



Vorráðstefna

Ágrip erinda og Veggspjalda

Haldin í Öskju,
Náttúrufræðahúsi Háskóla Íslands
30. apríl, 2008

(Samantekt: Kristín S. Vogfjörð og Anette Mortensen)

Dagskrá Vorráðstefnu JFÍ 30. apríl 2008

08:30-09:00 Skráning

Fundarstjóri *Andri Stefánsson*

09:00-09:15 Vorfundur settur, Andri Stefánsson

Elsu Vilmundardóttir minnst, Inga Kaldal og Snorri Páll Snorrason

09:15-09:35 The 1973 Heimaey Eruption, off South Iceland

Birgir Jónsson

09:35-09:55 Jarðskjálftavirkni og jarðskorpuhreyfingar við Upptýppinga og Álftadalsdyngju

Halldór Geirsson, Gunnar B. Guðmundsson, Steinunn S.

Jakobsdóttir, Matthew J. Roberts, Freysteinn Sigmundsson,

Benedikt Ófeigsson, Páll Einarsson og Erik Sturkell.

09:55-10:15 Áflæði sjávar á Íslandi á síðjökultíma

Hreggviður Norðdahl

10:15-10:35 **Kaffi**

Fundarstjóri *Eydís Salome Eiríksdóttir*

10:35-10:55 Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland

Carolina Pagli og Freysteinn Sigmundsson

10:55-11:15 Rb-Sr systematics in silicic rocks from Iceland: tracing magma sources and formation ages

Olgeir Sigmarsson, Ingibjörg Snædal og Erwan Martin

11:15-11:35 Ný úrvinnsla bergsegulmælinga í íslenskum hraunlögum

Leó Kristjánsson

11:35-11:55 Some aspects of tectonics in the Asal rift and transform zones, Djibouti

Maryam Khodayar

12:00-13:30 **Aðalfundur og hádegismatur**

Fundarstjóri *Börge J. Wigum*

13:30-13:50 Berghlaupið við Morsárjökul, 20. mars 2007

Þorsteinn Sæmundsson, Esther Hlíðar Jensen, Halldór G.

Pétursson, Armelle Decaulne, Matthew Roberts, Ingvar A.

Sigurðsson og Helgi Páll Jónsson

13:50-14:10 Mælingar á stöðugum samsætum súrefnis, vetnis og kolefnis. Nýr massagreininir Jarðvísindastofnunar Háskólans.

Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Rósa Ólafsdóttir

14:10-14:30 Smáskjálftar undir Eyjafjallajökli: Líkleg merki um kvikuhreyfingar

Sigurlaug Hjaltadóttir og Kristín S. Vogfjörð

14:30-14:50 Dýpi jarðskjálftavirkni í Kötluöskjunni

Kristín S. Vogfjörð og Ragnar Slunga

14:50-15:10 Fractures and leakages in the source areas of 1896 and 2000 earthquakes, South Iceland Seismic Zone
Maryam Khodayar, Páll Einarsson, Sveinbjörn Björnsson og Hjalti Franzson

15:10-15:30 **Kaffi**

Fundarstjóri **Kristín S. Vogfjörð**

15:30-15:50 Gullið í Esjunni
Hjalti Franzson, Guðmundur Ómar Friðleifsson og Hallgrímur Jónasson

15:50-16:10 Steingervingafundur á Svalbarða varpar ljósi á náttúrusögu hvítabjarna
Ólafur Ingólfsson

16:10-16:30 Það er mögulegt að vara við jarðskjálftum
Ragnar Stefánsson

Veggspjöld

Viðnámsmælingar við Upptýppinga

Arnar Már Vilhjálmsson, Ólafur G. Flóvenz, Ragna Karlsdóttir, Knútur Árnason, Hjálmar Eysteinnsson og Kristján Sæmundsson

Sprungur og skjálftar nærri Upptýppingum

Ásta Rut Hjartardóttir, Páll Einarsson og Gunnar B. Guðmundsson

Processes, geology and evolution of Icelandic gullies and the potential implications for Mars

Benjamin A. Black og Þorsteinn Þorsteinsson

Áhrif lífrænnar virkni í efnasamsetningu Mývatns

Eydís Salóme Eiríksdóttir, Sigurður Reynir Gíslason, Peter Torssander og Árný E. Sveinbjörnsdóttir

Krákustígsásar framan við Eyjabakkajökul

Eygló Ólafsdóttir, Ólafur Ingólfsson, Ívar Örn Benediktsson og Anders Schomacker

New DEMs of glaciers deduced from InSAR satellite data: A case study from Vatnajökull

Eyjólfur Magnússon, Helgi Björnsson, Helmut Rott, Sverrir Guðmundsson, Finnur Pálsson og Thomas Nagler

Anomalies in the vertical ice motion of Skeiðarárjökull in Vatnajökull

Eyjólfur Magnússon, Helmut Rott, Helgi Björnsson, Matthew J. Roberts, Finnur Pálsson, Halldór Geirsson, Erik Sturkell og Rick Bennet

Raunveruleg gjóskulög eða endurflutt gjóska? Skilgreining gjóskulaga í landgrunnsseti norðan Íslands

Esther Ruth Guðmundsdóttir, Jón Eiríksson og Guðrún Larsen

Frjórannsóknir með rafeindasmásjá varpa nýju ljósi á fornar flórur Íslands

Friðgeir Grímsson og Leifur A. Símonarson

Grasvíðir (*Salix herbacea* L.) úr íslenskum jarðlögum

- Friðgeir Grímsson og Leifur A. Símonarson
Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2007
- Gunnar B. Guðmundsson, Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Matthew J. Roberts
Loftslagsbreytingar og breytingar á hafstraumum við Ísland, síðustu 500 árin
- Helga Bára Bartels-Jónsdóttir, Karen Luise Knudsen og Jón Eiríksson
Keilugangasveimur ú flikrubergi í megineldstöðinni í Hafnarfjalli- Skarðsheiði
- Hjalti Franzson
Jöklabreytingar í Austur-Skaftafellssýslu í nútíð, fortíð og framtíð
- Hrafnhildur Hannesdóttir, Helgi Björnsson og Finnur Pálsson
Myndun jökulgarða undir sporði Brúarjökuls í framhlaupinu 1963-64
- Ívar Örn Benediktsson, Ólafur Ingólfsson, Anders Schomacker og Kurt H. Kjær
Jöklajarðfræði og landmótun við Eyjabakkajökul
- Ívar Örn Benediktsson og Ólafur Ingólfsson
Viðbrögð við jarskjálftum og tsunami flóðbylgjum
- Kristín S. Vogfjörð, Gunnar G. Pétursson, Einar Kjartansson, Ragnar Slunga, Kristján Ágústsson, Sigurlaug Hjaltadóttir, Gunnar B. Guðmundsson, Matthew J. Roberts, Halldór Geirsson og Sigbrúður Ármannsdóttir
Sprungur og misgengi í norðurhluta sprungusveims Brennisteinsfjalla
- Páll Einarsson, Maryam Khodayar, Ásta Rut Hjartardóttir og nemendur í
Tektoník í raunvísindadeild H.Í. 2006 og 2007
- Myndun flikrubergs í Öskjugosinu 1875
- Sigmundur Einarsson og Kristján Jónasson
Litlir framhlaupsjökla á Tröllaskaga, norður Íslandi
- Skafti Brynjólfsson og Ólafur Ingólfsson
Continuing subsidence and deformation of Surtsey volcano, 1991 - 2002, Iceland
- Erik Sturkell, Páll Einarsson, Halldór Geirsson, James G. Moore, Sveinn Jakobsson og Freysteinn Sigmundsson
Volume changes of Langjökull and Mýrdalsjökull deduced from elevation data
- Sverrir Guðmundsson, Helgi Björnsson, Finnur Pálsson, Etienne Berthier, Magnús T. Guðmundsson og Þórdís Högnadóttir
Evolution of Breiðamerkurjökull and Jökusárlón studied with long term ground observations, remote sensing and iceflow modeling
- Sverrir Guðmundsson Helgi Björnsson, Finnur Pálsson, Etienne Berthier og Sven Þ. Sigurðsson
Þyngdarmælingar á líparítgúlum á Kröflusvæðinu
- Þorbjörg Ágústsdóttir, Magnús Tumi Guðmundsson og Páll Einarsson

Efnisyfirlit

<i>Arnar Már Vilhjálmsson, Ólafur G. Flóvenz, Ragna Karlsdóttir, Knútur Árnason, Hjálmar Eysteinnsson, Kristján Sæmundsson, Gunnar B. Guðmundsson</i> Viðnámsmælingar við Upptýppinga.....	10
<i>Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Rósa Ólafsdóttir</i> Mælingar á stöðugum samsætum súrefnis, vetnis og kolefnis. Nýr massagreininir Jarðvísindastofnunar Háskólans.	11
<i>Ásta Rut Hjartardóttir, Páll Einarsson og Gunnar B. Guðmundsson</i> Sprungur og skjálftar nærri Upptýppingum	13
<i>Benjamin A. Black and Thorsteinn Thorsteinsson</i> Processes, geology and evolution of Icelandic gullies and the potential implications for Mars	14
<i>Birgir Jonsson</i> The 1973 Heimaey Eruption, off South Iceland. The role of man-made barriers and water cooling in diverting the lavaflow	18
<i>Eydís Salome Eiríksdóttir, Sigurður Reynir Gíslason, Peter Torssander and Árný E. Sveinbjörnsdóttir</i> Áhrif lífrænnar virkni á efnasamsetningu Mývatns	22
<i>Eygló Ólafsdóttir, Ólafur Ingólfsson, Ívar Örn Benediktsson og Anders Schomacker</i> Krákustígsásar framan við Eyjabakkajökul	24
<i>Eyjólfur Magnússon, Helgi Björnsson, Helmut Rott, Sverrir Guðmundsson, Finnur Pálsson and Thomas Nagler</i> New DEMs of glaciers deduced from InSAR satellite data: A case study from Vatnajökull	25
<i>Eyjólfur Magnússon, Helmut Rott, Helgi Björnsson, Matthew J. Roberts, Finnur Pálsson, Halldór Geirsson, Erik Sturkell and Rick Bennett</i> Anomalies in the vertical ice motion of Skeiðarárjökull in Vatnajökull.....	26
<i>Friðgeir Grímsson og Leifur A. Símonarson</i> Frjórannsóknir með rafeindasmásjá varpa nýju ljósi á fornar flórur Íslands	27
<i>Friðgeir Grímsson og Leifur A. Símonarson</i> Grasviðir (<i>Salix herbacea</i> L.) úr íslenskum jarðlögum	29
<i>Gunnar B. Guðmundsson, Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Matthew J. Roberts</i> Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2007	30
<i>Halldór Geirsson, Gunnar B. Guðmundsson, Steinunn S. Jakobsdóttir, Matthew J. Roberts, Freysteinn Sigmundsson, Benedikt Ófeigsson, Páll Einarsson, Erik Sturkell</i> Jarðskjálftavirkni og jarðskorpuhreyfingar við Upptýppinga og Álftadalsdyngju	32
<i>Hjalti Franzson</i> Keilugangasveimur úr flikrubergi í megineldstöðinni í Hafnarfjalli- Skarðsheiði	33
<i>Hjalti Franzson, Guðmundur Ómar Friðleifsson, Hallgrímur Jónasson</i> Gullið í Esju	35

<i>Hrafnhildur Hannesdóttir, Helgi Björnsson, Finnur Pálsson</i> Jöklabreytingar í Austur-Skaftafellssýslu- í nútíð, fortíð og framtíð.....	38
<i>Hreggviður Norðdahl, Halldór G. Pétursson, Ólafur Ingólfsson</i> Áflæði sjávar á Íslandi á síðjökultíma.....	39
<i>Ívar Örn Benediktsson og Ólafur Ingólfsson</i> Jöklajarðfræði og landmótun við Eyjabakkajökul	40
<i>Ívar Örn Benediktsson, Ólafur Ingólfsson, Anders Schomacker og Kurt H. Kjær</i> Myndun jökulgarða undir sporði Brúarjökuls í framhlaupinu 1963-64	41
<i>Maryam Khodayar</i> Some aspects of tectonics in the Asal rift and transform zones, Djibouti	42
<i>Maryam Khodayar, Páll Einarsson, Sveinbjörn Björnsson, Hjalti Franzson</i> Fractures and leakages in the source areas of 1896 and 2000 earthquakes, South Iceland Seismic Zone	43
<i>Kristín S. Vogfjörð, Gunnar G. Pétursson, Einar Kjartansson, Ragnar Slunga, Kristján Ágústsson, Sigurlaug Hjaltadóttir Gunnar B. Guðmundsson, Mathew J. Roberts, Halldór Greirsson og Sigprúður Ármannsdóttir</i> Viðbrögð við jarðskjálftum og tsunami flóðbylgjum	45
<i>Kristín S. Vogfjörð og Ragnar Slunga</i> Dýpi jarðskjálftavirkni í Kötluöskjunni	47
<i>Leó Kristjánsson</i> Ný úrvinnsla bergsegulmælinga á íslenskum hraunlögum	48
<i>Ólafur Ingólfsson</i> Steingervingafundur á Svalbarða varpar ljósi á náttúrusögu hvítabjarna	49
<i>Olgeir Sigmarsson, Ingibjörg Snædal Guðmundsdóttir and Erwan Martin</i> Rb-Sr systematics in silicic rocks from Iceland: tracing magma sources and formation ages.....	50
<i>Carolina Pagli and Freysteinn Sigmundsson</i> Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland	51
<i>Páll Einarsson, Maryam Khodayar, Ásta Rut Hjartardóttir, og nemendur í Tektóník í raunvísindadeild H.Í. 2006 og 2007</i> Sprungur og misgengi á norðurhluta sprungusveims Brennisteinsfjalla	52
<i>Ragnar Stefánsson</i> Það er mögulegt að vara við jarðskjálftum	53
<i>Sigmundur Einarsson, Kristján Jónasson</i> Myndun flikrubeirgs í Öskjugosinu 1875	55
<i>Sigurlaug Hjaltadóttir og Kristín S. Vogfjörð</i> Smáskjálftar undir Eyjafjallajökli: Líkleg merki um kvikuhreyfingar	56
<i>Skafti Brynjólfsson og Ólafur Ingólfsson</i> Litlir framhlaupsjökla á Tröllaskaga, norður Íslandi.....	57

<i>Erik Sturkell, Páll Einarsson, Halldór Geirsson, James G. Moore, Sveinn Jakobsson, Freysteinn Sigmundsson</i> Continuing subsidence and deformation of Surtsey volcano, 1991-2202, Iceland	59
<i>Sverrir Guðmundsson, Helgi Björnsson, Finnur Pálsson, Etienne Berthier, Magnús T. Guðmundsson and Thórdís Högnadóttir</i> Volume changes of Langjökull and Mýrdalsjökull deduced from elevation data.....	60
<i>Sverrir Guðmundsson, Helgi Björnsson, Finnur Pálsson, Etienne Berthier and Sven Þ. Sigurðsson</i> Evolution of Breiðamerkurjökull and Jökulsárlón studied with long term ground observations, remote sensing and iceflow modeling	61
<i>Þorbjörg Ágústsdóttir, Magnús Tumi Guðmundsson og Páll Einarsson</i> Þyngdarmælingar á líparítgúlum á Kröflusvæðinu	62
<i>Þorsteinn Sæmundsson, Esther Hlíðar Jensen, Halldór G. Pétursson, Armelle Decaulne, Matthew Roberts, Ingvar A. Sigurðsson, Helgi Páll Jónsson</i> Berghlaupið við Morsárjökul, 20. mars 2007	63
<i>Esther Ruth Guðmundsdóttir, Jón Eiríksson og Guðrún Larsen</i> Raunveruleg gjóskulög eða endurflutt gjóska? Skilgreining gjóskulaga í landgrunnsseti norðan Íslands.....	66
<i>Helga Bára Bartels-Jónsdóttir, Karen Luise Knudsen og Jón Eiríksson</i> Loftslagsbreytingar og breytingar á hafstraumum við Ísland, síðustu 500 árin.....	67

Viðnámsmælingar við Upptyppinga

Arnar Már Vilhjálmsson¹, Ólafur G. Flóvenz¹, Ragna Karlsdóttir¹, Knútur Árnason¹,
Hjálmar Eysteinnsson¹, Kristján Sæmundsson¹, Gunnar B. Guðmundsson²

1) Íslenskar Orkurannsóknir

2) Veðurstofa Íslands

Óvenju djúpstæð jarðskjálftavirkni á íslenskan mælikvarða hófst í byrjun árs 2007 við Upptyppinga austan Öskju og stendur enn. Upptyppingar eru hluti af eldstöðvakerfi Kverkfjalla og liggur í sprungusveimnum norðaustur af þeim. Eldvirkni á þessu svæði er síðast þekkt frá ísöld en þar hafa myndast dyngjur á hlýskeiðum og móbergshryggir á jökulskeiðum.

Í ágúst 2007 stóðu Íslenskar orkurannsóknir fyrir mælingum á eðlisviðnámi jarðskorpunnar við Upptyppinga. Mælt var á 12 stöðum á u.þ.b. 17 km langri línu sem lá A-V, allt frá suðurenda Herðubreiðartagla austur til Álftadalsdyngju. Miðja sniðsins lá rétt norðan Upptyppinga. Beitt var í senn svonefndum TEM- og MT-viðnámsmælingum og með samtúlkun þeirra var líkan gert af eðlisviðnámsdreifingunni niður á 30 km dýpi. Tvö áberandi lárétt lágviðnámslög koma fram, annað á 1-2 km dýpi en hitt á 7-13 km dýpi. Undir Upptyppingum sést lágviðnámsúlur sem gengur niður úr neðra lágviðnámslaginu og nær eins djúpt og mælingarnar skynja.

Efra lágviðnámslagið er sambærilegt lagi sem má finna í öllum háhitakerfum Íslands þar sem það nær upp í, eða upp undir yfirborð og endurspeglar hitaummyndun bergsins. Neðra borð þess markast af allsnöggri breytingu í gerð leirsteinda bergsins og svarar til þess flatar þar sem berghiti nær eða hefur einhvern tíma náð u.þ.b. 230°C. Neðra lágviðnámslagið samsvarar lagi sem sjá má undir stærstum hluta landsins skv. eldri MT-mælingum. Upptök jarðskjálftanna eru á óvenju miklu dýpi eða 10 til 20 km undir yfirborði. Þeir voru dýpstir í upphafi en virknin hefur færst upp á við með tíma. Skjálftamiðjurnar raðast á lágviðnámsúluna upp undir neðri mörk dýpra lágviðnámslagsins. Skjálftar eru fágætir innan lágviðnámslagsins sjálfs en einhver virkni er ofan þess.

Okkar túlkun er sú að efri mörk neðra lágviðnámslagsins sýni mörk brotjarnrar og deigrar jarðskorpu þar sem hiti er líklega á bilinu 650-800°C. Innan lagsins er bergið því deigt en þó ekki bráðið en við neðri mörk þess verður það aftur stökkara e.t.v. vegna breytinga í berggerð. Lágviðnámsúlur sem gengur niður úr þessu lagi er líklega tilkomin vegna heitara bergs en umhverfis, væntanlega vegna ungra kvikuinnskota.

Viðnámsmælingarnar, ásamt jarðskjálftagögnum, benda til kvikuhreyfinga undir Upptyppingum. Möguleg skýring á atburðarásinni er, að kvika streymi frá möttli eftir þröngum rásum í gegnum neðri og stökkari hluta skorpunnar og valdi djúpu skjálftunum. Þegar kvikan kemur að neðri mörkum dýpra lágviðnámslagsins er bergið deigara og þar safnast kvikan fyrir, hugsanlega vegna þess að þar kemst hún í flotjafnvægi. Við kvikusöfnunina myndast þrýstingur á deiga lagið sem aftur ýtir á brotjarna bergið ofan þess og veldur jarðskjálftum þar.

Mælingar á stöðugum samsætum súrefnis, vetnis og kolefnis. Nýr massagreininir Jarðvísindastofnunar Háskólans.

Árný E. Sveinbjörnsdóttir og Rósa Ólafsdóttir. Jarðvísindastofnun Háskólans.

Nýr massagreininir af gerðinni Delta V Advantage frá Thermo Electron corporation (áður Finnegan), var keyptur til Jarðvísindastofnunar Háskólans á síðasta ári. Hann er fyrsti massagreininirinn til mælinga á súrefni, vetni og kolefnissamsætum, sem keyptur er til landsins, en fyrirrennarar hans tveir voru báðir fengnir sem tæknaðstoð við Íslendinga frá Alþjóða Kjarnorkumálastofnuninni í Vín (IAEA).

Massagreinar eru með dýrustu rannsóknartækjum landsins. Nýi greininirinn var fjármagnaður af Tækjasjóði Rannís (um 64%), Háskóla Íslands, Íslenskum Orkurannsóknnum, Orkuveitu Reykjavíkur auk Vatnamælinga Orkustofnunar, Hafrannsóknarstofnun, Háskólanum á Akureyri, Iðntæknistofnun og Veðurstofu Íslands. Hann er mun afkastameiri en fyrirrennarar hans, gefur möguleika á að mæla mjög lítil sýni og hefur fleiri greiningarmöguleika. Með nýja massagreininum opnast t. d. leiðir til að mæla samsætur í mjög litlum skeljasýnum eins og götunum, sem gerir okkur kleift að taka þátt í fornveðurfarslegum athugunum á sjávarsetkjörnum. Einnig er hægt að tengja við hann frumefnagreini, sem mælir kolefni- og köfnunarefnisinnahald í jarðvegi og vatni og mæla þannig einnig stöðugar samsætur þessara efna í sýnunum.

Fyrir utan þær nýjungar sem að framan getur verður nýi massagreininirinn notaður til að halda áfram þeim rannsóknum á stöðugum samsætum súrefnis, vetnis og kolefnis, sem stundaðar hafa verið á Raunvísindastofnun Háskólans um árabíl. Rannsóknunum má í grófum dráttum skipta í þrennt:

1. Grunnvatnsrannsóknir. Við munum fylgja eftir mælingum sem gerðar voru með fyrri massagreinum á íslensku grunnvatni, jarðhitavatni og jöklum. Allt neysluvatn - heitt og kalt - er upphaflega úrkoma sem verður að grunnvatni og kemur síðar fram í lindum, hverum og borholum. Það er grundvallaratriði að þekkja sem best rennslisferla vantsins og á það sérstaklega við um svæði þar sem vatnið er nýtt nú þegar eða nýting er fyrirhuguð. Hin almenna mynd um grunnvatnsferlana liggur nú fyrir en enn vantar mikið upp á vitneskju okkar um einstök svæði.
2. Þátttaka í alþjóðlegum verkefnum um fornveðurfarsrannsóknir með samsætumælingum á Grænlandskjörnum. Við höfum tekið þátt í samsætumælingum á 6 djúpkjörnum frá Grænlandi, sérstaklega þar sem mikillar nákvæmni er þörf, eins og þegar tvívetnisaukinn er mældur og deyfing (diffusion) samsætnanna er rannsökuð. Við munum taka fullan þátt í að mæla samsætur í nýjum kjarna sem fyrirhugað er að bora út á næstu árum (2008-2011) á NNV Grænlandi (NEEM). Markmiðið með þeirri borun er að ná upp ís frá öllu síðasta hlýskeyði (EEM), en NGRIP kjarninn náði aðeins að gefa okkur innsýn í lok þess tímabils. Við höfum því góða mynd af því hvernig þessu hlýja tímabili lauk en með NEEM boruninni er vonast til að fá einnig upplýsingar um hvernig það hófst.
3. ^{14}C aldursgreiningar á vatni, jarðfræðilegum- og fornleifafræðilegum sýnum í samvinnu við AMS aldursgreiningarstofuna í Árósum. Vísindasjóður Rannís styrkti okkur til að koma upp kolefnisfrírri lofttæmilínu og þannig gert okkur kleyft að taka þátt í þessari samvinnu.

Í fyrirlestrinum verður greint verður frá því hvernig gengur að koma nýja massagreininum í full mælingarafköst.

Sprungur og skjálftar nærri Upptyppingum

Ásta Rut Hjartardóttir¹, Páll Einarsson¹ og Gunnar B. Guðmundsson²

1) Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands

2) Veðurstofa Íslands

Jarðskjálftar hafa greinst á óvanalega miklu dýpi nærri Upptyppingum síðan í febrúar 2007. Jarðskjálftar þessir bera viss einkenni, þeir gerast í hrinum og fyrstu skjálftarnir í hverri hrinu eru yfirleitt dýpstir. Árið 2007 gildi það einnig að hver hrina var grynri en sú á undan. Jarðskjálftahrinurnar virðast þó ekki hafa grynnt það sem af er árinu 2008. Talið er líklegt að jarðskjálftarnir stafi af kvikuhreyfingum djúpt í jarðskorpunni. Við kortlögðum sprungur á og nærri jarðskjálftasvæðinu til að kanna betur tektóník svæðisins. Við notuðum loftmyndir, teknar í um 6000 m.y.s. af Landmælingum Íslands og hnitðum sprungur sem við sáum á þeim inn í stafrænan gagnagrunn. Sprungurnar voru síðan bornar saman við jarðfræðikort Guttorms Sigbjarnarsonar o.fl. frá 1988. Jarðskjálftarnir myndast undir sprungusveim Kverkfjalla, sem stefnir til norð-norðausturs á þessu svæði, nærri því hornrétt á flekarekið. Þótt flestar sprungur svæðisins stefni til norð-norðausturs, þá stefnir töluverður fjöldi sprungna til norð-norðvesturs. Sem dæmi um það má nefna sprungur í Lónshnjúk, um 4 km suðaustur af Upptyppingum, en þar eru sumar þessara norð-norðvestlægu sprungna mjög ferskar. Yngsta gosmyndunin sem við fundum á svæðinu nær frá eystri hluta Upptyppinga, um 15 km norð-norðaustur að Arnardalsöldu. Gosmyndunin einkennist af rofnum gjallgígaröðum og móbergshrygg. Þessar myndanir voru hugsanlega myndaðar í sama atburðinum, sem bendir til þess að þær hafi myndast við lok síðasta jökulskeiðs. Krepputunguhraunið, sem liggur frá norðri til suðurs á rannsóknarsvæðinu (en er upprunnið um 10-15 km suðvestur af Öskju), er meira sprungið á suðurhluta rannsóknarsvæðisins heldur en á norðurhluta þess, þrátt fyrir að syðri hluti Krepputunguhraunsins sé yngri, ef eitthvað er. Þetta bendir til þess að meiri gliðnun hafi verið á Nútíma í syðri hluta sprungusveims Kverkfjalla, nær Kverkfjallaeldstöðinni, heldur en í nyðri hluta hans.

Processes, geology and evolution of Icelandic gullies and the potential implications for Mars

Benjamin A. Black¹ and Thorsteinn Thorsteinsson¹

¹Hydrological Service Division, National Energy Authority (Orkustofnun),
Grensásvegur 9, 108 Reykjavík, Iceland; e-mail: bab13@hi.is, thor@os.is

INTRODUCTION

Debris flows are water-mobilized gravity flows that carry a poorly mixed slurry of rock and sediment downslope. They are one of the major processes that influence the shape of high-latitude slopes (Åkerman, 1978; Rapp, 1986), and they are ubiquitous in Iceland. Their distinctive signature morphology consists of a chute-like head alcove, a channel (often raised with levees), and a conical debris apron; taken together, these constitute a ‘gully’. Other steep-slope processes active in Iceland include snow avalanches, nivation, gelifluction, rockfall, and fluvial erosion. Many of these processes overlap spatially with debris flows, competing to shape the morphology of gullies. In terms of geological context, gully distribution does not have any obvious preferential correlation with either hyaloclastic or layered basaltic settings. However, because there is a correlation with slope steepness, and because slopes are affected by geological characteristics such as dip, there is an indirect relationship which should be explored further.

Previous studies of debris flows in Iceland (e.g. Decaulne and Sæmundsson, 2007) have focused on their natural hazard relevance. We intend to explore the geomorphologic roles of steep-slope processes in Iceland, and we will investigate the potential relevance of these terrestrial processes to gullies and gully-like forms on Mars.

In 2000, Malin and Edgett published images of alcoves, sinuous channels, and debris aprons photographed by the Mars Orbiter Camera (MOC). They championed these gullies as evidence of recent liquid water flowing across the surface of Mars. Substantial controversy ensued, as the planetary science community argued over how the gullies had formed and whether liquid water was involved. Three main end-member hypotheses emerged: liquid water from a subsurface aquifer (Malin and Edgett, 2000; Heldmann, 2007), runoff from melt of snow deposited during a high-obliquity period (Christensen, 2003; Dickson et al., 2007), and dry granular flow (Treiman, 2003). The pitch of the discussion was heightened with Malin et al.’s (2006) announcement of new, bright deposits in two gullies that had appeared since the last set of photographs was taken in 1999.

In the absence of primary data on Martian gullies beyond orbital imagery and spectral analysis, terrestrial analogs have proven to be a valuable resource for testing new ideas about Martian gullies. Previous terrestrial analog studies include Costard et al.’s (2002) work on debris flows in Greenland, Hartmann et al.’s (2003) study of gullies in Iceland, and the work of Head et al. (2007) in the Antarctic Dry Valleys. With its easy accessibility, Iceland offers an excellent opportunity to study a broad range of steep-slope features and to test their viability as Martian analogs (Black and Thorsteinsson, 2008a; 2008b).

Simple debris flows are the Icelandic landform most similar in appearance to the classic Martian gully. Debris flows require ample water, which is in limited supply on Mars, although liquid water runoff at the Martian surface is possible with the assistance of

a plugged aquifer (Malin and Edgett, 2000; Heldmann et al., 2007) or a brine (Marchant and Head, 2007). But many of the processes that co-exist in Icelandic gullies with debris flows, including avalanching, snow wash, rockfall, and gelifluction, need little or no water in order to activate. As Åkerman (1978) has pointed out, gully activity on Earth may have fluctuated since the end of the last glaciation. The basic gully structures may be several thousand years old (Rapp, 1987). However, as mentioned above, many processes continue to substantially modify gully morphology in the present day. It is therefore important to identify and describe the full range of these ongoing erosional, transport, and depositional processes. An understanding of how different processes lead to different morphologies in Iceland could provide diagnostic features to help identify the range of processes operating on Mars.

With these considerations in mind, the ultimate goals of our investigation are as follows:

- To gain an understanding of the mechanisms of gully formation and their relationship to gully appearance. The basic mechanisms driving debris flows in Iceland have been described by Decaulne and Sæmundsson (2007), and they include: rain on snow, snowmelt induced by a rapid temperature increase ($>10^{\circ}\text{C}$ in 24 hours), and long-lasting and/or intense rainfall. The morphological expression of these various causes, however, requires further study,
- To understand the role of geological context in forcing these mechanisms,
- To analyze gully activity over longer timescales, and
- To characterize the evolution of gully morphology.

METHODOLOGY

We combine ongoing field measurements and observations with analysis of aerial photographs provided by Landmælingar Íslands (LMÍ).

The field measurements include snow density, snow temperature, gully-bottom temperature, slope, and the basic dimensions of the gully. Gully-bottom temperatures are obtained with two electronic temperature sensors, one on Ármannsfell and one on the eastern part of the Esja massif. These Starmon-type sensors have an accuracy of $\pm 0.05^{\circ}\text{C}$ and they take a temperature reading every minute. We have installed them in the bottom of gully channels, in the hope that episodes of meltwater flow in the gullies will leave a temperature signature. We expect that any snowmelt events resulting in top-to-bottom flow should appear as periods of constant near freezing temperature. The goal of our field measurement program is to assemble a record of changes in gully activity and morphology over the course of a full year, thereby illuminating any seasonal dependence.

The aerial photographs (e.g. Figure 1) promise additional insights into rates of gully formation, stages of activity and dysfunction, morphological evolution, and areal distribution. They range in scale from roughly 1:20,000 to 1:60,000. Complete coverage of Iceland is available at intervals of roughly 10 years, from 1945 onwards.

Figure 1 presents close-ups (from 1945, 1968, 1977, 2000, and 2008) of two adjacent sites on Mt. Esja. Changes in the channel paths through the debris aprons, and new debris deposits, are visible at both sites. Whipple and Dunne (1992) argue that debris fan morphology reveals flow rheology: debris-rich flows roughen fan surfaces, and flows with high sediment loads fill in channels, leading to avulsion and the creation of new

depositional termini. Time-staggered aerial photographs like those in Figure 1 allow us to analyze the evolution of debris aprons. We observe that individual deposits tend to be rounded and lobate, but as individual deposits accumulate, leading to distal channel avulsion, the overall debris apron may become digitate. This process is illustrated in the bottom sequence of Figure 1.

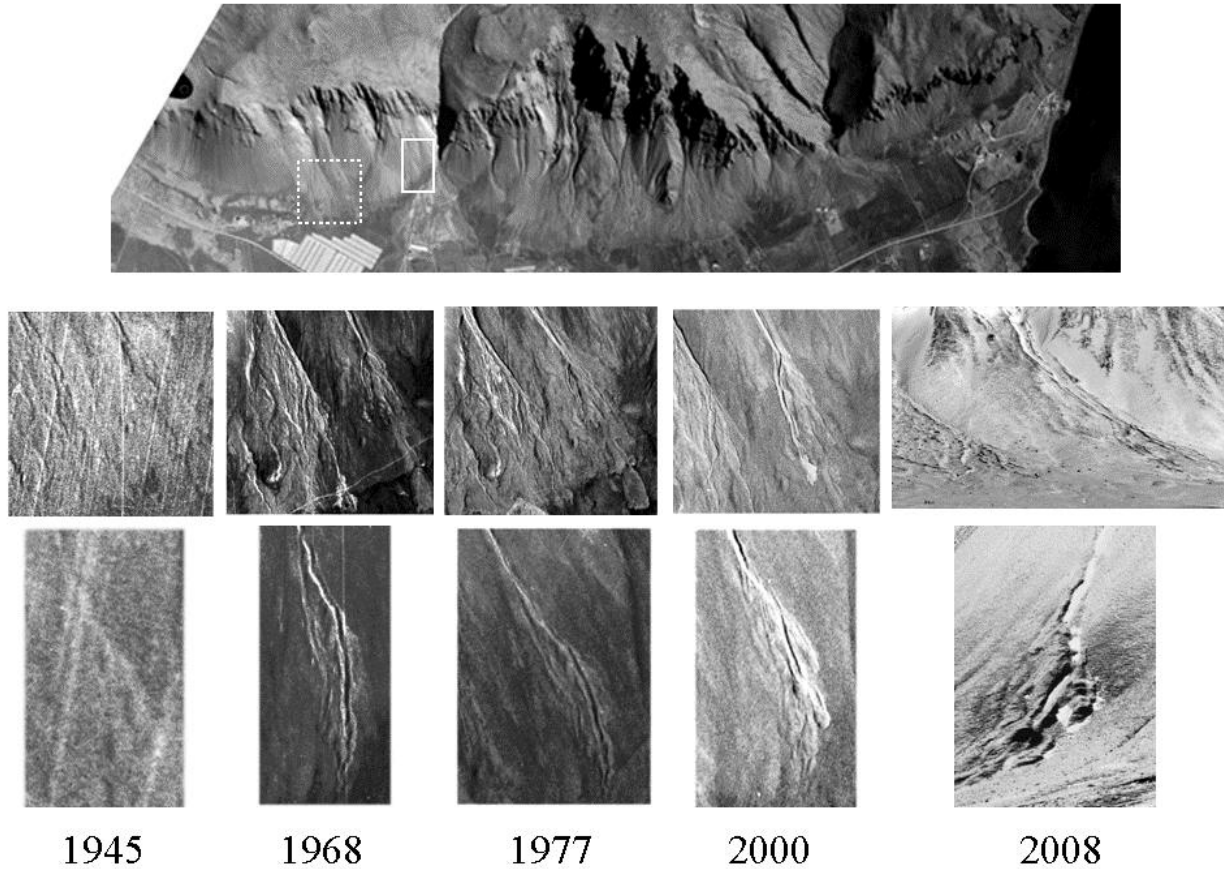


Figure 1. The image at the top provides context of the ~6 km western face of Mt. Esja; the second row and third row present close-ups of fan morphology at two sites in 1945, 1968, 1977, 2000, and 2008. 2008 images are ground-based from January; all other images are aerial, and taken during the summer (courtesy of LMÍ). The gully sites in the second and third rows are indicated by the dashed and solid rectangles, respectively, in the context image. Note the decadal-scale changes in the main channels through the debris aprons, and the snow-filled channels in the 2008 images.

Our primary goals for the coming months are to obtain further morphological/evolutionary time-series from aerial photographs, to compile volumetric estimates of debris transport for individual gullies from aerial and field evidence, and to collect more complete background data on the basic dimensions of these gullies. These results will help us to understand the gully-forming process in Iceland, and may also shed some light on whether similar processes have been active on Mars.

REFERENCES

- Åkerman, H.J. 1984. Notes on talus morphology and processes in Spitsbergen. *Geogr. Ann.* 66A, 267-84.
- Black, B.A. and Thorsteinsson, Th. 2008a. Mars gully analogs in Iceland: evidence for seasonal and annual variations. *LPI Workshop on Martian Gullies*, Feb 4-5, Houston, TX, abstract #8026.
- Black, B.A. and Thorsteinsson, Th. 2008b. Processes and morphologies of Icelandic gullies and implications for Mars. *Nordic Hydrological Conference*, submitted abstract.
- Christensen, P.R. 2003. Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature* 422, 45–47.
- Costard, F., Forget, F., Mangold, N., Peulvast, J.P. 2002. Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity. *Science* 295, 110–113.
- Decaulne, A. and Sæmundsson, Th. 2007. Spatial and temporal diversity for debris-flow meteorological control in subarctic oceanic periglacial environments in Iceland. *Earth Surface Processes and Landforms* 32, 1971-1983.
- Dickson, J.L., Head, J.W., Kreslavsky, M. 2007. Martian gullies in the southern mid-latitudes of Mars: Evidence for climate-controlled formation of young fluvial features based upon local and global topography. *Icarus* 188 (2), 315-323.
- Hartmann, W.K., Thorsteinsson, T., Sigurdsson, F. 2003. Martian hillside gullies and Icelandic analogs. *Icarus* 162, 259–277.
- Head, J.W., Marchant, D.R., Dickson, J.L., Levy, J.S., Morgan, G.A. 2007. Mars Gully Analogs in the Antarctic Dry Valleys: Geological Setting and Processes. *LPSC* 38, abstract #1617.
- Heldmann, J.L., Carlsson, E., Johansson, H., Mellon, M.T., Toon, O.B. 2007. Observations of Martian gullies and constraints on potential formation mechanisms II. The northern hemisphere. *Icarus* 188 (2): 324-344.
- Malin, M.C. and Edgett, K.S. 2000. Evidence for recent groundwater seepage and runoff on Mars. *Science* 288, 2330–2335.
- Malin, M.C., Edgett, K.S., Posiolova, L.V., McColley, S.M., Dobrea, E.Z.N. 2006. Present-day impact cratering rate and contemporary gully activity on Mars. *Science* 314 (5805): 1573-1577.
- Marchant, D.R., Head, J.W. 2007. Antarctic dry valleys: Microclimate zonation, variable geomorphic processes, and implications for assessing climate change on Mars. *Icarus* 192 (1). 187-222.
- Rapp, A. 1986. Slope processes in high latitude mountains. *Prog. Phys. Geog.* 10(1), 53-68.
- Treiman, A.H. 2003. Geologic settings of Martian gullies: Implications for their origins. *JGR-Planets*, 108(E4), 8031-8044.
- Whipple, K.X. and Dunne T. 1992. The influence of debris-flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104, 887-900.

The 1973 Heimaey Eruption, off South Iceland. The role of man-made barriers and water cooling in diverting the lavaflow

Birgir Jonsson, Department of Environmental and Civil Engineering, University of Iceland, Reykjavik

From January to June 1973 a volcanic eruption took place on the eastern edge of the small town Vestmannaeyjar (pop.5300) on the 11 km² island of Heimaey in the Westman Islands archipelago, lying 9 km off South Iceland. The harbour on Heimaey was the only safe harbour near the rich fishing grounds off South Iceland. Attempts were made to stop or divert the lava that eventually flowed over part of the town. The methods used were mainly construction of barriers, made of the ash and pumice formed earlier in the same eruption, and by cooling the lava by pumping sea water in large amounts on the lava front. Much has been written about the water cooling but very little attention has been paid to the effect of the barriers, which stopped the movement of the lava front long enough for the water cooling to take effect and obstruct or divert the lavaflow. The barriers stopped the lava front for a considerable time, and the lava would not advance over the barrier until the lava front had become about 4-5 times higher than the barrier. In hindsight it is highly likely that if the barriers and dykes had been aligned differently, or additional dykes had been constructed early enough, up to 200 houses would have been saved on Heimaey, including costly fish factories.

The landscape largely controls the flow of lava, whether natural or modified by man by digging channels or constructing barriers. Attempts are often made to divert the flow of lavas when they threaten properties, especially if there is an alternative route for the flow.

Examples have been cited from Italy, Japan, Iceland, Samoa, etc. as well as many from Hawaii (Mason and Foster 1953, Blong 1984, Lockwood and Romano 1985)

Where properties and human lives are being threatened by flowing lava, each case probably has its own unique solution, depending on the locality, the landscape, viscosity of the lava, production rate of the lava, length and intensity of the eruption, etc. A barrier may dam up a lavaflow temporarily, which might be sufficient in a short lived eruption. In other cases a barrier could divert the flow during a long lasting eruption (Jonsson 1992)

In the Heimaey eruption the easiest way for the lava to flow from the crater was to the east and northeast, straight into the sea. However, a lava shield was gradually built up to the north east and the excessive cooling from the sea water made the advance of the lava less easy in that direction, so movement to the north west, i.e. towards the harbour entrance and the town, was inevitable (Jonsson 1992). Due to glowing hot pumice and volcanic bombs more than 100 houses had either been burned down or were buried under the ash, which reached more than 6 meters in thickness in the southeast part of town, closest to the main crater (Einarsson 1974). After the first few days, with the threat of ashfall lessening, the main concern was the danger from the advancing lava flow. Already as early as January 30th. construction of lava barriers started. The barriers were made by modified bulldozers scooping up ash and pumice into well compacted dykes with rather flat slopes, located just west of the easternmost houses of the town (Einarsson 1974).

On February 20th the volcanic cone had reached an elevation of 215 meters rising about 120 meters above the southeast part of the town. This day the northwest part of the crater rim collapsed and 20 million tons of volcanic material slid over the southeasternmost houses of the town, but most of them had already been buried under the volcanic ash. This huge "landslide" reached the southern end of the earliest barriers, so they now formed dams across a shallow valley between the landslide and the western edge of the main lava flow (Jonsson 1992). See figure 1.

As the western edge of the main lava started to creep westwards upon the old shore of Heimaey, bulldozers scooped up a dyke (the “coastal dyke”) running from the southern breakwater at the harbour entrance, about 100 m inland along the old shore (Einarsson 1974), and up to one of the earliest barriers (north of the landslide), meeting at a 110-120° angle (“transverse dyke”), see figure 1 and 2. Had it been possible to contain the lava behind these dykes, most of the town would have been saved, but events turned out differently.

Both water cooling and barriers, were used in combination, which proved quite effective. The barriers stopped the lava front long enough for the water spraying to be able to solidify some considerable volume of the lava front and in effect enlargen the dyke (Jonsson 1992). It was explained to the workers in the water pumping operation, that as soon as they saw some water flowing down the lava front, instead of all the water being turned into steam, they should move the water hose in question, either sideways or point it further up on the lava front. Each worker watched over a few hoses. This way maximum effect of cooling the lava was ensured (Jonsson et.al. 1974).

Even where the dykes and water cooling only dammed up the lava but did not divert it, the advance of the lava was delayed quite considerably, as there seemed to be a tendency for a uniform inclination of the surface of the lava flow of somewhere between 1:20 and 1:30. Because of this, in order for the lava flow to overflow the dykes, a lot of volume had to be added on top of the lava, as it tended to keep this inclination of the lava slope most of the distance from the lava front up to the craters, See figure 3 (Jonsson 1992).

Looking at the main barrier, the direction of its southernmost part (the earliest barrier) joining up with the landslide, was too “transverse” to the flow direction of the lava tongue flowing along the eastern edge of the landslide, see figure 1 and 2. This lava now piled up behind this part of the dyke at an alarming rate. Bulldozers were used frantically to heighten this transverse dyke which very soon became too steep. The bulldozers even excavated material from the snout of the fast advancing lava tongue itself to heighten the dyke (Jonsson 1992).

Although the dyke looked like breaching already on March 7th, it did not give way until March 18th after the lava tongue reached an incredible height behind the then extremely high and steep dyke. The lava broke through the dyke, or rather under it giving way for a lava stream, later to be called the Town Lava, which flowed through the center of the town and down to the waterfront at the harbour engulfing 200 houses in about 10 days (Einarsson 1974).

In hindsight the situation in the Heimaey eruption must be considered quite favourable with regard to the possibility of diverting the lava away from the town. A) The lava was quite *viscous slow moving* aa lava giving considerable time for various kind of action before the lava arrived, B) There was *plenty of area* to divert the lava into, i.e. into the sea towards northeast and east. C) There was *enough sea water* for pumping, but unfortunately the *most powerful pumps did not arrive* until just after the lava had flowed into the town centre. D) There was plenty of *good material for making earth dykes*, but unfortunately the alignment of the dykes could have been more favourable and additional dykes with a more favourable lay out could have been made as second defence.

Conclusions.

After seeing the performance of the rather flat earth dykes, made of compacted ash and pumice, already in the beginning of March 1973 and seeing the dangerous situation developing at the “transverse” (southernmost) part of the main lava barrier adjacent to the landslide, the following might have been the correct way to handle the situation:

- a) A second set of dykes should have been constructed extending in a northerly direction from the collapsed crater rim (“landslide”) down to the southern breakwater at the harbour entrance, and possibly also a third parallel dyke further west if considered necessary. See figures 2 and 3.
- b) The dykes should have been well compacted, not less than 5 meters high with rather flat slopes, in order to halt the advance of the lava and/or divert it.

It is always easy to be wise after the fact, but lessons must be learned from cases as described above. In the case of Heimaey, instead of condemning approximately 20 houses, 200 houses were lost under the lava.

References.

- Blong, R.J., 1984. Volcanic Hazards, A Sourcebook on the Effects of Eruptions. 424 p. Academic Press, Sidney.
- Mason, A.C. and Foster, H.L., 1953. Diversion of Lava Flows at O Shima. Japan. Am.J.Sci., vol 251, pp 249-58.
- Preusser, H., 1973. Der Vulkanausbruch auf Heimaey, Island. Die Erde, 104, 3-4, pp193-199. Research Progress Report IV, pp 113-157, Surtsey Research Society, Reykjavik.
- Einarsson, Thorleifur, 1974. The Eruption on Heimaey. 88 p. Heimskringla, Reykjavik
- Jonsson, Birgir, 1992. The Role of Man-made Dykes in Diverting Lavaflows. Case study; the Heimaey Eruption 1973. Int. Conf. on Preparedness and Mitigation for Natural Disasters '92, Reykjavik. VFI.
- Jonsson, Valdimar K. and Matthiasson, Matthias, 1974. Hraunkæling á Heimaey – verklegar framkvæmdir. TVFI, bls. 70-83. Reykjavik.
- Lockwood, J.P. and Romano, R., 1985. Diversion of Lava During the 1983 Eruption of Mount Etna. Earthquake Information Bulletin, Vol. 17, No.4. pp124-133. U.S. Dept. of the Interior and U.S. Geological Survey.

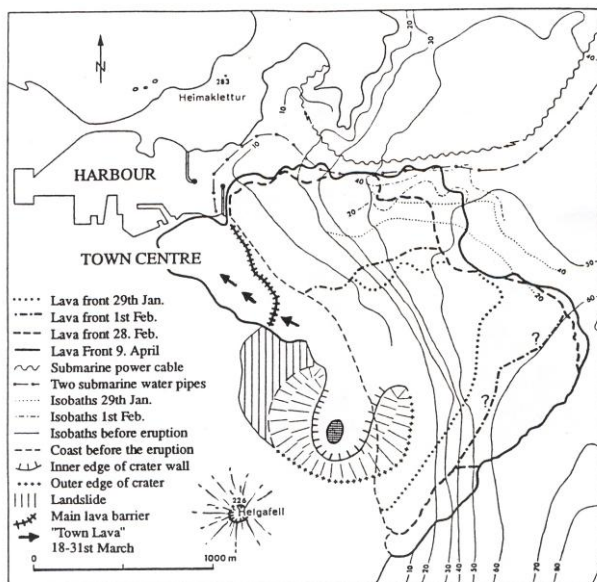


Figure 1. Overview of the Heimaey eruption 1973. (From Preusser 1973, slightly modified).

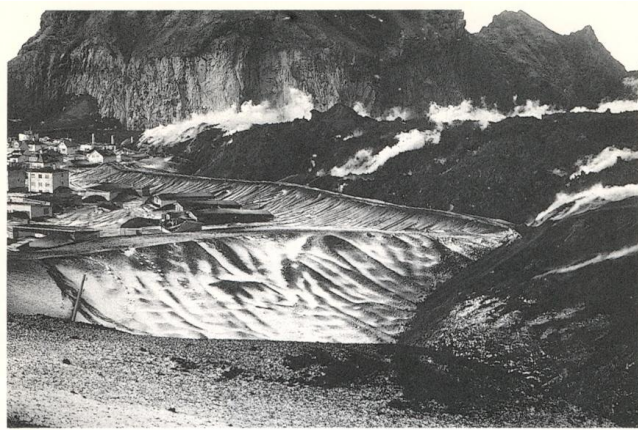


Figure 2. View on March 3rd 1973 towards north from the landslide (collapsed NW crater rim) over the main lava barriers. The “transverse” dyke lies across the lower middle of the photo, meeting the “coastal” dyke at an angle of 110-120°. The coastal dyke extends down to the harbour entrance stopping the lava front, see location on figure 2. In the lower right corner of photo, the front of the lava stream later to become the “Town Lava” is creeping upon the dyke at an alarming rate, finally breaking through on March 18th and flowing over the center of town down to the harbour (Photo BJ).

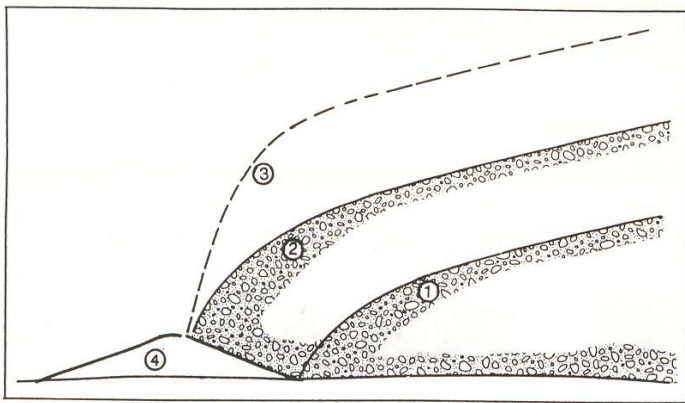


Figure 3. The extra volume of lava contained within the barrier can clearly be seen (with and without water cooling). 1. Lava front without dyke, 2. Lava front with dyke, 3. Lava front with dyke and water cooling, 4. Dyke. (From Jonsson 1992).

Áhrif lífrænnar virkni á efnasamsetningu Mývatns

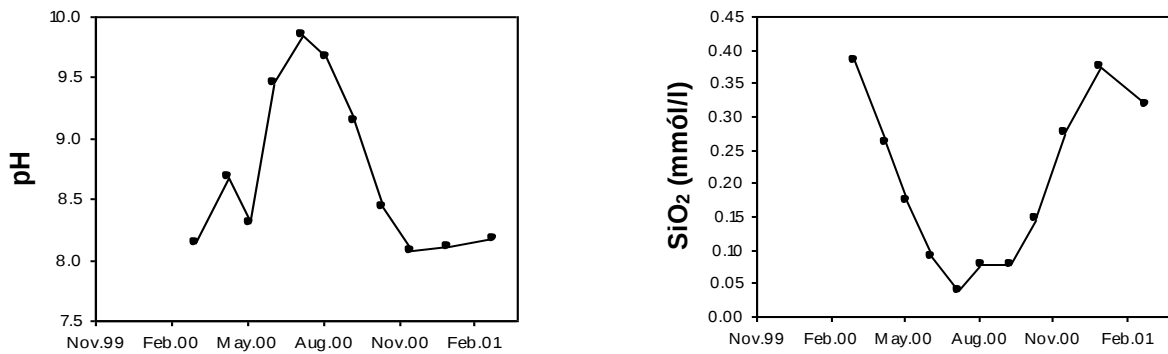
Eydís Salome Eiríksdóttir¹, Sigurður Reynir Gislason¹, Peter Torssander² and Árný E. Sveinbjörnsdóttir¹

¹Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugata 7, 101 Reykjavík, [ese@raunvis.hi.is]

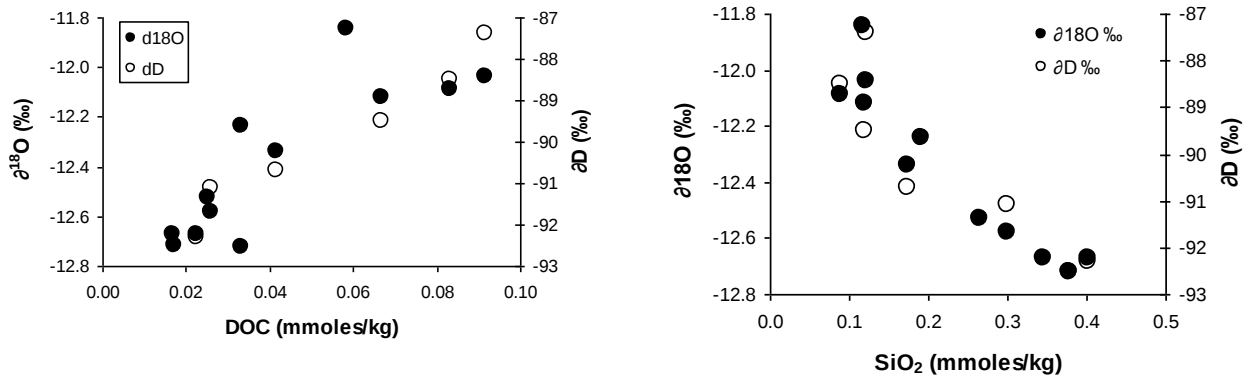
²Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University, Sweden

Í nóvember 1999 hófst sýnataka á vatni og aurburði úr Laxá í Mývatnssveit með það að markmiði að skilgreina magn uppleystra efna og aurburð í útfalli Mývatns. Í mars 2000 hófst einnig sýnataka í Geirastaðaskurði. Sýni voru tekin 12 sinnum úr Laxá en 10 sinnum úr Geirastaðaskurði yfir 15 mánaða tímabil. Yfir sumartímann leið um mánuður á milli leiðangra en lengra yfir vetrarmánuðina. Árið sem sýnataka fór fram, hvarf allur ís af Mývatni þann 9. maí 2000 en hefur verið farinn að brotna mikið upp um miðjan apríl. Lítið var af bláþörungum *Anabena* sumarið 2000, svo að alltaf sást til botns á vatninu þegar athuganir voru gerðar.

Í Geirastaðaskurði endurspeglast efnasamsetning Mývatns betur en við söfnunarstaðinn í Laxá því þar hefur Kráká blandast Laxá. Því voru sveiflur í styrk uppleystra efna vegna lífrænnar virkni í vatninu meiri í Geirastaðaskurði en í Laxá. Gildi pH var á milli 7,5 og 8 yfir vetrartímann en hækkaði mjög mikið þegar ljóstillífum hófst á vorin og mældist hæst 9,86 í Geirastaðaskurði í júlí. Næringarefnin NO_3 , NH_4 , PO_4 sem nauðsynleg eru við ljóstillífun, lækkuðu yfir sumartímann. Einnig lækkaði styrkur SiO_2 en kísilþörungar nota kísil til vaxtar og viðhalds. Sömu hegðun sýndu snefilefnin Mn og Cr. Uppleyst lífrænt nitur og fosfór hækkaði yfir sumartímann og hæst fór lífræni fosfórinn í um 50% af heildarstyrk uppleysts fosfórs en uppleystur lífrænn nitur var ríflega 90% af heildarstyrk uppleysts niturs í ágúst 2000. Einnig hækkaði uppleyst lífrænt kolefni (DOC) yfir sumartímann. Katjónirnar Na, K, Ca og Mg lækkuðu um vorið og leiðnin sömuleiðis, líklega vegna snjóbráðar. Súlfat, SO_4 sýndi ekki ákveðna hegðun en hlutfall brennisteins samsætanna ^{33}S og ^{34}S , $\delta^{34}\text{S}$, var lægst frá mars til maí, hækkaði skarpt í júlí og fór hæst í september. Ástæðuna má líklega finna í afoxandi bakteríum en afoxun súlfats leiðir til myndunar á hlutfallslega léttu súlfíði sem við efnhvörf við járn, getur botnfallið sem járnsúlfíð og brennisteinssamsæturnar sem eftir verða uppleystar í vatninu því hlutfallslega þyngri. Vetni- og súrefnissamsætur aðgreindust reglulega yfir árið og voru hlutfallslega þyngri á sumrin en á veturna. Styrkur ^{18}O er í öfugu hlutfalli við styrk kísils sem er aftur í öfugu hlutfalli við virkni kísilþörungum. Það má leiða að því líkur að virkni kísilþörungum sé völd að aðgreiningu súrefnisísótópa. Molibden (Mo) hefur áhrif á frumframleiðni bláþörungum, og styrkur þess lækkaði tvisvar sinnum yfir árið. Fyrri lækkunin var að vori, hugsanlega vegna leysinga, en sú seinni frá júlí-sept, en bláþörungurinn *Anabena* á sitt vaxtarskeið yfir þann tíma. Nokkur snefilefni, Co, Al og Ti hækkuðu yfir hásumarið en B, Sr, Ba, Cd, Cu, Ni, Pb og Zn höfðu óreglulegri árstíðasveiflu.



Mynd 1. Árstíðabundnar breytingar á pH gildi og kísilstyrk í útfalli Mývatns í Geirastaðaskurði. Kísilþörungar hafa tvö blómaskeið á hverju ári (Pétur M. Jónsson og Hákon Aðalsteinsson, 1979). Vorblóminn hefst um leið og ís fer af vatninu og stendur út júní. Þá er vatnið orðið næringarsnautt og þörungarnir deyja. Haustið hefst í ágúst og stendur út september. Þörungarnir nota prótónur (H^+) við ljóstillífun sem veldur hækkun á pH vatsins.



Mynd 2. Vensl uppleysts lífræns kolefnis og uppleysts kísils við súrefnis- og vetnissamsætur í Geirastaðaskurði við Mývatni. Lífræn virkni í Mývatni virðist vera einn aðalþátturinn í aðgreiningu samsætna. Eftir því sem virknin eykst (DOC hækkar og SiO₂ lækkar) verður hlutur þungu samsætanna meiri. Jafnvægisfasti efnasambanda sem innihalda léttari samsætuna (1H og ^{16}O) er lægri en þeirra sem innihalda þá þyngri (2H og ^{18}O) sem veldur því að auðveldara er að brjóta upp þau efnatengi (Stum og Morgan, 1996). Kísilþörungar vinna kísilinn úr vatninu (H_4SiO_2) og þar sem auðveldara er að brjóta upp efnatengi léttari samsætunnar nota þörungarnir meira af þeirri samsætu og skilja vatnið eftir hlutfallslega „þyngra“.

Heimildir:

- Stum W. og Morgan J.J., 1996. Aquatic chemistry: chemical equilibria and rates in natural waters 3rd edition. A Wiley-Interscience publications, 1022 bls
- Pétur M. Jónsson og Hákon Aðalsteinsson 1979. Phytoplankton production in shallow eutrophic Lake Myvatn. Oikos 32: 113 – 138

Krákustígsásar framan við Eyjabakkajökul

Eygló Ólafsdóttir, Ólafur Ingólfsson, Ívar Örn Benediktsson og Anders Schomacker
Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, Sturlugötu 7, Askja, 101 Reykjavík

Eyjabakkajökull er framhlaupsjökull sem skríður norður úr Vatnajökli. Hann hljóp seinast fram árið 1972 en síðan þá hefur jökullinn verið að hörfa og skilið eftir sig landform sem mynduðust í hlaupinu. Krákustígsásar (1. og 2. mynd) eru þar á meðal en þeir eru hryggir myndaðir úr jökulárseti og dauðis [1] sem liggja í eða meðfram jaðri jökulsins. Krákustígsásar hafa verið lítt rannsakaðir til þessa og því er myndun þeirra ekki vel þekkt. Þessi rannsókn miðar að því að kanna setfræði, lögun og landmótun krákustígsása við Eyjabakkajökul með það að markmiði að skilja betur þau ferli sem leiða til myndunar þessa sérstaka landforms. Ennfremur verður leitað svara við þeirri spurningu hvort krákustígsásar séu sérstök einkenni framhlaupsjökla.

Krákustígsásarnir voru rannsakaðir í fjögura vikna rannsóknarferð sem farin var að Eyjabakkajökli sumarið 2007. Setlög ásanna voru rannsökuð og mælingar gerðar á lögun og kýlni korna. Jafnframt var lögun ásanna nákvæmlega mæld með TopCon landmælingatæki með því að mæla þversnið á völdum stöðum. Lögun og formbreytingar á ásunum vegna bráðnunar dauðiss verða kortlagðar út frá loftmyndum sem teknar hafa verið af svæðinu síðustu 50 ár. Þannig fást mikilvægar upplýsingar um varðveislumöguleika krákustígsása. Sumarið 2008 beinast rannsóknin m.a. að því að kanna innri byggingu ásana með jarðsjá. Þetta verkefni miðar að því að auka skilning okkar á myndun og þróun krákustígsása ásamt því að varpa ljósi á vatnafar í framhlaupum.



Mynd 1. Dæmi um keilulögun krákustígsásanna. Stöðug bráðnun ískjarnans kemur í veg fyrir að landformið varðveitist í þessari mynd. Haugaruðningslandslag myndast þar sem ískjarninn hefur bráðnað að fullu.



Mynd 2. Krákustígsá að koma í ljós við vesturjaðar Eyjabakkajökuls, horft er niður meðfram jöklinum í norður átt.

Heimildir

[1] Óskar Knudsen (1995). Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland: an indicator of surge-type glacier behaviour. *Quaternary Science Reviews*, 14, 487-493

*e-mail: eygloo@hi.is

New DEMs of glaciers deduced from InSAR satellite data: A case study from Vatnajökull

Eyjólfur Magnússon^{1,2}, Helgi Björnsson¹, Helmut Rott², Sverrir Guðmundsson¹, Finnur Pálsson¹ and Thomas Nagler³

1) Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavik, Iceland,

2) Institute of Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, Innsbruck, Austria,

3) ENVEO IT, Innsbruck, Austria

We use InSAR data from the ERS1/2 tandem mission to improve a digital elevation model (DEM) of a $\sim 500 \text{ km}^2$ area of the upper part of the Skeiðarárjökull outlet in Vatnajökull. A big part of the DEM covering this area is based on inaccurate maps since the 1930's. Assuming a stable velocity field for 14 InSAR scenes from the winters 1995 to 1997, topographically corrected with present DEM, to derive a solution for the 3 velocity components, V_e , V_n and V_u , (the indices stand for east, north and up) plus the topographic error in the DEM, Δz . Since the scenes are from both ascending and descending orbits, with variable perpendicular baseline (both negative and positive), V_e and Δz should be accurately determined while V_n and V_u are poorly determined due to the unfavourable observation geometry. We use only scenes from winter in order to observe as constant velocity as possible and the 2 years time interval is short enough for the elevation change to be less than 5 m within the period in the accumulation area of the glacier. The derived correction for the DEM varies between -80 m and 65 m. Assuming that the residual error in each InSAR scene is less than half a fringe with 95% confidence level (2σ), the derived uncertainty of the computed DEM is around 9 m with the same confidence level. Comparison with barometric elevation measurements, in 1993 and 1994, and GPS measurements from 1998 to 2006, shows that the error in the new DEM is within that limit for the main part of the study area. In contrast, we don't derive a reasonable solution for the fastest part of the glacier where the horizontal velocity is higher than 0.5 m/day, presumable due to variability in the flow rate. The method may have wider application for mapping remote glaciers in the Polar Regions.

Anomalies in the vertical ice motion of Skeiðarárjökull in Vatnajökull

Eyjólfur Magnússon^{1,2}, Helmut Rott¹, Helgi Björnsson², Matthew J. Roberts³, Finnur Pálsson², Halldór Geirsson³, Erik Sturkell² and Rick Bennett⁴

1) Institute of Meteorology and Geophysics, University of Innsbruck, Innsbruck, Austria,

2) Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavik, Iceland,

3) Icelandic Meteorological Office, Iceland,

4) Department of Geosciences, University of Arizona, USA

We analyse InSAR data from the ERS1/2 tandem mission of the glacier outlet Skeiðarárjökull in Vatnajökull, to study vertical surface movements of the ice surface. We study 36 interferograms in the period from May 1995 to March 2000 from both ascending and descending orbits. We introduce a simple method to identify anomalies in the vertical motion. It reveals an area, where such anomalies are frequent, above the estimated subglacial course of the river Skeiðará, ~10 km from the glacier margin. The low water potential gradient at this location and high water flow rate create favourable conditions for water to accumulate. There we observe between 10-20 cm/day uplift during high velocity events accompanying rainstorms and one jökulhlaup and a subsequent slower subsidence (<10cm/day). Three DGPS-stations, forming an equal length triangle, were mounted on the glacier in the spring 2006, SKE1 at the location of the observed anomalies and SKE2 approximately on the same flow line 3 km down-glacier. At SKE1 we observe up to 50 cm/day uplift consequent to speed-up events during rainstorms where the horizontal velocity was up to 8-fold the minimum of 30 cm/day. Such events never triggered more than ~5 cm/day uplift in the other station. Even though we are not able to quantitatively separate the vertical motion anomalies, observed in the InSAR and the GPS-data at SKE1, into motion due to vertical strain and motion due to water accumulation and depletion, we conclude that significant part of the observed anomalies are due to water accumulation and depletion. These observations are very relevant for advancing the knowledge on water transport in and below glaciers, a driving factor for glacier sliding.

Frjórannsóknir með rafeindasmásjá varpa nýju ljósi á fornar flórir Íslands

Friðgeir Grímsson^{1,2} og Leifur A. Símonarson¹

¹ Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

² Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 101 Reykjavík

Rannsóknir á frjókornum og gróum með aðstoð rafeindasmásjár varpa nýju ljósi á smásæjar fornflórir Íslands. Frá því að frjórannsóknir á plöntuleifum úr íslenskum setlögum hófust á fyrri hluta síðustu aldar með útgáfu greina eftir Jóhannes Áskelsson (1938a, 1938b) hafa vísindamenn, sem unnið hafa með frjó- og gróskorn úr fornum íslenskum setlögum, látið sér nægja að skoða þau í smásjá með í gegnumfallandi ljósi.

Með því að skoða frjó í venjulegri smásjá og í gegnumfallandi ljósi næst takmörkuð stækkun ef borið er saman við stækkun sem fæst við notkun rafeindasmásjár. Áreiðanlegustu niðurstöður og greiningar fást með því að skoða einstaka frjó og gró í smásjá með gegnumfallandi ljósi og síðan sama korn í rafeindasmásjá. Í gegnumfallandi ljósi má t.d. greina fjölda laga sem mynda vegg frjókorna en aðeins í rafeindasmásjá er unnt að sjá ytra útlit og smáatriði á yfirborði frjókorna.

Vegna takmarkaðra stækkunarmöguleika við rannsóknir í gegnumfallandi ljósi getur verið erfitt að greina mjög lítil frjó. Einkenni þeirra verða illgreinanleg og jafnvel þó að um mismunandi ættkvíslir sé að ræða eru þau oft svo smá að ekki er unnt að greina þau, t.d. til tegunda. Með rafeindasmásjá er það mögulegt þar sem stækkun í henni er mun meiri (hægt er að stækka tugþúsundfalt).

Frjó sömu ættkvíslar eða ættar eru oft mjög lík að stærð og lögun. Til þess að greina á milli þeirra getur verið nauðsynlegt að færa þau yfir í rafeindasmásjá og fá þannig úr því skorið hvort mismunandi yfirborðseinkenni sjáist svo að hægt sé að greina þau í sundur, t.d. til tegunda.

Til þess að vinna með frjó í rafeindasmásjá er setið meðhöndlað á sama hátt og við venjubundna frjórannsókn. Eftir að frjó og gró og aðrir smásær plöntuhlutar hafa verið einangruð úr setnu er þeim blandað saman við glyceról og sýnið síðan geymt í litlu lokuðu tilraunaglas. Tekið er lítið magn af sýni í einu, það sett á glerplötu en án þess að setja hlífðargler yfir. Sýnið er skoðar undir gegnumfallandi ljósi með linsu sem er með um 1 cm vinnufjarlægð og notuð er leiðrétt smásjá til að hægt sé að tína upp einstaka frjó. Frjóum og gróum er lýst og þau eru mæld og mynduð í gegnum linsur sem stækka 40, 60 eða 80 sinnum. Hvert einstaka korn er svo fært yfir á lítinn kubb og hann er gullhúðaður og settur inn í rafeindasmásjá. Frjó og gró eru síðan mæld í rafeindasmásjánni og helstu einkennum lýst og þau mynduð í bak og fyrir.

Með þessum rannsóknum er reynt að flokka smásæjar plöntuleifar úr íslenskum jarðlögum af meira öryggi en áður. Mikilvægt er að hafa heilsteyptar lýsingar og góðar myndir af þeim frjóum og gróum sem finnast í fornum setlögum landsins. Þá fæst betra yfirlit yfir tegundasamsetningu fornra gróðursamfélaga úr íslenskum setlögum, sögu gróðurfars og einnig breytingar á loftslagi.

Heimildir

Áskelsson, J. 1938a. Um íslensk dýr og jurtir frá jökultíma. *Náttúrufræðingurinn* 8, 1-16.

- Áskelsson, J. 1938b. Kvartärgeologische Studien auf Island II. Interglaziale Pflanzenablagerungen. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening* 9 (3), 300-319.
- Áskelsson, J. 1946. Er hin smásæja flóra surtarbrandslaganna vænleg til könnunar? *Skýrsla Menntaskólans í Reykjavík* 1945-1946, 45-57.
- Áskelsson, J. 1954. Myndir úr jarðfræði Íslands II. Fáeinar plöntur úr surtarbrandslögunum hjá Brjánslæk. *Náttúrufræðingurinn* 24, 92-6.
- Áskelsson, J. 1956. Myndir úr jarðfræði Íslands IV. Fáeinar plöntur úr surtarbrandslögunum. *Náttúrufræðingurinn* 26, 42-48.
- Einarsson, Þ. 1977. Um gróður á ísöld á Íslandi. *Skógarmál*. Prentsmiðjan Edda hf, 56-72.
- Friedrich, W. L. 1966. Zur Geologie von Brjánslækur (Nordwest-Island) unter besonderer Berücksichtigung der fossilen Flora. *Sonderveröffentlichungen des Geologischen Instituts der Universität Köln* 10, 108 bls.
- Líndal, J. H. 1939. The interglacial formation in Víðidal, northern Iceland. *Quarterly Journal of the Geological Society* 95 (3), 262-273.
- Manum S. 1962. Studies in the Tertiary flora of Spitsbergen, with notes on the Tertiary floras of Ellesmere Islands, Greenland, and Iceland. *Norsk Polarinstitutt Skrifter* 125, 127 bls.
- Meyer, B. L. & Pirrit, J. 1957. On the pollen and diatom flora contained in the surtarbrandur of East Iceland. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh B*, 262-275.
- Mudie, P. J. og Helgason J. 1983. Palynological evidence for Miocene climate cooling in eastern Iceland about 9.8 Myr ago. *Nature* 303, 689-692.
- Pflug, H. D. 1956. Sporen und Pollen von Tröllatunga (Island) und ihre Stellung zu den pollenstratigraphischen Bildern Mitteleuropas. *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie* 102, 409-430.
- Pflug, H. D. 1959. Sporenbilder aus Island und ihre stratigraphische Deutung. *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie* 107, 141-172.
- Schultz, G. 1967. Einige weitere pollenanalytische Untersuchungen von isländischen Ligniten. *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie* 1967 (5), 279-298.
- Schwarzbach, M. 1956. Das Vílkangebiet von Hredavatn (West-Island). *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie* 104, 1-29.
- Schwarzbach, M. og Pflug, H. D. 1957. Das Klima des jüngeren Tertiärs in Island. *Neues Jarbuch für Geologie und Paläontologie* 104, 279-298.
- Thorarinsson, S. 1963. The Svínafell layers. Plant-bearing interglacial sediments in Örafi, southeast Iceland. *North Atlantic Biota and their History*, Pergamon Press, 377-389.
- Willard, D. A. 1994. Palynological record from the North Atlantic region at 3 Ma: vegetational distribution during a period of global warmth. *Review of Palaeobotany and Palynology* 83, 275-297.

Grasvíðir (*Salix herbacea* L.) úr íslenskum jarðlögum

Friðgeir Grímsson^{1,2} og Leifur A. Símonarson¹

¹ Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík

² Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 101 Reykjavík

Steingerðar flórir frá kvarter tímabili á Norðuhveli jarðar eru oft ríkar af víðileifum og setlög frá ísöld og nútíma innihalda oft töluvert magn af víðifrjókornum. Þó að borin hafi verið kennsl á grasvíðisfrjó (*Salix herbacea* L.) úr setlögum hefur verið sýnt fram á að illgerlegt er að greina víðifrjó til tegunda með hjálp smásjár í gegnumfallandi ljósi (sjá heimildalista í Beerling, 1998). Stækkunin er einfaldlega of lítil og frjó mismunandi víðitegunda of lík.

Auðveldara er að greina grasvíðiblöð frá blöðum annarra víðitegunda en grasvíðifrjó frá öðrum víðifrjókornum. Blöðin eru greind eftir stærð, lögun og útliti blaðbrúnar. Laufblöð núlifandi grasvíðis eru lítil, á bilinu 6-21 mm á lengd og um 6-17 mm á breidd. Hlutfall lengdar og breiddar er á bilinu 0,9-1,4 og blaðkan er oddbaugótt, egglega, hjartalaga, nýrlaga eða spaðalaga. Hliðarstrengir eru uppsveigðir og mynda greinilega boga meðfram blaðbrúninni þegar þeir tengjast efri hliðarstrengjum. Blaðröndin er sagtennt eða bogtennt og tennur eru litlar.

Grasvíðiblöð hafa varðveist þokkalega í íslenskum jarðlögum og hafa þau fundist á þremur stöðum í setlögum frá fyrri hluta ísaldar. Elstu leifarnar eru frá Bakkabrúnum í Víðidal (1,7 milljón ára) á Norðurlandi. Þær eru raunar elstu blaðleifar grasvíðis sem vitað er um á jörðinni. Grasvíðisblöð hafa einnig fundist í Stöð á Snæfellsnesi (1,1 milljón ára) og í Svínafellslögum í Örafum (0,8 milljón ára) á Suðausturlandi. Þessir steingervingar sýna að grasvíðir (*S. herbacea* L.) var orðin sjálfstæð tegund hér á Íslandi á fyrri hluta ísaldar og hefur verið hluti af flóru landsins í að minnsta kosti 1,7 milljón ár.

Í dag er grasvíðir aðlagður aðstæðum á heimskautasvæðum kuldabeltisins og kaldtempruðum svæðum tempraða beltisins, svo og háfjallaloftslagi á suðlægari breiddargráðum. Útbreiðslan takmarkast við norðurhvel. Á heimskautasvæðinu vex hann í freðmýri (túndru) og grýttu mýr- og lynglendi, frá láglendi til hæstu fjalltoppa. Við suðurmörk útbreiðslusvæðis þrífst hann einvörðungu hátt til fjalla í svonefndu alpaumhverfi.

Rannsóknir á loftslagi þar sem grasvíðir vex hafa sýnt að tegundin getur þrífist þar sem sem meðalhiti kaldasta mánaðar er -20°C og vaxtartímabilið tiltölulega stutt, einungis 30 dagar þar sem dagshiti er ≥5°C (Beerling, 1998). Á Grænlandi má sem dæmi finna grasvíði allt norður að 78°N breiddargráðu. Tegundin er kuldaþolin og harðgerð. Gæti grasvíðir hafi lifað af jökulskeiðin á Íslandi? Í dag er grasvíðir algengur hér á landi og finnst í jarðlögum sem ná 1,7 milljón ár aftur í tímann. Út frá núverandi þolmörkum er vel hugsanlegt að grasvíðir hafi vaxið hér á íslausum svæðum og lifað af ísöldina. Fyrri rannsóknir á frjóum benda til þess að plöntur hafi vaxið hér á jökulskerjum og lifað af hörðustu kuldaþolana (Rundgren og Ingólfsson, 1999).

Heimildir

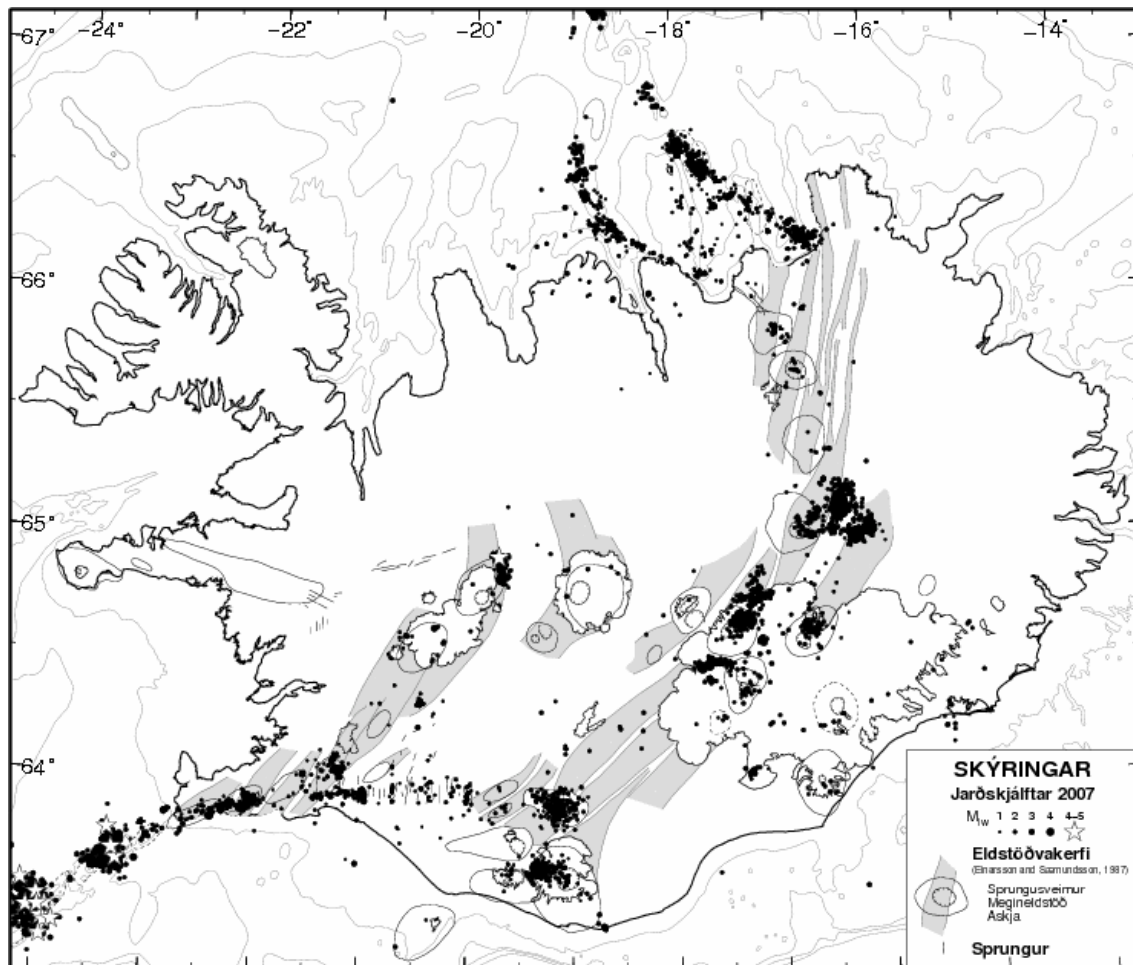
Beerling, D. J. 1998. *Salix herbacea* L. *Journal of Ecology* 86, 872-895.

Rundgren, M. & Ingólfsson, Ó. 1999. Plant survival in Iceland during periods of glaciation? *Journal of Biogeography* 26, 387-396.

Jarðskjálftavirkni á Íslandi 2007

Gunnar B. Guðmundsson, Bergþóra S. Þorbjarnardóttir og Matthew J. Roberts
Veðurstofu Íslands, Bústaðavegi 9, IS-150 Reykjavík

Í lok árs 2007 var 51 jarðskjálftastöð í SIL mælaneti Veðurstofu Íslands. Ein stöð bættist við á árinu, í Öskju. Um 15.500 jarðskjálftar voru staðsettir, sem er um þriðjungur fleiri en árin á undan. Þessi munur felst í skjálftavirkni við Upptýppinga og Álftadalsdyngju, en þar mældust yfir 5.000 jarðskjálftar. Kortið sýnir upptök jarðskjálfta stærri en 1 (svartir punktar), sem mælst hafa á a.m.k. fjórum stöðvum. Eldstöðvakerfi og sprungur (Páll Einarsson og Kristján Sæmundsson, 1987) eru einnig sýnd. Jarðskjálftar stærri en 4 stig eru merktir með hvítum stjörnum. Stærsti jarðskjálftinn sem mældist undir landinu á árinu var við norðurenda Langjökuls, 4,3 stig. Fjöldi jarðskjálfta stærri en fjórir áttu upptök út á Reykjaneshrygg. Mesta skjálftahrinin var um 70 - 80 km frá landi í lok febrúar. Í apríl var svo skjálftahrinin við Geifugladrang, en nokkrir skjálftar í þeirri hrinu fundust á Reykjaneskaga og á Akranesi.



Á Reykjanesskaga var mesta skjálftavirknin við Fagradalsfjall. Nokkrar skjálftahrinur áttu upptök í nágrenni fjallsins, sú mesta í janúar. Stærstu skjálftar þeirrar hrinu fundust í Grindavík. Í júní var skjálftahrina við Vífilfell. Skjálftahrina var við Grindavík 2. og 3. júlí. Stærsti skjálftinn mældist 3.5 að stærð og fannst vel í Grindavík.

Vestara gosbeltið var mjög virkt í nóvember. Skjálftahrinur áttu upptök við Högnhöfða í Biskupstungnaafrétti, við Þjófadalafjöll milli Langjökuls og Hveravalla. Stærsti jarðskjálftinn við Högnhöfða fannst í Biskupstungum og Hrunamannahreppi. Stærsti jarðskjálfti í hrinunni við Þjófadalafjöll var 4,3 stig og fannst víða í Húnavatnssýslu, en einnig í Reykjavík og á Akureyri.

Á Suðurlandi mældist skjálftahrina við Ingólfsfjall í október og við Selfoss í nóvember. Margir skjálftanna fundust á Selfossi.

Skjálftavirkni við Goðabungu í vestanverðum Mýrdalsjökli var árstíðabundin að venju. Á Torfajökulssvæðinu var óvenjumikil virkni í maí, en þá voru staðsettir um hundrað jarðskjálftar. Suðaustan við Hjørleifshöfða mældust tíu skjálftar á 23-24 km dýpi á fjórum klukkustundum þann 7. desember. Þeir stærstu voru rúmlega 2 að stærð.

Skjálftavirkni undir Vatnajökli var talsverð, líkt og síðustu ár. Nokkrar skjálftahrinur mældust einnig á árinu við Herðubreið og Herðubreiðartögl. Í febrúar hófst óvenjuleg skjálftavirkni við Upptyppinga sunnan Herðubreiðartagla. Fjölmargar skjálftahrinur mældust við Upptyppinga fram eftir sumri. Um haustið dróg verulega úr virkninni og á sama tíma færðist hún til norðausturs í átt að Álftadalsdyngju. Í desember varð svo öflug hrina við Álftadalsdyngju. Flestir skjálftanna í þessum hrinum hafa verið á 12 – 22 km dýpi. Stærstu skjálftarnir hafa verið um 2 að stærð. Í lok árs höfðu yfir 5.000 jarðskjálftar mælst. Líklegt er að jarðskjálftarnir tengist kvikuhreyfingum.

Eins og vant er þá var nokkuð um skjálftahrinur í Tjörnesbrotabeltinu, en engar miklar.

Jarðskjálftavirkni og jarðskorpuhreyfingar við Upptyppinga og Álftadalsdyngju

Halldór Geirsson¹, Gunnar B. Guðmundsson¹, Steinunn S. Jakobsdóttir¹, Matthew J. Roberts¹, Freysteinn Sigmundsson², Benedikt Ófeigsson², Páll Einarsson², Erik Sturkell².

1) Veðurstofa Íslands, Bústaðavegi 9, Reykjavík

2) Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, Sturlugötu 7, Reykjavík

Síðan í febrúar 2007 hefur óvenjuleg jarðskjálftavirkni átt sér stað í grennd við Upptyppinga og Álftadalsdyngju norðan Vatnajökuls, en líklegt er að jarðskjálftavirknin tengist kvikuhreyfingum. Upptyppingar og Álftadalsdyngja tilheyra sprungusveimi Kverkfjalla. Jarðskjálftarnir hafa flestir verið á 12 - 22 km dýpi, en flestir jarðskjálftar á Íslandi eru yfirleitt grynri en 12 km. Alls hafa verið staðsettir um 8500 jarðskjálftar á þessu svæði síðan virknin hófst, en á meðalári eru staðsettir um 10 - 12 þúsund jarðskjálftar. Ekki er vitað til þess að jarðskjálftar hafi mælst á þessum slóðum áður. Jarðskjálftarnir eru allir smáir - þeir stærstu um 2,0 á Richter (Ml). Næmni jarðskjálftamælakerfisins hefur aukist á svæðinu vegna sjö nýrra jarðskjálftamæla sem settir voru upp 2004 - 2007 vegna framkvæmda við Kárahnjúkavirkjun en eldra mælakerfi hefði þó numið nokkurn hluta skjálftanna.

Virknin var nokkuð jöfn frá júní til september 2007 en var svo frekar róleg fram í desember þegar öflug hviða kom. Í mars og fram undir apríl 2008 var mikil virkni og virðast skjálftahviðurnar frekar vera að herðast ef eitthvað er. Jarðskjálftavirknin hefur haft frekar einkennandi hegðun með tíma, þar sem frekar lítil svæði eru virk á hverjum tíma eða í hverri skjálftahviðu. Jarðskjálftavirknin hófst undir Upptyppingum, færðist fyrst eilítið til austurs, svo til vesturs í um einn mánuð. Í ágúst 2007 tók virknin að færast frá Upptyppingum og yfir í Álftadalsdyngju miðja, og náði sinni austustu stöðu í byrjun mars 2008. Síðan hefur virknin færst yfir í vesturjaðar Álftadalsdyngju. Samfara þessu hafa skjálftarnir grynnað nokkuð. Fyrst voru þeir flestir á 17 - 19 km dýpi, en hafa upp á síðkastið flestir verið á 12 - 16 km dýpi. Fyrstu skjálftar hvernar skjálftahviðu eru oft á meira dýpi en þeir sem á eftir koma, en það er þó ekki algilt.

Samfelldar GPS mælingar hafa farið fram í grennd við Háslón og framan við Brúarjökul síðan 2004 - 2005. Stöðvarnar eru 18 - 24 km frá miðju skjálftavirkninnar í stefnu S til SA. GPS mælingarnar sýna færslur sem erfitt er að túlka á annan hátt en vegna kvikuhreyfinga. Í apríl 2007 breyta tvær stöðvanna um færsluhraða og færast til suðurs með hraða sem er 3 cm/ári hraðari en fyrir þann tíma. GPS stöðvarnar verða að einhverju marki fyrir áhrifum af fargbreytingum vegna fyllingar Háslóns og afkomu Vatnajökuls, en þær breytingar geta ekki skýrt færslurnar sem mælast. GPS netmælingar á fastmerkjum í mælineti Jarðvísindastofnunar og fleiri stofnana voru endurteknar í febrúar 2008 og styðja niðurstöður þeirra mælinga þá túlkun að kvikuhreyfingar valdi jarðskorpuhreyfingum og jarðskjálftavirkni við Upptyppinga og Álftadalsdyngju.

Keilugangasveimur úr flikrubergi í megineldstöðinni í Hafnarfjalli-Skarðsheiði

Hjalti Franzson. Íslenskar orkurannsóknir, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Megineldstöðin í Hafnarfjalli-Skarðsheiði var virk í um 1,5 milljónir ára, á tímabili sem lauk fyrir um 4 milljónum árum. Innan hennar má greina fjögur gosskeið; það fyrsta er kennt við Brekkufjall, annað við Hafnarfjall, það þriðja við Skarðsheiði og leifar þess fjórða eru neðan Heiðarhorns vestan í Skarðsheiði. Þróað berg er víða að finna í eldstöðinni, og er ísúrt berg algengt á fyrstu tveimur gosskeiðunum í Brekkufjalli og Hafnarfjalli, en líparít er mun algengara á þriðja gosskeiðinu norðan í Skarðsheiði, og neðan til í Heiðarhorni.

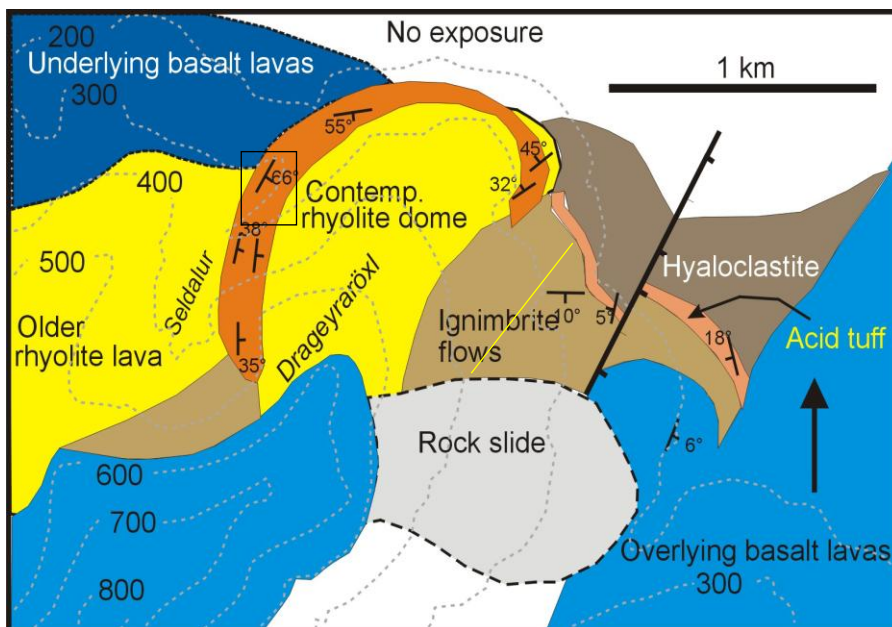
Flikrubergið sem hér er kynnt til sögunnar varð til fremur seint á þriðja gosskeiði í Skarðsheiði, nánar tiltekið í Drageyraröxl (Mynd 1). Eru opnur í það sérlega góðar í svonefndum Seldal sem gengur upp norðanverða Drageyraröxl. Gosið þar sem flikrubergið myndaðist hófst sem venjubundið líparítgos með hringlaga gosopi og hlóðst upp gúll sem gæti hafa náð allt að 300 m hæð frá yfirborði og verið um 0,5 km³ að rúmmáli. Í síðari hluta þessa goss verða breytingar frá seigri líparítkviku yfir í flikrubergr með afar lágru seigju sem þrýstir sér upp um sama gosop og líparítið áður. Yfir gosopinu er þá lítt storknaður gúll og virkar sem tappi á gígopið. Í stað þess að brjóta sér leið lóðrétt í gegnum líparítið fleygar gasríka flikrukvikun sér síendurtekið í keilulaga farvegi upp í gegnum neðsta hluta líparítsins. Ytri jaðar keilugangasveimsins einkennist af um 6 m þykkum biksteini þar sem það nemur við basaltstafla og er vísbending um hraðkælingu. Við innri jaðar sveimsins verður aftur á móti ekki vart við nein merki um kælingu við líparítið, sem bendir til að líparítið hafi enn verið hálfbráðið. Heildarþykkt keiluganganna er um 100 m og skiptast þeir í tvo hópa: Sá ytri er gerður úr um 30-40 göngum, sem hver er 1-4 m þykkur, en sá innri hefur svipaðan fjölda ganga þar sem hver þeirra er mun þynnri. Ráðius sveimsins er á að gizka 500 m. Halli ytri og þykkari ganganna er 50-60° en halli þeirra innri er minni eða 30-50°. Það bendir til að gangarnir sameinist á að gizka á um 300 m dýpi frá yfirborði. Opnur eru í gangana á ferli sem samsvarar allt að 200° af hringferli.

Um 80 m stafla af um 40 flikrubergrslögum liggja upp að líparítinu vestan megin og í minna mæli austan megin. Flest lögin eru innan við 2 m að þykkt en nokkur eru allt að 10 m. Í heildina séð virðast þau heldur þykkari í neðri hlutanum en í þeim efri, sem bent gæti til minnkandi gosvirkni með tíma. Öll lögin eru vel sambrædd og aðeins fjögur þeirra hafa ósambrætt efra borð. Flikrurnar í berginu eru yfirleitt vel sambræddar og útflattar í flæðieiningunum, en í keilugöngunum hafa þær flatzt svo út að erfitt getur verið að gera greinarmun á flæðistrúktúr í líparíthrauni og útflöttum vikurkornum. Í keilugöngunum er greinilegt að vikurkornin fletjast langmest í flæðiátt gangsins en mun minna þvert á hana, en það bendir til að fargþrýstingur hefur ráðandi áhrif á lögun kornanna á leið til yfirborðs.

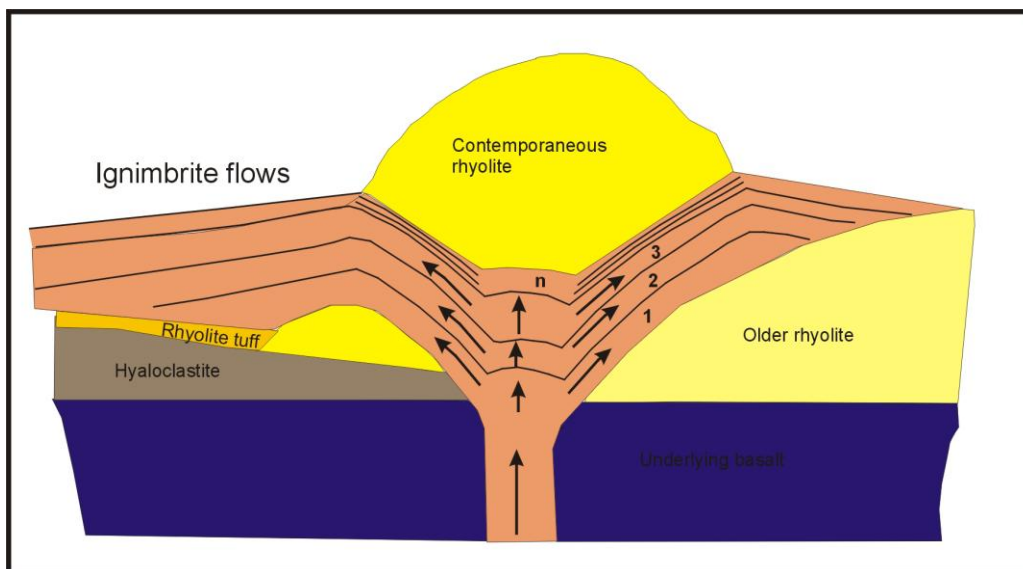
Þunnssneiðarskoðun hefur leitt í ljós að í kvikunni er örlítið af glerjuðum hlutkristölluðum basalt kornum sem auðsjáanlega hafa hraðstorknað í líparítkvikunni.

Í hnotskurn lýsir jarðfræðikortlagningin sögu eins líparítgoss þar sem líklegt er að í síðari hluta þess hafi basaltkvika troðist inn í líparít kvikuhólfið, yfirhitað og aukið kvikugös líparítkvikunnar, og hefur það leitt til þess að seigja kvikunnar snarlækkar, gasþrýstingur eykst, og þegar þrýstingur er nægur ryðst kvikan út sem keilugangar í

gegnum hálfbráðinn líparítgúl. Annar keilugangur myndast þegar þrýstingur eykst á ný, og yfirvinnur fargþrýsting líparítsins fyrir ofan, og svo koll af kolli.



Mynd 1. Einfaldað jarðfræðikort. Hringlaga flöturinn með strik og hallatáknum er keilugangasveimur úr flikrubergi.



Mynd 2. Einfaldað þversnið sem sýnir jarðlagaskipan og myndun keilugangasveimsins.

Heimild

Hjalti Franzson 1978. Structure and petrochemistry of the Hafnarfjall-Skarðsheiði central volcano and the surrounding basalt succession, W-Iceland. Óútgefin doktorsritgerð frá háskólanum í Edinborg. 264 s.

Gullið í Esju

Hjalti Franzson, Íslenskar orkurannsóknir
Guðmundur Ómar Friðleifsson, Hitaveita Suðurnesja
Hallgrímur Jónasson, Nýsköpunarmiðstöð Íslands

Þegar gluggað er í sögulegar heimildir, þá hefur leit að gulli á Íslandi átt sér stað allt frá upphafi 20. Aldar. Í þeirri sögu hafa tvö svæði sérstöðu, Mógilsá í Esju og Þormóðsdalur. Í Mógilsá var áhuginn í upphafi að nema kalkganga og breyta í kalklím. Egill Egilsen, sonur Sveinbjarnar rektors Egilssonar, var upphafsmaður kalknámsins upp úr 1870, og lét flytja 50 tonn af kalksteini til Reykjavíkur og hafði kalkbrennslu vestan í Arnarhóli. Hann naut þar aðstoðar Björns Kristjánssonar sem síðar tók við merki Egils í þessum málum. Var hann aðalhvatamaður að því að önnur tilraun var gerð árið 1917 um kalknám, en sú fjaraði út að stuttum tíma liðnum. Á sama tíma kom upp grunur um að gull væri að finna í kalkinu og sýndu efnagreiningar sem Björn lét gera 10-26 g/tonni. Árið 1929 efnagreindi Trausti Ólafsson að undirlagi Guðmundar G. Bárðasonar sýni og voru 5-19 g/tonni í þeim sýnum. Náðist að búa til lítið gullkorn sem Guðmundur fór með á jarðfræðirástefnu í Danaveldi til að sannfæra þarlenda um að vissulega væri gull að finna á Íslandi.

Gulleit hófst á ný 1989, að undirlagi Orkustofnunar, og stuttu síðar af Málmís og Suðurvík. Áhugi þessa kom til að meginhluta vegna aukins skilnings á samhengi gulls og jarðhita. Gulleit hefur staðið yfir með hléum frá þeim tíma. Misítarleg könnun hefur farið fram mjög víða á landinu, sem sýnt hefur að gullvott sé að finna á mörgum svæðum, en enn hefur ekki tekizt að afmarka svæði sem sannanlega hefur nægt magn til að hefja námuvinnslu. Það svæði sem næst því kemst er Þormóðsdalur, þar sem verulega gullríkt berg er að finna.

Helztu jarðfræðieinkenni Mógilsársvæðisins eru sýnd á meðfylgjandi mynd. Dólerít innskot í Þverfelli tróðst inn í hraunlagastafla sem hallast 10-20° til norðvesturs. Óvenjulegur halli staflans kann að tengjast innskotunum þó fleiri skýringar séu vel hugsanlegar, svo sem staðbundin flexúra, eða hluti öskjumyndunar. Neðanundir Kistufelli suðvestantil sést t.d. viðsnúningur í halla berglagastaflans frá norðvestlægum yfir í suð-austlægum. Áberandi mislægi liggur neðan Þverfellshorns þar sem skil eru á milli norðvestlægt hallandi basaltstaflans og stafla sem hallar örfáar gráður til suðaustur og tengist Stardalseldstöðinni. Við þetta mislægi sést einnig í áberandi munur í ummyndun, háhitaummyndun fyrir neðan, en kabasít-tomsonít zeólítabelti fyrir ofan.

Á kortinu er sýnt tvískipt svæði vestan við Mógilsána sem liggur í norð-norðaustur; það innra er með gulum lit og afmarkar mjög áberandi ummyndað sprungubelti. Utan í því er rauðleitt litað belt þar sem ummyndun og útfellingar er heldur minna áberandi en þó töluverð. Ummyndun og útfellingar minnka áberandi utan þessa svæðis og sprungum fækkar. Við teljum næsta víst að umrætt sprungubelti liggi inn undir framhlaupið austan Mógilsár, og að gullæðin gæti átt sér framhald þar undir.

Greining á gulli var gerð á tvennan máta:

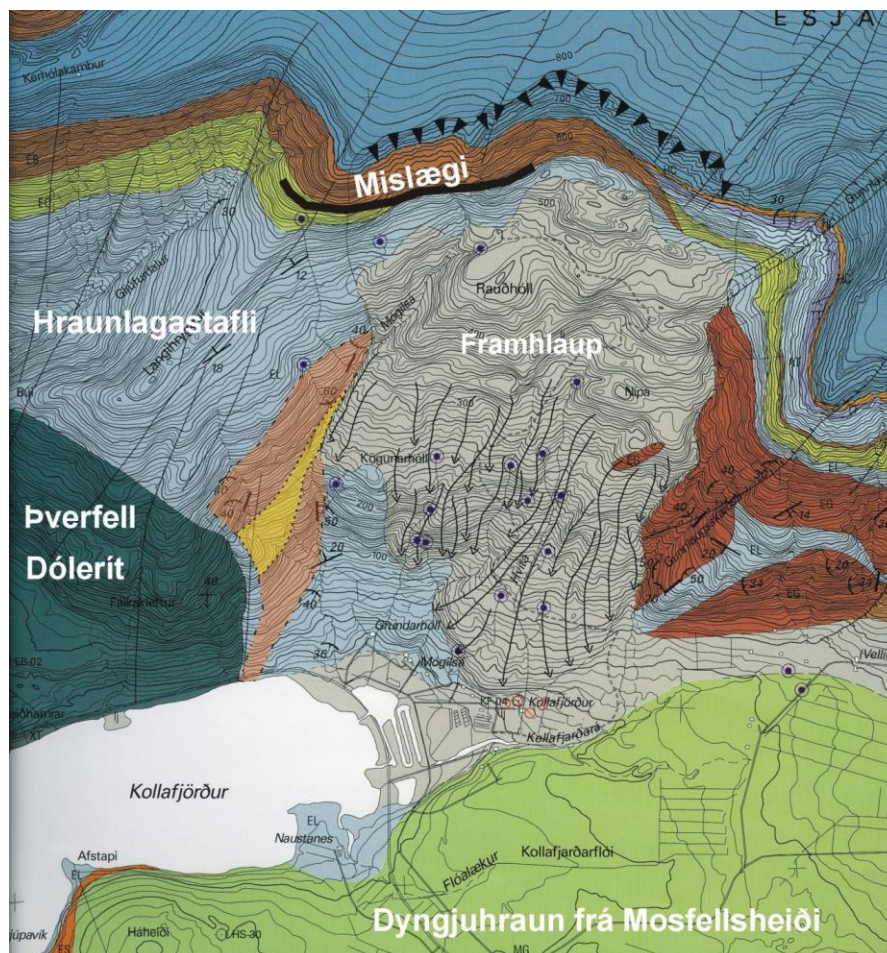
- 1) Tekin voru sýni úr skriðum eftir ákveðnum línunum þvert á svæðið og greind með svokallaðri BLEG-aðferð. Einnig var tekið setsýni neðst í Mógilsánni sem greint

var með sama hætti. Í ljós kom að gull ytra beltinu reyndist vera 1-10 ppb, en í því innra frá 10 upp í 380 ppb. Utan beltanna reyndist gullmagn vera neðan 1 ppb.

- 2) Nokkur sýni voru tekin úr súlfíðríku bergi auk kalsít-kvars útfellinga. Magn gulls í þeim var breytilegt, eða frá 0,1 upp í 5,5 ppm, og voru þau gullríkustu á gamla kalknámssvæðinu.

Athugun á ummyndun ber nokkuð vel saman við rannsókn á vökvabólum í útfellingum. Ummyndun við sjávarmál sýnir tilveru epidóts ($>240^{\circ}\text{C}$) en hverfur er ofar dregur og við námuna um 300 m ofar er klórít áberandi ($>230^{\circ}\text{C}$). Vökvabólur, sem að mestu voru í kalsíti, virtust ná samrunahita í frá 200-280°C með miðgildi í um 230°C. Eðlilegt er að álykta að yfirborð jarðhitakerfisins sé við mislægið í um 500 m hæð. Vísbendingar eru um að jarðhitakerfið sé mun breiðara um sig við sjávarmál, en þrengist og fylgi áberandi sprungubelti sem sést einna best í kalknámunni. Ofan þess hverfur það undir framhlaupið. Kalknáman ætti samkvæmt áðurnefndum atriðum að vera á um 200-250 m dýpi í jarðhitakerfinu, og vera í sjóðandi ástandi, sem eru hinar ákjósanlegustu aðstæður til að fella út gull. Ljóst er að við Mógilsá að finna mjög áhugavert svæði þar sem jarðhitakerfi hefur fellt út umtalsvert gull við kjöraðstæður. Afar fróðlegt væri að halda rannsókn áfram, og væri borun nokkurra grunnra kjarnahola (<200 m) æskileg, bæði til að fylgja sprungubeltinu eftir undir framhlaupinu svo og að kanna það með dýpi.

Rannsóknir þessar staðfesta kyrfilega niðurstöður frumherja gulleitar á Íslandi, þeirra Björns Kristjánssonar, Guðmundar G. Bárðarsonar, Trausta Ólafssonar og ekki sízt Einars Benediktssonar, og setja þær í jarðhitalega umgjörð.



Mynd 1. Jarðfræðikort af Mógilsá og nágrenni. Brúnir litir eru móberg, bláir hraunlagastaflí, ljósgrænt ungt dyngjuhraun, dökkgrænt Þverfellsinnskotið, og grátt er framhlaup frá nútíma. (Grunnkort frá Helga Torfasyni o.fl., 2000). Lega „gullæðarinnar“ er sýnd með gulum og rauðleitum litum, vestan Mógilsárinnar.

Heimildir.

Helgi Torfason, Árni Hjartarson, Haukur Jóhannesson og Ingvar Birgir Friðleifsson 2000. Berggrunnskort, Mosfell 1613 III NA-B, 1:25000. Landmælingar Íslands, Orkustofnun, Hafnarfjarðarbær, Garðabær, Kópavogsbær, Mosfellsbær, Seltjarnarnesbær og Reykjavíkurborg.

Hjalti Franzson, Guðmundur Ómar Friðleifsson, Þór Tómasson, Hallgrímur Jónasson og Ingvar B. Friðleifsson 1992. Exploration for gold and other precious metals. Results of second year of exploration. Confidential report for Malmís Ltd. 52 p.

Ingvar Birgir Friðleifsson, 1973. Petrology and structure of the Esja Quaternary volcanic region, SW-Iceland. Unpublished Ph.D thesis, Univ. of Oxford, 208 p.

Jöklabreytingar í Austur-Skaftafellssýslu- í nútíð, fortíð og framtíð

Hrafnhildur Hannesdóttir, Helgi Björnsson, Finnur Pálsson
Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands

Gögn um jöklabreytingar á Íslandi eru mikilvæg vísbending um hnattrænar loftslagsbreytingar. Skriðjökla í Austur-Skaftafellssýslu eru á hlýjasta og úrkomumesta svæði landsins, bregðast hratt við breytingum í afkomu og velta í búskap er með því mesta sem gerist á jörðinni. Saga jöklabreytinga á fyrri öldum er þar vel skráð, þekking á landslagi undir jöklunum góð og aðstæður því einstakar til rannsókna á viðbrögðum jökla við loftslagsbreytingum. Gögn um yfirborð og botn skriðjökla í Austur-Skaftafellssýslu frá Örafum austur í Lón, fyrr og nú, verða ásamt skráum um veðurfar nýtt til þess að lýsa tengslum jöklabreytinga við loftslag og stilla af líkön. Gögn um jöklabreytingar við líklegum loftslagsbreytingum verða metin með líkanreikningum. Ennfremur verða breytingar á afrennsli leysingarvatns tengdar við skráðar og líklegar jöklabreytingar. Verkefnið er hluti af rannsóknarvinnu á vegum Jarðvísindastofnunar Háskóla Íslands sem miðar að því að herma viðbrögð jökla á Íslandi við breytingum í veðurfari.

Kortlagning á ummerkjum frá hámarki Litlu ísaldar hófst sumarið 2007 en þá voru kannaðir jaðrar 10 skriðjökla sem ekki hlaupa fram í Austur-Skaftafellssýslu. Jökulgarðar voru kortlagðir, ásamt strandlínunum, jaðarurðum og rofförum í fjallshlíðum. Ljóst er að suðurskriðjökla Vatnajökuls hafa þynnst um 100-200 m frá hámarki Litlu ísaldar. Söguleg gögn og munnlegar heimildir benda til þess að á árunum 1870-1890 hafi flestir jöklanna náð lengst fram. Hafinn er samanburður á kortum frá mismunandi tímum á 20. öldinni og kemur í ljós að yfirborðsform jöklanna hefur haldist síðustu 100 árin. Ystu jökulgarðar frá hámarki Litlu ísaldar í lok 19. aldar ber vel saman við útbreiðslu jöklanna á kortum danska herforingjaráðsins frá fyrstu árum 20. aldar.

Áflæði sjávar á Íslandi á síðjökultíma

Hreggviður Norðdahl, Jarðvísindastofnun Háskólans
Halldór G. Pétursson, Náttúrufræðistofnun Íslands
Ólafur Ingólfsson, Jarðvísindastofnun Háskólans

Í kjölfar þess að jökulhvelin, sem þöktu meginlöndin á norðurhveli jarðar á síðasta jökul-skeiði, bráðnuðu er talið að yfirborð heimshafanna hafi hækkað um 90-120 m, en þessu áflæði sjávar lauk fyrir um 6-7 ^{14}C ka BP. Tvisvar sinnum bráðnuðu og hopuðu jökulhvelin hraðar en annars, þannig að hækkaði í heimshöfunu. Þessir leysingavatnsfasar hafa verið nefndir *mwp-1A* og *mwp-1B* en talið er að þeir hafi átt sér stað fyrir um 12.000 árum annars vegar og hins vegar fyrir um 9500 árum BP. Þegar jökulhvelin bráðnuðu tók jarðskorpa að rísa vegna minnkandi fargs frá þeim og þegar bráðnun þeirra varð hvað hröðust varð hraði landlyftingarinnar það mikill að hann varð meiri en nam hækkun vegna áflæðisins. Þetta leiddi til þess að afstætt sjávarborð féll.

Víða á Íslandi falla ummerki um hærri sjávarstöðu frá lokum ísaldar á Íslandi á þrjú aðskilin hæðabil. Á Vesturlandi finnast fjörumörk af Bölling aldri í allt að 125 m hæð, fjörumörk af yngri Dryas aldri í um 60 m hæð og fjörumörk af Preboreal aldri í um 40 m hæð. Norðaustanlands, á vesturstönd Melrakkaslétu, finnast Bölling fjörumörkin í 50-60 m hæð, yngri Dryas fjörumörkin í 17 m hæð og Preboreal fjörumörkin í 10 m hæð. Þetta bendir til þess að á síðjökultíma á Íslandi hafi afstætt sjávarborð fallið í þremur áföngum og hin þrjú mismunandi hæðabil fjörumarkanna séu afleiðing af því að einskonar jafnvægi náðist milli sjávarborðshækkunar og landlyftingar, þannig að afstætt sjávarborð stóð um nokkurn tíma í þessum ákveðnu hæðum. Annar staðar á landinu er aðeins um tvær hæðir fjörumarka að ræða, þ.e. af yngri Dryas og Preboreal aldri.

Mikil kólnun loftlags og framrás jökla á yngra Dryas tímabilinu batt enda á tiltölulega hlýtt veðurfar og mikla og hraða bráðnun jökla á Bölling tímabilinu. Á þessum tíma á meginlöndunum umhverfis Norður-Atlantshafið hélt sjávarborðshækkunin í við landlyftinguna en á Íslandi varð hraði landlyftingar mun minni en sjávarborðshækkunin, þannig að sjór gekk á land. Ástæður þessa má rekja til þess að hér er þunn úthafsskorpa, bráðin kvika tiltölu grunnt undir yfirborði og því brást jarðskorpan hér strax við auknu fargi við stækkun jöklanna. Því náði afstæð sjávarborðshækkun hámarki á yngra Dryas tímabilinu, fyrir um 10.300 árum BP á sama tíma og jöklar á Íslandi náðu hámarksútbreiðslu. Norðanlands, á Skaga, nam áflæðið á þessum tíma rúmlega 5 m, á Vesturlandi um 60 m en við Breiðafjörð á milli 20 og 30 m. Aukið farg frá vaxandi jöklum á þessum tíma olli landsigi sem nam um $-20\text{ mm}/^{14}\text{C}$ ár í lágsveitum Borgarfjarðar og um $-12\text{ mm}/^{14}\text{C}$ ár við innri hluta Breiðafjarðar. Þegar jöklar tóku aftur að hopa á Preboreal tímabilinu fór landlyftingin á ný fram úr yfirborðshækkun heimshafanna. Hérlandis féll afstætt sjávarborð hratt allt þar til það náði lægstu stöðu sinni fyrir um 9000 árum BP þegar það stóð tugum metra neðan við núverandi sjávarborð.

Jöklajarðfræði og landmótun við Eyjabakkajökul

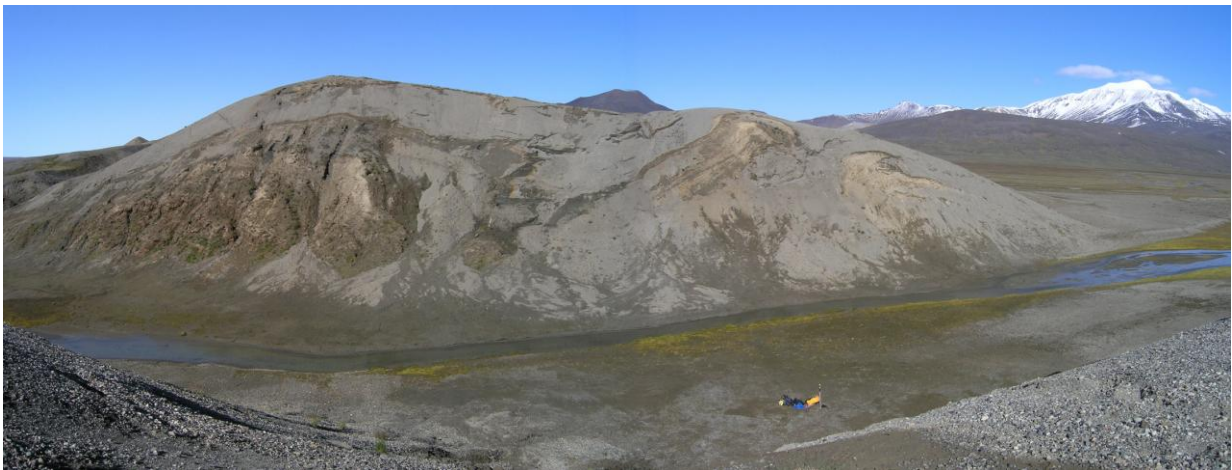
Ívar Örn Benediktsson (iob2@hi.is) og Ólafur Ingólfsson
Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugata 7, 101 Reykjavík

Nú fara fram rannsóknir á jökljarðfræði og landmótun við Eyjabakkajökul, sem er framhlaupsjökull í norðaustanverðum Vatnajökli. Tilgangur rannsókna er að auka skilning og þekkingu á hreyfingum og ferlum hraðfara jökla eins og framhlaupsjökla. Eyjabakkajökull hljóp fram svo vitað sé árin 1890, 1931, 1938 og 1972, eða á u.þ.b. 35-40 ára fresti. Setlög og landform sem mynduðust í þessum framhlaupum má nú sjá á svæðinu framan við jökulinn. Má þar helst nefna jökulkembur, sprungufyllingar, dauðisgarða, malarása, krákustígsása og jökulgarða. Meginmarkmið verkefnisins er að rannsaka landlög og byggingu jökulgarðanna frá 1890 (1. mynd) til að fá upplýsingar um myndun þeirra og þau ferli sem voru að verki undir sporði jökulsins í lok framhlaupsins. Bæði jarðfræðilegar og jarðeðlisfræðilegar aðferðir eru notaðar til rannsókna á jökulgörðunum.

Myndun krákustígsása er umdeild innan jöklajarðfræðinnar. Þess vegna beinast rannsóknirnar einnig að landlögum, setlögum og innri byggingu krákustígsásanna sem mynduðust í framhlaupinu 1972. Tilgangur þessa er að öðlast skilning á tengslum ásanna við vatnafar framhlaupsins annars vegar, og hins vegar við byggingareinkenni jökulsins, s.s sprungur og skerfleti.

Sjónum verður einnig beint að setlögum og landformum sem myndast undir jökli með það að markmiði að varpa ljósi á þau ferli sem eru að verki undir jöklum í framhlaupi. Verður einkum einblínt á myndun sprungufyllinga og samspil þeirra við jökulkembur.

Rannsóknirnar við Eyjabakkajökul hófust sumarið 2006 og var áfram haldið sumarið 2007. Síðasti rannsóknarleiðangurinn að jöklinum er fyrirhugaður sumarið 2008. Unnið er úr gögnum frá 2006 og 2007. Gert er ráð fyrir að fyrstu niðurstöður líti dagsins ljós á fyrri hluta árs 2009.



Mynd 1. Stór snið í jökulgarðinum frá 1890 sýnir stórtæka fellingu og stöflun setlaga. Bakpokar niðri á sléttunni gefa hugmynd um stærð sniðsins og garðsins.

Myndun jökulgarða undir sporði Brúarjökuls í framhlaupinu 1963-64

Ívar Örn Benediktsson (iob2@hi.is)¹, Ólafur Ingólfsson¹, Anders Schomacker¹ og Kurt H. Kjær²

¹Jarðvísindastofnun Háskólans, Sturlugata 7, 101 Reykjavík

²Jarðfræðasafn Kaupmannahafnarháskóla, Øster Voldgade 5-7, 1350 København K, Danmark

Núverandi þekking á byggingu og myndun jökulgarða, og tengslum þeirra við hreyfingar jökla, takmarkast gjarnan af litlum eða ónákvæmum upplýsingum um framrásir, landmótun og þætti sem áhrif hafa á aflögun setlaga. Þessi rannsókn beinist að landlögun (*e. morphology*) og byggingu jökulgarða sem mynduðust í framhlaupi Brúarjökuls veturinn 1963-64. Svæðið sem jökullinn hljóp yfir var kortlagt á hæðalíkönun og loftmyndum sem teknar voru fyrir, í lok og eftir framhlaupið með það að markmiði að tengja myndun garðanna við þekktar aðstæður við jökulinn. Kortlagningin sýnir glögglega að jökulgarðarnir voru víða staðsettir undir sporði Brúarjökuls í lok framhlaupsins. Setfræðileg gögn og gögn úr jarðsjá sýna að undirlag jökulsins rétt innan garðanna samanstóð af botnurð efst, ármöl þar fyrir neðan og fínkornóttum mó og jarðvegi neðst. Rannsóknir á innri byggingu garðanna leiddu í ljós að þeir byggðust upp við að jökullinn þrýsti upp fleygum af þessu seti.

Í rannsókninni er sett fram líkan fyrir myndun jökulgarðanna og þau ferli sem eru að verki undir sporði Brúarjökuls í lok framhlaupsins. Líkanið gerir ráð fyrir að vatnsrennsli og –þrýstingur undir jöklinum hafi stjórnað verulega af vatnsleiðni jarðlaga, sem síðan hafi haft mikil áhrif á aflögun þeirra. Sökum lítillar lektar skapaðist hár vatnsþrýstingur í botnurðinni efst. Þessi hár þrýstingur veikti efsta hluta jarðlagasýrpunnar og auðveldaði aflögun. Vatn rann mun greiðar í gegnum mölina fyrir neðan með tilheyrandi lágum vatnsþrýstingi. Mölin var því mun sterkari og líkleg til að standast meiriháttar aflögun. Vegna þessa mismunar í styrk botnurðarinnar efst og malarinnar þar fyrir neðan aflagaðist mölin við brot og mun hægar en botnurðin þar sem skeraflögun var ráðandi. Meginhreyfingin í setlögum undir jöklinum átti sér því stað í botnurðinni í efsta hluta undirlagsins. Þetta gerði það að verkum að færsla jökulsins var hraðari en upphleðsla malarfleyganna undir og framan við sporðinn. Má því segja að jökullinn hafi gengið yfir jökulgarðana nánast samtímis því sem hann myndaði þá. Er þetta talið skýra staðsetningu jökulgarðanna undir jökulsporðinum í lok framhlaupsins 1964. Þetta skýrir einnig að hluta hvers vegna jarðvísindamenn sáu víða enga jökulgarða meðfram sporðinum í leiðöngnum að jöklinum eftir framhlaupið. Af hraða framhlaupsins að dæma (100-120 m/dag) má ætla að myndun garðanna hafi átt sér stað á allra síðustu dögum framhlaupsins.

Some aspects of tectonics in the Asal rift and transform zones, Djibouti

Maryam Khodayar
Iceland GeoSurvey (ÍSOR)

In 2007 and 2008, ÍSOR undertook geological and geophysical investigations in the Asal Rift. These studies were done for Reykjavík Energy Invest in order to assess new potential geothermal targets. Geological studies consisted of structural analysis in the field and from aerial imageries, geological mapping of Fiale volcano, and GPS mapping of geothermal manifestations. Geophysical studies consisted of TEM and MT measurements. Selected results of the 2007 geological investigations are presented below.

The Asal Rift segment strikes WNW and is a part of the triple junction above a hot spot centred on the Afar/Red Sea/Gulf of Aden. Here, the divergent plate boundaries strike NNE (East African Rifts), WNW (Red Sea), and WNW/E-W from Gulf of Aden to the Ghoubbet Bay. Intensive studies since the 1960's focused largely on rifting and show that: (a) Since Miocene, major tectonic events in Afar included rifting and rift-jumps, block rotations, complex kinematics and fracture patterns. (b) Successive rifting resulted in the accumulation of vast basaltic traps and rhyolites, hyaloclastites, intercalated marine and lacustrine sediments, 8/9 Ma to ~ 1 Ma on Asal Rift shoulders, and 700.000 years-present within the rift. Very few of tholeiitic basalts display oceanic character. (c) The directions of relative plate motions are N42°E in the Afar Depression, and N38°E near the Asal Rift where rifting occurs on WNW normal faults. (d) ENE/NE transform zones with dextral motion were identified offshore Tadjoura/Aden, and on-land northwest of Asal. Fractures transverse to the Asal Rift were shown only on rift shoulders.

Few studies demonstrate non rift-parallel crustal weaknesses within the Asal Rift. The 2007 geological investigations focused on structures transverse to the Asal Rift and show that:

1. Within the Asal Rift, NNW, ENE, N-S and E-W are as frequent as WNW fractures. All sets have normal slip, but the E-W, N-S and ENE sets also display evidence of shearing. Faults are more prominent, with wider spacing and higher displacements in rift shoulders. Alternatively, fractures are smaller in length and magnitude of displacement but more numerous within the Asal Rift.
2. Severe transform faulting occurs within several densely ENE fractured zones within the Asal Rift and its shoulders. The presence of calderas and the rare dykes in the outcrops on these transform zones indicates that the transform zones are leaky.
3. While ENE and WNW fractures result from the activity of rift and transform plate boundaries, E-W and N-S structures are inherited from the older underlying crust which has a continental character.
4. Geothermal sites are located at the intersection of leaky transform zones and WNW normal faults parallel to the Asal Rift. However, these fields are separated by prominent E-W fractures cutting through the Rift. The local dominant tectonic settings differ slightly in each geothermal site, but manifestations are always at the intersection of two or more fracture sets.

Fractures and leakages in the source areas of 1896 and 2000 earthquakes, South Iceland Seismic Zone

Maryam Khodayar¹, Páll Einarsson², Sveinbjörn Björnsson³, Hjalti Franzson¹

¹ Íslenskar orkurannsóknir (ÍSOR), ² Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands, ³ Orkustofnun

This study is a continuation of our geological investigations in the Hreppar rift jump block and the South Iceland Seismic Zone (SISZ) which began in 2000. In 2007, we carried out a structural analysis of fractures and leakages over 16.5 km² along Thjórsá River in the SISZ. The area includes Akbraut (Holt), the island of Árnes, as well as Laugar (Landsveit) and surroundings, and is covered mostly by the post-glacial Thjórsá lava, ~ 8.000 yr in age, and Holocene sediments. Remnants of interglacial lavas are found in few hills. Exposures to the older basement are, however, scanty due to overlying younger formations. The study area is within the deformation zone of the E-W South Iceland transform zone. It is the source area of historical and recent large earthquakes, M 6.5 – 7, with repeat periods of 45-112 years. Five N-S Holocene dextral strike-slip fault systems have already been mapped (Einarsson et al., 2002) in the study area. Two are to the south of Laugar and West of Minnivellir. They were the source of the second main event of the 1896 earthquakes (M ~ 6.9). The three others are south of Akbraut, on the island of Árnes, and at Hestafoss. These surface ruptures were associated with the main event of the June 17, 2000 earthquakes (M 6.5). The objective of our 2007 investigations was to: (a) complete the GPS mapping of Holocene surface ruptures; (b) locate hot and cold leakages; (c) study fault reactivation and the relation between host fractures and leakages. Some results of our 2007 studies are:

1. Fractures striking ENE, WNW, NW, E-W and NNE were mapped in the entire study area. Most fractures are inherited from the basement, but ENE and WNW sets were reactivated along with the northerly set during historical and recent earthquakes.
2. Eroded Holocene surface ruptures of NNE faults, with dip- and dextral- slips, were mapped east and west of Akbraut. Portion of a fourth possible dextral-slip fault was mapped east of Hestafoss. Additional northerly segments were mapped along the Árnes-Hestafoss fault, which were not reactivated during the June 2000 earthquakes. However, significant collapse and drainage of soil has occurred after 2000 in places along some of these older segments.
3. Several ENE fault segments with sinistral motion are present in Laugar and Árnes Island. These are the conjugate set associated with the main N-S faults. The two parallel ENE faults at Akbraut have the longest observed length.
4. Cold springs, ponds, and dried-up ponds are dominantly aligned on NNE fractures at Akbraut, Hestafoss, east of Laugar and south of Laugar in Flagbjarnarholt. A prominent NNE fracture could stretch from west of Flagbjarnarholt northward

where Thjórsá River changes direction from E-W to SSW. A few springs and leakages are on WNW and NNW fractures in the area.

5. The fractures hosting the main geothermal manifestations strike, however, WNW in Árnes and ENE at Laugar. At Laugar, the hottest surface geothermal manifestations are at the intersection of the ENE fractures and the fault active in the second large earthquake of 1896.

Viðbrögð við jarðskjálftum og tsunami flóðbylgjum

Kristín S. Vogfjörð¹, Gunnar G. Pétursson¹, Einar Kjartansson¹, Ragnar Slunga², Kristján Ágústsson¹, Sigurlaug Hjaltadóttir¹, Gunnar B. Guðmundsson¹, Mathew J. Roberts¹, Halldór Greirsson¹ og Sigbrúður Ármannsdóttir¹.

¹Veðurstofu Íslands. ²Swedish Defense Research Agency, FOI.

Hluti af þátttöku íslendinga í Evrópusamstarfsverkefninu SAFER (Seismic EARly warning for EuRope), er að þróa og aðlaga allmarga ferla til rauntíma og nærri rauntíma úrvinnslu jarðskjálftamælinga frá Suðurlandi. Þessi ferli munu verða hluti að venjubundinni úrvinnslu mælinga úr SIL kerfinu.

Kortlagning á sprungum

Við nýtum safn af bylgjugögnum, frá skjálftum á sprungum sem þegar hafa verið kortlagðar, með því að reikna afstæðar staðsetningar, til þess að fá nákvæmar staðsetningar á skjálftum, með sjálfvirkum móti. Hægt er að hefja vinnsluna strax og bylgjugögn frá tveimur mælistöðvum koma í miðstöð. Þessi aðferð getur gefið mjög nákvæmar staðsetningar, sem gerir mögulegt að tengja jarðskjálfta við áður þekktar sprungur. Ef þessir skjálftar reynast vera forboðar stórs jarðskjálfta, þá hjálpar þetta til við að finna brotflöt þess skjálfta.

Hristikort

Við höfum hannað og tekið í notkun verkfæri sem gefa strax upplýsingar um mestu hröðun og hreyfingu á mælistöðvum. Einnig fást upplýsingar sem notaðar verða til þess að fá betri sjálfvirkar ákvarðanir á stærð og staðsetningu fyrir stærri skjálfta. Þessar upplýsingar verða m.a. notaðir til þess að gera Hristikort (*e. Shake Map*), sambærileg við slík kort sem notuð eru með góðum árangri víða erlendis. Einnig verða gerð viðvörðunarkort, þar sem fyrstu upplýsingar um jarðskjálfta eru settar fram á myndrænan hátt. Til þess að meta staðbundin áhrif jarðskjálfta, hefur verið tekið saman kort með upplýsingum um jarðlög næst yfirborði.

Dvínunarlíkingar

Til þess að gera Hristikort, hefur verið fundið samband milli áhrifa samkvæmt Merkallikvarða, og mæligilda á skjálftamælum. Ennfremur hafa verið þróaðar líkingar sem lýsa því hvernig bylgjur frá jarðskjálftum dvína með fjarlægð í jarðskorpu Íslands. Stærðir stærstu jarðskjálftanna á Íslandi eru vanmetnar í SIL gagnagrunninum. Notast var við erlendar og vel ákvarðaðar stærðir þeirra við útleiðslu deyfingarjafnanna er því hægt að nota líkingarnar til að meta stærð stærri skjálfta á Íslandi í framtíð og fortíð.

Spár um líkur á eftirskjálftum (STEP)

Unnið er að uppsetningu á STEP hugbúnaðinum (Short Term Earthquake Probabilities), sem mun skila kortum sem sýna tölfræðilegar líkur á áhrifum vegna eftirskjálfta, út frá þeim skjálftum sem þegar hafa orðið. Þessi kort verða birt á vefnum í rauntíma.

Mat á spennu í jarðskorpunni út frá greiningu á smáskjálftum og jarðskjálftaspár

Greining á smáskjálftum, sem mældir eru með mikilli nákvæmni á Suðurlandi, gefur upplýsingar um spennuástand jarðskorpunnar. Skoðað var spennuástand fyrir jarðskjálftana 17. og 21. júní 2000. Fyrir fyrri skjálftann var mest skerspenna á upptakasvæði hans en þá breyttist ástandið þannig að mesta Coulomb-brotspenna mældist á upptakafleti seinni skjálftans.

Viðbrögð við tsunami flóðbylgjum

Þekktar fljóðbylgjur á Íslandi hafa orðið af völdum jarðskjálfta neðansjávar, jökulhlaupa, skriðufalla og snjóflóða. Innan TRANSFER (Tsunami Risk AND Strategies For European Region) verkefnisins verða flest þau verkfæri sem sett verða upp á Suðurlandi, einnig sett upp á Norðurlandi.

Dýpi jarðskjálftavirkni í Kötluöskjunni

Kristín S. Vogfjörð og Ragnar Slunga,
Veðurstofu Íslands og Swedish Defence Research Agency, FOI

Skjálftavirkni í Mýrdalsjökli er alltaf nokkur og frá upphafi stafrænna skráninga árið 1991 hafa skráðst yfir 14 þúsund jarðskjálftar á SIL mælakerfið. Mest af þessari virkni er í Goðabungu, en Kötluaskjan sjálft er einnig virk og hafa skráðst þar nær þrjú þúsund skjálftar. Mjög aukinnar jarðskjálftavirkni varð vart í Mýrdalsjökli á árunum 2002 til 2004, mest í Goðabungu, en askjan sjálf sýndi einnig mikla aukningu. Samfara þessari auknu skjálftavirkni þandist fjallið út um nokkra sentimetra (Erik Sturkell o.fl. 2007) og einnig urðu merki um aukna jarðhitavirkni á öskjubotninum sjáanleg í dýpkun ískatla á jökulyfirborði öskjunnar (Magnús T. Guðmundsson, 2007).

Staðsetning jarðskjálfta í Mýrdalsjökli hefur verið nokkrum vandkvæðum bundin og er nákvæmni staðsetninganna, einkum í dýpi mjög ábótavant. Ástæður þessa eru nokkrar: Hávaði á mælistöðvunum gerir komuaflestra P- og S-bylgna erfiða, jafnframt því er upphaf bylgna er mjög aflíðandi og erfitt ákveða upphafstíma, bylgjur sem ferðast í gegnum öskjuna verða fyrir allverulegri deyfingu og síðast en ekki síst er bylgjuhraði í Mýrdalsjökli lítt þekktur. Í almennti úrvinnslu jarðskjálftastaðsetninga á Veðurstofunni er yfirleitt notað sama hraðalíkan fyrir allt Ísland. Hraðalíkanið, sem kallast SIL-líkan á nokkuð vel við fyrir bylgjuferla um jarðskorpu Vesturlands, en síður við aðra landshluta. Í Mýrdalsjökli, veldur líkanið því að flestir jarðskjálftar lenda uppi við yfirborð.

Til að reyna að ákvarða betur raunverulegt dýpi jarðskjálftavirkninnar í Kötluöskjunni, jafnframt því að kanna samsvörun milli skjálftavirkninnar og staðsetningar og hegðunar ískatlanna, voru valdir úr safninu tólf hundruð skjálftar á tímabilinu 1997-2008 af stærð $M_{Lw} \geq 1,3$ og með þokkalega greinileg bylgjuform. Skjálftarnir voru endurstaðsettir með afstæðri staðsetningaraðferð, en þá er víxfylgni bylgjuforma sem skrást á jarðskjálftastöðvum notuð til að mæla nákvæma innbyrðis komutíma P og S bylgna og þar með fá nákvæmari staðsetningar skjálftanna. Notuð voru þrjú mismunandi hraðalíkö, SIL og tvö önnur sem voru samsett af neðri hluta hraðalíkans sem passar fyrir Suðurland (Kristín Vogfjörð o.fl. 2002) og efri hlutum sem fengust úr fyrri jarðlagastrúktúrannsóknnum frá Mýrdalsjökli (Ólafur Guðmundsson o.fl., 1994; Kristín Jónsdóttir o.fl., 2007). Í öllum hraðalíkönum þyrpast nákvæmustu skjálftastaðsetningarnar meðfram norausturjaðri Kötluöskjunnar og einnig margar undir ískatlana. Dýpi skjálftanna er þó mjög mismunandi eftir hraðalíkönunum, allt frá yfirborði og niður undir botn skorpunnar, sem er um 25 km þykk undir Mýrdalsjökli. Merking mismunandi dýptardreifinga verður rædd.

Ný úrvinnsla bergsegulmælinga á íslenskum hraunlögum

Leó Kristjánsson, Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, 101 R.

Kunnugt var orðið um 1950, að fersk blágrýtishraun eru mjög heppilegur efniviður til bergsegulmælinga. Setlög og ummyndað berg eru síðri að því leyti: þar eru bæði mælingarnar mun seinlegri og niðurstöður oft erfiðar í túlkun. Landsvæði með miklu af hraunlögum eru dreifð víða um heiminn, en þau hraun geta verið misvel aðgengileg og sum hafa orðið fyrir ýmsum truflandi atburðum.

Ísland og tilteknir úthafseyjaklasar eru meðal þeirra svæða þar sem hvað mestu hefur verið safnað af hraunlagasýnum til bergsegulmælinga. Niðurstöður þeirra mælinga hafa átt verulegan þátt í þróun hugmynda manna um orsakir og hegðun jarðsegulsviðsins. Á Íslandi hefur sýnasöfnunin gjarna farið fram í tengslum við stratigrafiska kortlagningu samsettra sniða með hundruðum hrauna í hverju, gegnum jarðlagastaflann utan gosbeltanna. Í rannsóknum um miðjan sjöunda áratuginn voru í flestum tilvikum tekin tvö borkjarnasýni úr hverju lagi, síðar þrjú, og eftir 1978 yfirleitt fjögur. Með bættum vinnubrögðum hefur innbyrðis samræmi mælinganna einnig farið nokkuð batnandi með tímanum. Alls hafa þannig verið mæld af stærðargráðu átta þúsund íslensk hraunlög, en ekki hafa gögn um segulstefnu eða -styrk í þeim öllum birst á prenti. Margt er enn eftir að rannsaka hér í þessum fræðum, bæði segulstefnur í hinum eldri hraunum í ýmsum hlutum landsins og eins til dæmis segulmögnun í innskotum, setlögum milli hrauna, og síðkvarteru gosbergi.

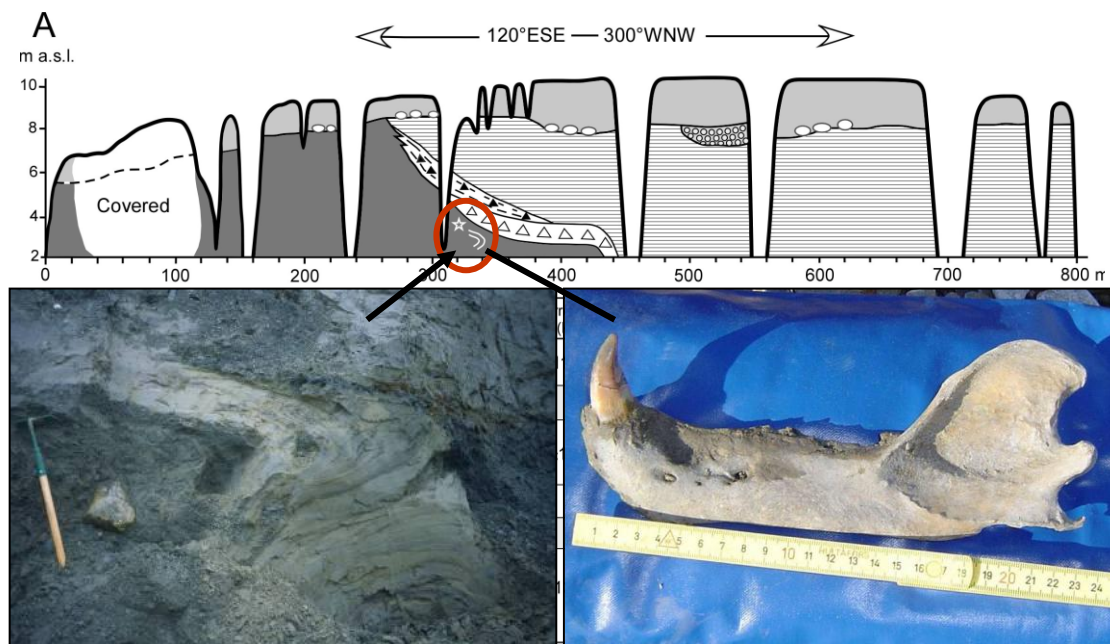
Höfundur og fleiri hafa öðru hvoru unnið ýmsar upplýsingar um langtímahegðun jarðsegulsviðsins úr gagnasafninu frá Íslandi og borið saman við gögn víðar að. Vegna þess meðal annars hve fátt er til af nákvæmum aldursgreiningum héðan, gefa íslensku gögnin hinsvegar litlar vísbendingar um hegðun sviðsins á tímakvörðum styttri en tugþúsundir ára. Kynntar verða nokkrar niðurstöður nýjustu útreikninga úr íslenskum hraunlaga-segulstefnum, sem birtast munu í Jökli nr. 58. Þær varða tiltekna meðaleiginleika í flökti (secular variation) og umsnúningum jarðsegulsviðsins síðustu 15 millj. árin, og breytingar sem hafi hugsanlega orðið á sumum þeirra eiginleika. Sagt verður einnig stuttlega frá yfirstandandi sýnasöfnunar-verkefnum úti um land, til bergsegulmælinga.

Steingervingafundur á Svalbarða varpar ljósi á náttúrusögu hvítabjarna

Ólafur Ingólfsson

Jarðvísindaskor HÍ, Öskju, 101 Reykjavík

Nýlega fannst vel varðveittur steingerður vinstri kjálki af hvítabirni (*Ursus maritimus*) á Prins Karls Forlandeyju, Svalbarða. Aldursgreining með geislakolsaðferð sýndi að kjálkinn var eldri en 45 000 ára. Aldursgreining setlaga með IRSL aðferð og jarðlagaskipan á fundarstað benda til þess að beinið sé 110-130 000 ára gamalt, eða frá síðasta hlýskeiði ísaldar (Eem) eða fyrsta hluta síðasta jökulskeiðs (árweichsel). Þetta er elsti steingervingur hvítabjarnar sem fundist hefur. Beinafræðilegar rannsóknir sýna að kjálkinn er úr fullvöxnu dýri. Þessi steingervingafundur og nýlegar rannsóknir á erfðaefni bjarndýra benda til þess að hvítabirnir hafi þróast frá brúnbjörnum fyrir meira en 200 000 árum. Þetta þýðir að hvítabirnir hafa lifað af tvö hlý tímabil þegar umfang hafíss var minna en er í dag; annars vegar síðasta hlýskeið, og hins vegar fyrstu árpúsundir Nútíma. Hvítabirnir eru því við náttúrulegar aðstæður færir um að takast á við umtalsverðar umhverfisbreytingar. Hnattræn hlýnun og minkandi hafísþekja í dag gætu þó aukið verulega það umhverfisálag sem hvítabirnir verða að þola af öðrum umsvifum manna (fækkun hvala, veiðar, mengun) og ógnað framtíð tegundarinnar.



Efst: Jarðlagaskipan á Pooleypten, Prins Karls Forland, Svalbarða; neðri mynd til vinstri: Felld sjávarset af völdum jökuls; neðri mynd til hægri: kjálkabeinið.

Rb-Sr systematics in silicic rocks from Iceland: tracing magma sources and formation ages

Olgeir Sigmarsson^{1,2}, Ingibjörg Snædal Guðmundsdóttir² and Erwan Martin^{1,3}

1) Laboratoire Magmas et Volcans, OPGC - Université Blaise Pascal – CNRS, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand, France.

2) Institute of Earth Sciences, University of Iceland, 101 Reykjavik, Iceland.

3) Department of Geological Sciences, University of Oregon, Eugene, OR 97403-1272, USA

Isotope ratios are ideal tracers for identifying magma sources, generation and further evolution. However, post-eruptive processes may modify the original magmatic signature and must be assessed and eliminated before discussing the juvenile isotope signals. High Sr-isotope ratio of seawater will affect that of a rock sample having incorporated Sr from rainwater. One approach is acid-leaching of samples before element purification and isolation for mass spectrometric determination of the isotope ratios. However, the lack of knowledge of what phases are leached preferentially to others often causes confusion and difficulties in final result interpretation. This is especially true for isotopes of elements incorporated into non-silicate phases readily dissolved in HCl that may lead to laboratory generated isotope fractionation, such as for Pb and Os in sulphides.

In this study, we apply a radically different approach, namely by carefully collecting the interior of massive lava flows that should have remained hermetic to alteration since emplacements. Despite these precautions, some of the oldest silicic formations from east Iceland have experienced severe exchange with sea-water as manifested by the record high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.71752 in a formation from the Reyðarfjörður area. Post-emplacment correction for ^{87}Rb -decay of this samples and a dyke from Berufjörður still result in abnormally high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ around 0.705. Nevertheless, when considered in parallel with Holocene formations both Rb-Sr systematic and those of Sm-Nd show that only silicic magmas from the flank or off-rift-zones are formed via fractional crystallisation of rare basaltic magmas injected into rather cold crust at Iceland's periphery whereas those erupted in central Iceland are clearly the products of hydrothermally-altered-basalt anatexis. Indeed, abundant basalt magmatism in central Iceland and along the active rift-zones generates higher geothermal gradients that result in more silicic magmas formed by partial crustal melting. Less basaltic activity in the flank zones leads to pronounced cooling and fractional crystallisation of the incoming basalt leading to datable silicic magmas with the Rb-Sr systematic. This principle has not only been applied to silicic formations from the Snæfellsnes Peninsula but also used to decipher the tectonic settings of eroded Tertiary central volcanoes.

Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap, Iceland

Carolina Pagli^{1,2} and Freysteinn Sigmundsson³

1 Faculty of Sciences, Technology and Communication, University of Luxembourg, Luxembourg

2 Now at School of Earth and Environment, University of Leeds, Leeds, UK
(c.pagli@leeds.ac.uk)

3 Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, University of Iceland
(fs@hi.is)

Global warming causes retreat of ice caps and ice sheets. Can melting glaciers trigger increased volcanic activity? Since 1890 the largest ice cap of Iceland, Vatnajökull, with an area of $\sim 8000 \text{ km}^2$, has been continuously retreating losing about 10% of its mass during last century. Present-day uplift around the ice cap is as high as 25 mm/yr. We evaluate interactions between ongoing glacio-isostasy and current changes to mantle melting and crustal stresses at volcanoes underneath Vatnajökull. The modeling indicates that a substantial volume of new magma, $\sim 0.014 \text{ km}^3/\text{yr}$, is produced under Vatnajökull in response to current ice thinning. Ice retreat also induces significant stress changes in the elastic crust that may contribute to high seismicity, unusual focal mechanisms, and unusual magma movements in NW-Vatnajökull.

Sprungur og misgengi á norðurhluta sprungusveims Brennisteinsfjalla

Páll Einarsson¹, Maryam Khodayar², Ásta Rut Hjartardóttir¹, og nemendur í Tektóník í raunvísindadeild H.Í. 2006 og 2007³

¹ Jarðvísindastofnun Háskóla Íslands

² Íslenskar orkurannsóknir

³ Andri Vigfússon, Auður Þorleifsdóttir, Ásgeir Einarsson, Áslaug Gylfadóttir, Ásgerður Krístrún Sigurðardóttir, Benedikt Óskar Steingrímsson, Eldur Ólafsson, Eygló Ólafsdóttir, Freyr Pálsson, Gísli Örn Bragason, Guðjón Eyjólfur Ólafsson, Helgi Arnar Alfreðsson, Jón Einar Jónsson, Júlía Katrín Björke, Njáll Fannar Reynisson, Páll Valdimar Kolka Jónsson, Sigurður Þórðarson, Sigurjón Valgeir Hafsteinsson, Skafti Brynjólfsson, Snorri Jónsson, Þórhildur Björnsdóttir, Ögmundur Erlendsson

Rannsóknarferðir nemenda í Tektóník í raunvísindadeild H.Í. síðustu 2 árin hafa verið farnar á sprungusvæði innan sprungusveims Brennisteinsfjalla þar sem hann deyr út til norðausturs á Miðdals- og Mosfellsheiðum. Sprungusveimar flekaskilanna á Reykjanesskaga stefna NA og liggja þannig skástígt á flekaskilin sem hafa stefnu nálægt 70°. Flekaskilin eru þannig skásett miðað við rekstefnuna sem er nálægt 104°. Sveimarnir liggja því inn í Norður-Ameríkuflekann og deyja þar út. Rannsóknirnar hafa það að meginmarkmiði að varpa ljósi á það hvernig sprungusveimur deyr út og um leið að afla gagna um eðli sprunguhreyfinga síðustu 10 000 árin á þessu svæði. Kostur þessa svæðis til slíkra rannsókna er að yfirborðsmýndanir eru mjög einsleitar yfir allt svæðið. Svæðið hefur í seinni tíð einnig fengið aukna þýðingu vegna umræðu um flugvallargerð og losun á menguðum jarðvegi.

Sprungur og misgengi hafa verið kortlögð með því að ganga meðfram þeim og kringum þær með GPS-tæki, og reynt hefur verið að greina sprungur sem hafa verið virkar á nútíma, þ.e. eftir að jökla leysti af svæðinu. Aðeins hefur lítill hluti svæðisins verið kortlagður enn með þessu móti. Flestar sprungurnar hafa svipaða strikstefnu og sprungusveimurinn, þ.e. NA. Sprungur með austlægari stefnu koma þó fyrir, einkum á norðurhluta svæðisins. Sprungur eru ekki jafndreifðar innan sprungusveimsins. Greina má tvö svæði eða undirsveima, sinn hvorum megin við Sandskeiðið, þar sem sprungur eru þéttari og meiri en annars staðar. Í þeim vestari eru gjár algengar en í þeim eystri eru siggengi meira áberandi og er vesturbarmur þeirra flestra siginn miðað við austurbarminn. Utan þessara undirsveima eru sprungur dreifðar og ósamfelldar, oftast aðeins nokkur hundruð metra langar og fáeinir tugir sentimetra á breidd. Opnar sprungur ná lengst til norðurs að 64°10' N, og sennilega lengra.

Hreyfingar um siggengin austan Sandskeiðs eru ójafnar með tíma. Þau hafa hreyfst mun meira á fyrri helming nútíma en þeim síðari. Sýna má fram á að þau hafa að stórum hluta verið til þegar Leitahraunið rann yfir þau fyrir um 4500 árum. Færslur um þau eru 7-15 m. Hreyfingar síðan þá eru miklu minni, eða fáeinir metrar. Hæðarsnið hafa verið mæld yfir stærstu siggengin og var reynt að fella þau að kenningum um landmótun misgengisstalla. Greina má að hreyfing hefur orðið um siggengin tiltölulega nýlega. Ekki er ósennilegt að það hafi verið í hrinu gosa sem urðu á fyrstu öldum byggðar á Íslandi.

Það er mögulegt að vara við jarðskjálftum

Ragnar Stefánsson, Háskólanum á Akureyri, raha@simnet.is, s.: 8994805, 4663125.

20 ára alþjóðlegar jarðskjálftaspánnsóknir á Íslandi benda til þess að gagnlegar viðvaranir um jarðskjálfta séu mögulegar, ef nægilega öflugu eftirliti er beitt. Þegar við tölum um jarðskjálftaspár er átt við að segja fyrir um stað, eyðingarmátt og tíma. Slík spá er ekki sett fram í eitt skipti fyrir öll heldur felur hún í sér nálgun að þessu markmiði, allt frá því að grunsemdir vakna um að jarðskjálfti sé hugsanlega að grafa um sig á ákveðnum stað þsngað til að við sjáum hugsanlega óafturkræft misgengisferli á jarðskjálftabrotaplani sem við þekkjum.

Það er oft sagt að það sé auðvelt að spá fyrir um eldgos, þá sjáum við goskviku þrýstast upp gegnum gopípu eða sprungu. Þetta veldur vel mælanlegum skjálftum og landbreytingum. Við höfum samt ekki enn neina algilda formúlu eða aðferð til að fullyrða að gos sé örugglega að breyta á og þá hvenær. Gæti uppstreymið ekki stöðvast? Á grundvelli þess sem við erum vön að sjá áður, þá leyfum við okkur samt að segja að nú sé hann líklega að breyta á. Ef forboðar eru svipaðir þeim sem við höfum séð áður í sama eldfjalli segjum við að gos sé líklega að brjótast innan tiltekins skamms tíma og munum sjálfsagt oftast hafa rétt fyrir okkur, eins og í Heklugosinu 2000. Sé um eldfjall að ræða þar sem við höfum ekki mælt aðdraganda goss áður, verður vafinn væntanlega meiri, en við látum gosið njóta vafans, og líklega munum við ekki hafa það oft rangt fyrir okkur að það sé til skaða. Með betri skilningi á hreyfiaflfræði (dynamics) gosuppstreymis til yfirborðs, munum við sjálfsagt geta smám saman sagt með meira öryggi hvenær gosin bresti á og reyndar líka hvað gosstrókurinn muni ná hátt í loft upp og hvað magn gosefna muni verða mikið. Allt þetta þrennt eru mjög mikilvægar spáupplýsingar.

Niðurstaðan af 20 ára fjölþjóðarannsóknunum á Íslandi varðandi jarðskjálftaspá benda til að möguleikar og erfiðleikar við spá séu í grundvallaratriðum sambærilegir og við eldgosaspá. Fyrir jarðskjálfta er mælanlegur aðdragandi líklega miklu lengri, hann er miklu hægari eða veikari og við þurfum að geta mælt miklu smærri hreyfingar heldur en fyrir eldgosin. Þannig var það fyrir báða Suðurlandsskjálftana árið 2000. Það sást til þeirra í áratugi áður en þeir brustu á. Á veikum grunni sögðum við fyrir um stað beggja skjálftanna áratug á undan þeim. Rannsóknir benda til að allur hinn mælanlegi aðdragandi hafi falið í sér samspil, annars vegar milli uppstreymis samþjappanlegra vökva, líklega mest vatns, og hins vegar upphlaðinnar bjögunar (skælingar, streins) vegna plötumisgengis. Slíkur aðdragandi mældist líklega í miðlungsstórum jarðskjálftum í 50-60 ár fyrir Suðurlandsskjálftana 2000 og fannst líklega á 7 ára tímabili fyrir skjálftann mikla 1912. Á svæði í kringum upptök beggja Suðurlandsskjálftana voru í meira en 10 ár þyrpingar smáskjálfta, sem eftir á að hyggja, er ljóst að urðu til vegna streymis möttulvatns upp í brotgjörnu skorpuna í samspili við vaxandi bjögun kringum gamlar sprungur, sem urðu svo að skjálftasprungum 2000 skjálftanna. Síðustu tvær til þrjár vikurnar fyrir fyrri (17. júní 2000) skjálftann urðu smáskjálftar sem benda til að hæg hreyfing (upp á bara brot úr millimetra) hafi þá verið hafin á allri misgengissprungu skjálftans. Sólarhring fyrir þann skjálfta þyrpast allir skjálftarnir á miðju sprungunnar, þar sem hinn harði kjarni veitti mótstöðu. Það tók

sólarhring að brjóta þá mótstöðu. Allt kemur þetta skýrt fram í mælingum örsmárra skjálfta, af stærðinni 1 og niður í -0.5.

Grundvöllur þessarar túlkunar er gerð líkans um uppstreymi samþjappanlegra möttulvökva á löngum tíma frá botni brotgjörnu skorpunnar og upp að 3-4 km dýpi í henni þar sem vökvarnir halda sínum næstum lithostatíska þrýstingi, og veikja þar með brotstyrk bergs.

Þróun þessa líkans á sér langan aðdraganda, og það eru hinar sérstæðu aðstæður í jarðfræði Íslands, sem skapað hafa skilyrðin fyrir sköpun og staðfestingu þessa líkans.

Hægri handar misgengissprungur eftir jarðskjálfta sem Páll Einarsson og félagar hans fundu þvert á vinstri handar misgengið austur og vestur eftir Suðurlandi með fáeinna km millibili vöktu spurningar. Næsti skjálfti í tímaröðinni hafði tilhneigingu til að lenda jafnvel bara fáeina km frá síðustu skjálftasprungu. Til að skýra þetta settum við fram hugmynd um líkan sem við kölluðum „tvíeðlis líkanið“ (the dual mechanism model), sem fól í sér samspil milli uppstreymis vökva að neðan og plötustreins. Það hlaut að vera vökvi að neðan sem klauf sig upp í skorpuna og hafði afgerandi áhrif á hvar næsti jarðskjálfti mundi leysast út, væri spennan almennt orðin nægilega sterk á stærra svæði. Eitt af því sem byggði undir þessa hugmynd var uppgötvun magnetotelluric mannanna á Orkustofnun og erlendra samstarfsmanna þeirra að undir miklum hluta Íslands væri á litlu dýpi þunnt lágviðnámslag (5-10 Ω m), sem helst var hægt að skýra með háu vökvahlutfalli, hugsanlega hlutbráð. Þarna var efni í kvikur sem brutu sér leið upp í skorpuna og í samspili við streinupphleðsluna þar. Tvíeðlislíkanið varð nú ekki ríkjandi í umræðu um mekanisma streinupphleðslu og streinútlausnar í Suðurlandsbrotabeltinu. Mörgum fannst einkennilegt að slíkt innskot kviku skyldu ekki sýna meiri merki nýlegrar eldvirkni og jarðhita á brotabeltinu. Hún var hins vegar endurvakin 1999 á fundi PRENLAB jarðskjálftasparannsóknarhópsins. Maurizio Bonafede og hans hópur í Bologna tóku forystu í kanna hvernig slíkt uppstreymi mundi geta átt sér stað og hvernig það mundi þá hugsanlega geta haft áhrif á brotstyrk í skorpunni.

Í stuttu máli má lýsa niðurstöðunum á eftirfarandi hátt. Í skorpu, eins og íslensku basaltskorpunni, þar sem innri lekt er lítil, getur hár þrýstingur byggst upp við botn brotgjörnu skorpunnar. Sem svar við streini sem skapast vegna plötuhreyfingar getur slíkur vökvi (vatn nota í líkansgerðinni) skotist upp í brotgjörnu skorpuna og allt upp að því sem kalla má mörk milli hýdrostatísks og lithostatísks þrýstingsástands, á 3-4 kílómetra dýpi. Vatnið kólnar á leið sinni og varðveitir þrýsting sem er nálægt því að vera lithostatískur, sem sagt nálægt því að geta leitt til brota í henni. Á löngum tíma vex þetta svæði.

Í erindinu verður gerð grein fyrir nokkrum athugunum eða mælingum sem þetta líkan getur útskýrt.

Lögð verður fram hugmynd um langtíma uppbyggingu streins og um aðdraganda stórra skjálfta á Suðurlandsbrotabeltinu (*e. earthquake cycle*) út frá þessu módeli. Fjallað verður um nauðsynlegt eftirliti til að geta nýtt okkur þessi ferli til viðvaranna.

Myndun flikrubeigs í Öskjugosinu 1875

Sigmundur Einarsson Almenna verkfræðistofan/Náttúrufræðistofnun Íslands
Kristján Jónasson Náttúrufræðistofnun Íslands

Á ferð um Öskju í ágúst 2007 skoðuðum við m.a. jarðhita vestantil við suðurströnd Öskjuvatns. Á leið úr Suðurskarði niður að vatninu lá leiðin um rauðleitt undirlag sem að hluta er þakið þunnu lagi af lausum gosefnum.

Í vatnsbakkanum er ágætt snið í þessa rauðleitu myndun. Ekki fer á milli mála að um er að ræða flikrubeig (ignimbrít) sem myndast hefur Öskjugosinu 1875 og að öllum líkindum í lok gossins a.m.k. gossins í þessum hluta öskjunnar, sem síðar varð Öskjuvatn.

Flikrubeigið, sem er einkar fallett í brotsári, er áberandi á um 2 km kafla í suðvesturhorni vatnsins og teygir sig upp fyrir miðjar hlíðar suðurfjallanna, eða allt að 200 m hæð yfir vatnsborðið. Svo virðist sem lítið gjóskuflóð hafi gusast upp úr þáverandi gíg, upp á suður- og suðvesturbarma gígsins eða öskjunnar. Ummerki um efsta hluta flóðsins sjást glögg allhált í hlíðum ofan við suðurbakka vatnsins en þar hefur neðri hlutinn annað hvort hrúðið eða sigið til baka niður í öskjuna eða er nú orpinn skriðu. Sá hluti flóðsins sem féll til vesturs og suðvesturs hefur náð upp undir 1 km vegalengd frá öskjubarminum áður en kraftinn þraut og sambædd gjóskan tók að síga til baka niður í öskjuna. Við það hefur seigfljótandi bræðingurinn slitnað í sundur, einkum þar sem stallar eru í undirlaginu og jafnvel lagst í fellingar með and- og samhverfuása samsíða straumstefnu. Þykkt flikrubeigsins er víðast ½- 2 m.

Ekki gafst tækifæri til að skoða flikrubeigið nánar að sinni vegna annarra rannsókna sem voru tilefni ferðarinnar. Ljóst virðist að þetta fallega flikrubeig hefur orðið til við lok gossins í Öskju 1875. Myndunin hefur að hluta sigið til baka niður í öskjuna og eftir það hefur aðeins dreif af gosefnum lagst yfir vesturbarm öskjunnar.

Í ágripi eftir Carey, R.J., Houghton, B.E. & Þorvald Þórðarson (2005) er að nokkru fjallað um þessa myndun.

Heimild:

Carey, R.J., Houghton, B.E. & Thordarson, T. 2005: Askja 1875, a complex plinian eruption: Welding and its implication for eruption dynamics. American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract #V43D-05.

Smáskjálftar undir Eyjafjallajökli: Líkleg merki um kvikuhreyfingar

Sigurlaug Hjaltadóttir og Kristín S. Vogfjörð, Veðurstofu Íslands

Síðan farið var að staðsetja skjálfta undir Eyjafjallajökli með SIL-netinu árið 1991, hafa mælst þrjár stórar hrinur þar: árin 1994, 1996 og 1999-2000. Samfara 94- og 99-hrinunum mældust landbreytingar á fjallinu. Samkvæmt niðurstöðum úr InSAR-myndatúlkun mynduðust silluinnskot á um 4.5-6 km dýpi undir suðurhlíðum eldfjallsins, sem ollu þessari hæðarbreytingum. Engin aflögun mældist hins vegar í 96-hrinunni sem varð á mörkum möttuls og skorpu, líklega sökum þess að hún varð á miklu meira dýpi en hinar tvær.

Markmið með rannsókn okkar var að endurstaðsetja alla skjálfta sem mælst höfðu í Eyjafjallajökli milli 1991 og 2006 og skoða brotlausnir til að fá betri hugmynd um atburðarásina sem kom af stað aukinni skjálftavirkni milli 1994 og 2000. Í heild myndar skjálftadreifin pípulaga mynstur sem sýnir leið kviku upp í gengum jarðskorpuna. Mest öll virknin í innskotahrinunum 1994 og 1999-2000 hnappaðist saman í tvær þyrpingar á 2-5 og 8-11 km dýpi undir norðurjaðri jökulsins en á þessum tveimur stöðum virðist skjálftavirkni vera viðvarandi út allt tímabilið, á meðan að á 5-8 km dýpi er nær engin virkni. Á því tímabili þegar aflögunin varð mest síðla árs 1999 færði skjálftavirknin sig tímabundið til suðurs. Við teljum að kvikugeymir geti verið undir norðurjaðri jökulsins, á hér um bil 5-8 km dýpi, þar sem fyrrgreind skjálftaeyða er, og að þaðan hafi kvika flætt til suðurs og myndað innskotin 1994 og 1999. Jafnframt teljum við að kvika hafi þrengt sér úr möttlinum upp í skorpuna í djúpu hrinunni 1996, og jafnvel sé hugsanlegt að sú kvika hafi myndað innskotið í efri skorpunni rúmur þremur árum síðar (1999). Djúp jarðskjálftavirkni sem þessi hefur ekki sést oft undir Íslandi. Þó varð vart við djúpa skjálfta undir Heimaey fyrir gosið þar 1973 og nýverið við Upptyppinga-Álftadalsdyngju í nyrðra-gosbeltinu þar sem skjálftavirkni er enn í gangi. Enn fremur mældust 10 djúpir skjálftar við Hjörleifshöfða 7. desember síðastliðinn (2007). Þeir urðu allir á 24.5 km dýpi, rétt ofan móta möttuls og skorpu. Það er hugsanlegt að þessi smáhrina sýni að efni sé að þrýsta sér leið upp í skorpuna á þessum slóðum og jafnvel í átt að Kötlu, sem lætur enn bíða eftir sér.

Litlir framhlaupsjökla á Tröllaskaga, norður Íslandi

Skafti Brynjólfsson og Ólafur Ingólfsson

Háskóli Íslands (University of Iceland), Reykjavík, Iceland

Í þessu meistaraverkefni er gerð rannsókn á tveimur litlum framhlaupsjöklum, Búrfells- og Teigarjökli, á Tröllaskaga og landmótunarumhverfi þeirra. Verkefnið miðar að því að auka þekkingu á hegðun og eðli framhlaupsjökla almennt en þó sérstaklega framhlaupsjökla í fjallaumhverfi eins og Tröllaskaga. Reynt verður að þróa líkan fyrir framhlaupsjökla á Tröllaskaga og þannig auðvelda greiningu á slíkum jöklum. Mælingum á jöklunum sjálfum er ætlað að auka þekkingu á framhlaupaferlum jökla og gefa upplýsingar um framtíðarþróun jöklanna.

Jökulgarðar og landform eru kortlögð og helstu einkennum og seteiginleikum er lýst. Reynt er að tímasetja og kortleggja framhlaupasögu jöklanna og reynt að greina hvort eldri jökulgarðar séu myndaðir við framhlaup eða ekki. Líklegt er talið að framhlaupsjökla í fjallumhverfi sem þessu skilji eftir sig ákveðin fingraför eða ummerki. Reynist það niðurstaðan verður hægt að skoða jökla í fjallaumhverfi eins og Tröllaskaga með þar til gerðu líkani og kortleggja þau svæði sem sýna einkenni framhlaupa.

Breytingar á jöklunum síðustu 60 ár eru metnar með fjarkönnunaraðferðum. Bæði eru kannaðar breytingar á þykkt jöklanna og útbreiðslu, bæði með tilliti til þekktra framhlaupa þeirra og veðurfars. Reynt verður að segja til um framtíðarhorfur jöklanna, þ.e. hver eru og verða viðbrögð þeirra við breyttu veðurfari, munu jökla á svæðinu hverfa í nánustu framtíð? Að lokum verða niðurstöður bornar saman við stóru framhlaupsjökla landsins sem eru í talsvert ólíku umhverfi og annars eðlis.

Sumarið 2007 var um 2 vikum varið til rannsókna á landmótunarsvæðum Búrfells- og Teigarjökuls. Jökulgarðar voru kortlagðir, bygging, form, lögun og setfræði voru skoðuð. Þá var landmótunarumhverfi á milli garða skoðað á sama hátt. Á þennan hátt var reynt að skilgreina einkenni þeirra landforma og jökulgarða sem vitað er með vissu að mynduðust við framhlaup. Þannig er reynt að búa til greiningarlykil fyrir framhlaupsjökla í umhverfi eins og Tröllaskaga.

Gerðar voru aldursgreingar á nokkrum jökulgörðum með fléttumælingum til að bera saman við tímatal jöklabreytinga á Tröllaskagasvæðinu sem fyrri rannsóknir hafa sett fram. Með athugunum er leytast við að flokka landmótunarumhverfið eftir því hvort það er myndað í tengslum við framhlaup eða ekki og um leið reynt að aldursgreina jökulgarðana og þannig tímasetja eldri framhlaup.

Reiknað er með um 2 vikna feltvinnu í jöklamælingar og rannsóknir vorið 2008. Gerðar voru GPS yfirborðsmælingar á jöklunum veturinn 2005 sem verða endurteknar vorið 2008. Út frá mælingunum auk röð loftmynda frá 1948 gefst kostur á að skoða og fylgjast með þróun jöklanna, t.d. flatarmálsbreytingum og hvort þeir séu að byggjast upp eða þynnast með tilliti til framhlaupa og veðurfars. Þess bera að geta að Búrfellsjökull hljóp árið 2004 og er mjög forvitnilegt að fylgjast með þróun hans í kjölfarið.



Teigarjökull til vinstri og Búrfellsjökull til hægri. Búrfellsjökull er uppsprunginn og brattur við jaðarinn sem skýrist af framhlaupi jökulsins sem þarna er þegar hafið og stóð út sumarið 2004 (mynd Oddur Sigurðsson, 2003).



Teigarjökull skríður niður dalinn í framhlaupi 1971 (mynd Helgi Hallgrímsson, 1971).



Teigarjökull skildi eftir sig stórgrýtisurð á dalnum þegar hann hopaði að loknu framhlaupinu 1971 (mynd Skafti Brynjólfsson 2006).

Continuing subsidence and deformation of Surtsey volcano, 1991 - 2002, Iceland

Erik Sturkell¹, Páll Einarsson², Halldór Geirsson³, James G. Moore⁴, Sveinn Jakobsson⁵ & Freysteinn Sigmundsson¹

¹ Nordic Volcanological Center, Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavík, Iceland

² Institute of Earth Sciences, University of Iceland, Reykjavík, Iceland

³ Physics Department, Icelandic Meteorological Office, Reykjavík, Iceland

⁴ US Geological Survey, Menlo Park, CA, USA

⁵ Icelandic Museum of Natural History, Reykjavík, Iceland

The Surtsey island was formed off the south coast of Iceland in a series of eruptions in 1963-1967. The new island was built as a tuff cone from the seafloor at 130 m depth. When the magma conduit became isolated from the seawater the activity changed into lava effusion. A lava shield was formed on top of the tuff and produced a lava delta as the lava flowed into the sea. When the eruptions ceased the erupted volume was about 0.8 km³ and the surface area of Surtsey was 2.65 km². A levelling dataset, extending back to 1967, and later GPS data, give opportunity to unravel the different deformation processes affecting the island. Surtsey subsided rapidly during the first 10-15 years and later with a decaying rate. This decay was confirmed by GPS during 1992 to 2002. In the period 1992 – 2000 the rate was approximately 1 cm/yr, and for the 2000 - 2002 period approximately 0.5 cm/yr. The deformation processes currently active on Surtsey are compaction of the volcanogenic material, slumping of the flanks of the island, lithosphere sagging due to load of the erupted material and possible compaction of the seabed sediments. Palagonitization of the tephra causes consolidation by growth of secondary minerals and thereby counteracts the compaction. The calculated subsidence caused by the flexure of the lithosphere ranges from -0.53 m to -0.31 m from a load of 0.8 km³ of material. The compaction of the tephra and hyaloclastite is not uniform as the core of the island is palagonitized and consolidated while the flanks are still unconsolidated. During the first years, thermal contraction of the lava fields may have contributed to the subsidence signal, but probably decayed away in less than 20 years. Currently the largest amount of subsidence is observed (15 cm in 11 years) along the sides of the tuff cones where the lava overlays the delta. This vertical signal is non-uniformly distributed and is caused by submarine slope failure of the sides of the island. Coastal erosion reduces the area of the island by one hectare per year, and occurs mostly in the part of the island that consists of a lava-fed delta overlaid by sub-aerial lava flows. The palagonitized tuff cone is more resistant to the sea erosion as it is virtually uncracked. In the future only the palagonitized tuff cone is likely to remain.

Volume changes of Langjökull and Mýrdalsjökull deduced from elevation data

Sverrir Guðmundsson¹, Helgi Björnsson¹, Finnur Pálsson¹, Etienne Berthier²,
Magnús T. Guðmundsson¹ and Thórdís Högnadóttir¹

¹Institute of Earth Sciences, University of Iceland

²LEGOS, Toulouse, France

We evaluate volume changes and mass balance of ice caps in Iceland by comparing digital elevation maps (DEMs), airborne altimetry and GPS field measurements. DEMs of the ice caps Langjökull and Mýrdalsjökull (in late August 2004 and 2006) were constructed from high resolution SPOT5 stereo pairs obtained by the across-track high-resolution-geometry (HRG) sensors. Spatial resolution up to 20x20 m and accuracy better than 2 m in elevation is achieved by using accurate ground control points on and around the ice caps. The elevation on Langjökull 1997 and 2007 is known from GPS-measurements in several points (mass balance stakes) and profiles. On Mýrdalsjökull annual elevation changes have been monitored since 1999 from airborne radar altimetry along several profiles across the ice cap. The SPOT5 derived DEMs accurately describe the spatial variability and the *in-situ* elevation data changes with time.

We apply Markov random field regularization and simulated annealing optimization to efficiently produce maps of elevation changes. On Langjökull, comparison of DEMs 1997 to 2004 give a volume loss of 11.5 km³ w.eq. which is close to the 11.8 ± 1 km³ w.eq. obtained from independent annual mass balance observations. The mean specific mass balance over the period 1997 to 2007 is -1.3 m/a. The annual net mass balance of Mýrdalsjökull is estimated from the maps of elevation changes. The mean specific mass balance over the period 1999 to 2006 is -1 m/a, but on this most maritime glacier in Iceland annual variations are found to be considerable.

Evolution of Breiðamerkurjökull and Jökulsárlón studied with long term ground observations, remote sensing and iceflow modeling

Sverrir Guðmundsson¹, Helgi Björnsson¹, Finnur Pálsson¹, Etienne Berthier² and Sven Þ. Sigurðsson³

¹Institute of Earth Sciences, University of Iceland

²LEGOS, Toulouse, France

³Department of Computer Science, University of Iceland

We describe changes of the glacier outlet, Breiðamerkurjökull, which drains south from Vatnajökull down to the coastal outwash plain Breiðamerkursandur, SE-Iceland. A 25 km long, 2-5 km wide trench, extending down to 300 m below sea level was excavated during the Little Ice Age advance of the glacier (Björnsson 1996; Björnsson et al. 2001; Nick et al., 2007). After reaching its maximum extension in the 1890s, around 100 m from the coast line, the glacier front has retreated ~6 km inland and areas above the present lake position, that were covered with up to 3-400 m thick ice a century ago, are now ice free. The glacier calves into the proglacial lake Jökulsárlón, that has been expanding since its first appearance in 1933. Glacial sediment is deposited in the lake instead of compensating for coastal abrasion by ocean waves at the mouth of the river Jökulsá. The expanding lake obtains thermal energy from ocean tidal water and the calving rates into the lake have increased rapidly during the last two decades.

The mass balance of the glacier outlet have been measured at stakes since 1996, the bedrock observed with radio echo sounding (RES), and DGPS as well as optical SPOT5 images used to monitor the present velocity field and surface elevations (Berthier et al., 2004, 2006). The glacier dynamics are described by i) 1D-iceflow model with a shape factor coupled to an empirical model of the calving rate (Björnsson et al., 2001, Nick et al., 2007), and ii) 2D-iceflow model (Aðalgerisdóttir et al., 2007) solved on a finite-element numerical grid. The flow models simulate the sum of deformation velocity and basal sliding, and are coupled to a simple ELA model of the mass balance (Aðalgerisdóttir et al. 2003).

Model calculations suggest a retreat rate of the calving front position that implies an average lake growth rate of $0.4 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$ in the nearest future and that a climate $\sim 1^\circ\text{C}$ cooler than at present would have been needed to maintain a stable 1890 ice geometry. This is in agreement with long term temperature records from Iceland, that reflect a 1°C increase in temperature during the last century.

Þyngdarmælingar á líparítgúlum á Kröflusvæðinu

Þorbjörg Ágústsdóttir, Magnús Tumi Guðmundsson og Páll Einarsson
Háskóla Íslands, raunvísindadeild, og Jarðvísindastofnun Háskólans

Krafla er megineldstöð sem tók að myndast fyrir um 200 000 árum í nyrðra gosbeltinu (NVZ). Gegnum Kröfluöskjuna gengur sprungusveimur með stefnuna N10°A. Gosefni Kröflu eru að mestu leyti basísk en nokkrir súrir gúlar hafa myndast á öskjurimunum. Kröflusvæðið var valið til mælinga á líparítgúlum þar sem svæðið er mjög vel rannsakað og vel aðgengilegt, þökk sé jarðvarmavirkjuninni ofan á grunnstæðu kvikuhólfi öskjunnar og nýlegum eldsumbrotum, Kröflueldum 1975-1984, auk þess sem súrt berg á Íslandi myndast yfirleitt í tengslum við megineldstöðvar. Súr kvika getur risið til yfirborðs, sem leynigúll (cryptodome), upp í gegnum skorpuna vegna flotkrafta. Há seigja kvikunnar veldur því að ef leynigúllinn nær yfirborði hrúgast kvikan gjarnan upp yfir gosrásinni og myndar hraungúl (lava dome). Gögn um eðlismassa og rúmmál gúla eru nauðsynleg fyrir líkanagerð, en slík gögn eru afar sjaldgæf. Því var þyngdarmælt haustið 2007 á Kröflusvæðinu til ákvörðunar á meðaleðlismassa líparítgúla og til að meta rúmmál þeirra og massa. Mæld voru snið yfir þrjár myndanir: Hlíðarfjall (310 m hátt og 2 km langt), myndað fyrir um 60.000 árum; Hraftinnuhryggur (80 m hár og 2,5 km langur), myndaður fyrir um 30.000 árum og Hraunbunga (125 m há og 1,8 km löng), mynduð fyrir um 10.000 árum. Meðal eðlismassinn fyrir hverja myndun var fenginn út frá Nettleton-aðferðinni og rúmmálin voru reiknuð í Surfer 8.0. Meðaleðlismassi og rúmmál hvernar myndunar reyndist vera: Hlíðarfjall, 1600-1800 kg/m³, 0.143 ± 0.014 km³; Hraftinnuhryggur, 1600-1900 kg/m³, 0.021 ± 0.002 km³; Hraunbunga, 1800-1900 kg/m³, 0.040 ± 0.004 km³. Allar myndanirnar hafa lágan eðlismassa, líklegast vegna lágs eðlismassa korna og hás poruhlutfalls. Nettleton-sniðin sýna að myndanirnar eru ekki grafnar undir yngri gosmyndunum og að rætur þeirra eru svo óverulegar að þær hafa ekki áhrif á mælingarnar. Myndanirnar þrjár sem rannsakaðar voru eru þar af leiðandi myndaðar við gos og hafa hrúgast upp yfir gosrásinni (vent-forming domes).

Berghlaupið við Morsárjökul, 20. mars 2007

Þorsteinn Sæmundsson¹, Esther Hlíðar Jensen², Halldór G. Pétursson³, Armelle Decaulne^{1,4}, Matthew Roberts⁵, Ingvar A. Sigurðsson⁶ & Helgi Páll Jónsson¹
¹Náttúrustofa Norðurlands vestra, ²Vatnamælingar, ³Náttúrufræðistofnun Íslands, ⁴Geolab Frakklandi, ⁵Veðurstofa Íslands, ⁶Náttúrustofa Suðurlands.

Þann 20. mars 2007 féll berghlaup á ofanverðan Morsárjökul í Öræfum í Austur-Skaftafellssýslu (mynd 1). Þetta berghlaupið er án efa eitt af stærstu skriðuföllum sem orðið hafa hérlandis á síðustu árum og áratugum. Í upphafi var talið að berghlaupið hafi fallið klukkan 12:31 þann 17. apríl, en þá urðu menn varir við mikla skruðninga frá jöklinum og einnig kom óróleiki fram á skjálftamælum. Seinna kom í ljós að erlendir ferðamenn, sem voru á ferð um Skeiðarársand, höfðu tekið ljósmyndir af urðinni þann 5. apríl, og því er ljóst að berghlaupið var fallið fyrir þann tíma. Á skjálftamælum kemur fram óróleiki á þessu svæði þann 20. mars og hlaupið því hafa fallið þann dag. Af ummerkjum er þó greinilegt að berghlaupið hefur fallið í a.m.k. tveimur áföngum, líklega 20. mars og 17. apríl.

Morsárjökull er lítill skriðjökull úr sunnanverðum Vatnajökli, milli Þorsteinshöfða (1343 m) að austanverðu og Austari-Hnútu (1084 m) í Miðfelli (1430 m) að vestanverðu. Jökullinn er skilgreindur sem falljökull og gerðum úr tveimur ísfossum sameinast neðan við í einn skriðujökul. Austari ísfossinn er slitinn frá meginjöklinum en sá vestari er enn að hluta til samhangandi við hann. Dalurinn sem Morsárjökull gengur niður er hann umkringdur 1000-1200 m háum fjöllum sitt til hvorrar handar. Að austanverðu gengur Skaftafellsheiði upp í rúmnlega 1100 m hæð við Kristínartind, en að vestanverðu rísa Skaftafellsfjöll upp í um 1000-1200 m hæð.

Berggrunnur Skaftafellssvæðisins er talinn vera myndaður á síðastliðnum 5 milljón árum og inniheldur fjörbreytt jarðlög, svo sem hraunlög sem runnið hafa á hlýskeyðum og setlög og móbergsmýndanir frá jökulskeyðum. Berggrunnurinn endurspeglar miklar veðurfarsbreytingar á upphleðslutímanum (Jóhann Helgason og Robert A. Duncan 2001). Í fjallendinu vestan við Morsárjökul, í Miðfelli, finnst forn megineldstöð sem talin er hafa verið virk fyrir um 2,7 til 1,9 m. árum, en miklar líparítmyndanir á svæðinu tengjast þessari fornu megineldstöð. Fjallið sem berghlaupið féll úr, austan við Morsárjökul, er samkvæmt jarðfræðikorti Jóhanns Helgasonar (2007) flokkað sem ein myndun. Neðst er þóleiít bólstrabrotaberg og breksía sem hvíla dílóttum basalthraunlögum, síðan tekur við þykkt móbergsset og efst er móberg sem er rétt segulmagnað og talið frá Bruhnes seglutímabilinu. Gangastefna á svæðinu er liggur frá austri til vesturs.

Upptök berghlaupsins eru í höfðanum austan megin við efri hluta jökulsins. Brotsárið er um 330 m hátt og nær frá um 620 m til 950 m. Landlíkan hefur verið notað til að áætla rúmmál bergspildunnar, sem telst um 4 milljónir m³ eða um 10,4 milljónir tonna. Meðallengd urðarinnar er um 1500 m og hámarkslengd um 1600 m. Breidd hennar er um 125-650 m og að meðaltali um 480 m og um 720.000 m² að flatarmáli. Urðin féll á jökulinn í um 520 m hæð og stöðvast í um 352 m hæð og er meðalþykkt hennar talin um 5,5 m. Áberandi straumlínumynstur kemur fram í urðinni og er hún almennt frekar gróf og lítið um fínefni. Stærstu bergbrotin í henni eru allt að 800 tonn að þyngd. Til að skýra útlit og stærð berghlaupsins við Morsárjökul er helst að leita til kenninga sem skýra þau fyrirbrigði sem nefnd hafa verið „sturzstrom“ (bergsturð eða rock avalanche)

(Hewitt et al. 2007). Við „sturzstrom“ færst stór massi bergbrota og ryks frá hrunstað í fjallshlíð eða klettavegg, niður bratta hlíð og út yfir flatlendi neðan við. Mörg dæmi eru þekkt um að bergmassar af þessari gerð hafi fallið um margra km leið og er þessi tegund ofanflóða talin vera ein sú hættulegasta, sökum stærðar, falls- eða og hreyfingarhraða og ekki minnst vegna úthlaupslengdarinnar.

Orsakir berghlaupsins í Morsárdal má að megin hluta rekja til undangraftar og hopunar jökla. Líkt og aðrir jöklar á Íslandi þá hefur Morsárjökull hopað umtalsvert á síðustu árum og áratugum og greinilegt að hann hefur breytt mjög um útlit og stærð frá því að útliti hans var fyrst lýst um 1894. Þrátt fyrir það að könnun á veðurfarsgögnum sé ekki enn lokið er ekkert bendir til að miklar rigningar eða leysingar hafi átt nokkurn þátt í falli berghlaupsins.

Ljóst er að berghlaupið hefur fallið í alla vega tveimur áföngum, sá fyrri þann 20. mars og hinn síðari 17. apríl. Vegna þess hve stórar sprungur finnast í og umhverfis brotsárið er ekki hægt að útiloka að frekara hrun úr því og miðað við aðstæður er raunar öll umferð um jökulinn á þessum slóðum stórvarasöm.

Í dag eru jöklar landsins taldir hopa sem aldrei fyrr og ljóst er að aðstæður sem þær sem leiddu til þess atburðar sem hér hefur verið lýst eru án efa víða að skapast við þá.

Heimildir:

- Jóhann Helgasson & Robert A. Duncan 2001: Glacial-interglacial history of the Skaftafell region, southeast Iceland, 0-5 Ma. *Geology*, 21. 179-182.
- Jóhann Helgasson 2007: Berggrunnskort af Skaftafelli. *Jarðfræðistofan Ekra*.
- Hewitt, K.; Clague, J.J. & Orwin, J.F. 2008: Legacies of catastrophic rock slope failures in mountain landscapes. *Earth-Science Reviews*, 87. 1-38.



Mynd 1. Berghlaupið við Morsárjökul, 20. mars 2007 (Ljós. Matthew Roberts 2007).

Raunveruleg gjóskulög eða endurflutt gjóska? Skilgreining gjóskulaga í landgrunnseti norðan Íslands.

Esther Ruth Guðmundsdóttir, Jón Eiríksson og Guðrún Larsen.
Jarðvísindastofnun Háskólans, Öskju, Sturlugötu 7, 101 Reykjavík.

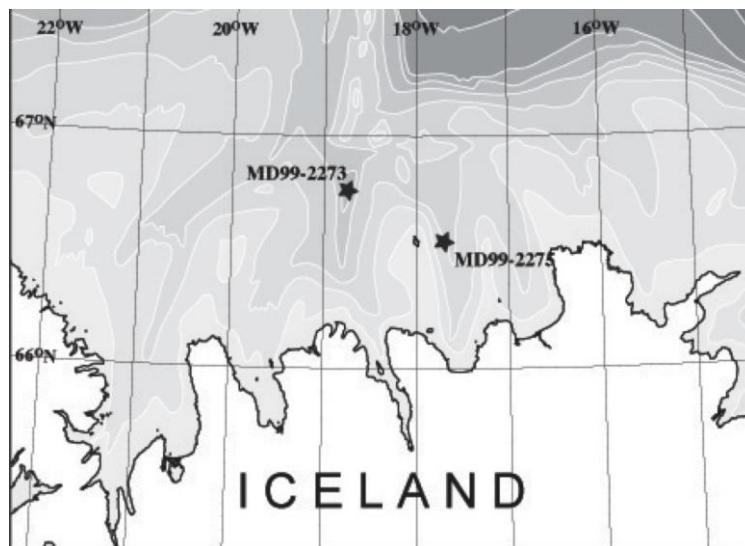
Þegar nota á gjóskulög til aldursgreininga og tengja saman tímaraðir í setmyndunarumhverfum er lykilatriði að geta greint á milli raunverulegra gjóskulaga sem myndast á örstuttum tíma annars vegar og hins vegar endurfluttrar gjósku. Á landgrunninu norðan Íslands hafa níu gjóskulög frá síðjökultíma og nútíma, úr kjörnum MD992275 og MD992271, verið valin til þess að skilgreina mörkin á milli raunverulegra gjóskulaga og endurfluttrar gjósku. Í eldvirku umhverfi eins og á norðlenska landgrunninu er endurflutt gjóskugler mikill hluti setsins. Þessi níu gjóskulög eru Borroból, Skógar-Vedde, Askja-S, Saksunarvatn, Hekla 5, Hekla 4, Hekla 3, Hekla 1104 og V 1477. Aðferðirnar sem notaðar hafa verið við skilgreiningu gjóskulaga eru kornalögun, kornastærð, steindafræðilegar talingar og efnagreiningar. Niðurstöður fyrir gjóskulögin V1477, Hekla 1104 og Saksunarvatn eru kynntar hér. Steindatalningar, kornastærðargreiningar og efnagreiningar upp í gegnum gjóskulögin og aðliggjandi set sýna að gjóska frá viðkomandi gosi er til staðar í einhvern tíma eftir fyrstu innkomu gjóskulagsins. Neðri mörk milli setsins og raunverulegrar gjósku eru heldur ekki alltaf mjög skörp líklega vegna líftruflanna, þegar um þunn gjóskulög er að ræða. Frumniðurstöður úr kornalögunargreiningum á gjóskuglerinu gefa til kynna að hægt sé að notað þær til þess að gera greinarmun á raunverulegum gjóskulögum og endurfluttri gjósku. Nú þegar hafa fundist yfir 40 gjóskulög í átta sjávarsetkjörnum af norðlenska landgrunninu, þar af hafa 17 verið tímasett nákvæmlega.

Loftslagsbreytingar og breytingar á hafstraumum við Ísland, síðustu 500 árin

Helga Bára Bartels-Jónsdóttir (1,2), Karen Luise Knudsen (2), Jón Eiríksson (1)
1: Jarðvísindastofnun Háskólans, Askja, Sturlugata 7, 101 Reykjavík, Iceland. 2: Department of Earth Sciences, DK-8000 Århus C, Denmark.

Á landgrunni norðan Íslands hafa setlög víða hlaðist hratt upp og geyma þau þar af leiðandi ítarlega sögu sjávarstrauma- og loftslagsbreytinga við Ísland. Setkjarnar (B05-2006-MC03B og IMAGES fallkjarni MD99-2273; 66°45'78N, 18°45'02W, 665 m hafðýpi) sem teknir voru í Eyjafjarðarál, hafa verið rannsakaðir með það fyrir augum að skoða breytingar á hafstraumum og loftslagi síðustu 500 árin við Ísland.

Botngötungar og svifgötungar hafa verið greindir og einnig hafa súrefnis- og kolefnissamsætur verið mældar í skeljum þriggja götungegunda, *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral), *Melonis barleeanus* og *Islandiella norcrossi*. Yfirborðshiti sjávar og hitastig við botn sjávar hafa verið reiknuð út frá mældum samsætugildum. Samsetning steinda í kjörnunum hefur verið greind til þess að greina öskulög og kristalla sem hafa borist á landgrunnið með hafís. Aldurslíkan er byggt á blý-aldursgreiningu og öskulögum sem fundist hafa í kjörnunum.



Mynd 1. Staðsetning setkjarna á landgrunni norðan Íslands.

Gögn okkar hafa verið borin saman við mæligildi á lofthita, mældum í Grímsey, og mældum sjávarhita á Norðurlandi og sýna gögnin samsvarandi breytingar og mæligögnin fyrir síðstu 130 árin. Það gefur til kynna að gögn okkar endurspeglar vel umhverfisbreytingar við Ísland og mögulegt er að nota þau til þess að meta breytingar á umhverfi og sjávarstraumum við landið aftur í tímann.

Um 1965 varð snögg kólnun við Ísland og mikið af hafís barst til landsins. Kaldir sjávarstraumar frá norðurskautinu bárust suður til Íslands og er talið að slíkt hafi einnig gerst í auknum mæli á hinni svokölluðu litlu ísöld (1370-1920).

Út frá gögnum okkar má sjá að á tímum litlu ísaldar var sjávarhiti lágur og götungegundir, sem eru ríkjandi í köldu hafi, voru algengar við landið. Tímabilið í kringum 1700, hið svokallaða Maunder Minimum, var kaldasti tíminn við Ísland með tilliti til síðustu 500 ára. Gögn okkar um sjávarstrauma við Ísland síðustu 500 árin sýna svipaðar breytingar og t.d. súrefnissamsætur frá GISP2 Grænlandskjarna, og bendir til sterks sambands milli sjávarbreytinga og breytinga loftslags á norðurhveli.