum sem hafa legið undir sjó nýlega getur hluti vatns í berggrunni verið sjávarættaður eins og t.d. á neðanverðu Suðurlandsundirlendi. Við afgosun kvikuinnskota berast ýmis efni eins og bór, kolsýra og brennisteinn í það grunnvatn sem yfir innskotunum liggr.

Líta má á efnahvörf milli vatns og bergs sem títrun, þar sem vatnið hagar sér eins og sýra en bergið eins og basi. Sílk hvörf leiða sem sé til þess að pH vatnsins hækkar. Þessi hækjun ræðst mest af magni þeirra sýra sem berast í vatnið. Eins og Sigurður R. Gíslason og Hans P. Eugster (1987) sýndu fram á hefur yfirborðsvatn hér á landi tilhneigingu til þess að hafa pH-gildi ekki langt frá 7. Þetta ræðst af því að þá er hraði eyðingar H^+ jóna vegna hvarfa vatnsins við bergið sá sami og framleiðsla þessara jóna við flutning kolsýru frá andrúmsloftinu í vatnið og breytingu kolsýrunnar í bíkarbónat (HCO_3^-), eða



Þegar yfirborðsvatn sígur niður í berggrunninn og einangrast frá andrúmsloftinu tekur fyrir ístreymi kolsýru þaðan. Þetta leiðir til þess að pH vatnsins tekur að hækka upp fyrir 7 eftir því sem það hvarfast við bergið. Stöðugt pH-gildi næst yfirleitt á bilinu 9 til 10 fyrir kalt vatn í basísku bergi. Þá er hraði upptöku H^+ jóna vegna hvarfa vatnsins við bergið sá hinn sami og framleiðsla þeirra sem verður við uppleysingu kísils úr bergen og klofnun hans:



Oft er litið á efnahvörf milli vatns og bergs sem jónaskipti, þar sem H^+ jónir ganga inn í bergið en um leið skila aðrar katjónir sér úr bergen út í vatnið og með því er hleðslujafnvægi viðhaldið. Athuganir sýna að frumsteindir algengs storkubergs eins og basalts eyðast oft með öllu þegar berg ummyndast af völdum vatns og því hljóta þær að leysast upp. Þar sem rita má efnasamsetningu silíkata sem summu oxíða má lýsa uppleysingu silíkata í vatni á eftirfarandi hátt:



T.d. fyrir kalsíum fæst



Ef aðalsýrugjafinn er kolsýra leiða efnahvörf milli vatns og bergs til þess að vatnið verður saltlausn af bíkarbónati. Ef, hins vegar H^+ jónirnar koma fyrst og fremst frá kísilsýru, verður vatnið lausn af silíkatsöltum.

Úrkomuvatn er yfirleitt undirmettað af öllum frumsteindum algengs bergs eins og storkubergs. Því hefur þetta vatn tilhneigingu til að leysa þessar steindir upp þegar það kemst í snertingu við þær. Uppleysingin veldur aukningu á styrk efna í vatninu. Ummyndunarsteindir eru yfirleitt torleystari í vatni en frumsteindir storkubergs. Uppleysing frumsteinda, jafnvel í köldu vatni, er oft nægilega mikil til þess að vatnið nær að yfirmettast af einhverjum ummyndunarsteindum og taka þær þá að falla út úr vatninu. Þessi útfelling veldur því að vatnið helst undirmettað af frumsteindum bergsins og halda þær því áfram að leysast upp. Pannig má segja að vatnið þjóni hlutverki flutningalestar, þar sem efni er stöðugt flutt frá

frumsteindunum og til ummyndunarsteindanna.

Margar ummyndunarsteindir innihalda hýdroxið (OH^-). Útfelling þeirra felur því í sér lækkun á OH^- -innihaldi vatnsins og þar með lækkun á pH-gildi þess. Í bergi finnast ýmis efni eins og kolefni og brennisteinn sem mynda sýrur þegar þau leysast upp í vatni. Sýrumyndandi efni geta einnig borist frá kviku við afgösun hennar. Sýrustig náttúrulegs vatns ræðst því af samspili margra þátta, en þeim má þó skipta í two flokka. Annars vegar eru sýrur sem berast í vatnið og gefa frá sér H^+ jónir. Hins vegar er uppleysing bergsins sem eyðir H^+ jónum og útfelling ummyndunarsteinda sem eyðir OH^- í vatninu.

Athuganir á efnainnihaldi jarðhitavatns á fjölmögum jarðhitasvæðum hérlandis benda til þess að efnajafnvægi nálgist verulega milli uppleystra efna í vatni og ummyndunarsteinda. Hér á landi virðist jafnvægi nálgast verulegu við hita allt niður í 40°C. Ekki er um það að ræða að efnajafnvægi náist í eiginlegrí merkingu þar sem grunnvatnskerfi eru opin kerfi og stöðugt berast í vatnið efni með uppleysingu frumsteinda bergsins en þessi efnisflutningur yfir í vatnið hefur þau áhrif að raska efnajafnvægjum. Eigi ummyndunarsteindir að falla út, en athuganir sýna að vissulega hljóta þær að gera það, hlýtur vatnið að vera eitthvað yfirmettað af þessum steindum.

Nálgist efnajafnvægi verulega milli ákveðinna ummyndunarsteinda og vatns felur það í sér að virknihlutföll katjóna við H^+ jónir svarar til ákveðins jafnvægisfasta sem þar með hljóta að hafa ákveðið gildi við ákveðinn hita og þrýsting. Þetta má lesa út úr jöfnu (3) hér að ofan. Ef t.d. er um að ræða magnesíum má rita



og

$$K^* = \frac{a_{\text{H}_2\text{O}} a_{\text{Mg}^{+2}}}{a_{\text{Mg}} a_{\text{H}^+}^2} \quad \text{og} \quad K = \frac{a_{\text{Mg}^{+2}}}{a_{\text{H}^+}^2} \quad \text{þar sem } K = K^* \frac{a_{\text{MgO}}}{a_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (5)$$

K og K^* eru jafnvægisfastar en líta má á virkni MgO (a_{MgO}) og H_2O ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) sem fasta.

Ekki er vitað með vissu hvað ræður því að efnajafnvægi nálgast svo mjög milli vatns og ummyndunarsteinda eins athuganir gefa til kynna, en líklegt er þó talið að stórt yfirborð milli þessara steinda og vatns ráði þar mestu um miðað við yfirborð milli frumsteinda bergsins og vatnsins. Hraði uppleysingar frumsteindanna er í réttu hlutfalli við stærð yfirborðsflatar þeirra við vatnið. Á sama hátt er hraði útfellinga ummyndunarsteinda í réttu hlutfalli við stærð yfirborðsflatar þeirra við vatnið. Ummyndunarsteindir mynda oft fjölda smára kristala sem skaga út í sprungur og blöðrur og aðrar glufur í berGINU OG AF því má álykta að flötur milli vatns og þessara steinda er tiltölulega stóR.

Hversu efnajafnvægi nálgast milli vatns og ummyndunarsteinda ræðst af því hversu vel útfellingin hefur undan efnisflutningi í vatnið sem verður við uppleysingu frumsteindanna. Leysni margra frumsteinda í storkubergi eins og pýroxens og ólivíns er háð pH-gildi vatnsins. Leysnin vex eftir því sem pH-gildið lækkar. Sama gildir líklegast einnig um gler. Þannig má búast við því að öðru jöfnu að vatn með tiltölulega lágt pH-gildi sé fjar efnajafnvægi við ummyndunarsteindir en vatn með hærra pH.

Tilvitnanir

Gíslason, S.R. og Eugster, H.P. (1987b) Meteoric water-basalt interactions. II. A field study in northeastern Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 2841-2855.

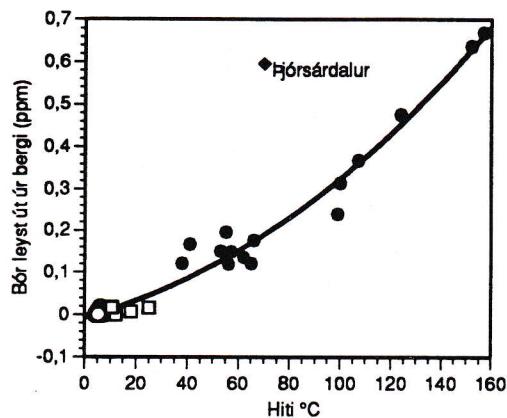
FERLI SEM RÁÐA EFNAINNIRHALDI KALDS OG HEITS VATNS II. NIÐURSTÖÐUR FRÁ HREPPUM OG LANDI Á SUÐURLANDI

Stefán Arnórsson og Auður Andréasdóttir, Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

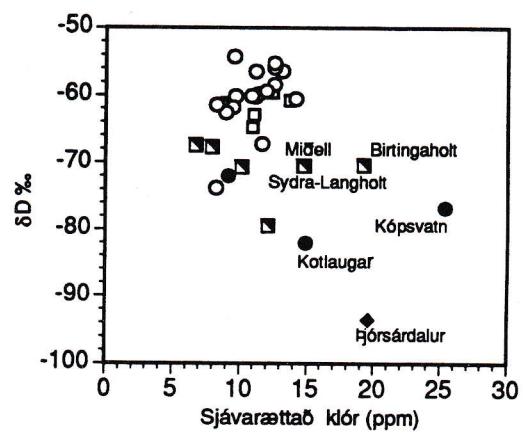
Á austanverðu Suðurlandsundirlendi, nánar tiltekið á svæði sem nær yfir Hreppa og Land, er jarðhita víða að finna. Fyrir þá rannsókn sem hér er greint frá var alls safnað 38 sýnum af heitu vatni úr laugum, hverum og borholum af þessu svæði og af köldu vatni úr lækjum og uppsprettum og þau efnagreind með tilliti til aðalefna. Auk þess voru tvívetni (δD) og súrefni-18 ($\delta^{18}\text{O}$) mæld. Eftirnefnd flokknar tilheyra klór (Cl), bór (B) og súlfat (SO_4) svo og tvívetni, en öll önnur aðalefni hinum síðarnefndu (Si, Na, K, Ca, Mg, Fe, Al, C, H_2S og F) þar með talið súrefni-18. Fyrirnefndu efnin veita vitneskju um eigin uppruna og þar með um uppruna vatnsins en þau síðarnefndu um efnahvörf milli vatns og bergs.

Í köldu vatni á svæðinu er styrkur Cl svipaður og í úrkому og hlutfallið milli Cl og B svipað og í sjó (4350) eða aðeins lægra. Í heitu vatni er styrkur Cl svipaður eða hærri en í köldu vatni. Hins vegar er styrkur B miklu hærri og þar af leiðandi Cl/B hlutfallið mun lægra, nálægt 50 í heitasta vatninu. Munurinn á styrk Cl og B í köldu og heitu vatni, svo og á Cl/B hlutfallinu, stafar af útskolun Cl og B úr bergeninu. Í þóleíti hér á landi er Cl/B hlutfallið yfirleitt á bilinu 80-120, en lægra í alkalí basalti, allt niður í 40 (Stefán Arnórsson o.fl., 1989; Stefán Arnórsson og Auður Andréasdóttir, 1994). Hið lágla hlutfall Cl/B í bergi miðað við sjó leiðir til þess að þetta hlutfall fer lakkandi í jarðhitavatni eftir því sem meira af Cl og B skolast út úr bergeninu. Styrkur B og Cl í jarðhitavatni vex með hita þess (1. mynd). Af því er ljóst að útskolun hefur verið því meiri sem vatnið hefur náð hærri hita.

Sá hluti Cl í jarðhitavatninu sem ættaður er frá sjó er svipaður eða hærri en styrkur Cl í köldu vatni á svæðinu, þ.e. í staðbundinni úrkому (2. mynd). Þau heitavatnssýni sem innihalda meira sjávarættað Cl en staðbundin úrkoma liggja á jöðrum svæðisins en þeir lágu undir sjó í lok ísaldar. Þetta vatn er einnig



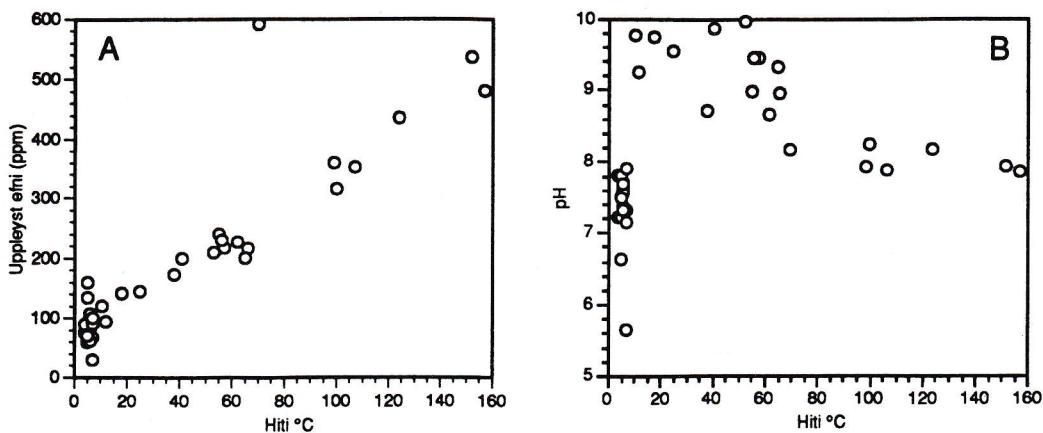
1. mynd. Samband á milli hita vatns við styrk B í því sem hefur skolast út úr bergeninu. Hringir = kalt vatn, ferningar = volgt vatn (<30°C), punktar = heitt vatn (30-160°C).



2. mynd. Samband milli tvívetnisinnihalds og styrks á sjávarættaðum klór í vatni í Hreppum og af Landi. Hringir = kalt vatn, ferningar = <40°C vatn, hálffylltir ferningar = 41-80°C, punktar = >80°C vatn.

með mun lægra tvívetnisinnihald (δD) en staðbundin úrkoma og virðist sem δD -gildið sé því lægra sem styrkur sjávarættaðs Cl er hærri (2. mynd). Talið er að sjávarættað Cl umfram það sem er úr úrkumunni sé komið frá sjó sem hefur sigið niður í berggrunninn á þessu svæði þegar það lá undir sjó í lok ísaldar. Þessi jarðsjör er smám saman að skolast út úr bergeninu, en eitthvað er enn eftir af honum. Talið er að hið lágla tvívetnisinnihald stafi af því að jarðhitavatnið innihaldi einnig svolítið af "ísaladarvatni" fremur en að það svari til úrkому eins og hún er í dag sem fallið hefur inni á hálandi.

Í köldu vatni í Hreppum og á Landi er styrkur uppleystra efna á bilinu 50-150 ppm. Hann vex reglulega með hita vatnsins (3. mynd A). pH kalda vatnsins liggur yfirleitt á bilinu 7-8. Í volgu vatni nær það allt upp í 10 en fer svo lakkandi aftur og er tæplega 8 í heitasta vatninu (3. mynd B). Hækkan pH frá köldu vatni yfir í volgt stafar af efnahvörfum milli vatns og bergs og takmörkuðu framboði á veikum sýrum öðrum en kíslsýru eftir að vatnið hefur sigið niður í berggrunninn og einangrast þannig



3. mynd. A: styrkur uppleystra efna í köldu og heitu vatni í Hreppum og á Landi. B: Sýrustig (pH) í köldu og heitu vatni af sama svæði.

frá kolsýru andrúmsloftsins. Með vaxandi hita eykst útskoluun kolefnis og brennisteins úr bergeninu sem leiðir til myndunar kolsýru og brennisteinsvetnis. Þessi efni eru veikar sýrur og stöðug myndun þeirra við útskoluun vinnur að því að lækka pH-gildi vatnsins sem vinnur á móti þeirri hækjun á pH sem verður við uppleysingu silfkata bergsins. Útfelling ummyndunarsteinda sem innihalda OH⁻ vinnur einnig á móti hækjun á pH -gildi vatnsins.

Svo virðist sem efnainnihald úrkomu og útskoluun ráði efnainnihaldi kalda vatnsins. Þó er farið að gæta útfellinga Mg- og Ca-steinda í því köldu vatni sem hefur hæst pH. Í volgu vatni sem hefur náð u.p.b. $\geq 40^{\circ}\text{C}$ hita virðist vatnið hafa nálgast verulega efnajafnvægi við ummyndunarsteindir. Sumar þessar ummyndarsteindir eru vatnaðar. Nálgun efnajafnvægis við þær leiðir til þess að hlutföll á virkni katjóna við virkni vetrnisjóna er sem næst fasti við hvert hitastig. Meðan jafnvægi hefur ekki nálgast verulega við ummyndunarsteindir eins og á sér stað í köldu og volgu vatni, hefur uppleysing frumsteinda bergsins veruleg áhrif á efnainnihald vatnsins. Þau áhrif leiða til þess að Na/K hlutfallið í vatninu er svipað og í bergeninu sem gefur of háan Na-K hita samkvæmt Na-K efnahitamælinum. Einnig verður kalsedón-hitinn of hár þar sem uppleysing kísis er það hröð í köldu vatni og volgu að útfelling kalsedóns hefur ekki undan útskoluuninni fyrr en vatnið hefur náð umtalsverðri kalsedónfirmettan. Svo virðist sem nota mætti hlutföll katjóna við H⁺ og styrk B sem grófan mælikvarða á jafnvægisástand í lághitakerfum. Búast má við að jafnvægi hafi nálgast verulega ef styrkur B er yfir u.p.b. 0,1 ppm, en ekki við lægri B styrk. Ef hlutföll katjóna við H⁺ eru í samræmi við þau ferli sem Stefán Arnórsson o.fl. (1983) gefa upp má búast við að jafnvægi hafi nálgast verulega milli vatns og ummyndunarsteinda en við þau skilyrði eru niðurstöður efnahitamæla marktækar.

Tilvitnanir

- Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E. og Svavarsson, H. (1983) The chemistry of geothermal waters in Iceland. II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 547-566.
- Arnórsson, S., Gíslason, S.R., Gestsdóttir, K. og Óskarsson, N. (1989) Chlorine and boron in natural waters in Iceland. I: D.L. Miles (ritstj.) *Water-Rock Interaction*, Balkema, Rotterdam, 37-40.
- Arnórsson, S. og Andréasdóttir, A. (1994) Processes controlling the distribution of B and Cl in natural waters in Iceland. *Geochim. Cosmochim. Acta*, í prentun.