

Þorsteinn Szemundsson 1988



JARÐFRÆÐAFÉLAG ÍSLANDS

ELDVIRKNI Á ÍSLANDI

Ráðstefna á Hótel Loftleiðum
9. apríl 1988

DAGSKRÁ OG
ÁGRIP ERINDA

ELDVIRKNI Á ÍSLANDI

Ráðstefna að Hótel Loftleiðum og Holliday Inn 9. apríl 1988.

Erindi - veggspjaldasýning - umræður - hugarflug

D a g s k r á:

Kl.	8.30	Skráning	
"	8.55	Ráðstefnan sett: Elsa G. Vilmundardóttir Stjórnandi fyrir hádegi: Gylfi Þór Einarsson	bls.
"	9.00	Hjálmar Eysteinnsson, Orkustofnun: Tvívíð túlkun MT-mælinga yfir sunnanvert eystra gosbeltið.	4
"	9.20	Bryndís Brandsdóttir og Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans: Um lágtíðniskjálfta í íslenskum eldstöðvum.	5
"	9.40	Agúst Guðmundsson, Norrænu eldfjallastöðinni: Öskjumyndun á Íslandi.	6
"	10.00	Guðmundur E. Sigvaldason, Norrænu Eldfjallastöðinni: Kvikumynstur og kvikugerð: Hugleiðingar um ný gögn frá Öskju og Kröflu.	8
"	10.20	Kaffihlé	
"	10.40	Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans: Hversu hratt lengist eystra gosbeltið?	10
"	11.00	Guðmundur E. Sigvaldason, Norrænu Eldfjallastöðinni: Ísaldarjöklar og eldvirkni.	11
"	11.20	Freysteinn Sigurðsson og Guttormur Sigbjarnarson, Orkustofnun: Goshlaup og afleiðingar þeirra.	12
"	11.40	Páll Imsland, Norrænu Eldfjallastöðinni: Um gerð korta er sýna hættuna af völdum eldvirkni á Íslandi.	14
"	12.00	Matarhlé	
		Stjórnandi eftir hádegi: Arný Erla Sveinbjörnsdóttir	
"	13.00	Jón Benjamínsson, Hafrannsóknastofnun: Dreifing tveggja gjóskulaga frá Snæfellsjökli.	16
"	13.20	Guðrún Sverrisdóttir, Orkustofnun: Þróun Heklukviku.	17
"	13.40	Karl Grönvold, Norrænu Eldfjallastöðinni: Krafla - eitt kvikukerfi eða fleiri?	18
"	14.00	Snorri Páll Snorrason, Víghólastíg 16, Kópavogi og Elsa G. Vilmundardóttir, Orkustofnun: Bólstrabergsbreiður á Tungnaáröræfum.	20

		bls.
"	14.20 Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands: Kvarter eldvirkni á miðnorðurlandi.	22
"	14.40 Jóhann Helgason og Kjartan Thors, Hafrannsóknastofnun: Kortlagning neðansjávareldvarpa við Vestmannaeyjar með Sparkermælingum.	24
"	15.00 Kaffihlé	
"	15.20 Halldór G. Pétursson, Náttúrufræðistofnun Norðurlands: Eldvirkni á hlýindakafli á síðasta jökulskeiði.	25
"	15.40 Sigmundur Einarsson, Birtingakvísl 19, Rvík og Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands: Eldvirkni í Trölladyngjubrotakerfinu á nútím	26
"	16.00 Ómar Bjarki Smáráson, Jarðfræðistofunni Stapa, Ármúla 19, vík: Jarðlagaskipan Arneseldstöðvarinnar á Ströndum.	28
"	16.20 Lúðvík E. Gústafsson, Dipl. Geol., Reykjavík: Þróun Dyrfjalla-eldstöðvarinnar.	30
"	16.40 Kaffihlé	
"	17.00 Pallborð, stjórnandi: Sveinn Jakobsson	
"	18.00 Lokaniðurstöður: Páll Imsland	
"	18.15 Ráðstefnulok	
"	21.00 Hugarflug, frjáls aðferð, að Háteigi, 4. hæð í Holliday Inn við Samtún.	
Veggspjöld:		
Jóhann Helgason:	Fjallgarðagoskerfið á Norðausturlandi: Útkulnuð plötumót á frumstigi eða óvirkt eldgosabelti?	32
Páll Einarsson:	Vísbendingar um samband milli megineldstöðva.	33
Þátttökugjald er Kr. 1000. Ráðstefnugögn, kaffi og með því innifalið.		

Tvívíð túlkun MT-mælinga yfir sunnanvert eystra gosbeltið.**Hjálmar Eysteinnsson, Orkustofnun**

MT-mælingum (magnetotelluric) hefur verið beitt á Íslandi í yfir 20 ár við athugun á eðlisviðnámi jarðar á miklu dýpi. Túlkun þessara mælinga hefur sýnt tilvist lágviðnámslags á 5 til 20 km dýpi undir mest öllu landinu. Lagið er almennt skýrt sem hlutbráðið basalt og hefur hlutfall bráðnunarfasans verið metið all að 25 %.

Sumarið 1982 voru framkvæmdar MT mælingar eftir 125 km langri línu þvert yfir sunnanvert eystra gosbeltið. Þessar mælingar voru fyrst túlkaðar einvitt og sýndu þær lágviðnámslag á 8 til 15 km dýpi, nema austan eystri jaðars gosbeltisins þar sem lagið kemur ekki fram.

Oftast er látið nægja að túlka MT-mælingar einvitt, en í mörgum tilvikum getur slík túlkun verið ákaflega varasöm, því óreglur í viðnámsdreifingunni (einkum nálægt yfirborði) geta valdið fráviki sem erfitt er að leiðrétta fyrir. Með tvívíðri túlkun má leiðrétta fyrir þessum áhrifum að nokkru leyti. Einnig er túlkun á svokölluðum H-pólunar ferlum talin gefa nákvæmari mynd af raunverulegri viðnámsdreifingu á stöðum þar sem þrívíddaráhrifa gætir. Samkvæmt tvívíðri túlkun ofangreindra mælinga (H-pólun) er mjög lágt viðnám ($\approx 2 \Omega \text{ m}$) á 4-6 km dýpi innan gosbeltisins en á u.þ.b. 14 km dýpi utan þess. Tvívíða túlkunin bendir einnig til þess að lága viðnámið hverfi austan við eystri jaðar gosbeltisins.

Um lágtíðniskjálfta í íslenskum eldstöðvum.

Bryndís Brandsdóttir og Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans.

Jarðskjálftar á Íslandi verða oft í þyrpingum. Margar þessarar skjálftaþyrpinga eru bundnar við eldstöðvakerfi. Í sumum eldstöðvakerfum er virknin viðvarandi og þrálát, en ekki tengd mælanlegum kvikuumbrotum, svo sem við Krísuvík, Hengil, Kötlu og Torfajökul. Aðrar þyrpingar eru til komnar vegna þrálátra umbrotahrina, Krafla er þar nærtækasta dæmið, eða vegna einnar hrinu, svo sem við Vestmannaeyjar 1973, Grímsvötn 1983 og Heklu 1980-1981.

Flestir jarðskjálftar einkennast af skarpri byrjun og hárrí tíðni ($>3\text{Hz}$). Þessi gerð skjálfta er talin stafa frá snöggum brothreyfingum í stökkri jarðskorpu. Lágtíðniskjálftar einkennast aftur á móti af hægri og ógreinilegri byrjun og þá vantar orku á hærri tíðnunum ($>3\text{Hz}$). Skjálftar af lágtíðnigerð eru taldir standa í sambandi við kvikuhreyfingar í jarðskorpunni. Ekki eru alltaf skýr mörk á milli lágtíðniskjálfta og skjálfta á hærri tíðnum, heldur má sjá ýmis skjálftaafbrigði sem flokka má á hvorn veginn sem er.

Lágtíðniskjálftar fylgdu opnun og lengingu Heklugossprungunnar, 1980. Á sama hátt fylgja lágtíðniskjálftar rifnun á yfirborði við kvikuhlaup í Kröflu. Lágtíðniskjálftar eru tíðir, oft árstíðabundnir, í suðvestanverðum Mýrdalsjökli. Ekki er vitað með vissu um gos á þessu svæði síðan 1357. Skjálftavirknina undir suðvestanverðum Mýrdalsjökli má túlka sem afleiðingu kvikuhreyfinga vegna þrýstifalls í hlutbráðna laginu undir jarðskorpunni á þessu svæði. Hrina lágtíðniskjálfta varð á Torfajökulsvæðinu 1986. Hrinan stóð í rúmlega ár og daglegur fjöldi skjálfta var breytilegur. Engin sjáanleg yfirborðsrifnun fylgdi Torfajökulskjálftunum og ætla má að þeir hafi stafað frá minniháttar kvikuhreyfingum í rótum eldstöðvarinnar.

ÖSKJUMYNDUN Á ÍSLANDI

Ágúst Guðmundsson

Norrænu eldfjallastöðinni, Háskóla Íslands, Reykjavík

Öskjur eru svo til hring-eða sporbaugslaga dældir og yfir 1 km í þvermál. Sumar öskjur eru myndaðar við rof og aðrar við sprengigos, en langflestar hafa myndast við sig á hringsprungun (sigkatlar) og umfjöllunin hér á eftir er bundin við þær. Öskjur eru algengar víða á eldvirkum svæðum jarðar, en finnast einnig á öðrum plánetum og tunglum í sólkerfinu. Öskjumyndun virðist vera sameiginlegt stig í þróun margra meiriháttar eldstöðva. Talið er að flestar stórar öskjur séu myndaðar í tengslum við geysiöflug þeytigos.

Þrátt fyrir aukinn áhuga á öskjum á síðari árum hefur aflfræðilegum forsendum öskjumyndunar verið fremur lítill gaumur gefinn. Oftast er gengið út frá því að þrýstingsfall í kvikuhólfi sé forsenda öskjumyndunar. Þótt sumar öskjur, svo sem Öskjuvatn, kunni að vera myndaðar á þennan hátt er ekki líklegt að flestar öskjur séu þannig tilorðnar. Í fyrsta lagi sýna reikningar og tilraunir að hringsprungurnar ættu þá að halla út frá miðju öskjunnar en athuganir sýna að hringsprungurnar eru yfirleitt lóðréttar eða halla inn að miðju öskjunnar. Í öðru lagi skýrir þessi myndunarháttur ekki þann mun sem virðist algengur á áætluðu efnismagni sem fer út úr kvikuhólfinu við öskjumyndun og rúmmáli öskjusigsins. Í þriðja lagi virðast margar öskjur myndast smám saman á löngum tíma og óljóst hvernig það kemur heim og saman við þennan myndunarhátt.

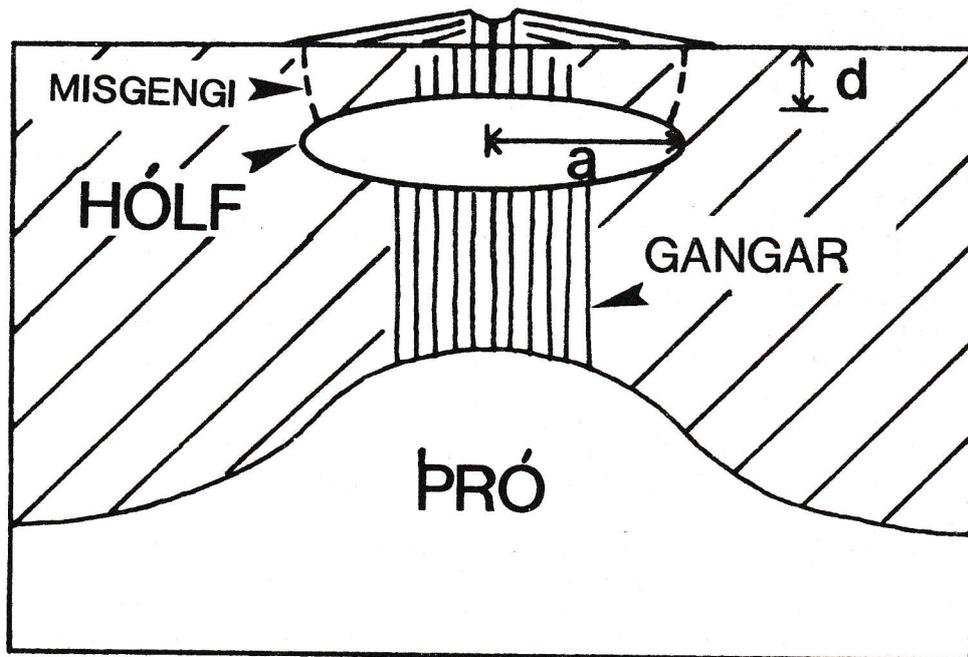
Hér er sett fram sú tilgáta að öskjur geti myndast við vöxt og útpenslu grunnstæðs kvikuhólfs. Yfirþrýstingur í kvikuhólfinu leiðir til togspennu á yfirborðinu, en stærð og staðsetning mestu togspennu, sem ákvarðar hvar hringsprungur myndast, fer eftir dýpi á kvikuhólfið og lögun þess. Athugun á spennusviði umhverfis holur nálægt yfirborði í fjaðrandi efni bendir til þess að tiltölulega flatt, grunnstætt kvikuhólf með hring-eða sporbaugslaga efraborði sé að öðru jöfnu líklegast til að mynda öskju (mynd). Slík hólf eru þó því aðeins líkleg til öskjumyndunar að dýpið (d) á topp hólfsins sé lítið miðað við láréttan radius (a) þess (mynd). Leiða má rök að því að a/d hlutfallið þurfi að vera minnst 2,5 til að togspennusviðið á yfirborði leiði til öskjumyndunar. Að öðru jöfnu aukast líkur á öskjumyndun með hækkandi a/d hlutfalli.

Öskjumyndun er ekki bundin við kvikuhólf með ofangreinda lögun. Til dæmis getur myndast slíkt spennusvið umhverfis kúlulaga hólf að leiði til myndunar öskju. En þá þarf að vera til staðar togspennusvið (helst tviása) í grannbergi kvikuhólfsins og þrýstingur kviku í hólfinu hefur lítil sem engin áhrif á myndun öskjunnar. Í því tilfalli þarf að skýra tilkomu togspennusviðs í grannberginu með plötuhniki eða öðrum ytri þáttum, sem er flókið mál og verður ekki farið út í hér.

Til að prófa ofangreinda tilgátu hef ég notað upplýsingar frá Kristjáni Sæmundssyni og Ara Trausta Guðmundssyni um 20 þekktar eða ætlaðar öskjur innan núverandi gosbelta Íslands. Þótt margar af þessum öskjum séu nokkuð óljósar, og sumar ef til vill vafasamar, eru hér einungis notaðar meðaltalstölur sem líklega

breyttust lítið þótt vafasömum öskjum yrði sleppt. Flestar öskjurnar eru sporöskjulaga, langásinn 2-18 km, að meðaltali um 8 km, og skammásinn 2-14 km, að meðaltali um 6 km. Til einföldunar má ímynda sér hringlaga meðalöskju með radius 3-4 km. Ef a/d hlutfallið er 2,5 ætti dýpið á topp hólfs að vera 1.2-1.6 km. Þetta er í mjög góðu samræmi við dýpi á fornu grunnstæð kvikuhólf (innskot) á blágrýtis- og grágrýtissvæðum, en mörg þessara fornu hólfa hafa tiltölulega flata toppa, sem eykur líkur á öskjumyndun samkvæmt tilgátunni, og sum hver tengjast öskjum sem eru áþekkar að stærð og þær sem finnast innan núverandi gosbelta.

Auk þess að vera í góðu samræmi við það helsta sem vitað er um öskjur á Íslandi skýrir tilgátan ýmis almenn atriði varðandi öskjur. Vöxtur öskju yfir langan tíma og mismunur á rúmmáli öskjusigs og efnis sem flæðir úr hólfi er hér hvorutveggja talið afleiðing af vexti grunnstæða hólfsins sem veldur öskjumynduninni. Þá gerir tilgátan grein fyrir tilurð og halla hringssprungna og því að í flestum tilfellum er botn öskju að mestu óbrotinn. Loks er auðvelt að skýra tengls súrra gosa við öskjumyndun, því súra kvikan safnast fyrir efst í hólfinu og veldur þar auknum þrýstingi sem á sinn þátt í öskjumynduninni. Um leið og hringssprungnan myndast opnast greið leið fyrir súru kvikuna til yfirborðs.



Kvikukerfi og kvikugetð
Hugleiðingar um ný gögn frá Öskju og Kröflu

eftir

Guðmund E. Sigvaldason
Norrænu eldfjallastöðinni

Úrdráttur

Jarðlagaskipan í Dyngjufjöllum gefur tilefni til að flokka jarðlög eftir aldri í nokkrar myndanir. Elsta myndun, (jaðarmyndun), eru nokkrir máðir móbergskollar, sem sjást sunnan og norðan fjalla, hálfkaffærðir af nútímahraunum. Næstelst er grunnur fjallanna, (bólstramyndun), gerður úr misþéttu bólstrabergi, en þar á ofan leggst móberg, sem oft er vel lagskift (eldri lagskift myndun) og hefur að hluta til sest á íslausu landi. Þar á ofan kemur myndun, sem er gerð bæði úr bólstrabergi og tuffi en hefur sameiginlegt einkenni í miklu magni stórra plagioklasa (pofyritisk myndun). Yngsta móbergsmýndun í Dyngjufjöllum þekur efsta hluta fjallanna með þykkum lagskiftum tufflögum, (yngri lagskift myndun), sem víðast hafa lagst á íslaut land. Setfræðileg rannsókn þessarar myndunar bendir til þess að hún hafi komið frá sprungukerfi, sem lá frá norðri til suðurs, þvert yfir það svæði, þar sem Askja myndaðist síðar. Yngst myndana í Dyngjufjöllum eru hraun og súr tefra frá nútíma.

Nútímamyndanir greinast í nokkra flokka eftir því hvar eldur var uppi hverju sinni. Einn flokkur eru hraun, sem komu upp um rásir innan Dyngjufjalla, annar flokkur eru hraun, sem komu upp um rásir á sprungubeltinu norðan eða sunnan fjallanna en þriðji flokkurinn eru hraun frá fimm dyngjum í næsta nágrenni Dyngjufjalla.

Efnagreiningar á bergsýnum frá öllum ofangreindum myndunum sýna að basaltkvikur í Dyngjufjöllum eru sömu gerðar og í öðrum gliðnunareldstöðvum á Íslandi. Þetta safn efnagreininga, til viðbótar því sem þegar var birt, gefur þó ef til vill heilstæðari mynd af basiskum kvikum sömu eldstöðvar en áður þekktist nema ef til vill sú mynd, sem hefur fengist af basiskum kvikum í Kröflu, en Dyngjufjallakvikur líkjast Kröflukvikum mjög.

Allar kvikugetðir, að dyngjunum frátöldum, hafa komið til yfirborðs á öllum myndunarskeiðum Dyngjufjalla. Af því verður sú ályktun dregin að svipuð skilyrði til kvikuþróunar hafa ríkt allan þann tíma, sem Dyngjufjöll voru í mótn. Ennfremur að kvikugetðir líkjast mjög kvikugetðum annarra gliðnunarstöðva, en það gefur tilefni til að álykta að gliðnunarstöðvar hafi keimlík kvikukerfi.

Basalt frá Dyngjufjöllum skipast í þrjá hópa, þar sem hver hópur er öðrum þróaðri. Sá hópur, sem lengst hefur þróaast (kvartspóleiit) er einkennandi fyrir eldvörp, sem liggja miðsvæðis í gliðnunarstöðinni og kvikan er komin frá mjög grunnstæðum geymslusvæðum ofarlega í skorpu. Þessi þróaði hópur er greinilega aðgreindur frá hinum tveim hópunum, sem eiga skemmri þróun að baki. Næsti hópur (ólivínóleiit) er algengastur á sprungubeltum utan miðju gliðnunarstöðvarinnar en finnst einnig á gossprungum, sem ganga gegnum eldstöðina. Hraun frá nálægum dyngjum skipa þriðja flokkinn, sem er nokkuð sundurleitur. Frumstætt olivín póleiit er einkennandi fyrir þá dyngju, sem liggur utan sprungubeltisins, en dyngjur, sem liggja á sprungubeltinu eru misþróaðar, en hver dyngja hefur séreinkenni sem bendir til sjálfstæðs geymslusvæðis.

Í Kröflu flokkast basalt með líkum hætti í þrjá hópa (Grönvold,

1976, 1978) Kvikukerfi Kröflueldstöðvar er betur þekkt en annarra gliðnunarstöðva. Síðustu niðurstöður benda til þriggja samtengdra geymslusvæða í skorpu og á mótum skorpu og möttuls, en möttullinn sjálfur er hið fjórða. Dýpi á þessi geymslusvæði er 3, 8, og um 20 km, en "óendanlegur" kvikugeymir möttulsins er á um 30 km dýpi (Tryggvason, 1986). Upptök jarðskjálfta í gliðnunarstöðvum eru alls staðar bundin við skorpu nema í miðju stöðvarinnar þar sem upptökin ná niður í möttul, (Björnsson og Einarsson, 1983). Þetta bendir til þess að kvika streymi inn í hverja gliðnunarstöð um eina rás í miðju hverrar stöðvar. Frumstæð möttulkvikan safnast í dýpsta geymslusvæðið en leitar þaðan í næsta geymslusvæði fyrir ofan og þaðan enn í grynnsta geymslusvæðið. Kvikustreymi milli geymslusvæða verður vegna þrýstingsbreytinga t.d. þegar kvika brýst til yfirborðs úr einhverju geymslusvæðanna.

Meginályktun þessarar hugleiðinga er sú að allar basaltkvikur sömu gliðnunarstöðvar eru komnar um eina rás frá möttli. Þær eiga sér síðan langa og flókna þróunarsögu í samtengdum geymslusvæðum í skorpu og á mótum skorpu og möttuls. Núverandi mynd af kvikukerfi gliðnunarstöðva rúmar ekki sjálfstæða þróun ólíkra möttulkvika. Efniseiginleikar, sem samrýmast ekki "hefðbundnum" þróunarleiðum verða ekki skýrðir með ólíkum möttulgerðum en geta orsakast af íblöndum skorpuefnis.

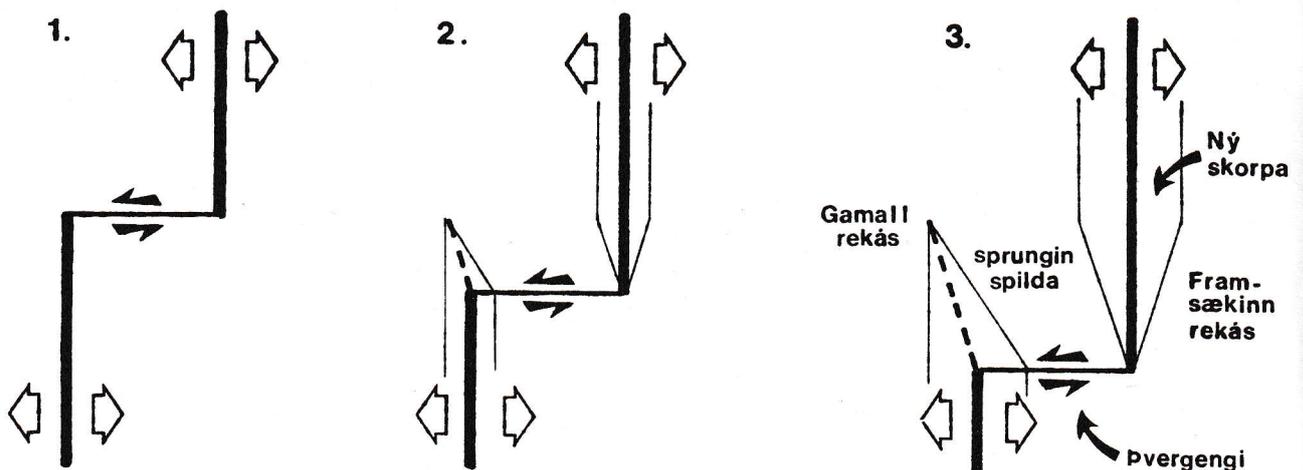
Hversu hratt lengist eystra gosbeltið ?

Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans.

Því hefur verið haldið fram um nokkurt skeið, að eystra gosbeltið á Suðurlandi sé s.k. framsækið rekbelti (propagating rift). Fyrir þessu hafa verið færð bergfræðileg rök, en einnig verða ýmsir þættir í gerð skjálftabeltisins á Suðurlandi skiljanlegri ef gert er ráð fyrir að eystra gosbeltið sé að lengjast til suðurs og taki smám saman við hlutverki vestara gosbeltisins sem meginrekás á sunnanverðu landinu.

Skjálftabeltið á Suðurlandi er þvergegissvæði, og orsakast skjálftavirknin af spennu sem hleðst upp vegna reks út frá Reykjaneshryggnum og eystra gosbeltinu. Beltið hefur A-V stefnu en ekki er þó að finna neitt meginmisgengi með þeirri stefnu. Einstakir skjálftar tengjast hægri handar sniðgengishreyfingum um N-S misgengi. Sams konar sprungur má finna í Hreppamynduninni norðan skjálftabeltisins, þó skjálftavirkni sé þar nú lítil sem engin. Þessa afstöðu má skýra með því að skjálftabeltið sé ungt og færist jafnt og þétt sunnar.

Þegar rekás sækir fram og lengist (sjá mynd), flytur hann með sér þvergengið, sem þannig færist stöðugt til hliðar og nær ekki að mynda áberandi ör. Jafnframt flytjast flísar af öðrum flekanum yfir á hinn og mynda þar karsprungna spildu sem afmarkast af nýja rekásnum, gamla, óvirka rekásnum og virka þvergenginu. Líta má á Hreppamyndunina sem slíka spildu. Sýna má fram á að spildan milli rekásanna snýst og að útdauði rekásinn skekkist miðað við upphaflega stefnu sína. Skekkingin er háð hlutfallinu milli rekhraðans og lengingarhraðans. Ef eystra gosbeltið er framsækið rekbelti, verður því að reikna með að vestara gosbeltið hafi skekkst. Nú kemur í ljós, að kerfisbundinn munur er á sprungustefnum í vestara gosbeltinu og því eystra. Í vestara beltinu er strikstefna siggengja og sprungna um 30° , en í eystra beltinu stefna sprungusveimar $42-46^{\circ}$. Ef gengið er út frá því að vesturbeltið hafi upphaflega haft sömu stefnu og austurbeltið hefur nú, og að stefnumunur þeirra nú stafi eingöngu af framsækni austurbeltisins, má reikna út að austurbeltið lengist að meðaltali um 3.5 - 5 cm á ári. Samkvæmt því byrjaði eystra gosbeltið að myndast út frá miðju heita reitsins undir norðvesturhluta Vatnajökuls fyrir um 2.4 - 3.4 miljónum ára.



Ísaldarjökla og eldvirkni

eftir

Guðmund E. Sigvaldason
Norrænu eldfjallastöðinni

Úrdráttur

Nútímahraun, sem þekja stórar víðáttur í umhverfi Dyngjufjalla eru öll nýleg og lítt mál. Þau benda til mikilla og tíðra hraungosa á þessu svæði eftir ísöld. Fersk ummerki ákafrar eldvirkni stingur nokkuð í stúf við rýrar heimildir um eldvirkni á þessu svæði á sögulegum tíma. Fyrsta eldgos, sem vitað er um með vissu í Dyngjufjöllum er Úskjuqosið 1875. Ódádahraun er víða sandorpið, en þekjan að mestu gerð ýmist úr foksandi eða efni frá sprengigosum í nálægum eða fjarlægari eldstöðvum. Leit að þekktum gjóskulögum leiddi í ljós að víða má finna gjósku frá Heklu, en auk þess yngri gjóskulög frá Öræfajökli og Veiðivötnum. Skipulagsbundin könnun á gjóskulögum hefur leitt til aldursflokkunar hrauna á þessu svæði. Niðurstaðan er sú að bróðurparturinn af öllum hraunum í nágrenni Dyngjufjalla brann á fyrstu árfúsundum eftir að jökla tók upp í lok síðusta jökulskeiðs. Sambærileg aldursflokkun hrauna er til frá Veiðivatnasvæðinu og þar fékkst einnig sú niðurstaða að meginmagn hrauna er frá upphafi nútíma (Vilmundardóttir og Larsen, 1987).

Aldursflokkun gosefna frá eyjunni Pantelleriu í Miðjarðarhafi sýnir að eldvirkni var þar mest í hrinum, sem dundu yfir þegar jökulskeið voru í hámarki og sjávarstaða í lágmarki.

Tilgátan er sú að farg ísaldarjökla valdi því að kvikukerfi verði að byggja upp aukin þrýsting til að veita kviku til yfirborðs. Þegar jökla tekur skyndilega upp er yfirþrýstingur á kerfinu, og miklu kvikumagni er veitt til yfirborðs á skömmum tíma. Veðurfarsbreytingar sem leiða til myndunar og eyðingar mikilla jökla á norðurlvelli valda gífurlegri tilfærslu á massa til og frá úthöfunum og umtalsverðum lóðréttum skorpuhreyfingum. Þessi massaflutningur hefur afdrifarík áhrif á hegðun virkra eldstöðva, bæði þeirra, sem liggja á þurru landi og eins eldstöðva á úthafshryggjum.

Greining á landslagi á hafsbotni á Miðatlantshafshryggjum og FADOLG svæðinu bendir til hrinubundinnar eldvirkni, en hver hrina varð í hámarki jökulskeiðs þegar sjávarborð var 100-200 metrum lægra en á hlýskeiðum

GOSHLAUP OG AFLEIÐINGAR ÞEIRRA

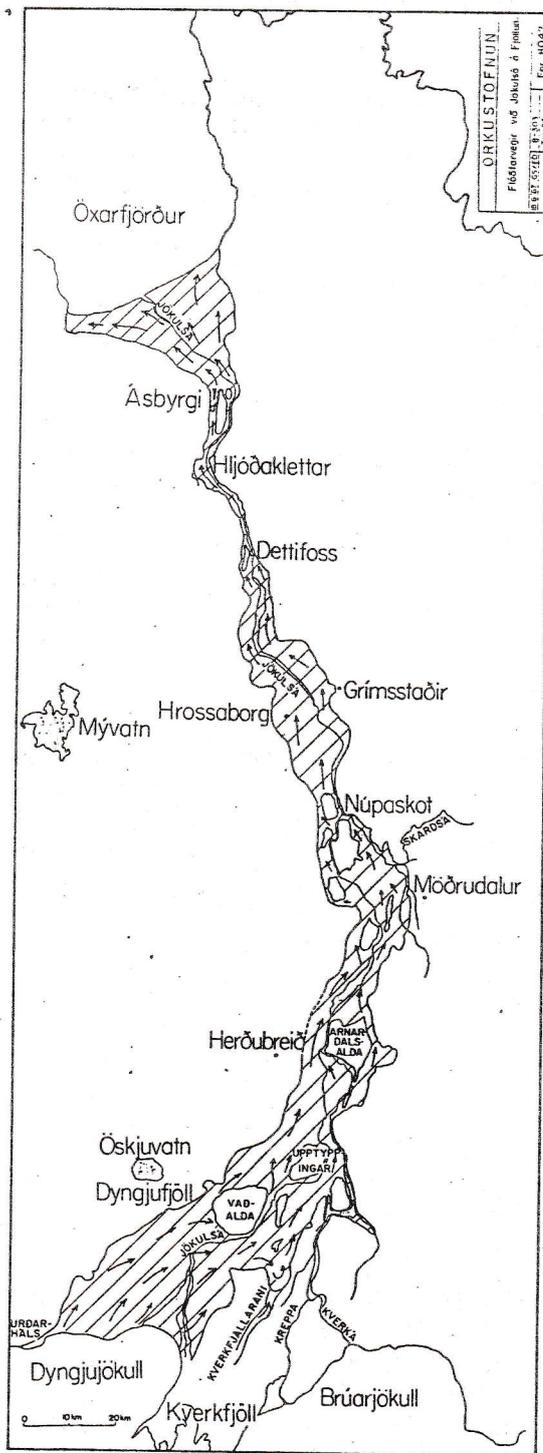
Freysteinn Sigurðsson og Guttormur Sigbjarnarson, Orkustofnun

Skyndilegir orkuþrungnir efnisflutningar nefnast hlaup í jarðvísindum. Þyngdaraflið er höfuð drifkraftur hlaupanna, en innræn öfl svo sem jarðskjálftar og eldvirkni eru öf á tíðum meðvirkandi þáttur.

Hlutfallslega mjög mikil upphafsorka, sem rýfur ákveðið þrepildi, veldur því, að hlaupin hefjast með því að mikið afl leysist skyndilega úr læðingi. Hreyfing hlaupanna er ekki streymi, heldur birtist hún sem orku- og efnisbylgja (kinematic wave). Ytra og innra viðnám veldur því, að bylgjan deyr út og stöðvast við ákveðið þrepildi eða breytist að einhverju leyti í streymi. Mismunurinn á flóði og hlaupi er sá, að það fyrrnefnda táknar atburði með stöðugu streymi, en hið síðarnefnda orku- og efnisbylgju. Þess vegna er hvorki hægt að fjalla um þau eðlisfræðilega né stærðfræðilega á sama hátt.

Hlaup má flokka með tilliti til orkufræðilegs uppruna þeirra, ástands efnisins í þeim ásamt innra og ytra viðnámi þess. Drög að flokkun hlaupa byggðri á þessum forsendum eru sett fram í eftirfarandi töflu:

UPP- HAFS- ORKA	TEGUND HLAUPS Nafn	ÁSTAND EFNISINS	INNRA UPPHAFS- VIÐNÁM
		Fast: S Fljótandi: L Loftkennt: V	Mikið: + Lítið: -
↑ STADORKA ↓ GOSORKA ↓	Berghlaup	S	+ + +
	Framhlaup	S, L	+ + -
	Gusthlaup (berg)	S, V, L	+ + -
	Aurhlaup	S, L	+ -
	Snjóflóð	S, V, L	+ - -
	Jökulhlaup	L, S	- -
	Grugghlaup	S, L	- - -
	Hamfarahlaup	L, S, V?	- - +
	Eðjuhlaup	S, L	- +
	Vikurhlaup (aur)	S, L	- +
	Eldhlaup	S, V	- - +
	Gusthlaup (gos)	S, V	- - +
	Hamfara gusthlaup	S, V, L	- - -



Víða um land sér menjar svona hlaupa og þekja þær víða stór svæði. Einna útbreiddastar munu vera menjar hamfarahlaupa við Jökulsá á Fjöllum, ofan frá jökli og niður í sjó, samanber meðfylgjandi mynd.

Goshlaup, jökulhlaup, vikur- og aurhlaup, hamfarahlaup, berghlaup og önnur jarðhlaup eru skyndilegir atburðir og válegir. Því er full ástæða til að kortleggja ummerki þeirra og framkvæma aðra nauðsynlega jarðfræðikortlagningu til að rekja orsakir þeirra og afleiðingar.

Hamfarahlaupsfarvegir við Jökulsá á Fjöllum.

UM GERÐ KORTA ER SÝNA HÆTTUNA AF VÖLDUM ELDVIRKNI Á ÍSLANDI

PÁLL IMSLAND, NORRÆNU ELDFJALLASTÖÐINNI

Við kortlagningu á hættu af völdum eldvirkinnar á Íslandi verður að taka tillit til þess að hér ríkja tvennskonar aðstæður varðandi samband eldvirkni og landlægt spennuástand í jarðskorpunni, þ.e.a.s. landrek og eldvirkni og eldvirkni án landreks. Þetta ástand hefur í för með sér, að beita verður ólíkum aðferðum við rannsókn á hættunni og gera verður grein fyrir henni á tvennan hátt.

Í þeim tilvikum að landrek er ekki til staðar á umfjöllunarsvæðinu, er hægt að nota það líkan að rannsóknum og greinargerð fyrir hættunni með smávægilegri aðlögun, sem nú þegar hefur fengist góð reynsla af á ýmsum eldvirkum svæðum meginlanda og eyjaboga. Eldgos í Mt. St. Helens, St. Augustin og Nevado del Ruiz, sem öll eru utan landrekssvæða, hafa átt sér stað eftir að gerð höfðu verið hættukort af þeim og lagt hafði verið mat á hættuástand þar. Þessi eldgos hafa í öllum tilvikum sýnt að gossaga eldfjalla, almennar jarðfræðilegar aðstæður þar og ýmsar jarðeðlisfræðilegar mælingar í nágrenni þeirra mynda traustan bakgrunn til þess að byggja á honum forsögn um framtíðarvirknina í fjöllunum. Á hinum reklausu eldvirku svæðum Íslands finnast eldfjöll eins og Öræfajökull, Snæfellsjökull, Eyjafjallajökull og Tindfjöll, sem virðast eiga margt sameiginlegt með hinum stóru eldkeilum meginlandanna. Gosvirkni þeirra er tiltölulega sprengivirk, einkennist af seigri kviku og gerist yfirleitt í vel afmörkuðum toppgíg eða umhverfis hann. Svo virðist sem um þessi eldfjöll megi gera forsögn og hættukort á sama máta og gert hefur verið t.d. í tilvikum Mt. St. Helens. Enn sem komið er hefur þó ekki verið gerð svona kortlagning fyrir neitt íslenskt eldfjall af þessari gerð.

Hvað viðvíkur landreksgosbeltunum er allt aðra sögu að segja. Það er ekki til nein erlend fyrirmynd að því hvernig rannsaka skuli hættuna eða gera grein fyrir henni við slíkar aðstæður. Þetta þarf engan að undra, því svo óviða er rekeldvirkni að finna ofan sjávarmáls að þetta vandamál brennur vart á öðrum en Íslendingum. En rekbeltin hér nema um 60% af gosbeltum Íslands (og þekja tæp 20% af Íslandi öllu). Þar eiga sér stað um eða yfir 70% af eldgosum á Íslandi (32 gos á síðustu 100 árum) og þar kemur upp yfir 75% af þeirri bergkviku sem á landinu gýs, eða um 1.6 km³ á hverri öld a.m.t. Það hlýtur því að vera bæði áhugavert og hagkvæmt fyrir íbúa þessa lands að vita eitthvað um það, hvenær, hvar, hvernig og hve mikið þetta ferli, landrekseldvirknin, muni hafa áhrif á landið, notin af því og notkunarmöguleika í framtíðinni. Hér er nú sett fram einfölduð mynd af aðferð til þess að rannsaka og gera grein fyrir hættunni af völdum eldvirkinnar á landreksgosbeltunum.

Rekbeltið stendur saman af einstökum sprungusveimum, sem liggja skástígir innan beltisins. Þeir eru 20-100 km langir og 1-10 km breiðir. Hér finnast misgengi, gjár og gossprungur. Þessir sprungusveimar hafa verið virkir síðan á ísöld. Landslag innan þeirra einkennist af löngum samsíða

landformum, sem eiga uppruna sinn í eldvirkninni og högguninni. Misgengin mynda gjarnan sigdali og stallaland og gossprungurnar langar gígraðir og móbergshryggi. Afleiðingin af þessu er land sem einkennist af löngum dölum eða lögðum og hæðum, ásamt eða hryggjum til skiptis, þegar litið er þvert yfir sprungusveiminn. Á íslausu og þurru landi einkennist eldvirknin á þessum sprungusveimum af þunnfljótandi hraunrennsli frá sprungugosum við mjög litla sprengivirkni. Gossprungurnar geta opnast nánast hvar sem er innan sprungusveimsins. Sá þáttur rekeldvirkinnar sem mestri hættu veldur eða sá sem mest áhrif getur haft á landnot er því hraunrennslið. Landslagið ásamt seigju kvikunnar, heildarmagni hennar í gosinu, útstreymishraða hennar og fleiri atriðum stjórna útbreiðslu hraunsins. Rannsóknir á gossögu svæðisins og öðrum eldfjallafræðilegum fyrirbærum þess gefa upplýsingar um heildarrúmmál líklegasta framtíðar-hrauns, seigju kvikunnar, útstreymishraðann og fleira slíkt, sem nota verður til þess að skilgreina framtíðar-hraunið, sem gera skal grein fyrir.

Hættukortlagningin felst í því að dreifa þessu framtíðar-hrauni um landið í nágrenni gígraðarinnar með rétttri meðalþykkt í samræmi við skilgreiningu hraunsins á þann hátt sem landslagið ákvarðar. Í vissum tilvikum þarf persónulegt mat á aðstæðum að skera úr vafaatriðum í kortlagningunni og túlkun forsendanna. Gossprungan sjálf eða gígaróðin er lögð samsíða sprungum sveimsins á nokkrum stöðum - til skiptis eftir hæsta og lægsta landslagi, en frá þessum tveim landslagsgerðum dreifist hraunið á andstæðan hátt. Fjöldi hæða og lögða eða dala og hryggja innan sprungusveimsins ákvarðar þannig hversu margar (lágmarks) ímyndaðar gígaráðir þarf til þess að gera samilega ítarlega grein fyrir því, hvernig framtíðar-hraunið gæti haft áhrif á landið innan og í nágrenni sprungusveimsins og þar með landnotin.

Samkvæmt þessari aðferð hafa nú verið teiknuð hættukort af hraunrennsli fyrir Tungnársprungusveiminn, þ.e.a.s. svæðið á milli Þóristinds og Tungnár í austri og frá Tungná í norðri til Ljósufjalla. Til þess að gera grein fyrir hættunni á þessu svæði þarf að leggja niður fimm ímyndaðar gossprungur og þar af leiðandi að teikna fimm hættukort. Þrjár gossprungunnar liggja í lögðum en tvær í hæðum. Í samræmi við gossögurannsóknir á svæðinu má skilgreina framtíðar-hraunið. Það er 1 km³ og um 11 m þykkt a.m.t. Það er framleitt á 30-35 km langri gossprungu með mestri framleiðni um miðbikið en minni til endanna og enn minni á syðri endann en þeim nyrðri, enda stendur hann lægra. Hraunið myndast í samfelldu gosi, án goshléa, og er því hraunið óbeltað og einsleitt. Við kortlagninguna hefur verið gert ráð fyrir því að há grunnvatnsstaða, sem er víða á svæðinu, hafi engin áhrif á goshætti. Enn sem komið er leyfir vitneskjan um áhrif vatnsins á kvikuna almennt ekki að þetta sé gert á marktækan hátt.

Þetta svæði er í dag vaktað af nokkrum jarðskjálftamælum og þjóna þeir sem fyrsta viðvörun um breytingar í jarðskorpunni, sem gætu boðað komandi gos. Kortlagning þessi gerir hinsvegar enga tilraun til þess að segja fyrir hvenær muni gjósa á svæðinu.

DREIFING TVEGGJA GJÓSKULAGA FRÁ SNÆFELLSJÖKLI

Jón Benjamínsson, Hafrannsóknastofnun

Í Setbergsritgerð Haraldar Sigurðssonar (1966, Soc. Sci. Islandica IV,2:53-125) eru sýnd jarðvegssnið með gjóskulögum frá nútíma, þar af tvö ljós frá Snæfellsnesi. Uppruni þeirra hefur verið rakinn til Snæfellsjökuls (Haukur Jóhannesson o.fl. 1981, Jökull 31:23-30). Karbon-14 ákvarðanir á undirliggjandi mó benda til að þau séu u.þ.b. 1800 og 4000 ára gömul. (Sigurður Steinþórsson 1967, Nátt. 37:236-238).

Í einkennissniði við Brimilsvelli er þykkt BRIMA, sem er um 4000 ára gamalt 17 cm og þykkt BRMB er 20 cm, en það er um 1800 ára gamalt. Gerð er grein fyrir útbreiðslu þessara gjóskulaga um Snæfellsnes og Vestfirði. Aðal dreifingarstefna beggja laganna er norðlæg. Þau eru bæði gráhvít að lit og hafa áþekkt ljósbrot. Einkennandi fyrir BRIMA eru vikurmolar með mikið holrými. Lag BRIMB er hins vegar þykkara og hefur meiri útbreiðslu á landi. Kornastærðarflokkun sýnir að BRIMB er tvítoppa (bimodal) og líklega myndað í tveim goshrinum. Unnið er að greiningu þessara laga með örgreini í þeim tilgangi að ákveða nánar um efnasamsetningu gjóskunnar og svæðisbundinn breytileika.

Þróun Heklukviku

Agrip

Guðrún Sverrisdóttir, Orkustofnun

Heklugosin eru vel þekktur þáttur íslenskrar eldvirkni. Fjallið hefur gosið tvisvar á öld á sögulegum tíma, og gjóskulagarannsóknir hafa leitt í ljós að það hefur verið virk megineldstöð í a.m.k. 6600 ár.

Gossögu Heklu má skipta í tvö tímabil. Það fyrra hófst fyrir 6600 árum, en þá varð fyrsta gosið sem þekkt er af gjóskulagi, og því lauk með gosinu 1104. Á þessu tímabili urðu stór gjóskugos að meðaltali tvisvar á þúsund árum. Meiri hluti gosefna var gjóska með meira en 60% SiO₂-innihald, en heildarframleiðsla reiknuð sem fast berg var aðeins 0,2 km³ á öld. Síðara tímabilið hófst eftir gosið árið 1104. Síðan þá hefur gosið tvisvar á öld, en gjóska er aðeins 10% gosefna. Berg með minna en 60% SiO₂ er í meirihluta og heildarframleiðsla 1 km³ á öld.

Þegar langur tími líður milli gosa er efnasamsetning kvikunnar mjög breytileg frá upphafi goss til enda. Fyrstu gosefni hafa allt að 75% SiO₂, það breytist í þrepum og síðasta efnið hefur um 54% SiO₂-innihald. Þegar stutt er á milli gosa er breytileiki lítill og SiO₂-innihald gosefna á bilinu 54-58%.

Gjóskulagið H-4 sem er um 4500 ára, breytist mest í efnasamsetningu, frá upphafi goss til enda, þá höfðu liðið um 2000 ár frá næsta stórgosi á undan. Það er hér tekið sem dæmi um þróun Heklukviku. Með þróun er m.a. átt við breytinguna í SiO₂-innihaldi frá 56-73%.

Gert er ráð fyrir að þróun kvikunnar fari fram í kvikuhólfi á 6-8 km dýpi. Inn í hólfið streymir kvika með um 56% SiO₂-innihaldi. Sú kvika er þá í ójafnvægi við kaldara umhverfi, sem hefur tvenns konar áhrif. Berg í veggjum hólfins hlutbráðnar og létt bráð sem þá myndast safnast efst í hólfið. Við frekari kólnun frá veggjum byrja kristallar að falla þar út, og eftir verður létt bráð sem einnig leitar upp.

Eðlisþyngdarmunur kvikunnar næst veggjunum, og kvikunnar inni í hólfinu veldur lagskiptum iðustráumum. Þar sem tiltölulega lítill munur á efnasamsetningu veldur miklum eðlisþyngdarmun, helst lagskiptingin þar til annað hvort, kólnun er svo mikil að kvikan hættir að streyma, eða ný kvika streymir inn í hólfið.

Þróun kvikunnar verður því fyrir samspil hlutbráðunar og kristal-diffrunar við vegg kvikuhólfins, og streymis kvikunnar meðan hún leitast við að ná varmafræðilegu og efnafræðilegu jafnvægi.

KRAFLA - EITT KVIKUKERFI EÐA FLEIRI ?

Karl Grönvold
Norræna eldfjallastöðin
Háskóli í slands

Í Kröfluumbrotunum síðan í desember 1975 hafa níu sinnum orðið sprungugos. Gosin standa tiltölulega stutt eða frá minna en einni klukkustund og uppí tvær vikur. Lengd virkrar gossprungu í hverju gosi er einning breytileg eða frá því um 0.2 til 8.5 kílómetrar. Samtímis hverju gosi verður landsig með sigmiðju við Leirhnjúk og er rúmmál hvers sigs jafnan mun meira en rúmmál þess hrauns sem upp kemur í hvert sinn. Hraunin eru basalt svipað þeim sem upp hafa komið á þessum slóðum á nútíma og sennilega lengur.

Sýni frá öllum gosunum hafa verið efnagreind og þess gætt m.a. að greina sýni frá mismunandi stöðum á gossprungu hvers goss. Athyglisverðasta niðurstaðan úr þessum greiningum er að hraun sem koma upp á suðurhluta gossprungnanna eru greinilega með aðra efnasamsetningu en þau sem koma upp norðar, jafnvel á gossprungu sem er öll virk samtímis. Mörkin milli þessara tveggja kvikugerða eru jafnan mjög skörp og alltaf á sama stað, við norðurbrún Kröfluöskjunnar. Þess ber þó að geta að engar hreyfingar hafa orðið á öskjujöðrunum í þessum umbrotum.

Basaltið sem kemur á syðri hlutanum, innan öskjunnar og yfir kvikuhólfunum, er kvars þóleiit. Það hefur nánast sömu efnasamsetningu og þau hraun sem komið hafa upp á svipuðum slóðum á nútíma þ.e. seinustu tíu þúsund ár.

Hraunin sem koma upp á norður hluta kerfisins eru ólivín þóleiit, marktækt frumstaðari en hin. Þessi hraun hafa nokkuð breytilegri samsetningu frá einu gosi til annars. Svipuð hraungerð finnast einnig í eldri hraunum á svæðinu þ.e. dyngjuhraunum utan

Kröflumegineldstöðvarinnar. Blöndun milli þessara tveggja kvikugerða virðist mjög litil eða nánast engin.

Hin skörpu og staðföstu skil milli þessara tveggja kvikugerða í öllum gosunum er erfitt að skýra með eldgosum úr einu kvikuhólfi svipuðu því sem jarðskorpuhreyfingar og jarðskjálftamælingar benda til að sé undir Leihnjúki í miðri Kröfluöskjunni. En í þessi kvikuhólf bætist ný kvika milli gosa. Þessi gögn benda frekar til tveggja kvikukerfa og er þá nyrðra kvikukerfið dýpra, þar sem sú kvika kemur upp minna þróuð og heitari. Það er þá landrekshrinan sem veldur því að þessi tvö, annars aðskildu kvikukerfi, gjósa samtímis. Að rúmmáli eru hin þróaðri Leihnjúkshraun sennilega minna en tíundi hluti af því sem upp er komið.

BÓLSTRABERGSBREIÐUR Á TUNGNAÁRÖRÆFUM

Snorri Páll Snorrason, Víghólastíg 16, Kópavogi

og Elsa G. Vilmundardóttir, Orkustofnun

Höfundar þessa erindis hafa unnið að beggrunnskortlagningu á Tungnaáröræfum, um árabíl vegna kortlagningar í mælikvarða 1:50.000.

Berggrunnur Tungnaáröræfa er aðallega þrenns konar:

- 1) Hraun og laus gosefni frá nútíma
- 2) Móberg frá síðasta jökulskeiði
- 3) Móberg og grágrýti eldra en síðasta jökulskeið

Í móberginu hafa verið aðgreindar einingar eða myndanir, sem hver um sig er orðin til í einu gosi eða gosum með stuttu millibili. Myndanaskil sjást alloft þar sem hægt er að greina aldursmun og þannig er unnt að fylgja þróun eldvirkinnar í þessum hluta eystra gosbeltisins á síðasta jökulskeiði, t.d. hvar virknin hefur legið og hvaða basaltgerðir hafa komið upp í gosunum. Einnig má ráða nokkuð í stærð myndananna og ríkjandi bergásýndir.

Móbergsmýndanirnar eru allar úr basalti og hafa verið greindir fimm aðalflokkar eftir útliti. Enn hefur ekki gefist tækifæri til að kanna bergfræðileg einkenni nánar t.d. með efnagreiningum, en vonir standa til þess að af því geti orðið bráðlega.

Algengustu ásýndir í móberginu eru túff, bólstaberg, brotaberg og kubbaberg. Það er einkum bólstrabergið, þ.e. bólstraberg sem ríkjandi ásýnd, sem tekið verður fyrir hér. Þegar móbergsmýndanirnar eru kortlagðar með tilliti til útbreiðslu og ásýnda sést, að bólstraberg kemur aðallega fyrir með tvennum hætti. Annars vegar sem hryggir með takmarkaða útbreiðslu nema í lengdarstefnu og virðist þá sem bólstrabergið hafi hlaðist upp yfir gossprungunni í tiltölulega þröngri geil og ekki náð að dreifast að ráði út til hliðanna. Þetta er í samræmi við þá mynd sem dregin hefur verið upp af bólstrabergi og tilurð þess. Við þekkjum hins vegar fjölmörg dæmi frá Tungnaáröræfum um bólstabergsbreiður þar sem auðséð er að bólstraberg og bólstrabreksía hefur runnið frá gosstað líkt og gerist um hraun og myndað breiður sem geta verið nokkrir ferkílómetrar að flatarmáli. Dæmi um bólstrabergsbreiður má t.d. finna í s.k. Launöldumyndun við suðvestanvert Þórisvatn. Jaðrar bólstrabergsbreiðanna eru misháir, en virðast þó að jafnaði hærri en jaðrar basalhrauna og er hæð þeirra oft á bilinu 20-50 m þótt lægri jaðrar þekkist einnig.

KVARTER ELDVIRKNI Á MIÐNORÐURLANDI

Haukur Jóhannesson
Náttúrufræðistofnun Íslands

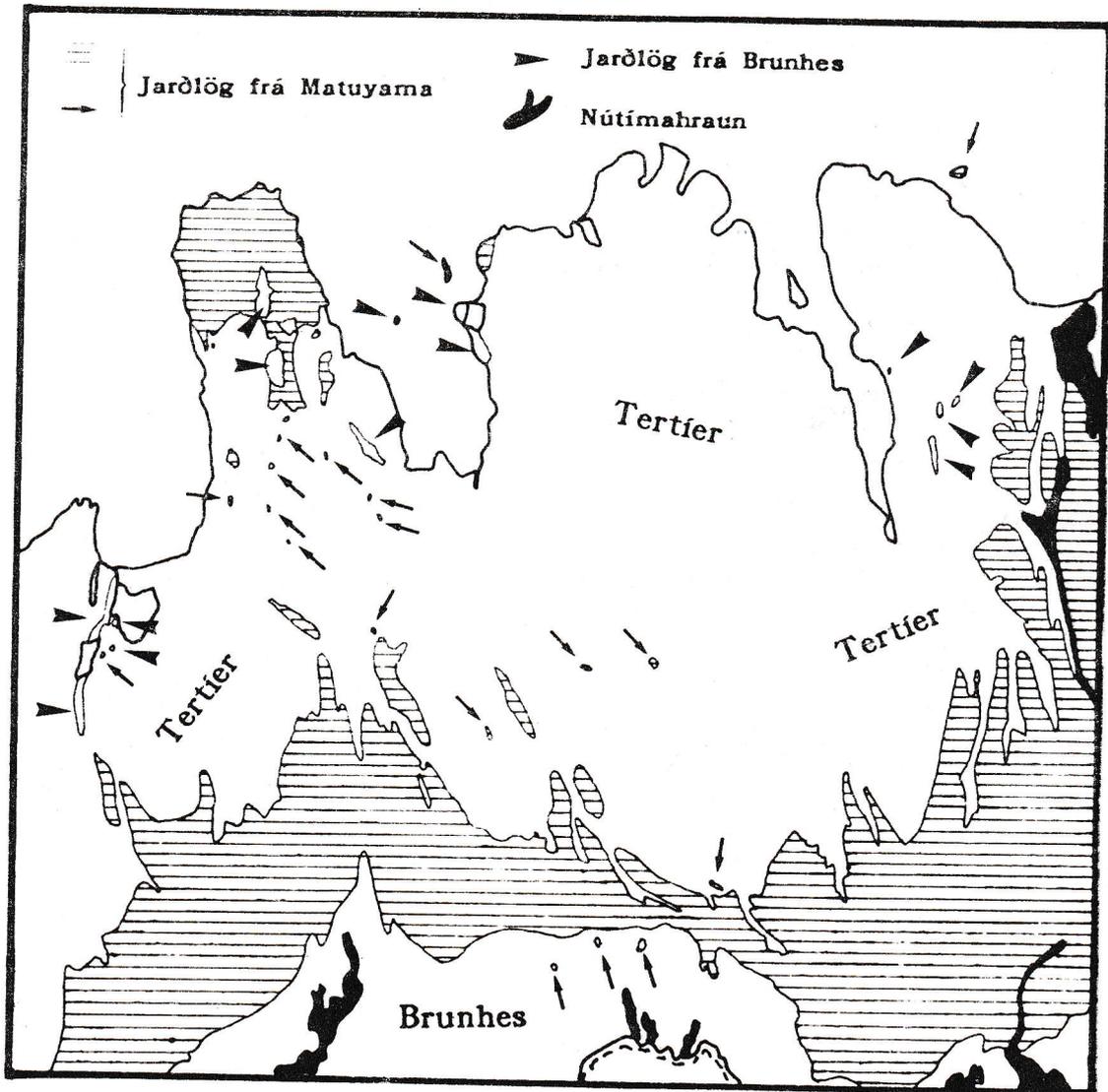
Eins og kunnugt er, þá er jarðlagastaflinn á Miðnorðurlandi að mestu úr tertíerum hraunlögum. Jarðlögin eru elst yst við Eyjafjörð en yngjast eftir því sem innar dregur. Kvarteri jarðlagastaflinn tekur svo við innst í dölum Eyjafjarðar, Skagafjarðar og Húnavatnssýslna. Þar leggjast kvarteru jarðlögin ýmist mislægt eða samlægt ofan á tertíeru jarðlögin. Í inndölum Fnjóskadals og Eyjafjarðar leggjast kvarteru lögin samlægt ofan á tertíeru jarðlögin og virðist sem upphleðslan hafi verið samfelld. Vestan við Eyjafjörð fara kvarteru lögin að leggjast mislægt ofan á þau tertíeru og vex mislægið eftir því sem vestar dregur. Kvarteru lögin sem leggjast beint ofan á tertíerinn virðast einnig yngjast eftir því sem vestar dregur.

Á utanverðum Skaga er einnig allmikill stafli af kvarterum jarðlögum sem leggjast mislægt ofan á snaraðan jarðlagastafla frá tertíer. Þessi stafli er að mestu úr hraunlögum og eru þau flest öfugt segulmögnuð með stökum rétt segulmögnuðum hraunlögum á milli. Einnig er nokkuð reglulegur stafli í Málmei og í Hrolleifshöfða austan Skagafjarðar og einnig þar ber mest á öfugt segulmögnuðum hraunlögum.

Í Húnavatnssýslum hafa hraun náð að renna frá hálandinu í suðri og niður dali og allt til sjávar. Þekktustu myndanirnar þar eru Nesbjörg, Borgarvirki og Bakkabrúnir. Í fjallgarðinum milli A-Húnavatnssýslu og Skagafjarðar eru hraunsneplar á við og dreif og eru þeir flestir öfugt segulmagnaðir. Yngstu myndanirnar eru rétt segulmagnaðar og eru örugglega frá því á Brunhes. Heiðarhjukur í Gönguskörðum er langyngsta gosmyndunin á Miðnorðurlandi, líklega frá síðasta jökulskeiði. Aðrar eru Drangey, Ketubruni og ein önnur myndun skammt sunnan hans. Einnig kemur til greina að Þórðarhöfði sé frá Brunhes en um það er ég þó ekki sannfærður. Á Brunhes hafa líka runnið hraun niður í Fnjóskadal og út Dalsmynni og þaðan út í Eyjafjörð.

Á meðfylgjandi korti eru helstu kvarteru jarðmyndanir á Miðnorðurlandi sýndar. Í raun má skipta þeim í tvennt eftir uppruna. Annars vegar eru jarðlög sem hafa myndast við gos á Skaga eða í utanverðum Skagafirði og hins vegar eru aðrunnin hraun og þá ofan af miðhálandinu. Öfugt segulmagnaða bergið mun að mestu vera frá Matuyama-segultímabilinu og líklega frá því öndverðu eða um 1.5-2.4 milljón ára gamalt. Þessi eldri hraunlög eru að langmestu leyti aðrunnin og má rekja rennslisleiðir þeirra út frá hraunsneplum sem víða eru í hálandinu milli A-Húnavatnssýslu og Skagafjarðar. Þar hafa hraun runnið eftir fornum dölum

frá miðhálandinu og fram til sjávar. Þetta eru sömu dalirnir og Trausti Einarsson lýsti í ritum sínum og munu þeir að stofni til vera frá því á tertíer. Allur kvarteri staflinn yst á Skaga mun vera aðrunninn utan allra yngstu myndanna svo sem Ketubruna. Þessi stafli er nú örlítið snarður, um $1/2$ gráðu til austurs.



Einfaldað jarðfræðikort af Miðnorðurlandi.

KORTLAGNING NEÐANSJÁVARELDVARPA VIÐ VESTMANNAEYJAR
MEÐ SPARKERMÆLINGUM

Jóhann Helgason og Kjartan Thors

Hafrannsóknastofnunin
Skúlagötu 4, 101 Reykjavík

Sparkermælingar við Vestmannaeyjar sýna gerð jarðlaga í efstu 50 - 300 m hafsbotnsins. Úrvinnsla gagna hefur einkum beinst að Háfadjúpi austan Vestmannaeyja.

Háfadjúp er setfyllt lægð, um 10 km breið og nær um 25 km til SSA frá ósi Markarfljóts. Lágur þröskuldur er fyrir mynni lægðarinnar. Háfadjúp er væntanlega jökulsorfinn dalur að uppruna sem gengur innundir aura Markarfljóts til norðurs. Mesta dýpi niður á botn lægðarinnar er um 300 m (miðað við sjávarborð) en mesta setþykkt í lægðinni er hins vegar rétt yfir 100 m.

Endurvarpsmælingar í Háfadjúpi sýna "kjarna" af móbergi, sumst staðar með lagskiptingu og halla útfrá miðju. Halli lagskiptingar og þykknun eininga gefur til kynna að kjarnarnir séu menjar neðansjávareldgosa (frekar en jökulgosa).

Einstök eldvörp eru nú allt að 100 m há og er yfirborð þeirra á 100-150 m dýpi. Eldvörpin hafa nær færst á kaf í fínt set með næstum lárétta lagskiptingu. Eldvörpin eru "botnföst" í setinu en hvíla ekki ofaná því. Frumniðurstaða varðandi aldur þessara eldvarpa er sú að þau séu mynduð á stuttu eldgosatímabili í lok síðasta jökulskeiðs. Sé þetta rétt virðist eldvirkni hafi legið alveg niðri í Háfadjúpi á síðustu 5000-8000 árum. Útbreiðsla eldvarpa í Háfadjúpi sýnir að gosbeltið við Vestmannaeyjar nær um 12 km austur fyrir Heimaey.

Sparkermælingar vestan Vestmannaeyja sýna einnig legu og útbreiðslu eldvarpa neðan sjávarmáls. Setmyndun eykst nær landi (til norðurs) og þar hafa ung eldvörp færst á kaf. Því þykir sýnt að eldvirkni vestan Vestmannaeyja hefur orðið á stærra svæði en talið hefur verið.

ELDVIRKNI A HLYINDAKAFLA A SÍDASTA JÖKULSKEIDI

HALLDÖR G. PÉTURSSON
NATTURUFRAÐISTOFNUN NORDURLANDS

Lýst er gosmyndunum á sprungukerfi á vesturhluta Melrakkaslétu.

Á norðvestur horni Melrakkaslétu finnst unglegt hraun og gígar, Rauðinúpur og Hvammafjöll. Yfirborðsmynstur eins og haunreipi og gjallkargi eru enn þá varðveitt, þótt tveir fasar af jökulrákum séu markaðir í yfirborð hraunsins. Greina má að mismunandi hrauntauma frá gígunum sem eru vel varðveittir. Gosmyndunin Rauðinúpur er eldri en jökulruðningur og setlagasyrpa frá síðjökultíma sem hefur verið aldurgreind 12600-10100 B.P.

Gossprungu móberghryggsins Leirhafnarfjöll sker hraunið frá Rauðanúpi, og er því yngri. Leirhafnarfjöll eru eldri en setlagasyrpan frá síðjökultíma.

Sunnan Snartarstaðanúps í Háubakkavík, finnst hraunlag milli setlaga. Að útliti er það mjög líkt berginu í Rauðanúpi, og gæti verið um sömu myndun að ræða. Ofan á hraunlaginu liggja jökulruðningur og síðjökultíma setlög. Undir eru setlög sem vitna um hlýinda- og kuldakafla á síðasta jökulskeiði.

Af þessu hefur verið dregin sú ályktun að hluti af Melrakkaslétu hafi verið íslaus á hlýindakafli á síðasta jökulskeiði. Hlýindakafli (Interstadial) þessi er eldri en síðjökultími (>13000 B.P.)

Frá síðasta jökulskeiði eru þekktir hlýindakaflar er útbreiðsla jökla var mjög lítil. Með samanburði við erlend gögn mætti ætla að stórir hlutar gosbeltanna héraendis gætu hafa verið íslausir á þessum hlýindaköflum.

Ísnúíð hraun eða hraunlag í Kvarterum stafla þarf því ekki endilega að bera vitni um hlýskeið (Interglacial). Það er fyrst og fremst vísbending um að viðkomandi svæði var íslaut á gostíma.

ELDVIRKNI Í TRÖLLADYNGJUBROTAKERFINU Á NÚTÍMA

Sigmundur Einarsson, Birtingakvísl 19, Reykjavík
Haukur Jóhannesson, Náttúrufræðistofnun Íslands

Eldstöðvar og sprungur á Reykjanesskaga raða sér í all ákveðin kerfi eins og annars staðar í gosbeltum landsins. Kerfin eru misjafnlega skýrt afmörkuð, en skerpast er dregur austur eftir skaganum. Kerfið sem hér er rætt um er kennt við Trölladyngju, en hefur oftast verið kennt við Krísuvík, og er næstvestasta af brotakerfum á skaganum. Það er um 40 km langt og víðast um 5 km breitt. Það nær frá Ísólfskála og Ögmundarhrauni í suðri og liggur þaðan til NA um Núpshlíðarháls og Móhálsadal, Undirhlíðar, Heiðmörk, Elliðavatn og Rauðavatn og nær að líkindum allt að Reykjum í Mosfellssveit (sjá Jarðfræðikort af Íslandi, Suðvesturland (Kristján Sæmundsson & Sigmundur Einarsson 1980)).

Eldvirkni í Trölladyngjubrotakerfinu á síðasta jökulskeiði endurspeglast í móbergshryggjum á svæðinu. Á syðri hlutanum var hún einkum bundin við Núpshlíðarháls og Sveifluháls, en ekki eru verulega glögg skil milli eldvirkni í Núpshlíðarhálsi og Grindavíkurfjöllum. Á norðausturhluta svæðisins var eldvirknin einkum í Undirhlíðum og teygði sig til NA allt til Helgafells og Húsfells.

Á nútíma er eldvirknin ekki bundin við sama svæði og á síðasta jökulskeiði. Nú liggur virknin nokkru vestar en hún gerði þá, og nemur færslan um 1 km, en lögun eldvirka svæðisins er svipuð. Á suðvesturhlutanum er virknin að mestu á austur- og vesturjöðrum brotakerfisins og gos verða beggja vegna Núpshlíðarháls en síður í hálsinum sjálfum. Á norðausturhlutanum er virknin mest vestan undir Undirhlíðum. Þá er ótalin eldvirkni í Krísuvík, en hún er utan við megin brotakerfið.

Eldvirkni í brotakerfinu einkennist af basalt-sprungugosum, en súr og ísúr gos eru ekki þekkt. Gosin virðast hafa gengið yfir í hrinum og í hverri hrinu hafa orðið nokkur gos. Jafnhliða gosunum hefur brotakerfið gliðnað. Ýmist hefur gosið austan- eða vestanmegin í brotakerfinu, en báðir hlutarnir virðast ekki verða virkir samtímis.

Meðfylgjandi tafla sýnir yfirlit yfir gos á svæðinu á síðustu 10.000 árum. Fyrsta gos eftir ísöld sem þekkt er með vissu varð í Búrfelli ofan við Hafnarfjörð fyrir um 7.000 árum (Guðmundur Kjartansson, 1972) og líkur benda til að þá hafi einnig gosið í Hraunhól við Vatnsskarð. Hraun frá Hraunhól koma fram í Selhrauni upp af Straumsvík. Út á það hafa síðan runnið tvö hraun áður en Hrútagjárdyngjan myndaðist sem bendir til a.m.k. einnar goshrinu milli hennar og

Búrfellshrauns. Dyngjan er því nokkru yngri en 7000 ára.

Sandfellsklofahraun liggur út á Hrútagjárdyngju við dyngjuhvírfilinn. Jón Jónsson (1974) lét aldursgreina hraunið og reyndist aldurinn vera um 3.000 ár. Allmikið hraun, komið úr gígum við Fíflavallafjall, liggur einnig út á Hrútagjárdyngju. Þetta hraun er mikið brotið og er ellilegra en Sandfellsklofahraunið að sjá. Aldur þess er að öðru leyti ekki þekktur. Í töflunni er giskað á að hraunið sé um 1.000 árum eldra en Sandfellsklofahraun. Af aldursákvörðum er ljóst að aldur Hrútagjárdyngju er á bilinu 3.000 - 7.000 ár, en nokkur rök eru fyrir því að hann liggi á bilinu 4.000 - 6.000 ár.

Fyrir um 2000 árum gaus vestast í brotakerfinu og náði gígaröðin frá Ísólfsskálavegi og norður fyrir Trölladyngju. Aftur gaus á þessu svæði skömmu eftir landnám og rann þá Afstapahraun.

Síðast gaus á 12. öld, en þá runnu Ögmundarhraun og Kapelluhraun. Hraun sem runnu í því gosi ná yfir töluvert stærra svæði en talið hefur verið til þessa. Athuganir á afstöðu Ögmundarhrauns til öskulaga þ.e. Landnámslags og Miðaldalags benda til að hraunið sé runnið um miðja 12. öld.

TAFLA YFIR ELDGOS Á TRÖLLADYNGJUSVÆÐI Á NÚTÍMA

<u>Aldur</u>	<u>gos austan Núpshl.háls</u>	<u>gos vestan Núpshl.</u>
1.000	Ögmundar- og Kapelluhr. Óbrinnishólar Mávahlíðargígir	Afstapahraun Eldborg v. Trölladyngju
2.000		Sogagígar, Skolahraun, Grænudyngjurani
3.000	Sandfellsklofahraun	
4.000	Fíflavallafjall	
5.000	Hrútagjárdyngja	
6.000	Selhraun	
7.000	Búrfell, Hraunhóll	Hraunsels- Vatnsfell

HEIMILDIR

Guðmundur Kjartansson 1972: Aldur Búrfellshrauns við Hafnarfjörð. Náttúrufr. 42: 159-183.

Jón Jónsson 1983: Eldgos á sögulegum tíma á Reykjanesskaga. Náttúrufr. 52: 127-139.

Kristján Sæmundsson & Sigmundur Einarsson 1980: Jarðfræðikort af Íslandi, blað 3, Suðvesturland, Náttúrufræðistofnun Íslands og Landmælingar Íslands.

JARÐLAGASKIPAN ÁRNESELDSTÖÐVARINNAR Á STRÖNDUM

Ómar Bjarki Smáráson
Jarðfræðistofan Stapi, Ármúla 19, 108 Reykjavík

Árneseldstöðin er tertíer megineldstöð í jarðlagastaflanum milli Ófeigsfjarðar og Veiðileysufjarðar í Árneshreppi á Ströndum. Jarðlög eldstöðvarinnar eru um 1500 m þykk og eru talin mynduð á Segultímabilum (Epoch) 11 og 12. Aldur eldstöðvarinnar liggur á bilinu 11,5-12,4 Ma samkvæmt tímatali LaBrecque et al. (1977), en á bilinu 12,3-13,5 Ma samkvæmt tímatali McDougall et al. (1984).

JARÐLÖG ÁRNESELDSTÖÐVARINNAR

- 1) Hrúteyjar-basaltserían (HBS): Neðan við hinn eiginlega botn eldstöðvarinnar eru ólivín-þóleiít hraunlög sem finnast á Hrúteyjarnesi, milli Ófeigsfjarðar og Eyvindarfjarðar. Tilvist ísúrs hrauns um 100 m neðan við botn Krossársyrpunnar, benda til að Árneseldstöðin hafi verið virk er þessi sería myndaðist. Líklegt er að serían sé mynduð á "dyngjufasa" megineldstöðvarinnar. Serían er a.m.k. 250 m þykk og rétt segulmögnuð, og tilheyrir segulskeiði sem lauk fyrir 13,52 Ma (McDougall et al., 1984).
- 2) Krossár-hraunlagasyrpan (KLG): Ofan á Hrúteyjarseríuna leggjast hraunlög úr ísúru bergi og þóleiíti. Syrpan er samtals 60-100 m þykk og rétt segulmögnuð, og afmarkar skýr neðri mörk þróaðs berg í megineldstöðinni.
- 3) Húsadalstúffið (HT): Húsadalstúffið er 5-20 m þykkt sambrætt ignimbrít, sem finnst frá botni Ófeigsfjarðar og inn eftir austanverðum Húsadal. Það finnst einnig í innanverðum Selárdal. Þetta er fyrsta túffið sem með vissu verður rakið til Árneseldstöðvarinnar, en hugsanlega er túfflag í slakka um 100 m neðan við efri mörk HBS. Segulskiptin við HT urðu fyrir 13,46 Ma samkvæmt tímatali McDougall et al. (1984).
- 4) Seljanes-blandserían (SALS): Þessi 250-400 m þykka hraunlagasería einkennist af ísúrum hraunum og þóleiíti. Ofarlega í seríunni er syrpa af smádílóttu þóleiíti (MPG), en eftir myndun þess framleiddi eldstöðin að mestu ísúrt og súrt berg.
- 5) Eyrarfells-serían (EAS): Þykkt sambrætt túfflag (Steinstúns túffið) nokkru ofan við MPG, er "rheomorfískt ignimbrít" sem markar botn afgerandi súrrar virkni í eldstöðinni. Súru lögin eru að mestu rhyólít og dasít. Efsta lagið í Urðartindi og súra sambrædda túffið í Litlafellshyrnu og Eyrarfelli eru við efri mörk þessarar 200-400 m þykku súru seríu. Það myndaðist fyrir liðlega 12,7 Ma, samkvæmt tímatali McDougall et al. (1984). Grunn askja myndaðist í eldstöðinni í tengslum við súru virknina.

6) Ávíkur-hraunlagaserían (ALS): Þetta er blönduð sería af basískum og ísúrum hraunum sem runnu fyrir utan öskjuna á svipuðum tíma og Eyrarfellsserían var að myndast. Hún er 100-200 m þykk.

7) Sætrakleifar-basaltserían (SBS): Ofan á ALS leggst syrpa af ólivín-þóleiíti, og eru neðstu lögín dílótt. Þykkt syrpunnar er mest sunnan við eldstöðina (öskjuna), en heildarþykktin er 30-300 m. Lögín eru öfugt segulmögnuð. Botn seriunnar er 12,7 Ma (McDougall et al., 1984).

8) Kúvíkurtúffið (KTH): Kúvíkurtúffið er 10-20 m þykkt súrt túff. Það er best varðveitt í um 200 m ofan við Sætrakleif, 160 m í Reykjaneshyrnu, og í 460-480 m í Kálfatindi. Það er einnig til staðar í um 600 m hæð í Glifsu. Um það eru segulskipti, sem urðu fyrir 12,5 Ma samkvæmt McDougall et al. (1984).

9) Kálfatinds-basaltserían (KBS): Ofan við Kúvíkurtúffið er 200-300 m þykk syrpa af basalti. Neðstu lögín eru ólivín-þóleiit, en ofar er þóleiit afgerandi. Þessi hraunlagasería er talin efsta hraunlagamyndun Árneseldstöðvarinnar, þó líklegt sé að hún hafi að mestu myndast við gos á sprunguveimnum norðan og sunnan við eldstöðina. Lögín eru rétt segulmögnuð.

JARDLÖGIN OFAN VIÐ ÁRNESELDSTÖÐINA

10) Potts-dílabasaltsyrpan (PPG): Ofan við KBS er dílabasaltsyrpa, 80-120 m þykk og rétt segulmögnuð.

11) Kambs-basaltserían (KBS): Þetta er 120-200 m þykk sería af dílóttu basalti og ólivín-þóleiíti. Neri hluti seriunnar er rétt segulmagnaður, en efri hlutinn öfugur.

12) Miðdegisfjalls-basaltserían (MBS): Þessi 600-700 m þykka öfugt segulmögnaða hraunlagasería einkennist af misdílóttu basalti og ólivín-þóleiíti. Lítið er af auðkenndum lögum í seriunni, sem myndaðist fyrir 11,1-12 Ma (McDougall et al., 1984). Lög frá Segultímabili 10 (anomalíu 5) liggja mislægt á þessari seríu í Bæjarfelli ofan við Drangnes, og í Húsavíkurlreif.

Heimildarrit

LaBrecque, J.L., Kent, D.V., and Cande, S.C., 1977: Revised magnetic polarity timescale for Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology*, 5, 330-335.

McDougall, I., Kristjánsson, L., and Saemundsson, K., 1984: Magnetostratigraphy and Geochronology of Northwest Iceland. *JGR*, 89, B8, 7029-7060.

Þróun Dyrfjalla-eldstöðvarinnar

Lúðvík E. Gústafsson, Dipl. geol., Reykjavík

Eldstöðin er í Borgarfirði Eystra, og er að öllum líkindum ein eldstöð í þyrpingu fleiri eldstöðva á svæðinu. Hægt var þó að kortleggja hana sem sjálfstæða einingu og má greina 4 þróunarskeið í sögu hennar:

1. Neðri Þóleiðtsyrpa

Þetta er a.m.k 400 m þykk syrpa byggð úr 3-5 m þykkum þóleítiskum hraunlögum. Grunnur eða undirlag eldstöðvarinnar er ekki sýnilegur. Nokkur súr innskot eru í syrpanni, syllur og gangar, þar af einn keilugangur sem er aðfærsluæð fyrir súra bergið Njarðvíkur-eldstöðvarinnar. Sökum halla eldstöðvarinnar í heild til suðvesturs er þessi syrpa aðeins sýnileg í norðausturhluta hennar.

2. Súrar gosmyndanir (Njarðvíkur-eldstöðin)

Súr kvika kemst upp í rætur eldstöðvarinnar á Njarðvíkursvæðinu og sprengigos hefjast. Samtímis myndast stór sylla af súru bergi í efstu hraunlögum Neðri Þóleiðtsyrpannar. Á nokkrum stöðum virðist kvikan hafa flætt upp úr sprungum og gígum og myndað súr hraun, en sprengigosin skildu eftir sig allmiklu magni af ignimbriti, sem finnst víða í fjöllunum umhverfis Njarðvík. Í eitt af síðustu sprengigosum seig toppur eldstöðvarinnar og myndaði sporöskjulaga dæld, u.þ.b. 4 x 2 km að stærð.

3. Efri Þóleiðtsyrpa

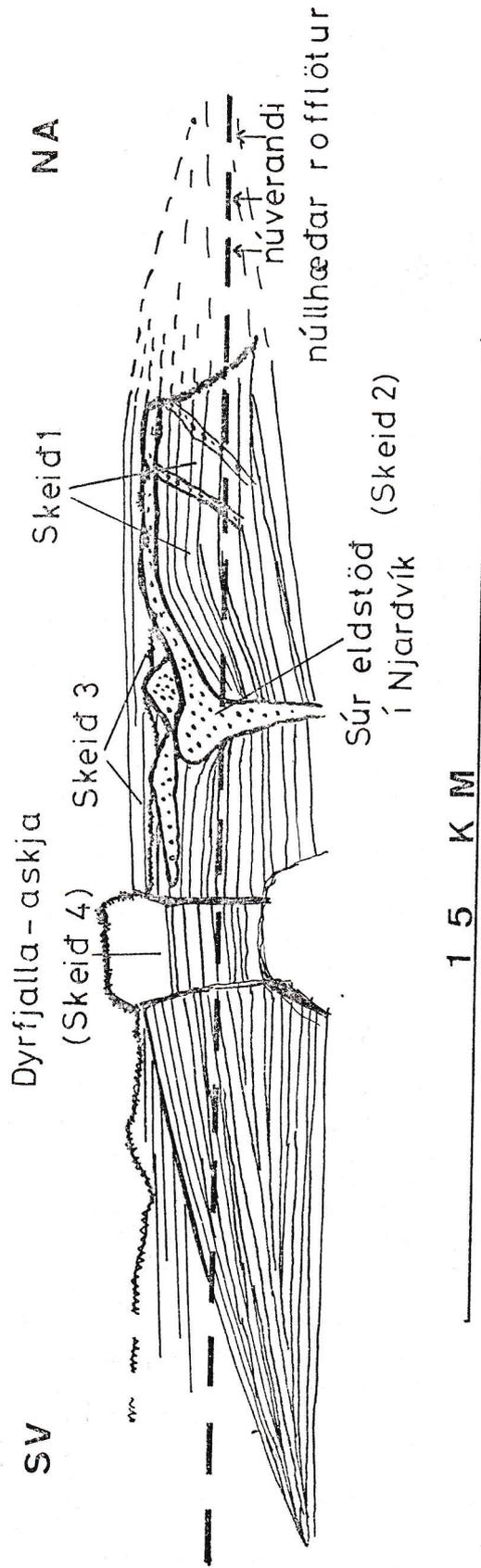
Eldstöðin heldur áfram að byggjast upp úr þóleítiskum hraunlögum. Þessi syrpa hefur verið kölluð „Efri Þóleiðtsyrpa“ vegna þess að hraun hennar liggja ofan á súra berginu, aðallega í Njarðvík. Í vesturhluta eldstöðvarinnar þar sem áhrifa súru gosmyndana gætir ekki, mynda hraunlögin hinsvegar óslitinn stafla. Þykkt þessarar syrpa er því breytileg en nemur a.m.k 300 m. Í syrpanni finnast allmörg ísúr hraunlög sem eru allt að 50 m að þykkt.

4. Myndun Dyrfjalla-öskjunnar

Mikið sprengigos (plinian-peléan type) varð í fjallinu. Eftir fyrstu goshrinuna sem skildi eftir sig ösku- og vikurlög mynduðust eldský og þekur ignimbrit úr þeim botn og barm öskjunnar sem varð til þegar þak kvikuhólfsinns hrundi. Hún var a.m.k. 400 m djúp, af svipaðri stærð og Öskjuvatn í Dyngjufjöllum, eða 3 x 4 km. Í öskjuna sem fyllist af vatni, flæða basísk hraun, sem verða móbergsbrotabergi. Eftir þetta gos lauk virkni í fjallinu. Móbergið harðnaði verulega og því stendur það nú eftir og ofan á því hluti þeirra hraunlaga sem kaffærðu eldstöðina.

Heildarþykkt hraun- og gjóskulaga þessarar eldstöðvar nemur um 1000 m, en hún virðist aldrei hafa staðið verulega mikið upp úr umhverfi sínu, fremur en aðrar tertierara eldstöðvar. Greiningar á aðalefnum í berginu sýna að basaltið er tiltölulega þróað að samsetningu og bendir það til þess að eldstöðin hafi ekki verið í miðju rekbeltis - öllu heldur frekar jaðarstöð. Enginn línulaga gangsveimur virðist fylgja henni. Eldstöðin liggur í um 10-12 millj. ára jarðlagastafla og er allmikið rofin og opnur í hana eru víða góðar.

Einfaldað þversnið í gegnum Dyrfjalla - eldstöðina



FJALLGARÐAGOSKERFIÐ Á NORÐAUSTURLANDI:

ÚTKULNUÐ PLÖTUMÓT Á FRUMSTIGI EÐA ÓVIRKT ELDGOSABELTI?

Jóhann Helgason

Hafrannsóknastofnunin
Skúlagötu 4, 101 Reykjavík

Fjallgarðagoskerfið á Norðausturlandi, sem nú er óvirkt, er um 15-20 km breitt og nær frá Vatnajökli norður á Sléttu, um 190 km vegalengd. Gosvirkni var aðallega undir jökli og er lega þessa kerfis samsíða þeim boga sem megineldstöðvar virka gosbeltisins á Norðausturlandi nú mynda um 40 km fyrir vestan.

42 efnagreiningar (aðal- og snefilefni) sýna að basalt Fjallgarða og Sléttu er póleiít, mest megnis þróað. Meðal Mg-tala er 47 (spannar frá 37-58). Hægt er að flokka 90% sýnanna sem annaðhvort "lág-" (0.1-0.4% K_2O) eða "há-" (0.5-0.7% K_2O) kalíum einingar. Há-kalíum hraunlög innan Fjallgarðagoskerfisins eru efnafraðilega líkari póleiíti Austfjarða (frá Tertíer) en hinu frekar frumstæða basalti (ólivín-normatífa) sem nú kemur upp í virka gosbeltinu á Norðausturlandi.

Með efnagreiningu bergsýna frá Möðrudal reyndist unnt að kanna tímabundinn breytileika í efnasamsetningu þriggja jarðlagamyndana innan Fjallgarðagoskerfisins. Elst þessara þriggja myndana (M3) er eingöngu úr "lág-" kalíum basalti en tvær yngri myndanir (M4 og M5) eru hins vegar að langmestu leyti úr þróaðra "há-" kalíum basalti. Myndun M5 hefur mjög líklega gosið á Möðrudal eftir flutning í sprungusveimi frá kvikuhólfi undir Kverkfjöllum, um 75 km fyrir sunnan.

Fyrir sunnan Sléttu hefur eldvirkni innan Fjallgarðagoskerfisins verið skammvinn, þ.e. ef til vill varað í 200-300 þúsund ár. Kvikufilæði eftir sprungusveimi frá virka gosbeltinu á Norðausturlandi hefur líklega orsakað eldgos á Nútíma á Sléttu. Efnagreiningar sýna að jarðmyndanir á Sléttu sem gosið hafa undir is hafa eingöngu efnasamsetningu "lág-" kalíum basalts.

Niðurstöður efnagreininga á bergi innan Fjallgarðagoskerfisins gefa til kynna að skýra megi hið vel þekktu "aukna bil" (increased range) í magni K_2O inn til mið-Íslands, þ.e. til miðju heita reitsins undir Íslandi, að nokkru leyti með því að hægt er að skipta gosbergi í "lág-" og "há-" kalíum basalteiningar sem skarast ekki. M.ö.o. innan Fjallgarðagoskerfisins virðist ekki vera um eitt breitt kalíumbil að ræða: þess í stað einkennist basalt Fjallgarðagoskerfisins á tvenns konar póleiítbasalti og er mismunandi uppruni þeirra gefin til kynna með mismunandi þróunarlinum (differentiation trends).

Hægt er að líta á Fjallgarðagoskerfið sem "ófullgert" og að það hafi verið forveri virka gosbeltisins á Norðausturlandi. Lagt er til að á Brunhes segulskeiði (< 0.7 milljón ár) hafi átt sér stað "stökk" í eldvirkni frá FGK, um 40 km í vesturátt, þangað sem virka gosbelti Norðausturlands nú er. "Stökk" í legu goskerfa frá austri til vesturs, af starðargráðunni 20-40 km, kunna að hafa verið algeng á austanverðu Íslandi, í grennd við íslenska heita reitinn, sem er um 150-200 km fyrir austan Reykjanes- og Kolbeinseyjarmiðhafshryggina.

VEGGSPJALDASÝNING:

Vísbendingar um samband milli megineldstöðva.

Páll Einarsson, Raunvísindastofnun Háskólans

Árið 1974 óx skjálftavirkni verulega við Bárðarbungu. Síðan þá hafa orðið þar 9 skjálftar, 5 stig eða stærri. Brotlausnir stærstu skjálftanna benda til þess að virknin sé tengd ris- eða samgengishreyfingum (reverse faulting). Þetta er í hróplegu ósamræmi við legu Bárðarbungu á virku rekkbelti, þar sem búast má við siggengishreyfingum. Skjálftarnir eru því ekki tengdir flekahreyfingum. Þeir eiga upptök nálægt miðju megineldstöðvarinnar og eðlilegt er að tengja þá umbrotum í rótum hennar. Framkalla má risgengishreyfingar í þaki kvikuhólfs ef þrýstingur í því fellur. Brotlausnir skjálftanna eru því túlkaðar sem afleiðing af þrýstingsfalli og kvikustreymi út úr grunnstæðu kvikuhólfi undir Bárðarbungu.

Athyglisvert er að það virðist vera gott samræmi milli skjálftavirkni í Bárðarbungu og innstreymis í kvikuhólfin undir Kröflu. Skjálftavirknin í Bárðarbungu óx á sama tíma og ætla má að landris hafi byrjað við Kröflu. Virknin náði hámarki um svipað leyti á báðum svæðunum, og fjarar út með líkum hætti. Kvika streymir inn í kvikuhólf Kröflu á sama tíma og kvika fer úr hólfi undir Bárðarbungu. Atburðir af þessu tagi eru ekki algengir, og því verður að telja fremur líklegt að á milli þeirra séu einhver orsakatengsl.

Til að skýra þetta samband má hugsa sér eftirfarandi aðstæður og atburðarás: Mælingar með skjálftabylgjum og rafsegulbylgjum benda til þess að undir landinu sé hlutbráðið lag á 10-20 km dýpi. Ef breyting verður á kvikuþrýstingi í þessu lagi undir einni megineldstöð, breiðist truflunin út eftir laginu til nærliggjandi eldstöðva, jafnvel þó kvikukerfi þeirra séu ekki í beinni snertingu hvert við annað. Útbreiðsluhraðinn fer m.a. eftir þykkt lagsins og stigi hlutbráðunnar. Árið 1974 hafði safnast fyrir í laginu undir Kröflu meiri kvika en það gat haldið. Kvikubólur tóku að renna saman og stíga upp vegna þess að þær höfðu minni eðlismassa en umhverfið. Kvikuprýstingur í laginu féll og áhrifa þess gætti stuttu seinna undir öðrum megineldstöðvum, líklega bæði Bárðarbungu og Dyngjufjöllum. Kvika streymdi þá niður úr kvikuhólfi þeirra.

Þegar svipast er um eftir dæmum um líka atburðarás beinist athyglin að Kötlu. Líkt og í Bárðarbungu hefur skjálftavirkni í Kötlu verið mikil síðustu áratugin á þess að um gosvirkni sé að ræða. Eina brotlausnin, sem fengist hefur, sýnir umtalsverðan risgengispátt. Skjálftinn varð á tímabili óvenju mikillar virkni 1976-1977, sem má því túlka sem afleiðingu þrýstifalls undir eldstöðinni. Annað tímabil mikillar virkni var 1967. Það er athyglisvert að bæði tímabilin fylgja í kjölfarið á eldgosum í Vestmannaeyjum, Surtsey 1963-1967 og Heimaey 1973. Það er freistandi að álykta sem svo, að gosin hafi leitt til þrýstifalls í hlutbráðna laginu undir Vestmannaeyjum. Truflunin hafi síðan á fjórum árum breiðst út eftir laginu til Kötlu, þar sem kvikuþrýstingur féll og kvika streymdi niður úr grunnstæðu hólfi eldstöðvarinnar. Hugsanlega er hér fengin skýring á því hvers vegna Kötlugosið sem búist var við upp úr 1960 hefur ekki komið enn.