

Dagskrá Vorfundar JFÍ 2006

Fundarsalur 1

Fundarstí.

Ármann Höskuldsson

9.00-9.20

9.20-9.40

9.40-10.00

10.00-10.20

10.20-10.40

Arni Hjartarson

Ingí Þ Bjarnason

Friðgeir Grímsson o.fl.

Andri Stefánsson

kaffi

Fundarstí.

Andri Stefánsson

10.40-11.00

Victor Kr. Helgason

11.00-11.20

Helga Margrét Helgadóttir

11.20-11.40

Þorsteinn Sæmundsson

11.40-12.00

Marin Ivanov Kardjilov

12.00-14.00

Aðalfundur og hádegismatur

Í hvaða gosbelti er Gerpir upprunninn?
Skorpan þykkt og býnnt á víxl
Uppruni og dreifing elstu flórusamfélaga á Íslandi
How do hydrothermal gold ore deposits form?

Fundarstí.

Ármann Höskuldsson

9.00-9.20

9.20-9.40

9.40-10.00

10.00-10.20

10.20-10.40

Arni Hjartarson

Ingí Þ Bjarnason

Friðgeir Grímsson o.fl.

Andri Stefánsson

kaffi

Fundarstí.

Andri Stefánsson

10.40-11.00

Victor Kr. Helgason

11.00-11.20

Helga Margrét Helgadóttir

11.20-11.40

Þorsteinn Sæmundsson

11.40-12.00

Marin Ivanov Kardjilov

12.00-14.00

Aðalfundur og hádegismatur

Fundarstí.

Kristín S. Vogfjörð

9.00-9.20

9.20-9.40

9.40-10.00

10.00-10.20

10.20-10.40

Ívar Órn Benediktsson

14.00-14.20

Anders Schomacker o.fl.

14.20-14.40

14.40-15.00

15.00-15.20

15.20-15.40

Leó Kristjánsson

Matthew J. Roberts

Bernd Zimanowski

Nokkrar grunnvatnsæfingar á Teigsbjargi
Palagónítisering í fersku móbergstúfi úr Vestur-gosbeltinu
Síghreyfingar á Síglufljarðavegi um Almenninga í Fljóttum
Geovisualisation of carbon fluxes in North-eastern Iceland. Google
Earth and wireless GIS examples.

þróun Jökluljaðhniks í jökulgörðum sem mynduðust við framhlauð
Brúarjökuls 1890
Formation and melt-out of multiple generations of ice-cored moraines at
Brúarjökull, Iceland
Af bergseglumælingum í V. - Barðastrandarsýslu
Seismicity in Iceland during 2005
Fragmentation of magma: Is it for free?

Fundarsalur 2

Fundarsíj.

Rikke Pedersen

Freysteinn Sigmundsson
þóra Árnadóttir
Kristín S. Vogfjörð

10.40-11.00
11.00-11.20
11.20-11.40

Maryam Khodayar

11.40-12.00

Aðalfundur og hádegisimatur

Steinunn Hauksdóttir
Stefán Arnórsson
Ármann Höskuldsson
Þróstur Þorsteinsson

12.00-14.00
14.00-14.20
14.20-14.40
14.40-15.00

Veggspjöld

Geologic hazards in the Kárahnjúkar area and their monitoring: Will
the Hálslón reservoir trigger deformation, fault slip and fracture
opening?
Landrek og landis á Íslandi
Sprungukortlanging á Suðvesturlandi með smáskjálfum – Yfirlit
Tectonic settings of geothermal manifestations in Upper Árnessysla
and Klettur-Runnar, South and West Iceland

5 mín kynning á Veggspjöldum



VORRÁÐSTEFNA 2006

Ágrip erinda og veggspjalta

**Haldið í Öskju, Reykjavík
19. apríl 2006**

Formation and melt-out of multiple generations of ice-cored moraines at Brúarjökull, Iceland

Anders Schomacker¹, K.H. Kjær² and J. Krüger³

¹ GeoBiosphere Science Centre, Department of Geology, Quaternary Sciences, Lund University, Sölvegatan 12, S-223 62 Lund, Sweden

² Natural History Museum of Denmark, Geocenter Copenhagen, Geological Museum, University of Copenhagen, Denmark

³ Geocenter Copenhagen, Institute of Geography, University of Copenhagen, Denmark

In the Brúarjökull glacier forefield, East Iceland, several generations of ice-cored moraines are present. The dead-ice originates from the last Brúarjökull surges in AD 1810, 1890, and 1964. The quiescent phases in the surge cycles are shorter than the time required for a total melting of the dead-ice bodies in the present climatic setting. Therefore, older dead-ice bodies are overridden during the surge advances, and new sediments may be deposited on top of the dead-ice. Such sediments are subject to resedimentation due to melting of dead-ice from previous surges. Thus, the resulting landform-sediment associations are those of complex hummocky dead-ice moraines. Transitional-state landforms, such as ice-cored drumlins and ice-cored outwash, may also evolve into hummocky moraine (Schomacker *et al.*, 2006).

The analysis of the dead-ice melting and associated resedimentation is based on multi-temporal high-resolution digital elevation models (DEMs), geomorphological mapping, Ground Penetrating Radar (GPR) surveys, and sedimentological field investigations. Furthermore, the rates and processes of dead-ice melting were monitored in the field 2003-2005. Continuous measurements from automatic meteorological stations in the forefield link the dead-ice melting to the present climate. The meteorological data suggest a mean annual air temperature at or slightly below 0 °C, indicating that sporadic permafrost may occur. The downwasting below c. 1 m of diamict sediment amounts ~ 5-10 cm/yr, and the ablation season is limited from mid-April to mid-September.

Mapping the location of ice-cored moraines and dead-ice moraines in the surging glacier forefield reveals at least two distinct patterns of dead-ice location: in narrow belts behind the marginal moraines and as larger bodies in the major valleys. This pattern appears to be consistent in the last two surge cycles.

Reference

Schomacker, A., Krüger, J., Kjær, K.H. (2006). Ice-cored drumlins at the surge-type glacier Brúarjökull, Iceland: a transitional-state landform. *Journal of Quaternary Science* 21, 85-93.

Eldgos í Öræfajökli 1362, og myndun gusthlaupa í upphafi eldgoss

Ármann Höskuldsson¹ og Þorvaldur Þórðarson²

¹Jarðvísindastofnun Háskólangs, Askja, Sturlugata 7, 101 Reykjavík

²University of Edinburgh, School of GeoSciences, Grant Institute, The King's Buildings, West MAins Road, Edinburgh, EH9 3JW

Gosið 1362 kom eftir aldalangt goshlé um mánaðamótin maí - júní, en slík gos eru ævinlega kraftmikil. Talið er að um 10 rúmkílómetrar af gjósku hafi komið upp í gosinu. Ef við dreifum þessu magni jafnt um Stór-Reykjavíkurkvæðið yrði lagið 140 metra þykkt. Gjóskufallið frá gosinu náið um það bil yfir þriðjung af landinu og ljóst er frá athugunum Sigurður heitinn Þórarinsson jarðfræðings frá 1958 að um 80% gjóskunnar fíll í sjó, því vindur var norðvestlægur í upphafi goss. Þetta Öræfajökulsgos eyddi Litlahéraði, byggð sem einnig er þekkt sem Hérað milli sanda og nú er nefnt Örafasveit. Jafnframt olli gjóskufallið frá gosinu verulegum skaða í sveitnum allt austur að Höfn í Hornafirði. Einnig er vitað að mikil jökulhlaup fylgdu gosinu og Sigurður heitinn Þórarinsson taldi að meginflaumurinn hafi komið undan Virkisjökli norðan Sandfells, sem og Rótarfellsjökli sunnan Sandfells. Brátt fyrir mikið vatnsflóð telur Sigurður að gjóskufallið sem fylgdi gosinu hafi haft afdrifaríkustu afleiðingarnar hvað varðar eyðingu Litlahéraðs. Við forathugun okkar síðastiðið sumar á gjóskulaginu frá 1362 kom í ljós að virknin snemma í gosinu einkenndist af gusthlaupum. Gusthlaup myndast við það að rísendi gosmökkr fellur saman og myndar gjóskuský sem rennur með jörðu. Þau flæða hratt og geta náð allt að 100 km hraða á klst. Tvennskonar gusthlaup geta myndast í svona gosum, annarsvegar köld og gufurík (hitastig 100-150°C) og hinsvegar heit (600-800°C). Báðum hlæpum er það bó sammerkt að það líf er fyrir þeim verður forgengst að eilífu. Í öskubingum frá frágreftri Baðar fundust kolaðir birkimolar sem renna stoðum undir að hluti þessara gusthlaupa hafi verið heit. Rétt er að benda á að þó gusthlaup séu banvæn geta þau eirt mannvirkjum.

Heimildir um gosið eru af skornum skammti. Eina samtímaheimildin er annálsbrot sem kennt er við Skálholt. Það var skrifað á Norðurlandi og í því segir orðrétt: "Eldar uppi í þrem stöðum fyrir sunnan og hélst það frá fardögum til hausts með svo miklum býsnum, að eyddi allt Litlahérað og mikið af Hornafirði og Lónshverfi, svo að eyddi 5 þingmannaleiðir. Hér með hljóp Knappafellsjökull fram í sjó, þar sem áður var brítugt djúp, með grjótfalli, aur og saur, að þar urðu síðan sléttir sandar. Tók og af tvær kirkjusóknir með öllu, að Hofi og Rauðalæk. Sandurinn tók í miðjan legg á sléttu, en rak saman í skafla, svo að varla sá húsin." Öskufall bar norður um land svo að sporraðt var. Það fylgdi þessu, að vikurinn sást reka í hrönum fyrir Vestfjörðum að varla máttu skip ganga fyrir.

En eins og segir í Skálholtsannál þá gerði gjóskan skipum erfitt fyrir vestur á Fjörðum og af því má ráða að hún hefur trúlega borist með hafstraumum umhverfis landið. Stór hluti gjóskunnar fíll sem vikur og í annálsbroti segir að hann hafi "tekið í miðjan legg á sléttu". Fullvist má telja að frekar sé dregið úr vikurmagninu heldur en hitt í annállum. Ummerkin af þessu feiknar vikurmagni sjást en í dag glögglega í Öræfum og víða eru af honum stórar breiður.

Samkvæmt gömlum málögum um byggð á Íslandi sem ritaðir voru skömmu fyrir gosið hefur verið áætlað að það hafi verið í það minnsta 40 bær í Litlahéraði fyrir hamfarirnar árið 1362. Jafnframt er talið að hamfarirnar hafi eytt a.m.k. 30 bæjum. Á þessum tíma (þ.e. 14 öld) bjuggu að meðaltali um 10-11 manns á hverjum bæ og því hefur mannfjöldinn í Litlahéraði líklega verið um það bil 400. Um

raunverulegt mannfall í þessum hamförum er lítið vitað, því elsta heimildin sem eitthvað getur þess er Oddverjaannáll sem er ritáður árið 1580, eða rúmum tveim öldum eftir atburðinn. Í honum segir : "Lifði engin kvík kind eftir utan ein öldruð kona og kapall." Biskupaannálar Jóns Egilssonar voru skráðir um svipað leyi og áðurnefndur Oddverjaannáll (1580) og í þeim segir: „að jökulinn hafi hlaupið austur í Öræfum og tekið af á einum morgni í einu flóði fjörutíu bæ, en 8 hafi eftir staðið sem nú standa, og þar komst enginn maður undan utan presturinn og djákninn frá Rauðalæk.“ Í annálnum segir að kirkjan við Rauðalæk hafi staðið uppi. Það að kirkjuna hafi ekki tekið af þykir furðum sæta því að hún stóð á láglendinu fram af Sandfelli.

Ekki er gott að gera sér grein fyrir mannfalli samfara eldgosinu út frá þeim gögnum sem við höfum í dag, því vitneskja okkar um einstaka þætti gossins og þær mannvistarleifar sem nú eru grafnar í gjósku er ófullnægjandi. Það er engin vafi að gosið eyddi Litlahéraði, en stóra spurningin er hvort að hún eyddi því með manni og múslæða var fyrirvarinn um gos svo skelfilegur og nægilega langur að fólk flykkist af búum sýnum og leitaði skjóls í fjarlægari byggðum. Í þessu sambandi er athyglisvert að við uppgröftinn á rústum á Gröf árið 1955 fundust engir húsmunir eða líkamsleifar óhúsín á Gröf höfðu greinilega verið hreinsuð út. Þetta tilfelli gæti verið reglan eða undartekningin, því ekki er fullkannað hvernig ástandið er í rústunum af Bævið Fagurhólmseyri sem nú er verið að graf upp og það er óvarlegt að draga stórar ályktanir um 40 bæja byggð út frá vitneskju okkar af einum bajarrústum.

Út frá þeirri vitneskju sem við höfum í dag má setja fram a.m.k þrjár kenningar um atburðarrásina sem leiddi til eyðingu Litlahéraðs:

1. Allir úti við og fórust í gusthlaupunum óbærnir hreinsaðir út af fólk sem kom eftir gos til að kanna vegsummerki ófundu enga lifandi og töku því allt sem nothæft var til eigin brúks.
2. Gosfyrirvari var nægilega langur svo fólk gafst tími til þess að koma sér í burtu af mesta hættusvæðinu. Kom síðan til baka eftir gos og sá að búin voru óbyggileg um óforsjánlega framtíð, tók því sitt hafurtask og settist að annars staðar.
3. Gosfyrirvari var bæði öflugur og langur, þannig að ábúendur hreinlega pökkudu sínu og yfirlágu byggðina fyrir fullt og allt

Það er mikilvægt að vita hver þessara kenninga er rétt, en ekki bara fyrir vitneskuna um afdrif Litlahéraðs og ábúenda þar, heldur líka vegna þess að sprengigos á borð við Öræfajökul 1362 munu eiga sér stað á Íslandi í framtíðinni. Að frátoldu Öskjugosinu 1875, sem er stærðargráðu minna, þá gefur Öræfajökulsgosið okkur einstakt tækifæri til þess að rannsaka hugsanleg áhrif og afleiðingar svona stóratburðar. Jafnframt, höfum við tækifæri til þess að framkvæma raunsætt mat á eðli og lengd gosfyrirvara, sem er mjög mikilvægt fyrir hættumat og skipulagningu aðgerðum Almannavarna.

How do hydrothermal gold deposits form?

Andri Stefánsson, Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík

Aqueous fluids occur throughout the Earth's crust and play a fundamental role in hydrothermal and magmatic processes. These fluids migrate through the crust, transporting chemical components, including gold, from one reservoir to another. Modelling solute transport and precipitation by these fluids and progressive fluid-rock interaction requires fundamental understanding on the thermodynamic and kinetic properties of metal-complexes in solution, gases, and mineral stabilities as well as fundamental physical and chemical understanding of the fluid itself, and yet, despite the importance, their physical inorganic chemistry in aqueous solutions is poorly known.

Recently, the stabilities of gold(I) complexes in the system H₂O-Cl-S-H₂ were determined experimentally and theoretically to 600°C and 2 kbar (Stefánsson and Seward 2003a,b; 2004). These data allow, for the first time, accurate modelling of transport and depositional mechanism of gold by hydrothermal fluids in the Earth's crust. Combined with phase equilibria in the system NaCl-H₂O, reaction path modelling of fluid-rock interaction during phase separation, cooling and boiling and fluid-inclusion analysis of water rich gold forming fluids (Ulrich et al., 1999) the mechanism of gold transport and deposition in volcanic-hydrothermal systems was assessed. The results are in good agreement with geological and geochemical observations in natural gold ore forming systems (Heinrich et al., 2004).

References

- Stefánsson A. and Seward T.M. (2004) Geochim. Cosmochim. Acta 68, 4121-4143.
- Heinrich C. A., Driesner T., Stefánsson A., and Seward T.M. (2004) Geology 32, 761-764.
- Stefánsson, A., and Seward, T.M. (2003a) Geochim. Cosmochim. Acta 67, 4559-4576.
- Stefánsson, A., and Seward, T.M. (2003b) Geochim. Cosmochim. Acta 67, 1677-1688.
- Ulrich T, Gunther D., Heinrich C.A. (1999) Nature

Geothermal waters, Geysir geothermal area

Andri Stefánsson¹, Ingvi Gunnarsson¹, Anton Carrasco², Axel B. Kleindienst², Elisabeth Neubauer², Felix W. Von Aulock², Ingibjörg H. Kúld², Joseph O. Ajayi², Kizito M. Opondo², Kristinn L. Guðmundsson², Sonja Theissen², Steinþór Níelsson², Stephanie A. Hahnwald², Ursina Liebke²

¹ Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík. ² University of Iceland, Suðurgötu, 101 Reykjavík.

Most of the geothermal activity of the Geysir geothermal area occurs in an area only few hundred meters across. Outside the main geothermal area warm springs and drill holes are spread over a larger area which is elongated southwest to northeast or along the main tectonic fractures of the area. Samples of geothermal and cold water were sampled in the Geysir geothermal area and its surroundings and analyzed for major elemental composition. The purpose of the work was to assess fluid flow, boiling and mixing processes of the deep geothermal waters with cold ground waters using the water chemistry. The composition of geothermal waters are controlled by composition of the source water, magmatic degassing, rock leaching, secondary mineral formation as well as conductive cooling, boiling and mixing with shallow cold waters as the geothermal reservoir waters ascend to the surface.

According to a Na-K-Mg equilibrium diagram the waters within the Geysir geothermal area are fully equilibrated and are considered to represent the deep water reservoir water composition with the exception that they are depleted in CO₂ (<150 ppm) due to boiling in the upper parts of the system. However, the waters outside the area are either immature, partially equilibrated or mixed and are characterized by high CO₂ concentration (>300 ppm).

The composition of the geothermal waters at Geysir are dominantly controlled by three processes: 1) attainment of equilibrium with secondary minerals in the hot reservoir fluids at temperatures between 200 and 250°C, 2) Boiling and CO₂ loss in the upper parts of the system and 3) mixing between the geothermal water and cold ground water. Chlorine (Cl), boron (B) behave as mobile elements in geothermal waters meaning they are not incorporated into any secondary minerals. Linear trend between the two and linear trends between boron, sulfate (SO₄) and fluorine (F) for the fresh ground water and the geothermal water indicates mixing between the two and they act as mobile during the mixing process. Spatial distribution of temperature, CO₂ and Cl concentrations demonstrate that the upwelling geothermal waters are dominantly below the main geothermal area and then moves along the main tectonic fractures (SW-NE) where it mixes with cold ground waters. Depleted CO₂ levels of the geothermal waters within the main geothermal area indicate boiling in the upper parts of the system (<400 m based on reservoir fluid of 200-250°C and boiling curve with depth) and elevated CO₂ levels of the mixed waters outside the field clearly show mixing prior to boiling.

Könnun hrauna og móbergsmyndana á svæðinu umhverfis Kleifarvatn og Lönguhlíð með þyngdarmælingum

Arnar Már Vilhjálmsson og Magnús Tumi Guðmundsson
Jarðvísindastofnun Íslands

Um miðvik Reykjanesskagans liggja tvö eldstöðvakerfi sem kenni eru við Krísvík og Brennisteinsfjöll. Við Krísvík sunnan Kleifarvatns er verulegur jarðhiti og allt svæðið er jarðfræðilega ungt. Það einkennist af móbergsfjöllum, stöpum og hryggjum sem hafa byggst upp á jökulskeiðum og hraunum sem runnið hafa þegar svæðið var án jökulþekju. Hafa hraunin þakið stóran hluta móbergsins. Þar sem eðlismassi móbergs er tölvert lægri en hrauna sem hafa runnið á yfirborði geta þyngdarmælingar verið heppileg aðferð til að greina jarðlagastaflann á svæðum af þessu tagi. Til að kanna svæðið umhverfis Kleifarvatn og þá einkum Lönguhlíð, hafa þyngdarmælingar verið unnar síðastliðin tvö ár. Mælisvæðið er um 400 km² að stærð og heildarfjöldi mælipunkta um 190. Flestir mælipunktar eru á einhverri af fimm meginlinum sem liggja þvert á strikstefnu. Bil milli mæilína er 2-4 km. Gengið var eftir línum og mælt á u.p.b. 500 m fresti. Hæðir voru ákvarðaðar með KGPS með um 10 cm nákvæmni. Norðvesturhluti fjögurra mæilína liggur yfir Sveifluháls-Undirhlíðar, þaðan í suðaustur yfir Lönguhlíðarhálendið og Brennisteinsfjöll og síðan langleiðina niður að sjó. Fimmta línan er samsíða hinum og liggur frá Núpshlíðarhálsi yfir Sveifluhálsinn og niður í Krísvík. Tilgangur mælinganna var að greina efstu nokkur hundruð metra jarðlagastaflans í móbergsmyndanir annars vegar og hraunamyndanir hinsvegar.

Fram koma þyngdarlægðir yfir grófnum móbergsmundunum en þyngdarhæðir yfir þykkum hraunastöflum. Mælingarnar sýna að Lönguhlíðarhálendið er samsett myndun þar sem eldri móbergsfjöll hafa að hluta eða öllu leyti horfið undir yngri myndanir. Í suðvesturhluta Lönguhlíðarhálendisins virðast fremur lágreistar en að mestu grafnar móbergssmyndanir liggja innundir yngri hraun. Langahlíðin virðist vera lítið grafin í yngri myndanir; mesta heildarþykkt myndunarinnar er varla meiri en 600-700 m. Sveifluhálsinn virðist samsettur líka og hraunstaflinn í Móhálsadal sem liggur að Sveifluhálsi nær um 200 m þykkt. Engin umtalsverð þyngdarfrávik koma fram við Kleifarvatn og bendir það til þess að engar verulegar eðlismassaóreglur sé að finna í efri hluta jarðskorpunnar undir vatni.

Í hvaða gosbelti er Gerpir upprunninn?

Árni Hjartarson, ÍSOR, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Hvar er Gerpir, austasti höfði landsins, upp runninn? Í hvaða gosbelti myndaðist hann? Spurningin virðist frekar einföld en svarið hefur vafist fyrir mönnum í áratugi. Í erindinu verður þessi gáta skoðuð á ýmsa lund.

Gosbelti Íslands skiptast í rekbelti og hliðarbelti. Nýsköpun jarðskorpunna og gliðnun á sér stað í rekbeltunum og þar á landrekið upptök sín. Í hliðarbeltunum á lítil sem engin gliðnun sér stað. Gerpir, sem er um 13 milljón ára skv. mörgum aldursgreiningum, er hluti af Barðneseldstöðinni svonefndu. Bergfræði hennar og uppbygging benda til að hún sé upprunnin í rekbelti en ekki hliðarbelti. Á síðustu 13 milljón árum er einungis vitað um tvö fullburða rekbelti á Norðurlandi. Húnaflóabeltið er talið hafa verið virkt á tímabilinu 15-6 milljón ár en þá færðist gosvirknin á núverandi belti, Norðurlandsbeltið, sem hefur verið virkt samfellt síðastliðin 15 milljón ár og að á fyrri hluta þess tímabils hafi verið tvö rekbelti í gangi samtímis á Norðurlandi, líkt og er sunnanlands í dag. Samkvæmt þessum hugmyndum er Gerpir orðinn til annað hvort í Húnaflóabeltinu eða Norðurlandsbeltinu.

Hugsum okkur fyrst að sá skilningur sé réttur að Norðurlandsbeltið hafi orðið til við rekbetaflutning fyrir um 6 milljón árum og að Húnaflóabeltið hafi verið forveri þess. Samkvæmt því ætti Gerpir að vera upprunninn í Húnaflóabeltinu. Gerpir er rúmlega 330 km austan við ætlaðan ás þess sem var nálægt Vatnsnesi. Þessari vegalengd þarf hann að ná á 13 milljón árum. Gert ráð fyrir að eldstöðin hafi orðið til skammt austan við rekásinn og rekið til austsuðausturs með rekhraðanum 0,9 cm/ár, en það er sá rekhraði sem talinn er að hafi ríkt á Íslandi á undanförnum ármilljónum. Fyrir um 6 milljónum ára kulnaði rekbeltið en Norðurlandsbeltið var til milli Gerpis og gamla rekbetafisins. Við þetta jókst rekhraðinn til austurs um helming miðað við upprunastaðinn og hefur haldist þannig allt til dagsins í dag. Reikningar sýna að miðað við rekhraðann 0,9 cm á ári nær myndunin ekki að komast nema 170 km til austurs. Til að ná 330 km þarf rekhraðinn að vera 1,7 cm á ári. En hvað ef gliðnunin var ósamhverf? Því er fljótsvarað: Þótt hún hafi verið fullkomlega ósamhverf og að allt rekið hafi verið til austurs (og þar af leiðandi ekkert til vesturs) dugir það ekki til að flytja jarðmyndun nema 234 km. Dæmið virðist ekki ganga upp. Samkvæmt þessu getur Gerpir ekki hafa myndast í Húnaflóabeltinu nema rekhraðinn hafi verið sínu meiri en yfirleitt hefur verið reiknað með, nema aldur hans sé hærri en greiningar sýna.

Gerum nú ráð fyrir að Gerpir sé upprunninn í Norðurlandsrekbetafatu og að það hafi því verið virkt samfellt í a.m.k. 13 milljón ár. Hann er 150 km austan við miðju gosbetafisins í dag. Byrjun á einfölduðu dæmi. Gerpir verður til nálægt miðju þessa gosbetafis og rekur til austurs 0,9 cm/ár, sem eru 9 km á milljón árum:

$$9 \text{ km/m.ár} \times 13 \text{ m.ár} = 117 \text{ km.}$$

Hér vantar 33 km eða rúm 20% upp á fjarlægðina milli Gerpis og miðáss Norðurlandsrekbetafisins. Gosbelti Íslands eru 50-60 km á breidd þar sem þau eru breiðust. Því má segja að hafi Gerpir orðið til í austurjaðri gosbetafisins, 30 km frá ás þess, þá sé dæmið leyst. Á þessum reikningi eru þó a.m.k. fjórir agnúar: 1) Gera þarf ráð fyrir því að nánast öll gliðnun landsins síðastliðin 13 milljón ár hafi átt sér stað í Norðurlandsbeltinu. Fátt bendir til þess. Bæði aldursgreiningar og jarðlagaskipan gefa til kynna að Húnaflóabeltið hafi tekið þátt í gliðnuninni að meira eða minna leyti allan fyrri helming tímabilsins. 2) Ekkert bendir til þess að Gerpir sé upprunninn utarlega í

gosbelti. Talið er að um 500 m þykk jarðlagasyrpa hafi veðrast burt af kolli hans. Jarðmyndun sem verður til utarlega í gosbelti á ekki að geta kaffað svo rækilega. 3) Horfa verður framhjá miklu mislægi sem er í berglagastafla Austurlands og upphleðsluhléi sem það ber vitni um. 4) Öll jarðsaga og myndun Vesturlands og Vestfjarða skilin eftir í uppnámi ef gert er ráð fyrir að gliðunin hafi mestan part átt sér stað á Norðurlandsbeltinu. Ósamhverf gliðnum með miklu reki til austurs og litlu reki til vesturs gæti verið lausn á þessum vandamálum. Það myndi hins vegar þýða að á Vestfjörðum ættu að koma fram ummerki um lítið vesturrek.

Línum nú til Vestfjarða og skoðum forna megineldstöð þar til samanburðar. Hrafnseyrareldstöðin við Arnarfjörð er heppileg. Þetta hefur verið mikil fjall með öskju og er um 14 milljón ára. Í hvaða rekbelti skyldi hún vera upprunnin? Á því hafa jarðvísindamenn haft ákveðnari skoðanir en hvað varðar Gerpi. Flestir telja að jarðlagastafla Vestfjarða, og þar með Hrafnseyrareldstöðin, sé upprunninn í Húnaflóabeltinu. Sem fyrr er sagt kulnaði rekbeltið út fyrir um 6 milljón árum. Eldstöðina rak því til vesturs frá ásnum í 8 milljón ár. Reiknum nú hvað hún ætti að komast langt á þessum tíma:

$$9 \text{ km/m.ár} \times 8 \text{ m.ár} = 72 \text{ km.}$$

Hér gerist það sama og í dæmunum um Gerpi, vegalengdin er of stutt. Eldstöðin ætti einungis að hafa komist 72 km en í raun er hún 135 km vestan við rekásinn. Það vantar mikil upp á að rekið skili jarðmynduninni tilskilda vegalengd eða hvorki meira né minna en rúma 60 km.

Til að dæmið gangi upp þarf gliðunin í Húnaflóarekbeltinu að vera verulega ósamhverf og rekið nánast allt til vesturs. Þetta verður að teljast afar mótsagnakennt einkum í ljósi þess að í dæmunum um Gerpi þurfti nánast allt rekið að eiga sér stað í Norðurlandsrekbeltinu og vera ósamhverft til austurs. Dæmið um Hrafnseyrareldstöðina virðist sem sé ekki ganga upp. Samkvæmt því getur hún ekki hafa myndast í Húnaflóabeltinu og þaðan af síður í Norðurlandsbeltinu.

Gegnumgangandi ósamræmi ríkir milli hugmynda manna um rekhraða og aldurs íslenskra jarðmyndana. Einhvers staðar er grundvallarveila í þekkingunni og villa í forsendunum. Annað hvort er aldur eldstöðvanna vanmetinn og allar aldursgreiningarnar rangar eða að rekhraðinn er vanmetinn, nema hvort tveggja sé, ellegar að jarðsagan hafi verið meinlega mistíkuð. Íslанд er breiðara frá austri til vesturs en það ætti að vera samkvæmt grunnforsendum okkar um aldur, rekhraða og framvindu jarðsögunnar. Gerpir er of langt í austri og Hrafnseyrareldstöðin of langt í vestri. Það er hins vegar athyglisvert að ef rekhraðinn væri 1,7 cm/ár en ekki 0,9 eins og oftast er reiknað með myndi dæmið ganga upp bæði fyrir Gerpi og Hrafnseyrareldstöð.

Sprungur og skjálftar nálægt Öskju í Dyngjufjöllum

Ásta Rut Hjartardóttir¹, Páll Einarsson^{1,2}, Heidi Soosalu³ og Gunnar B. Guðmundsson⁴

¹ Háskóla Íslands, Raunvísindadeild, ² Jarðvísindastofnun Háskólans, ³ University of Cambridge, UK, ⁴ Veðurstofu Íslands

Sprungusveimar sem liggja eftir Norðurgosbeltinu gefa mikilvægar upplýsingar um gliðnunaratburði sem orðið hafa á þeim í gegnum tíðina. Þekktustu gliðnunaratburðirnir á Norðurgosbeltinu eru án efa Kröflueldar (1975-1984). Kvika braust ítrekað eftir sprungusveim Kröflu, sem leiddi til gleikkunar gamalla sprungna og myndun nýrra ásamt eldgosum. Sprungur á flekaskilum eru merki um slíka gliðnunaratburði. Sams konar atburðir hafa átt sér stað á sprungusveimum Öskju í Dyngjufjöllum. Til að kanna betur eðli gliðnunar á sprungusveimum Öskju var ráðist í kortlagningu á sprungum eftir loftmyndum frá árinu 1987. Könnunin var gerð á svæði sem afmarkast af $64^{\circ}50'65''\text{N}$ og $16^{\circ}10'17''\text{W}$, þ.e. aðallega norður af Öskju. Tilgangur könnunarinnar var einnig að kanna tengsl sprungusveimsins við eldstöðina Öskju, ásamt því að grafast fyrir um ástæður tíðra jarðskjálfta á afmörkuðum stöðum á svæðinu.

Kortlagningin sýnir að eðli sprunguhreyfinga á sprungusveimnum breytist með fjarlægð frá megineldstöðinni Öskju. Næst henni eru gossprungur algengar en aðrar gerðir sprungna lítt áberandi. Gossprungur eru aðallega á tveimur aðskildum beltum og eru Hrúthálsar á öðru þeirra. Þegar fjær dregur megineldstöðinni fækkar gossprungum en gjám og siggengjum fjölgar. Ljóst er að fjöldi sprungna er verulega háður aldri hraunlaga á svæðinu, en hraunlögin næri Öskju eru venjulega yngri heldur en fjær henni. Norðaustarlega á svæðinu má sjá sprungusveim sem einkennist af fíngerðum sprungum í sprunguhrauni sem er eldra en 4500 ára. Hann hverfur snögglega norðan og vestan við Herðubreið undir dyngjuhraun sem er 3500 til 4500 ára. Svo virðist sem gliðnunin á honum hafi þannig verið tímabundin.

Jarðskjálftavirkni hefur farið væxandi hin síðari ár á beltí sem liggur austur úr Öskju, og norður yfir að Herðubreiðartöglum og Herðubreið. Ástæður jarðskjálftavirknið eru ekki ljósar, en hreyfingar sjást á a. m. k. tveimur til þremur sprungum samkvæmt skjálftagögnum. Þessar sprungur stefna í norðaustur og eru staðsettar við og rétt sunnan Herðubreiðar. Sprungur þessar sjást ekki á loftmyndunum sem notaðar voru til kortlagningar. Á loftmyndunum má hins vegar sjá þónokkrar sprungur á því svæði sem skjálftabeltið nær yfir, þær eru líklega merki um sprungusveim. Aðra þyrgingu jarðskjálfta má finna NV af Öskju. Hún er innan sprungusveims sem liggur frá Bárðarbungu og yfir Dyngjufjöll ytri. Á þeim sprungusveim finnast gossprungur. Einig er jarðskjálftar algengir við SA-horn Öskjuvatns, en beltið sem liggur yfir að Herðubreiðartöglum nær þangað. Einkennandi fyrir jarðskjálftabyrpingarnar er að þær eru ekki þar sem sprungur eru þéttastar, en virðast þó vera innan sprungubelta.

Fragmentation of magma: Is it for free?

Bernd Zimanowski, Institut für Geologie der Universität Würzburg, Pleicherwall 1, D-97070 Würzburg, Fyskalandi

Phreatomagmatic and magmatic explosive volcanism is characterized by the formation of (fine) ash. Fragmentation processes, resulting in this formation of ash, are dominated by brittle mechanisms. Experiments have been carried out, to study the fragmentation mechanisms, to measure the critical material parameters, and to quantify the mechanical energy release. The relevance of the experiments was verified by comparative studies of the experimentally produced ash and their natural analogues. In several case studies, the kinetic energy release of selected eruptions and the proportional importance of the energy consumed by the fragmentation of magma could be reconstructed. For phreatomagmatic and magmatic explosive volcanism, the fragmentation energy represents by far the major amount of kinetic energy that needs to be generated during (or before) an explosive eruption. In many models, however, fragmentation either just happens at certain conditions, or is treated as a black box with no numbers on. Models assigning the kinetic energy needed for fragmentation, in-vent transport, and eruption during explosive volcanic events to the work of compression of magmatic gasses may generally run into problems, because the amount of overpressure within gas bubbles is restricted to thermodynamic limitations.

Kárahnjúkavirkjun

Framburður inn í Háslón og langtímaþróun rennslis og miðlunar

Birgir Jónsson, Sigurður M. Garðarsson, Jónas Elíasson; Háskóli Íslands

Inngangur: Hin 690 megawatta Kárahnjúkavirkjun, sem nú er í byggingu, mun nýta megnið af vatnsorku Jökulsána á Dal og í Fljótsdal. Síðla árs 2007 mun virkjunin byrja að framleiða rafmagn sem, nær allt, mun fara til álvers Alcoa á Reyðarfirði. Miðað við núverandi aurburð frá Brúarjökli inn í miðlunarlón virkjunarinnar, Háslón, myndi það fyllast á um 400–500 árum og var gert ráð fyrir því í umhverfismati virkjunarinnar. Þetta mat tók ekki tillit til þess að nái spár um hlýnandi veðurfar fram að ganga mun aurburður inn í Háslón minnka í takt við minnkandi jöklum. Hér er gerð grein fyrir hvernig hlýnandi loftslag mun hafa áhrif á langtímaþróun miðlunar og rennslis til miðlunarlónsins. Þessir þættir eru helstir; aurburður, rýrnun jökulsins, dreifing vatnsrennslis innan ársins, heildarvatnsrennslí ársins, úrkomuaukning og aukin uppgufun vegna hærri lofthita, úrkomuaukning á vatnasviði virkjunarinnar vegna lækkunar vatnaskila að sunnanverðu, þ.e. undir miðjum Vatnajökli og áhrifa landlyftingar við það að jökullinn hverfi. Sé tekið tillit til þessara þáttu mun Háslón ekki fyllast af framburði á næstu 400-500 árum, heldur aðeins verða hálffullt og framburður inn í lónið dottið niður að miklu leyti.

Virkjunarhugmyndir: Á miðri 20. öld komu fram fyrstu hugmyndir um nýtingu vatnsaflsins í Jökulsá á Dal og Jökulsá í Fljótsdal með því að veita vatninu niður að stöðvarhúsi í Fljótsdal. Á mynd 1 má sjá hvernig þróun tillagna um nýtingu orku þessara jökulsáa hefur breytt heildarflatarmáli lóna frá 155 km² (1978) niður fyrir 67 km² (Mynd 1)

Hörfun jöklar og aurburður: Í þessari grein er byggt á sviðsmynd og líkönum um hlýnun veðurfarsins sem Tómas Jóhannesson o.fl. hafa sett fram (Johannesson 1997 og 2004), sem lýsir bæði breytingum á hita og úrkomu. Í því er gert ráð fyrir meðalhitaukningu um 0,3°C á áratug og úrkomuaukningu sem svarar til 5% aukningar fyrir hverja °C, eða 0,15% meðalhækkun á ári. Núverandi aurburður Jökulsár á Dal er 7,7 milljón tonna á ári, sem að óbreyttu fyllir Háslón á u.p.b. 500 árum miðað við að 93% aurburðarins setjist til í lóninu (Gardarsson o.fl. 2004, Gardarsson og Eliasson. 2005). Aurburðurinn er að mestu vegna rofs berggrunnsins undir skríðandi jöklínusins og mun því sem langtíma meðaltal minnka eftir því sem jökullinn rýrnar. Aurburður af hverri flatareiningu undir Brúarjökli er nú talinn vera um 100 sinnum meiri en af þeim hluta vatnasviðs Háslóns sem er jökullaust (Haukur Tómasson, 1990). Mynd 2 sýnir hvernig setmyndun í Háslóni mun hægja á sér eftir því sem árin líða, með rýrnandi jöklum. Um 40% af rúmmáli lónsins mun hafa fyllst þegar vatnasviðið er orðið jökullaust eftir 400 ár.

Heildaraukning rennslis á vatnasviði Háslóns: Ef Vatnajökull hverfur svo til á næstu 400 árum munu suðurvatnaskil vatnasviðs Háslóns lækka verulega, sem mun hleypa suðlægum vindum, betur en nú er, norður yfir meginvatnaskil landsins. Þeir vindar eru almennt hlýrri og meira rakaberandi en norðlægir vindar, svo sunnanvert vatnasvið Háslóns fengi meiri úrkomu en áður, ef Vatnajökull hverfur (mynd 3).

Rennslisdreifing Jöklum innan ársins næstu 400 ár: Rennslisdreifing innan ársins er bannig í dag að jökluláttur afrennslisins er algerlega afgerandi þáttur í innrennslí Háslóns. Vetrarrennslí er mjög lítið og því gegnir miðlunin mikilvægi hlutverki við að

tryggja jafna orkuvinnslu, en ef vetrarrennsli eykst, þá eykst orkuvinnslugeta (trygg orka), því það rennsli kemur á hagstæðasta tíma og sú aukning getur unnið upp þá minnkun orkuvinnslugetu sem verður með minnkandi lónrými vegna sets.

Sú veðurfarsþróun sem líkleg er á næstu 400 árum mælir með því að aukið rennsli verði í Jöklu að vori og hausti. Hiti fer almennt hækkandi, meira land verður jökullaust, vatnaskil lækka og sunnanúrkoma nær betur inn á svæðið. Við 6°C hlýnun á næstu 400 árum munu vatnafræðilegar aðstæður á vatnasviði Háslóns í 600–800 m.y.s. verða mjög líkar því sem er í 0–200 m.y.s. á Norður- og Norðausturlandi í dag, en þar eru miklir vetrarblotar algengir.

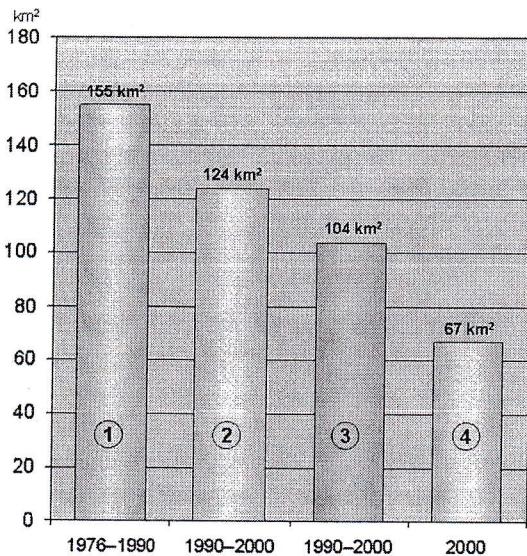
Niðurstöður: Spár um bráðnun jöklra gera ráð fyrir að Brúarjökull verði horfinn eftir 400 ár, sennilega mun fyrr. Þar sem framburður Jökulsár, til langtíma litið, fer eftir flatarmáli jökulsins, mun framburðurinn minnka og Háslón aðeins verða tæplega hálffullt af framburði eftir 400 ár.

Sennileg sviðsmynd eftir 400 ár: Virk miðlun í Háslóni um 60% af af því sem nú er. Rennsli inn í lónið dreifðara yfir árið, svo ekki eins mikil þörf á miðlun og nú. Framburður inn í lónið er hverfandi. Hlýnandi verðurfar mun auka úrkomu á vatnasviði Kárahnjúkavirkjunar um nálægt 35% og þar með heildarrennsli til virkjunarinnar á næstu 200 árum. Til viðbótar þessu bætist sennilega við um 10% úrkomuaukning vegna lækkunar vatnaskila á sunnanverðu vatnasviði Háslóns eftir að jökullinn er horfinn.

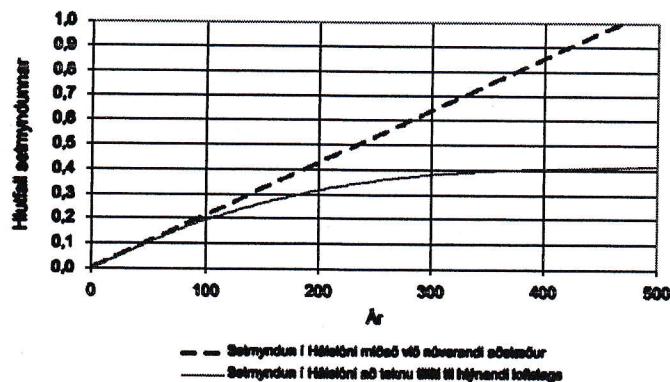
Samkvæmt þessum hugleiðingum verður heildarrennsli til Háslóns mun meira að 400 árum liðnum, þó að virk miðlun hafi minnkað um helming. Full þörf er á að gera líkan af mögulegri orkuframleiðslu Kárahnjúkavirkjunar næstu 400 ár, þar sem tekið væri tillit til framangreindra þátta. Mögulegt er að orkuframleiðsla virkjunarinnar haldist, þrátt fyrir skerta miðlun, þar sem rennslið verður dreifðara yfir árið.

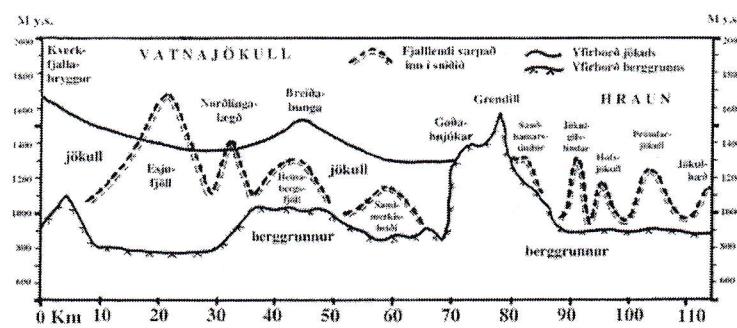
Heimildir

- Almenna verkfræðistofan, Virkir, VST, 1978. Austurlandsvirkjun. Orkustofnun – Rarik. I–VI OS/ROD/7817.
- Birgir Jónsson, 2001. Kárahnjúkavirkjun; skref í rétta átt. Tímaritið AVS, 3–4 tbl. Bls. 45–48
- Birgir Jónsson, Sigurður M. Garðarsson og Jónas Eliasson, 2005. Kárahnjúkavirkjun. Langtímaþróun rennslis og miðlunar. Árbók VFÍ/TFÍ 2005, bls. 253–259...
- Haukur Tómasson, 1990. Aurburður í íslenskum ám. Í Vatnið og landið;. Orkustofnun, Rvk. Bls. 169–174
- Gardarsson, S.M.; Jonsson, B.; Eliasson, J. 2004, Influence of climate warming on Háslón Reservoir sediment filling due to decreasing size of Brúarjökull outlet glacier. European Geoscience Union, 1st General Assembly. Nice, France 25–30 April 2004. Session Hydrological Sciences PO238.
- Gardarsson, S.M.; Eliasson, J. 2005. Influence of Climate Warming on Háslón Reservoir sediment filling. (Nordic Hydrology, í prentun).
- Johannesson, T., 1997. The response of two Icelandic glaciers to climate warming computed with a degree-day glacier mass balance model coupled to a dynamic glacier model. Journal of Glaciology, 43, 143, 321–327.
- Johannesson, T. et al., 2004. The impact of climate change on glaciers in the nordic countries. Reykjavík Climate, Water and Energy CWE Glaciers group; report no. 2, 42p.
- Landsvirkjun, 2001. Kárahnjúkavirkjun, allt að 750 MW. Mat á umhverfisáhrifum, 168 bls.
- Sigurður Thoroddsen, 1962. Vatnsafl Íslands. Tímarit VFÍ, bls. 4–15.



Mynd 1. Flatarmál lóna í mismunandi virkjunarkostum Jökulsár í Fljótsdal og Jökulsár á Dal frá 1976–2000. Stöpull 1 sýnir Fljótsdalsvirkjun (skurðatilhögun), Hafrahvammavirkjun og Brúarvirkjun. Þrjár virkjanir með orkugetu yfir 5200 gígavattsstundir á ári. Lón í þessari tilhögun: Eyjabakkar 43 km², Hraunaveita 9 km², Gilsárlón 21,5 km², Hólmalón 5,5 km², veitir í Gilsárlón um 6 km², Háslón 52 km², Brúarlón 18,5 km². Alls 155 km². Stöpull 2 sýnir Fljótsdalsvirkjun (um jarðgöng) og Hafrahvammavirkjun, ásamt þremur öðrum virkjunum niður Jökuldal, þ.e. virkjað í farvegi Jökulsár á Dal. Fimm virkjanir með orkugetu 5440 GWst/ári (885 MW). Lón: Eyjabakkar 43 km², Hraunaveita 9 km², Háslón 52 km², 3 lón í Jökuldal 20 km². Alls 124 km². Stöpull 3. sýnir Kárahnjúkavirkjun minni og Fljótsdalsvirkjun. Tvær virkjanir með orkugetu 5100 GWst/ári (710 MW). Lón: Háslón 52 km², Eyjabakkar 43 km², Hraunaveita 9 km². Alls 104 km². Stöpull 4 sýnir núverandi Kárahnjúkavirkjun eins og hún fór í umhverfismat með veitu úr Jökulsá í Fljótsdal og Hraunaveitu ásamt smærri veitum. Ein virkjun með orkugetu 4900 GWst/ári. Lón: Háslón 57 km², veitulón 10 km². Alls 67 km². (Ath. smærri veiturnar og hluti Hraunaveitu voru felldar niður skv. úrskurði ráðherra, svo lónastærð er eiththað lægri en 67 km² og orkugeta 4600 GWst/ári). Þar með varð til sú stærri útgáfa af Kárahnjúkavirkjun sem nú er í byggingu, 690 MW að stærð (Landsvirkjun 2001). Stöpull nr. 4 sýnir að sá kostur sem nú er í byggingu hefur minnsta flatarmál lóna af þeim kostum sem kannaðir hafa verið.





Post-rifting deformation processes 1989-2005 at Krafla volcano, Iceland: Constraints from local leveling, tilt and GPS observations

Erik Sturkell¹, Freysteinn Sigmundsson¹, Halldór Geirsson², Halldór Ólafsson¹, and Theodór Theodórsson³

¹Nordic Volcanological Center, Reykjavík, Iceland

²Physics Department, Icelandic Meteorological Office, Reykjavík, Iceland

³Landsvirkjun, Háaleitisbraut 68, 103 Reykjavík, Iceland

The Krafla rifting episode, 1975-1984, was followed by magma chamber inflation until 1989. At that time gradual subsidence above the shallow magma chamber began and has continued to date, at decreasing rate. Subsidence due to pressure decrease in a shallow magma chamber is not the only source of deformation at Krafla as other deformation processes relate to two geothermal fields, and plate spreading. In addition, a deep-seated magma accumulation appears to take place with its centre about 12 km north of the location the shallow magma chamber (de Zeeuw-van Dalsen et al., 2004). New results from a leveling survey and GPS measurements in 2005 allow an updated view on the deformation field. Deformation rates 2000-2005 are the lowest recorded in a 30 years history of geodetic studies of the volcano. Four different leveling surveys can be compared in the post-rifting period, carried out in 1989, 1995, 2000 and 2005. These measurements show well that the vertical deformation field at Krafla is a combination several different processes. These are (i) the subsidence along the plate boundary, (ii) subsidence above the shallow magma chamber (Leirhnjúkar) (iii) subsidence in two areas (Leirbotnar and Bjarnarflag) where geothermal exploitation takes place, and (iv) uplift near the NE-edge of the network. Relative strength of these sources has varied with time. After the final eruption in the Krafla Fires in September 1984, inflation was recorded above the shallow magma chamber until 1989 when the area above the magma chamber started to subside (Tryggvason, 1994). During the first five years the most of the subsidence took place above the shallow magma chamber which had a subsidence rate of 5 cm/yr during the first years (Tryggvason, 1994). Now the subsidence attributed to the shallow magma chamber is less than 2 mm/yr. Currently the highest rate of subsidence takes place in the Leirbotnar area and appears to be dominated by geothermal exploitation.

References

- Tryggvason, E., 1994. Surface deformation at the Krafla volcano, North Iceland, 1982-1992. *Bulletin of Volcanology*, 56: 98-107.
de Zeeuw-van Dalsen, E., Pedersen, R., Sigmundsson, F. and Pagli, C., 2004. Satellite Radar Interferometry 1993-1999 suggests deep accumulation of magma near the crust-mantle boundary at the Krafla volcanic system, Iceland. *Geophysical Research Letters*, 31, L136611, doi:10.1029/2004GL020059.

Geologic hazards in the Kárahnjúkar area and their monitoring: Will the Hálslón reservoir trigger deformation, fault slip and fracture opening?

Freysteinn Sigmundsson¹, Páll Einarsson², Erik Sturkell¹, Benedikt Ófeigsson², Ronni Grapenthin¹, Halldór Geirsson³, Steinunn Jakobsdóttir³ and Páll Halldórsson³

¹Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík; ²Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavík; ³Icelandic Meteorological Office, 105 Reykjavík

The site of the Kárahnjúkar hydro power project is located at the edge of the rift zone in North Iceland, at the border of the Kverkfjöll volcanic system. A fault system active in Holocene times underlies dams in the area, as well as the planned Hálslón reservoir. This fault system is of primary concern for hazards in the area. It is uncertain how the fault system and the surrounding crust will respond to the establishment of the Hálslón reservoir, that will be the largest man-made load on the surface in Iceland, containing about 2.4 km³ of water when filled to its limit. Geological studies during the construction work by Kristján Sæmundsson and Haukur Jóhannesson reveal e.g. a more than 12 km long normal fault in Sauðárdalur active in Holocene time, as well as a fault system under the Kárahnjúkar and Desjarár dams. These observations form the basis for consideration of hazards in the area, e.g. by Freysteinn Sigmundsson et al. (2005), and allow some consideration of eventual triggered deformation, fault slip and fracture opening. In order to monitor these effects, a network of seismometers and continuous GPS stations has been established in the area and detailed campaign GPS network measurements are planned annually to complement the continuous GPS stations. The GPS measurements do already provide some constraints on plate spreading, glacio-isostatic uplift, and a prevailing annual cycle in deformation in the area. The revised seismic network shows present absence of seismicity in the Kárahnjúkar area, but increased seismicity under northern Vatnajökull. Deformation in the area due the load of the reservoir is expected to take place initially as an instantaneous elastic response of several cm or more. The style of eventual fault slip and fracture opening depends on prevailing stress field in the area, as the increased pore-pressure due to the reservoir will only act as a trigger. Geophysical borehole investigations have revealed the stress field at Kárahnjúkar as well at the Teigsbjarg powerhouse site. The measurements reveal that the overburden stress is the maximum principal stress, i.e. is larger than the horizontal stresses. The maximum horizontal stress is directed NE-SW. These measurements show that normal faulting is to be expected if earthquakes occur in the area. Furthermore, the borehole stress measurements reveal that the minimum principal stress is low compared to the currently prevailing hydrostatic pressure in the area, with the difference is on the order of 1 MPa. The Hálslón reservoir will have water depths exceeding 100 m over large areas. The associated change in hydrostatic pressure is therefore over 1 MPa and is capable of opening up fractures against the minimum principal stress.

Reference

Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson, Páll Halldórsson, Steinunn Jakobsdóttir, Kristín Vogfjörð, Ragnar Sigbjörnsson, and Jónas Þór Snæbjörnsson, Earthquakes and faults in the Kárahnjúkar area. Review of hazards and recommended further studies, Report LV-2005/027, Landsvirkjun, March 2005.

Beyki í íslenskum jarðögum frá tertíertímabili

Friðgeir Grímsson¹, Leifur A. Símonarson¹, Thomas Denk²

¹Jarðvísindastofnun Háskólangs, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík.

²Swedish Museum of Natural History, 104 05 Stockholm, Sweden.

Steingerð beykiblöð úr íslenskum setlögum hafa verið greind til að minnsta kosti sex beykitegunda; *Fagus antipofii*, *Fagus deucalionis*, *Fagus ferruginea fossilis*, *Fagus grandifolia fossilis*, *Fagus macrophylla* og *Fagus orientalis*. Nýjar rannsóknir benda hins vegar eindregið til þess að laufblöð frá mið- til síðmíosen á Íslandi tilheyri tveimur tegundum og við ákvörðun á einkennum laufblaða kom í ljós að beykisteingervingar, sem fundist hafa í setlögum hér á landi, tilheyra arnarbeyki (*Fagus friedrichii*) og hrúttabeyki (*Fagus gussonii*). Formfraðileg einkenni, sem aðskilja arnarbeyki frá hrúttabeyki, er meira lensulaga blöðkuform, fleiri hliðarstrengir (fjöldi hliðarstrengja á hverja 5 cm af miðstreng), eingöngu tannlægt strengjakerfi við blaðrönd og hvassari blaðoddur hjá því fyrrnefnda. Hrúttabeyki einkennist af breytilegra blöðkuformi, færri hliðarstrengjum (færri hliðarstrengjum á hverja 5 cm miðstrengs), breytilegra strengjakerfi við blaðrönd og odd- eða innregnari blaðoddi.

Rannsókn á útbreiðslu beykileifa í íslenskum jarðögum hefur leitt í ljós að hér á landi hafa fundist laufblöð, aldin, fræ og frjókorn, sem tilheyra beyki í setlagasyrpum sem eru 15-13,5 milljón ára gamlar, en síðan er ekki vitað um beykileifar í setlögum hér á landi fyrr en í 9-8 milljón ára gömlum lögum, en í þeim fundust einnig laufblöð, aldin, fræ og frjókorn. Það virðist enn fremur ljóst hvort heldur skoðuð eru laufblöð, aldin, fræ eða frjókorn, og einnig þegar höfð er í huga útbreiðsla beykis í jarðögum hér á landi á efri hluta tertiers, að um er að ræða tvær aðskildar tegundir.

Í rannsókn þessari voru skoðuð steingerð beykiblöð ásamt aldinum og fræjum úr 15 milljón ára gömlum setlagasyrpum í Bórishlíðarfjallí í Selárdal í Arnarfirði og í Botni í Súgandafirði og 13,5 milljón ára gömlum setlögum í fjallinu Töflu ofan við Ketilseyri í Dýrafirði, svo og steingervingar úr setlögum í Hrútagili í Mókollsdal í Kollafirði á Ströndum, en þeir eru taldir 9-8 milljón ára. Frjógreiningar úr helstu setlagasyrpum Vestfjarða og Vesturlands voru einnig notaðar til þess að varpa enn frekara ljósi á útbreiðslu beykitegundanna í setlagasyrpum landsins.

Arnarbeyki (*Fagus friedrichii*) virðist tilheyra hópi fornra beykitegunda, sem uxu á norðlægum slóðum, en beykitegund þessi er einnig bekkt frá Alaska og líkist hún mjög núlifandi ameríkubeyki (*Fagus grandifolia*). Arnarbeyki í íslenskum setlögum, 15 -13,5 milljón ára gömlum, bendir til þess að dreifing hafi verið möguleg á milli Íslands og Alaska, áður en Ísland varð eyja í Norður-Atlantshafi, en tegundin hefur eingöngu fundist í tveimur elstu setlagasyrpum landsins. Í íslenskum setlagasyrpum, sem mynduðust fyrr 12-10 milljónum ára, hefur beyki ekki fundist, eins og áður sagði. Hins vegar finnast aftur beykileifar í 9-8 milljón ára gömlum setlögum í Hrútagili í Mókollsdal og virðist beyki þá hafa verið mjög fyrirferðarmikið í gróðursamfélagit sem þar óx á þeim tíma. Beykileifarnar frá Hrútagili virðast tilheyra hrúttabeyki (*Fagus gussonii*). Samanburður við útdauðar og núlifandi beykitegundir virðist gefa til kynna að þessi beykitegund hafi numið hér land frá Evrópu eða Asíu. Hins vegar er ekki útilokað að hrúttabeykið tilheyri alls ekki *Fagus gussonii* og að um nýja tegund sé að ræða, sem hafi þróast hér á landi samsíða þessari tegund í Evrópu og Asíu. Svipaðar umhverfisaðstæður gætu hafa leitt til myndunar mjög líkra forma og hefur slíkt átt sér stað aftur og aftur í þróunarsögu lífveranna.

Uppruni og dreifing elstu flórusamfélaga á Íslandi

Friðgeir Grímsson^a, Leifur A. Símonarson^a, Thomas Denk^b.

^aJarðvísindastofnun Háskólags, Öskju, Sturlugötu 7, IS-101 Reykjavík.

^bSwedish Museum of Natural History, Department of Palaeobotany, 104 05 Stockholm, Sweden.

Elstu plöntuleifar Íslands eru í setlagasyrpum á Vestfjörðum. Í dag eru þekkt tvenn 15 milljón ára gömul flórusamfélög, annað úr Selárdal í Arnarfirði og hitt frá Botni í Súgandafirði (Friðgeir Grímsson o.fl. 2006).

Tveir þriðju hlutar plöntutegunda úr elstu flórum Íslands dreifast eingöngu með vindi, en þriðjungurinn notast bæði við hjálp frá skordýrum og vindum. Þetta gefur til kynna að skordýr hafi verið á Íslandi þegar elstu setlögg landsins mynduðust en steingerð skordýr eru nær eingöngu þekkt úr yngri setlagasyrpum eins og Skarðsstrandar-Mókollsals setlagasyrpum (9-8 m.á.; Heie & Friedrich 1971, Friedrich o.fl. 1972). Fræ flestra plöntutegunda frá Selárdal og Botni berast stuttar vegalengdir með vindi (bartrré (*Coniferales*), hjartartré (*Cercidiphyllum*), askur (*Fraxinus*), platanviður (*Platanus*), álmur (*Ulmus*)), en fræ mjög fárra tegunda geta borist langar vegalengdir með vindi, á það við um birki (*Betula*) og alparós (*Rhododendron*). Fræ hinna tegundanna dreifast með dýrum annað hvort frekar stuttar vegalengdir eins og þekkt er hjá beyki (*Fagus*) og kastaníu (*Aesculus*), sem dreifast með spendýrum, eða á mismunandi hátt um langan veg, eins og hjá magnólíu (*Magnolia*) og toppi (*Lonicera*), sem dreifast innvortis (endozoochory) með fuglum, eða platanviður sem dreifist útvortis (exozoochory) með spendýrum eða fuglum.

Steingerðar leifar landdýra úr íslenskum setlöggum eru mjög sjaldgæfar. Eingöngu hafa fundist örfá beinbrot lítils hjartardýrs úr setlöggum frá plíosentíma (Leifur A. Símonarson 1990). Plöntuleifar gefa til kynna að hér hafi verið einhver landdýr og svo virðist sem skortur á steingervingum landdýra sé að mestu til komiinn vegna þess að varðveislumöguleikar þeirra voru hverfandi. Allt bendir til þess að hér hafi verið einhver landdýr, líklegast spendýr, en bein þeirra hafa leysts upp vegna efnaveðrunar.

Dreifiháttur plantna úr elstu flórusamfélögum (mið-míosen, 15 m.á.) á Íslandi benda til þess að þær hafi komið hinga um landveg eða yfir mjög mjótt haf. Að minnsta kosti beyki og kastanía hafa enga möguleika á dreifingu yfir breið hafsvæði og álmur, askur og lind hafa tiltölulega stuttan dreifiradius (Ridley 1930). Það eru einungis birki og alparós sem gætu hafa náð rótfestum á Íslandi með dreifingu yfir viðáttumikil höf. Plöntuleifar úr elstu setlöggum landsins benda því til landsambands yfir til Grænlands (Norður Ameríku) eða Færeyja (Evrópa) þegar þessir plöntuhópar námu hér land.

Flestir tegundir plantna sem borin hafa verið kennsl á úr elstu setlöggum landsins gefa ekki til kynna eiginlegt föðurland tegundanna (Norður Ameríka/Grænland eða Færeyjar/Evrópa) heldur tilheyra plönturnar flórusamfélagi sem hafði mikla dreifingu á norðurhveli jarðar á fyrri hluta og um miðbik míosentíma, t.d. hjartartré, magnólía, platanviður, álmur, toppur, alparós (Mai 1995, Manchester 1999) og gætu plönturnar því hafa komist til Íslands bæði úr vestri og austri. Áhugavert er að margar ættkvíslanna (vatnafura, hjartartré, kastanía, platanviður, álmur, magnólía o.fl.) voru áberandi í Brito-Arctic Igneous Province (BIP) flórunum (Heer 1883, Schloemer-Jäger 1958, Koch 1963, Boulter & Kvaček 1989), en þær eru að minnsta kosti 20 milljón árum eldri en íslensku flórurnar. Allar

tegundir íslensku flórnna eru frábrugðnar BIP flórunum, fyrir utan vatnafuruna (*Glyptostrobus europaeus*). Plöntuleifar úr íslenskum setlögum benda til dreifingar og flutnings plantna yfir frum-Ísland löngu eftir að BIP flórurnar varðveittust í setlögum. Hversu lengi þessi dreifing og flutningur stóð yfir er ekki alveg ljóst. Ef tekið er mið af því að landsvæði sem var hluti af Grænlunds-Skotlands þverhryggnum hafi verið hér ofansjávar löngu fyrir myndun setlaga og elstu berglaga landsins, sem eru 16 milljón ára, þá er ekki hægt að útloka að flóran hafi numið hér land nokkuð fyrir þann tíma og þróast á frum-Íslandi þar til setlögin í Selárdal og Botni settust til.

Heimildskrá

1. Boulter, M.C. & Kvaček, M.C. 1989. The palaeocene flora of the Isle of Mull. Special Papers in Palaeontology No. 42. The Palaeontological Association, London. 149 bls.
2. Friedrich, W.L., Leifur A. Símonarson & Hee, O.E. 1972. Steinvegingar í millilögum í Mókollsdal. Náttúrufræðingurinn 42, 4-17.
3. Friðgeir Grímsson, Denk, T. & Leifur A. Símonarson 2006. Middle Miocene floras of Iceland □the early colonization of an island? Review of Palaeobotany and Palynology, í yfirlestri.
4. Heer, O. 1883. Flora fossilis arctica 7. Dies Fossile flora der Polarländer enthaltend den zweiten Theil der fossilen Flora Grönlands. J. Wurster & Compagnies, Zürich. 275 bls.
5. Hee, O.E. & Friedrich, W.L. 1971. A fossil specimen of the North American Hickory Aphid (*Longistigma caryae* Harris) found in Tertiary deposits in Iceland. Entomol. Scand. 2, 74-80.
6. Koch, E. 1963. Fossil plants from the Lower Paleocene of the Agatdalen (Angmártussut) Area, Central Núgssuaq Peninsula, Northwest Greenland. Meddelelser om Grønland 172 (5), 1-120.
7. Leifur A. Símonarson 1990. Fyrstu landspendýraleifarnar úr íslenskum tertíerlögum. Náttúrufræðingurinn 59, 189-195.
8. Mai, H.D. 1995. Tertiäre Vegetationsgeschichte Europas. Gustav Fischer, Jena. 691 bls.
9. Manchester, S.R. 1999. Biogeographical relationship of North American Tertiary floras. Ann. Missouri Bot. Gard. 86, 472-522.
10. Ridley, H.N. 1930. The Dispersal of Plants Throughout the World. L. Reeve & Co., Ltd. Lloyds Bank Buildings, Ashford, Kent, 744 bls.
11. Schloemer-Jäger, A. 1958. Alttertiäre Pflanzen aus Flößen der Brögger-Halbinsel Spitzbergens. Palaeontographica Abt. B, 30, 39-103.

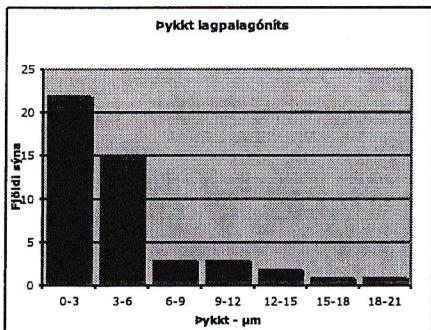
Palagónítisering í fersku móbergstúffi úr Vestur-gosbeltinu

Helga Margrét Helgadóttir og Hjalti Franzson
ÍSOR, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

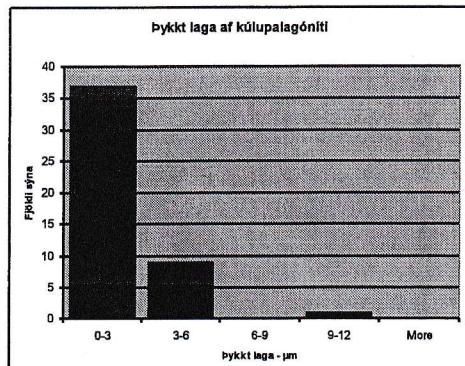
Undanfarin ár hafa eðliseiginleikar móbergs verið rannsakaðir hjá Íslenskum orkurannsóknum ásamt nokkrum samstarfsaðilum. Móbergsverkefnið hefur verið kostað af Auðlindadeild Orkustofnunar og Orkuveitu Reykjavíkur. Markmið verkefnisins er að rannsaka breytingar á poruhluta og lekt í móbergi. Rúmlega 100 sýni voru tekin á ýmsum stöðum af Suðvestur- og Suðurlandi. Sýnin voru tekin af yfirborði og eru allt að 15 cm langir kjarnar með um 2 cm þvermál. Endurspeglar þau hinna ymsu gerðir móbergs (þó allt móbergstúff) og samanstanda af móbergi sem er allt frá því að vera lítt ummyndað til jarðhitaummyndað.

Mikið hefur verið fjallæð um palagónítiseringu undanfarna áratugi. Það virðist vera niðurstaða flestra höfunda að palagónítisering sé flókið ferli sem margir ólíkir þættir hafa áhrif á. Í B.S. verkefni sem ráðist var í sumarið 2005 var ákveðið að fjalla sérstaklega um palagónítiseringu í fersku eða lítillega ummynduð móbergstúffi frá fyrnefndu svæði. Valdar voru 47 þunnsneiðar sem skoðaðar voru í bergsmásjá með tilliti til breytileika og smásjáreignleika palagóníts og einnig frekari ummyndunar ef einhver var. Palagónít er í þessari samantekt notað sem samheiti yfir það efni sem Peacock (1926) skipti í gel-palagónít og trefja-palagónít. Litið er svo á að það þróist frá því að vera myndlaust ísótropískt efni yfir í anísótropískt efni sem er til marks um að kristöllun smektíts sé hafin í því.

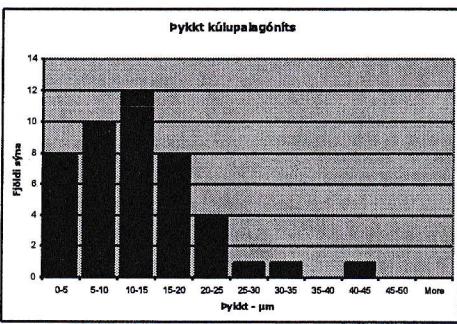
Fjórar gerðir palagónít-myndana voru greinanlegar: 1) Palagónítrimi sem finnst meðfram öllum brúnum, sprungum og blöðrum í glerinu (lagpalagónít), 2) einangrað kúlulaga palagónít, 3) kúlulaga palagónít sem myndar samfellið lög og 4) óregluleg lög. Gerðir 2)-4) myndast á mörkum lagpalagónítsins og ferska glersins. Myndir 1-4 sýna dreifingu þykktar þessara mismunandi gerða. Það er niðurstaða höfunda að myndun palagóníts verði í nokkrum skrefum, þ.e. ein gerð palagóníts myndast á eftir annarri vegna verndandi áhrifa palagónítsins. Þessi skref verða vegna mismunandi aðstæðna við myndun palagóníts og misgóðs aðgengis glersins að vatni. Fyrst myndast palagónítrimi en á eftir fylgir einangrað kúlupalagónít þar sem sprungur hafa myndast í lögini. Þegar anísótropía (smektit kristöllun) verður merkjanleg í lagpalagónítinu fer af stað myndun samfelliðra laga af kúlupalagóníti fyrir innan lagpalagónítið. Það gefur til kynna að smektítið geri lögini lek að hluta. Óreglulega lagið er líklega það síðasta til að myndast en það gæti einnig verið afbrigði af þriðja stigi myndunarinnar. Merki um jarðhitaummyndun sjást í fáeinum sýnum sem leirsteindir í fersku gleri og útfelling ummyndunarsteinda, en hún virðist ekki hafa áhrif á palagónítiseringuna sjálfa.



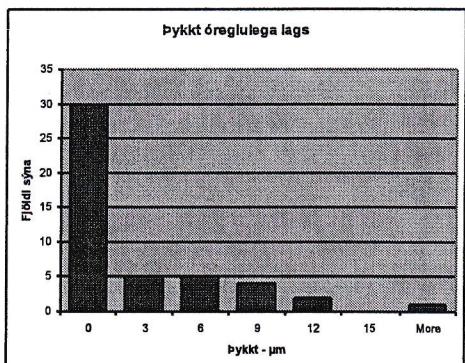
Mynd 1. Þykktardreifing lappalagóníts



Mynd 3. Þykktardreifing laga af kúlupalagóníti



Mynd 2. Þykktardreifing kúlupalagóníts



Mynd 4. Þykktardreifing óreglulega lags

Geometry, mass balance and climate change response of Langjökull ice cap, Iceland

Helgi Björnsson¹, Sverrir Guðmundsson¹, Tómas Jóhannesson², Finnur Pálsson¹, Guðfinna Aðalgeirsdóttir³, Hannes H. Haraldsson⁴

¹Institute of Earth Sciences, ²Icelandic Meteorological Office, ³Department of Geography, University of Wales, ⁴National Power Company.

The geometry of the surface and bed of Langjökull, Iceland, was constructed from GPS and radio-echo surveys in 1997. The mass balance of the ice cap was measured from 1996-1997 to 2004-2005 and linked to climatic variables recorded in automatic weather stations on the glacier every summer since yr 2001, and to the records of the Hveravellir meteorological station east of the ice cap. A degree-day mass balance model was calibrated against stake observations of winter and summer balance on the glacier for 1997 to 2004. We used the mass balance model, coupled to a 3-D ice flow model, to simulate the evolution of Langjökull, over the next two centuries in response to a prescribed climate change scenario for Iceland (the Nordic CWE project). The volume of ice is predicted to decrease by half in 150 yrs and the glacier will have disappeared within 200 yrs. Runoff will increase until the close of the 21st century but decrease thereafter.

Skorpan þykkt og þynnt á víxl

Ingi Þorleifur Bjarnason (ingib@hi.is)

Jarðvísindastofnun Háskólans, 101 Reykjavík, Ísland

Á undanförnum árum hafa breytilegar þykktir á jarðskorpu Íslands verið mældar og túlkaðar með ýmsum skjálftafræðilegum aðferðum, t.d. bylgjubrots mælingum, stöðvarföllum og yfirborsbylgjum. Mismunandi þykkt skorpunnar kemur ekki á óvart því t.d. flotjafnvægi kallar á mismunandi þykka skorpu. Þannig er þynnsta skorpan 15 km þykk undir hinum lágstæða Reykjanesskaga og þykkest 40 km undir hinu hástæða mið Íslandi. Samkvæmt yfirborðsbylgju mælingum er stór hluti austur helnings Íslands með þykka skorpu, 29-31 km að meðaltali. Sömuleiðis virðist elsta tertíér skorpa Vestfjarða vera þykk, 29 km að meðaltali. Á afmörkuðum stöðum undir norður og vestur gosbeltunum, Kröflu og Þingvallavatni, hefur skorpan mælst 19-22 km þykk með bylgjubrots mælingum. Undir vestur gosbeltinu mælist skorpan sambærilega þykk með yfirborðsbylgjum, 19 km að meðaltali. Vegið meðaltal þessara þykkskorpu líkana er ~30 km, sem verður að teljast óvenju mikil upphleðsla. Mælingar og túlkun undirritas á yfirborðsbylgjum, Rayleigh og Love, kalla á endurskoðun skorpuþykktar undir mið Íslandi, en aðrir landshlutar sem þær ná til eru í góðu samræmi við fyrri mælingar. Það er bylgjuhraði og hraðastigull undir mið Íslandi sem gefa til kynna að skorpan þar sé u.p.b. helmingi þynnir eða einungis 20 km þykk. Það er svipuð þykkt og undir vestur gosbeltinu og má lauslega draga þá ályktun að skorpu myndun síðust ~7 milljón ára sé ~20 km. Með þessum niðurstöðum minnkar vegið meðaltal skorpunnar í 25 km. Þrjár skýringar fyrir breytri skorpuframleiðslu koma til greina, en raunveruleikinn er líklega samblund þeirra. **a)** Minnkuð virkni möttulstróksins/heita reitarins á innan við síðustu ~7 milljón árum. Minnkuð virkni hefur nokkra samsvörum með aldri V-laga hryggja á Reykjaneshrygg, sem eru 7 milljón ára og eldri, og með minnkaðri upphleðslu í yfirborðs jarðlagastafla síðustu 6.5 milljón ár. **b)** Að lega hryggjarins sé orðin óhagstæðari, of vestarlega, fyrir gott samspil stróks og hryggjar í skorpuframleiðslu. **c)** Þykkari skorpa undir síð-míósen (8.5-10 milljón ár) og eldra bergi er líklega mynduð mislægt í tveimur eða fleiri upphleðslu skeiðum vegna gosbelta flutninga. Þetta á sérstaklega við á austfjörðum, sem hefur tvöfalt þykkari goshluta skorpunnar en sú skorpa sem er að myndast í dag, sem er um 5.5 km þykkur.

Þróun jökuljarðhniks í jökgulgörðum sem mynduðust við framhlaup Brúarjökuls 1890

Ívar Örn Benediktsson, Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, Askja, Sturlugata 7, IS-101 Reykjavík (iob2@hi.is).

Markmið rannsóknarinnar var að kanna myndun og móturn jökulgarða sem mynduðust við síðstu tvö framhlaup Brúarjökuls árin 1890 og 1964. Tilgangur rannsóknarinnar var að afla frekari þekkingar á jaðarumhverfi og jökgulgörðum sem myndaðir eru af hraðskreiðum jöklum. Í rannsókninni var þróun jökuljarðhniks í jökgulgörðunum frá 1890 m.a. könnuð og líkan af myndun þeirra búið til.

Ljóst er að þróun jökuljarðhniks við jaðar Brúarjökuls er nátengd bæði aðstæðum í undirlagi jökulsins og aðstæðum í þeim setlögum sem aflagast. Nýlegar setlagarannsóknir benda til að myndun jökulgarðanna hafi hafist þegar tenging komst á milli undirlags jökulsins og berggrunnsins þar fyrir neðan. Þetta má útskýra með nýju líkani af flæðiháttum Brúarjökuls við framhlaup (Benediktsson o.fl. 2006). Rannsóknir á setlögum framan við jökulinn hafa leitt í ljós útbreitt kerfi svokallaðra afvötnunarbyggingareinkenna (*e. water-escape structures*) sem liggja samsíða yfirborði berggrunnsins undir setþekjunni (undirlagi íssins). Þessi afvötnunarbyggingareinkenni gefa til kynna að vatn hafi runnið undir þrýstingi á mörkum setþekjunnar og berggrunnsins. Þetta bendir til að setþekjan, sem annars var tengd botni íssins, hafi verið laus frá berggrunninum fyrir neðan og að þar hafi meginfærsla jökulsins og setþekjunnar átt sér stað í framhlaupunum. Á vissum svæðum hefur vatn síðan náð að renna burt og þrýstingnum þar með létt, sem síðan hefur leitt til tengingar á milli setþekju og berggrunns í kjölfarið. Á slíkum „límkenndum” svæðum hefur samþjöppun á setþekjunni átt sér stað og leitt til myndunar samþjöppunarlandforma, s.s. jökulgarða við jöklusporðinn.

Samþjöppun setþekjunnar, sem myndar jökulgarðana frá 1890, hefur hafist með myndun andhverfu í efri setlögum og því næst myndun samhverfu framan hennar (mynd 1). Um leið hefur aflögun setlega orðið meiri og óreglulegri eftir því sem neðar dró í setlagasyrpunni. Við frekari framrás jökulsins hefur hin upprunalega andhverfasamhverfa verið endurfelld svo að fjölhalla fellingar (*e. polyclinal folds*) hafa myndast í efstu setlögunum. Á síðari stigum myndunar garðanna hefur stökk aflögun (*e. brittle deformation*) einnig átt sér stað (mynd 1).

Setög jökulgarðanna frá 1890 samanstanda af finkornóttu seti, s.s. gömlum fokjarðvegi, mó og gjóskulögum. Í einstaka tilfellum má finna jökulruðning í neðri hluta jökulgarðanna. Undirlag setþekjunnar og jökulgarðanna er í flestum tilfellum berggrunnur en ármöl má einnig finna í sumum tilfellum.

Vatnafræðilegar, setfræðilegar og varmafræðilegar aðstæður í setlögunum sem aflagast skipta miklu máli fyrir myndun jökulgarðanna. Ljóst er að vatnafræðilegar aðstæður hafa mikla þýðingu fyrir tengsl setþekju og berggrunns. Kornastærð setлага hefur einnig mikil áhrif á vatnafræðina þar sem finkornótt setög viðhalda háum vatnsþrýstingi og geta stuðlað að aukinni aflögun, en grófkornótt setög leiða til þrýstifalls og þ.a.l. tengingar milli setþekjunnar og undirlags hennar. Einnig skiptir varmaástand miklu máli, þ.e. hvort setög eru sífrosin eða einungis frosin um veturn.

Talið er að jökulgarðarnir hafi myndast án þess að umtalsverður sífreri hafi verið

til staðar í setlögunum. Sífrosnir skikar framan við jökulgarðinn eru þó taldir hafa hindrað framrás jökulgarðanna og aukið staðbundna sambjöppun setlaga. Álið er að vetrarfrost hafi aukið seigju efstu setlaganna og þar með skerstyrk þeirra. Þessi aukni skerstyrkur er talinn hafa orsakað það að teygjanleg aflögur varð ráðandi í efstu setlögunum.

Niðurstöður rannsóknarinnar stuðla að auknum skilningi á flæðiháttum framhlaupsjökla sem og á víxlverkandi þáttum á mörkum íss og undirlags. Ennfremur eykur rannsóknin þekkingu á landmótun og byggingareinkennum jökulgarða sem myndaðir eru af hraðskreiðum jöklum og varpar ljósi á mikilvægi mismunandi aðstæðna í setlögum á myndunartíma jökulgarðanna.

Heimild:

Benediktsson, I.Ö., Kjær, K.H., Ingólfsson, Ó., Larsen, E., van der Meer, J.J.M., Krüger, J., Knudsen, C.G. & Schomacker, A. 2006: *Fast ice flow of a surging glacier on a decoupled substrate, and its significance for end-moraine formation*. Natural Science Symposium, University of Iceland. Reykjavík 3.-4. March 2006. Abstract E08.

Sprungukortlanging á Suðvesturlandi með smáskjálftum – Yfirlit

Kristín S. Vogfjörð¹, Sigurlaug Hjaltadóttir¹, Ragnar Slunga²

¹Veðurstofa Íslands, ²Uppsalaháskóli

Á Undanförnum árum hefur fjöldi sprungna í jarðskorpu Íslands verið kortlagður með smáskjálftum. Notuð eru jarðskjálftarit úr fastaneti (SIL) Veðurstofunnar (VÍ) og mismunur komutíma P- og S-bylgna á mælistöðvum, frá smáskjálftabyrpungum fundinn með millisekúndna nákvæmni. Við bestu aðstæður leiðir þessi tímanákvæmni til innbyrðis staðsetningarnákvæmni skjálftanna upp á tugi metra og gerir þannig kleift að kortleggja sameiginlega sprungufleti þeirra ef til eru. Uppbygging SIL netsins hófst á Suðurlandi um 1990. Þaðan eru því flestir skráðir skjálftar í gagnagrunni VÍ og þéttleiki mælanetsins mestur. Kortlagningen hefur þess vegna einkum beiðst að jarðhita og sprungusvæðum vestara gosbeltisins og Suðurlandsbrotabeltisins. Helstu brot sem kortlöög hafa verið eru sprungukerfi á Hengilssvæðinu, stóru sprungurnar í Suðurlandsbrotabeltinu, og á Reykjaneskaga sprungukerfin við Fagradalsfjall og á Krísuvíkursvæðinu (við Kleifarvatn).

Í kjölfar suðurlandsskjálftanna í júní 2006, varð geysileg aukning í skjálftavirkni á öllu Suðurlandsbrotabeltinu. Þá skráðust tæplega 20 þúsund skjálftar, sem lýstu upp fjölda smábrota, auk stóru sprungnanna tveggja sem framkölluðu M6.5 skjálftana 17. og 21. júní, og fjögurra annara M>5 skjálfta, sem urðu á fyrstu 5 mínútunum eftir 17. júní skjálftann. Smáatriði í sprunguflötum stóru skjálftanna eru vel greinanleg eftir endurstaðsetningu. Til dæmis er 17. júní sprungan samsett úr þrem skástígum sprunguflötum með svipaðan halla, en 21. júní sprungan ser samsett úr tveim flekum með sömu strikstefnu en mismunandi halla. Brotfletir M>5 skjálftanna eru hins vegar misvel sýnilegir í smálkjálftadreifingunni.

Yfir 85 þúsund skjálftar skráðust í umbrotahrinu, sem varð á Hengilssvæðinu á árunum 1993 til 1998 samfara 8 cm landrís með rismiðju undir Dalafelli, norðan Hveragerðis. Skjálftavirknin náði hámarki 1998 og framkallaði tvo M5 skjálfta; annan á norðanverðri Hellisheiði 4. júní og þann seinni í Hjallahverfi í Ölfusi 13. nóvember. Í kjölfar Suðurlandsskjálftanna árið 2000 jókst virknin tímabundið en dó fljótt út aftur. Um helmingur skjálftanna (1997-2000) hefur verið endurstaðsettur og helstu sprungur kortlagðar. Um 5 km löng, NNA-læg sprunga 4. júní skjálftans kemur vel fram í eftirskjálftadreifingunni og virðist samsett úr smærri skástígum sprungum, með hægri handar sniðgengisfærslum. 13. nóvember sprungan er um 7 km löng ANA-læg, með vinstri handar sniðgengisfærslu. Almennt hafa ANA- og austlægar sprungur með vinstri handar færslustefnum virkjast í NA- og SV-fjórðungi, miðað við rismiðjuna undir Dalafelli.

Við Kleifarvatn hafa verið kortlagðar tvær 5 km langar norðlægar sprungur með hægri handar sniðgengishreyfingum. Önnur sprungan er við austurenda vatnsins, og virkjaðist hún af S-bylgjum frá 17. júní skjálftanum, en hin er vestan Krísuvíkur, milli Sveifluháls og Núpshlíðarháls og nær norður að Trölladyngju. Norðaustur úr suðurenda sprungunnar gengur sprungukerfi út í Kleifarvatn. Sprungan varð virk í ágúst 2003, og suðurendi hennar aftur að einhverju leyti í byrjun apríl 2006 samfara aukningu í harmonisku bakgrunnssuði, sem líklega er tengt suðu í jarðhitakerfi SV af Krísuvík..

Við Fagradalsfjall hefur öll virkni frá upphafi mælakerfisins, rúmlega 5 þúsund skjálftar, verið kortlöög og í ljós komið um 20 aðgreinanlegar sprungur og sprungukerfi. Flest brotin eru um kílómeter að lengd, en nokkur ná 2-4 km lengd.

Sprungustefnurnar sýna samspil ANA stefnunnar sem goshryggirnir á skaganum hafa og og norðlægra stefna, í samræmi við stóru sprungurnar við Kleifarvatn. Færslustefnur lýsa ýmist hægri eða vinstri handar hreyfingum, eftir afstöðu sprungnanna til stefnu minnstu lárétrar spennu á svæðinu.

Af bergsegulmælingum í V. - Barðastrandarsýslu

Leó Kristjánsson, Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, 101 Reykjavík

Fátt hefur komið út á prenti varðandi jarðfræði þess skaga sem skipt er í þrennt af Patreksfirði og Tálknafirði. W. Friedrich skrifaði nokkuð um suðaustur-hluta þessa svæðis í doktorsritgerð sinni við Kölnarháskóla um steingervingalög hjá Brjánslæk 1966 (og til eru óbirt gögn míin frá 1987 um segulstefnumælingar á 43 hraunlögum í tveim sniðum þar). J. Preston frá Belfast vann að kortlagningu jarðlagastaflans milli Arnarfjarðar og Patreksfjarðar 1970-73. Ýmsar niðurstöður Prestons birtust í tímaritinu Tectonophysics 1975, ásamt bergsegulmælingum mínum á einu sniði (44 hraunlög) nálægt Bíldudal. I. McDougall og samstarfsmenn birtu niðurstöður um kortlagningu, aldursgreiningar og segulmælingar á samsettu sniði gegnum vestanverða Vestfirði sunnan Djúps í J. Geophys. Res. 1984.

Á árunum 2004-05 hóf ég nýja söfnun sýna til bergsegulmælinga við Arnarfjörð, Tálknafjörð og Patreksfjörð, með styrk frá Rannsóknasjóði HÍ. Safnað var þau sumur stefnumældum borkjörnum úr 197 hraunlögum í 8 fjallshlíða-sniðum eða hlutum sniða. Er lokið mælingum á segulstefnum í þeim, og úrvinnslu að að mestu. Reyndust löggin mjög vel til síkra mælinga fallin. Tvö þessara sniða voru ný, en í hinum var stuðst að nokkru leyti við gögn úr kortlagningarnámskeiði jarð- og landfræðiskorar haustið 2002 sem tókst að hafa upp á.

Niðurstöður benda til fremur hraðrar upphleðslu jarðlagastaflans. Í þrem sniðanna kemur að öllum líkendum fyrir sami umsnúningur meginsegulsviðs jarðar úr Li^{+} -fugri (R) segulstefnu í Li^{+} -síðu (N). Stefna sviðsins sýnir óreglulegt flökt í þessum umsnúningi og einnig oft milli umsnúninga, líkt og sést hefur í fyrri rannsóknum á íslenskum hraunlögum af svipuðum aldri.

Sýnasöfnun verður haldið áfram 2006-07 og m.a. stefnt að segulmæla hraunlög á heillegu samsettu sniði gegnum staflann frá utanverðum Arnarfirði og suður fyrir Patreksfjörð. Reynt verður að nota segulumsnúninga ásamt einkennandi feldspatdíóttum hraunum, setlögum og öðrum gögnum til að tengja þennan stafla við áðurnefnt samsett snið McDougalls o.fl. frá 1984.

Geovisualisation of carbon fluxes in North-eastern Iceland. Google Earth and wireless GIS examples

Marin Ivanov Kardjilov¹, Guðrún Gísladóttir¹ and Sigurður Reynir Gíslason²

¹ Department of Geology and Geography, University of Iceland, Askja, 101 Reykjavik

² Institute of Earth Sciences, Askja, 101 Reykjavik

Regions dominated by exposed reactive Mg-Ca silicate rocks, high rainfall and high relief are the most important long term CO₂ sinks on land. The basaltic terrain of North-eastern Iceland is one of these regions. The objective of this study is to compare the river carbon fluxes stemming from weathering: dissolved inorganic carbon DIC, dissolved organic carbon, DOC and particulate organic carbon, POC with those of the vegetation in the catchments: gross primary production, GPP and net primary production, NPP. The DIC, DOC and POC fluxes were measured in 8 river catchments in North-eastern Iceland for the 6 years period between 1998 and 2003. The terrestrial GPP and NPP for the same catchments are based on MODIS satellite data. These remotely sensed fluxes are spatially calculated for every year in the period between 2000 and 2003. The DIC and POC fluxes out of the catchments are studied in relation with the spatial distribution of the vegetation, i.e. with the terrestrial GPP and NPP, temperature and elevation. Thus it was possible to define the climate effect on all the fluxes and the correlation between them.

The 8 catchments cover 1/10th of Iceland and they differ in elevation and bedrock age, vegetation and glacial coverage, precipitation and temperature. Holl and Grimsstadir are the catchments with the highest (11.4 and 10.9 g C m⁻² yr⁻¹) chemical DIC weathering rate while Fjardara is the lowest (3.9 g C m⁻² yr⁻¹) mainly due to the old age of the bedrock. The POC flux for the Holl catchment is highest for all of the years of study (1.0 g C m⁻² yr⁻¹) and the reason is probably the extensive area of wetlands in the catchment, whereas Grimsstadir, Fellsa, Grimsa and Lagarfljot produce the lowest POC fluxes (0.3 g C m⁻² yr⁻¹). The most productive year for riverine fluxes in general is 2002 and the least productive are the years 1998 and 2000 with minor fluctuations for some of the catchments.

The satellite derived GPP and NPP fluxes are highest in the catchments Lagarfljot (92.9 and 23.6 g C m⁻² yr⁻¹) and Grimsa (97.7 and 20.0 g C m⁻² yr⁻¹) and the lowest in Grimsstadir (3.5 and 1.7 g C m⁻² yr⁻¹). The year 2001 is the lowest in terrestrial carbon production while 2003 is the highest one.

The preliminary results indicate correlation between DIC flux and GPP for the catchments of Jokulsa a Dal at Bru (78%) and Jokulsa a Fjollum (55%), small correlation for Jokulsa a Dal at Hjardarhagi (44%) and Holl (38%) and almost no existence of correlation for the other catchments. DIC correlates better with NPP than GPP for the same catchments, except Holl. POC flux relates to GPP in the similar manner as DIC, but correlates very strong with NPP in the catchments of Jokulsa a Dal at Bru (94%), Jokulsa a Fjollum (83%), Jokulsa a Dal at Hjardarhagi (64%).

The geovisualisation of the carbon fluxes is done with Google Earth (Fig. 1) and wireless GIS (Fig. 2). The wireless GIS is for GSM mobile phones, PDA, etc.

This research was supported by the Icelandic Centre for Research, the Research Fund of the University of Iceland, the National Power Company and the Icelandic Ministry for the Environment.

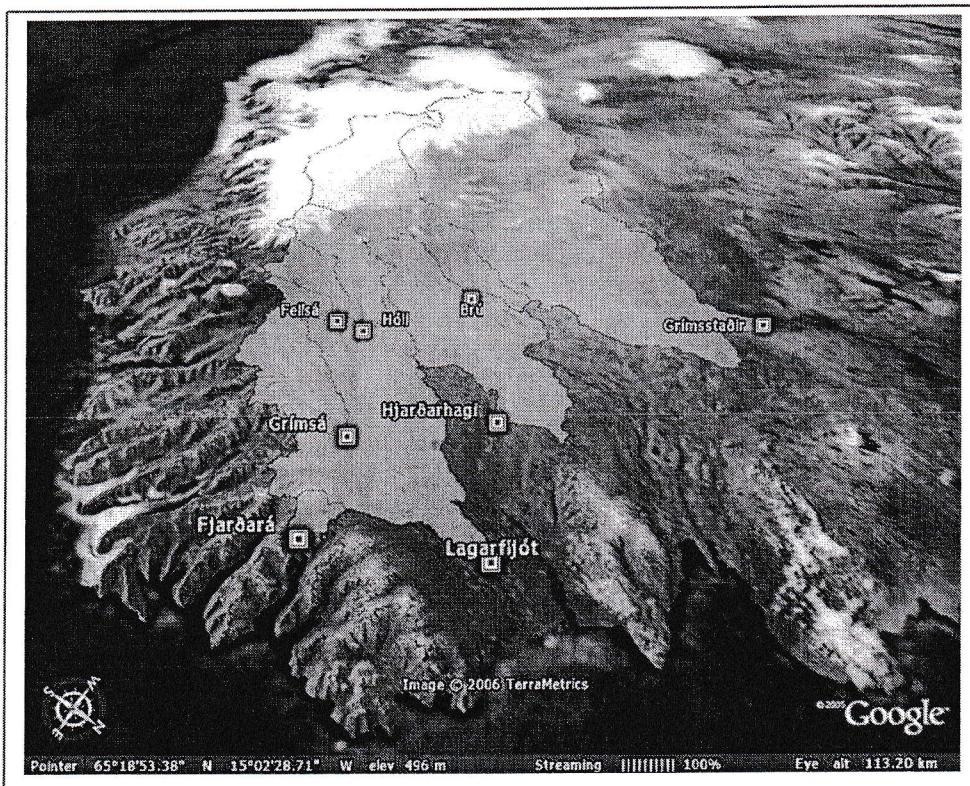


Fig 1. The studied catchments in North-eastern Iceland in Google Earth.

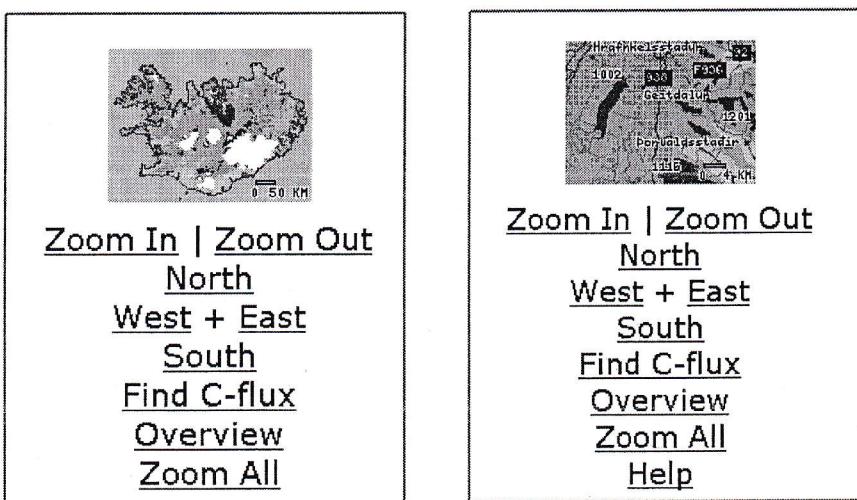


Fig 2. The carbon fluxes in North-eastern Iceland visualised in wireless GIS.

Tectonic settings of geothermal manifestations in Upper Árnessýsla and Klettur-Runnar, South and West Iceland

Maryam Khodayar¹, Ásdís D. Ómarsdóttir², Sigurður H. Markússon², Páll Einarsson², Hjalti Franzson¹, Sveinbjörn Björnsson³

¹ÍSOR, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík, ²University of Iceland, Faculty of Sciences, Askja, 107 Reykjavík, ³Orkustofnun, Grensásvegur 9, 108 Reykjavík

In 2004, we began an effort to systematically map the low-temperature areas of the Hreppar and the Borgarfjörður rift-jump blocks in South Iceland and West Iceland with the GPS, and analyse their tectonic settings with respect to other types of data we collected in the past decade in these areas. In 2005, we continued to map more geothermal manifestations in Upper Árnessýsla and in Reykholtadalur. Below is an overview of the outcome of the 2005 field campaigns in South and West Iceland.

In Hreppar, 65 geothermal features were mapped in Efri-Reykir, Syðri-Reykir, Miklaholt, Spóastaðir, East Laugarás, Reykjavellir, Reykholt, Fell-Fellskot, Böðmóðsstaðir, and Hagi in Upper Árnessýsla. They consist of 43 hot and cold springs, and 22 boreholes both for exploration and production. Measured temperatures of the hot springs are between 13.8°C and 96.8°C. The springs of Reykjavellir are aligned on the same N-S fault as those of Laugarás. The fault displays evidence of dextral-strike-slip, similar to the earthquake fractures of the South Iceland Seismic Zone. Manifestations in Fell use the tip of a NNE normal fault. Efri-Reykir and Böðmóðsstaðir line up respectively on a northerly and an ENE fracture system, similar to the conjugate set of dextral and sinistral earthquake fractures, while Syðri-Reykir is at the intersection of these two fracture sets.

In Borgarfjörður, 207 geothermal features were mapped in Klettur-Runnar in Reykholtadalur. They consist of 31 cold springs, 170 warm and hot springs, and one borehole. Measured temperatures of the hot springs are between 10.3°C and 83.1°C. The springs of Klettur-Runnar are aligned equally on N-S and NW regional fractures in the northern parts of Klettur-Runnar. In the southern part, however, the tectonic settings are primarily controlled by two NNE fractures and secondly by WNW/NW fractures.

The local organisations of geothermal manifestations are generally similar to their regional host fractures in Hreppar and in Borgarfjörður. However, frequently the springs line up locally along single fractures, or are at the intersection of several fractures that strike differently from their host regional fractures. No differences appear between the directions of the cold springs and those of the hot springs, and the same fracture can be used as the flow path for cold and hot manifestations. Data suggest that recent tectonic activity has influenced geothermal activity in Hreppar and Borgarfjörður, and rifting has controlled least the regional and local alignments of the springs. In South Iceland, manifestations are mostly influenced by fracture sets similar to the earthquake fractures of the South Iceland Seismic Zone. In Borgarfjörður, complex fracture pattern of the basement has reopened, leading to geothermal manifestations at the surface.

Seismicity in Iceland during 2005

Matthew J. Roberts

Physics Department, Icelandic Meteorological Office, 150 Reykjavík

Here we present observations of earthquake activity in Iceland during 2005, as observed by the national seismic network (SIL network) of the Icelandic Meteorological Office. During the year, 10,016 earthquakes and 322 explosions due to construction work were detected (Figure 1); additionally, 475 icequakes were recorded in the outlet glacier Skeiðarárjökull during jökulhlaups or intense rainfall. Earthquakes ranged in size from magnitude-local-weighted (M_{LW}) -1.4 to 4.8. The largest earthquake struck ~160 km offshore from the east coast on 31 January at 20:29 GMT; from international measurements this earthquake had a body-wave magnitude (M_b) of 5.2 (USGS / NEIC, 2005). The most distant earthquake recorded by the SIL network occurred on the Reykjanes Ridge, 744 km from the nearest SIL station (epicentre: 58.75°; -28.65°). The total energy released by earthquakes in 2005 was equivalent to 2.9×10^{16} N m (Figures 2 and 3); these events represent 4.4% of the SIL catalogue of 240,936 earthquakes detected between 1991 and 2005. Earthquake swarms took place throughout the year, both inland and offshore. The daily, maximum earthquake rate was reached on 05 January when a swarm produced 315 earthquakes in a region 21 km southeast of Grímsey (Figure 4). This swarm persisted until 08 January, resulting in 532 earthquakes (Figure 3). In the presentation, we will give an overview of seismicity from selected regions, including the ice caps Mýrdalsjökull and Vatnajökull.

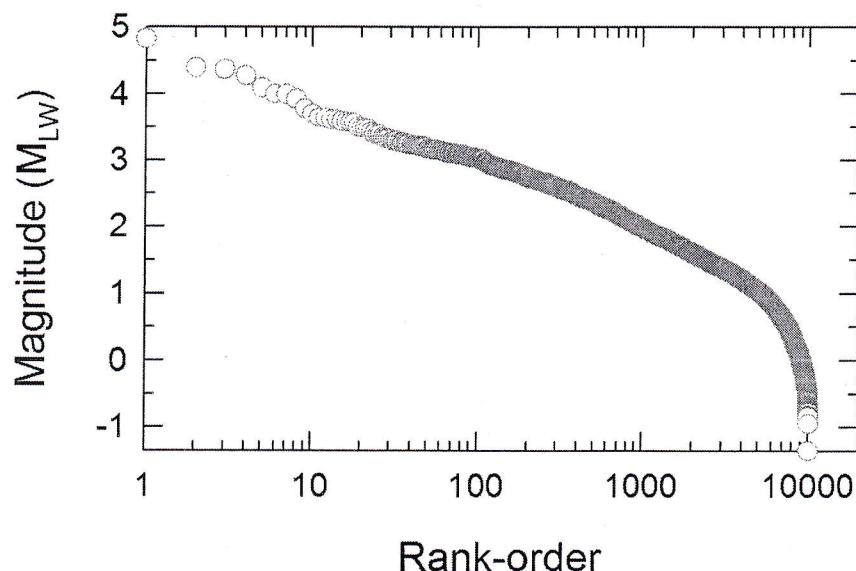


Figure 1. Rank-ordered plot of the weighted-local-magnitude (M_{LW}) of earthquakes recorded during 2005. Note that the plot emphasises the extreme tails of the data-set.

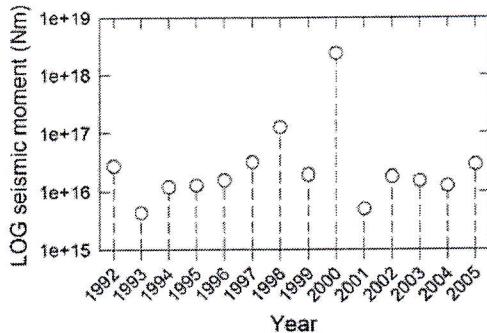


Figure 2. Summed, annual seismic moment for earthquakes monitored by the SIL network.

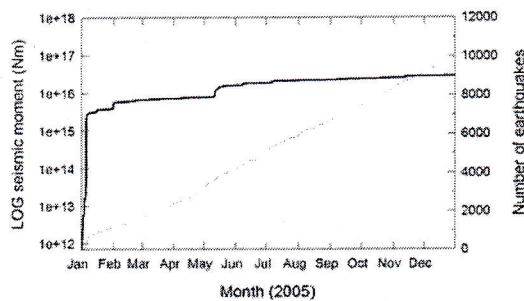


Figure 3. Combined, cumulative plot of seismic moment □ a proxy for energy release □ and the corresponding number of earthquakes during 2005.

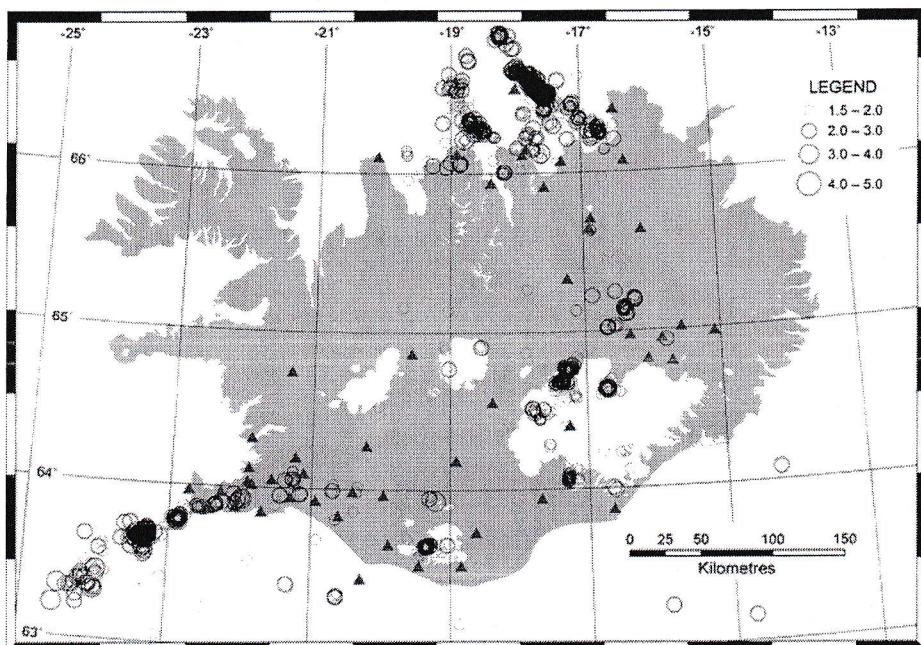


Figure 4. Schematic map of Iceland illustrating the epicentres of earthquakes ($M_{LW} \geq 1.5$) recorded by the SIL network during 2005. Within the outline of the country, the white areas represent glaciated regions, and the 50 grey triangles denote the location of SIL seismometers. The map datum is ISN93 with geographic coordinates overlaid.

Samsíða sniðgengi við Fagradalsfjall á Reykjanesskaga

Páll Einarsson^{1,2}, Maryam Khodayar³, Ásta Rut Hjartardóttir², Benedikt Ófeigsson^{1,2}, Amy Clifton⁴ og nemendur í Tektóník, jarð- og landfræðiskor, Háskóla Íslands 2005

¹ Jarðvísindastofnun Háskólans, ² Háskóli Íslands, Raunvísindadeild, ³ ÍSOR,

⁴ Norræna eldfjallasetri, Jarðvísindastofnun Háskólans

Flekaskilin á Reykjanesskaga eru mjög skásett með tilliti til rekvigrans milli meginflekanna tveggja. Stefna flekaskilinn er nálægt 80° en rekstefnan er 104° . Sprungusveimar með gjám og siggengjum eru áberandi á Reykjanesskaga. Þeir hafa stefnu nálægt NA-SV og skera flekaskilin. Þó þeir hafi verið teknir sem vísbending um gliðun jarðskorpunnar þá eru þeir mjög skáettir og stefna ekki hornrétt á rekvigrann. Kortlagning á seinni árum hefur leitt í ljós að virk sniðgengi með N-S strikstefnu er einnig að finna í tengslum við flekaskilin. Þau eru mun minna áberandi en siggengin vegna þess að lóðréttar færslur eru litlar og áhrif á landslag því lítil. Þau finnast þó allt frá Reykjanestá og austur í Ölfus, en eru mjög misdreifð. Þéttast liggja þau á svæðum milli sprungusveima eldstöðvakerfanna. Ekki er þó fullljóst hvort það stafar af því að sniðgengi innan sprungusveimanna dyljist innan um siggengin og hyljist þar fremur í hraunum eldstöðvakerfanna.

Haustið 2005 fóru nemendur í Tektóník við Hí ásamt kennurum í rannsóknarferðir á svæði þar sem sniðgengi liggja einna þéttast á Reykjanesskaga, sunnan og vestan við Fagradalsfjall. Notuð voru GPS-tæki með upplausn um 1-2 m til að kortleggja sprungur og sprungutengd fyrirbrigði, svo sem niðurföll og sprunguhóla. Sprungurnar koma þarna fram í sléttum hraunum frá nútíma og eru víðast auðfundnar. Kortlöög voru 4 greinileg sprungukerfi sem hvert um sig hafði N-S stefnu. Kerfin eru 0,5-1,5 km að lengd en eru greinilega hlutar af lengri kerfum sem sjá má móta fyrir, t.d. uppi á Fagradalsfjalli. Bil á milli kerfanna eru 0,3-0,4 km. Öll kerfin hafa einkenni hægri-handar sniðgengja, skástigni og sprunguhóla. Einstakar sprungur hafa austlægari strikstefnu en kerfið í heild og raðast skástigt á það. Sprungurnar eru víðast opnar gjár eða niðurföll, 1-2 m á breidd, stundum víðari. Milli hliðraðra sprunguenda myndast sprunguhólar. Þeir stærstu eru vel á annan metra á hæð, sprungnir og molaðir í toppinn.

Á Reykjanesskaga eru tvønn konar sprungukerfi og er bergspenna þeim tengd ólík. Annars vegar eru sprungusveimar eldstöðvakerfanna sem einkennast af siggengjum, opnum gjám og gossprungum. Þau hafa NA-SV stefnu. Sprungurnar eru almennt samsíða kerfunum og má túlka sem afleiðingu gliðunara og innskotavirkni. Hins vegar eru sniðgengi með N-S stefnu. Yfirborðssprungur stefna skástigt á kerfin. Sameiginleg báðum tegundum sprungukerfa er stefna minnstu þrýstispennu. Ás minnstu höfuðspennu er lárétturn og hefur NV-læga stefnu. Færa má rök fyrir því að sprungusveimar eldstöðvakerfanna séu einkum virkir þegar kvika er til staðar í skorpunni eða skammt neðan hennar. Þess á milli séu sniðgengin virk. Þau eigi verulegan þátt í þeirra aflögun sem á sér stað um flekaskilin og megi lýsa henni með svokölluðu bókahillulíkani. Kortlagning okkar við Fagradalsfjall bendir til þess að sniðgengin geti legið nokkuð þétt, þ.e. þykkt bókanna í líkaninu geti verið allt niður í 0,3 km.

Crustal subsidence due to the Hálslón reservoir: predicting the elastic Earth response

Ronni Grapenthin, Freysteinn Sigmundsson
Nordic Volcanological Centre, Institute of Earth Sciences, Askja, 101
Reykjavík

The Hálslón reservoir in NE-Iceland, to be formed as a part of the Kárahnjukar hydropower project, will be the largest man-made load on the Icelandic crust. Situated on the northern edge of Brúarjökull, an outlet glacier of the Vatnajökull ice cap, the reservoir will contain about 2.4 km^3 of water and suspended glacial sediments when completely filled. The crust will give an instantaneous response when the reservoir is filled. Later, a visco-elastic response due to isostatic adjustment associated with the new load will result in further subsidence. Forecasts of the vertical displacement induced by this load are made for a Young's modulus ranging from 10 GPa to 100 GPa. For the Poisson's ratio we chose a value of 0.25. Comparing our estimates to the actual subsidence while and after filling of the reservoir will give a better understanding of the ground characteristics in this area, and allow a determination of the effective Young's modulus.

To estimate the deformation produced by a complex load pattern we use the Green's functions derived by Pinel et al. (2006). For each grid point in the region of interest, ground's response due to the exact load geometry can be calculated by convolving the Green's functions with the load's mass. The presented work concentrates on the immediate elastic response of the Earth, thus it is modeled as an elastic half space. This gives an estimate of the instantaneous subsidence associated with the filling of the reservoir. Additionally we look at the effect of annual water level fluctuations on ground deflection since the water surface will range from 550 m to 625 m a.s.l. during an annual cycle.

The order of magnitude of subsidence can be estimated by assuming a disc load of Hálslón's future volume: a disc radius of 5 km then results in a disc height of about 30.6 m. Subsidence under a disc load on the surface of an elastic half space is highest at the load's center. Assuming a load density of 1000 kg m^{-3} , a Young's modulus ranging from 10 GPa to 100 GPa, and the given Poisson's ratio, the vertical displacement under the disc center ranges from about 281 mm to 28 mm. This can for instance be derived from the convolution of a disc load with a Green's function for response to a unit point mass applied to an elastic half space (Pinel et al., 2006).

Due to the steep topography in the canyon we chose a block size of 50 m x 50 m for the grid with the height of the water column atop the elastic half space at each grid point.

Future modeling will include the influence of the dams on subsidence and estimate horizontal displacements. The final relaxed state of the Earth after loading will be modeled by applying Green's functions for a thick elastic plate overlying a fully relaxed fluid (Pinel et al., 2006). A comparison to a visco-elastic model using the Finite Element Method (FEM) for an axisymmetric load (Pagli et al., 2006) will be attempted as well for modeling temporal evolution of the subsidence.

Summary: We derive a crustal subsidence ranging from 28.1 cm to 2.8 cm for a Young's Modulus between 10 GPa and 100 GPa respectively as elastic response to the filling of the Hálslón reservoir.

References

- C. Pagli, F. Sigmundsson, B. Lund, E. Sturkell, H. Geirsson, P. Einarsson, T. Árnadottir:
Glacioisostatic deformation around the Vatnajökull ice cap, Iceland induced by recent
climate warming: GPS observations and Finite Element Modelling. submitted, 2006.
- V. Pfnel, F. Sigmundsson, E. Sturkell, H. Geirsson, P. Einarsson, M. Gudmundsson, T. Högnadóttir:
Green's function estimates of Earth response to variable surface loads: Application to Deformation
of the subglacial Katla volcano, Iceland. submitted, 2006.

Uppruni kómatíts

Sigurður Jakobsson, Jarðfræðastofnun Háskólans

Kómatít eru magnesíum ríkust þeirra bergtegunda sem teljast til gosbergs með allt að 30 þungaprósent MgO og finnast einkum í jarðlögum frá upphafssöld (Archean, 2.7-3.5 Ga). Þau eru yfirleitt talin hafa myndast sem hlutbráð perídótíts á 150 - 300 km dýpi.

Kómatít má skipta í two flokka eftir $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ hlutfalli. Kómatít með $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ hlutfall lægra en 1.0 eru nefnd ál-rík (aluminum undepleted); til þeirra teljast ma. kómatít frá Munro héraði í Kanada en kómatít sem hafa $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ hlutfall í kringum 1.5 eru nefnd ál-snauð (aluminum depleted) og eru kómatít frá Barberton í Suður Afríku dæmi um slikt berg.

Rannsóknir á bráðnunarferlum perídótíts sýna að hlutbráð sem líkust er kómatiti myndast á bilinu 5-10 GPa og við 1700 til 1900 °C ef vatn er ekki til staðar. Þetta hitastig er hærra en almennt er gert ráð fyrir að hitastig möttuls hafi verið á myndunartíma kómatíts og verður því annað hvort að endurskoða kólnunarsögu jarðar og hitastig á upphafssöld eða leita annarra skyringa á uppruna kómatíts.

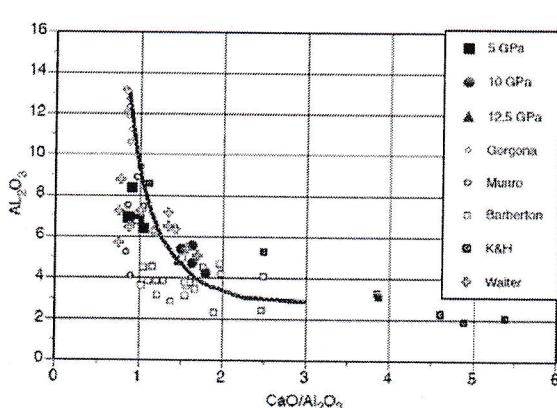
Rannóknir undirritaðs á bráðnunarferli perídótíts frá San Carlos í Arizona í jafnvægi við COH (vatn, metan, koldíóxið og kolmónoxíð), þar sem hlutþrýstingi súrefnis er stýrt með Fe-FeO búffernum sýna hinsvegar að kómatít hefði getað myndast við slík skilyrði og mun lægra hitastig eða 1200 - 1300 °C.

Á mynd má sjá niðurstöður úr tilraunum við 5, 10 og 12.5 GPa þrýsting og til samanburðar kómatít frá Munro, Gorgona og Barberton ásamt niðurstöðum úr tilraunum frá Walter (1998) og Kawamoto og Holloway (1997). Af myndinni má sjá að niðurstöður tilrauna við 5 GPa hafa $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ í kringum 1.0 og svipar að því leyti til ál-ríkra kómatíta og niðurstöðum úr tilraunum við 10 og 12.5 GPa svipar á sama hátt til ál-snauðra kómatíta.

Tilvísanir

Kawamoto T. og Holloway J.R. (1997) Melting Temperature and Partial Melt Chemistry of H₂O-Saturated Mantle Peridotite to 11 Gigapascals. *Science*, 276, 240-243.

Walter M.J. (1998) Melting of Garnet Peridotite and the Origin of Komatiite and Depleted Lithosphere. *Journal of Petrology*, 39 (1), 29-60.



Seólítar

Stefán Arnórsson, Jarðvísindastofnun Háskólags, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

Seólítar tilheyra svonefndum tektó-silíkötum. Þeir eru gerðir úr grindum af hyrnum þar sem hver hyrna er gerð af 4 súrefnisatónum sem liggja utan um katjónir sem eru kíslí að hluta en ál að hluta. Hyrnurnar umlykja rásir í kristalgrindinni sem geyma vatn en einnig katjónir (Ca, Na, K o.fl.) að því marki sem nauðsynlegt til að núlla rafhléðslu vegna skipta á ál fyrir kíslí í hyrnunum. Seólítum hefur verið skipt upp í 7 flokka eftir því hvernig hyrnurnar raðast niður í kristalgrindina.

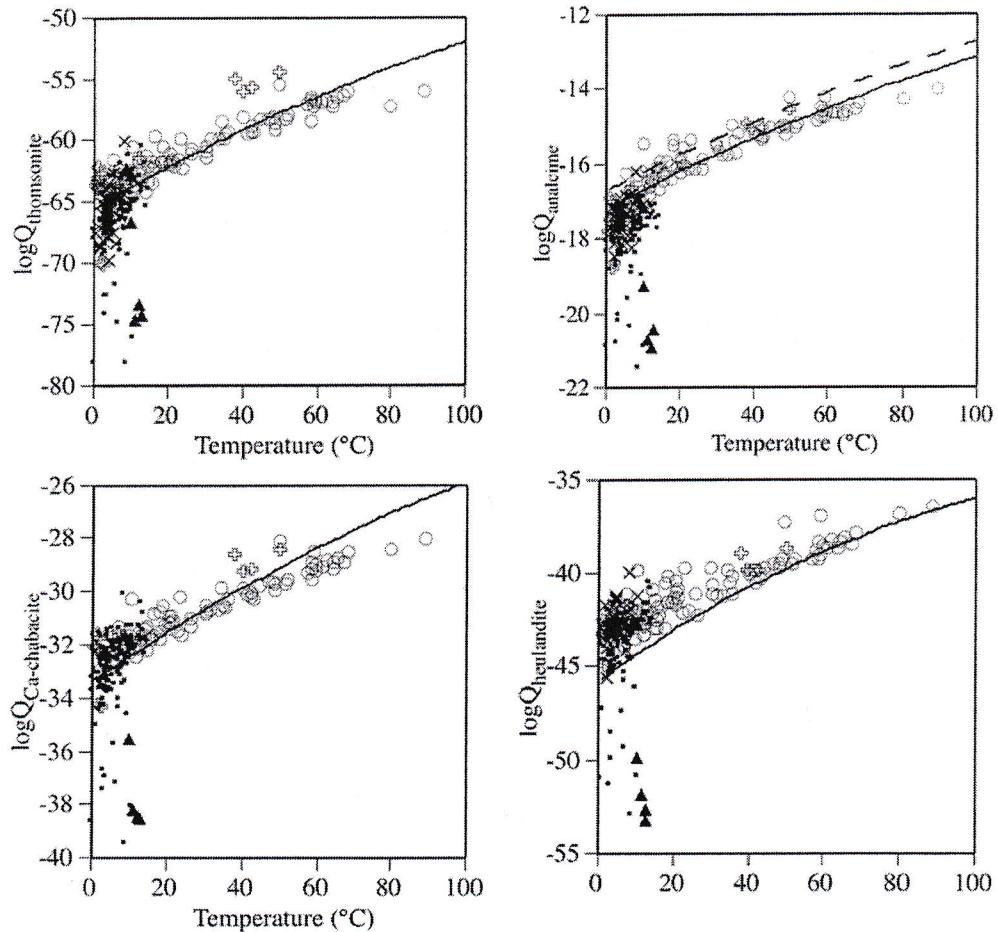
Seólítar eru algengir í nær öllum tertírum jarðmyndunum á Íslandi. Walker (1960) greindi beltaskipta dreifingu seólíta í tertíera basaltstaflanum í Berufirði. Stærð kristalla óx með dýpi og einstök seólítabelli voru sem næst lárétt og skáru því hinn hallandi hraunlagastafla. Ennfremur voru kíslsnauðir seólítar einkennandi fyrir ólivín-basalt en kíslírikari fyrir þóleit.

Á síðastiönum 20 árum hafa verið gerðar allumfangsmiklar tilraunir til að mæla efnavarmfræðilega eiginleika seólíta. Einnig hafa þessir eiginleikar verið metnir með hálfs-empírískum aðferðum (Neuhoff, 1999). Þessi vinna hefur gert það kleyft að reikna út leysnifasta við mismunandi hita fyrir flestra þá seólíta sem finnast hér á landi. Samkvæmt niðurstöðum þessarar vinnu er leysni margra seólíta í vatni við tiltekið hitastig er nær sú sama. Því getur reynst ógjörningur að segja til um hvort vatn með tiltekna efnasamsetningu er fremur í jafnvægi við einn seólíta en annan.

Umfangsmikil gögn eru til um yfirborðsvatn og <100 °C grunnvatn í Skagafirði. Grunnvatnið er nálægt mettun við fjölmarga algenga seólíta. Yfirborðsvatn sýnir oftast svipað mettunarástand. Hvað varðar grunnvatns a.m.k. er samræmi einkum gott milli leysnifasta og lausnarmargfeldis þar sem Gibbs orka hefur verið metin út frá svonefndum fasa-jafnvægistilaunum (mynd 1) en verri þegar byggt er á tilraunum til að meta staðalvermi eins og fyrir skólesít og mesolít (mynd 2).

Seólítar hafa ekki verið greindir svo vitað sé í jarðvegi. Jafnvel þótt vatn sem yfirmettað af tilteknun seólíta í yfirborðsvatni myndast hann ekki af hvarfhraðaástæðum. Seólítar myndast vafalaust fyrst eftir að hraunlagastafla hefur fergst nægillega í gosbel tunum til að hitna svo hvarfhraði útfellingar verði marktækur. Við rek út úr gosbel tunum má gera ráð fyrir að kristallar seólíta vaxi að stærð með því að smærri kristallar bæti á sig en smærri minnki og hverfi.

Til að skýra venst milli Si/Al hlutfalls í seólítum við bergtegund (ólivín-basalt, þóleit) eins og Walker (1960) greindi frá verður að gera ráð fyrir að verulegt rennsli grunnvatns eigi sér ekki stað milli hraunlaga á myndunartíma þeirra. Kíslsnauðir seólítar eru jafnframt álíkir. Basalt með ólivíni byggir upp hærra pH-gildi við uppleysingu ólivíns heldur en þóleit þar sem einu frumsteindirnar sem leysast upp eru plagíoklas og pýroxen auk glers ef það er til staðar. Með hækkandi pH-gildi vatns við tiltekið hitastig hærrar álstyrkur í vatninu og leiðir það til þess að álírikari seólítar myndast fremur en álsnauðir. Því væri e.t.v. réttast að segja að álíkir seólítar myndist í ólivín-basalti en álsnauðir í þóleiti.



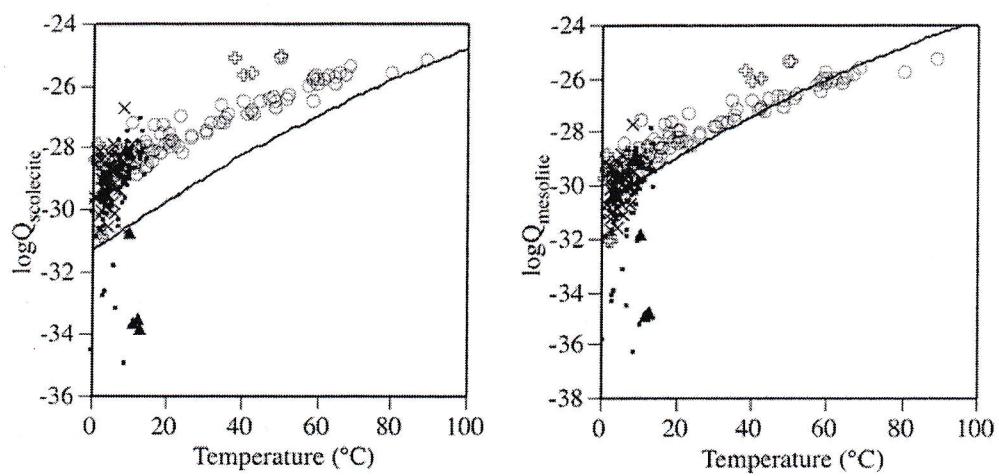
Mynd 1. Mættunarástad vatns í Skagafirði m.t.t. nokkurra algengra seólíta. Leysnifastar fyrir seólítana (línurnar á myndunum) byggja m.a. á fasa-jafnvægistillaunum. Hringir: grunnvatn í Skagafjarðardal; krossar: grunnvatn á háendi norðan Hofsjökuls, punktar: árvatn; þrihyrningar: stöðuvötn og x: mýrvatn. Sítna línan fyrir analís sýnir jafnvægisfastann miðað við 0.96 mól af áli í steindinni og því 2.04 mól af kíslí.

Talið er að stærri kristallar seólíta í basaltinu á Austfjörðum miðað við jafngamalt basalt á Vesturlandi stafi af því að Austfjarðabasaltið hafi grafið dýpra eða dvalið lengur við nægilegan hita til að mynda seólíta en jafngamalt basalt á Vesturlandi. Rof hófst fyrst og fremst á ísöld, sem skilaði hraununum aftur til yfirborðs. Miðað við aldur bergsins verður að ætla að það hafi lengst ævi sínnar dvalið utan gosbeltisins og því hafi stórir kristallar seólíta mest myndast eftir að hraunlögin voru komin vel út fyrir gosbeltið og búin að fá halla sinn.

Tilvitnanir

Neuhoff, P.S. (1999) Thermodynamic properties and paragenesis of rock-forming zeolites. Ph.D. dissertation, Stanford University.

Walker, G.P.L. (1960) Zeolite zones and dyke distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland. J. Geol., 68, 515-528.



Mynd 2. Mettunarástdat vats í Skagafirði m.t.t. tveggja algengra seólíta. Leysnifastar fyrir seólítana (línumnar á myndunum) byggja m.a. vermismaðingatilraunum. Tákn hafa sömu merkingu og á mynd 1.

Energy balance of N-Vatnajökull, Iceland, during extreme glacial river floods

Sverrir Guðmundsson¹, Helgi Björnsson¹, Hannes H. Haraldsson²

¹Institute of Earth Sciences, ²National Power Company.

We describe the daily energy balance and melting of the entire Brúarjökull outlet glacier of the Vatnajökull ice cap and the exceptional circumstances leading to three extreme floods in the main river Jökla draining the outlet, two of which occurred in August 2004 and one in July 2005. A typical July and August mean river discharge is $400\text{-}500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, but daily average flow of $700\text{-}800 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ were observed during the flood events. Flood prediction is crucial because the river is presently being dammed for production of hydropower.

One to three automatic weather stations, providing the full energy balance, have been operated on the glacier outlet during the summers since 1996. The meteorological data, along with mass balance observation at stakes, observed topography and satellite optical images, where used to produce daily energy balance maps for the entire outlet glacier (Gudmundsson and others, 2006). Runoff calculated from the energy balance data satisfactorily agrees with the measured river discharge.

The results show that the first flood was related to intensive rain, but the second and third to glacial melting maintained by warm and sunny weather accompanied by unusually low glacier surface albedo. During the second and third floods, 30-40% of the total energy supplied for melting could be explained by high turbulent heat fluxes driven by exceptionally warm air advecting over the glacier. The main contribution to the glacial melting was from the high net radiation maintained by the clear sky solar radiation and low albedo. The sudden removal of the entire winter snow on large parts of the ablation area during the second flood in August 2004, dramatically reduced the albedo. The low albedo during the third flood was due to sand and dust blown over the glacier during a period of strong northern winds in July 2005.

Our analyses of the processes providing the floodwater are used to evaluate how frequent extreme flood events may be related to both exceptional weather- and glacier surface conditions that can be expected on the ice cap.

Bergfræði Þjórsárhraunsins

Sæmundur Ari Halldórsson, Níels Óskarsson, Karl Grönvold, Sigurður Steinþórsson, Jarðvísindastofnun Háskólans , Askja, 101 Reykjavík

Þjórsárhraunið er talið stærsta sprunguhraun sem komið hefur upp í einu gosi á Íslandi síðustu 10.000 ár og er rúmmál þess áætlæð um 25 km^3 . Hraunið er þó leískt að samsetningu, dæmigert fyrir hraun úr gosprungu á rekbelnum Íslands en óvenjulegt fyrir það hve plagióklasdílótt það er og rúmmálsmiðið. Rannsókn þessi lýtur að nákvæmri bergfræðigreiningu Þjórsárhraunsins þar sem fjölda sýna víðsvegar úr því var safnað og hinir ýmsu þættir þeirra greindir. Einnig voru til samanburðar greind glersýni úr gígum Fonti og Saxa í Heljargjá.

Plagióklas makródílar eru heillegir og sýna lítil sem engin merki upplausnar í frumstæðari og heitari bráðum. Einnig er áberandi hve frumstæðir og einsleitir þeir eru (An~85-90). Hinsvegar umlykur þunnur rimi ($\sim 50\text{-}100 \mu\text{m}$) langflest makródila en samsetning hans er önnur en í kjarna þeirra (An~65-75) en sambærileg við samsetningu míkródíla. Hraunið er lítillega kvarnormatíft og mettað af OI+PI+Cpx sem oft mynda míkródíla þyrringar eða klasa. Mg# grunnmassans er milli 46-56. Hér er því um að ræða nokkuð þróað basaltafbrigði. Breytileiki aðalefna og helstu snefilefna innan hraunsins er ekki ýkjamikill og hlutföll utangarðsefna eru nánast hin sömu í öllum sýnum sem styður þau sjónarmið að um eitt og sama hraunið sé að ræða. Helst kemur fram munur í utangarðefnum sem fall af rennislleið hraunsins. Þannig er skýr fylgni milli utangarðsefna í gleri úr Fonti og Saxa og grunnmassa hraunsins sem hugsanlega varpar ljósi á tengsl þeirra við hraunið. Nokkur munur er eins og vænta mætti milli grunnmassasýna og heildarsýna, t.d. er styrkur Al_2O_3 mun meiri í þeim sýnum þar sem uppsöfnun plagióklass er hvað mest.

Unnt er að meta samsetningu þess plagióklas sem kristallaðist úr bráðinni við jafnvægisskilyrði. Þannig kemur skýrt fram í hve miklu ójafnvægi makródílarnir eru við þann grunnmassa sem umlykur þá en hins vegar virðist áðurnefndur rimi mun nær jafnvægi. Má því líta á þennan rima sem einskonar hvarfarima. Að svo stöddu eru plagióklas makródílarnir því taldir framandsteindir (xenocrystar) sem endurspeglar jafnvægi við frumstæðari kviku við hærra hitastig.

Vegna fjölmettunareiginleika bergsins má geta sér til um þann þrýsting sem ríkti þegar slík mettun átti sér stað. Þannig virðist bráðin hafa mettast við um 2-3 kb þrýsting sem svarar til um 6-9 km dýpis. Steindabréysti mælar sem byggja annars vegar á samsetningu cpx og bráðar eða hins vegar einungis á samsetningu cpx gefa svipaðar niðurstöður en innan rúmra óvissumarka.

Vel má hugsa sér að niðurbrot djúpbergsmýndana úr gabbróinnskotum geti skýrt hið mikla magn framandsteinda í hrauninu ($\sim 1,25\text{-}2,5 \text{ km}^3$) þar sem einungis frumstæður plagióklasinn flaut með þróaðri bráðinni, ólivín sökk að hluta en klínopýroxen bráðnaði (incongruent) og sameinaðist því hraunkvikunni. Slíkar djúpbergsmýndanir væru þá myndæðar í innskotavirkni í skorpunni og því áþekkar gabbrólagi ófíolita en ekki endilega fullstorknar. Þróaðar frumbráðir og framandsteindir urðu smám saman að einsleitum massa sem síðar fjölmettaðist á leið sinni til yfirborðs við um 2-3 kb þrýsting. Að lokum rann því samblanda af bráð, jafnvægissteindum og framandsteindum sem hraun. Ljóst má vera að bráðin hlýtur að hafa borist frekar hratt til yfirborðs eftir að jafnvægiskristöllun hófst eins og ráða má af þunnum hvarfari manum á framandsteindunum.

Nokkrar grunnvatnsæfingar á Teigsbjargi

Victor Kr. Helgason, Landsvirkjun

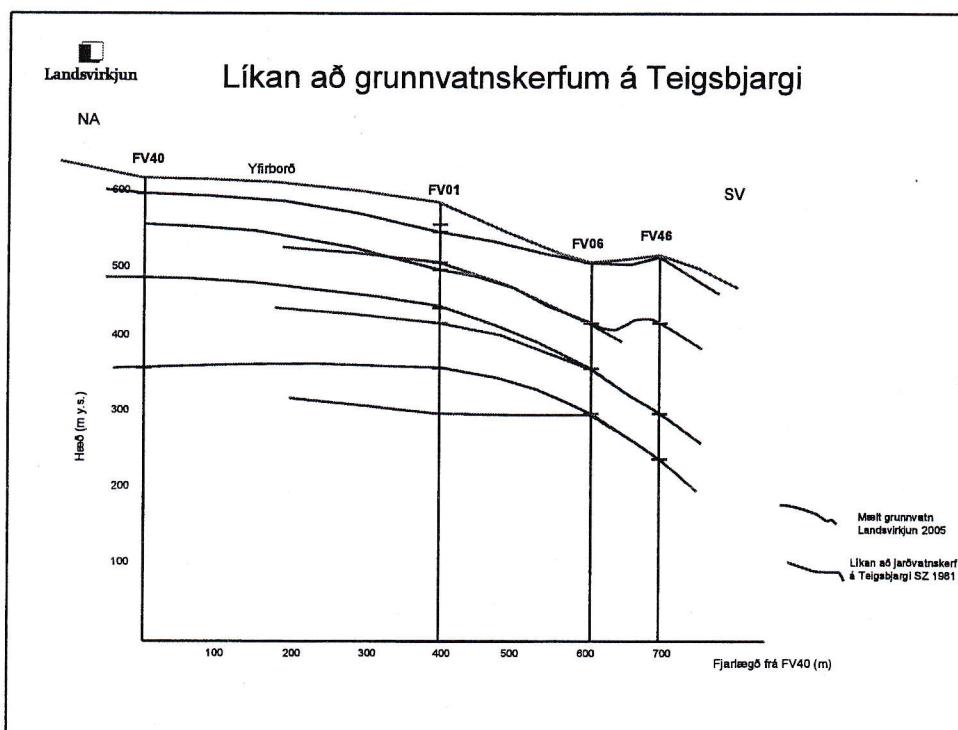
Árið 1980 voru gerðar rannsóknarboranir vegna Fljótsdalsvirkjunar á Teigsbjargi ofan Fljótsdals. Þær gáfu vísbendingar um að í fjallinu væru aðskilin grunnvatnsborð. Boraðar voru nokkrar djúpar borholur og félí grunnvatnsborð í þeim þegar borað var í gegnum þétt setlöög. Þetta gerðist endurtekið í hverri holu og benti það til þess að setlögin héldu uppi grunnvatnsborðum í mismunandi hæð. Með nákvæmri kortlagningu tókst Snorra Zofoníassyni (OS) að búa til líkan af grunnvatnskerfunum. Talið var að fjögur aðskilin grunnvatnsborð væru í fjallinu.

Við verkhönnun Fljótsdalsvirkjunar árið 1999 réðst Landsvirkjun í að endurskapa fyrra grunnvatnsástand í fjórum borholmum. Markmiðið var að mæla aðskilin grunnvatnsborð og réttan grunnvatnsþrýsting við stöðvarhús og fallgöng virkjunarinnar. Allt að þremur þrýstiskynjurum var komið fyrir í hverri holu á mismunandi dýpi og steypit á milli þeirra til að þéttu setlögin. Lengstu skynjararnir voru rúmlega 500 m langir og náðu niður undir sjávarmál. Svo kölluð Bentonít steypa var notuð til að þéttu setlögin. Möl var notuð til að stýra því á hvaða dýpi skynjarar og steypalentu.

Eftir að steypit hafði verið í holurnar mældust allt að þrjú grunnvatnsborð í hverri. Efstu vatnsborðin eru háð árstíðum og veðurfari en þau neðri eru mjög stöðug.

Við samanburð á líkani Snorra Zofoníassonar og mælingum Landsvirkjunar kemur í ljós að mælingarnar falla vel að líkani og staðfesta þannig rúmlega tuttugu ára gamla kenningu.

Til frekari staðfestingar líkansins eru áhrif breytinga af manna völdum á grunnvatnsborðin. Neðsta grunnvatnsborð í tveimur borholmum hefur fallið vegna graftar stöðvarhússhvelfingarinnar án þess að breytingar sjáist á efri vatnsborðum.



Landrek og landris á Íslandi

Þóra Árnadóttir (1), Weiping Jiang (2), Halldór Geirsson (3), Erik Sturkell (1), Carolina Pagli (4), Freysteinn Sigmundsson (1), Páll Einarsson (4), og Þórarinn Sigurðsson (5)

(1) Norræna eldfjallasetrið, Jarðvísindastofnun Háskólans, (2) GPS Research Center, Wuhan University, Wuhan, Kína, (3) Veðurstofa Íslands, (4) Jarðvísindastofnun Háskólans, (5) Landmælingar Íslands

Árið 1993 voru gerðar viðamiklar landmælingar með GPS-tækni um allt land, svonefndar ÍSNET mælingar. Tilgangur mælinganna var að ákvarða viðmiðunarnet fyrir Ísland (ÍSNET-93). Alls voru mæddar rúmlega 120 stöðvar. Með endurmælingu netsisns árið 2004 fékkst fyrsta kort af jarðskoruhreyfingum á öllu landinu. Þær niðurstöður nýtast m.a. í jarðvísindalegum rannsóknunum. Á því 11 ára tímabili, sem mælingarnar spenna urðu nokkrir stórir jarðskjálftar auk eldvirkni, sem hafa áhrif á hraðasviðið á nálægum stöðvum. Við leiðréttum fyrir færslum vegna jarðskjálftanna í júní árið 2000 og eins slepptum við stöðinni á Grímsfjalli, þar sem eldgos og kvíkusöfnun í Grímsvötnum hafa áhrif á færslur þar, til að fá mynd af landreki. Landrekið verður um aflögurnarsvæði (e. plate boundary deformation zone), sem er um 100 km breitt á Íslandi. Utan aflögurnarsvæðisins eiga sér stað jafnar hreyfingar þannig að aflögun þar er lítil, þar sem jarðskorupflekarnar færast sem heild út frá flekaskilunum. Mynd af láréttu hraðasviði út frá ÍSNET mædingunum sýnir glögglega landrekið yfir flekaskilin. Hraðinn er einna mestur yfir gosbeltið á Norðurlandi, u.p.b. 19 mm á ári milli Skagafjarðar og Vopnafjarðar, en um 18 mm á ári milli Djúpavogs og Málarrifs á Snæfellsnesi. Þessar mælingar á heildar landreki yfir Ísland samræmast vel líkönum af plötuhreyfingum, s.s. NUVEL-1A (DeMets et al., 1994). Kort af láréttum hröðum sýnir athyglisvert landris yfir miðju landsins, með rishraða allt að 20 mm á ári. Marktaekt ris (meira en 1 mm á ári) mædist á nokkuð stóru svæði frá Kili austur fyrir Vatnajökul. Orsök þessa víðtæka landriss gæti verið nokkur samverkandi ferli, s.s. landris vegna bráðunarar jöklula síðan 1890, kvíkusöfnun á mörkum möttuls og skorpu og/eða aukin virkni í möttul strókinum undir Íslandi. Niðurstöður ÍSNET mælinganna sýna hversu áhugavert er að rannsaka betur landrek og landris á Íslandi. Nýlega fékkst Öndvegisstyrkur frá Rannsóknamiðstöð Íslands til verkefnis sem nefnist Samfélidar GPS mælingar með háhraða söfnun á Íslandi. Markmið verkefnisins er að hefja samfélidar GPS mælingar með hærri söfnunartíðni en áður hefur tilökast, á völdum svæðum á Íslandi, m.a. á miðhálendinu. Með aukinni söfnunartíðni (1-Hz) verður brúað bil milli hefðbundinna jarðskjálftamælinga og landmælinga. Þannig verða kannaðar bæði hraðar og hægfara landhreyfingar tengdar eldvirkni, jarðskjálftum og landreki. Verkefnið verður unnið í samstarfi íslenskra vísindamanna hérlandis og íslenskra og erlendra vísindamanna í Evrópu, Bandaríkjunum og í Japan.

Sighreyfingar á Sigrufjarðavegi um Almenninga í Fljótum

Þorsteinn Sæmundsson¹⁾, Halldór G. Pétursson²⁾, Höskuldur Búi Jónsson²⁾, Helgi Páll Jónsson¹⁾, Christof Kneisel³⁾, Achim Beylich⁴⁾.

¹⁾Náttúrustofa Norðurland vestra, ²⁾Náttúrufræðistofnun Íslands, ³⁾University of Würzburg, ⁴⁾Norges geologiske undersökelse.

Síðustu árin hafa verið stundaðar rannsóknir á vegum Náttúrustofu Norðurlands vestra og Náttúrufræðistofnunar Íslands á sighreyfingum á vegstæði Sigrufjarðarvegar um Almenninga í Fljótum. Þessar rannsóknir hafa verið styrktar af Vegagerð ríkisins og hafa fyrst og fremst falist í kortlagningu yfirborðsummerkja, svo sem sprungum og misgengjum, könnun á berggrunni og gerð lausra jarðлага auk jarðlagaskipan þeirra. Á grundvelli þessara upplýsinga hefur verið gert nákvæmt landmótunarkort af svæðinu og dregin upp jarðlagaskipan lausra jarðлага. Að auki hefur heimildum um veðurfar, skráðar hreyfingar á vegstæðinu og mælinganiðurstöðum Vegagerðarinnar verið safnað saman. Á síðasta ári bættust svo við jarðeðlisfræðilegar mælingar á hluta svæðisins.

Rannsóknirnar hafa aðallega beiðst að svæðinu frá Hraunum í Fljótum og um 5-6 km löngum kafla norður að Kóngsnefi. Á svæðinu hafa verið kortlöög þrjú stórr berghlaup sem vegurinn til Sigrufjarðar liggur um, en hlutar þeirra eru á umtalsverðri hreyfingu í dag. Auk þess hafa nokkur minni berghlaup verið kortlöög. Megináhersla hefur þó verið lögð á rannsóknir á nyrsta berghlaupinu, sem nefnt hefur verið Tjarnardalabergblaupið. Þar stendur vegstæðið nokkuð tæpt og umhverfis það eru sjáanleg mikil ummerki um nýlegar sighreyfingar.

Það er skoðun okkar að þau landform sem vegurinn til Sigrufjarðar liggur um á Almenningum séu berghlaup sem fallið hafa úr fjallahlíðum og í sjó fram. Rof jöklar á ísöld, ásamt suðvestlægum jarðlagahalla og hugsanlegum súrum jarðlögum í berggrunninum hefur orðið þess valdandi að snemma á nútíma félum eða skriðum fram stórar spíldur úr berggrunninum. Jarðlögin sem þessi berghlaup mynduðu eru oftast samsett úr grófu köntuðu efni í leirkenndum millimassa. Þau hafa fallið yfir eldri jarðlög, bæði jökulruðning, fínlagskipt silt- og sandlög og grófari malarlög. Þau lög mynduðust ýmist þegar jökkull lá yfir svæðinu og eða þegar jökuljaðar hans hörfæði. Þessi silt- og sandlög eru bæði fínefnarík og þétt og hleypa þar af leiðandi mun minna vatni í gegnum sig en grófu berghlaupslögin sem liggja ofan á. Um þau myndast vatnsþétt lag þar sem megin hluti þess vatns sem hripar niður í berghlaupin rennur um og út úr bökkunum. Um þetta fínefnaríka og þéttu efni virðist einnig myndast skriðflötur þegar það blotnar í miklum leysingum eða rigningum. Jarðeðlisfræðilegu mælingarnar sýndu að mikið grunnvatnsrennsli á sér stað berghlaupamassanum.

Sighreyfingar þær sem eru virkar innan berghlaupanna á Almenningasvæðinu má gróflega skipta í two flokka. Stærri og hægari hreyfingin nær yfir stærsta hluta berghlaupanna. Þarna eru mjög stórir efnismassar, sem frá ári til árs eru á nokkuð stöðugri og jafnri hreyfingu sem fylgir meginindráttum landslags á svæðinu. Ummerki þessarar hreyfinga eru misgengi, rifur og sprungur við jaðra berghlaupanna og einnig togsprungur, sem oft koma fram sem vatnsfyllir kílar á yfirborði.

Þær hreyfingar sem kalla mætti minni og hraðari koma einna helst fram nálægt eða við frambrún berghlaupanna þar sem þau ganga í sjó fram. Þessar hreyfingar eru mismiklar frá ári til árs og einkennast af hröðu sigi, hruni og jafnvel stallamyndun í efninu. Ástæður þessa sigs virðast tvennskonar. Annars vegar er um að ræða undangröft sjávar þar sem berghlaupin ganga beint í sjó fram og engin klöpp ver þau gegn ágangi ölduróts. Þarna grefur undan lausu jarðögnum og frambrúnir

berghlaupanna eru brattar og óstöðugar. Þessi undangröftur veldur einnig ójafnvægi innan efniðmassans ofar í berghlaupunum, en óljóst er hversu langt upp í þau það nær. Hins vegar er um að ræða sig í framhluta berghlaupanna um skrið- eða rennslisflöt á lagamótum berghlaupæfnisins og fínefnaríks sets undir því.

Ljóst er að beint samband er á milli veðurfars, þ.e úrkому og leysinga, og sighreyfinga í berghlaupunum á Almenningum. Helstu sighreyfingar í frambrún berghlaupanna eiga sér stað í haustrigningum og við vorleysingar. Það er greinilegt að begar jarðöginn blotna þá minnkar stöðugleiki þeirra og auknar sighreyfingar eiga sér stað. Þessar vísbendingar renna enn frekari stoðum undir þá tilgátu að fínefnaríka efnið undir berghlaupæfninu virki sem skriðflötur begar það blotnar og grunnvatnsrennslu eykst um efri mörk þess. Við slíkt sig, sér í lagi þar sem undangröftur er mikill, eins og í nyrðri hluta Tjarnardala, geta orðið mjög hræðar hreyfingar með áberandi stallamyndun og hruni. Erfitt er að fullyrða nokkuð um samband stærri og hægari sighreyfinga við veðurfar án frekari mælinga og rannsókna.

Niðurstöður þessara rannsókna eru m.a. þær að núverandi vegstæði Siglufjarðarvegar um norðanvert Tjarnardalabergblaupið sé í talsveðri hættu. Þarna liggur vegurinn nánast á blábrún sjávarbakka, sem eru 70-80 m háir, en auk þess að liggur vegurinn um sigsvæði og er þar nánast eins og fleinn sé að brotna framan af þeim. Sprungur tengdar sigsvæðinu finnast í veginum og í hlíðinni ofan og neðan við hann. Miðað við þá þróun sem átt hefur sér stað á þessu svæði síðan vegurinn var lagður þarna um er viðbúið að á næstu árum gangi sigið lengra inn og upp í hlíðina og eyðileggi að lokum vegstæðið. Þær sprungur sem þarna sjást benda til þess að þarna geti fallið niður stórar fyllur úr frambrúninni og jafnvel úr vegstæðinu. Sú hætta eykst eftir því sem að hlíðin verður brattari og meira grefur undan henni. Vegna þess hve bratt er þarna og vegurinn liggur tæpt getur minniháttar sig á þessu svæði verið varasamt allri umferð, jafnvel þó að það nemi ekki nema nokkrum tugum cm. Þarna geta bæði litlar og stórar sighreyfingar því auðveldlega eyðilagt núverandi veg og vegstæði. Hreyfingar á öðrum svæðum Siglufjarðarvegar á Almenningum eru mun hættumiðni og hafa ekki eins mikil áhrif á veginn og vegstæðið.

Magn svifryks við Grensásveg árið 2005 - Vangaveltur um tengsl magns svifryks við veðurfar og umferðarþunga

Þróstur Þorsteinsson, Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, Öskju , 101 Reykjavík

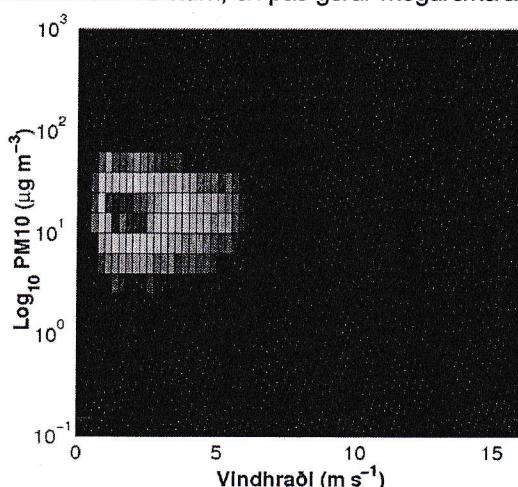
Magn svifryks í lofti við helstu umferðaráðar Reykjavíkur fer reglulega yfir viðmiðunarmörk; $50 \mu\text{g m}^{-3}$ yfir sólarhringinn (20 sinnum árið 2005). Svifryk í lofti eykur hættu á heilsukvillum og veldur auk þess tölverði sjónmengun.

Hér kynnum við mælingar á magni svifryks frá mælistöð sem rekin er, í samvinnu Umhverfissviðs Reykjavíkurborgar og Umhverfisstofnunar, við Grensásveg í Reykjavík og fyrstu drög að rannsókn á tengslum veðurfars, umferðarþunga og magni svifryks í lofti.

Greinileg tengsl eru milli úrkому og magns svifryks, ef yfirborðið er vel blautt þá er lítið af svifryki. Hinsvegar er ekki jafn augljóst hversu lengi svifryk helst bundið eftir rigningar, né heldur hversu mikla rigningu þarf.

Vindhraði hefur einnig mikil áhrif á loftgæði í borginni. Mynd 1 hér að neðan sýnir dreifingu magns svifryks sem fall af vindhraða. Ljóst er að ekki er um einfalt samband að ræða, en þó er athyglisvert hversu vel afmörkuð gildin eru, fjöldi mælinga fyrir gefið magn svifryks fellur hratt sem fall af vindhraða.

Betri þekking á áhrifum veðurfars getur auðveldað að spá nokkra daga fram í tímann um það hvenær vænta má að svifryksmengun verði yfir heilsuverndarmörkum, en það gefur möguleika á að vara fólk við í gegnum fjölmöldu.



Mynd 1. Magn svifryks PM10 sem fall af vindhraða. Greinilegt er að við getum verið þakklát því að hafa nokkuð reglulega yfir 5 m s^{-1} vind hér í Reykjavík.