Jarðfræðafélag Íslands

VORRÁÐSTEFNA 2001

Ágrip erinda og veggspjalda

Umsjón:
Sigurður Sveinn Jónsson
ssjo@os.is

Reykjavík 24. apríl 2001

Dagskrá

08:00-08:30 *Skráning*
08:30-08:35 *Setning:* **Helgi Torfason**

Fundarstjóri: Skúli Víkingsson

08:35-08:45 *Freysteinn Sigmundsson:* **Vetrarmót norrænna jarðvísindamanna 2002**
08:45-09:05 *Amy E. Clifton, Freysteinn Sigmundsson, Þóra Árnadóttir, Kurt Feigl og Gunnar Guðmundsson:* **Faulting and deformation resulting from magma accumulation at the Hengill triple junction SW-Iceland**
09:05-09:25 *Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson og Jan Heinemeier:* **^{14}C aldursgreiningar á grunnvatni í Skagafirði**
09:25-09:45 *Erik Sturkell, Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson, Sigrún Hreinsdó*ttir og Halldór Geirsson: **Magma movements and unrest at the Katla and Eyjafjallajökull volcanoes in the period 1994-2001**
09:45-10:05 *Ólafur G. Flóvenz*: **Vangaveltur um hitaástand jarðskorpunnar á Íslandi**

10:05-10:35 **Kaffihlé - Veggspjöld**

Fundarstjóri: Þorsteinn Þorsteinsson

10:35-10:55 *Magnús Tumi Guðmundsson, Þórdís Högnadóttir og Sveinn P. Jakobsson:* **Framleiðsla gosbergs á hlýskeiðum og jökulskeiðum í vestara gosbeltinu milli Þingvalla og Langjökuls**
10:55-11:15 *Björn Buchardt og Leifur A. Símonarson:* **Súrefnissamsætur og sjávarhiti í Tjörneslögum**
11:15-11:35 *P. Frogner, S. R. Gislason and N. Oskarsson:* **Fertilization effect of volcanic ash at its deposition into seawater**
11:35-11:55 *Rikke Pedersen, Freysteinn Sigmundsson, Kurt Feigl and Þóra Árnadóttir:* **The SISZ earthquakes, June 2000: Fault geometry and slip distribution inferred from InSAR**
11:55-12:15 *Hjalti Franzson:* **Þróun jarðhitakerfisins á Nesjavöllum**

12:15-13:50 **Hádegisverðarhlé**

Skýringar á táknum í efnisyfirliti

- ☐ Veggspjald
- ■ Erindi

Tilvitnun í ritið

Guðmundur Ómar Friðleifsson og Magnús Ólafsson, 2001: Aldur og uppruni hverahrúðurs við Haffjarðará. Vorráðstefna 2001. Ágrip erinda og veggspjalda. Jarðfræðafélag Íslands, s. 23-26

Fridleifsson, G. O. & Magnus Olafsson, 2001: The age and origin of silica sinters near the Haffjardará river (in Icelandic). Geoscience Society of Iceland, Spring Meeting 2001, p. 23-26

Seta I

Fundarstjóri: Kristín Vogfjörð

13:50-14:05 *Þóra Árnadóttir, Sigrún Hreinsdóttir, Gunnar Guðmundsson, Páll Einarsson, Michael Heinert og Christof Völksen:* **Crustal deformation measured by GPS in the SISZ due to two large earthquakes in June 2000**

14:05-14:25 *Jón Benjamínsson:* **Loftmengun í Hvalfjarðargöngum**

14:20-14:45 *Þorsteinn Þorsteinsson, Yun Wang, Sepp Kipfstuhl, Heinz Miller, Dorthe Dahl-Jensen og Hitoshi Shoji*: **Kristalgerð nýja NGRIP djúpkjarnans úr Grænlandsjökli**

14:45-15:05 *Sigurður Reynir Gíslason, Eydís Salome Eiríksdóttir og Jón S. Ólafsson:* **Uppleyst efni í kísilgúrnum á botni Mývatns og reiki efna um botninn**

15:05-15:25 *Ingunn María Þorbergsdóttir, Sigurður Reynir Gíslason, Haraldur R. Ingvason og Árni Einarsson:* **Efnaskipti á milli setbotns og vatnsbols í Syðriflóa Mývatns I**

Seta II

Fundarstjóri: Hreggviður Norðdahl

13:50-14:05 *Óskar Knudsen og Philip M. Marren:* **Setmyndun í lóni sunnan Kárahnúka í lok síðasta jökulskeiðs**

14:05-14:25 *Óskar Knudsen, Matthew J. Roberts, Daniel E. Lawson, Andrew J. Russell, Fiona S. Tweed, Grahame J. Larson, Edward B. Evenson og Helgi Björnsson:* **Undirkælt vatn og ísmyndun undir sporðum skriðjökla í sunnaverðum Vatnajökli**

14:25-14:45 *Oddur Sigurðsson:* **Jöklabreytingar á Íslandi undanfarnar fjórar aldir**

14:45-15:05 *Reidar Trönnes, D.J. Frost and M.J. Walter:* **Melting relations of peridotite and mineral-melt partitioning of major and minor elements at 21-24 GPa.**

15:05-15:25 *Peter Momme, Karl Grönvold & Níels Óskarsson:* **Platinum-group elements in basalts derived from the Icelandic mantle past and present**

15:25-16:05 **Kaffihlé- Veggspjöld**

Seta I

Fundarstjóri: Bryndís Brandsdóttir

16:05-16:25 *Maryam Khodayar*: Rift Jumps In Iceland: **What Could We Learn From A Comparative Tectonic Study South Of 65°N In Iceland?**

16:25-16:45 *Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson:* **Saga forns jökullóns sunnan Kárahnjúka**

16:45-17:05 *Sigurður Steinþórsson og Kristján Geirsson:* **Berg- og jarðefnafræði dyngja**

17:05-17:25 *Árni Hjartarson:* **Ófullburða gosbelti í Skagafirði.**

Seta II

Fundarstjóri: Vigdís Harðardóttir

16:05-16:25 *Guðmundur Ómar Friðleifsson*: **Fyrirhuguð djúpborun á Íslandi**

16:25-16:45 *Sverrir Guðmundsson, Freysteinn Sigmundsson, Magnús Tumi Guðmundsson, Helgi Björnsson, Jens Michael Carstensen og Helmut Rott*: **Þrívíddarmyndir af yfirborðshreyfingum jarðar**

16:45-17:05 *Ingi Þorleifur Bjarnason:* **Eldhúsumræða um skorpujarðfræði vegna djúpborunnar á Íslandi (IDDP)**

17:05-17:25 *Devon Burr, Alfred McEwen, Susan Sakimoto, Peter Lanagan:* **Flooding from Fissures, and other water-lava interactions in the Cerberus Plains region, Mars**

Ráðstefnuslit, veggspjaldakynning og léttar veitingar

Efnisyfirlit

□ Anný Gréta Þorgeirsdóttir og Páll Einarsson
Jarðskjálftamisgengi við Hveragerði 1

□ Árni Hjartarson og Hafdís Eygló Jónsdóttir
Þríklakkar og Einbúi - Innskot ofan Akureyrar 2

■ Árni Hjartarson
Ófullburða gosbelti í Skagafirði 4

■ Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson og Jan Heinemeier
^{14}C aldursgreiningar á grunnvatni í Skagafirði 6

■ Bjørn Buchardt og og Leifur A. Símonarson
Súrefnissamsætur og sjávarhiti í Tjörneslögum 9

□ Bryndís Brandsdóttir, Páll Einarsson & William H. Menke
Axial Magma Chambers In Iceland 10

■ Devon Burr, Alfred McEwen, Susan Sakimoto & Peter Lanagan
Flooding from Fissures, and other water-lava interactions in the Cerberus Plains region, Mars 11

■ Amy E. Clifton, Freysteinn Sigmundsson, Þóra Árnadottir, Kurt Feigl& Gunnar Guðmundsson
Faulting and deformation resulting from magma accumulation at the Hengill triple junction SW-Iceland 12

■ Eydís Salome Eiríksdóttir og Sigurður Reynir Gíslason
Ál-eitrun við hátt pH í Elliðavatni? 13

□ H. Fischer, J. Freitag, F. Göktas, F. Jung-Rothenhäusler, S. Kipfstuhl, B. Mieding, U. Nixdorf, U. Ruth, M. Schwager, M.L. Siggard-Andersen, Th. Thorsteinsson, Y. Wang, F. Wilhelms & H. Miller
Könnun ískjarna úr Grænlandsjökli 14

□ Helen Fay
Formation Of Ice Block Obstacle Marks During The November 1996 Glacier-Outburst Flood (Jökulhlaup), Skeiðarársandur, Southern Iceland 15

■ Freysteinn Sigmundsson & Páll Einarsson
1994-2000 Volcanic and Seismic Unrest at a 200-km-long Stretch of the Mid-Atlantic Ridge Plate Boundary in Iceland: Episodic Magma Delivery 16

■ P. Frogner, S., R., Gislason and N., Oskarsson,
Fertilization effect of volcanic ash at its deposition into seawater 17

□ Basil Gomez, A.J. Russell, L.C. Smith & Óskar Knudsen
Patterns of Erosion and Deposition in the Proglacial Zone Associated with the 1996 Jökulhlaup on Skeiðarársandur 18

□ Grímur Björnsson, Kristján Sæmundsson, Ólafur G. Flóvenz & Einar M. Einarsson
Pre- And Post- Hydrological Pressure Signals Associated With Two Large Earthquakes In S-Iceland In June 2000 19

□ Guðmundur Ómar Friðleifsson
Fyrirhuguð djúpborun á Íslandi 20

■ Guðmundur Ó. Friðleifsson og Magnús Ólafsson,
Aldur og uppruni hverahrúðurs við Haffjarðará 23

□ Guðrún Helgadóttir, Héðinn Valdimarsson, Páll Reynisson, Jóhannes Briem og Haraldur Sigurðsson
Hafsbotn sunnan Kötlu - Landkönnun með fjölgeislamæli 26

□ Hafdís Eygló Jónsdóttir og Margrét Hallsdóttir
Nýr fundarstaður plöntusteingervinga í Eyjafirði 27

□ Helgi Torfason, Árni Hjartarson, Haukur Jóhannesson og Ingvar Birgir Friðleifsson
Berggrunnskort af Höfuðborgarsvæði - 1613-III-NA 29

□ Helgi Torfason og Freysteinn Sigmundsson
Vetrarmót norrænna jarðvísindamanna 2002 30

■ Hjalti Franzson
Þróun jarðhitakerfisins á Nesjavöllum 31

■ Ingi Þorleifur Bjarnason
Eldhúsumræða um skorpujarðfræði vegna djúpborunnar á Íslandi (IDDP) 34

■ Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson
Saga forns jökullóns sunnan Kárahnjúka 35

□ Ingunn María Þorbergsdóttir, Guðrún Larsen og Jón Eiríksson
Kornastærð, bergbrot og kornalögun glerfrauðs í ljósa hluta H-4 38

■ Ingunn María Þorbergsdóttir, Sigurður Reynir Gíslason, Haraldur R. Ingvason og Árni Einarsson
Efnaskipti á milli setbotns og vatnsbols í Syðriflóa Mývatns I 39

□ Tor Sigvald Johansen
Mineral chemistry variation and modelling of equili-brium compositions in phenocrysts from alkaline basalts at Snæfellsnes 42

□ Jóhann Helgason
Þjóðgarðurinn í Skaftafelli: Kortlagning berggrunns 43

□ Jóhann Helgason
Active Volcanism On Mars 44

■ Jón Benjamínsson
Loftmengun í Hvalfjarðargöngum 45

□ Jórunn Harðardóttir, Hafdís Eygló Jónsdóttir og Áslaug Geirsdóttir
Sethjallar sunnan Kárahnjúka og myndun Dimmugljúfra 46

□ Marin Ivanov Kardjilov, Guðrún Gísladóttir & Sigurður Reynir Gíslason
Geographical Modelling Of Weathering In Eastern Iceland 48

■ Maryam Khodayar
Rift Jumps In Iceland: What Could We Learn From A Comparative Tectonic Study South Of 65°N In Iceland? 49

■ Magnús Tumi Guðmundsson, Þórdís Högnadóttir og Sveinn P. Jakobsson
Framleiðsla gosbergs á hlýskeiðum og jökulskeiðum í vestara gosbeltinu milli Þingvalla og Langjökuls 52

■ Peter Momme, Karl Grönvold & Niels Oskarsson
Platinum-group elements in basalts derived from the Icelandic mantle past and present 54

■ Oddur Sigurðsson
Jöklabreytingar á Íslandi undanfarnar fjórar aldir 55

■ Ólafur G. Flóvenz,
Vangaveltur um hitaástand jarðskorpunnar á Íslandi 56

□ Ólöf E. Leifsdóttir og Leifur A. Símonarson
Varð fjörudoppa (*Littorina littorea*) til á Íslands-Færeyjahryggnum suðaustur af Íslandi? 58

■ Óskar Knudsen, Matthew J. Roberts, Daniel E. Lawson, Andrew J. Russell, Fiona S. Tweed, Grahame J. Larson, Edward B. Evenson og Helgi Björnsson
Undirkælt vatn og ísmyndun undir sporðum skriðjökla í sunnaverðum Vatnajökli 59

■ Óskar Knudsen, Philip M. Marren
Setmyndun í lóni sunnan Kárahnúka í lok síðasta jökulskeiðs 62

□ Páll Einarsson, Alexandra Mahlmann, Bergur Sigfússon, Christoph Sens-Schönfelder, Jóhann Örn Friðsteinsson, Kjartan Haraldsson, Ríkey Hlín Sævarsdóttir, Sigríður Sif Gylfadóttir, Sigurlaug Hjaltadóttir, Stefán Geir Árnason og Sædís Ólafsdóttir,
Kortlagning sprungna í austanverður Flóa 63

□ Páll Theodórsson, Páll Einarsson og Guðjón I. Guðjónsson
Frávik í radonstyrk í tengslum við jarðfskjálftana á Suðurlandi 2000 64

■ Rikke Pedersen, Freysteinn Sigmundsson, Kurt Feigl & Þóra Árnadóttir
The SISZ earthquakes, June 2000: Fault geometry and slip distribution inferred from InSAR 65

□ Ragnar Stefánsson, Þóra Árnadóttir, Gunnar B. Guðmundsson, Páll Halldórsson & Grímur Björnsson
The Two Large Earthquakes In The South Iceland Seismic Zone In June 2000. A Basis For Earthquake Prediction Research 66

□ Andrew J. Russell; Óskar Knudsen; Fiona S. Tweed; Philip M. Marren, James W. Rice Jr.; Matthew J. Roberts; Richard B. Waitt; & Lucy Rushmer
Giant Jökulhlaup From The Northern Margin Of Vatnajökull Ice Cap, Iceland. 67

■ Sigurður Reynir Gíslason, Eydís Salome Eiríksdóttir og Jón Sigurður Ólafsson
Efnasamsetning vatns í seti á botni Mývatns og reiki uppleystra efna um snertiflöt vatns og sets 80

■ Sigurður Steinþórssonog Kristján Geirsson
Berg- og jarðefnafræði dyngja 68

■ Erik Sturkell, Freysteinn Sigmundsson, Páll Einarsson, Sigrún Hreinsdóttir & Halldór Geirsson
Magma movements and unrest at the Katla and Eyjafjalla-jökull volcanoes in the period 1994-2001 69

□ Sverrir Guðmundsson, Freysteinn Sigmundsson, Magnús Tumi Guðmundsson, Helgi Björnsson, Jens Michael Carstensen & Helmut Rott
Three-Dimensional Surface Motion Maps Estimated From Combined InSAR And GPS Data 70

■ Reidar G. Trønnes, Daniel J. Frost & Michael J. Walter
Melting relations of peridotite and mineral-melt partitioning of major and minor elements at 21-24 GPa 71

□ Fiona S. Tweed, Matthew J. Roberts, David C. Finnegan, Andrew J. Russell, Óskar Knudsen & Basil Gomez
Englacial Flood Routes During the November 1996 Jökulhlaup, Skeiðarárjökull as Revealed by Aerial Photography 1996-2000 73

□ Victor Kr. Helgason
Nokkur dæmi um rannsóknir Landsvirkjunar árið 2000 74

□ Nicholas R. W. Weir, Bryndís Brandsdóttir, Robert S. White, Páll Einarsson, Hideki Shimamura, Hajime Shiobara, & the RISE Fieldwork Team
Crustal Structure Of The Northern Reykjanes Ridge And Reykjanes Peninsula, SW-Iceland 76

■ Þorsteinn Þorsteinsson, Yun Wang, Sepp Kipfstuhl, Heinz Miller, Dorthe Dahl-Jensen og Hitoshi Shoji
Kristalgerð nýja NGRIP djúpkjarnans úr Grænlandsjökli 77

□ Þóra Árnadóttir, Sigrún Hreinsdóttir, Gunnar Guðmundsson, Páll Einarsson, M. Heinert & Christof Völksen
Crustal Deformation Measured With GPS In The SISZ Due To Two Large Earthquakes In June 2000 79

Jarðskjálftamisgengi við Hveragerði

Anný Gréta Þorgeirsdóttir[1], Páll Einarsson[2]

[1]Jarð- og landfræðiskor, Háskóla Íslands
[2]Raunvísindastofnun Háskólans, Hofsvallagötu 53

Í Hveragerði og næsta nágrenni má finna vísbendingar um sniðgengi af því tagi sem einkenna skjálftasvæði Suðurlands. Á yfirborði kemur það fram sem skástíg sprungustykki sem hliðrast til vinstri. Sprungurnar mynda þannig skástígt kerfi með N-S stefnu. Syðstu merki um sniðgengið má sjá við Ölfusá vestan Kaldaðarness, þaðan sem það liggur skástígt um svæðið sunnan Hveragerðis, í gegnum Hveragerði og áfram upp í Grændal. Reikna má með að heildarlengd kerfisins sé a.m.k. 18 km.

Nyrstu merki misgengisins er að finna í Grændal ofan við Hveragerði. Sig hefur verið austan til á misgenginu og myndað við það nokkurs konar kamba sem eru flestir mikið sprungnir og ummyndaðir vegna jarðhita sem virðist fylgja þeim. Kambarnir mynda skástígt kerfi sem hliðrast til vinstri upp dalinn. Þar sem ekki sjást lengur kambar má fylgja sigstrúktúrum í landslaginu sem koma heim og saman við stefnu og líklega legu kerfisins. Einnig má sjá grunnar lautir og aflangar sigdældir sem standa út úr umhverfinu og líkjast mjög misgengissprungum. Þegar komið er niður úr gilinu ofan við Menntaskólasel má sjá skurð í túni með smárri tjörn í miðjunni. Líklegt er að þarna sé einn hluti misgengisins og að tjörnin sé stórt og djúpt niðurfall. Í bænum má sjá í misgengið á nokkrum stöðum. Milli Sunnumarkar og þjóðvegarins má sjá sprungur sem reynt hefur verið að fylla upp í en gengið hægt. Þar stefnir sprungan beint undir horn húss við Austurmörk og liggur þaðan skástígt upp bæinn í gegnum hverasvæðið og Sandhólshver. Við íbúðarhús við Klettahlíð má sjá sprungu í steyptum girðingarvegg sem hefur verið að gleikka í jarðskjálftum síðari ára. Sunnan við þjóðveginn er nokkuð af smáum sprungum og niðurföllum, sem flest eru um eða innan við metri í þvermál. Vestan við bæinn Öxnalæk er sprunga við vatnsbólið sem hefur líklegast gjökt í jarðskjálftunum 4. júní 1998. Sunnan við vatnsbólið er erfitt að fylgja misgenginu lengra vegna votlendis. Þó er líklegt að það nái að Ölfusá því þar má finna sprungur á syðri árbakkanum og er líklegt að sniðgengi þetta hafi valdið flóðbylgjunni sem varð í Ölfusá í jarðskjálftanum 6. september 1896.

Í gegnum tíðina hefur mikil jarðskjálftavirkni verið á sniðgenginu og áttu skjálftarnir 6. september 1896 og jarðskjálftahrinan í maí 1947 upptök sín á því. Í tengslum við jarðskjálftana 1947 urðu breytingar á hverum í Hveragerði og hreyfingar á tveimur skástígum sprungum.

Jarðhita er víða að finna í Hveragerði og svo virðist sem hann sé tengdur sniðgenginu og fylgi því og má finna fjöldann allan af hverum og gufuaugum eftir sprungunum. Miklar breytingar hafa oft átt sér stað á hverum í tengslum við jarðskjálfta, nýir hverir hafa myndast og aðrir horfið. Þekktasta dæmi þessa í Hveragerði er Sandhólshver sem myndaðist með miklum látum í jarðskjálftunum 1896.

Þríklakkar og Einbúi – Innskot ofan Akureyrar

Árni Hjartarson[1], Hafdís Eygló Jónsdóttir[2],

[1]Orkustofnun, [2]Náttúrufræðistofnun Íslands; Akureyrarsetur

Undanfarin ár hefur verið unnið við gerðjarðfræðikorts af nágrenni Akureyrar fyrir Norðurorku. Ýmislegt hefur komið í ljós sem ekki var vitað um áður eins og eðlilegt er þegar nýtt svæði er kortlagt. Meðal annars uppgötvaðist stórt innskot í fjallseggjunum sunnan við Súlur sem nær frá Bónda og suður að Kerlingu.

Þríklakkar nefnast tindar á þessari fjallsegg, 1360 m háir þar sem hæst ber. Innskotið er kennt við þá. Það er að megninu til úr basísku bergi en hluti þess er súr og ísúr. Það er um 2,5 km á lengd, um 0,5 km á breidd og 320 m á þykkt þar sem þykkast er. Rúmtak innskotsbergsins er í dag 0,6 - 0,7 km^3. Ekki er vitað hve mikið hefur sorfist burt en varlega áætlað gæti það verið helmingurinn. Upphaflegt rúmtak gæti því hafa verið um 1,3 km^3. Berggerðin í basíska hlutanum er grófkornótt dólerít (48% SiO_2) sem sums staðar jaðrar við að vera gabbró. Það má því með réttu kallast djúpbergshleifur. Frumsteindirnar eru vel aðgreinanlegar með berum augum, svart pýroxen sem stirnir á og ljósleitari kristallar af plagíóklas. Fínkornóttasti hluti bergsins er nær svartur að lit en það fær á sig grænleitari blæ með vaxandi kornastærð. Veðrunarkápan er brún. Kleyfni bergsins er víða lóðrétt. Segulstefnan er öfug (R).

Norðan í Bónda liggur súrt berg undir basíska innskotsberginu. Þykk þess er um 100 m. Sennilega er hér um innskotsberg að ræða. Segulstefna R. Botn lagsins er allur úr perlóttri hrafntinnusambreyskju en þar undir er þykk súr gjóska.

Einbúi er stakur hnjúkur eða haus sem skagar út úr hlíðinni neðan við Bónda í um 1000 m hæð. Hann er úr fínkorna ísúru innskotsbergi með stöku pýroxen- og plagíóklasdílum (60% SiO_2). Segulstefna er veik og óljós. Innskotsbergið má rekja um 1 km til suðurs eftir hlíðinni. Það liggur beint undir Þríklakkainnskotinu og sums staðar er eins og skil bergtegundanna séu óglögg og bergið breytist úr andesíti yfir í dólerít. Því er líklegt að um sama innskotið sé að ræða. Blandaðir innskotshleifar sem þessi eru vel þekktir. Eystra- og Vestrahorn eru t.d. bæði blönduð, gerð úr gabbróí og granófýri. Í hlíðinni undir Bónda er þykkur og áberandi berggangur úr sams konar andesíti og í Einbúa og verður ekki betur séð en hann sé aðfærslugangur hans. Það er mjög fágætt að aðfærsluæðar innskota séu sýnilegar.

Allt bendir til að innskotið hafi rutt sér til rúms og myndað kvikuhólf þar sem þykkt súrt gjóskulag orsakaði veikleika í berglagastaflanum. Gjóskulagið er komið upp í miklu gosi á þessum slóðum. Bergið í þaki kvikuhólfsins er nær alveg rofið burt en í hlíðum Kerlingar sést að yfir því hefur legið basalthraunastafli. Ekki verður séð hvort hraun frá kvikuhólfinu hafi náð til yfirborðs. Þríklakkahleifurinn og önnur innskot á þessum slóðum tilheyra líklega jarðmyndunum Öxnadalseldstöðvarinnar.

Það kom á óvart að rekast á þetta djúpberg. Því hefur aldrei verið lýst og það hefur ekki komist á kort fyrr. Magnús Kristinsson getur þó um grófkristallað berg í Þríklökkum, sem líkist gabbróí, í lýsingu sinni á fjallabálknum umhverfis Glerárdal í Árfók FÍ 1991. Það er sérkennilegt að hleifur af þessari stærð skuli finnast svona hátt til fjalla. Botn hans liggur nokkuð mishátt á bilinu 1040 - 1300 m og hann nær upp á hæstu tinda Þríklakka í 1360 m y.s. Ekkert annað innskot á landinu liggur svo hátt. Það hlýtur að hafa storknað grunnt í jörðu því almennt er talið að einungis nokkur hundruð metrar hafi rofist ofan af staflanum á þessum slóðum.

Fleiri innskot eru á þessum slóðum en ekkert þeirra er stórt. Öll eru þau að líkindum á svipuðum aldri. Stóri- og Litli-Krummi eru ganglaga innskot sem skaga upp úr líparít-gjóskunni á fjallsegginni norðan við Þríklakka og Bónda. Litlikrummi er úr fagurlega sveipstuðluðu basísku bergi. Stóri-Krummi er grófstuðlað innskot úr súru bergi. Hann liggur hallandi utan í hlíðinni og er 10 - 20 m breiður. Krummarnir eru báðir öfugt segulmagnaðir (R). Enn eitt innskotið er í hlíðinni þarna neðan undir. Það er stórkubbað og um 100 m á þykkt. Segulstefnan er öfug (R). Nokkru norðar í hlíðinni, beint austur af Stóra-Krumma, er 12° jarðlagahalli til austurs. Það er óeðlilega mikill halli svo hátt til fjalla og bendir til innskots þar undir. Svæðið er forvitnilegt en hefur einungis verið lauslega kannað.

Tafla 1: *Efnagreiningar*

Staður	SiO_2	TiO_2	$Al2O_3$	$Fe2O_3$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	BaO	Cu	V	Zn	LOI	Total
Þríklakkar	47,96	2,139	13,07	16,03	0,245	7,82	9,38	2,51	0,45	0,213	126	202	370	110	0,98	100,9
Einbúi	59,94	1,161	14,43	8,79	0,179	1,98	4,97	3,65	1,97	0,252	387	106	94	112	2,98	100,4
Einbúagangur	58,69	1,358	14,85	10,03	0,183	2,64	5,68	3,78	1,61	0,269	334	98	144	112	1,38	100,5
St.Krummi	65,60	0,826	15,06	5,63	0,071	1,12	3,88	4,27	2,10	0,206	380	73	59	70	1,38	100,2
L.Krummi	50,00	1,581	15,70	11,59	0,178	6,79	10,57	2,62	0,44	0,164	99	199	277	72	0,84	100,5

Ófullburða gosbelti í Skagafirði

Árni Hjartarson, Orkustofnun

Víða í Skagafirði og vestanverðu Húnaþingi getur að líta kvarter hraunlög og hraunastafla sem liggur mislægt ofan á tertíeru bergi. Þar á mörkunum eru víða allþykk setlög. Jakob Líndal (1964) og Trausti Einarsson (1958, 1959) rannsökuðu þessar jarðmyndanir á sínum tíma og skrifuðu um þær. Peter Everts (1975) gerði einnig umfangsmikla rannsókn á sams konar jarðmyndunum á Skaga og skrifaði greinargóða ritgerð þar um. Ýmsir aðrir hafa komið að rannsóknum á þessu svæði með einum eða öðrum hætti. Mislægið sem þarna er á ferðinni og hinar ungu gosmyndanir hafa þó ekki verið felldar inn í neitt samhengi í íslenskri jarðsögu. Trausti Einarsson gerði að vísu tilraun til þess en kenningar hans nutu aldrei viðurkenningar. Haraldur Sigurðsson o. fl. (1978) gerðu allmiklar bergfræðiathuganir á þessu svæði og söfnuðu sýnum af ýmsum bergmyndunum allt sunnan frá Langjökli og út á Skaga. Þeir settu fram þá tilgátu að hinar ungu bergmyndanir væru menjar um skammlíft gliðnunarbelti sem hefði teygt sig frá Langjökli og norður á Skagatá og verið virkt á tímabilinu 0,5 – 2,5 m.ár. Beltið nefndu þeir "The Skagi Zone". Þessar hugmyndir fengu ekki mikinn hljómgrunn og hafa legið í láginni í 20 ár.

Niðurstöður mínar í þessu efni eru þó að mestu samhljóða niðurstöðum þeirra Haralds, sem sé þær að kvarteri staflinn hafi orðið til í ófullburða og skammlífu gos- og gliðnunarbelti sem hefur teygt sig frá Hofsjökli og út á Skagagrunn. Berggangar og fleiri ummerki eldstöðva eru á víð og dreif um svæðið. Belti þetta vil ég kalla Skagagosbeltið. Elstu gosmyndanir þarna virðast ekki nema 1,5 – 2,0 m.ára. Aldursákvarðanir inn til dalanna eru þó óvissar og byggja á segulmælingum en Peter Everts (1975) hefur birt nokkrar K/Ar greiningar utan af Skaga. Eldvirknin var mest á árkvarter en dvínaði mjög á síðkvarter og virðist nú alfarið bundin við megineldstöðina Hofsjökul. Áberandi sprunguvirkni, bæði í sambandi við Hofsjökul og ung misgengi í Skagafirði, sem skýra jarðhitann þar, sýna að hér var um gliðnunarbelti að ræða. Skagagosbeltið er ófullburða í þeim skilningi að það náði ekki að mynda samhverfu um sig og ekki einhallabelti (flexúru) og virðist almennt ekki hafa mikil áhrif á jarðlagahallann. Það náði heldur ekki að mynda samfellt belti ungra jarðmyndana því eldri jarðmyndanir stóðu, og standa enn, upp úr því vítt og breitt. Ungu gosmyndanirnar ná mestri þykkt í Hofsjökli og á heiðunumn þar norður af.

Gosstöðvar sem tilheyra þessu gosbelti eru þekktar á nokkrum stöðum utan Hofsjökuls svo sem í Tinnárdalsmynni í Austurdal, Goðdalafjalli, Hlíðarfjalli, Mælifellshnjúk, Gönguskörðum, Ketubjörum, Drangey og víðar.

En hvers vegna myndaðist þetta belti?

Tilfærslur eða myndun gosbelta af þessu tagi eru þekktar í jarðsögunni. Þær nefnast hryggstökk (ridge jump). Gosbelti Íslands hafa nokkrum sinnum tekið slík stökk. Fyrir um 15 milljónum ára var virkt gosbelti úti fyrir Vestfjörðum, en þar var þurrt land um þær mundir. Þá stökk það til og opnaðist á svæðinu milli Snæfellsness og Húnaflóa (Björn S. Harðarson o.fl. 1997). Við þennan flutning myndaðist hallamislægi og setlagasyrpa sem rekja má um vestustu útnes Vestfjarða. Snæfellsnes – Húnaflóa gosbeltið var virkt í 10 m.ár en þá varð hryggstökk á ný og núverandi Norðurlandsgosbelti opnaðist. Það gerðist fyrir um 6 milljón árum (Haukur Jóhannesson 1980). Síðustu tvær til þrjár ármilljónirnar hefur þetta belti verið að rífa sig lengra til suðurs og mynda Austurgosbeltið.

Það er möttulkstrókurinn undir Íslandi sem veldur þessum stökkum. Hann leitast við að halda gosbeltinu (eða hluta þess) sem næst sér. Þetta er honum ekki útlátalaust því það þarf mikla orku til að hrifsa gosbeltið til sín og halda því með þessum hætti. Orkan samsvarar þeim kröftum sem losna úr læðingi í jarðskjálftum á skjálftabeltunum Norður- og Suðurlands.

Fyrir tveimur milljónum ára verður sá óvenjulegi atburður að gosbeltið flytur sig frá möttulstróknum, stekkur til vesturs og brýtur upp jarðskorpuna á nýjum stað, þ.e. í Skagafirði. Það má vafalaust setja fram margar kenningar um ástæðuna fyrir þessu. Hér verður sú skýring gefin að lægð í afli möttulstróksins hafi valdið þessu. Uppstreymisstrókar á borð við möttulstrókinn, hvort heldur sem þeir eru í fljótandi eða loftkenndu efni, eru fremur reikul fyrirbæri og ganga í bylgjum. Stundum kraumar undir en í annan tíma dregur úr. Pulsating plumes nefnist þetta á ensku og hefur verið notað til að skýra ýmislegt varðandi hryggi og heita reiti. Kenning mín er sú að fyrir um 2 milljónum ára hafi dregið niður í möttulstróknum og það svo mjög að honum þraut afl til að viðhalda skjálftabeltunum. Gosbeltið hrökk þá í það far sem því væri eðlilegast ef enginn væri strókurinn, þ.e. í bilið þar sem skemmst er milli Reykjanes- og Kolbeinseyjarhryggja. Raunar er ólíklegt að Norðurlandsgosbeltið og skjálftabeltin hafi lagst í dvala en dregið hefur verulega úr virkni þeirra.

Þetta var þó aðeins tímabundið ástand. Möttulstrókurinn sótti í sig veðrið á ný fyrir milljón árum eða svo, herti tökin og dró alla eldvirknina til sín. Um leið fóru skjálftabeltin í gang á ný en Skagafjarðarbeltið kulnaði. En hinn óvenju mikli jarðhiti sem einkennir svæðið minnir á horfna eldvirkni.

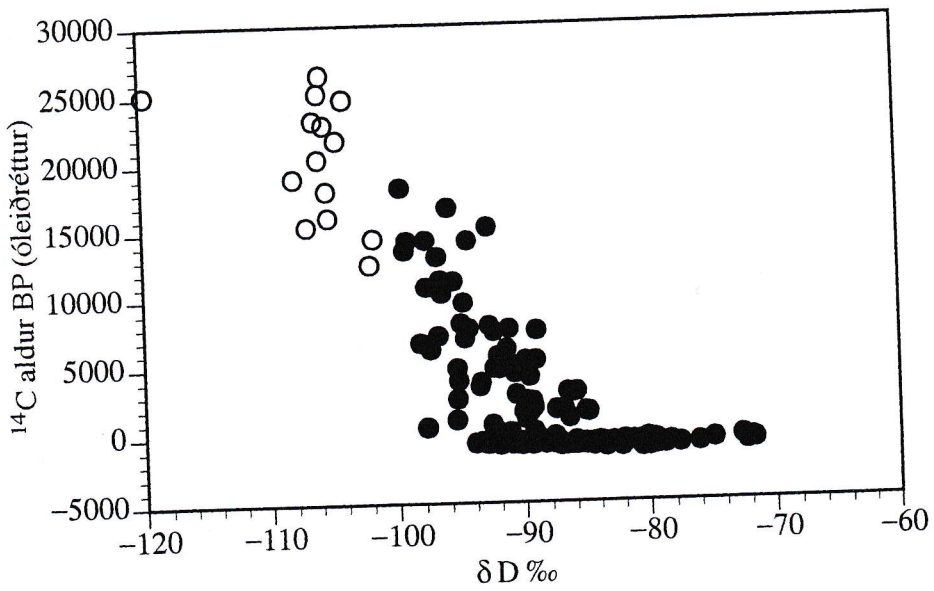
Þegar litið er á dreifingu ungra gosmyndana á þessu belti er því líkast sem minnst sé um þær um miðbik svæðisins, þ.e. í Skagafjarðarhéraði frá Sauðárkróki og suður undir Mælifell. Svo virðist sem skorpan hafi rifnað upp frá báðum endum, úr suðri frá Hofsjökli og úr norðri frá Skagagrunni en e.t.v ekki náð að brotna upp alla leið og mynda samfellt belti.

^{14}C aldursgreiningar á grunnvatni í Skagafirði

Árný E. Sveinbjörnsdóttir[1], Stefán Arnórsson[1] og Jan Heinemeier[1]

[1]Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík
[2]AMS Laboratory, University of Aarhus, Denmark

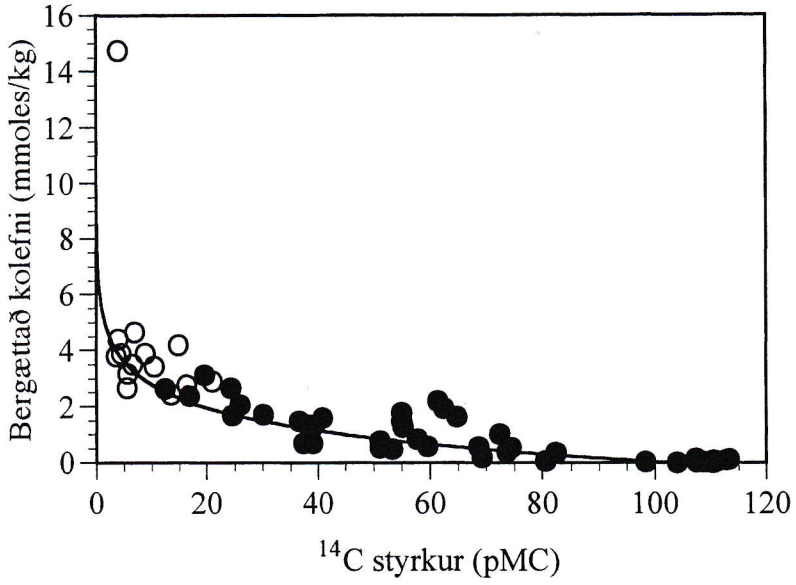
Árið 1996 hófst umfangsmikið verkefni sem miðaði að því að kanna efnainnihald vatns í Skagafirði. Á árunum 1996 til 1998 var 253 vatnssýnum safnað og aðal- og snefilefni greind svo og súrefnis-, vetnis- og kolefnissamsætur. Súrefnis- og vetnissamsætur sýnanna fylgja vel úrkomulínunni sem ákvörðuð hefur verið fyrir Ísland (Árný E. Sveinbjörnsdóttir og fleiri, 1995), nema sumra stöðuvatna sem sýna töluverða uppgufun, jarðvatnssýna sem liggja undir línunni en með sama halla og léttustu sýnanna sem hafa allt að 2,5 ‰ súrefnishliðrun. Eldri tvívetnsmælingar hafa verið túlkaðar á þá leið að uppruna jarðhitavatns á láglendi í Skagafirði mætti rekja inn á hálendið, þar sem samsætustyrkur úrkomu er svipaður og jarðhitavatnsins (Bragi Árnason, 1976). Mælingar okkar sýna hins vegar að hluti af grunnvatninu sem kemur fram í Skagafirði á láglendi er snauðara af tvívetni en hálendisuppspretturnar (allt að 20‰ mismunur) og þess vegna er ekki hægt að rekja uppruna þess beint inn á hálendið. Þar að auki sýnir efnasamsetning þessara sýna og þá sér í lagi klór-innihald þeirra, að þau geta ekki verið ættuð innan úr hálendinu. Fram hefur komið sú túlkun að þetta vatn hafi fallið sem úrkoma á síðasta jökulskeiði (Auður Andrésdóttir og fleiri, 1998), þegar grunnvatnsaðstæður á láglendi í Skagafirði leyfðu innstreymi sjávar og úrkoma var léttari en í dag, vegna kaldara loftslags.



Mynd 1. *Tengsl tvívetnis og mælds ^{14}C aldurs grunnvatns úr Skagafirði. Opnir hringir merkja sýni sem talin eru vera frá síðasta jökulskeiði.*

Mynd 1 sýnir tengsl tvívetnis og mælds ^{14}C aldurs sýna úr Skagafirði og af hálendinu suður af. δD styrkur yfirborðssýna og kalds grunnvatns er mjög breytilegur og liggur á bilinu –70‰ til –96‰ en ^{14}C styrkur þessa vatns er nær konstant og aldurinn enginn (modern). Myndin sýnir að augljós fylgni ríkir milli δD og mælds ^{14}C aldurs grunnvatns, þar sem samsætugildi grunnvatnsins lækka með auknum ^{14}C aldri. Það er þó athyglivert að það sýni sem gefur lægst δD gildi (-120‰; hola 2 á Hofsvöllum) gefur ekki elstan óleiðréttan ^{14}C aldur.

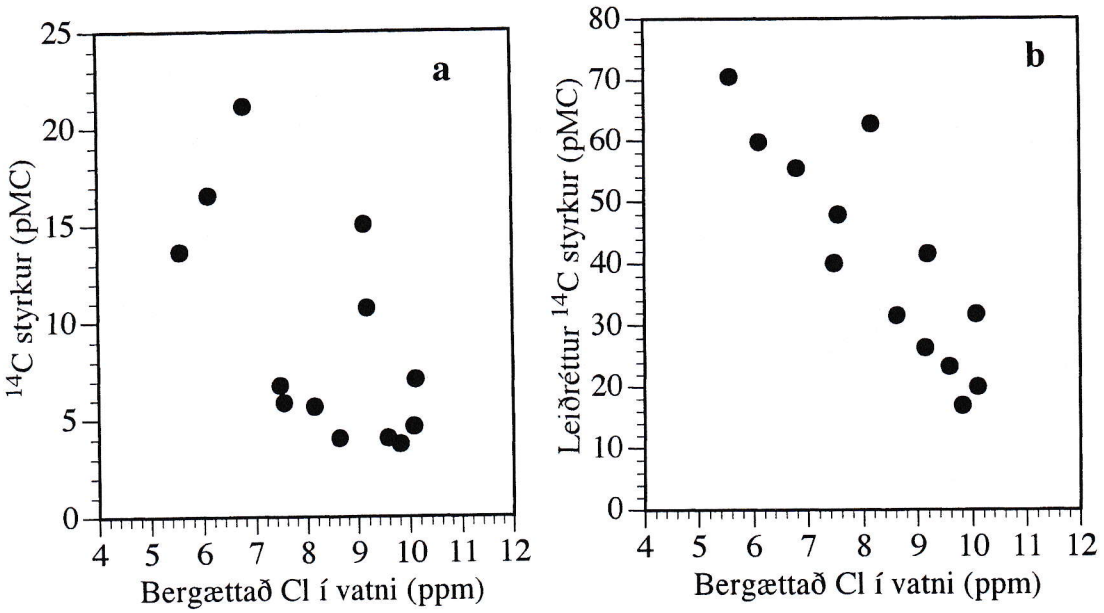
Sýnt hefur verið fram á að hægt sé að nota styrk bórs í grunnvatni til að meta styrk kolefnis sem ættað er úr bergi (s.k. dautt kolefni) (Sveinbjörnsdóttir og fleiri 1995, 1998). Berg- og kvikuættað CO_2 veldur því að styrkur ^{14}C í grunnvatninu minnkar (s.k. ^{14}C þynning) og mældur aldur þess reynist því of hár. Mynd 2 sýnir tengslin milli mælds ^{14}C styrks og áætlaðs magns bergættaðs-kolefnis í vatninu, eins og það hefur verið metið út frá mældum bórstyrk.



Mynd 2. *Tengsl ^{14}C styrks og bergættaðs kolefnis.* (pMC=procent modern carbon)

$\delta^{13}C$ þeirra sýna sem ekki falla á kúrfuna á mynd 2 sýna að kolefnissamsætur hafa breyst frá upprunalegum gildum vegna áhrifa frá ungu lífrænu kolefni úr jarðvegi. Þessum sýnum var varpað inn á kúrfuna til að meta upphaflegan ^{14}C styrk þeirra. Bór-leiðréttingarlíkanið á mynd 2 sýnir að leiðréttur ^{14}C styrkur í sýninu frá holu 2 á Hofsvöllum stefnir á 0.

Á 3. mynd er sýnt hvernig ^{14}C styrkur í grunnvatninu sem talið er vera, allavega að hluta, ættað frá síðasta jökulskeiði, breytist með styrk bergættaðs klórs, en styrkur þess er talinn endurspegla hversu langan tíma vatnið hefur haft til að hvarfast við bergið. Samanburður á myndum 3a og 3b sýnir hversu vel bór-leiðréttingarlíkanið virkar til að leiðrétta mældan ^{14}C styrk fyrir "dauðu kolefni" úr bergi. Mynd 3a sýnir ekki augljós tengls milli mælds ^{14}C styrks og styrks bergættaðs klórs. Mynd 3b sem sýnir ^{14}C styrk eftir leiðréttingu samkvæmt bór-innihaldi vatnsins sýnir hins vegar línuleg tengsl milli þessarra tveggja breytistærða eins og lög gera ráð fyrir þar sem þær eru báðar tímaháðar.



Mynd 3. *Tengls milli bergættaðs kolefnis og a) mælds ^{14}C styrks og b) leiðrétts ^{14}C styrks, samkvæmt bór-leiðréttingingarlíkaninu.*

Samkvæmt ^{14}C aldursgreiningaraðferðinni er aldur grunnvatns í Skagafirði mjög mismunandi eða allt frá 70.000 árum BP (hola 2, Hofsvöllum) til nokkurra ára (recent). Sumt af jarðhitavatninu er því úrkoma sem féll á síðasta jökulskeiði, sem endaði fyrir um 10.000 árum. Hitastig þeirra vatnssýna sem greinilega bera með sér merki jökulskeiðsins, bæði hvað samsætur og efnasamsetningu hrærir er frá 13 til, 90 °C. Þau endurspegla mestu efnahvörf milli bergs og vatns og ^{14}C aldur þeirra, eftir leiðréttingar fyrir "dauðu" bergættuðu kolefni, sem byggðar eru á bór-innihaldi sýnanna, liggur á bilinu 3000 til 70.000 BP. Þetta aldursbil endurspeglar að ísaldarvatnið er mismikið blandað yngra vatni.

Tilvitnanir

Auður Andrésdóttir, Stefán Arnórsson og Árný E. Sveinbjörnsdóttir, 1998: Geochemistry of natural waters in Skagafjörður, N-Iceland. I. Chemistry. In Arehart & Hulston (eds). *Water-Rock Interaction*: 605-608. Rotterdam: Balkema.

Bragi Árnason, 1976: *Groundwater systems in Iceland traced by deuterium*. Reykjavík, Societas Scientiarum Islandica 42:236p.

Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson, Jan Heinemeier og Boaretto, E. 1998: Geochemistry of natural waters in Skagafjörður, N-Iceland. II Isotopes. In Arehart & Hulston (eds). *Water-Rock Interaction*: 653-656. Rotterdam: Balkema

Árný E. Sveinbjörnsdóttir, Stefán Arnórsson og Jan Heinemeier, 1995: Origin of ^{14}C in Icelandic Groundwater. Proc. 15th Radiocarbon Conference. G.T. Cook, D.D. Harkness, B.F. Millerand & E.M. Scott (eds). *Radiocarbon* 37: 551-565.

Súrefnissamsætur og sjávarhiti í Tjörneslögum

Bjørn Buchardt[1] og og Leifur A. Símonarson[2]

[1]Geologisk Institut, Københavns Universitet, Øster Voldgade 10, DK-1350 København, Danmörk,
[2]Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

Á Tjörnesi eru þrjár meginsetlagasyrpur aðgreindar af hraunlögum. Elst eru Tjörneslögin á vestanverðu nesinu, en heildarþykkt þeirra er um 500 m. Þau eru að mestu mynduð úr sjávarseti, en inn á milli eru lög af vatnaseti og surtarbrandi, einkum í neðri hluta laganna. Sjávarsetið hefur að mestu sest til í strandbeltinu og rétt utan við strönd á fyrri hluta plíósentíma og fram á síðplíósen. Fjölbreytt skeldýrafána samlokna og snigla einkennir setmyndunina. Tjörneslögum hefur verið skipt í þrjú lífbelti, gáruskeljalög (*Tapes*) neðst, tígulskeljalög (*Mactra*) í miðju og krókskeljalög (*Serripes*) efst.

Í fánusamfélögunum í gáru- og tígulskeljalögunum eru hlýsjávartegundir (lág-bóreal – lúsítanskar) áberandi. Þær eru af Atlantshafsuppruna, en með þeim eru nokkrar tegundir ættaðar úr Kyrrahafi. Á mörkum tígul- og krókskeljalaga koma inn allmargar tegundir með kaldari svip (bóreal og lág-arktískar) og eru flestar þeirra af Kyrrahafsuppruna. Sumar þessara tegunda, svo sem beitukóngur (*Buccinum undatum*), krókskel (*Serripes groenlandicus*) og hallloka (*Macoma calcarea*), hafa síðan verið meðal ríkjandi tegunda í Norður-Atlantshafi.

Til þess að fá úr því skorið hvort þessi Kyrrahafsáhrif séu til komin vegna loftlags- og sjávarhitabreytinga eða vegna breytinga á flutningsleiðum tegundanna var safnað vel varðveittum eintökum af tveimur tegundum, sem finnast meira eða minna upp í gegnum Tjörneslögin, þ.e. kúfskel (*Arctica islandica*) og *Pygocardia rustica*. Efnasamsetning einstakra laga í skeljunum var rannsökuð og súrefnis- og kolefnissamsætur mældar þar sem upprunalegt aragónít var varðveitt. Skeljar sem innihéldu meira en 3% aðskotakalsít voru ekki taldar nothæfar.

^{18}O-innihald skelja í gáru- og tígulskeljalögum eykst um 3-4‰ að meðaltali upp í gegnum gáru- og tígulskeljalögin og nær hámarki í efri hluta tígulskeljalaga og neðri hluta krókskeljalaga, en fer síðan minnkandi. Þessi breyting er í samræmi við sjávarborðsferil Tjörnessvæðisins á plíósentíma. Því má ætla að mesta ^{18}O-aukningin sé í skeljum af meira dýpi sem líklega bendir til mestrar sjávarseltu. Þar sem ekki er unnt að útskýra 3-4‰ samsætubreytingar eingöngu út frá seltutengdum ^{18}O-breytingum, hljóta gögnin að endurspegla hitastigstengd merki (temperature-related signal). Með rmælingum á ^{18}O-innihaldi nútíma kúfskelja er unnt að kvarða fornhitamæli (palaeotermometer) tegundarinnar, og með samanburði við niðurstöður úr skeljunum úr Tjörneslögum teljum við okkur hafa náð trúverðugum sjávarhitagildum, 7-10°C í efsta hluta tígulskeljalaga og neðst í krókskeljalögum, og svo til engar breytingar eru sjáanlegar við mörkin. Þessi gögn benda því eindregið til þess að hin sterku Kyrrahafsáhrif, sem fram koma í fánubreytingunum við mörkin milli tígul- og krókskeljalaga endurspegli frekar breytingar á flutningsmynstri en hitastigi. Hér valda mestu breytingar á straumakerfi Norður-Kyrrahafs þegar Mið-Ameríkusundið lokaðist fyrir 3,8-3,2 milljónum ára.

Axial Magma Chambers In Iceland

Bryndís Brandsdóttir[1], Páll Einarsson[1], William H. Menke[2]

[1]Science Institute, University of Iceland
[2]Department of Geological Sciences and Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University, Palisades, NY 10964, USA.

Iceland is crossed by a slow spreading plate boundary which, due to its interaction with the Iceland mantle plume, contains many tectonic features of a fast spreading ridge. En-hanced crustal production within the plume has generated crust beneath Iceland which is 3-5 times thicker than normal oceanic crust. The Iceland region lacks a median valley and is characterized by higher variations in ridge-crest topography and fewer but tectonically more complicated fracture zones than other parts of the Mid-Atlantic Ridge. The divergent plate boundary is made up of volcanic systems (axial rifting segments) consisting of central volcanoes and their associated fissure swarms. Doming of the lower crust is observed beneath the central volcanoes. Where detected, 1-2 km thick, localized magma chambers sit on top of these high-velocity domes, at around 3 km depth, i.e. approxi-mately at the level of buoyant equilibrium for basaltic melt within the crust. The domes likely consist of olivine-rich cumulates, formed at the base of magma chambers and sub-sequently advected downward and outward during the spreading process. The magma chambers in Iceland are thus different from those recently found on the Mid-Atlantic Ridge itself, where a thin axial melt lens is underlain by a zone of lower velocities, inter-preted as crystalline mush containing partial melt. The height of the high-velocity domes reflects their evolutionary stage and their volume is indicative of their lifespan. For in-stance, the 33 km wide Krafla dome may be at least 1.8 million years old based on a 0.9 cm/year half spreading rate. The crustal magma chambers are intermittently replenished during rifting episodes and act as buffers on the magma upwelling from the mantle as they regulate the magma residence time within the plumbing system, the rate and volume of magma output, and alter the composition of the magma. Central volcanoes thus play a major role in crustal genesis along the plate boundary.

Flooding From Fissures, And Other Water-Lava Interactions In The Cerberus Plains Region, Mars

Devon Burr[1], Alfred McEwen[1], Susan Sakimoto[2], Peter Lanagan[1]

[1]Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona. Tucson, AZ, USA (dburr@pirl.lpl.arizona.edu)
[2]Universities Space Research Association, Geodynamics Branch, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA

Although Mars has solid ice caps and very tenuous H_20 vapor clouds, liquid water is unstable on its surface under today's conditions. Gigantic channels exist on Mars, thought to have been formed by flowing water, but they are very old (2-3 Ga). The youngest channels noted in the Viking spacecraft images are near the Cerberus Plains, but the region was poorly imaged. Data from the Mars Global Surveyor (MGS, launched in 1997 and currently in orbit around Mars) confirm that flooding occurred in the Cerberus Plains region in the geologically recent past, much more recently that previously suspected, and that its source was a volcanic fissure system.

The Cerberus Plains are filled with young lavas. From the northwestern corner of the basin to its center stretch the Cerberus Rupes, a 1000-kilometer-long series of en echelon fissures. That the Cerberus Rupes have been recently volcanically active is indicated by visual images from MGS' Mars Orbital Camera (MOC), showing very well-preserved lava flows, including a small, pristine flow extruding from a fissure.

MOC images also show evidence of large (by terrestrial standards) floods in the same region. Streamlined forms and longitudinal grooves appear both young (lightly cratered) and fluvial (similar to features found in flood landscapes on Earth). These features can be seen in multiple images taken from down slope (southward) of the Cerberus Rupes, but are not apparent in images taken upslope (northward). In addition, gridded topographic data from the Mars Orbital Laser Altimeter (MOLA) show a channel originating at the Cerberus Rupes and extending down slope to the south until it is buried beneath Cerberus Plains lavas. The fluvial features seen in MOC imagery are all located within the channel "seen" in MOLA topography that starts at the Rupes.

Additional evidence for water are the fields of rootless cones near the Cerberus Rupes channels. The smallest of these cones are similar in size and morphology to the largest Icelandic examples, and by analogy require the presence of shallow (~5 meters or less) groundwater or ground ice at the time of lava emplacement. Shallow ice is unstable to sublimation in equatorial regions of Mars, so these Martian cones provide evidence for water and lava flows that are both spatially and temporally contiguous.

Thus, both water and lava floods must have emerged from the Cerberus Rupes fissure(s), and we believe there may be a genetic relationship between these two types of floods. We hope research into Icelandic water-lava interactions, in conjunction with continued work on the Mars data, will further our understanding of this relationship.

Faulting And Deformation Resulting From Magma Accumulation At The Hengill Triple Junction Sw-Iceland

Amy E. Clifton (1), Freysteinn Sigmundsson (1),Þóra Árnadottir (1), Kurt Feigl (2) Gunnar Guðmundsson (3)

(1)Norræna eldfjallastöðin, Reykjavík
(2) CNRS UMR 5562, Observatoire Midi Pyrénées, Toulouse, France
(3) Veðurstofa Íslands, Reykjavík

The Hengill and Hrómundartindur volcanic systems in southwest Iceland are considered to comprise the Hengill triple junction at which the oblique Reykjanes Peninsula rift zone, the Western Volcanic (rift) Zone and the South Iceland Seismic (transform) Zone meet. It is therefore undergoing both tectonic extension and shear causing seismicity related to both strike slip and normal faulting. Between 1994 and 1998, the area experienced episodic swarms of enhanced seismicity attributed to magma moving within the system. Activity culminated in a magnitude 5.1 earthquake on 4 June 1998 and a magnitude 5 earthquake on 13 November 1998. Geodetic measurements using GPS, leveling and Satellite Radar Interferometry (InSAR) detected uplift and expansion of the volcanic edifice above a point source of pressure beneath the Hrómundartindur volcanic system. Magma accumulation elevated the volcanic edifice 2 cm/year and is believed to have triggered motion along strike-slip faults that were near to failure due to tectonic stresses. A number of faults in the area generated small-scale surface breaks. GIS has been used to integrate aerial photographs, field data and geophysical data to determine how the crust breaks in response to deformation along this plate boundary, and to see how much of the recent activity focused on pre-existing weaknesses in the crust. Field data showed that most surface rupture can be attributed to the 4 June 1998 earthquake and has occurred along or adjacent to old faults, several of which were previously unmapped. Seismicity was distributed asymmetrically about the center of uplift, with larger events migrating through time toward the fault that finally failed on 4 June. Our data indicates that pre-existing faults formed zones of weakness which appear to have accommodated much of the ongoing deformation. The area of greatest structural complexity, where north-trending structures related to the transform boundary intersect northeast trending structures related to the rift zone, seems to have accommodated most of the strain. InSAR and GPS have been used in an attempt to constrain slip along the trace of the fault that failed on 4 June 1998. Geophysical and field data are consistent with an interpretation of distributed slip along a segmented, N-S right-lateral strike-slip fault, with slip decreasing southward along the fault plane. We propose that a right bend or right step in the fault caused subsidence at the boundary between fault segments.

Ál-eitrun við hátt pH í Elliðavatni?

Eydís Salome Eiríksdóttir og Sigurður Reynir Gíslason

Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Efnafræði Elliðaánna var rannsökuð á sex sýnatökustöðum frá nóvember 1997 til október 1998. Sýni voru tekin mánaðarlega og hitastig, rennsli, pH og 30 uppleyst ólífræn efni voru rannsökuð. Jafnframt þessu voru tekin sýni af ofanvatni frá Efra-Breiðholti sem rennur um ræsi í árnar, í fyrstu þýðu eftir langa frostakafla. (Sigurður R. Gíslason og fél. 1998)

Elliðaárnar renna úr Elliðavatni sem er um 1-2 m á dýpt og er dvalartími vatns í Elliðavatni um 10 dagar. Gildi pH á lindarvatni sem rennur í Elliðavatn er um 9 sem endurspeglar efnahvörf vatns og basalts í umhverfi sem er einangrað frá andrúmslofti. Yfirborðsvatn sem rennur í Elliðavatn hefur lægra pH eða 7 til 9. Á meðan rannsókninni stóð notuðu kísilþörungar í vatninu um 255 tonn af SiO_2, sem svarar til frumframleiðni upp á 35 g C/m^2/ári. Styrkur ólífræns fosfórs var alltaf lágur, <16 µg/l P á veturnar og undir greiningarmörkum, 2 µg/l P á sumrin.

Heildarmagn uppleystra efna í Elliðaánum var 70 mg/kg í útfalli Elliðavatns og jókst lítillega á leiðinni til ósa. Styrkur Na, Cl, F, Fe, Sr og Cr breyttist ekki mikið yfir árið en greina mátti árstíðasveiflu í öðrum efnum. Alkalinity straumvatnsins var nálægt 0,5 meq/l og pH-gildið var frá 7 til 10. Styrkur næringarefnanna Si, PO_4, NO_3, SO_4 og K var lægstur yfir sumartímann. Þegar frumframleiðnin var hæst í vatninu, yfir bjartasta tíma sumarsins, hækkaði pH-gildi ánna frá upptökum til ósa upp í 9,75, alkalinity minnkaði og Al styrkur jókst úr minna en 10 µg/l upp í 235 µg/l. Á þessum tíma var styrkur uppleysts Al nálægt hættumörkum fyrir ferskvatnsfiska við lágt pH. Lítið er vitað um eituráhrif Al við hátt pH eins og er í Elliðaám og Elliðavatni.

Áhrif Al á öndun fiska er mest í frekar súru vatni, við pH 5 til 6. Hugsanleg orsök er að Al falli út eða fjölliðist við að súrt Al ríkt vatn streymi um tálknin, þar sem umhverfið er basískara vegna útlosunar ammóníaks um tálknin. Útfellingar- og fjölliðunarferli Al er nægilega hratt (<4 s) til að geta verið ástæðan fyrir öndunarörðugleikum fiska við háan styrk Al og pH 5 til 6. Þegar basískt vatn streymir um tálknin verður það súrara þar sem fiskurinn skilar frá sér CO_2 um tálkn en áhrif pH-lækkunar á eituráhrif Al þar sem $Al(OH)_4^-$ breytist í $Al(OH)_3^o$ eru ekki þekkt (Gensemer & Playle 1999).

Elliðaárnar voru mettaðar til yfirmettaðar m.t.t. gibbsíts á pH-bilinu 7 til 9 en nálægt mettun gibbsíts á pH-bilinu 9 til 10, þegar ljóstillífun var mest í vatninu. Á því tímabili hækkaði hitastig í ánum en pH og Al styrkur lækkaði frá upptökum til ósa sem bendir til útfellinga á gibbsíti. Við pH 10 er hraði útfellingar/uppleysingar á gibbsíti og jafnvel bömíti, mikill. Afleiðing þess, lækkunar á pH og viðvarandi yfirmettun á Al gæti leitt til útfellinga gibbsíts/bömíts í tálknaumhverfinu. Spurningin er sú hvort útfellingarnar festist á tálknunum og leiði til köfnunar fisksins.

Heimildir

Gensemer & Playle 1999., Crit. Rev. Environ. Sci. Technol. 29

Sigurður Reynir Gíslason, Björn Þór Guðmundsson og Eydís S. Eiríksdóttir 1998. Efnasamsetning Elliðaánna (1997 - 1998). Raunvísindastofnun Háskólans, RH-19-98, 100 bls.

Könnun ískjarna úr Grænlandsjökli

H. Fischer, J. Freitag, F. Göktas, F. Jung-Rothenhäusler, S. Kipfstuhl, B. Mieding, U. Nixdorf, U. Ruth, M. Schwager, M.L. Siggard-Andersen, Th. Thorsteinsson, Y. Wang, F. Wilhelms & H. Miller.

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Sektion Geophysik /Glazio-logie, Bremerhaven, Þýskalandi

Á veggspjaldi þessu eru kynntar nokkrar nýlegar niðurstöður margvíslegra rannsókna Alfred Wegener Stofnunarinnar á djúpkjörnum og grunnkjörnum úr Grænlandsjökli:

North GRIP djúpborunin

Hinn nýi borstaður var valinn á svæði þar sem ákoma er með minna móti og botn er tiltölulega flatlendur. Þetta gaf vonir um að með ískjarnanum mætti framlengja nákvæma veðurfarssögu Norður-Atlantshafssvæðisins aftur á Eem-hlýskeiðið.

Í samvinnu við aðrar stofnanir hafa verið gerðar mælingar á samsætuhlutföllum, óhreinindum (jónum og ryki) og rafleiðni, og staðfesta þær fyrri niðurstöður varðandi óstöðugt veðurfar á síðasta jökulskeiði. Einnig er við AWI unnið að uppsetningu búnaðar til mælinga á samsætuhlutföllum gastegunda í loftbólum íssins. Áfram hefur verið haldið mælingum á kristalgerð (sjá hér að neðan og sérstakan fyrirlestur ÞÞ).

Leiðangur á Norðurjökli (North Greenland Traverse)

Enn er unnið að mælingum á 12 grunnkjörnum (100-180 m), sem boraðir voru í viðamiklum leiðangri um ókönnuð svæði á norðurhluta Grænlandsjökuls sumurin 1993-1995. Niðurstöður eru m.a. nýtt kort af ákomudreifingu á jöklinum sem sýnir að ákoma á stóru svæði á NA-hluta hans er talsvert lægri en áður hafði verið talið (< 10 cm we/a). Í tengslum við leiðangurinn voru hafnar jökulþykktarmælingar með rafsegulbylgjum úr lofti og hefur þeim verið haldið áfram síðan. Samtals eru flugmælilínurnar nú tæplega 20000 km og út frá þeim hefur verið gert kort af botnlandslagi á NGRIP svæðinu.

Með samsætumælingum hefur verið aflað allítarlegra gagna um veðurfarssveiflur á þessu svæði sl. 1000 ár. Niðurstöður benda til að breytileiki veðurfars aukist eftir því sem norðar dregur á jöklinum og gefa til kynna að hitastig á þessu tímabili hafi verið lægst á síðari hluta 17. aldar og fyrri hluta 19. aldar. Efnagreiningar sýna mikla aukningu súlfats í andrúmslofti á norðurslóðum á 20. öld.

Rannsókn kristalgerðar og loftbólna

Gerð er grein fyrir ítarlegri könnun kristalgerðar í sérstöku ágripi á þessari ráðstefnu (ÞÞ o.fl.). Einnig er unnið að rannsóknum á umbreytingu loftbólna í jöklinum. Þær eru nálægt 10% af heildarrúmmáli íssins við 100 m dýpi en þjappast saman undan vaxandi þrýstingi er neðar dregur í jöklinum og hverfa smám saman algerlega á dýptarbilinu 1000-1600 m. Loftsameindirnar þröngvast þá inn í ískristallana og geymast þar í svokölluðum "clathrates" eða "air hydrates"; gistisameindum í kristallagrindinni. Unnið hefur verið að ítarlegri rannsókn á þessari umbreytingu.

Formation Of Ice Block Obstacle Marks During The November 1996 Glacier-Outburst Flood (Jökulhlaup), Skeiðarársandur, Southern Iceland

Helen Fay

Earth Surface Processes Research Group, School of Earth Sciences and Geography, Keele University, Keele, Staffordshire ST5 5BG, United Kingdom (E-mail: ggd25@esci.keele.ac.uk)

Glacier outburst floods or 'jökulhlaups' commonly involve the transport of ice blocks released from glacier margins. Very few published studies have focused on the effects of ice blocks on outwash plains during and following jökulhlaups. A volcanic eruption beneath the Vatnajökull ice cap in southern Iceland generated a jökulhlaup on November 5th 1996 that transported numerous ice blocks as large as 45 metres in diameter on to Skeiðarársandur. The morphology and sedimentology of a series of large, coarse grained bedforms formed around large stranded ice blocks during the November 1996 jökulhlaup are examined in relation to flow conditions.

Ice block obstacle marks were formed both by scour during the flow and by *in situ* melting after the flood receded. Flow separation around ice blocks resulted in the lee of the blocks becoming a locus of rapid deposition and led to the formation of entirely aggradational obstacle shadows. Flow around ice blocks also resulted in the deposition of upstream-dipping strata in sets up to 4 m thick that are interpreted as antidune stoss sides. Evidence of deposition from traction carpets during both rising and waning stages of the flood was preserved around ice blocks. It is suggested that the 1996 jökulhlaup flow was predominantly subcritical, but that locally flow became supercritical around ice blocks.

Keywords Ice blocks, jökulhlaup, antidune, traction carpets, Skeiðarársandur.

1994-2000 Volcanic and Seismic Unrest at a 200-km-long Stretch of the Mid-Atlantic Ridge Plate Boundary in Iceland: Episodic Magma Delivery

Freysteinn Sigmundsson[1] & Páll Einarsson[2]

[1]Nordic Volcanological Institute, [2]Science Institute, University of Iceland

Activity along the Mid-Atlantic Ridge plate boundary in Iceland is highly variable. After a quiet period during the middle part of the 20th century, activity increased during its last quarter. In South and Central Iceland, activity has been unusually high since 1994. Three volcanoes have erupted: 1996 Gjálp eruption, Grímsvötn in 1998, and Hekla in 2000. Minor subglacial eruptions may as well have taken place at Katla volcano in 1999 and at the Loki Ridge beneath Vatnajökull Ice Cap in 1995, 1996, 1997 and 2000, associated with small glacier outburst floods, jökulhlaups. Magma accumulation and intrusion has taken place beneath two additional volcanoes: Hengill volcanic area, and Eyjafjallajökull. In both cases uplift is confirmed by geodetic measurements and earthquake activity has been unusually high. Elevated seismic activity from 1994 to 1998 in the Hengill volcanic area culminated with two magnitude 5 earthquakes. In the South Iceland transform zone, two tectonic earthquakes of magnitude 6.5+ occurred in the summer of 2000.

No comparable period of such widespread volcanic and seismic unrest in South and Central Iceland is known in the last 100 years, although similar, even more catastrophic periods occurred in the 18th century. The current period of enhanced activity has involved more than 0.6 km^3 of magma that has erupted or moved to shallower level in the crust. The volcanic unrest affects volcanoes in a 200-km-wide area in Iceland. Different tectonic setting of the volcanoes involved, suggest it is unlikely that the activity pulse is solely triggered by plate movements, as these would affect the involved volcanoes differently. Rather, we suggest the pulse reflects enhanced delivery of magma to the plate boundary in South and Central Iceland in recent years. The underlying cause may be pulsating delivery of magma from the Iceland mantle plume, or contemporaneous episodic transport of magma through the lower crust at a number of Iceland's volcanic systems.

Fertilization effect of volcanic ash at its deposition into seawater

P. Frogner[1], S., R., Gislason[2] & N., Oskarsson[1]

[1]Nordic Volcanological Institute, IS-108 Reykjavík, Iceland,
[2]Science Institute, University of Iceland, IS-107 Reykjavík, Iceland.

The fertilization effect of pristine volcanic ash from the 2000 Hekla eruption in Iceland was measured for the first time by plug flow-through experiments. The aim of this study was to examine the significance of the release of nutrients from volcanic ash immediately after its deposition into oceanic surface water. The motivation for the study was to ascertain whether or not episodes of volcanism could sequester atmospheric CO_2 due to ash fertilization.

Falling ash from Hekla was sampled 6 hours after the onset of eruption and was stored frozen and finally freeze-dried to make sure that the soluble metal, proton-salts adhering to the surface of the particles did not dissolve. In an ash plume, volcanic aerosols consisting of acids and water-soluble metal salts are adsorbed on the surface of the volcanic ash, consisting of glassy rock. To mimic the reaction with seawater when the ash comes in contact with the surface layer of the ocean, the ash material was placed as a stationary bed in plug flow-through reactors. Earlier studies showed that salt dissolution rates are extremely fast compared to basaltic glass dissolution (Alkattan et al., 1997; Oelkers and Gislason 2001). This study shows that when ash comes in contact with seawater, the adsorbed aerosols dissolve much faster than the glass itself, releasing nutrients and trace metals that limit ocean primary production. Dissolution experiments were conducted in both deionized water and artificial and natural seawater. Essential nutrients for the growth of alga are released from the ash at initially high rates in seawater; iron 37.0 μmol g^{-1} h^{-1}, silica, 49.5 μmol g^{-1} h^{-1}, phosphate, 1.7 μmol g^{-1} h^{-1} and manganese, 1.7 μmol g^{-1} h^{-1}. In deionized water, a high initial release of fluorine, 244 μmol g^{-1} h^{-1} and chlorine, 45.5 μmol g^{-1} h^{-1} was also measured with major and trace elements. The analytical results of the experiment in deionized water were run with the PHREEQC computer code. The major anions were always fluorine and chlorine and the chargebalance of the reactant solution throughout the run was within 10 %. Results show that the high initial release of major and trace elements is mainly due to dissolving fluorine and chlorine salts adsorbed to the surface of the ash. The solution chemistry of adsorbed salts in volcanic ash thus confirms earlier studies on lava incrustations, which are mainly metal and proton salts of fluorine and chlorine (Oskarsson, 1981). Among non-essential elements for algae, a high release of aluminum, 24,5 μmol g^{-1} h^{-1}, was also measured initially. Speciation shows that nutrients, but not toxicants as e.g. Al, are bioavailable to alga in seawater. It is therefore suggested that, owing to instantaneous dissolution of adsorbed components when newly erupted volcanic ash comes in contact with the ocean surface water, macronutrients and "bioactive" trace metals are rapidly released to become available to support primary production. Thus episodes of volcanisms may sequester atmospheric CO_2 due to ash fertilization.

References:

Alkattan M. et al. (1997) Chem. Geol. 137, 201-219.

Oelkers E. and Gislason S.,R. (2001) Geochim. Cosmochim. Acta (in press).

Oskarsson, N. (1981) J. Volc. Geotherm. Res. 22, 97-121.

Patterns Of Erosion And Deposition In The Proglacial Zone Associated With The 1996 Jökulhlaup On Skeiðarársandur

Basil Gomez[1], A.J. Russell[2], L.C. Smith[3] and Óskar Knudsen[4]

[1]Indiana State University, [2]Keele University, [3]University of California, Los Angeles, [4]Klettur verkfræðistofa

Catastrophic glacier outburst floods, or jökulhlaups, have generated some of the largest known terrestrial freshwater flows, and in locales where large volumes of sediment are flushed from beneath glaciers they are instrumental in creating sandar. The November 1996, jökulhlaup on Skeiðarársandur was conspicuous for its short duration and extraordinary magnitude; 3.8 km3 of water were released on to the sandur over a 2 to 3 day period, and the estimated cumulative peak discharge was 4.5 x 104 m^3s^{-1}. Aerial photographs obtained on November 6, 12 hr after the flood peak, and a synthetic aperture radar (SAR) image acquired during the hlaup, on November 7, provide a synoptic perspective on the 1996 event. SAR interferometry was used to obtain quantitative measurements of jökulhlaup-induced proglacial topographic change, and pre- and post-flood ice surface velocities. Topographic maps constructed from aerial photographs taken in 1992 and 1997 detail the erosional and depositional impact of the jökulhlaup within the proximal area of Skeiðarársandur. Topographic surveys undertaken in the field immediately before and after the jökulhlaup provide ground truth. By comparing three independently derived measures of topographic change this paper affords the first detailed, macro-scale perspective on the erosional and depositional characteristics of a single jökulhlaup on a sandur.

Erosion and deposition occurred in all areas, but most channel change occurred in the proximal zone of Skeiðarársandur. Major proximal deposition occurred in front of conduit outlets within a large proglacial depression. Channel widening also occurred within the proglacial depression in response to higher discharges. Localized deposition at conduit mouths was accompanied by lesser amounts of downstream erosion and deposition. Complex erosion and deposition documented by this study can be attributed to glacier retreat since the turn of the century, which stimulated development of the proglacial trough and multiple active conduit outlets distributed around the 23 km long glacier snout. The presence or absence of a proglacial depression may act as a major control on patterns of erosion and deposition during high magnitude jökulhlaups. We therefore expect the proximal geomorphic impact of jökulhlaups to vary considerably between periods of glacier advance associated with sandur aggradation and periods of glacier retreat characterized by depression formation.

Pre- And Post- Hydrological Pressure Signals Associated With Two Large Earthquakes In S-Iceland In June 2000

Grímur Björnsson, Kristján Sæmundsson, Ólafur G. Flóvenz and Einar M. Einarsson

Orkustofnun, Grensásvegi 9, Reykjavík 108, Iceland

Two earthquakes of magnitude 6.6 occurred in the South Iceland Seismic Zone on June 17 and 21, 2000. These were associated with right lateral horizontal slips on two parallel 15-20 km long NS striking faults, spaced 15 km apart. Numerous boreholes have been drilled to utilize the geothermal potential of the area. Immediately after the first earthquake, large hydrological changes were observed in the geothermal fields. Orkustofnun collected substantial information on these changes and initiated regular recording of pressure in scores of boreholes.

The pressure changes show clear patterns. To the NW and SE of the epicenters, an increase in hydrological pressure was recorded, while to the NE and SW a pressure decrease took place. This agrees with the focal mechanism. The shape of the pressure signals was like that of an impulse occurring immediately at the time of the earthquakes, with a relaxation tail of several months. The magnitude is in the order of 1 to 10 bars in the epicenter areas and changes were observed up to a distance of 80 km away.

Continuous pressure monitoring in wells, prior to the earthquakes, was virtually confined to a few production wells were flow changes make earthquake precursors identification impossible. However, two sharp pressure decline signals were observed in artesian boreholes of the Fludir geothermal reservoir. These signals, the first of this kind in over five years of data logger operation, preceded the June 17 quake by 23 and 0.8 hours.

During the recovery period, several pressure transients were observed in wells where the recording is continuous and automated. The changes are of two types 1) sharp pressure rise and few hours recovery period and 2) very rapid pressure decline and recovery, lasting only few minutes.

Fyrirhuguð djúpborun á Íslandi

Guðmundur Ómar Friðleifsson

Orkustofnun, Rannsóknasvið, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík.

Hugmynd um borun 5 km djúprar rannsóknarholu í eitthvert af háhitasvæðum landsins er kynnt. Aðalmarkmiðið með holunni er að finna yfirkrítískan jarðhitavökva djúpt í rótum háhitasvæðis, koma vökvanum upp til yfirborðs og nýta hann og rannsaka í tilrauna-orkuveri. Annað meginmarkmið er að afla nýrrar þekkingar í rannsóknum og nýtingu á dýpri hlutum háhitasvæðanna. Ekki er vitað hvort yfirkrítiskur jarðhiti finnst í vinnanlegu magni undir venjulegum háhitasvæðum, þ.e. jarðhitavökvi sem er heitari en 374,15°C og þrýstingur yfir 222,1 bar. Þrýstingur stýrist af vatnssúlu á suðumarksferli. Yfirkrítískra aðstæðna er því ekki að vænta fyrr en neðan 3,5 km dýpi. Aðalmarkmið verkefnisins er kanna hvort jarðhiti í yfirkrítísku ástandi sé nýtanlegur. Orkuinnihald í einu kg af slíkum vökva er sagður jafnast á við orku í einu kg af dýnamíti.

Verkefnið gengur undir heitinu *Djúpborun á Íslandi,* eða *Iceland Deep Drilling Project* (***IDDP***) á ensku. Hugmyndin er að byrja á einni 4-5 km djúpri holu í eitthvert af háhitasvæðunum þremur, Kröflu, Nesjavöllum eða Reykjanesi. Landsvirkjun (LV), Orkuveita Reykjavíkur (OR) og Hitaveita Suðurnesja (HS) standa sameiginlega að verkefninu. Samstarfsnefnd sem gengur undir heitinu Djúprýninefndin (*Deep Vision*) er skipuð Albert Albertssyni (HS, albert@hs.is), Birni Stefánssyni (LV, bjornst@lv.is), Einari Gunnlaugssyni (OR, einarg@or.is) og höfundi þessa ágrips (gof@os.is). Forathugun á borun fyrstu djúpu holunar er nýhafin, og er fyrirhugað að henni ljúki með skýrslu um áramótin 2002/2003. Í framhaldi af því tekur við ákvörðun og a.m.k. eins árs undirbúningur fyrir borunina sjálfa og fjármögnun hennar. Tímaáætlun fyrstu verkþátta er sýnd á meðfylgjandi mynd, ásamt þátttöku ICDP.

Góðar líkur eru á að verkefnið verði að fjölþjóðlegu rannsóknar og samstarfsverkefni með fulltingi *International Continental Drilling Program* (ICDP). Rannsóknarráð Íslands hefur nýlega samþykkt að ganga í ICDP og greiða árgjaldið næstu árin. Sótt var um forverkefnisstyrk til ICDP 15. janúar síðastliðin, til að standa straum af hluta kostnaðar við kynningarátak á alþjóðlegum vettvangi og til að halda vinnufundi á Íslandi í þeim tilgangi að gefa erlendum vísinda- og tæknimönnum kost á að taka þátt í djúpborunarverkefninu. Skýrist það nú í byrjun maí eða fyrr hvort ICDP samþykkir umsókn okkar um forverkefnisstyrk. Komi til þess má jafnframt óska eftir aðstoð frá svokallaðri Operating Service Group hjá ICDP varðandi bortækni, kostnaðarmat, borholumælingar, sýnatöku og meðhöndlun sýna. Eitt það fyrsta sem verður skoðað, komi til þátttöku ICDP, er raunhæfi þess að nota sérstakan kjarnatökubor til að ná borkjörnum úr IDDP holunni. Í því tilviki yrði kjarnatökubornum rennt inn í mastur á stórum jarðbor, og kjarnatökuhola boruð á undan aðalholunni nokkur hundruð metra í senn. Aðalholan yrði síðan víkkuð út með stóra bornum og fóðruð eftir þörfum með steyptum stálfóðringum. Reikna má með að fóðringarnar þurfi að ná niður í allt að 3,5-4 km dýpi.

Íslenska djúpborunarverkefnið er opið íslenska vísinda- og tæknisamfélaginu. Þeir sem hafa hug á að tengjast verkefninu með einhverjum hætti er bent á að gera vart við sig. Verkefnið er opið fyrir öllum hugmyndum um rannsóknarverkefni tengd djúpborunni, allt frá jarðvísindalegum til bortæknilegra- og hvers kyns efnis- og eðlisrannsókna í holunni og

á yfirborði í tilraunaorkuverinu. Tækifæri gefst á vinnufundi IDDP/ICDP, sem haldinn verður hér á landi í mars-apríl 2002, að ræða og kynna slíkar hugmyndir. Síðan eru mestar líkur á að rannsóknahópum og einstaklingum verði veittur aðgangur að IDDP/ICDP borverkefninu sjálfu eftir einhverskonar umsóknarferli. Eitt hlutverk ráðgjafanefndar (*Science Advisory Group*) IDDP er að skipuleggja það ferli. Reiknað er með að rannsóknahópar munu afla eigin fjármagns til sértækra rannsókna að einhverju leyti, en aðgangur að verkefninu og aðstaða verði fjámögn af IDDP/ICDP.

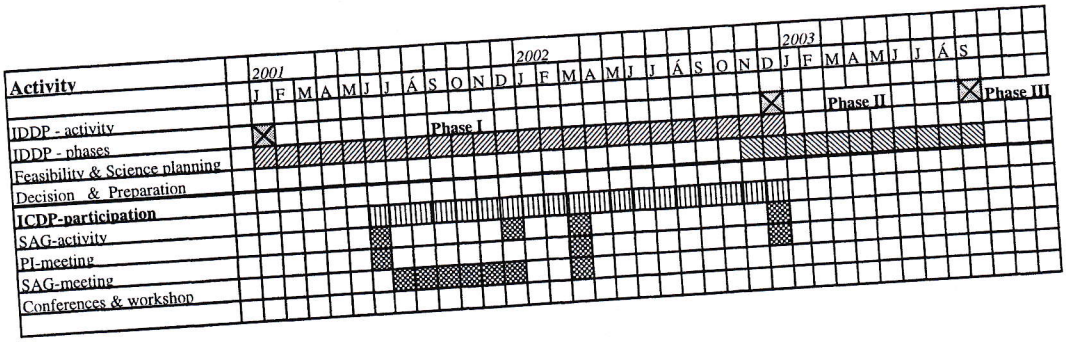
Undirbúningur að fyrstu djúpu borholunni er hafinn sem fyrr segir, og tekur til staðarvals, sem byggt verður á jarðvísindalegum grunni, umhverfismála, verkfræðilegri hönnunar borholunnar og forhönnunar tilraunaorkuvers. Bornir verða sama kostir og ókostir háhitasvæðanna þriggja, Kröflu, Nesjavalla og Reykjaness, og eitt þeirra valið fyrir fyrstu holuna. Reynsla af borun á fyrsta svæðinu verður síðan yfirfærð, betrumbætt og nýtt á hinum svæðunum eftir atvikum. Til að einfalda framkvæmd forathugunarinnar verða settir upp nokkrir vinnuhópar og umsjónarmaður fyrir hvern þeirra. Umfang vinnuhópanna er misjafnt. Viðamesta starfið felst í bortæknipætti verksins og hönnun borholunnar (um 2/3 hlutar verksins), forhönnun tilraunaorkuvers er um 1/6 af umfangi verksins, og jarðvísindalegi þátturinn er metinn nema um 1/6 hluta verksins. Bortæknihluti verksins skiptist í marga þætti sem deilt verður milli aðila og fyrirtækja og hefur Sverrir Þórhallsson (s@os.is) yfirumsjón með því. Albert Albertsson (albert@hs.is) hefur umsjón með forhönnun tilraunaorkuvers með svipuðum hætti. Á næstunni er fyrirhugað að halda kynningarfundi meðal verkfræðinga og stofnanna um þessa tvo hönnunarþætti.

Jarðvísindahlið málsins er undir yfirumsjón Guðmundar Ómars Friðleifssonar (gof@os.is) og skiptist í nokkra verkþætti, þar sem fyrirhugað er að draga fram öll tiltæk gögn um háhitasvæðin þrjú, bera þau saman og leggja með því grunn að staðarvali fyrstu holunnar og skipulagningar þeirra rannsókna og samstarfs sem verkefninu tengjast. Verkþættirnir taka til jarðfræði (gof@os.is), jarðeðlisfræði efri skorpu (Knútur Árnason, ka@os.is), jarðeðlisfræði neðri skorpu (Ingi Þorleifur Bjarnason, ingib@raunvis.hi.is), jarðefnafræði vökva (Halldór Ármannson, h@os.is) og umhverfisþátta (Gestur Gíslason, gestur@or.is). Lesendum er bent á að hafa samband við ofangreinda aðila að vild.

Svo sem fram kemur á meðfylgjandi mynd er fyrsti fundur í ráðgjafanefnd (SAG) verkefnisins fyrirhugaður í júní næstkomandi. Þar verður tilhögun alþjóðlegs samstarfsverkefnis mótað. Verkefnið verður kynnt á ráðstefnum í Evrópu, Japan og Bandaríkjunum á næstu mánuðum út þetta ár. Vinnufundur verður síðan haldinn hér á landi í mars eða apríl á næsta ári, eins og að ofan sagði, en þar á vísinda og tæknisamfélaginu að gefast færi á að kynna hugmyndir að æskilegum rannsóknar-verkefnum. Þó efnahagslegur ávinningur vaki fyrir íslensku orkufyrirtækjunum sem standa að íslenska djúpborunnarverkefninu, er það skilningur allra aðila sem að málinu koma að framsækin rannsókna og þróunnarvinna fari saman með því markmiði.

Frekari upplýsingar má nálgast á vefsíðu (http://www.os.is/wgc2000/erindi.html) og á væntanlegri heimasíðu IDDP (http://www.os.is/iddp/).

IDDP Work Plan



Explanation :

SAG - activity

ICDP funding requested

IDDP phases : **Timetable :**

Phase I **Feasibility study and scientific planning - activity already decided**

Phase II **Preparing for drilling, permitting, soliciting bids, awarding contracts, operational planning, seeking funds, organizing science program etc.**

Phase III **Drilling in September 2003 - April 2004**

Phase IV **Post drilling science, publication of results, April 2004 - May 2005**

Aldur og uppruni hverahrúðurs við Haffjarðará

Guðmundur Ó. Friðleifsson og Magnús Ólafsson,

Orkustofnun, Rannsóknasviði, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Aldur og uppruni jarðhita og hverahrúðurs á Snæfellsnesi hefur nokkuð verið til umræðu á undanförnum árum. Sýnt var fram á með efnagreiningum að hverahrúður á Lýsuhól í Staðarsveit, og við Syðri Rauðamel og Landbrot í Kolbeinsstaðahreppi, er kísill að uppruna en ekki kalk eins og áður var talið. Jafnframt var talið líklegast að hrúðurbreiðurnar hafi myndast snemma á Nútíma úr mun heitara vatni en nú er á svæðunum, eða í sjóðandi og gjósandi hverum svipuðum þeim sem eru á Geysissvæðinu í dag (1, 2, 3). Hátt efnainnihald í hverum og laugum og efnahitamælar, hafa gefið til kynna að mun heitara vatn kunni að finnast djúpt í rótum jarðhitakerfanna á Snæfellsnesi. Skoðanir fagmanna hafa hins vegar verið skiptar um það hvort eitthvað sé að marka efnahitamæla í kolsýruríku vatni, og m.a. verið bent á misvísandi niðurstöður efnahitamælanna. Skemmtilegt innlegg í þá umræðu lagðist til nú í vetur í kjölfar jarðhitaleitar og borana í Staðarsveit, nærri Vegamótum. Þar skar borhola jarðhitasprungu, með yfir 110°C heitu vatni á 300 m dýpi. Sögusagnir eru um að hverahrúður hafi fundist í nágrenninu jarðvegi, en málið er óljóst. Fyrir tveimur árum gafst hins vegar tækifæri til að skyggnast aðeins niður í jarðhitasvæðið í Landbroti er þar var boruð 171 m djúp borhola (4), og eru helstu niðurstöður þess verks til umræðu hér.

Holan er staðsett austan til á jarðhitasvæðinu í Landbrotum í rúmlega 100 m fjarlægð frá Landbrotslaug. Holan var boruð á ská inn undir 56°C heita volgru sem aðeins sytraði úr (<0,1 l/s). Holan er 3,5 m sunnan volgrunnar og var henni beint 2,5-3° inn undir volgruna. Skurðpunktur við lóðlínu niður úr volgrunni er á 66-80 m dýpi.

Holan gefur a.m.k. 35-40 l/s af sjálfrennandi 60°C heitu vatni. Holan er fóðruð með 6 5/8" steyptri fóðringu í 21 m dýpi, en opin þar fyrir neðan. Sjálfrennandi vatnsæðar komu fram í borun í efstu 20 m holunnar, og kom hár vatnsþrýstingur á óvart í ljósi þess hve sjálfrennsli er lítið úr laugum og volgrum á svæðinu. Þessar æðar voru steyptar af. Nokkrar smáar vatnsæðar komu síðan fram í borun á milli hraunlaga, þar til á 64 m dýpi að stórar vatnsæðar voru skornar á 64-71 m dýpi (13-14 l/s í sjálfrennsli). Þar þurfti að hætta borun með lofthamri og taka upp borun með hjólakrónu. Stórar vatnsæðar bættust síðan við á 99-105 m dýpi og á 120 m dýpi. Sökum vatnsflaumsins upp úr holunni var erfitt að mæla sjálfrennsli í byrjun, en 55 l/s voru mældir áður en rennslisstífla brast. Rennslisprófun að lokinni borun gefur til kynna að holan muni gefa um 35-40 l/s í langtíma sjálfrennsli. Lokunarþrýstingur er 2,2 bar og hiti um 60°C.

Sýni af borsvarfi voru tekin á 1 m fresti í byrjun til að fá sem nákvæmust gögn um þróun jarðhitavirkni á nútíma, en á 3 m fresti er niður í gamla berggrunninn kom. Eitt vandamál við borsvarf er blöndun efnis úr efri jarðlögum við sýnishornin sem tekin eru þegar borkróna er á ákveðnu dýpi, einkum ef stór brot úr jarðlögum berast með svarfinu. Rýrir það aðeins gildi svarfsýna til að ráða í jarðsöguna ef mikillar nákvæmni er krafist, og þarf helst borkjarna í slíkum tilvikum. Eldborgarhraunið sem rann fyrir 5000-9000 árum, virðist hafa runnið að hverasvæðinu, en ekki náð að kaffæra það nema að hluta til (3). Því var reiknað með hverahrúðri undir hrauninu, og kom á óvart að finna ekki skýr merki um það í borsvarfinu. Kísilútfellingar sjást í hrauninu sjálfu og í jarðveginum ofan á því. Neðan við hraunið var borað niður í harðan samanbakaðan sandstein. Í honum sjást sprungufyllingar

úr kísli, og nokkur hverahrúðurbrot sem bárust upp með sýni úr 7 m dýpi. Hrúðrið gæti verið þaðan og úr bergvegg ofar úr holunni, og ber vitni um jarðhitavirkni á yfirborði meðan setið var að myndast og áður en hraunið rann, því 2 m hjálparfóðring náði frá yfirborði niður í hraunið.

Í sama sýni frá 7 m dýpi sáust brot úr skeljum. Skeljabrotin benda til myndunar í byrjun Nútíma er sjávarstaða var hærri fyrst eftir að fargi ísaldarjökulsins létti. Í næsta sýni neðan við er efni úr malarlinsu, og neðan 9 m dýpis var komið í fínkorna setlag, úr einsleitu móbergstúffi. Móbergsglerið er hálfummyndað, og kemur það á óvart, því það bendir frekar til að jarðhitavatnið hafi ekki átt greiða leið að móbergsglerinu. Glerkornin eru köntuð, svo ekki hafa þau velkst mikið til. Móbergssetið nær niður undir 12 m dýpi (3-4 m þykkt), en þar fyrir neðan er komið í grófkornóttara setlag. Þykkt lagsins og einsleitni bendir til að það hafi myndast og sest til á tiltölulega skömmum tíma, líklega í byrjun nútíma, frekar en fyrr, og þá hugsanlega í sjó sem hálfgert eðjuset.

Neðan við 12 m dýpi er setið grófkornóttara með linsum úr fínsandi og silti á milli. Nokkur stór brot úr setlaginu benda til að setið sé úr leirsteinsvölubergi, trúlega myndað í orkuríku umhverfi í lok ísaldar. Í neðsta sýninu af hreinu seti, af 15 m dýpi, barst upp stórt sýnishorn af hverahrúðri. Slíkt hrúður hafði ekki sést ofar í holunni, og því er spurningin hvort það sé myndað neðst í setinu, eða hvort það sé miklu yngra og myndað ofar og tilviljun ein hafi ráðið því að það barst upp á umræddum tíma í boruninni. Úr því fæst ekki skorið nema með borun kjarnaholu niður í gegnum setlögin, en hafi hverahrúðrið myndast á 14-15 m dýpi bendir það til að hveravirknin í Landbroti hafi hafist í lok ísaldar, rétt á eftir eða á meðan að ísfarginu var að létta af landinu. Í kjölfarið fór svæðið undir sjó í nokkrar aldir og á meðan myndaðist ekki hverahrúður, heldur hlóðst upp 7-8 m þykkt setlag á tiltölulega skömmum tíma, og harðnaði eða bakaðist saman í jarðhitavatni. Skeldýr náðu ekki að hafast við á botninum fyrir en í lok þess tímabils. Í kjölfarið settist svo til fokset (4,5-6 m) áður en Eldborgarhraunið rann yfir svæðið.

Setlögin þarna á hitasvæðinu í Landbrotum eru áhugavert og verðugt rannsóknarverkefni. Þarna mætti taka nokkra borkjarna í því skyni að reyna að aldursgreina jarðhitavirkninа nákvæmlega. Er neðar kom í holuna í borun voru það hins vegar sprungufyllingarnar sem hvað áhugaverðastar voru til nákvæmrar skoðunar, svo og útfellingar í hvers kyns holrými, því þar er jarðhitasagan skráð. Er aðeins fjallað um hana á meðfylgjandi mynd.

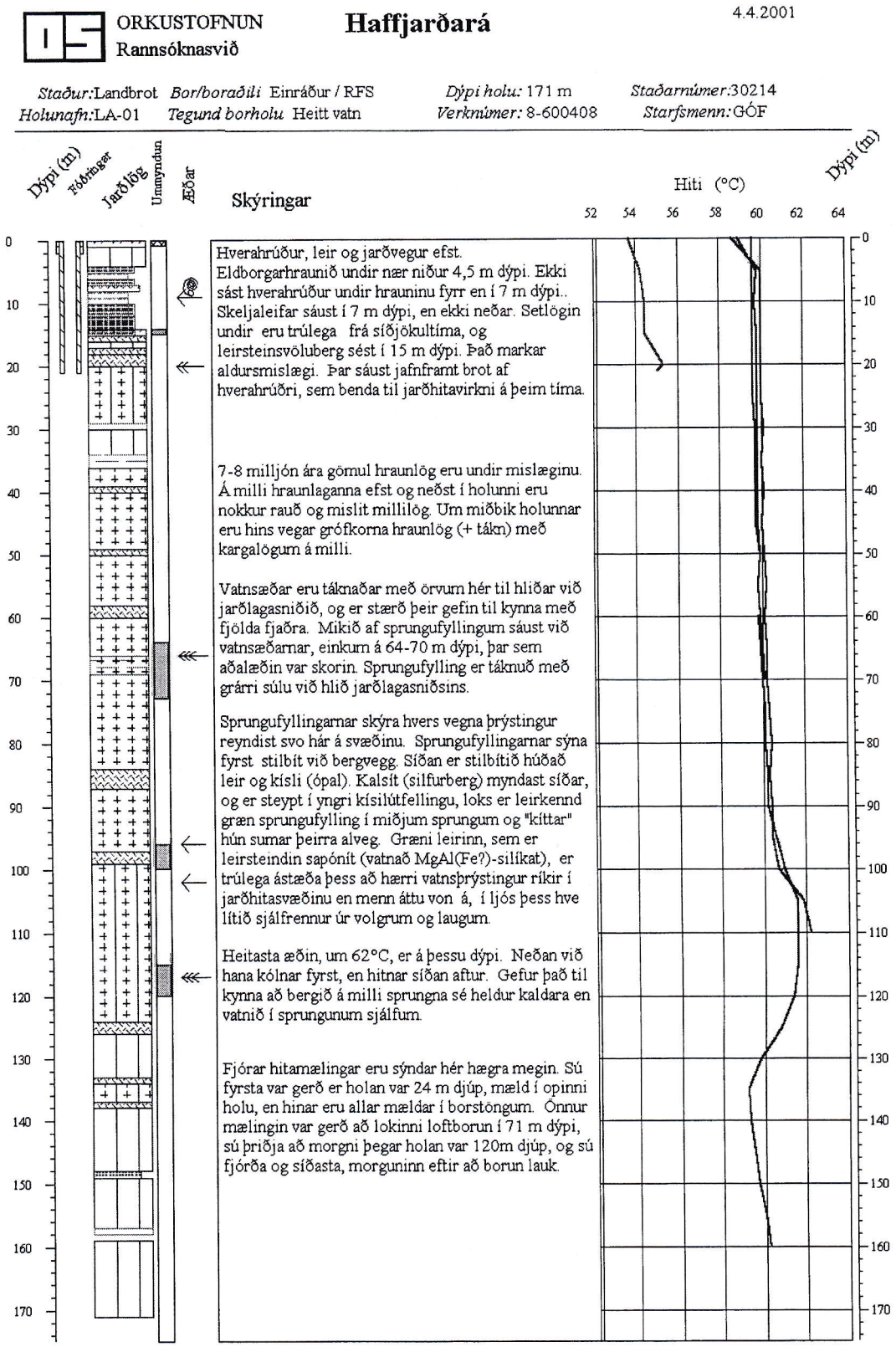
Heimildir:

(1) *Guðmundur Ómar Friðleifsson og Halldór Ármannsson 1999 a.* Hverahrúður á Snæfellsnesi. Vorráðstefna 1999. Ágrip erinda og veggspjalda. Jarðfræðifélag Íslands, bls 23-25.

(2) *Guðmundur Ómar Friðleifsson og Halldór Ármannsson 1999 b.* Silica sinters in Snæfellsnes and Hnappadalur, West Iceland. Geochemistry of the Earth's Surface. Reykjavik, Iceland, 16-20 August 1999, bls. 499-502.

(3) *Helga Tulinius, Árni Hjartarson, Guðmundur Ómar Friðleifsson og Guðrún Sverrisdóttir, 1991.* Hnappadalur, Kalt vatn og jarðhiti. Sérverkefni í fiskeldi 1989-1990. Orkustofnun, OS-91039/JHD-05, 55 bls.

(4) *Guðmundur Ómar Friðleifsson, Sverrir Þórhallsson, Magnús Ólafsson og Þórólfur H. Hafstað 2001.* Boranir við Haffjarðará 1999. Orkustofnun, OS-2001/025, 33 bls.



Mynd 1. *Jarðlög, ummyndun og hiti í holu LA-01 við Haffjarðará.*

Hafsbotn sunnan Kötlu - Landkönnun með fjölgeislamæli

Guðrún Helgadóttir[1], Héðinn Valdimarsson[1], Páll Reynisson[1], Jóhannes Briem[1] og Haraldur Sigurðsson[2]

[1]Hafrannsóknastofnun, [2]Háskólanum í Rhode Island

Á síðasta áratug hafa orðið miklar framfarir við kortlagningu hafsbotnsins. Nákvæm staðsetningartækni (GPS) og fjölgeislamælar eiga stóran þátt í að opna mönnum nýja sýn á landslag á hafsbotni. Þetta á nú einnig við um íslenska landgrunnið, sem fram til þessa hefur ekki verið kortlagt nákvæmlega nema á takmörkuðum svæðum. Með tilkomu tækjabúnaðar í nýju skipi Hafrannsóknastofnunarinnar er mögulegt að gera átak í þessum efnum og efla markvissa kortlagningu hafsbotnsins.

Tækið sem vísað er til í Árna Friðrikssyni RE 200 er fjölgeislamælir (*Multibeam Echo Sounder*) af gerðinni Simrad EM 300. Það er í flokki tiltölulega öflugra mæla af þessu tagi og getur mælt niður á allt að 5000 metra dýpi. Sendi- og móttökubotnstykki þess eru stór um sig, fest neðan á kjöl skipsins. Tækið vinnur á 30 kHz tíðni og getur mælt allt að 150 gráðu breitt far (*swath*) undir skipinu með 135 tveggja gráðu breiðum geislum. Breidd mælingasvæðisins er um það bil fimm sinnum dýpi sjávar. Þannig er unnt að mæla um 5 kílómetra breitt svæði þar sem sjávardýpi er 1000 metrar. Nákvæmni mælinganna er vel innan marka IHO-staðalsins (*International Hydrographic Office*).

Fjölgeislamælirinn í rs. Árna Friðrikssyni var notaður í fyrsta sinn í leiðangri Hafrannsóknastofnunarinnar síðastliðið haust (september 2000) og stóðst fyllilega allar væntingar og meira til. Markmiðið var að prófa mælinn með tilliti til mismunandi dýpis og botngerðar. Jafnframt var hafsbotn sunnan Kötlu kortlagður út fyrir landgrunnsbrún niður á 1500-2000 metra dýpi, til að afla sem gleggstra upplýsinga um botnlag og botngerð á því hafsvæði þar sem búast má við áhrifum vegna jökulhlaupa af völdum Kötlugosa. Alls var mælt um 4300 ferkílómetra svæði í sjö daga leiðangri, nánar tiltekið á Kötluhryggjum, í Reynisdjúpi og í Háfadjúpi austan við Vestmannaeyjar.

Einstakar upplýsingar fengust á öllum þessum svæðum. Til dæmis stórbrotið og áður óþekkt landslag í Háfadjúpi, botnlögun í og utan við Reynisdjúp auk þess sem skýr mynd fékkst af svonefndu Mýrdalsjökulgljúfri og umhverfi þess. Þetta gljúfur var áður þekkt í grófum dráttum á milli Kötluhryggja, um 100 km til suðurs niður á meira en 2000 metra dýpi. Þarna eru farvegir eðjustrauma sem gjarnan eiga rætur að rekja til jökulhlaupa.

Fjölgeislamælirinn býður upp á nýja og spennandi möguleika við kortlagningu hafsbotnsins umhverfis Ísland. Niðurstöðurnar munu væntanlega leggja grunn að frekari rannsóknum hvort sem þær beinast að jarðfræðirannsóknum á hafsbotni, könnun nýrra fiskislóða eða ástandi hafsins og lífríki þess.

Nýr fundarstaður plöntusteingervinga í Eyjafirði

Hafdís Eygló Jónsdóttir og Margrét Hallsdóttir

Náttúrufræðistofnun Íslands

Síðastliðið haust kom í ljós nýr fundarstaður plöntusteingervinga í um 1000 metra hæð upp við Syðrisúlu í Eyjafirði. Steingervingarnir fundust undir súru, þykku gjóskubergi, sem tengist fornri megineldstöð í Öxnadal.

Upp við Syðrisúlu, að sunnanverðu, er áberandi klettabelti úr þóleiíti. Lagmót gjóskubergsins liggja ofan á þessu klettabelti og er þetta einn af fáum stöðum þar sem lagmótin eru ekki hulin skriðu. Við Syðrisúlu er gjóskubergið um 118 m þykkt en þykknar er vestar dregur, í átt að Öxnadal (Árni Hjartarson og Hafdís Eygló Jónsdóttir 1999). Við lagmótin sést litarbreyting neðst í gjóskuberginu og þar er um 5 – 10 cm þykkt lag af gulbrúnu/brúnu leir- eða siltlagi. Töluvert af barrnálum og sprotum fundust á mörkum sets og gjóskubergs. Barrnálarnar hafa verið greindar, og virðist næsta víst að þar sé um þin (*Abies* sp.) að ræða. Þær minna helst á stórþin (*Abies grandis*), en sú tegund er ættuð frá vesturströnd Norður-Ameríku.

Plöntusteingervingar hafa áður fundist í nágrenninu. Meðal annars hafa blaðför, kísilrunnir viðarbútar, surtarbrandur, frjókorn og gró, fundist í 1000 m hæð í Lambárdalsöxl í Glerárdal og í 1000 – 1100 m hæð í Hlíðarskál í Hlíðarfjalli (Trausti Einarsson 1942, Helgi Hallgrímsson 1966, 1979). Gróðurmenjarnar frá Lambárdalsöxl finnast sömuleiðis undir súra gjóskuberginu. Úr sýni þaðan fundust m.a. starir, hikkoría, hesli, eik, elri, birki, ösp, víðir, lerki og fenjasýprus (Schults, G. 1967). Í Hlíðarskál voru leifarnar fátæklegri, viðarbrandur, starir og elftingar, og fundust ekki í föstu bergi (Helgi Hallgrímsson 1966). Þá hafa blaðför (elri, gras, stör, elfting) í vatnaseti komið í ljós í um 800 m hæð í Reykárbotnum ofan við Hrafnagil í Eyjafirði.

Gjóskubergið myndar ákjósanlegar varðveislu aðstæður fyrir plöntur, og því er ekki ólíklegt að enn fleiri staðir með plöntusteingervingum finnist undir því. Allt bendir til þess að gróðurmenjarnar frá Súlum og Lambárdalsöxl séu úr sama lagi, og því af sama aldri, og það á hugsanlega einnig við um plöntuleifarnar í Hlíðarskál. Þær sýna að áður en súra gjóskubergið, sem tengist Öxnadalseldstöðinni, varð til, hafi orðið goshlé, og skógur náð að vaxa upp. Samkvæmt Hauki Jóhannessyni (1991) var sú megineldstöð virk fyrir um 8 – 9 milljón árum.

Heimildir

Árni Hjartarson og Hafdís Eygló Jónsdóttir 1999. Akureyri, jarðfræðikort 1:50.000. *Orkustofnun* OS-99118, 18 bls. + kort.

Haukur Jóhannesson 1991.Yfirlit um jarðfræði Tröllaskaga (Miðskaga). *Árbók Ferðafélags Íslands* 1991, bls. 39-56.

Helgi Hallgrímsson 1966. Steingervingar í Hlíðarfjalli. *Flóra* 4, bls. 102.

Helgi Hallgrímsson 1979. Jarðsaga Glerárdals. *Ferðir* 39, bls. 3-24.

Schultz, G. 1967. Einige weitere pollenanalytische Untersuchungen von isländischen Ligniten. *Neues Jahrb. Geol. Paläont.*, bls. 315-320.

Trausti Einarsson 1942. Glerárdalur. *Ferðir* 3, bls. 1-10.

Glacier-Volcano Interactions Deduced By SAR Interferometry

Helgi Björnsson[1], Helmut Rott[2], Sverrir Gudmundsson[1], Andrea Fischer[2], Andreas Siegel[2] and Magnús T. Gudmundsson[1]

[1]Science Institute, University of Iceland, Iceland
[2]Institut für Meteorologie und Geophysik, Universitat Innsbruck, Austria

Glacier-surface displacements produced by geothermal and volcanic activity beneath Vatnajökull ice-cap in Iceland are described by field surveys of the surface topography combined with interferograms acquired from repeat-pass synthetic aperture radar images. A simple ice-flow model serves well to confirm the basic interpretations of the observations. The observations cover the period October 1996-January 1999 and comprise: (a) the ice-flow field during the infilling of the depression created by the subglacial Gjálp eruption of October 1996, (b) the extent and displacement of the floating ice cover of the subglacial lakes of Grímsvötn and the Skaftá cauldrons, (c) surface displacements above the subglacier pathways of the jökulhlaups from the Gjálp eruption site and the Grímsvötn lake, (d) detection of spots of temporal displacement that may be related to altering subglacial volcanic activity. At the depression created by the Gjálp eruption, the maximum surface displacement rate away from the radar decreased from 27 to 2 cm d^{-1} over the period January 1997 - January 1999. The observed vertical displacement of the ice cover of Grímsvötn changed from an uplift rate of 50 cm d^{-1} to sinking of 48 cm d^{-1}, and for Skaftá cauldrons 2 cm d^{-1} to 25 cm d^{-1}.

Berggrunnskort af Höfuðborgarsvæði – 1613-III-NA

Helgi Torfason[1], Árni Hjartarson[2], Haukur Jóhannesson[2] og Ingvar Birgir Friðleifsson[2]

[1]Náttúrufræðistofnun Íslands, [2]Orkustofnun

Sveitarfélög á Höfuðborgarsvæðinu hafa á undanförnum árum kostað gerð fjögurra jarðfræðikorta af svæði sem markast af Kjalarnesi, Móskarðshnúkum, Vífilsfelli, Bláfjöllum, Kóngsfelli, Lönguhlíð og Straumsvík og er þeirri kortagerð nú lokið. Bergkortin eru unnin á Orkustofnun og Náttúrufræðistofnun og eru í mælikvarða 1:25.000. Gerð eru berggrunns-, set- og vatnafarskort. Af berggrunnskortum eru nú komnir út SV, NV, SA og NA hlutarnir.

Norðaustur kortið, sem var síðast í röðinni, tekur yfir jarðmyndanir frá Reunion á Matuyama (um 2,09 millj.ára) fram á síðjökultíma, en engin nútímahraun koma inn á kortið. Elstu myndanirnar eru móberg sem kemur fram við sjó norðan við Kollafjörð og er talið vera samaldra við móberg í Gufunesi. Þar ofaná koma yngri myndanir með rétta segulstefnu og eru talin vera frá Reunion segulmund (2,09-2,06 m.ár). Stór hluti Esju kemur inn á þetta kort og er sá hluti kortsins tekin óbreyttur úr doktorsritgerð Invars Birgis Friðleifssonar 1973 (vitnað er í viðkomandi heimildir á kortinu).

Berglagastaflinn er að meginhluta basalt, en líparít sem tengist Stardals-megineldstöðinni kemur fram í Grímmannsfelli og í Móskarðshúkum. Stór innskot eru í Þverfelli og Stardalshnúk. Upphleðslan er rofin á mörgum stöðum í jarðlagastaflanum af jökulmyndunum, jökulbergi og móbergi og því ekki auðvelt að tengja saman jarðmyndanir yfir Mosfellsdalinn. Aldursgreining á líparíti í Móskarðshnúkum (2 m.ár) er notuð til að tengja jarðlagasyrpur og mæld segulskipti við segultímakvarðann.

Mislægi eru mörg á kortinu og af mismunandi aldri. Þau eru tengd jökulskeiðum þegar jöklar rufu niður basaltstaflann og skildu eftir móbergshauga, s.s. neðst í Kistufelli, efst í Grímannsfelli og Mosfell, sem stendur á mikið rofnu undirlagi.

Frá núverandi segulskeiði, Brunhes, eru móbergsmyndanir í Mosfelli og grágrýtisflákar, sem nefndir eru Reykjavíkur-, Grafarheiðar- og Mosfellsheiðargrágrýti og hafa runnið eftir að jarðlagastaflinn hafði rofist mikið niður. Aðeins það yngsta, Mosfellsheiðargrágrýti, má rekja til líklegra gíga, en það er í Borgarhólum, sem eru skammt austur af Grímmannsfelli.

Brotalínur hafa verið kortlagðar eftir loftmyndum og stór hluti skoðaður í náttúrunni. Sprungusveimurinn sem tengist Krísuvík heldur áfram um Hafravatn og hefur hið öfluga jarðhitavæði á Suður- og Norðurreykjum lengi verið talið tengjast honum. Sprungusveimur sem tengist Brennisteinsfjöllum liggur austan við Grímmannsfell, og teljast vestustu brotin í suð-austurjaðri kortsins til hans. Brot með NV-læga stefnu eru merkt á suð-austurhluta kortsins. Í einu tilviki er kaldavatnsuppspretta tengd slíku NV-misgengi, en annars er þýðing þeirra enn óljós, hvað varðar rennsli vatns og jarðhita. Flest brot og misgengi eru með NA-SV stefnu, og eru misgengi sums staðar vegleg, t.d. í Kistufelli. N-S brot eru í Úlfarsfelli, en tengsl þeirra við aðra hlura korsins eru óljós, þau halda áfram norðuryfir Helgafell, en koma ekki fram í Esju. Öskjusig sem tengist Stardalseldstöðinni er að miklum hluta hulið grágrýi, en hefur verið kortlagt í Esju.

Jarðhiti er mikill á því svæði sem kortið tekur yfir, en mest af honum sést ekki lengur á yfirborði vegna virkunar. Þó eru nokkrir staðir enn við lýði og minnst spillt er volgrusvæði norðan við Grímmanssfell, með hita allt að 30°C. Einnig eru volgrur í Katlagili. Rennsli þarna er fremur lítið, en fallegir staðir, einkum í Bringnagili. Um 20°C heit volgra skammt sunnan við Blikastaði og volgrur við Úlfarsá eru enn til staðar.

Vetrarmót norrænna jarðvísindamanna 2002

Helgi Torfason[1] og Freysteinn Sigmundsson[2]

[1]Náttúrufræðistofnun Íslands, [2]Norrænu eldfjallastöðinni

Dagana 6. til 9. janúar 2002 verður haldið í Reykjavík vetrarmót norrænna jarðvísindamanna – *Nordisk Geoligisk Vintermöde*. Þetta er 25 vetrarmótið og í þriðja skipti sem það er haldið hér á landi. Þótt jarðfræði þessara landa sé æði mismunandi þá mætast áhugamál og rannsóknir jarðvísindamanna á norðurslóðum á mörgum stöðum. Sennilega er meira um að jarðvísindamenn frá öðrum löndum komi til Íslands, en að við sækum þá heim, en það gæti breyst í framtíðinni.

Skipulag ráðstefnunnar er í höndum sérstakrar nefndar. Í henni sitja Freysteinn Sigmundsson, formaður, Norrænu eldfjallastöðinni, Áslaug Geirsdóttir og Bryndís Brandsdóttir, Raunvísindastofnun Háskólans, Helgi Torfason og Kristján Jónasson, Náttúrufræðistofnun Íslands, Hreinn Haraldsson, Vegagerðinni, Ingibjörg Kaldal, Orkustofnun, og Kristján Ágústsson, Veðurstofu Íslands. Ráðstefnuþjónustan en *Congress Reykjavík* sér um skráningu og ytra skipulag. Þær dagsetningar sem eru mikilvægar fyrir þátttakendur eru:

10. september 2001	en þá rennur út frestur til að skila ágripum erinda.
10. otkóber 2001	eftir þann tíma hækkar þátttökugjald.
10. október 2001	þá verður látið vita hvort ágrip erinda verði samþykkt.

Það er von Jarðfræðafélagsins að þátttaka verði mikil í þessari ráðstefnu og sem flestir sjái sér fært að koma til hennar, hvort sem er með erindi upp á vasann eða án. Verið er að skipuleggja þær setur sem verða í boði, en efnisflokkar verða margir. Miðað er við að halda þátttökukostnaði innan við 30.000 kr. Ráðstefnan verður haldin í Háskólabíói og nálægum húsum og er aðaltungumálið enska, en ekki verður amast við norðurlandamálunum fyrir utan íslensku og finnsku, sem myndu kosta túkun á staðnum. Öll ágrip eiga að vera á ensku. Kappkostað verður að hafa þetta ánægjulegan og innihaldsríkan atburð og okkur til sóma.

Heimasíða ráðstefnunnar er http://www.vedur.is/jfi

Þróun jarðhitakerfisins á Nesjavöllum

Hjalti Franzson, Orkustofnun – Rannsóknasvið, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Framrás jarðhitakerfisins norður úr Hengli og inn á Nesjavelli stjórnast af gossprungum í Kýrdalsbrúnum, misgengjum í Nesja- og Köldulaugagiljum, og þegar dýpra kemur í jarðhitageyminn bætist við sprungulekt við jaðra díórítinnskota og fersklegra og ummyndaðra basaltinnskota. Díórít og fersklegu basaltinnskotin sem holurnar skera eru talin að meginhluta til sillur og halla í suður inn undir Henglinn (mynd 1).

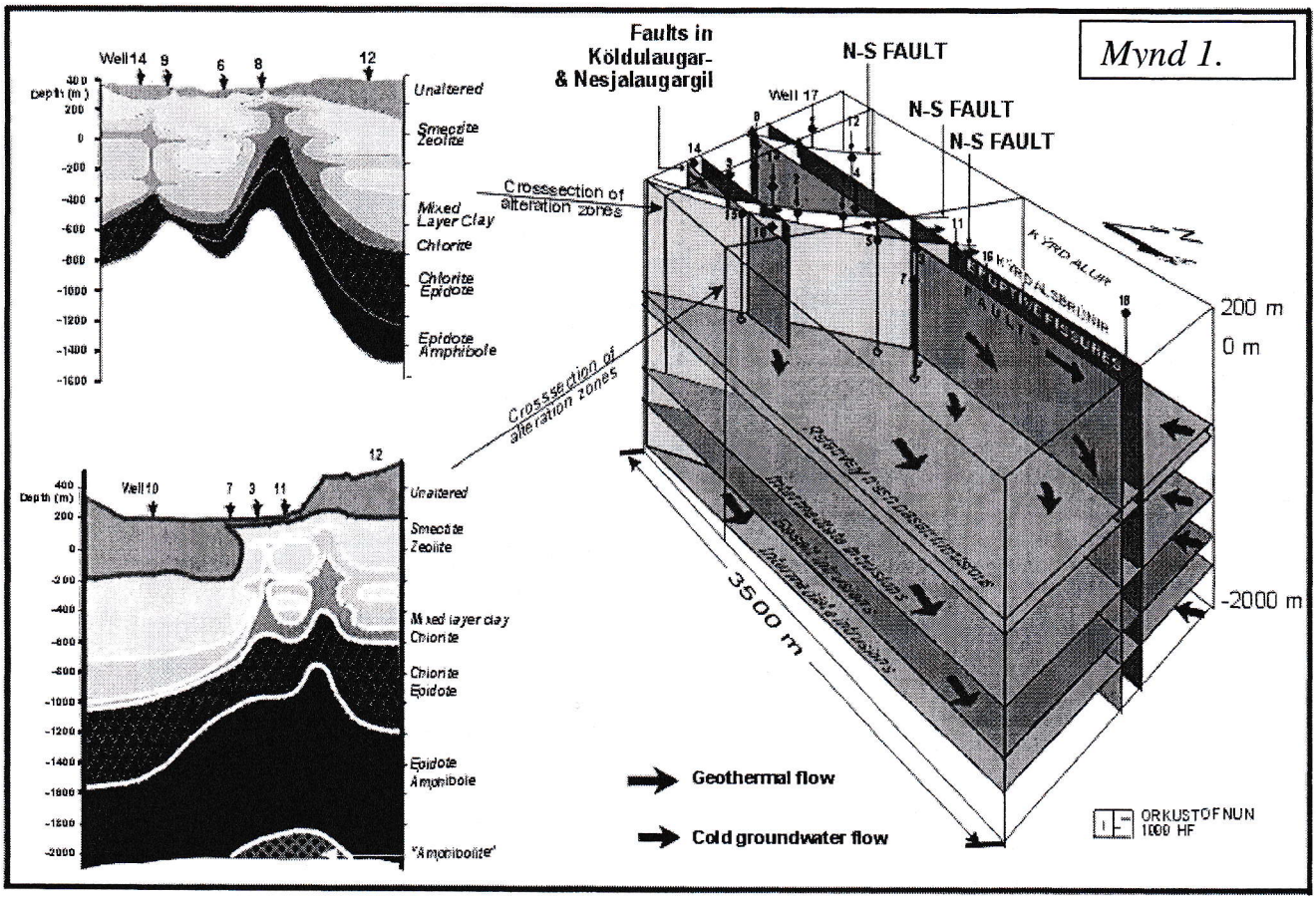
Ummyndun og útfellingar sýna lögun og hugsanlega hitadreifingu í jarðhitakerfinu, og röðun útfellinga í holrými bergsins segja sögu kerfisins í tíma og rúmi. Á mynd 2 er sýnd þróun jarðhitakerfisins á Nesjavöllum, sem byggð er á athugunum á yfir 1100 útfellingaröðum. Jarðhitasögunni er unnt að skipta í 6 hluta. Fyrsta tímaskeiðið lýsir lághitaaðstæðum. Annað skeið lýsir fyrstu háhitamerkjum og tengjast díórít innskotum. Þriðja tímskeiðið sýnir háhitaummyndun. Efri hluti jarðhitakerfisins á tímum annars og þriðja skeiðs sýnir myndun zeólíta (fjórði hluti) og bendir röðun þeirra til þess að jarðhitakerfið sé smá saman að hitna. Fimmta skeiðið lýsir skarpri upphitun jarðhitakerfisisns, og mjög greinilegu niðurbroti á eldri zeólítum. Síðasta útfellingin í jarðhitakerfinu er kalsít. Hitamælingar á vökvabólum í kalsíti sýna að kæling á sér þá stað í jarðhitakerfinu á þeim tíma (mynd 3). Sterkar vísbendingar eru um hitnun í vissum hlutum jarðhitakerfisins eftir að kalsít féll út. Hitnunin er mest áberandi austan megin við gossprungurnar í Kýrdalsbrúnum og þar sem fersklegu basaltinnskotin fleyga jarðlagastaflann (mynd 4). Uppruni þessarar hitnunar, sem nú á sér stað er líklega innan Hengils og leitar út til norðurs inn í Nesjavallakerfið. Sá ofurhiti sem mældist nærri botni í holu 11 gæti verið tengdur þessari upphitun. Upphitunin er talin yngri en 2000 ára gosrás Kýrdalsbrúna, og er sú tilgáta sett fram að hún tengist umbrotum sem urðu á þessum slóðum seint á 19. öld.

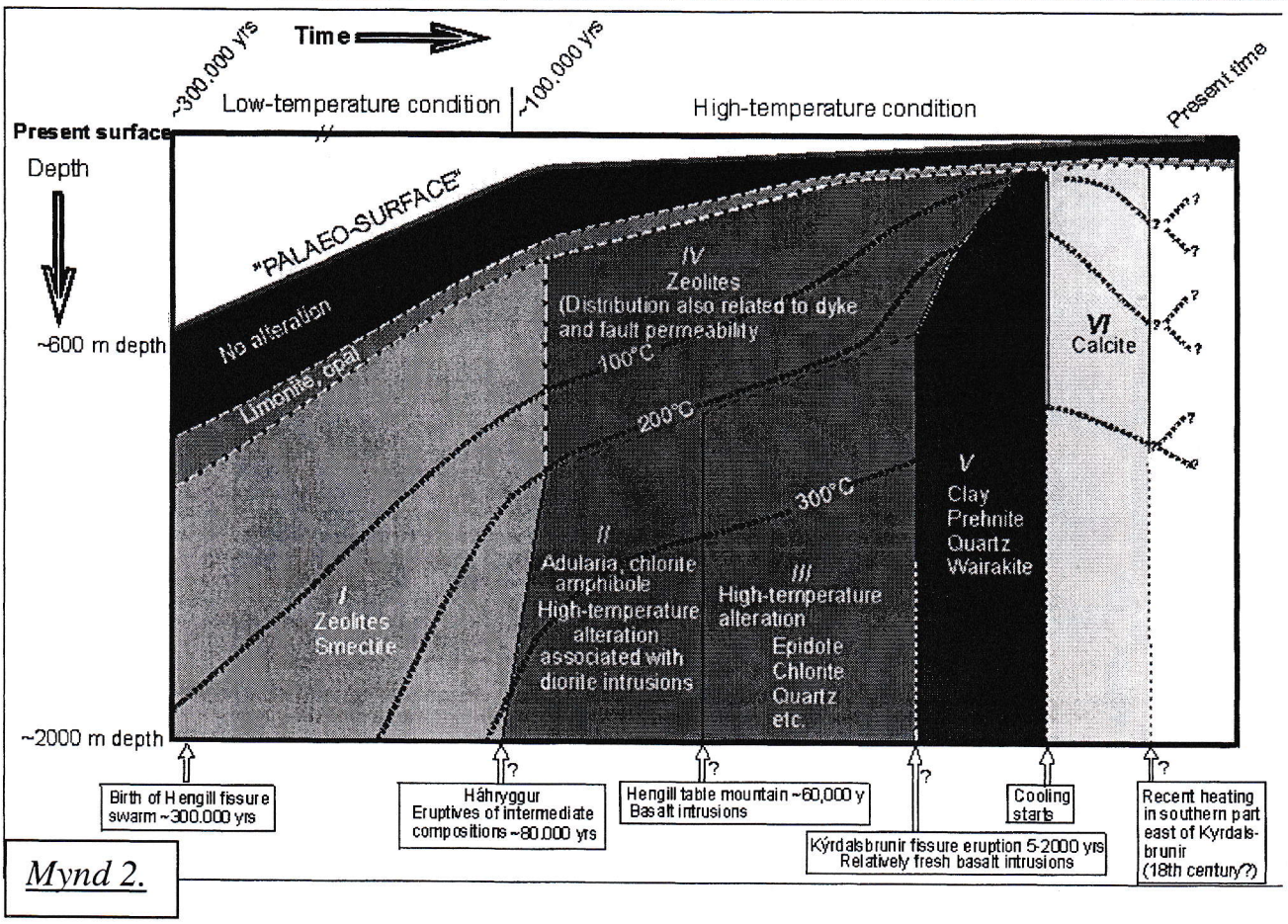
Mynd 1. *Megin vatnsleiðarar í jarðhitakerfinu á Nesjavöllum. Vinstra megin á myndinni eru þverskurðir af ummyndunarbeltum.*

Mynd 2. *Skematísk mynd sem sýnir tímavenzl útfellinga, myndunarhita, breytingar á yfirborði og möguleg tenging við gosmyndanir.*

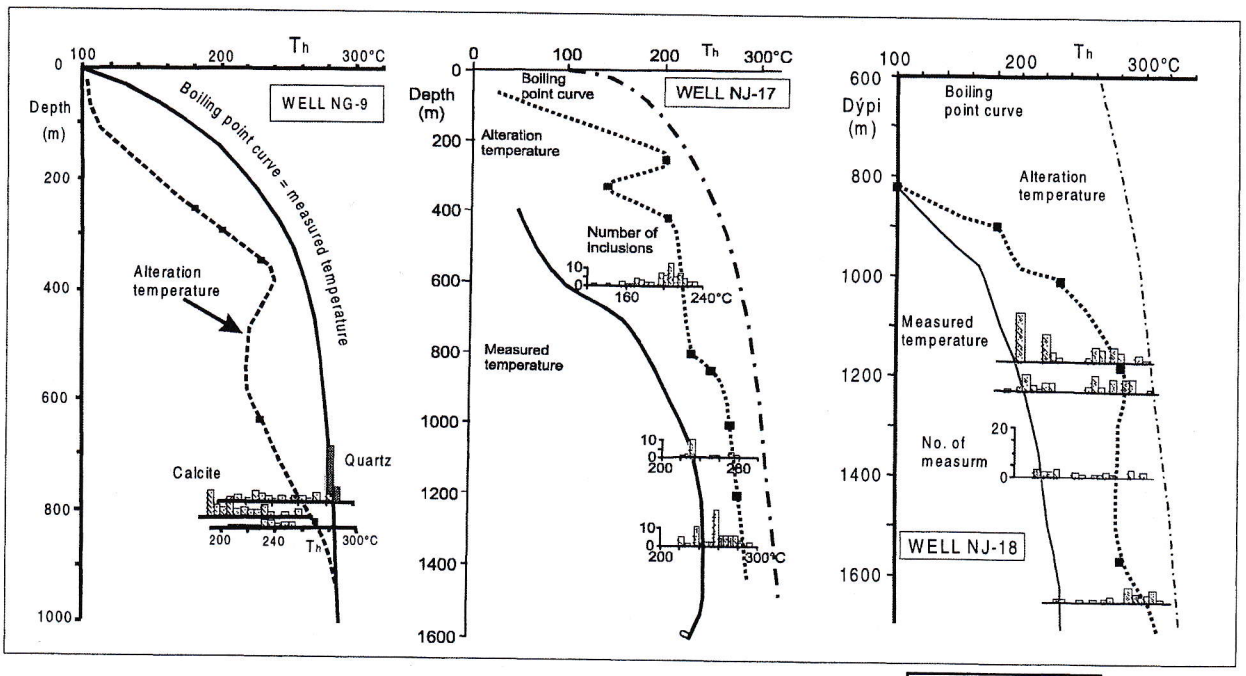
Mynd 3. *Hiti mældur í vökvabólum (að mestu kalsít), og samanburður við berghita og ummyndunarhita.*

Mynd 4. *A-V þverskurður (sbr. mynd í vinstra neðra horni á mynd 1), sem sýnir þau svæði þar sem hitnun og kólnun á sér nú stað.*

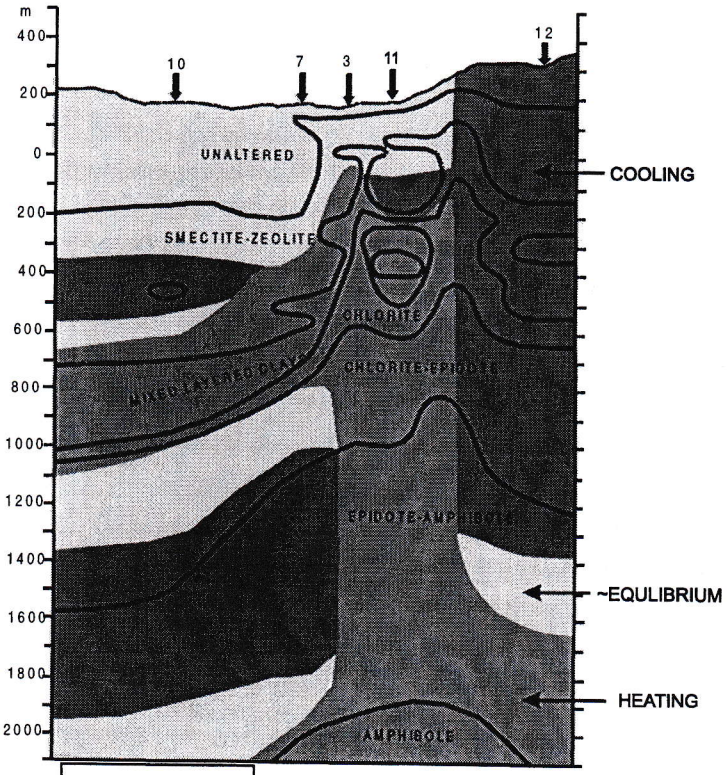

Mynd 1.
Faults in Köldulaugar- & Nesjalaugargil
N-S FAULT
N-S FAULT
N-S FAULT
Well 14
Well 17
Well 10
Unaltered
Smectite Zeolite
Mixed Layer Clay
Chlorite
Chlorite Epidote
Epidote Amphibole
"Amphibolite"
Crossection of alteration zones
200 m
0 m
-2000 m
3500 m
Geothermal flow
Cold groundwater flow
ORKUSTOFNUN 1000 HF


Time
~300.000 yrs
~100.000 yrs
Present time
Low-temperature condition
High-temperature condition
Present surface
Depth
~600 m depth
~2000 m depth
"PALAEO-SURFACE"
No alteration
Limonite, opal
I Zeolites Smectite
II Adularia, chlorite amphibole High-temperature alteration associated with diorite intrusions
III High-temperature alteration Epidote Chlorite Quartz etc.
IV Zeolites (Distribution also related to dyke and fault permeability
V Clay Prehnite Quartz Wairakite
VI Calcite
100°C
200°C
300°C
Birth of Hengill fissure swarm ~300.000 yrs
Hengill table mountain ~60,000 y Basalt intrusions
Cooling starts
Recent heating in southern part east of Kyrdals-brunir (18th century?)

Mynd 2.


WELL NG-9
Depth (m)
Boiling point curve = measured temperature
Alteration temperature
Calcite
Quartz
WELL NJ-17
Boiling point curve
Alteration temperature
Number of inclusions
Measured temperature
WELL NJ-18
Dýpi (m)
Boiling point curve
Alteration temperature
Measured temperature
No. of measurm

Mynd 3.


UNALTERED
SMECTITE-ZEOLITE
CHLORITE
CHLORITE-EPIDOTE
EPIDOTE-AMPHIBOLE
AMPHIBOLE
COOLING
~EQULIBRIUM
HEATING

Mynd 4.

Eldhúsumræða um skorpujarðfræði vegna djúpborunnar á Íslandi (IDDP)

Ingi Þorleifur Bjarnason (ingib@raunvis.hi.is)

Raunvísindastofnun HÍ, Haga, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík

Jarðeðlisfræðingar hafa mælt bylgjuhraða jarðskorpu Íslands í hartnær 40 ár. Með aukinni upplausn á hraðastrúktur skorpunnar er hægt að tengja betur töluleg gildi bylgjuhraðanns við yfirborðsjarðfræði, sögulega uppbyggingu eða eyðingu jarðlagastaflans og hugsanlega jarðefnafræðilegar breytingar með dýpi. Umræða um slíkar tengingar er efni þessa erindis

Skorpunni er hefðbundið skipt uppi í tvo megin hluta, efri og neðri skorpu. Efri skorpu er stundum skipt í efri og neðri hluta og er neðri hlutinn þá kallaður mið skorpa. Vanalega eru skilin milli mið skorpu og neðri skorpu dregin við ákveðna P-bylgju jafnhraðalínu sem liggur á bilinu 6.3-6.9 km/s. Valið á jafnhraðalínunni hefur verið nánast skilgreiningar atriði hjá hinum ýmsu höfundum en klassíska P-bylgju jafnhraðalínan fyrir þessi skil er 6.5 km/s. Væntanlega er ástæðan fyrir þessum mismunandi skilgreiningum sú að skilin milli mið og neðri skorpu eru í rauninni ekki skörp og ber því að líta á þessar mismunandi skilgreiningar sem réttilega breytileg viðmiðunarmörk (þ.e. fljótandi gengi). Fastgengisstefna í skorpu fræðum getur valdið bjagaðri jarðfræði túlkun (eða of mikilli takmörkun á túlkun) og verður dæmi um slíkt dregið fram.

Það einkenni sem líklega aðskilur best efri og mið skorpu frá neðri skorpu eru mismunandi gildi á hraðastigli (þ.e. breyting á hraða með dýpi). Hraðastigull efri og mið skorpu er stærðargráðu hærri en hraðastigull neðri skorpu. Meginreglan er að hraðastigull minnkar með dýpi innan hvers lags skorpunnar en með ýmsum undantekningum. Í jarðskorpu Íslands eins og víðast annar staðar verður veruleg minnkun á hraðastigli einmitt á dýpi þar sem P-bylgju hraða er á bilinu 6.3-6.9 km/s. Dýpið á breytinginni á hraðastiglinum á þessu bili skilgreinir líklega best skilin milli mið og neðri skorpu og liggur á 3-12 km dýpi undir Íslandi

Það eru þrjár aðal ástæður fyrir hinum háa hraðastigli í efri og mið skorpu miðað við neðri skorpu sem eru af jarðfræðilegum og jarðefnafræðilegum toga. Efri og mið skorpa eru að mestu leyti mynduð af stafla yfirborðsbergs með auknu rúmmáli innskota eftir því sem neðar dregur sérstaklega í mið hluta hennar. Neðri skorpan er hins vegar eingöngu mynduð úr djúpbergi. Efri og mið skorpa er marg sprungin vegna uppruna síns og vegna tektóniskra krafta sem hafa verkað á hana í tímans rás. Þessi hluti hennar er með töluvert poru hlutfall sem ásamt sprungum lækkar bylgjuhraða. Með auknu dýpi (fargi) ýtast sprungur og porur saman auk þess sem útfellingar jarðhitavirkni fylla uppi í porur og hækkar því bylgjuhraði með dýpi og aldri jarðlaganna. Við 250° C hita sem er á um 2.5 km dýpi undir gosbeltunum myndast epidót, þung steind sem hækkar hraðann. Spurning sem vert er að skoða er hvort hægt sé að aðgreina í hraðastrúktúrnum efnafræði áhrif eins og myndun epidóts frá áhrifum vegna uppfyllinga pora og lokunnar sprungna. Önnur mikilvæg spurning sem nú er hægt að skoða betur er hvort hægt sé að nota jafnhraðalínur í skorpunni ásamt staðsettum jarðskjálftum til þess að kortleggja þykkt brotgjarna hluta hennar.

Saga forns jökullóns sunnan Kárahnjúka

Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson

Orkustofnun – Rannsóknasvið, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Á undanförnum árum hefur verið unnið að því á OS að safna í gagnagrunn upplýsingum um verndarverðar jökulmenjar á hálendinu. Verkið er kostað af Orkusjóði og Landsvirkjun og er liður í *Rammaáætlun um nýtingu vatnsafls og jarðhita*. Landform mynduð af jökli, bæði hinum hörfandi ísaldarjökli og jöklunum í dag eru kortlögð og tölvutekin. Hægt að nota og kynna þessi gögn á margvíslegan hátt. Síðastliðið haust var gert jarðgrunnskort af nánasta umhverfi fyrirhugaðs Hálslóns sem er uppistöðulón Kárahnjúkavirkjunar. Hér á eftir verður rakin saga jökulhörfunar á svæðinu og sögð saga lóns sem var í dal Jökulsár á Brú fyrir innan Kárahnjúka í lok síðasta jökulskeiðs (Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson 2000). Auk jarðgrunnskortlagningar, vann hópur á vegum Náttúrufræðistofnunar við könnun á innviðum hins forna lónsets vegna mats á umhverfisáhrifum virkjunarinnar (Jórunn Harðardóttir o.fl. 2001). Einnig hefur Óskar Knudsen unnið við rannsóknir framan við Brúarjökul undanfarin 10 ár (Óskar Knudsen 2000).

Jarðgrunnskortið

Svæðið sem hér er fjallað um og jarðgrunnskortið nær yfir er að mestu leyti þakið jökulruðningi frá hörfunarskeiði ísaldarjökulsins. Sums staðar er hann þó þunnur og ósamfelldur. Þar sem berg stendur uppúr jökulruðningnum, má víða finna jökulrákir. Jökulruðningurinn er allvíða kembdur, þ.e. í honum hafa myndast jökulkembur, sem eru langir hryggir mótaðir í skriðstefnu jökulsins, oft nokkrir km á lengd. Slíkir hryggir sýna ávallt síðustu skriðstefnu jökulsins og jafnvel enn betur en jökulrákir á klöppum sem geta verið staðbundnar. Á svæðinu sem kortið sýnir er ekki mikið af jökulárseti, nema í tengslum við gamalt lónset í dal Jöklu. Þó eru litlir sandar framan við framhlaupsgarða frá 1890 og 1964. Malarásar myndaðir í göngum í eða undir jöklinum eru í Sauðárdal. Mest er þó um malarása innan við framhlaupsgarðana frá 1890 og 1964. Lengsti malarásinn er í Kringilsárrana milli þessara tveggja jökulgarða. Óskar Knudsen hefur rannsakað malarása framan við Brúarjökul um árabil (Óskar Knudsen 1995 og 1998).

Hörfunarsaga hins forna "Brúarjökuls" er allvel þekkt (Bessi Aðalsteinsson 1992, Ingibjörg Kaldal 1993 og óbirt gögn og Óskar Knudsen 1995, 2000). Á framrásarstigum á hörfunartíma jökulsins ýtti jökullinn upp jökulgörðum, sem suma hverja má rekja langar leiðir. Tveir þeirra koma við sögu á umræddu svæði.

Búrfellsstig: Nyrsti og elsti jökulgarðurinn á kortinu er kenndur við Búrfell austan við Kárahnjúka. Rekja má þennan garð meira eða minna samfellt frá Grjótá, norðvestur yfir Desjarárdal þar sem hann verður óljós. Vestan Jöklu eru ummerki eftir þetta stig í Sauðárdal og sunnan undir Hvannstóðsfjöllum klifrar stórgrýttur jökulgarður upp hlíðina. Hann má rekja slitrótt til suðvesturs í átt að Hattfelli. Um aldur þessa stigs er lítið vitað, nema að það er frá síðjökultíma.

*Þorláksmýrastig: U*m 10 km sunnan við Búrfellsstig eru jaðarmyndanir sem kenndar hafa verið við Þorláksmýrar vestan Kringilsár. Fyrst til að átta sig á þessu stigi og gefa því nafn var þýski jarðfræðingurinn Emmy M. Todtmann. Hún rakti jaðarmyndanir milli Sauðár og Kringilsár (Todtmann 1960) og taldi þær vera samaldra jökulgörðum framan við suðurjökla Vatnajökuls, þ.e. frá Mýraskeiðinu síðara sem hófst fyrir um 2500 árum, þegar loftlag kólnaði skyndilega og úrkoma jókst. Sigurður Þórarinsson (1964) sýndi hins vegar fram á, að Þorláksmýragarðurinn er miklu eldri, eða frá hörfun meginjökulsins og

því líklega ekki mikið yngri en Búrfellsstig. Sigurður mældi öskulagasnið á nokkrum stöðum milli Þorláksmýrastigs og framhlaupsgarðsins frá 1890. Hann fann þar fjölda öskulaga, en mest áberandi voru súru, ljósu öskulögin frá Öræfajökulsgosinu 1362, H3 (Hekla ~2800 ára) og H4 (Hekla ~4000 ára). Undir H4 er jarðvegur með fjölda öskulaga, álíka þykkur og fyrir ofan lagið, þannig að ljóst er að þarna hefur jarðvegsmyndun verið óslitin og ótrufluð af framgangi jökla síðan hún hófst eftir að ísaldarjökullinn hvarf af svæðinu. Athuganir okkar rétt innan við Þorláksmýragarðinn á Hálsi benda til þess sama og Sigurður hélt fram. Seinna rakti Bessi Aðalsteinsson ummerki þessarar framrásar til beggja átta eða a.m.k. vestur að Kverká til vesturs og suðaustur yfir Vesturöræfi. Jaðarmyndanir sunnan Snæfells, á áhrifasvæði Eyjabakkajökuls, eru hugsanlega samaldra þessu stigi (Skúli Víkingsson 2000). Vestan Jöklu er óvisst um framhald fyrr en vestan Kringilsár þar sem ummerki jaðars eru sunnan í Sauðafellsöldu. Yst í Kringilsárrana eru þó mikil stórgrýtt jökulruðningshrúgöld, sem kunna að vera frá Þorláksmýrastigi.

Í dal Jöklu innan við Fremri-Kárahnjúk er set sem myndaðist í jökullóni framan við jökuljaðarinn þegar ísaldarjökullinn var að hörfa í lok síðasta jökulskeiðs. Þegar Dimmugljúfur mynduðust, gróf Jökla sig niður í setið innan þeirra og eftir sitja miklir sethjallar báðum megin dalsins.

Myndunarsaga lónsins og Dimmugljúfra

Jökuljaðar Búrfellsstigs náði niður í lágan dal milli Fremri-Kárahnjúks og Skógarháls. Jökuljaðarinn hörfaði frá jökulgörðunum inn yfir dal sem var mun dýpri en fyrrnefndur dalur. Í þeim dal mynduðust Kárahnjúkar og Sandfell í eldgosi undir jöklinum seint á síðasta jökulskeiði (Bessi Aðalsteinsson 1992) og lokuðu dalnum. Þegar jökullinn hörfaði frá þessari ungu dalstíflu átti vatn frá honum sér ekki undankomuleið og lónið tók að myndast. Jökullinn hörfaði hratt og viðstöðulaust suður dalinn og lónið varð stöðugt lengra. Fínefni úr jökulvatninu settist til í lóninu, en allra fínasta efnið barst til sjávar. Set frá þessum tíma má sjá alls staðar í hjöllunum frá Fremri-Kárahnjúk suður á móts við suðurenda Sauðafells. Setið er að mestu leyti lagskipt silt og fínsandur. Þykkast er það á um 1 km kafla fyrir ofan og neðan ármót Sauðár vestari og Jöklu, eða 70-75 m. Þaðan þynnist það til suðurs. Berg er í ánni nær samfellt frá Sauðafelli og niður í Dimmugljúfur. Lítið er af leir í lónsetinu, en lónið hefur haft afrennsli niður dalinn og fínasti svifaurinn borist til sjávar með jökulvatninu.

Ekki er vitað hve langt suður jaðarinn var kominn þegar hörfunin var rofin af framhlaupi í jöklinum, sem myndaði Þorláksmýragarðinn. Þess gætir í setinu því rúmlega 1 km norðan við ármót Kringilsár og Jöklu tekur setið í hjöllunum að breyta um svip. Þar fyrir sunnan er eingöngu um sandlög og grófara jökulárset að ræða, alla leið suður að framhlaupsgarðinum frá 1890. Ekki er þar að sjá neitt fínlagskipt silt með fínsandslögum, eins og norðar í lónfyllunni. Þetta grófa set er augljóslega sett af nær jökuljaðri, en fína lónsetið.

Jökullinn hélt síðan áfram að hörfa langt inn fyrir núverandi jaðar Brúarjökuls. Lónið fylltist smám saman af seti uns aðstæður urðu þannig að ekkert lón var í dalnum lengur og Jökla flæmdist um flatar malareyrar. Á nokkrum stöðum á lónstæðinu, hefur fundist 20-30 cm jarðvegslag með öskulögum ofan á jökulársetinu. Ofan á jarðveginum er síðan vel skolað malarlag, víða 1-3 m að þykkt. Eftir að jökullinn var horfinn var lítill vatnagangur í dalnum; hann greri upp og jarðvegurinn myndaðist. Þegar jökullinn var farinn að stækka verulega aftur síðla á Nútíma fór jökulá aftur að renna um dalinn.

Af þessu er augljóst að Dimmugljúfur tóku ekki að grafast fyrr en löngu eftir að lónið var horfið. Fjölmargir hjallar eru nú í hlíðum dalsins, sem sýnir að gljúfrin hafa ekki

grafist í einu vetfangi. Efstu lónhjallarnir eru í um 550 m y.s. á móts við Sandfell og fara smátt og smátt hækkandi til suðurs í um 585 m hæð rétt norðan við framhlaupsgarðinn frá 1890. Ofan við hina eiginlegu hjalla má hins vegar víða sjá móta fyrir hærri rofstöllum. Gerðum við því skóna að gröftur hafi ekki hafist fyrr en seint á Nútíma eða jafnvel ekki fyrr en fyrir um 2000 árum eða enn síðar (Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson 2000). Aldursgreiningar á jarðveginum (Jórunn Harðardóttir o. fl. 2001) leiddu í ljós að grafturinn hófst fyrir um 4000 árum, og stóð enn fyrir 1800 árum. Að öllum líkindum var hann enn í gangi fram yfir miðja síðustu öld, því á loftmyndum frá 1945 má sjá foss í ánni skammt sunnan við Lindur, sem ekki sér móta fyrir á myndum frá 1960. Hvað kom greftri gljúfranna af stað? Líklegast er að það hafi gerst í einhverju framhlaupi í jöklinum en þá eykst vatnsmagn og aurburður gífurlega. Í dag hleypur Brúarjökull fram með vissu millibili og engin ástæða til að ætla að hann hafi ekki hagað sér þannig fyrir nokkrum þúsundum ára þegar hann hafði náð einhverri lágmarksstærð.

Ef miðað er við sama hörfunarhraða og á þessari öld, milli 1890 og 1937 (meðaltal 88 m/ár) og 1964 og 1998 (meðaltal 70 m/ár), en á þeim tímabilum var stöðug hörfun, má gera ráð fyrir að jökullinn hafi hörfað frá Búrfellsgarðinum inn að núverandi stöðu jaðars á 250-300 árum. Það er þó örugglega lágmarkstími, því að Þorláksmýraframhlaupið tafði fyrir hörfuninni.

Niðurstöður

Meginniðurstaða þessarra rannsókna er sú að gröfur Dimmugljúfra gerðist ekki við tæmingu lónsins, heldur löngu eftir að lónið var horfið. Eins er augljóst að það hefur gerst á löngum tíma, en ekki í einu vetfangi.

Heimildir

Bessi Aðalsteinsson og Helgi Torfason (ritstjóri) 1992: Jökulsá á Dal. Jarðfræðiskýrsla. Orkustofnun. [óbirt gögn]

Ingibjörg Kaldal 1993: Austurlandsvirkjun - Arnardalsmiðlun. Jarðgrunnur og byggingarefnisleit 1993. Orkustofnun, greinargerð. IK-93/01. 1993-11-25.

Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson 2000: Kárahnjúkavirkjun. Jarðgrunnskort af umhverfi Hálslóns. Orkustofnun OS-2000/065.

Jórunn Harðardóttir, Áslaug Geirsdóttir og Hafdís E. Jónsdóttir 2001: Sethjallar sunnan Kárahnjúka. Rannsóknir vegna Kárahnjúkavirkjunar. Orkustofnun – Vatnamælingar OS-2001/006.

Óskar Knudsen 1995: Concertina eskers, Brúarjökull, Iceland. An indicator of surge-type glacier behaviour. Quaternary Science Reviews, 14, 487-493.

Óskar Knudsen 1998: Eskers at surging margins og Vatnajökull ice cap; examples from the outlet glaciers Brúarjökull and Tungnaárjökull. Ágrip í: Glacial Debris Transport and Deposition: Processes and Products. Joint IGS British Branch, QRA, BGRG and BSRG Meeting. School of Geography, University of Leeds.

Óskar Knudsen 2000: Jökulmenjar við Brúarjökul, jökulgarðar, jökulurðir og jökulvatnaset. Landsvirkjun, maí 2000. Klettur verkfræðistofa.

Sigurður Þórarinsson 1964: On the Age of the Terminal Moraines of Brúarjökull and Hálsajökull. A tephrochronological study. Jökull, 14.ár, pp. 67-75. Reykjavík 1964.

Skúli Víkingsson 2000: Umhverfi og orkuöflun - jöklalandslag. Austurland. Stöðuyfirlit í ársbyrjun 2000. Orkustofnun, greinargerð. SV-00/01. 2000-06-05.

Todtmann, Emmy Mercedes 1960: Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull). Abhandlungen aus dem Gebiet der Auslandskunde. Band 65 - Reihe C Naturwissenschaften) Band 19. Hamburg Cram, De Gruyter & co 1960. 1-95

Kornastærð, bergbrot og kornalögun glerfrauðs í ljósa hluta H-4

Ingunn María Þorbergsdóttir[1], Guðrún Larsen[2] og Jón Eiríksson[2]

[1]Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, imth@os.is
[2]Raunvísindastofnun Háskólans

H-4 varð til í öflugu sprengigosi í Heklu fyrir um 3.800 B.P. og er næst stærst Heklulaganna. Gjóskan einkennist af bergbrotamergð og núnum útlínum vikursins. Að þessu leyti er H-4 ólíkt öðrum gjóskulögum frá Heklu. Til að skyggnast inn í framvindu gossins með tíma var ákveðið að kanna kornastærðardreifingu gjóskunnar, magn og tegundir bergbrota og kornalögun vikursins í ljósasta hluta H-4 í völdu sniði í Ófærugili, 7 km NV af Heklu. Þykkt ljósa hlutans, þar sem vikurinn er gráhvítur til gulhvítur á lit, mældist rúmir 3 m á sýnatökustað. Honum var skipt í 10 einingar og úr tekin alls 11 gjóskusýni, alls um 30 kg.

Meðalkornastærð minnkar með tíma í neðstu 2,3 m ljósa hluta H-4 í Ófærugili en eykst í efsta hluta lagsins með smávægilegu fráviki og aðgreining gjóskunnar batnar með tíma í gosinu. Jafnframt eykst magn bergbrota upp eftir ljósa hluta H-4. Í einingum í neðri hluta lagsins er þungahlutfall vikurs hærra en bergbrota í flestum kornastærðum en dæmið snýst við í einingunum í efri hlutanum. Þegar litið er til tegunda bergbrota upp í gegnum lagið ber mikið á bergbrotum úr fersku basaltísku-andesíti. Hlutfall súrra bergbrota eykst um miðbik lagsins á kostnað bergbrota í flokki basalt/andesíts en í efstu einingum þess fjölgar brotum úr móbergi um leið og súrum bergbrotum fækkar. Magn kristalla minnkar upp í gegnum lagið og kristallar eru ferskari í neðstu en efstu einingu ljósu gjóskunnar. Hvað varðar kornalögun vikurkorna þá verða þau kantaðari og flatari eftir því sem ofar dregur í gjóskulagið, sé tekið mið af kornastærðum fínni en 4 mm. Því stærri sem vikurkornin eru því minni breytileika verður vart á lögun þeirra upp í gegnum ljósu gjóskuna.

Breytingar á kornastærð og aðgreiningu gjóskunnar ofan til í ljósa hluta H-4 má túlka þannig að hæð gosmakkar hafi aukist með tíma sem afleiðing af auknum sprengikrafti gossins þegar líður á það. Að sama skapi er hugsanlegt að aukinni sprengivirkni fylgi aukin plokkun bergs úr gosrásinni og toppi fjallsins sem endurspeglast í auknu magni bergbrota með tíma í gosinu. Jafnframt má túlka breytingarnar í tegundum bergbrota á þann veg að upptök sprenginga í gosinu færast til, líklega neðar í fjallið, en þær gætu einnig verið vísbendingar um lengingu gosrásarinnar, ef til vill í núverandi sprungustefnu Heklu. Mikið magn ferskra kristalla í neðri hluta gjóskunnar er líklega afleiðing af útfellingu þeirra úr kvikunni vegna kælingar ofarlega í kvikuhólfinu. Ummyndaðir kristallar í efstu einingunni gætu, á hinn bóginn, hafa kvarnast úr ummynduðu bergi djúpt í gosrásinni og væru þá merki um að sprengivirkni í gosinu hafi færst neðar í gosrás fjallsins með tíma.

Ávali vikurkorna er mestur neðst í ljósa hluta H-4 og gæti að hluta stafað af tíðum árekstrum í þéttum gosstrók í upphafi þeytigossins. Minni ávala vikurkorna ofar í gjóskulaginu má skýra með færri árekstrum vegna minni þéttleika gosstróksins við það að gosrásin víkkaði þegar leið á gosið. Einsleitni á formi stórra vikurmola upp í gegnum gjóskulagið bendir til þess að stór vikurkorn brotni við lendingu á jörðu og að það fremur en árekstrar í gosstrók ráði lögun þeirra. Ávöl vikurkorn eru gjarnan talin merki um að gjóska sé endurflutt. Ljóst er af rannsóknninni á ljósa hluta H-4 að slík korn finnast einnig í óhreyfðri fallgjósku og að ávölun vikurs getur átt sér stað í gosrás eða þéttum gosmekki.

Efnaskipti á milli setbotns og vatnsbols í Syðriflóa Mývatns I

Ingunn María Þorbergsdóttir[1], Sigurður Reynir Gíslason[2], Haraldur R. Ingvason[3] og Árni Einarsson[4]

[1]Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands, Náttúrurannsóknastöðin við Mývatn, imth@os.is
[2]Raunvísindastofnun Háskólans, [3]Líffræðistofnun Háskólans, [4]Náttúrurannsóknastöðin við Mývatn

Inngangur

Flæði (*flux*) uppleystra efna á milli snertiflatar setbotns og vatnsbols er mikilvirkur þáttur í efnabúskap sjávar og stöðuvatna. Mikilvægi rannsókna á innri ákomu (*internal loading*) vatnakerfa hefur aukist vegna mengunar og hættu á ofauðgun.

Mývatn er eitt af auðugustu vötnum á norðurhveli jarðar og er frumframleiðni í vatninu miklu meiri en í hliðstæðum vötnum á sömu breiddargráðu. Lífkeðjur vatnsins eru að því er virðist viðkvæmar en undanfarna áratugi hefur sveiflna gætt í nokkrum stofnum. Til að skilja hvað veldur sveiflum í lífríki Mývatns þarf að vera til þekking á efnabúskapnum í vatninu. Rannsóknir á þáttum í efnafræði Mývatns sem tengjast lífríkinu hafa staðið yfir í um 30 ár. Enn hefur þó ekki fengist fullur skilningur á efnabúskap næringarsalta sem lífverur nýta sér til viðurværis. Þegar hefur verið fundið út hversu mikið af næringarsöltum berst inn í vatnið með köldum og volgum lindum og hversu mikið af þeim tapast um útfall vatnsins. Í Mývatni skortir á þekkingu er varðar flæði uppleystra efna á milli setsbotns og vatnsbols.

Flæði nokkurra uppleystra efna á milli snertiflatar sets og vatns er háð oxunarstigi en oxunarstig í stöðuvötnum er að miklu leyti háð ljóstillífun, öndun og rotnun lífrænna leifa sem og hræringu og lóðréttri blöndun vatnsins. Auk þess er þekkt að botndýr hafi áhrif á eðlis- og efnafræðileg ferli við snertiflöt sets og vatns svo sem með greftri í setið, fæðunámi sínu, losun úrgangsefna, öndun, hreyfingu og með því að binda setagnir.

Í nokkra áratugi hafa botnlæg flæðihólf (*benthic flux chambers*) verið notuð í söltu og fersku vatni til beinna mælinga á flæði uppleystra efna milli setbotns og vatnsbols. Hér er ætlunin að kynna hvernig botnlæg flæðihólf voru notuð í Mývatni til að afla upplýsinga um flæði valdra uppleystra efna frá seti inn í vatnið, og öfugt. Þar sem uppleyst súrefni skipar veigamikinn sess í flæði sumra uppleystra efna á milli setbotns og vatnsbols verður einkum litið til styrks og flæðis súrefnis við botn Mývatns á mismunandi árstíðum. Niðurstöður flæðis næringarsalta og málma um snertiflöt vatns og sets í Mývatni verða efni annars hluta sem ætlunin er að birtist á vorráðstefnu jarðfræðafélagsins að ári liðnu.

Fræðin

Flæði efna í setvatni á milli snertiflatar setsbotns og vatnsbols er drifið af mólekúl reiki efna og efnasambanda (*molecular diffusion*), samspili jónapara sín á milli í setvatninu, efnaferlum í seti, virkni lífvera í setinu (*bioturbation*) og vötnun efsta hluta setsins fyrir tilstuðlan lífvera (*irrigation*). Kosið hefur verið að nota botnlæg flæðihólf til beinna mælinga á flæði uppleystra efna á milli setbotns og vatnsbols í Mývatni. Aðferðin byggist á því að skoða styrkbreytingar með tíma (dC/dt) í ákveðnu rúmmáli vatns (V) um ákveðið flatarmál snertiflatar vatns og sets (A). Þá er flæðinu (J) almennt lýst með jöfnunni J = (dC V) / (dt A) eða sem massabreytingu á flatareiningu á tímaeiningu.

Beinar mælingar á efnaflæði milli setbotns og vatnsbols í Mývatni fóru fram á þremur stöðvum og voru þær valdar með tilliti til lífríkis, vatnsdýpis og setmyndunarumhverfis. Allar voru stöðvarnar í Syðriflóa Mývatns. Ein stöð var í Inguvík, norður af Höfða við austurströnd vatnsins. Inn í Inguvík berst kalt lindarvatn

(6,6 °C). Setið þar er fremur einsleitt og lífríkið samanstendur mestmegnis af lirfum slæðumýs (*Tanytarsus gracilentus*) og þörungum (meðal annars kísilþörungar). Önnur stöð var á Strandbolunum og nefnist B2. Álíka lífsamfélag er að finna á Bolunum og í Inguvík, nema hvað þar er komið á meira vatnsdýpi og áhrifa lindarvatnsins gætir ekki í eins ríkum mæli og í Inguvík. Þriðja stöðin var í Neslandavík, í norðurhluta Syðriflóa. Í Neslandavík er kúluskítur (*Cladophora aegagropila*) ráðandi á botni en í honum finnast meðal annars lirfur toppmýs (*Chironomus islandicus*) og kísilþörungar. Auk þess er Neslandavík komin töluvert langt frá megin lindarvatnssvæðunum í austri.

Aðferðir

Tvö botnlæg flæði hólf frá KC-Denmark voru notuð til að kanna flæði uppleystra efna og efnasambanda á milli setbotns og vatnsbols í Mývatni. Annað hólfið er glært en hitt svart til að samtímis væri hægt að safna sýnaröðum sem lýsa styrkbreytingum að degi og nóttu. Hólfin eru úr 3 mm þykkum plexigler plötum og mælist hæð þeirra 48 cm (fyrir utan mótorhúsið) en breidd og lengd hvors um sig 30 cm. Snúningsspaði í toppi hólfanna er drifinn af mótorum sem eru ofan á hólfunum en aflgjafi mótoranna er 1 ampera rafhlaða. Hraði hræringar er stillanlegur. Einstreymisloki er fastur ofarlega á hólfunum og hleypir vatni inn í hólfin á meðan sýnum er safnað í gegnum nærri 4 m langa plastslöngu sem liggur upp til yfirborðs.

Á íslausum tímabilum var hólfunum komið fyrir í setinu fyrri hluta dags frá báti, en í gegnum vök þegar vatnið var ísilagt. 15 kg blýlóð var sett ofan á hólfin og þau látin síga með kaðli niður til botns. Undir ís verður styrkur súrefnis lægri við botn en í yfirborðslögunum þannig að 10 –20 cm ofan við botn var niðursetning stöðvuð á meðan vatni var dælt úr hófinu til að skipta yfirborðsvatni út fyrir vatn við botn. Hólfunum var leyft að ganga um 5 til 10 cm ofan í setið áður en blýlóðið var tekið upp. Sýnasöfnunarslöngunum var lokað með plastklemmu eftir að hólfin voru komin á sinn stað í setið. Þar með hófst einangrun vatnsmassans frá umhverfi sínu og stóð yfir meðan bjart var af degi.

Sýnum var safna á 2 til 3 klukkustunda fresti til mælinga á pH og efnagreininga á uppleystu súrefni, basavirkni (*alkalinity*), helstu næringarsöltum (PO_4, NH_4, NO_3, NO_2, SiO_2, TP og TN), aðalefnum og snefilefnum. Lofthiti og hitastig við setbotn voru mæld við hverja sýnasöfnun, auk þess var ljósflæði mælt við botn, í vatnsbolnum og ofan vatnsyfirborðs. Rúmmál vatns sem dælt var úr hólfunum við hverja sýnatöku var skráð. Súrefni var efnagreint með aðferð Winkler títrunar, mæling á pH með gler-rafskauti og títrun fyrir basavirkni með HCl sýru. Efnagreiningar á PO_4, NH_4, NO_3 og NO_2 voru framkvæmdar á sjálfvirkum litrófsmæli (*autoanalyser, colorimetry*) en kísill var efnagreindur í litrófsmæli (*spectrophotometer*). Efnagreiningar á heildar P og heildar N bíða betri tíma sem og greiningar á aðalefnum og snefilefnum.

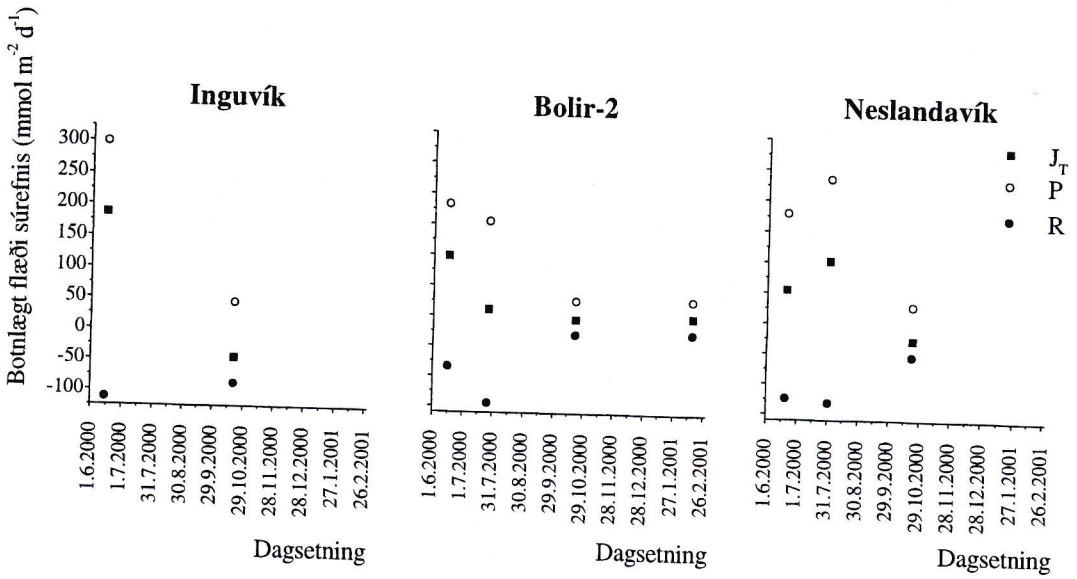
Til að fá upplýsingar um botnsamfélög á stöðvunum þá daga sem gagna var aflað um flæði uppleystra efna við botn voru setsýni tekin með Kajak (framleiddur af KC-Denmark) rétt áður en hólfin voru tekin úr vatninu. Kajak er hólkur um 5 cm að þvermáli. Hann var látinn síga niður á botn vatnsins og þegar hann fann fyrirstöðuna frá botninum þá skall tappi efst ofan á hólkinn. Lofttæmi myndaðist inni í hólknum og hann var dreginn upp til yfirborðs. Efstu 5 cm setkjarnans var komið fyrir í plastíláti til geymslu uns lífið í þeim var skoðað. Lirfur voru taldar í sýnunum og flokkaðar í tvo flokka; lirfur slæðumýs og annað mý, auk þess sem þurrvigt kúluskíts var fundin.

Þar sem botnstraumur í svo grunnu stöðuvatni sem Mývatni og yfir næringarríku botnseti er talinn skipta máli þegar rætt er um efnaskipti á milli sets og vatns voru botn-

straumar á stöðvunum reiknaðir með straumfræðilíkani Verkfræðistofunnar Vatnaskila. Annarsvegar var botnstraumurinn reiknaður miðað við logn en hinsvegar við vindstyrk frá 1988.

Niðurstöður

Styrkur og flæði uppleysts súrefnis í Mývatni sýnir breytileika í tíma og rúmi. Minnsta árstíðarbundna breytileikans gætti í styrk uppleysts súrefnis við botn Inguvíkur en mest í Neslandavík. Á hinn bóginn sýndi botnlægt flæði súrefnis í Inguvík mestu árstíðabundnu sveifluna (sjá mynd 1). Súrefnisflæðinu hefur verið skipt niður í hluta súrefnismyndunar og súrefnisupptöku við botninn. Samhengi er á milli þessara tveggja þátta og lífsamfélaga sem fundust á botninum.



Mynd 1. *Flæði (flux) uppleysts súrefnis um botn Mývatns, J_T er heildar súrefnisflæði, P er súrefnismyndun vegna ljóstillífunar botnlægra þörunga og R er súrefnisnýting setsins, botndýra og baktería.*

Túlkun og umræða

Súrefnisaðstæður við botn Mývatns eru háðar umhverfi. Auk þess sem lífmassinn á botni hefur áhrif á magn súrefnis við botninn er magn súrefnis einnig háð straumum og ísalögum. Þá á eftir að skoða þátt hitastigs og ljósflæðis á virkni botnlífsins. Þekking á súrefnisaðstæðum við botn er nauðsynleg þegar kemur að túlkun á fosfat og ammóníum flæði um setbotn Mývatns. Við súrefnisríkar aðstæður geta járnhydroxíð haldið flæði fosfats og ammóníums niðri á meðan uppleysing á járnhydroxíðum við súrefnisfirðar aðstæður hefur tilhneigingu til að leiða til aukins flæðis tiltekinna næringarsalta.

Með aðferð botnlægra flæðihólfa til rannsóknar á efnaflæði um skilflöt vatns og sets á þremur stöðum í Mývatni á þremur árstíðum hefur tekist að framkvæma magnbundna mælingu á flæði uppleysts súrefnis um botninn. Jafnframt hefur tekist að liða súrefnisflæðið í tvo aðskilda þætti; súrefnismyndun og súrefnisupptöku. Þetta gefur möguleika á að reikna botnlæga frumframleiðni á ársvísu út frá súrefnismynduninni og með vitneskju um súrefnisupptöku við botninn má spá fyrir um afleiðingar langvarandi skermunar á ljósflæði til botns fyrir hverja árstíð.

Verkefnið er fjármagnað með styrk 0005200 úr Rannsóknarnámssjóði og með styrk 996230099 frá Rannís. Auk þess er verkefnið stutt af Náttúrurannsóknastöðinni við Mývatn, Jarðfræðastofu Raunvísindastofnunar Háskóla Íslands, Orkustofnun og Háskólanum á Akureyri.

Mineral chemistry variation and modelling of equilibrium compositions in phenocrysts from alkaline basalts at Snæfellsnes

Tor Sigvald Johansen

Nordic Volcanological Institute

The Snæfellsnes peninsula, Western Iceland, is one of the three non-rifting volcanic zones in Iceland, characterized by mildly alkaline and transitional basalts. Along the peninsula there is a general trend towards more alkaline and Si-undersaturated rocks from east to west, corresponding to either decreasing degrees of partial melting of the mantle source, a more enriched source component, or a combination. Whole-rock analyses of primitive, postglacial alkaline to transitional basalts from the three volcanic systems at the Snæfellsnes peninsula, show a wide range in $MgO/MgO+FeO_{tot}$ and compositions of TiO_2, P_2O_5, and K_2O. There is a positive correlation between the ratios CaO/TiO_2 and Al_2O_3/TiO_2, either source related or due to a decreasing degree of partial melting from the Ljósufjöll system in the east to the Snæfellsjökull system in the west. Olivine macrocrysts all over the investigated area show a significant variation in Fo contents (Fo_{75-91}), plagioclase macrocrysts show a large variation in An contents (An_{23-90}), and also clinopyroxene varies a lot in composition. Chemical variation between samples from different areas may to some extent be explained by either different melt composition or crystallization conditions. However, the observed variation is clearly due to a considerable amount of xenocrysts, of which the most primitive might originate from residual upper mantle peridotite, and the most evolved from acidic intrusives in underlying crust. There is a decoupling between olivine and plagioclase compositions indicating that these phases originate from different sources. Based on COMAGMAT modelling (Ariskin et al., 1993) of Snæfellsnes glass (Thy, 1983) at 2-3 kbar, realistic equilibrium compositions are Fo_{77-84} for olivine, An_{63-72} for plagioclase, and $Wo_{40-45}En_{44-47}Fs_{9-16}$ for clinopyroxene. Micro-phenocrysts in the scoria samples fit well with the modelled equilibrium compositions.

Þjóðgarðurinn í Skaftafelli: Kortlagning berggrunns

Jóhann Helgason, Jarðfræðistofan Ekra, Þórsgata 24, 101 Reykjavík.

Kynnt er berggrunnskort þjóðgarðsins í Skaftafelli. Berggrunnurinn er afar fjölbreyttur. Þar koma fyrir flestar gerðir gosbergs, setbergs og djúpbergs sem finnast á Íslandi. Jarðlagastaflinn spannar jarðlög frá síðustu 5 milljón árum og þar finnast ummerki fjölmargra rofskeiða.

Svæðið aðgreinist í þrjár misstórar einingar af skriðjöklum. Vestast eru Skaftafellsfjöll og Skaftafell, þar fyrir austan er Hafrafell en austast er Svínafell. Fjarlægð og jöklar milli þessara svæða kemur í veg fyrir öruggar innbyrðis tengingar. Jarðlagaskipan fyrir þessi þrjú svæði var því unnin sjálfstætt. Tengingar sýna m.a. ummerki jökulskeiða í Hafrafelli sem ekki finnast í Skaftafellsfjöllum og öfugt.

Í Skaftafellsfjöllum, þ.e. í Kjós, er megineldstöð. Rekja má hraunlög innundir eldstöðina sem sýna væga fergingu innað Kjósarbotni. Eldstöðin er að mestu fyllt af súru og ísúru móbergi, ummynduðu. Ekki verður vart við sigketill, aðeins væga fergingu.

Kortið er unnið í landupplýsingakerfi frá MicroImages (TNTMIPS) þar sem gögn voru meðhölduð á rasta, vector og cad formi (Corbley, 2000).

Reynt var að ákvarða sem flest jökul- og hlýskeið. Beitt var hefðbundnum aðferðum kortlagningar auk þess sem fjöldi sýna (yfir 1000) var safnað til ákvörðunar bergsegulstefnu sem mæld voru á Raunvísindstofnun Háskólans. Robert Duncan (Corvallis, Oregon) safnaði fjölda bergsýna til aldursákvörðunar en þær, ásamt jarðlagasniðum og bergsegulmælingum lögðu grunn að tengingu svæðisins við bergsegultímatal. Hugað var sérstaklega að rofflötum og hvernig rof þróðaist upp í gegnum staflann. Niðurstaða varðandi rofþróun er sú að landslag hafi þróast frá því að vera mishæðalítið til þess að vera yfir 2000 metrar á um 5 milljón árum (Helgason og Duncan, 2001). Aukið landslag hefur leitt til þess að stór landssvæði hafa "hífst" yfir snælínu sem getur hafa orsakað tilvist og viðhald útbreiddra jökla á hlýskeiðum.

Heimildir:

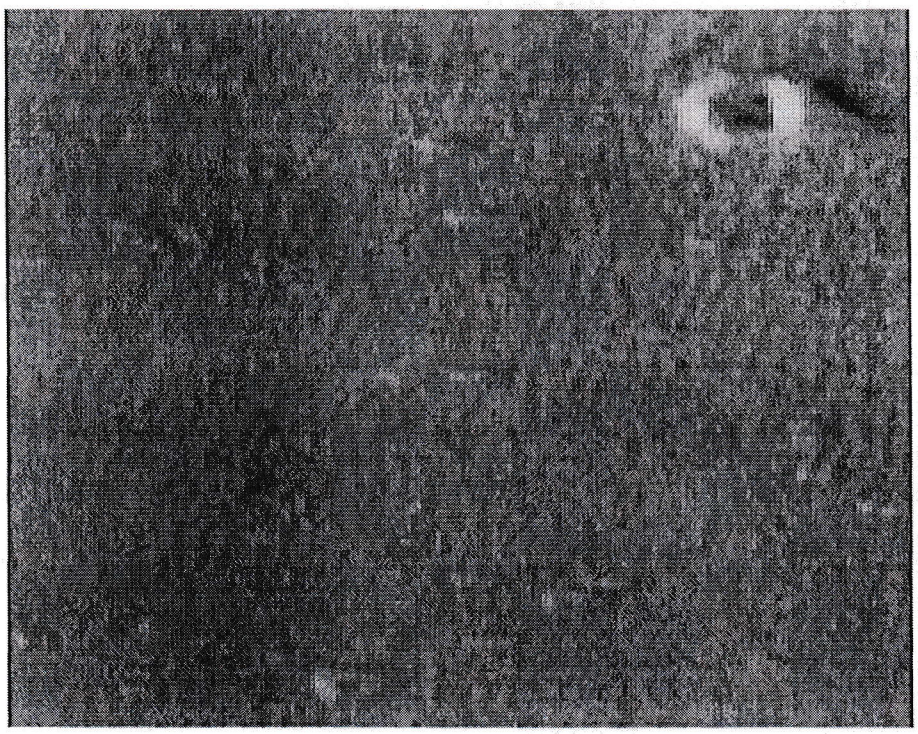
J. Helgason og R.A. Duncan, Glacial-interglacial history of the Skaftafell region, southeast Iceland, 0-5 Ma, *Geology*, v. 29; no. 2; p. 179-182; Data Repository item 200120, February 2001.

K.P. Corbley, Geologist Relies on GIS to Assist in Unraveling Complex Geology in Iceland, Earth Observation Magazine, p. 12-15, September, 2000.

Active Volcanism On Mars

Jóhann Helgason, Jarðfræðistofan Ekra, Þórsgötu 24, 101 Reykjavik.

New remarkable MOC images captured over a deeply incised valley system on the northeast Pavonis Mons flank show how erosion has nearly obliterated the pattern of young impact craters. Comparable age for an undisturbed impact crater pattern at Arisa Mons is 40-100 million years (Hartmann et al., 1999). After this erosion event a few scattered impact craters have formed. This leads to the immediate conclusion that the deeply incised valley floor on northeast Pavonis Mons flank is a much more recent feature, clearly well within 10 million years. This suggests that the erosive process responsible for the valley erosion can be regarded as a presently active process. The process of erosion is here regarded as being the outburst of meltwater, commonly being referred to as jokulhlaups in Iceland. From volcano-tectonic considerations the erosional valley coincides with the locus of maximum volcanism, yet the Tharsis Montes valley systems are devoid of lava surfaces. This is compatible with subglacial volcanism having led to jokulhlaups that generated the erosional valley systems. From timing considerations the volcanism responsible for the jokulhlaups can be regarded as a presently active process. The valley systems on the northeast and southwest flanks of the three Tharsis Montes volcanoes probably have a second role of being pathways for meltwater released from witin the rift/magmatic system of these volcanoes.



Pavonis Mons northeast flank: Impact crater remnants on the erosional valley floor. Preferred explanation for erosion is that a jökulhlaup modified crater shape within less than 10 million years ago. Mars Global Observer image MO401369.

Loftmengun í Hvalfjarðargöngum

Jón Benjamínsson, Heilbrigðiseftirliti Reykjavíkur, Suðurlandsbraut 14, 108 R.

Með sameiningu Reykjavíkurborgar og Kjalarneshrepps færðist heilbrigðiseftirlit í hreppnum til Heilbrigðiseftirlits Reykjavíkur, þar með talið eftirlit með mengunarfari andrúmslofts. Jarðgöngin undir Hvalfjörð á þjóðvegi 1 eru að hálfu í umdæmi Heilbrigðiseftirlits Reykjavíkur og að hálfu í umdæmi Heilbrigðiseftirlits Vesturlands. Við göngin er rafræn umferðatalning og niðri í göngunum eru rafrænir skynjarar fyrir kolildi (CO) og köfnunarefnisildi (NO) sem setja loftblásara í gang þegar styrkur fer yfir ákveðin mörk. Ennfremur er viðvörunarkerfi tengt þessum skynjurum sem loka göngunum verði mengun of mikil. Í örfá skipti hefur það gerst að göngunum hefur verið lokað um stund vegna kolsýrlingsmengunar en það gerist ef styrkur kolildis hefur verið yfir 100 ppm í samfellt 15 mínútur. Um 6 mínútur hafa liðið þar til umferð hefur verið hleypt á aftur.

Til að kanna áreiðanleika rafskynjaranna og til könnunar á styrk annarra mengandi efna í andrúmsloftinu í göngunum var loftmengunarmælistöð Heilbrigðiseftirlits Reykjavíkur höfð við mælingar í göngunum dagana 28. maí til og með 3. júní árið 1999 en í henni eru tæki sem hlotið hafa viðurkenningu tæknistofnana Evrópusambandsins. Mælt var kolildi (CO), köfnunarefnisildin (NO, NO2, NOx), brennisteinstvíildi (SO2), svifryk (PM10) og kolvetni (HC4, THC, NMHC). Ekki reyndist unnt að mæla óson (O3) nema lítinn hluta mælitímabilsins. Helstu niðurstöður eru eftirfarandi:

- Bílafjöldi um göngin var á mælitímabilinu svipaður um helgar og virka daga en fjöldi stórra flutningabifreiða var áberandi meiri á virkum dögum.
- Loftmengun getur orðið mikil í göngunum á annatíma og reyndist vera mest síðdegis.
- Mengun af völdum köfnunarefnistvíildis (NO2) var meiri á virkum dögum heldur en um helgar sem bendir til að meiri köfnunarefnistvíildismengun komi frá stórum díselknúnum bifreiðum heldur en einkabifreiðum.
- Meiri svifryksmengun reyndist vera á virkum dögum sem sýnir að þungar flutningabifreiðar orsaka meiri svifryksmengun en einkabifreiðar.
- Styrkur svifryks í göngunum virtist ekki fara yfir ákveðið hámark þrátt fyrir aukna umferð sem bendir til að lofthreinsibúnaður gangnanna nái að hreinsa svifryk að ákveðnu marki.
- Yfir nóttina hreinsast göngin af kolildi. En þrátt fyrir að umferð liggi niðri á þeim tíma mældist ennþá töluverður styrkur köfnunarefnistvíildis, brennisteinstvíildis og svifryks í andrúmsloftinu í göngunum.
- Engin viðmiðunarmörk eru til á Íslandi yfir loftmengun í veggöngum.
- Sett er fram tillaga um hámarksstyrk loftmengandi efna inni í Hvalfjarðargöngum.

Sethjallar sunnan Kárahnjúka og myndun Dimmugljúfra

Jórunn Harðardóttir[1], Hafdís Eygló Jónsdóttir[2] og Áslaug Geirsdóttir[3]

[1]Vatnamælingum Orkustofnunar,
[2]Náttúrufræðistofnun Íslands, Akureyrarsetri
[3]Jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands

Meðfram farvegi Jökulsár á Dal eru þykkar setlagaeiningar frá svokölluðum Hraukum á Kringilsárrana í suðri og að Fremri Kárahnjúk í norðri, eða þar sem hin tilkomumiklu Dimmugljúfur hafa grafið sig í gegnum allt að 140 m þykkar móbergseiningar. Hægt er að rekja setlögin um 17 km leið og mynda þau allt að 10 hjalla sem fara stiglækkandi niður að núverandi farvegi árinnar. Þar sem hjallarnir eru hæstir eru setlögin um 70 m þykk.

Flestir sem hafa skoðað þessa hjalla hafa talið að hin áberandi hjallaþrep og gröftur Dimmugljúfra hafi orðið til við tæmingu forns lóns sem stíflaðist framan við jökul stuttu eftir að jöklar hörfuðu af svæðinu í lok ísaldar. Nákvæm kortlagning setlaganna og 14C aldursgreiningar á jarðvegslögum innan hjallamyndunarinnar sýna hins vegar aðrar niðurstöður.

Níu jarðlagasnið voru mæld upp í gegnum setlagaeiningarnar haustið 2000 og er nyrsta sniðið við Kárahnjúka og það syðsta norðvestan við Sauðárkofa á Vesturöræfum. Út frá kortlagningu setlaganna er hægt að skipta mótun setfyllunnar í tvö tímabil, þar sem fyrra tímabilið lýsir setmyndun í lóni framan við hörfandi jökuljaðar og seinna tímabilið tengist rofi seteininganna, og myndun sethjallanna og Dimmugljúfra.

Norðarlega í setfyllunni er snið sem lýsir vel setmyndun innan lónstæðisins. Neðst í því er jökulberg sem hefur myndast undir og framan við jökul sem legið hefur á svæðinu á síðjökultíma. Jökullinn hefur hörfað hratt og bræðsluvatn frá honum sett af sér mikið magn af möl, sandi og silti. Jökulársetið verður sand- og siltkenndara þegar ofar dregur og endurspeglar það minnkandi orku i umhverfinu tengda myndun lónsins, dýpkun þess og hörfun jökuls. Í efsta hluta sniðsins verður setið aftur grófara sem lýsir seinni tíma uppfyllingu og grynnkun lónsins. Efsta malarlagið hefur síðan myndast þegar forveri Jökulsár á Dal liðast norður eftir lónfyllunni og sett af sér árset. Ekki hafa verið gerðar neinar aldursgreiningar á setlögunum, en afmyndanir á byggingareinkennum setsins benda til þess að það hafi hlaðist tiltölulega hratt upp. Sú er einnig niðurstaða Óskars Knudsen og Philip Marren (2001), en þeir telja að setlögin hafi hugsanlega myndast á innan við 100 árum framan við framrásarjökul.

Sunnan við Sauðafell og nær hinum forna jökli samanstanda hjallarnir af mun grófara seti. Í gili norðvestan við Sauðárkofa eru tveir áberandi en misgamlir hjallar. Efst í þeim báðum eru 1-2 m þykk malarlög, en undir þeim er lífrænn jarðvegur. Samskonar jarðvegur, hulinn malarlögum, er að finna á fleiri stöðum innan setfyllunnar, t.d. við Tröllagil og Kringilsá. Sýni til aldursgreininga voru tekin úr þremur þessara jarðvegslaga. Elsta aldursgreiningin (4410 ± 75 ^{14}C ár) er úr jarðvegi í efsta hluta hjallanna við Tröllagil, tvær aldursgreiningar eru úr jarðvegslagi efst í hjöllum norðan Kringilsár (3710 ± 60 og 3910 ± 75 ^{14}C ár), en yngsta greiningin (1810 ± 65 ^{14}C ár) er úr jarðvegi í neðri hjallanum í Sauðárkofasniði. Aldursgreiningarnar benda til þess að rof hinnar fornu lónfyllu hafi byrjað fyrir rúmum 4000 árum en fyrir þann tíma hefur forveri Jökulsár á Dal sennilega liðast rólega um dalinn. Þessar aldursgreiningar renna stoðir undir hugmyndir Ingibjargar Kaldal og Skúla Víkingssonar (2000) um að rof setfyllunnar hafi byrjað á seinni hluta nútíma, en ekki strax eftir myndun setlaganna. Hinn

mismunandi aldur hjallanna bendir til þess að gröftur þeirra hefur gerst í þrepum og hefur honum engan vegin verið lokið fyrir um 1800 árum. Enn í dag er Jökulsá á Dal að móta farveg sinn eins og sjá má á samanburði loftmynda teknum í dag og fyrir um 50 árum síðan, en þær síðarnefndu sýna litla fossa í ánni þar sem í dag eru engir.

Gröftur Dimmugljúfra hefur byrjað samtímis rofi hjallanna fyrir rúmum 4000 árum og samsvarar hver hjalli berghafti sem rofist hefur í gljúfrunum. Þessi hraði gröftur gljúfranna við aðstæður, sem benda ekki á neinn hátt til hamfaraflóða, sýna að endurskoða þarf að einhverju leyti hugmyndir manna um hraða rofferla á hliðstæðum svæðum á Íslandi.

Byrjun hjallamyndunarinnar fyrir rúmum 4000 árum tengist stækkun jökla á síðari hluta nútíma, en við þær aðstæður hefur rofmáttur straumvatnanna aukist til muna. Aldursgreiningarnar benda eindregið til þess að roftímabil hafi a.m.k. átt sér stað fyrir um 3800 og 1800 ^{14}C árum, sem tengja má framrás jökla á svæðinu. Þessi roftímabil samsvara vel niðurstöðum rannsókna á framrásum jökla á Suðausturlandi (Sharp og Dugmore, 1985), rannsóknum Hans Stötter á Norðurlandi (Stötter , 1990; 1991, 1994) og rannsóknum á setkjörnum úti fyrir Norðurlandi (John Andrews o. fl., í prentun). Niðurstöður rannsóknanna á sethjöllunum sunnan Kárahnjúka gefa nýja innsýn inn í setmyndunar- og rofferli tengd(um) veðurfarsbreytingum á Íslandi og Norður-Atlantshafssvæðinu á seinni hluta nútíma.

Heimildir

Andrews, John T., Helgadóttir, Guðrún, Geirsdóttir, Áslaug og Jennings, Anne E. (í prentun): Century-scale variability in northern North Atlantic productivity and hydrography, N. Iceland. *QuaternaryResearch.*

Hjalti Guðmundsson 1997: A review of the Holocene environmental history of Iceland. *Quaternary Science Reviews*, **16**, 81-92.

Ingibjörg Kaldal og Skúli Víkingsson 2000: Jarðgrunnskort of umhverfi Hálslóns. Orkustofnun, OS-2000/065, 20 bls. + kort.

Jórunn Harðardóttir, Áslaug Geirsdóttir og Hafdís Eygló Jónsdóttir 2001: *Sethjallar sunnan Kárahnjúka. Rannsóknir vegna Kárahnjúkavirkjunar.* Orkustofnun ,OS-2001/006, 31 bls.

Óskar Knudsen og Philip M. Marren 2000: Sedimentation into a volcanically-dammed tunnel valley south of Kárahnjúkar, Jökulsá á Dal. Landsvirkjun, Reykjavík, 53 bls.

Sharp, M. og Dugmore, A.J. 1985: Holocene glacier fluctuation in eastern Iceland. *Zeitschrift für Gletcherkunde und Glazialgeologi.* Band 21, 341-349.

Stötter, J. 1990: Beobachtungen und Uberlegungen zur postglazialen Landschaftgeschichte Islands am Beispeil des Svarfadar-Skídadals. *Munchener Geog. Abh.*, **B8**, 83-104.

Stötter, J. 1991: New observations on postglacial glacier history of Tröllaskagi, northern Iceland. *Í: Environmental Change in Iceland. Past and Present* (ritstj.) Maizels, J. og Caseldine, C. Kluwer, Dordrecht, 181-192.

Stötter, J. 1994: Changing the Holocene record – A call for international interdisciplinary cooperation. *Munchener Geogr. Abh.* **B12**, 257-273.

Geographical Modelling Of Weathering In Eastern Iceland

Marin Ivanov Kardjilov[1], Guðrún Gísladóttir[2] & Sigurður Reynir Gíslason[3]

[1]Department of Geology and Geography, University of Iceland, Reykjavík, Iceland, *marin@hi.is*
[2]Department of Geology and Geography, University of Iceland, Reykjavík, Iceland, *ggisla@hi.is*
[3]Science Institute, University of Iceland, Reykjavík, Iceland, *sigrg@raunvis.hi.is*

The objective of this study is to analyse and evaluate how spatial parameters affect the rate of organic/inorganic weathering in Iceland and furthermore to connect the enormous data base on chemical and mechanical weathering rates in various parts of eastern Iceland, to the geographical phenomena of the catchments.

The following questions will be tackled by the model:

- What is the effect of landscapes, vegetation types and soil on the quantity of organic matter transported out of various catchments, within the watersheds of main rivers in eastern Iceland? What are the effects of glaciers, bedrock, landscape, climate and runoff on mechanical denudation rates in the various catchments?
- How do mechanical and chemical denudation rates compare and what is their relationship to the landscape?
- What is the importance of scale on the catchments?

The Geographical Information Systems (GIS) modelling is the core of the process where GIS is used as an effective decision support system.

Geographic Information Systems and Remote Sensing technologies are used for interpretation and visualisation of the results.

The GIS model is to be scaled and tested in various catchments in eastern Iceland, and can be applied to other parts of Iceland. The model includes a spatial database, which is a hybrid product of geographical, chemical and mechanical databases. The application of the spatial geographical parameters to the organic/inorganic weathering is a novel approach to understanding weathering processes.

Project Web site: http://geo.hi.is/vedrun
Keywords: GIS, Remote Sensing, geographical modelling, weathering, erosion.

This research is supported by the *Icelandic Research Council* (RANNÍS), grant 0004200, the *National Land Survey of Iceland* (Landmælingar Íslands), *the National Power Company* (Landsvirkjun), the *National Energy Authority* (Orkustofnun), *the Agricultural Research Institute* (Rannsóknastofnun landbúnaðarins) and the *Institute of Natural History* (Náttúrufræðistofnun).

Rift Jumps In Iceland: What Could We Learn From A Comparative Tectonic Study South Of 65°N In Iceland?

Maryam Khodayar

Science Institute, University of Iceland, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík (mak@os.is)

The purpose of this note is to trigger discussions on the rift jump mechanism that includes both rift segment and transform zone, and to assess a methodology for the modelling of these shifts in the plate boundary with respect to time.

Geological and tectonic investigations suggest rift jumps in Western Iceland (e.g., Jóhannesson, 1975), in East Iceland (e.g., Helgason, 1984), in North Iceland (e.g. Sæmundsson, 1974), and in Northwest Iceland (e.g., McDougall *et al.,* 1984). Past rifting and rift jump processes seem to be associated with complex magmatic histories, accumulation of erosional sedimentary horizons, hiatus in magma production, high and low temperature geothermal fields, subsidence and shift along the diverging plate boundary, as well as large and small-scale complex tectonic deformation.

Of the two transform zones in Iceland, the South Iceland Seismic Zone connects two active rift segments (Reykjanes-Langjökull and Eastern rift zones) that trend NNE South of 65°N, similar to the trend of the oldest rift zone in Western Iceland. It has been speculated that this transform zone is unstable and that it has been migrating southwards in time (Einarsson and Eiríksson, 1982).

Generally, the cause of rift jumps in Iceland is attributed to the motion of the crustal plates above a stationary hotspot (Sæmundsson, 1974). The timing of rift jumps and the instability of both the rift segments and the transform zone are known. However, the mechanism of these shifts is not well understood yet. In particular a qualitative model incorporating an evolutionary sequence of shifts in the rift and transform plate boundaries, as well as associated tectonism down to the size of fractures is lacking.

In order to undertake such modelling, it is necessary to depict the similarities and differences between the oldest and the youngest plate boundaries that lies at short distance from each other. In this respect, two patterns, both south of 65°N, are of major importance. One is the couple of the actual Reykjanes-Langjökull and the Eastern rift zones, including South Iceland Seismic Zone and the "Hreppar block" between the two rifts. The other is the couple of the oldest Snæfellsnes and the Reykjanes-Langjökull rift zones, with the Borgarfjörður block in between.

Western Iceland

The site includes the old Snæfellsnes rift zone, which was active between 15 and roughly 5 Ma (Jóhannesson, 1975; Kristjánsson and Jóhannesson, 1999). Around 6-7 Ma ago, the activity shifted from the Snæfellsnes to the predecessor to the Reykjanes-Langjökull rift zone, which then propagated southwestwards. Magnetic anomalies support this model of rift jump and rift propagation (Kristjánsson and Jónsson, 1998). About 2 Ma, the young intra-plate volcanic chain, the Snæfellsnes volcanic zone-SVZ, became active (Sigurðsson, 1970). The Borgarfjörður intra-plate earthquakes of 1974 occurred in the easternmost part of the SVZ indicating extension at present time (Einarsson *et al.,* 1977). Several scholars have speculated a transform for SVZ during Tertiary time (e.g. Sæmundsson, 1978).

The tectonic pattern of the Borgarfjörður block is complicated. Among others, it presents a unique fracture pattern with 6 families of fractures (Khodayar, unpublished

data) trending parallel, perpendicular and oblique to the NNE trend of the rift zones, as well as one major system of anticlines. Due to the erosion, the tectonic analysis can be made down to a paleo-burial crustal depth of 1.5 km into the Tertiary crust. Recent tectonic analyses of fractures with respect to the tilting and stress field indicate that the complexity in the tectonism of the Borgarfjörður block cannot be attributed simply to the rifting (Khodayar, 1999). Further tectonic analysis of fractures and fault breccia in the Borgarfjörður block supports transform faulting during Tertiary time (Khodayar and Einarsson). Results of these latter investigations show in particular N-S *en-échelon* dextral strike-slip faults identical to those mapped in the South Iceland Seismic Zone (Einarsson and Eiríksson, 1982), and in the Reykjanes Peninsula (Erlendsson and Einarsson, 1996). However, more analysis is needed to identify the formation and reactivation of different families of fractures, especially with respect to the evolution of the plate boundary in Western Iceland.

South Iceland

The ideas that the Reykjanes-Langjökull rift zone is actually a receding rift, and that the Eastern rift zone is a southwards propagating rift are known. This is similar to the pattern suggested for the couple of Snæfellsnes rift zone and the predecessor to Reykjanes-Langjökull rift zone in the Tertiary time.

The major tectonic elements of the "Hreppar block", caught between the two branches of active rifts north of the South Iceland Seismic Zone, also present similarities with the tectonic pattern of the Borgarfjörður block. The tectonic pattern of the "Hreppar block" consists of three main families of fractures, which trend parallel and oblique to the NNE trends of the two rift segments. An anticline is also present north of the South Iceland Seismic Zone. Although this tectonic pattern is simpler than that of Western Iceland, still it cannot be explained only as due to rifting. But if the South Iceland Seismic Zone is in fact a migrating transform zone, then the structures in the "Hreppar block" may be explained as caused by the sum of deformation caused by rifting, rift jump, and what is left behind the transform zone when it migrated southwards with time.

Summary and discussions

It is not possible to address all the questions relevant to the above mechanism within the limited frame of this abstract and talk. However, an evolutionary sequence of deformation might be suggested with three complementary stages to explain part of tectonic deformation in the above areas: (a) South Iceland Seismic Zone, or the youngest stage when part of the oblique-rift fractures are formed. (b) A more advanced stage in time that correspond to the tectonic elements left behind the migrating transform zone, combined with the effects of rifting at some stage of rift jump. (c) The most advanced stage in time that correspond to the complexity in the structures present in Western Iceland.

More research is needed to prove that the complex tectonics in these areas correspond to various stages of deformation of an area subjected to unstable rift and transform plate boundary. If a qualitative model is made to prove these three evolutionary stages, then the information from Western Iceland can be used to predict further development of the South Iceland Seismic Zone and the "Hreppar block".

Selected references:

Einarsson, P., Klein, F.W., and Björnsson, S. 1977. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, p. 187-208.

Einarsson, P., and Eiríksson, J. 1982. *Jökull*, 32, p. 113-120.

Erlendsson, P., and Einarsson, P. 1996. *In*: Seismology in Europe, XXV General Assembly, 9-14 September 1996, Reykjavík, p.498-504.

Helgason, J. 1984. *Geology*, 12, 212-216.

Jóhannesson, H. 1975. PhD. Thesis, University of Durham, United Kingdom, 273 p.

Khodayar, M. 1999. *Jökull*, 47, p. 21-44.

Khodayar, M., and Einarsson, P. 2001a. *J.G.R* (in review).

Kristjnánsson, L., and Jónsson, G. 1998. *J. Geodyn.*, 25, 99-108.

Kristjánsson, L., and Jóhannesson, H. 1999. *Earth Planets Space*, 51, p. 261-276

McDougall, I., Kristjánsson, L., Sæmundsson, K. 1984. *J. Geophys. Res.*, 89, 7029-7060.

Sigurðsson, H. 1970. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 10, 129-135.

Sæmundsson, K. 1974. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 495-504.

Sæmundsson, K. 1978. *Geol. J.*, Special Issue, 10, 415-432.

Framleiðsla gosbergs á hlýskeiðum og jökulskeiðum í vestara gosbeltinu milli Þingvalla og Langjökuls

Magnús Tumi Guðmundsson[1], Þórdís Högnadóttir[1] og Sveinn P. Jakobsson[2]

[1]Raunvísindastofnun Háskólans, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík
[2]Náttúrufræðistofnun Íslands, Hlemmi 3, 105 Reykjavík

Áhrif jökulfargs á kvikuframleiðslu hefur verið nokkuð til umræðu síðustu ár (Guðmundur Sigvaldason o.fl. 1992; Jull og McKenzie, 1996). Í því sambandi hefur m.a. verið bent á að fjöldi stórra hrauna og dyngna sem urðu til snemma á nútíma sýni að þá hafi orðið hámark í eldvirkni á Íslandi. Lítið hefur hins vegar verið vitað um hlutfallslega framleiðslu gosefna á jökulskeiðum og hlýskeiðum. Til að kanna þessi atriði á afmörkuðum hluta vestara gosbeltisins, voru gerðar þyngdarmælingar á árunum 1999 og 2000, á sniðum á svæðinu milli Þingvalla og Langjökuls. Mælisvæðið er um 1000 km^2 að stærð og þekja nútímahraun rúmlega helming þess en uppúr hraununum rísa móbergshryggir og stapar. Tilgangur mælinganna var tvíþættur: 1) að meta þykktir hrauna þar sem þau liggja að móbergsfjöllum og rúmmál hrauna sem runnið hafa eftir að móbergsfjöllin mynduðust, 2) að finna raunverulega stærð móbergsfjallanna.

Mælingarnar hafa verið túlkaðar með líkönum þar sem reiknað frávik frá tilbúnum bergskrokkum er borið saman við mælt þyngdarfrávik. Alls voru gerð 13 líkön af byggingu efsta hluta jarðskorpunnar á svæðinu. Gert er ráð fyrir að meðaleðlismassi móbergsmyndanna sé 2200 kg m^{-3} en meðaleðlismassi hrauna sé 2600 kg m^{-3}. Fram koma mismikið grafnar móbergsmyndanir undir hraununum. Sumar þeirra er grafnar í hlýskeiðshraun og því eldri en síðasta jökulskeið. Niðurstöðurnar leiða í ljós að hraunaþykkt er víða mikil á rannsóknasvæðinu. Mest er hún umhverfis Skjaldbreið og í sigdalnum upp af Þingvöllum, víða 150 m en 250-300 m þar sem mest er. Hraunaþykkt er tiltölulega lítil umhverfis Hlöðufell en það virðist hafa byggst ofan á hlýskeiðshraun. Lambahraun hefur hlaðist upp í dal milli Hlöðufells og móbergshryggja sem grafnir eru í hraunin milli Kálfstinds og Brekknafjalla. Mælingarnar leiða í ljós að í Skjaldbreið er móbergskjarni, mikill um sig og er hraunaþekjan ofan á móberginu aðeins 100-200 m ofan til. Þessi niðurstaða er í samræmi við fyrri mælingar rannsóknarhóps frá Open University í Bretlandi (Everett, 1989). Heildarrúmmál hrauna sem talin eru að mestum hluta frá nútíma er 50-60 km^3. Þar af gætu Skjaldbreiðshraun verið 25-30 km^3 og Lambahraun 10 km^3.

Sum móbergsfjallanna á svæðinu eru mikið grafin í hraun og þau því mun stærri en hæð þeirra og umfang ofan hraunabreiðanna gefur til kynna. Stærst er fjallið undir Skjaldbreið, um 10 km^3. Afstæður aldur móbergsfjalla á svæðinu hefur verið metinn á grundvelli rofstigs og innbyrðis afstöðu. Beinar aldursgreiningar eru engar til ennþá en fyrstu sýnin hafa nú verið send í Ar-Ar greiningu. Á þessu stigi er því ekki hægt að leggja nema mjög gróft mat á rúmmál gosefna frá síðustu jökulskeiðum. Samanburður á heildarrrúmmáli nútímahrauna annarsvegar og allra þeirra móbergsfjalla sem gætu verið frá síðasta jökulskeiði hinsvegar, gefur eigi að síður skýra niðurstöðu: Gosefnaframleiðsla á tímaeiningu á síðasta jökulskeiði var stærðargráðu minni en verið hefur á nútíma. Að auki er ljóst að mestur hluti hraunanna er myndaður snemma á nútíma. Niðurstöðurnar styðja því líkan Jull og McKenzie (1996) um að á jökulskeiðum sé kvikuframleiðsla minni en annars og að í upphafi hlýskeiða komi sterkur toppur í kvikuframleiðslu.

Heimildir

Everett, S. 1989. Skjaldbreiður: Reactivation of a pre-existing, subglacial feeder system. Geophysical Journal, 96, no. 3, 578.

Guðmundur Sigvaldason, K. Annerts og M. Nilsson. 1992. Effect of glacier loading/deloading on volcanism: postglacial production rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland. Bull. Volc., 54, 385-392.

Jull, M, og D. McKenzie. 1996. The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland. J. Geophys. Res.,101, 21815-21828.

Platinum-group elements in basalts derived from the Icelandic mantle past and present

Peter Momme (peter@norvol.hi.is), Karl Grönvold & Niels Oskarsson

Nordic Volcanological Institute, Grensásvegur 50, 108 Reykjavik, Iceland.

Platinum-group elements (PGE) have recently been analysed in basalts formed during Tertiary continental rifting in East Greenland (~55Ma) [1] and a suite of Holocene Icelandic basalts and picrites [2].

The basaltic sequence exposed along the Blosseville kyst, central East Greenland, consists of three series, the low-Ti, high-Ti and very high-Ti series. The three series are found intercalated, but whereas the Ti-rich series are interpreted to represent continental type basalts (F:3-9%), the low-Ti series formed from the early North Atlantic oceanic rift system by higher degrees of partial melting (F:15-25%) [3]. In that perspective the PGE-rich nature of the three magma series in East Greenland is quite surpring because (i) the two Ti-rich series formed by low degrees of partial melting, normally PGE-rich magmas form by F>20% [4], and (ii) oceanic basalts are generally PGE-poor. Primitive basalts (molar Mg#60) contain ~6-10 ppb Pd, ~7-10 ppd Pt and ~0.2 ppb Ir. The most evolved sample (Mg#43) contain 25 ppb Pd, 5 ppd Pt and <0.05 ppb Ir. Normally Pd is incompatible and Ir compatible during S-undersaturated differentiation but the East Greenland data show that Pt is removed along with Ir as well.

Icelandic olivine tholeiites (120 ppm Cu, 6 ppb Pd, 4 ppd Pt and 0.2 ppb Ir) and picrites (74 ppm Cu, 17 ppb Pd, 7 ppd Pt and 0.3 ppb Ir) formed by high degrees of partial melting (15-25%) where sulphides must have been completely exhausted at least in parts of the mantle where some melt batches were derived from. Between the PGE-rich, Cu-poor picrites and primitive olivine tholeiites there is a systematic decrease in the PGEs and increase in Cu. This is best explained by mixing between parental olivine tholeiite and picrite magmas. The low Cu/Pd ratio in the most primitive picrite probably reflect derivation from a depleted mantle where Cu was less efficiently retained in mantle sulphides compared to Pd during previous melt extraction episodes. This suggests that the connection between the olivine tholeiites and picrites is magma mixing rather than a genetic association. The most primitive olivine tholeiites are richer in Ir (0.15 ppb) and poorer in Pd (~6 ppb) compared to more evolved olivine tholeiites (0.06 ppb Ir, 18 ppb Pd) i.e. S-*under*saturated differentiation of the Icelandic olivine tholeiites is inferred.

To summarize, (i) the present elevated degrees of partial melting beneath Kolbeinsey Ridge, compared to other oceanic ridges, also characterised the earliest stages of oceanic rifting in the region, (ii) past and present basalts derived from the Icelandic plume are PGE-rich and (iii) differentiate S-undersaturated.

References

1 P. Momme, Flood basalt generation and differentiation. PGE-geochemistry of East Greenland flood basalts, comagmatic intrusions and comparison with Siberian flood basalts, Ph.D. thesis, Aarhus University, 2000.

2 P. Momme, N. Oskarsson, K. Grönvold and R.R. Keays, Platinum-group elements in the Icelandic rift system, in prep.

3 C. Tegner, C.E. Lesher, L.M. Larsen and W.S. Watt, Evidence from the rare-earth-element record of mantle melting for cooling of the Tertiary Iceland Plume, Nature 395, 591-594, 1998.

4 R.R. Keays, The role of komatiitic magmatism and S-saturation in the formation of ore deposits, Lithos 34, 1-18, 1995.

Jöklabreytingar á Íslandi undanfarnar fjórar aldir

Oddur Sigurðsson

Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík (osig@os.is)

Jöklar eru nátengdir loftslagi. Á Íslandi er veltan í árlegri afkomu jöklanna veruleg vegna mikillar úrkomu. Jöklar hér eru einnig stórir og verða þá breytingar þeirra, sem endurspegla loftslagið frá ári til árs, augljósar.

Jöklar stækkuðu ört á 17. öld. Þá lokuðust Breiðamerkurfjall og Hafrafell í Öræfum inni í jökli. Almennt héldu jöklar áfram að stækka á 18. og 19. öld en mun hægar. Hámarki náðu þeir um 1880-1890.

Á 20. öld rýrnuðu jöklar mikið. Einkum hopuðu þeir ört á hlýindatímabilinu upp úr 1930. Fyrir miðja öldina voru Breiðamerkurfjall og Hafrafell laus úr jökulfanginu og jöklar almennt orðnir svipaðir að umfangi og um miðja 17. öld eða fyrr. Kuldakast á árunum 1965-1985 olli því að flestir hérlendir jöklar gengu fram.

Ríkuleg úrkoma og sköl sumur á árunum 1988-1995 hélt jöklunum gangandi en síðastliðin 5 ár hafa flestir jöklar minnkað. Um síðustu aldamót voru allir íslenskir jöklar að hopa að fráteknum örfáum framhlaupsjöklum.

Sporðar jökla, sem ekki eru framhlaupsjöklar, bregðast við mjög skömmu eftir að lofslag (og þar með afkoma jökulsins) breytist. Skakkar þar yfirleitt minna en 5 árum, hvort sem jöklar eru litlir eða stórir, en minnstu jöklarnir bregðast yfirleitt ekki eins skýrt við og þeir sem stærri eru.

Vangaveltur um hitaástand jarðskorpunnar á Íslandi

Ólafur G. Flóvenz,

Orkustofnun, Grensásvegi 9, 108 Reykjavík

Undanfarinn áratug hafa orðið miklar umræður um jarðskorpuna á Íslandi, þykkt hennar og eðlisástand. Tekist hefur verið á um tvö meginsjónarmið, hvort jarðskorpan sé 20-40 km þykk og fremur köld eins og sovéskir vísindamenn héldu fram á 8. áratugnum eða hvort hún sé 10-20 km þykk ofan á hlutbráðnum möttli eins og flestir aðrir jarðvísindamenn hölluðust að fram á tíunda áratug síðustu aldar. Nú í upphafi 21. aldar hallast flestir að þeirri skoðun að jarðskorpan sé 15-40 km þykk. Sú skoðun byggir á þeirri ályktun að endurkastflötur sem sést í gleiðhornsendurköstum í bylgjubrotsmælingum sé Moho ósamfellan, sem táknar skil möttuls og skorpu. Þessi endurkastflötur er þó að ýmsu leyti ólíkur Moho endurköstum annars staðar.

Til að meta hita sem fall af dýpi niður í gegnum jarðskorpuna þarf að beita óbeinum aðferðum þar sem beinar mælingar eru aðeins til í tiltölulega grunnum borholum. Þær felast ýmist í því að framlengja niður á við þann línulega hitastigul sem mælist í grunnum holum. Óvíst er hversu djúpt niður óhætt er að framlengja hitastigulinn línulega en dýpri holur sýna að hann má framlengja a.m.k. niður á 1,5 km.

Hitastigull við yfirborð á Íslandi er víðast á bilinu 50 - 100 °C/km, hæstur við jaðra gosbeltanna en lægstur í elsta berginu. Undantekningu er að finna sitt hvoru megin vestara gosbeltisins á Suðurlandi, í Hvalfirði, Kjós og uppsveitum Árnessýslu þar sem svæðisbundinn hitastigull er allt að 150°C/km. Í Árnessýslu kann þessi hái stigul að orsakast af mikill jarðhitavirkni en það á tæplega við í Kjósinni.

Ef við framlengjum hitastigulinn línulega niður lendum við í 1200°C hita og væntanlega hlutbráð á 12 - 25 km dýpi nema í grennd við vestara gosbeltið þar sem 1200°C væri að vænta ofar, eða á 8 km dýpi. Hár hiti og hlutbráð samrýmast vel fyrirliggjandi túlkun MT-mælinga en virðast í andstöðu við niðurstöður seismiskra mælinga. Mat á dempun skjálftabylgna sem berast um neðri hluta jarðskorpunnar (þ.e. ofan endurkastflatarins) benda til að hiti sé þar vel undir bræðslumarki gabbrós, þ.e. tæplega mikið hærri en 1000°C.

Reynt hefur verið að skýra háan stigul nærri gostbeltunum með því að kenna um jarðhitavirkni. Ákvarðanir á hitastigli byggjast yfirleitt á fremur fáum holum sem síðan eru notaðar til að ákvarða svæðisbundinn hitastigul. Til að fá mat á svæðisbundnum hitastigli má nota svokallaðan fornhitastigul sem byggir á því að nota þykktir ummyndunarsvæða í basaltstaflanum. Með því að notfæra sér upplýsingar úr jarðfræðikortlagningu og greiningu ummyndunarsteinda í borholum má ákvarða þykktir einstakra ummyndunarsvæða. Síðan er þekkt með sæmilegri nákvæmni við hvaða hita tilteknar ummyndunarsteindir myndast, t.d. við hvaða hita toppurinn á mesólít/skólesít svæðinu, laumontít svæðinu og epídót svæðinu liggur. Út frá þessu má reikna þann hitastigul sem viðkomandi jarðlög hafa náð hæstum á jarðsöguferli sínum. Við ákvörðun á fornhitastigli er hér einungis litið til svæðisbundinnar ummyndunnar en staðir sem hafa verið undir áhrifum af jarðhitavirkni megineldstöðva eru ekki tekin með. Með því að ganga út frá reiknilíkani Guðmundar Pálmasonar á hreyfingu jarðskorpuflekanna má ályktа að fornhitastigullinn svari til þess stiguls sem ríkti við jaðra gosbeltisins á þeim tíma þegar viðkomandi jarðlög voru þar á leið út úr gosbeltinu.

Ég hef skoðað fornhitastigul á nokkrum stöðum þar sem gögn eru fyrir hendi og notfært mér niðurstöður Hrefnu Kristmannsdóttur fyrir Eyjafjörð. Það kemur í ljós að fornhitastigull er á bilinu 60-100°C/km kingum gosbeltið á Norðurlandi en 110-135 °C/km umhverfis gosbeltið á Suðvesturlandi. Ennfremur má draga þá ályktun að þennan stigul megi framlengja a.m.k. að 230-250°C hita, eða að yfirborði epídótsvæðisins. Þetta þýðir að svæðisbundinn hitastigull við jaðra gosbeltisins hefur jafnan verið með svipuðu móti og hitastigulsmælingar sýna nú á dögum og jafnframt að þessi hái stigull er ekki vegna staðbundinnar jarðhitavirkni.

Unnt er að nota upplýsingar um dýptarmörk jarðskjálfta til að leggja mat á hita djúpt í jarðskorpunni. Til þess þarf þó að þekkja þann hámarkshita sem jarðskjálftar geta orðið við miðað við þann upphleðsluhraða spennu sem er í jarðskorpunni á Íslandi. Sú tala er dálítið á reiki en upplýsingar benda til að það geti verið við allt að 700-800°C. Ari Tryggvason og samstarfsmenn hans hafa skoðað þessi dýptamörk á Suðurlandi og komist að þeirri niðurstöðu að með því að framlengja hitastigul á Suðurlandi niður að dýptarmörkum jarðskjálfta sé hitinn þar 665+/- 82°C. Þetta bendir til þess að framlengja megi hitastigul við yfirborð línulega niður að 600-700°C hita.

Ef við göngum út frá því að ofangreindar ályktanir um hita í jarðskorpunni séu réttar þýðir það að einhvers staðar neðan við 600-700°C jafnhitaflötinn í jarðskorpunni hlýtur hitastigull að snarlækka með dýpi, að öðrum kosti næst bræðslumark vel ofan við djúpa endurkastflötinn.

Varð fjörudoppa (*Littorina littorea*) til á Íslands-Færeyja-hryggnum suðaustur af Íslandi ?

Ólöf E. Leifsdóttir og Leifur A. Símonarson

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.

Fjörudoppa, *Littorina littorea* (Linné, 1758), er algeng við strendur Norður-Atlantshafs og útbreidd frá Hvítahafi í norðri til suðurstranda Portúgals (Algarve). Tegundin er algeng við flestar breskar og danskar strendur og nær inn í Eystrasalt til Borgundarhólms.

Í Vestur-Atlantshafi er fjörudoppan dreifð frá Belleeyju við Nýfundnaland til Virginíuríkis í suðri, en strönd Connecticut virðist vera syðsta hentuga búsvæðið.

Tegundin þróaðist frá Kyrrahafstegundinni *Littorina squalida* Broderip & Sowerby, 1828. Þessi þróun átti sér stað vegna kólnunar meðan á flutningum hennar stóð um Íshafið og Norður-Atlantshaf frá Kyrrahafssvæðinu. Elstu eintök fjörudoppu fundust í ensku Red Crag-lögunum, en þau eru 2,4-3,2 milljóna ára gömul. Tegundin hefur hins vegar ekki fundist í Tjörneslögunum sem eru eldri en 2,6 milljóna ára. Þetta bendir til þess að aðskilnaður tegundanna hafi átt sér stað eftir að krókskeljalögin (*Serripes*) mynduðust, en áður en Norðursjávarsvæðinu og Bretlandseyjum var náð.

Daninn Otto A.L. Mørch (1868) nefndi fyrstur tegundina frá Íslandi er hann skrifaði „Fáein eintök, ekki lengri en 15 mm, eru í safni Kristjáns áttunda merkt „ex Islandia, Johnsen;", en mér sýnist að einhver ruglingur hafi orðið." Þessi eintök eru varðveitt í Dýrafræðisafninu í Kaupmannahöfn. Þar er einnig skel merkt „Isld Steenstrup", og tvær aðrar skeljar frá Íslandi merktar *Littorina littorea*. Önnur fannst í fjörunni á Ísafirði (Skutulsfirði), en hin í Arnarfirði. Vorið 1999 skoðaði seinni höfundur þessa ágrips fyrrnefndar skeljar og komst að þeirri niðurstöðu að þær tilheyri allar klettadoppu (*Littorina saxatilis* (Olivi, 1792)). Þetta virðast einu heimildirnar um tegundina hér við land í dag, ásamt frásögn af henni í dönsku skipi sem strandaði á Breiðafirði. Þar sem engin lifandi eintök hafa fundist verður að telja næsta víst að hún lifi ekki hér.

Jarðsöguleg dreifing fjörudoppunnar bendir til þess að hún komi fyrst fram í jarðlögum á seinni hluta plíósentíma. Mörkin milli plíósen- og pleistósentíma eru hér talin þau sömu og mörkin milli Reuverian og Praetiglian skeiðanna í Hollandi, þ.e. frá upphafi meiriháttar jöklunar á norðurhveli jarðar fyrir um 2,5 milljónum ára.

Fjörudoppa kemur fyrst fram í Red Crag-mynduninni í Austur-Englandi og í svipað gömlum jarðlögum í borkjörnum frá Hollandi. Tegundin finnst í miklu magni í Norwich Crag-mynduninni, en hún hvílir á Red Crag-lögunum og er 1,6-2,0 milljóna ára gömul. Þá er hún einnig algeng í setlögum af svipuðum aldri í Hollandi og í strandseti frá seinni hluta ísaldar á Bretlandi og meginlandi Evrópu.

Í Skandinavíu er mikið af fjörudoppu í seti frá yngsta hluta ísaldar og nútíma, t.d. í setlögum sem settust til í Steinaldarhafinu um miðbik nútíma.

Fjörudoppa hefur einnig fundist í jarðlögum í Norður-Ameríku, en þó aðeins ein skel frá ísöld. Hún fannst í 33.000-44.000 ára gömlu seti á Nova Scotia. Að auki hafa fundist skeljar í sorphaugum indíána í Kanada, en þeir eru 500-1.000 ára gamlir. Þá fundust tvö eintök í norðurhluta Nýfundnalands á svæði þar sem norrænir menn settust að og einnig hafa fundist nokkrar skeljar í Nova Scotia og New Brunswick og eru þær 1.000-1.500 ára gamlar.

Fjörudoppa hefur fundist allvíða í jarðlögum utan við núverandi útbreiðslusvæði, en það bendir til breytinga á landfræðilegri útbreiðslu með tilliti til umhverfisþátta, einkum sjávarhita. Einn af þessum stöðum er Ísland þar sem tegundin hefur verið nefnd úr tígulskeljalögum (*Mactra*) og krókskeljalögum (*Serripes*) á Tjörnesi, seti frá byrjun nútíma á Vestur- og Suðurlandi og loks úr setlögum mynduðum á hlýindakaflanum um miðbik nútíma.

Otto A.L.Mørch gat fyrstur manna um fjörudoppu úr krókskeljalögunum á Tjörnesi. Einnig nefndi Júrí B. Gladenkov ásamt öðrum (1980) hana bæði úr tígul- og krókskeljalögunum Mörkin milli þessara laga er líklega um 3,4 milljóna ára gömul, en hraunlögin sem þekja krókskeljalögin um 2,6 milljóna ára.

Englendingurinn David G. Reid (1996) endurskoðaði þessar greiningar og komst að þeirri niðurstöðu að eintökin sem Mørch taldi til *Littorina littorea* tilheyrðu *Littorina squalida* Broderip & Sowerby, 1829. Einnig áleit hann skeljarnar sem Gladenkov og félagar nefndu úr tígulskeljalögunum tilheyra *L. squalida*, en auk þess fann annar höfundur þessa ágrips tegundina nýlega í sömu lögum. Eintökin sem Gladenkov og félagar gátu um úr krókskeljalögunum voru einnig endurskoðuð af Reid, sem taldi að þar væri um nýja og áður óþekkta tegund að ræða, er hann nefndi *Littorina islandica*. Því ályktaði Reid (1996): „Aðeins ein önnur *Littorina* tegund hefur fundist í plíósenlögum á Íslandi ... nefnilega *Littorina squalida*." Höfundar þessarar greinar hafa komist að sömu niðurstöðu hvað varðar greiningu á *Littorina* úr Tjörneslögum, að fjörudoppa hafi ekki fundist þar.

Þorvaldur Thoroddsen (1892) nefndi fjörudoppu úr strandseti frá byrjun nútíma við Urriðafoss í Þjórsá og Laxá í Hvammsfirði. Seinni höfundur þessa ágrips hefur skoðað fjölda skelja frá þessum stöðum og aldrei fundið fjörudoppu, en hins vegar mikið af klettadoppu. Því telja höfundar næsta víst að eintökin, sem Þorvaldur gat um, hafi ekki verið rétt greind og um klettadoppu hafi verið að ræða, en ekki er vitað hvar þessi eintök eru nú niður komin. Þá hafa höfundar skoðað ófá skeldýr úr setlögum frá nútíma hér á landi og ekki fundið fjörudoppu í neinu þeirra. Því hallast þeir að því að fjörudoppa hafi alls ekki lifað hér við land á nútíma.

Árið 1999 fann fyrri höfundur þessa ágrips fjörudoppu í strandseti frá hlýskeiði ísaldar ofarlega í Búlandshöfða á Snæfellsnesi (Ólöf E. Leifsdóttir, 1999). Á setinu í höfðanum liggur hraunlag, sem hefur verið aldursákvarðað með kalíum-argon aðferð, en það er 1,1±0,12 milljóna ára gamalt. Það er því frá miðbiki ísaldar, litlu eldra en hraunlagið, en frá sama hlýskeiði. Lagið hvílir á jökulrispuðu tertíeru blágrýti. Tegundagreiningin var staðfest af Dr. David G. Reid í British Museum vorið 2000.

Á meðal núlifandi tegunda er *Littorina squalida* náskyldasti ættingi fjörudoppu, en í dag lifir *L. squalida* eingöngu í Kyrrahafi. Skeljagerð, margs konar líffræðileg atriði, samsetning kjarnasýra og ensíma benda eindregið til þess að *L. littorea* hafi þróast frá *L. squalida*. Það virðist nokkuð ljóst, að *L. squalida* fór úr Norður-Kyrrahafi yfir í Norður-Atlantshaf um Íshafið meðan tígulskeljalögin á Tjörnesi voru að myndast. Þetta er frekari vísbending um að Beringssund hafi opnast fyrr en talið hefur verið, þar sem Kyrrahafstegundir hafa fundist bæði í tígulskeljalögunum og undirliggjandi gáruskeljalögum (*Tapes*) á Tjörnesi. Þá telja L. Marincovich Jr. og A.Y. Gladenkov (1999) að sundið hafi opnast fyrr eða fyrir 4,8-5,5 milljónum ára, en ekki fyrir 3,1-4,1 eins og oftast hefur verið haldið fram til þessa.

Elstu jarðlög með fjörudoppu eru 2,4-3,2 milljóna ára gömul, en það bendir eindregið til þess að aðskilnaður tegundanna tveggja hafi átt sér stað eftir opnun Beringssunds,

þ.e. eftir að *Littorina squalida* var komin yfir í Norður-Atlantshaf. Þessi aðskilnaður átti sér stað í lok ferðar *L. squalida* yfir í Atlantshaf vegna aðlögunar að aukinni kólnun og meiri umhverfisorku samfara útbreiddri jöklun fyrir um 2,5 milljónum ára. Þar sem fjörudoppan hefur ekki fundist í Tjörneslögum má leiða að því líkum að aðskilnaðurinn, þ.e. tegundamyndunin, hafi orðið eftir að skeldýrahópurinn úr Kyrrahafi kom til Íslands, en áður en hann náði Norðursjó og Bretlandseyjum. Síðan virðist *L. squalida* hverfa úr Atlantshafi. Þetta bendir til þess að tegundamyndunin hafi átt sér stað á Íslands-Færeyjahryggnum og er jafnframt vísbending um nokkru lægri aldur á aðskilnaðinum og myndun fjörudoppu en N.I. Zaslavskaya og félagar (1992) héldu fram, en þau töldu það hafa gerst fyrir 3,45 milljónum ára.

Fjörudoppan dreifðist líklega frá Norðursjó til núverandi heimkynna í lok plíósentíma og byrjun ísaldar. Á nokkrum stöðum hefur hún fundist í jarðlögum utan við núverandi útbreiðslusvæði, en það sýnir að tegundin er næm á breytingar, t.d. í sjávarhita. Því komst tegundin til Íslands á frekar mildu hlýskeiði á ísöld fyrir um 1,1 milljónum ára. Síðan hvarf hún frá landinu, að því er virðist í upphafi næsta jökulskeiðs, og við höfum engar vísbendingar um að hún hafi komið aftur. Eftir að grunnsjávarsvæðin á Íslands-Færeyjahryggnum og Wyville-Thomsonhryggnum hurfu á fyrri hluta ísaldar hafa hafstraumar aðeins örfáum sinnum flutt lirfur eða fullvaxin dýr með reki eða á sundi til Íslands úr suðurátt.

Heimildir

Gladenkov, Y.B., Norton, P. & Spaink, G. 1980: **Verkhnyi Kainozoi Islandii**. [Upper Cenozoic of Iceland]. Trudy Geologicheskogo Instituta, Academiya Nauk SSSR 345, 1-116. (á rússnesku).

Marincovich, L. Jr. & Gladenkov, A.Y. 1999: **Evidence for an early opening of the Bering Strait.** Nature 397, 149-151.

Mørch, O.A.L. 1868: **Faunula molluscorum islandiae.** Videnskabelige Meddelelser fra den naturhistoriske Forening i Kjøbenhavn 20, 185-227.

Ólöf E. Leifsdóttir 1999: **Ísaldarlög á norðanverðu Snæfellsnesi. Setlög og skeldýrafánur.** Óbirt MS-ritgerð Háskóli Íslands, Reykjavík. 101 bls.

Reid, D.G. 1996: **Systematics and evolution of *Littorina*.** The Ray Society, London. 463 bls.

Zaslavskaya, N.I., Sergievsky, S.O. & Tatarenkov, A.N. 1992: **Allozyme similarity of Atlantic and Pacific species of *Littorina* (Gastropoda: Littorinidae).** Journal of Molluscan Studies 58, 377-384.

Þorvaldur Thoroddsen 1898: **Postglaciale marine Aflejringer, Kystterrasser og Strandlinier i Island**. Geografisk Tidsskrift 11, 209-225.

Undirkælt vatn og ísmyndun undir sporðum skriðjökla í sunnanverðum Vatnajökli

Óskar Knudsen[1], Matthew J. Roberts[2 & 3], Daniel E. Lawson[4], Andrew J. Russell[3], Fiona S. Tweed[2], Grahame J. Larson[5], Edward B. Evenson[6] og Helgi Björnsson[7]

[1]Klettur verkfræðistofa, Bíldshöfða 12, 112 Reykjavík
[2]Division of Geography, Staffordshire University, College Road, Stoke-on-Trent, ST4 2DE, UK
[3]School of Earth Sciences and Geography, Keele University, Keele, Staffordshire, ST5 5BG, UK
[4]U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Anchorage, AK 99505, U.S.A.
[5]Department of Geological Sciences, Michigan State University, East Lansing, Michigan 48824, USA
[6]Department of Earth and Environmental Sciences, Lehigh University, Pennsylvania 16802, USA
[7]Raunvísindastofnun, Dunhagi 3, 107 Reykjavík

Rannsóknir á ummerkjum Skeiðarárhlaupsins í nóvember 1996 hafa leitt í ljós að hluti hlaupvatnsins fraus í jökulsprungum (Roberts og fl. 2000a,b, 2001, Waller og fl. 2001). Til þess að vatn frjósi á þann hátt þarf það að vera undirkælt. Undirkæling verður þar sem vatn streymir hratt upp móti halla sem er >1,7 faldur halli jökulyfirborðsins (Shreve, 1985; Alley og fl., 1998). Komið hefur í ljós að sprungur sem hægt er að rekja til botns hafa fyllst af seti og ís. Þessar rannsóknir hafa einnig leitt til frekari rannsókna á ísmyndun í útföllum við venjulegt vatnsrennsli frá jöklum, en slíkri ísmyndun hefur ekki verði lýst áður í þíðjöklum. Í Matanuska jökli í Alaska sem er að hluta til gaddjökull hefur áður verið lýst ísmyndun í útföllum, en þar myndast ís einungis við mikið vatnsrennsli frá jöklinum (Lawson og fl., 1998; Evenson og fl, 1999).

Fyrirlesturinn kynnir ummerki um útstreymi undirkælds vatns frá jökulsporðum við sunnanverðan Vatnajökul við venjulegt vatnsrennsli ásamt mælingum á hitastigi í útföllum. Einnig verða kynntar frumniðurstöður mælinga á þrívetni í nýmynduðum ís. Komið hefur í ljós að frysting í útföllum veldur setmyndun í jöklinum og er þannig sönnun þess að vatnsstreymi í jöklinum getur borið upp set frá jökulbotninum og komið því fyrir inni í jökluísnum.

Heimildir:

Alley RB, Lawson DE, Evenson EB, Strasser JC, Larson GJ. 1998. Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: II. Theory. *Journal of Glaciology* 44: 563-569.

Evenson EB, Lawson DE, Strasser JC, Larson GJ, Alley RB, Ensminger SL, Stevenson WE. 1999. Field evidence for the recognition of glaciohydraulic supercooling. In Glacial processes past and present, Mickelson DM, Attig JW (eds) *Geological Society of America,* special paper 337: 23-35.

Lawson DE, Strasser JC, Evenson EB, Alley RB, Larson GJ, Arcone SA. 1998. Glaciohydraulic supercooling a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: I. Field evidence. *Journal of Glaciology* 44: 547-562.

Roberts, M. J., Russell, A. J., Tweed, F. S. & Knudsen, Ó. 2000a Rapid sediment entrainment and englacial deposition during jökulhlaups. *Journal of Glaciology* 45 (in press).

Roberts, M. J., Russell, A. J., Tweed, F. S. & Knudsen, Ó. 2000b Ice fracturing during jökulhlaups: implications for englacial floodwater routing and outlet development. *Earth Surface Processes and Landforms* 25 p. 14291446.

Shreve RL. 1985. Esker characteristics in terms of glacier physics, Katahdin esker system, Maine. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 639-646.

Waller, R.I., Russell, A.J., & van Dijk, T.A.G.P., Knudsen, Ó., 2001. Jökulhlaup-related ice fracture and supraglacial water release during the November 1996 jökulhlaup, Skeiðarárjökull, Iceland. *Geografiska Annaler,* 83A. 27-36.

Setmyndun í lóni sunnan Kárahnúka í lok síðasta jökulskeiðs

Óskar Knudsen[1] og Philip M. Marren[2]
[1]Klettur verkfræðistofa, [2]Keele University

Fyrirlesturinn fjallar um setmyndun í syðsta hluta Jökuldals sunnan við Fremri-Kárahnúka. Dalurinn er óvenjulegur að því leiti að Kárahnúkar stífluðu dalinn einhvern tíma á síðasta jökulskeiði. Þegar jökull hörfaði innfyrir Kárahnúka myndaðist jökullón sem tók við miklu seti.

Fjallað verður um strandlínur, hjalla og deltur í setfyllunni, ásamt því sem útbreiðsla og lögun helstu seteininga í setfyllunni verður skýrð.

Áberandi í setfyllunni eru þykkir aurvængir sem hafa byggst upp við jökuljaðarinn en ekki náð að yfirborði lónsins. Þetta er túlkað sem merki þess að jökull hafi hörfað hratt. Ofaná vængina leggjast lárétt þykk lög af silti og fínsandi sem túlkuð eru sem hvörf sem sest hafa í rólegu umhverfi.

Setfyllan náði nokkurn vegin að fylla dalinn og setfyllan er 10 m undir strandlínu við Kárahnúka.

Framhlaup Brúarjökuls verða á u.þ.b. 100 ára fresti, sem sýnir að hugsanlega hefur lónið fyllst samhliða því að jökullinn hörfaði milli framhlaupa. Talning á hvörfum í setfyllunni bendir til a.m.k. 83 ára setmyndunar. Þessi hraði setmyndunar rímar vel við núverandi framburð Jökulár á Brú.

Kortlagning sprungna í austanverður Flóa

Páll Einarsson[1], Alexandra Mahlmann[2], Bergur Sigfússon[2], Christoph Sens-Schönfelder[2], Jóhann Örn Friðsteinsson[2], Kjartan Haraldsson[2], Ríkey Hlín Sævarsdóttir[2], Sigríður Sif Gylfadóttir[2], Sigurlaug Hjaltadóttir[2], Stefán Geir Árnason[2], Sædís Ólafsdóttir[2],

[1]Raunvísindastofnun Háskólans, Hofsvallagötu 53.
[2]Raunvísindadeild Háskóla Íslands, 101 Reykjavík

Sprunguhreyfingar á yfirborði í tengslum við Suðurlandsskjálftana í júní 2000 vöktu margar áhugaverðar spurningar og voru kveikjan að rannsóknar-verkefnum í námskeiði í tektóník við jarð- og landfræðiskor Háskóla Íslands á haustmisseri 2000. Kortlagðar voru sprungur á þremur svæðum í austan-verðum Flóa. Sprungurnar eru gamlar en sumar þeirra högguðust í skjálftunum árið 2000. Notuð voru DGPS-leiðsögutæki við kortlagninguna.

1. Sprungur við Hraungerði. Í skjálftanum 21. júní 2000 varð umtalsverð færsla á vensluðu sniðgengi, þ.e. hliðargrein út frá aðalmisgenginu. Rekja mátti þetta vinstri-handar sniðgengi frá Skeiðavegamótum um það bil 2 km til VSV. Slík vensluð sniðgengi eru fremur fátíð á skjálftasvæði Suðurlands. Það stærsta, sem áður var þekkt, er sunnan hringvegar við Hraungerði. Það tengist N-S sniðgengi sem rekja má um 8 km veg við Litlu-Reyki. Kortlagður var um 1 km langur hluti aðalmisgengisins og venslað misgengi, um 0,5 km langt sem greinist frá því. Staðfest er að slík vensluð sniðgengi eru yfirleitt takmörkuð að lengd og tengjast sprunguhólum þar sem sprungur aðalmisgengis-ins hliðrast. Við kortlagninguna kom í ljós að kjötmjöls-verksmiðjan, sem nýlega var tekin í notkun í Flóanum, stendur á sprungusvæði misgengisins.

2. Fornar sprungur norðvestan Skeiðavegamóta. Upptakamisgengi skjálftans 21. júní hefur strikstefnu N-S og liggur beint undir Skeiðavega-mótin. Á þessum slóðum er að finna einhverjar stærstu yfirborðssprungur á öllu skjálftasvæði Suðurlands. Þær eru sumar vel opnar og vatnsgengar. Svo undarlega bar þó við að þessar sprungur höggu-ðust lítið sem ekkert í skjálftunum í júní. Sprungurnar hafa NA-SV strikstefnu og mynda tvö kerfi sem eru hliðruð til hægri hvort með tilliti til annars. Spurningin er því hvort þau tilheyri einu og sama venslaða sniðgenginu með ANA-VSV strikstefnu eða hvort sínu hægri-handar sniðgengi með N-S strikstefnu. Kortlagningin sýnir að bæði kerfin hafa skástígni til vinstri, þ.e. þau tilheyra væntanlega kerfum þar sem hægri-handar sniðgengishreyfingar ríkja. Þau hafa því væntnlega verið virk með N-S sniðgengjum.

3. Sprungur við Dælarétt. Vestan við Dælarétt er kerfi fornra sprungna sem stinga nokkuð í stúf við aðrar sprungur á Suðurlandi. Þær mynda e.k. sigdal og var ekki ljóst hvort eða hvernig þær tengjast Suðurlandsskjálftum. Af tók þó allan vafa í skjálftanum 21. júní. Upptakamisgengi hans liggur undir þessu svæði og sprungurnar við Dælarétt voru greinilega hluti af sprungu-kerfi þess. Hreyfingar á sprungunum voru tengdar hægri sniðgengisfærslum þó siggengisfærslur væru líka áberandi. Skástígni kerfisins kemur vel fram í kortlagningunni. Sig um sum misgengin gæti tengst undirlagi hrauns-ins sem sprungurnar eru í.

Frávik í radonstyrk í tengslum við jarðfskjálftana á Suðurlandi 2000

Páll Theodórsson, Páll Einarsson og Guðjón I. Guðjónsson

Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, 107 Reykjavík

Jarðskjálftarnir á Suðurlandi í júní 2000 uppfylltu langtímaspá sem sett var fram á níunda áratug síðustu aldar og byggðist á þekktu munstri sögulegra skjálfta á Suðurlandi. Engir skammtímaforboðar greindust þó á undan fyrstu skjálftunum 17. júní. Við rannsóknir á mæligögnum kemur þó fram að skjálftarnir áttu sér mælanlega forboða. Hér eru lögð fram gögn sem sýna að breytingar urðu á radonstyrk í vatni frá jarðhitaborholum, bæði á undan skjálftunum og samtímis þeim.

Radonmælingar hófust á Suðurlandi 1977 í samvinnu Raunvísinda-stofnunar Háskólans og Lamont-Doherty Earth Observatory. Þeim var haldið áfram til 1993, eða þar til tækjabúnaðurinn gekk úr sér. Mælingarnar leiddu í ljós að samband er á milli radons og jarðskjálfta. Frávik mældust á undan 30% allra skjálfta sem uppfylltu viss skilyrði um stærð. Sjö skjálftum fylgdu frávik sem mældust á fleiri en einni mælistöð.

Radonmælingar Raunvísindastofnunar Háskólans 1977-93 kröfðust mikillar vinnu. Sumarið 2000 var tekin upp ný mæliaðferð sem hefur mikla kosti yfir hina eldri: vatnssýnin eru minni, söfnun þeirra einfaldari, gerð hvers mælisýnis tekur aðeins 5 mínútur í stað 2-3ja klst, skipting sýna er sjálfvirk og sjálft mælitækið er mun næmara. Tækið (Radon-GG) var hannað og smíðað við Raunvísindastofnun veturinn 1999-2000. Aðferð til að flytja radon vantssýnanna í mæliglas var þróuð vorið 2000. Reglubundnar mælingar á sýnum frá 7 stöðum á skjálftasvæði Suðurlands (2 sýni í viku) hófust sumarið 2000. Mælistaðirnir eru Bakki í Ölfusi, Öxnalækur, Selfoss, Hlemmiskeið, Flúðir, Kaldárholt og Laugaland. Mælitækið byggist á vökvasindurtalningu og er radon vatnssýnanna deilt milli vatnsins (200 ml) og sindurvökvans (15 ml) með því að hringbóla í 2 mínútur lofti milli glasanna. Situr þá 70% af radoninu í mæliglasinu.

Mæligildi á hverri mælistöð sveiflast talsvert, meira en sem nemur óvissu í mælingunum. Auk flöktsins koma einnig fram í mæliröðunum skýr frávik sem tengja má jarðskjálftum. Greina má þrenns konar breytingar:

1. Snögg og skammlíf aukning í radonstyrk. Toppar af þessu tagi mældust á 6 af stöðvunum 36-59 daga fyrir skjálftana í júní.
2. Óvenju lág gildi mældust á 6 stöðvum á tímabilinu 101-143 dögum fyrir júnískjálftana.
3. Radon snöggminnkaði á 6 stöðum við skjálftana. Þessa breytingu má ef til vill tengja breytingum á vatnsþrýstingi sem komu fram um allt svæðið.

The SISZ Earthquakes, June 2000: Fault Geometry And Slip Distribution Inferred From Insar

Rikke Pedersen[1], Freysteinn Sigmundsson[1], Kurt Feigl[2] & Þóra Árnadóttir[1]

[1] Nordic Volcanological Institute, Reykjavik, Iceland
[2] Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France

Interferometric analysis of Synthetic Aperture Radar images (InSAR) acquired by the European Remote Sensing satellites (ERS1 and ERS2) has been used to observe crustal deformation due to the SISZ earthquakes in June 2000. Preliminary results from the June 17th event were previously presented by *Pedersen and Sigmundsson* [2000]. Two new coseismic interferograms have been formed and added to the previous study. The new interferograms are from two different track frames; one covers the June 17th earthquake (track 52, frame 2313) and the other the June 21st earthquake (track 95, frame 2313). The new interferograms have very good coherence, since both span only 35 days, which makes them particularly suitable for model evaluation.

Based on the new interferograms we present two distinct three-patch fault models for the June earthquakes. The patches have constant slip with depth. We used a trial-and-error scheme with the standard model of a finite rectangular dislocation buried in an elastic half-space. The slip patches for both earthquakes were constrained to have dimensions similar to the distribution of aftershocks, provided by Veðurstofan [*Gunnar Guðmundsson*, personal communication, 2000].

The best-fitting model for the June 17th event has a fault patch 16 km long, extending from the surface to 10 km depth, striking N05°E, dipping 86°, with a slip maximum of 2.25 m. The slip is asymmetrical with respect to the fault's centre, with most slip occurring on the southern half. On average 1.38 m of slip occurred south of the fault center, but only 0.76 m north of it. The best-fitting model for the June 21st event has a vertical fault patch 15 km long, extending to 9 km depth, striking N01°W, with a slip maximum of 1.95 m. The slip is again asymmetrical with respect to the fault's centre, but here most slip occurred on the northern half. On average 1.08 m of slip occurred south of the fault center, but 1.42 m north of it.

The InSAR based fault models for the two earthquakes have several similarities. Both are 3 patch models of comparable strike, dip and depth, with a maximum slip of approximately 2 meters. However the June 21st event seems to be more complex than the June 17th, reflected by the occurrence of about one fringe in the residual interferogram from the June 21st. Although this may be due to a combination of better coherence and better spatial coverage in this interferogram, the differences in surface rupture between the June 17 and the June 21 event, support a more complex model. Further details can be found in *Pedersen et al.* [submitted].

Pedersen, R. and F. Sigmundsson, InSAR study of the June 17th, 2000 Earthquake, SISZ, Iceland: Preliminary Results, *Haustráðstefna Jarðfræðafélag Íslands 2000*, S.S. Jónsson (editor), pp. 9-10, Reykjavik, 2000

Pedersen, R., F. Sigmundsson, K.L. Feigl and Þóra Árnadóttir, Coseismic interferograms of two M_S=6.6 earthquakes in the South Iceland Seismic Zone, June 2000, submitted to *Geophys. Res. Letters*.

The Two Large Earthquakes In The South Iceland Seismic Zone In June 2000. A Basis For Earthquake Prediction Research

Ragnar Stefánsson[1], Þóra Árnadóttir[1], Gunnar B. Guðmundsson[1], Páll Halldórsson[1] & Grímur Björnsson[2]

[1]Veðurstofa Íslands
[2]Orkustofnun

In June 2000 two earthquakes with surface wave magnitude 6.6 struck in the central part of the South Iceland Seismic Zone (SISZ). This occurred after 88 years of relative quiescence in the 70 km long EW transform zone in SW Iceland. The first earthquake was immediately followed by intensive seismic activity along zones or stress guides of 100 km lengths. In spite of open surface faults and measured accelerations higher than 0.8 g, no serious injuries were reported and no homes collapsed. The two earthquakes involved right-lateral horizontal slips on two 15-20 km NS faults at 15 km distance from each other along the EW trending SISZ. The almost vertical faults extended from the surface to about 8-10 km depth, according to aftershocks. Due to the shallow hypocenters the seismic intensity was fairly high in the near field, but ecreased relatively fast with distance. The locations, orientations and surface effects of these earthquakes were in good agreement with what was expected on basis of scientific research during the last 15-20 years. There was no short-term warning before the first earthquake, but useful warnings about an imminent earthquake was issued 24 hours before the second earthquake occurred, with the correct location, magnitude and orientation of fault. In hindsight several changes were also observed before the first earthquake, some of which can immediately be related to its occurrence. Microearthquakes lined up along the fault that ruptured, days to weeks before the earthquake. Anomalous changes in water height were observed in a hot water borehole directly north of the fault plane that ruptured on June 17. Anomalous changes, which possibly may be related to the earthquake, were seen 9 days before by continuous GPS measurements at stations 50-100 km away from the epicenter. Multidisciplinary observations carried out before and during these earthquakes create a basis for understanding better the SISZ earthquakes as well as for earthquake prediction research.

Giant Jökulhlaup From The Northern Margin Of Vatnajökull Ice Cap, Iceland.

Andrew J. Russell[1]; Óskar Knudsen[2]; Fiona S. Tweed[3]; Philip M. Marren[1], James W. Rice Jr.[4]; Matthew J. Roberts[3]; Richard B. Waitt[5]; & Lucy Rushmer[1].

[1]School of Earth Sciences and Geography, Keele University, Keele, Staffordshire ST5 5BG, U.K.
[2]Klettur Consulting Engineers, Bildshöfða 12, Reykjavík IS 112, Iceland.
[3]Division of Geography, Staffordshire University, College Road, Stoke-on-Trent ST4 2DE, U.K.
[4]Lunar and Planetary Laboratory, University of Arizona, Tucson, AZ 85721, U.S.
[5]U.S. Geological Survey Cascades Volcano Observatory, 5400 MacArthur Blvd., Vancouver, WA 98661, U.S.

The Gjálp subglacial volcanic eruption beneath Vatnajökull resulted in the release of nearly 4 km^3 of meltwater in a southerly direction to Skeiðarársandur in early November 1996 as a jökulhlaup. Had the eruption been slightly further north, this flood would have drained the northern margin of Vatnajökull. Empirical evidence suggests that we are entering a period of renewed volcanic activity under Vatnajökull. Future jökulhlaups are likely to drain northwards creating a hazard along the 150 km course of the Jokulsá á Fjöllum river which has a history of huge but infrequent jökulhlaup. However most research on Icelandic fluvial systems and jökulhlaup impact has concentrated on the large outwash plains on Iceland's southern coast. This poster presents preliminary geomorphological and sedimentary evidence of Holocene and historic jökulhlaup draining the northern margin of Vatnajökull.

Recent fieldwork reveals erosional evidence of jökulhlaup consisting of: extensively washed high gradient valleys of up to 2 km in width; streamlined erosional hills; truncated moraine ridges; washed and eroded lava surfaces supporting localised cataract and scabland development; and localised, well-developed fluvially-sculpted bedrock bedforms (p-forms). Depositional jökulhlaup landforms include: pendant and eddy bars; widespread terraced sandur surfaces containing boulders of up to 12 m in diameter and 'boulder-ring' structures, produced by the meltout of large ice blocks. Large-scale erosional and depositional evidence is inconsistent with 'normal' ablation-controlled discharges (up to 500 m^3s^{-1}) which at present constitute misfit streams within a landscape adjusted to considerably larger discharges in excess of 1,000,000 m^3s^{-1}.

Vertical sections into jökulhlaup deposits reveal a variety of sedimentary units. These range from well-imbricated and stratified boulder-rich units reflecting fluidal sedimentation, to heterogeneous matrix-supported units, interpreted as the product of non-Newtonian flows. The presence of large-scale dewatering structures suggests rapid deposition from sediment-rich flows.

Jökulhlaup evidence is found along 60 km of the northern margin of Vatnajökull from Dyngujökull, Bárðarbunga subglacial volcano and Kverkfjöll glaciated volcano. It is clear that these jokulhlaup drained from Kverkfjöll and from the northern flanks of Bárðarbunga, both of which are major volcanic systems overlying the Icelandic hotspot. The presence of jökulhlaup deposits below and above recent lava flows suggests the passage of between 2 and 3 large floods. Jökulhlaup deposits present both within and outside recent moraines also suggest the passage of several floods of historic age.

It is now clear that jökulhlaups from the northern margin of Vatnajökull were much more frequent than previously assumed and originated from a variety of sources. The jökulhlaup landscape of the Jökulsá á Fjöllum testifies to the tremendous productivity of Iceland's northern volcanic zone for sediment and freshwater influx to the North Atlantic.

Berg- og jarðefnafræði dyngja

Sigurður Steinþórsson[1] og Kristján Geirsson[2]

[1]Raunvísindastofnun háskólans
[2]Hollustuvernd ríkisins

Dyngjur voru upphaflega skilgreindar með útliti sínu: Bungulaga hraunmyndanir runnar úr hringlaga gíg í einu gosi. Síðar kom sú hugmynd að dyngjur einkenni tiltekin efnasamsetning og að þær tengist ísaldarlokunum, sem þá helst megi tengja landrisi vegna bráðnunar jöklanna. Jafnframt að staparnir séu dyngjur sem myndast hafi undir jökli. Samkvæmt þeirri skilgreiningu spannar rúmmál dyngja og stapa fjórar stærðagráður, frá 50 km^3 (Eiríksjökull skv. Sveini Jakobssyni) til smádyngjanna á Reykjanesi. Almennt eru dyngjur ólivín þóleiít, þótt bæði pikrít-basalt og kvarz-þóleiít megi finna.

Okkar rannsóknaspurningar voru helst þessar:

1) Hver er efna- og steindasamsetning dyngja?
2) Hversu einsleitar eru dyngjurnar?
3) Er breytileiki innan hverrar dyngju, ef einhver, vegna mismikillar hlutbráðnunar í möttli, kristalþáttunar, eða hvors tveggja?
4) Er samband milli rúmmáls eða landfræðilegrar legu (t.d. fjarlægðar frá Mið-Íslandi) og efnasamsetningar dyngja?

Í þessari tölu er aðeins tekið á sumum þessara spurninga. Sýni voru tekin úr 10 nútímadyngjum með það fyrir augum að þau spanni fjarlægðina frá gíg til brúnar, og þannig jafnframt gossögu dyngjunnar sem næst frá upphafi til enda. Í ljós kemur að (a) bergefnafræðilegur breytileiki er allmikill innan hverrar dyngju (t.d. MgO í Skjaldbreiði frá 9,2 til 5,4%), (b) að „frumstæðustu" sýnin eru fjærst gígnum en hin „þróuðustu" næst honum, (c) að breytileiki innan hverrar dyngju er nær eingöngu af völdum kristöllunar (ólivín + plagíóklas) — sennilega að mestu í eldgosinu sjálfu, (d) að breytileiki milli dyngja stafar af mismikilli uppbræðslu í möttlinum.

Dílafylki í dyngjunum eru þannig, að ólivín er díll í öllum sýnum nema hinum allra þróuðustu, og plagíóklas í næstum öllum sýnum. Krómspínill er smádíll í flestum sýnum, en ágít mjög sjaldan.

Steindagreiningar (örgreinir Norrænu eldfjallastöðvarinnar) á sýnum þriggja dyngja (Skjaldbreiður, Heiðin há, Ketildyngja) sýna að (a) dílar í hverju bergsýni hafa einsleita samsetningu, en spönn samsetningar grunnmassa er mikil, (b) samsetning díla er í jafnvægi við upphaflega bráð, og (c) ildisþrýstingur í bráðinni var svo sem algengast er, í jafnvægi við QFM-ildispúffer.

Kristján Geirsson safnaði sýnunum, efnagreindi þau og samdi framvinduskýrslu; Níels Óskarsson greindi öll sýnin aftur með ICP-tæki; Sigurður Steinþórsson greindi steindir með aðstoð Karls Grönvold. KG og SS kunna Níelsi og Karli beztu þakkir fyrir hjálpina.

Magma Movements And Unrest At The Katla And Eyjafjalla-jökull Volcanoes In The Period 1994-2001

Erik Sturkell[1], Freysteinn Sigmundsson[2], Páll Einarsson[3], Sigrún Hreinsdóttir[4] and Halldór Geirsson[1]

[1]Icelandic Meterological Office, [2]Nordic Volcanological Institute, [3]Science Institute, University of Iceland, [4]Geophysical Institute, University of Alaska, Fairbanks

Katla and Eyjafjallajökull are subglacial volcanoes situated at the south tip of the eastern volcanic zone in Iceland. Katla hosts a caldera and is located 20 km east of the Eyjafjallajökull stratovocano. Only two eruptions are known in the last 1000 years at Eyjafjallajökull, the most recent in 1821-1823. On the other hand, at least 17 eruptions took place at Katla during the last 1000 years. The most recent eruption to break the ice cover was in 1918. Prior to 1991 seismic activity at of Eyjafjallajökull was very low. The neighbouring Katla volcano is however, very seismically active with annual earthquake swarms. Both volcanoes have been the sites of recent unrest. An extensive network of GPS and optical levelling benchmarks is now installed in the area, and three continuously recording GPS stations are operating at Katla and Eyjafjallajökull.

Extension across the eastern rift zone is detectable on a longer time scale while local deformation at Eyjafjallajökull gives the most dominating signal. Only small amounts of crustal movements have been observed at Katla. The recorded displacements are observed at the two GPS points located on nunataks in Mýrdalsjökull at or near the caldera rim. The most recent measurements at those points was conducted in the end of march 2001. The jökulhlaup at Sólheimajökull on July 18, 1999 was associated with formation of new ice cauldrons and unusual seismicity and a shallow intrusion or a minor eruption, which did not break the ice, was the cause. However, the GPS-measurements and the levelling carried out directly after this event indicated only small amounts of deformation.

No similar ice melt has been observed at Eyjafjallajökull but there is evidence of a very significant uplift and southerly horizontal movement at a station south of the volcano. A tilt station east of the volcano showed an upward tilt towards the south flank of the volcano. These local crustal movements during the 1999 episode show a horizontal displacement of 13.7 cm towards SSW and uplift of 13.6 cm. The deformation occurred simultaneously with a six-month long elevated earthquake activity. The deformation pattern in 1999 at Eyjafjallajökull is similar as in an episode in 1994. The causes of the observed local uplift are repeated intrusion events at the south flank of the Eyjafjallajökull volcano The 1999 deformation field fits well with a "Mogi source" at 3.5 km depth. The earthquake swarm and uplift was more persistent in the 1999 event compared to the 1994 event, suggesting a shallower intrusion in 1999. Our observations show that contemporary shallow magmatic movements have taken place at both of the neighbouring Katla and Eyjafjallajökull volcanoes, culminating in 1999.

Three-Dimensional Surface Motion Maps Estimated From Combined InSAR And GPS Data

Sverrir Guðmundsson[1,2], Freysteinn Sigmundsson[1], Magnús Tumi Guðmundsson[2], Helgi Björnsson[2], Jens Michael Carstensen[3], & Helmut Rott[4]

[1]Nordic Volcanological Institute, Reykjavík, Iceland
[2]Science Institute, University of Iceland, Iceland
[3]Institute for Mathematical Modelling, Technical University of Denmark, Denmark
[4]Institut für Meteorologie und Geophysik, Universitat Innsbruck, Austria

InSAR (Interferometric analysis of synthetic aperture radar images) and repeated GPS (*Global Positioning System*) geodesy provide two complementary views on surface motions, and these can be used as separate inputs when modelling surface motions. An alternative approach is to combine available geodetic data to produce high-resolution maps of vertical and horizontal movements, independent of deformation source models. Such maps are e.g. beneficial to quantify the amount of surface motions, infer regional motion fields across a volcanic and glacier area, and portray movements in cases when adequate models are not available.

We provide a technique to efficiently produce high-resolution three-dimensional (3D) surface motion maps, by combining InSAR and GPS data. Unwrapped interferograms showing pixel-wise change in range from ground to satellite, and sparse values of 3D movements from GPS are required as input. Initial values for the motion fields are assigned to each pixel of interferograms from interpolation of available GPS observations. These values are then updated and optimised by comparison with the interferograms and the GPS observations. In addition, smooth variation of the motion field is assumed, and for iceflow horizontal displacements parallel to the flowlines at the surface is assumed with aid of DEM´s (Digital Elevation Models). Markov random field based regularisation, and simulated annealing algorithm are used for the optimisation of the 3D motion fields.

The technique has been applied to create 3D surface motion maps for the Reykjanes Peninsula, SW Iceland, and for the infilling rate of the ice depression created by the 1996 subglacial eruption at the Gjálp volcano in Vatnajökull. Although separate interpretations of GPS and InSAR data from the areas have shown the main components of the motions, the 3D motion maps provide an unprecedented and consistent view of the motion fields.

The inflow into the ice depression in the Gjálp area produced uplift at its central parts, counter affected by basal melting (mass removal) during gradual cooling of the subglacial Gjálp volcano. The 3D motion maps from the Gjálp area were used to calculate the cooling rate of the subglacial volcano. First an uplift rate resulting solely from the inflow of ice was calculated from inferred horizontal motions. Basal melting was then estimated as the difference between the calculated uplift generated by the inflow of ice, and the observed uplift that was the combined result of inflow of ice and basal melting.

Melting relations of peridotite and mineral-melt partitioning of major and minor elements at 21-24 GPa

Reidar G. Trønnes[1], Daniel J. Frost[2] & Michael J. Walter[3]

[1] Nordic Volcanological Institute, University of Iceland, Grensásvegur 50, 108 Reykjavík, Iceland
[2] Bayerisches Geoinstitut, Universität Bayreuth, D-95447 Bayreuth, Germany
[3] Institute for Study of the Earth´s Interior, Okayama University, Misasa, Tottori 682-0193, Japan

Partial melting of mantle peridotite at pressures below 5 GPa has produced most of the mafic magma types at the Earth's surface. At various times during the early history of the Earth, however, peridotite melting may have occurred at much higher pressures, corresponding to the transition zone and the upper part of the lower mantle. The lack of precise and reliable element partitioning coefficients between melt and residual minerals stable in the lower mantle and the transition zone have caused uncertainties and debate over the possible consequences of fractionation processes related to the crystallization of a magma ocean and to melt separation from hot plumes.

Melting experiments to determine the liquidus to solidus phase relations and element partitioning coefficients were performed on different peridotite compositions: a pyrolite model composition doped with trace elements at the 50–500 ppm level and an undoped KLB-1 model composition. These starting materials, prepared as oxide mixes, were contained in Re capsules. The experiments were carried out using cubic-octahedral multianvil presses with 10/4 mm (octahedral edge length / anvil truncation edge length) and 18/8 mm pressure cell configurations with $LaCrO_3$ heaters and axially inserted W-Re thermocouples. The 18/8 mm configuration with a stepped heater, was developed in order to reduce the experimental thermal gradients. Based on the observed distances from the liquidus to the solidus in some of the experiments, the thermal gradients are estimated to range from 200 to 350°C/mm. In some of the experiments at 24 GPa, the Re-rod sample containers were prepared with two parallel sample holes, 0.2 mm wide and 0.4 mm deep, allowing two different compositions to be run at identical conditions.

Within the experimental uncertainties, the melting relations of the KLB-1 and pyrolite compositions are identical in the 21–24 GPa range. Garnet (ga) and ferro-periclase (fp) are the first liquidus phases at 21–22 GPa and at 23–24 GPa, respectively. The crystallization sequence is ga-fp-Ca-perovskite (cpv) at 21 GPa, ga-fp-pv-cpv at 22 GPa, and fp-pv-ga-cpv at 23–24 GPa. The solidus is approximately coincident with the appearance of cpv.

The cation formula units in Table 1 are normalized to 12 000 oxygen units and they represent the average composition of the coexisting minerals at or near the liquidus. The liquidus ferropericlase has a rather constant composition in the 21-24 GPa, with a Mg-number of about 92. The majorite component of the garnet increases from about 60% to about 70% from 21 to 22 GPa. The garnet coexisting with perovskite at 23 GPa has a composition similar to the garnet at 21 GPa. Whereas the garnet formulas have cation sums close to the expected value of 8.00 when normalized to 12 oxygen atoms, the perovskite structural formulas has cation sums exceeding 8.00 if all Fe is assumed to be ferrous. The high cation sums could result from either ferric iron in the perovskites (50-100% ferric Fe for cation sums of 8.034–8.085) and/or from an oxygen deficient perovskite component (5–12 % of the $Mg_4Al_2Si_2O_{11}$-component if all of the Fe is ferrous).

Table 1. *Average near-liquidus mineral compositions expressed as formula units normalized to a cation charge of 24000 (12000 oxygen atoms)*

		Si	Al	Ti	Cr	Ni	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	$\Sigma_{cat.prop}$	Mg#
fp	21	21	158	–	5	63	854	7	10784	5	26	11897	92.7
	22	20	125	1	3	61	944	8	10749	5	na	11915	91.9
	23	14	135	1	26	65	912	7	10729	14	na	11904	92.2
	24	9	132	–	29	58	901	10	10766	5	31	11910	92.3
ga	21	3614	792	2	4	3	144	3	3292	132	14	8000	95.8
	22	3717	580	4	3	1	186	7	3282	206	na	7986	94.6
	23	3615	774	5	17	5	191	7	3181	191	na	7986	94.3
pv	23	3790	317	12	14	3	212	4	3609	73	na	8034	94.5
	24	3749	303	10	12	3	230	4	3709	63	2	8085	94.2

Independent Mössbauer spectroscopic analyses of a 23 GPa run product indicate that the ratio of Fe^{3+}/total Fe is 19% in the quenched melt and 28% in the bulk solid assemblage, supporting the contention that these perovskites are dominated by ferric iron. Addition of 1% metallic iron to the starting material in another 23 GPa experiment changed the crystallization sequence from fp-pv-ga to fp-ga-pv, indicating a relative destabilization of pv when the oxygen fugacity is reduced.

Preliminary experiments carried out with a primitive mantle model composition made from a 9:1 mixture of natural lherzolite and andesite (PM-1), using diamond capsules may indicate that the crystallization sequence is ga-fp-pv at about 23 GPa. This can be explained by higher contents of Si, Al, and Ca in the PM-1 starting material, in combination with lower oxygen fugacity imposed by the diamond capsule. The high thermal conductivity of diamond also reduces the thermal gradients across the sample capsules.

The major element mineral-melt partitioning show only minor variations with pressure in the investigated range. The mineral-melt K_D(Fe/Mg) decreases from 0.64 at 21–22 GPa to 0.62 at 24 GPa for ferropericlase and is always below 0.46 for garnet and perovskite. The mineral-melt K_D(Si/Mg) for garnet and perovskite decrease slightly from 1.34 at 21 GPa to 1.16 at 24 GPa. The Ca/Al-ratio is always elevated in the melt phase with mineral-melt K_D(Ca/Al) for garnet and perovskite below 0.4. Chromium changes from a slightly incompatible to a compatible element in both garnet and ferropericlase between 21 and 22 GPa. In the 22–24 GPa range the D_{Cr} (min/melt) is 1.3-2.0, whereas Cr is slightly incompatible in perovskite (D_{Cr} =0.80–0.98). Nickel is strongly compatible in ferropericlase (D_{Ni}=4.0–4.5) and incompatible in garnet and perovskite (0.1–0.9) in the entire pressure range. The partitioning coefficient for titanium increases systematically with pressure for all of the phases and becomes compatible in perovskite (D_{Ti} garnet: 0.2 at 21 GPa to 0.7 at 23 GPa, D_{Ti} ferropericlase: 0.03 at 21 GPa to 0.7 at 24 GPa, D_{Ti} perovskite: 1.4 at 23 GPa to 1.8 at 24 GPa).

The partitioning coefficients indicate that partial melting or fractional crystallization in the transition zone and the uppermost part of the lower mantle will produce melts with elevated ratios of Fe/Mg and Ca/Al. The partitioning of minor elements like Ti, Cr, Ni and Na is strongly dependant on the proportions of the fractionating phases. Fractional crystallization and gravitational settling of ferropericlase and perovskite from a magma ocean or from partially molten early Archean plumes will not produce elevated Si/Mg-ratios in the fractionating assemblage unless the proportion of ferropericlase in the fractionating assemblage is very low.

Englacial Flood Routes During The November 1996 Jökulhlaup, Skeiðarárjökull As Revealed By Aerial Photography 1996-2000

Fiona S. Tweed[1], Matthew J. Roberts[1 & 2], David C. Finnegan[3], Andrew J. Russell[2], Óskar Knudsen[4] & Basil Gomez[3]

[1]Division of Geography, Staffordshire University, College Road, Stoke-on-Trent, ST4 2DE, UK
[2]School of Earth Sciences and Geography, Keele University, Keele, Staffordshire, ST5 5BG, UK
[3]Department of Geography, Geology and Anthropology, Indiana State University, Terre Haute, IN 47809, U.S.A.
[4]Klettur Consulting Engineers, Bíldshöfða 12, IS 112 Reykjavik, Iceland

Approximately 3.8 cubic km of meltwater were released from the Grímsvötn subglacial caldera, Vatnajökull, Iceland between 5 and 7 November 1996 as a glacial outburst flood or 'jökulhlaup'. Similar to previous Grímsvötn jökulhlaups, floodwater burst from the Skeiðarárjökull outlet glacier. The 1996 jökulhlaup could be distinguished from previously documented Grímsvötn floods by the rapid rate of discharge increase and the development of supraglacial floodwater outlets across the 23 km wide snout. This paper uses repeat vertical and oblique aerial photography of the snout of Skeiðarárjökull taken annually between 1996 and 2000 to identify englacial floodwater routes from the November 1996 jökulhlaup. Sites of supraglacial outburst were identified on video footage taken during the jökulhlaup. Post-flood fieldwork at former supraglacial outlets revealed complex assemblages of up-glacier dipping fractures, filled with fluvially deposited sediment. Since 1996, 30 m of vertical surface ablation across the snout of Skeiðarárjökull has revealed interconnected networks of englacial 'fracture-fills', which radiate from former supraglacial jökulhlaup outlets. These fracture patterns were mapped with a GPS and compared against fracture patterns photographed during the jökulhlaup. This comparison indicates that the post-flood network of interconnected jökulhlaup fractures is far more extensive than fracture networks observed on November 1996 aerial footage. The wider post-flood distribution of englacial jökulhlaup fractures confirms that, although fractures did not break the ice surface during the jökulhlaup, sediment deposition occurred within blind englacial fractures at high ice surface elevations. This suggests that jökulhlaup fracture-fills extended into areas of Skeiðarárjökull previously thought to have been unaffected by the 1996 jökulhlaup.

Annual aerial photography across the snout of Skeiðarárjökull shows the development of distinctive areas of post-flood ice surface collapse associated with sites of supraglacial outburst during the 1996 jökulhlaup. These areas are characterised by concentric linear fracturing; the most intense area of collapse is linked to a giant supraglacial ice-walled canyon, which was responsible for discharging the bulk of the 1996 jökulhlaup waning stage flow. This area of ice surface collapse represents one of the main subglacial feeder channels for the jökulhlaup. Continued ice surface adjustment in areas of former supraglacial outburst will produce zones of much lower hydraulic potential relative to the surrounding glacier. Future jökulhlaups from Skeiðarárjökull could exploit these areas of lower hydraulic potential, raising the possibility that intraglacial flood paths from the 1996 jökulhlaup will be reactivated. Continued photographic surveys of Skeiðarárjökull may therefore help to predict future jökulhlaup routeways.

Nokkur dæmi um rannsóknir Landsvirkjunar árið 2000

Victor Kr. Helgason, Landsvirkjun

Landsvirkjun stendur fyrir rannsóknum víða um land. Þær beinast helst að stöðum þar sem fyrirhugað er að reisa virkjanir eða þar sem þegar hefur verið virkjað. Hér verður í stuttu máli sagt frá mælingum á ísahrönn í Þjórsá, rannsóknum á grunnvatnsástandi í Kvíslaveitu og hvernig jarðskjálftarnir á Suðurlandi s.l. sumar komu fram í borholum við Kárahnúka.

Ísahrönn við Urriðafoss

Í nóvember á síðasta ári var tveimur síritandi vatnshæðarmælum komið fyrir í Þjórsá. Annar mælirinn var við Urriðafoss og hinn við Egilsstaði um þremur km neðar í farveginum. Mælunum var ætlað að mæla hæð hrannar sem myndast hvern vetur í farvegi Þjórsár við Urriðafoss. Urriðafosshrönnin myndast helst í köldum norðanáttum þegar krapinn í ánni verður það mikill að hann verður samfelldur og hrannast upp.

Mælarnir skráðu samviskusamlega þegar hrönnin byrjaði að safnast fyrir við Egilsstaði 26. desember í hægri, kaldri norðanátt. Tveimur dögum seinna hafði hrönnin náð upp að Urriðafossi og náði þar um 10 m hæð þann 4. janúar.

Varmatapi miðuðu við 0° heitt vatn og lofthitastig og vindhraða í Þykkvabæ ber mjög vel saman við skráningu á hrönninni.

Rannsókn á grunnvatnsástandi í Kvíslaveitu

Í lok maí á síðasta ári var tímabundið komið fyrir síritandi vatnshæðarmælum í s.k. Þjórsárkvíslaveri sem er vestan við fimmta áfanga Kvíslaveitu. Fylgst var með ástandi grunnvatns fram eftir sumri og fram á haust. Markmið rannsóknarinnar var m.a. að reyna að svara spurningum um áhrif Þjórsár á grunnvatnsástand í verinu.

Mælunum var komið fyrir í 10 cm víðum og 2 m djúpum plaströrum sem sett voru út frá áraurunum inn í verið (um 400 m langt snið). Síritar mældu hæð og hitastig grunnvatns og á tveggja vikna fresti var handmælt í holunum til að stemma síritamælingarnar af. Dýpi á jarðklaka og jarðraki var einnig mældur við rörin í eftirlitsferðunum.

Mælirörin voru sett í mismunandi jarðgerðir. Í ljós kom að hæð grunnvatns var svipuð á aurunum rétt við ána og innarlega í verinu en að grunnvatnsborð hélst nokkuð stöðugt inni í verinu á meðan það féll á aurunum samfara minnkandi rennsli árinnar.

Dýpi á jarðklaka var mælt með 1,2 m löngum prjón við mælirörin. Yfirleitt mældist jarðklaki ekki eftir miðjann júlí.

Breytingar á grunnvatnsborði við Kárahnúka í Suðurlandsskjálftunum 2000

Síritandi grunnvatnshæðarmælar hafa verið starfræktir um skeið í borholum við Kárahnúka. Holurnar hafa verið boraðar í tengslum við könnun á ástandi bergs og grunnvatns þar sem fyrirhugað er að staðsetja mannvirki. Síritarnir eru því allt frá stíflustæðinu á vesturbakka Jökulsár á Brú austur að stöðvarhússtæðinu á Teigsbjargi.

Síritarnir skrá á klukkustundar fresti meðaltal allnokkurra mælinga og fæst þannig jafn aflestur. Lesið er úr síritunum á þriggja mánaða fresti. Undrun vakti þegar aflestur sírita var skoðaður í eftirlitsferð í byrjun júlí á síðasta ári að í allnokkrum holum virtist grunnvatnsborð hafa hreyfst eftir hádegi 17. júní. Þegar betur var að gáð reyndist einnig unnt að sjá hreyfingu grunnvatnsborðs í sumum holum við seinni skjálftann þann 21. júní. Yfirleitt féll grunnvatnsborð um nokkra sentimetra en í einni holu á Fljótsdalsheiði féll grunnvatnsborð um 50 cm þann 17. og um 17 cm þann 21. júní. Engin viðvarandi

breyting virðist hafa fylgt þessum hreyfingum og náði grunnvatnsborð fyrri stöðu á nokkrum klukkutímum. Um 270 km eru í beinni loftlínu frá upptökum skjálftanna austur á Fljótsdalsheiði.

Þar sem breytingarnar á hæð grunnvatnsborðs vegna jarðskjálftanna eru mjög litlar miðað við aðrar náttúrulegar breytingar er erfitt að greina hvað sé vegna jarðhræringa og hvað ekki. Því verður ekki tengt á milli nema með því að vita nákvæmlega um tíma skjálftanna. Tíðni aflestra er þannig hagað að sveiflur og óregla jafnast. Til að sjá betur hegðun grunnvatns við stuttan atburð eins og jarðskjálfta þyrfti að skrá vatnshæð á mínútu fresti en til þess þarf mun meira geymslurými í síritum en nú er til staðar.

Crustal Structure Of The Northern Reykjanes Ridge And Reykjanes Peninsula, SW-Iceland

Nicholas R. W. Weir[1], Bryndís Brandsdóttir[2], Robert S. White[1], Páll Einarsson[2], Hideki Shimamura[3], Hajime Shiobara[4], and the RISE Fieldwork Team

[1]Bullard Laboratories, Univ. of Cambridge, Madingley Road, Cambridge CB3 OEZ, UK
[2]Science Institute, University of Iceland, Haga, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík, Iceland.
[3] Institute of Seismology and Volcanology, Hokkaido University, Sapporo, Japan.
[4]Earthquake Research Center, University of Tokyo, Japan.

Results from the combined onshore–offshore Reykjanes-Iceland Seismic Experiment (RISE) show that the thickness of zero-age crust decreases from 21 km in southwest Iceland to 11 km at 62°40´N on the Reykjanes Ridge. This implies a decrease in mantle potential temperature of~130°C, with increasing distance from the center of the Iceland mantle plume, along this 250 km transect of the plate boundary. The seismic Moho is clearly identified by P_mP and S_mS reflections, both from local earthquakes and controlled explosive sources. The crust thins off-axis at 63° N, from 12.7 km at 0 Ma, to 9.8 km at 5 Ma, most likely due to a ~40° C change in asthenospheric mantle temperature between these times. This provides evidence for the passage of a pulse of hotter asthenospheric mantle material beneath the present spreading center. A reflective body, the top of which lies at 9–11 km depth, is identified in the lower crust just west of the tip of the Reykjanes Peninsula. Synthetic seismogram modeling of the wide-angle reflections from this body suggests that it corresponds to a zone of high velocity (≥7.5 km/s), high magnesium rocks in the lower crust. The P- to S-wave velocity ratio beneath the peninsula is 1.78, implying crustal temperatures are below the solidus. Gravity modeling shows the RISE models to be consistent with the observed gravity field, with mantle densities lower beneath the ridge-axis than beneath older crust, consistent with lithospheric cooling with age.

Kristalgerð nýja NGRIP djúpkjarnans úr Grænlandsjökli

Þorsteinn Þorsteinsson[1,2], Yun Wang[1], Sepp Kipfstuhl[1], Heinz Miller[1], Dorthe Dahl-Jensen[3] og Hitoshi Shoji[4].

[1]*Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Sektion Geophysik/Glaziologie, Bremerhaven, Þýskalandi*
[2]*Raunvísindastofnun Háskólans, Dunhaga 3, IS-107 Reykjavík*
[3]*Niels Bohr Institut, Geofysisk Afdeling, Hafnarháskóla*
[4]*Kitami Institute of Technology, Kitami, Japan*

Með margvíslegum rannsóknum á GRIP og GISP2 djúpkjörnunum, sem boraðir voru á hákolli Gænlandsjökuls (Summit) fyrir um áratug hefur tekist að rekja sögu veðurfars sl. 100000 ára á N-Atlantshafssvæðinu með mun meiri nákvæmni en áður, rannsaka styrk sporefna og lofttegunda í andrúmslofti á þessu tímabili og kanna lagskiptingu og kristalgerð íssins. Í öllum aðalatriðum bar niðurstöðum úr ískjörnunum tveim saman, en niðurstöður úr GRIP kjarnanum er bentu til að mikil kuldaköst hefðu átt sér stað á Eem-hlýskeiðinu (135-110 ka BP), fengu ekki staðfestu úr GISP2 kjarnanum eða öðrum veðurfarsgögnum.

Til að afla nýrra gagna um Eem-skeiðið var ráðist í borun nýs ískjarna rúmlega 300 km norðnorðvestan við Summit og er borstaðurinn á megin-ísaskilum jökulsins. Verkefnið nefnist NGRIP (*North Greenland Ice Core Project*) og standa einkum að því danskar og þýskar stofnanir, auk þátttöku Íslendinga, Svía, Frakka, Svisslendinga, Bandaríkjamanna og Japana. Borfestur hafa tafið verkefnið en árið 2000 var 2930 m dýpi náð og er stefnt að því að ná botni á um 3085 m dýpi sumarið 2001.

Við Alfred Wegener Stofnunina hefur verið unnið að ítarlegri rannsókn á kristalgerð ískjarnans. Um 150 þunnsneiðar hafa verið útbúnar og á þeim mæld stærð ískristallanna og stefna samhverfuása þeirra (c-ása). Notaðar hafa verið hefðbundnar aðferðir (Universal Stage tækjabúnaður), en einnig hefur nú verið smíðað við stofnunina tæki að japanskri fyrirmynd, sem notar myndgreiningaraðferðir til sjálfvirkra mælinga á ofangreindum þáttum. Nýleg samanburðarkönnun leiddi í ljós að niðurstöðum handvirkra og sjálfvirkra mælinga ber mjög vel saman og er þróun hins nýja búnaðar mjög mikil framför í rannsóknum af þessu tagi.

Aðalniðurstöður mælinganna á NGRIP kjarnanum eru þessar:

Kristalstærð: Í efstu 700 m jökulsins á kristalvöxtur (normal grain growth) sér stað. og meðalþvermál ískristallanna eykst úr 1.5 mm í 4.5 mm. Lækkun yfirborðsorku er drifkraftur þessarar umkristöllunar og einkennandi fyrir hana er log-normal dreifing kristalstærða, sem breytist lítið með tíma. Kristalstærðin eykst ekki frekar neðan við 700 m, en helst nokkuð jöfn niður á 1500 m dýpi. Líklegt er að skýra megi þessa stöðnun með skiptingu kristalla (polygonization); þ.e. þeir bogna undan auknu fargi og brotna upp í 2-3 minni kristalla. Þetta vegur upp á móti kristalvextinum, sem enn á sér þó stað. Neðan við 1500 m er komið í ís frá lokum síðasta jökulskeiðs og minnka þá kristallar í 2-3 mm að meðaltali. Ástæðan er tvíþætt: 1. Lægra yfirborðshitastig á jökulskeiðinu, sem leiddi til lægra vaxtarhitastigs efst í jöklinum. 2. Hærra innihald óhreininda (súlfats, klóríðs, kalsíums o.fl. jóna) sem safnast fyrir á jöðrum kristallanna og hindra kristalvöxtinn. Hækkandi hitastig er neðar dregur í jöklinum leiðir þó til þess að kristallarnir fara þar smám saman stækkandi og hafa náð 5.5 mm meðalþvermáli á 2900 m dýpi.

Sýni úr ísnum frá síðasta jökulskeiði (um 110-11.5 ka BP, um 1500-2950 m dýpi) voru valin með það að augnamiði að kanna hvort greina mætti Dansgaard-Oeschger

sveiflurnar svonefndu - 23 mild skeið á jökulskeiðinu - með mælingum á kristalstærð. Er skemmst frá því að segja að sveiflur þessar koma allar fram í niðurstöðunum, sem ívið stærri kristallar á hinum mildu skeiðum og má skýra þessar sveiflur með áðurnefndum hitabreytingum við yfirborð og sveiflum í styrk óhreininda í ísnum.

Í öllum aðalatriðum eru niðurstöður mælinga á kristalstærð í NGRIP kjarnanum svipaðar og úr GRIP kjarnanum, en þó er eitt veigamikið frávik: Djúpt í Grænlands- og Suðurskautsjöklunum, þar sem hitastig hefur hefur hækkað í a.m.k. –12 °C, verður

umkristöllun (migration recrystallization) og stórir ískristallar (> 1 cm að meðaltali) vaxa á tiltölulega skömmum tíma. Engin merki þessarar umkristöllunar sjást hins vegar neðst í NGRIP kjarnanum, jafnvel þótt hitastigið hafi þar náð –6 °C. Þetta bendir til að endurskoða þurfi að nokkru hugmyndir um hlutfallsleg áhrif hitastigs og óhreininda á kristalvöxt. Hins vegar má segja það fyrir með öryggi, að finnist ís frá Eem-skeiðinu í neðstu 150 m jökulsins (sem boraðir verða sumarið 2001) má vænta þar mjög stórra ískristalla (> 10 cm að þvermáli), sökum lágs innihalds óhreininda, hás hitastigs og annarra þátta. Ljóst er einnig að mælingar á kristalstærð munu geta gefið góðar vísbendingar um veðurfarssögu Eem-skeiðsins.

Kristalstefna: C-ása stefnur hafa verið mældar með hinu sjálfvirka mælitæki. Þær eru tilviljanakenndar (random) í efsta fjórðungi jökulsins en þar fyrir neðan fer að bera nokkuð á viðbrögðum við ríkjandi spennuástandi. Niðurstöður úr GRIP og öðrum Grænlandskjörnum hafa sýnt snúning c-ása að ás lóðréttrar samþjöppunar eftir því sem neðar dregur í jöklinum, en í NGRIP kjarnanum kemur fram önnur gerð c-ásadreifingar: Ásarnir snúast allir að lóðréttu plani með auknu dýpi og mynda sk. "girdle fabric", sem nefna mætti kragagerð. Kristalgerð af þessu tagi fannst einnig í Vostok djúpkjarnanum frá Suðurskautslandinu en hefur ekki áður sést í Grænlandskjarna. Sú túlkun, sem beinast liggur við, er að c-ásarnir séu að snúast frá ás togspennu, sem myndast við ísskrið til austurs og vesturs frá ísaskilunum. Planið, sem ásarnir snúast að, er hornrétt á ás togspennunnar. Neðan við 2500 m dýpi verður þó vart við aukinn fjölda c-ása nærri ás lóðréttrar samþjöppunar og neðst í jöklinum hefur sk. "single maximum fabric" þróast. Slík c-ásastefna leiðir til að ísinn harðnar mjög gagnvart lóðréttri samþjöppun en auðveldar mjög skerhreyfingu (simple shear), því aflögun einstakra kristalla verður einkum við skrið grunnflata (basal slip). Ekki sjást þess þó merki að skerhreyfing hafi leitt til umtalsverðra truflana á lagskiptingu í þeim hluta kjarnans, sem boraður hefur verið til þessa.

Heimildir:

Paterson, W.S.B. (1994). The Physics of Glaciers. Pergamon, 3rd ed., 480 pp.

Thorsteinsson, Th., J. Kipfstuhl, H. Eicken, S.J. Johnsen, & K. Fuhrer (1995). Crystal size variations in Eemian-age ice from the GRIP ice core, Central Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, 131, 381-394.

Thorsteinsson, Th., J. Kipfstuhl & H. Miller (1997). Textures and fabrics in the GRIP ice core. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), *Special Issue on Central Greenland Ice Cores*, 26583-26599.

Wang, Y. & N. Azuma (1999). A new automatic ice-fabric analyzer which uses image-analysis techniques. *Annals of Glaciology*, 29, 155-162.

Crustal Deformation Measured With GPS In The SISZ Due To Two Large Earthquakes In June 2000

Þóra Árnadóttir[1], Sigrún Hreinsdóttir[2,3], Gunnar Guðmundsson[4], Páll Einarsson[2], M. Heinert[5] & Christof Völksen[6]

[1] Norræna eldfjallastöðin, Grensásvegi 50, 108 Reykjavík
[2] Raunvísindastofnun Háskólans, Hofsvallagötu 53, 107 Reykjavík
[3] Geophysical Institute, Universtiy of Alaska, Fairbanks, Alaska, USA
[4] Veðurstofa Íslands, Bústaðavegi 9, 150 Reykjavík
[5] Technische Universitat Braunschweig, Braunschweig, Germany
[6] Landmælingar Íslands, Stillholti 16-18, 300 Akranesi

Two large earthquakes struck the South Iceland seismic zone in June 2000, the first on June 17 and the second on June 21. The June 17 earthquake had a moment magnitude of Mw=6.5 and the June 21 event was Mw=6.4 (USGS). These are the largest earthquakes in the area in the past 88 years. A network of GPS stations was remeasured from June 19 to July 4, 2000. The whole network was last measured in 1995, and partly in 1999. The data were processed using the Bernese software V4.2 and precise CODE orbits. We use the 1995 - 1999 station displacements to correct for interseismic motion from 1995 to 2000, and obtain the coseismic displacements. The interseismic motion is small compared to the coseismic signal in the epicentral areas. The largest horizontal motion we observed with GPS was about 55 cm in the epicentral area of the June 17 event. We model the surface deformation using two uniform slip rectangular dislocations in an elastic half space for the two earthquakes. The geodetic network is not dense enough to allow us to clearly separate the two events in space and time, because the epicenters are only about 17 km apart, and they occurred within 3½ days of each other. We therefore constrain the dips of both faults and the depth of the June 21 model based on the depth distribution of aftershocks. The best fit models we find explain roughly 96% of the signal. The model for the June 17 earthquake is a vertical fault, extending from the surface down to about 10 km depth, about 9.5 km long and striking N3°E. The model has 2.0 m of right-lateral strike slip. The geodetic moment for this model is 5.6×10^{18} Nm, which is in good agreement with the seismic moment of 6.0×10^{18} Nm (USGS). The model for the June 21 event is a 12 km long, N-S vertical fault, extending from the surface to 8 km depth. The slip is about 1.5 m right-lateral strike slip. The model for this event is not as well constrained by the data as for the first event, since no station is close to the epicentral area. The geodetic moment for this model is 4.5×10^{18} Nm, which agrees fairly well with the seismic moment of 5.2×10^{18} Nm (USGS). The fault geometries we obtain are similar to the results of an InSAR study (Pedersen et al.), although we only consider uniform slip models. The Coulomb stress change for our June 17 model is about 2 bars in the June 21 hypocenter area, which is ample to have triggered the second earthquake.

Efnasamsetning vatns í seti á botni Mývatns og reiki uppleystra efna um snertiflöt vatns og sets

Sigurður Reynir Gíslason[1], Eydís Salome Eiríksdóttir[1] og Jón Sigurður Ólafsson[2]

[1]Raunvísindastofnun Háskóla Íslands, Dunhaga 3, 107 Reykjavík.
[2]Líffræðistofnun Háskólans, Grensásvegi 12, 108 Reykjavík.

Inngangur

Tilgangur þessarar rannsóknar var þríþættur. 1. Að afla gagna um styrk efna í vatni í kísilgúr á botni Mývatns, í Álftavogi. Engar upplýsingar eru til um styrk efna, þar með talinna næringarefna í vatni í seti á botni Mývatns fyrir neðan 20 sentímetra dýpi í setinu. Enn fremur eru engin gögn til um styrk snefilefna í setvatninu og breytileika þeirra með dýpi. 2. Að reyna nýja aðferð við söfnun vatns djúpt úr seti (0-200 cm dýpi) á botni stöðuvatna. 3. Að leggja gróft mat á reiki efna um botn Mývatns, miðað við gögn sem aflað var á botni Álftavogs.

Aðferðir

Nýrri aðferð var beitt við söfnun vatns úr seti á botni Mývatns, nánar tiltekið í Álftavogi, í lok júní 1998. Tíu sentímetralöngum sogstautum úr tefloni (Prenart) var komið fyrir á mismunandi dýpi í setinu; 25, 55, 100 og 150 cm. Vatnsdýpi á söfnunarstað var 225 cm. Úr sogstautunum lágu slöngur í lofttæmdar söfnunarflöskur. Sjálfvirkar loftdælur dældu lofti reglulega úr söfnunarflöskunum þannig að þrýstingur í þeim var neikvæður um -750 millibör. Eftir að búið var að þvo söfnunarflöskur með fyrsta vatninu sem kom úr setinu var sýnum safnað í tæpar 19 klukkustundir og var streymið inn í flöskurnar um 50 til 60 ml/klst. Tveir sogstautar voru tengdir við hverja söfnunarflösku. Þegar búið var að safna um 1 l af sýni var sýnaflöskum lokað og þær fluttar á rannsóknarstofu þar sem reikul efni voru efnagreind strax eftir að flöskurnar voru opnaðar og afgangur sýnisins síaður, hluti síaða sýnisins var sýrður og annar frystur þar til efnin voru greind á Raunvísindastofnun Háskólans eða SGAB í Luleå í Svíþjóð.

Niðurstöður

Gildi pH í setvatninu var frá 7,16 til 7,30 og var lægst á 50 cm dýpi í setinu. Á svipuðum tíma var pH gildið í vatnsbolnum við botn á Álftavogi 9,80 og pH gildið var um 10 í útfalli Mývatns í Geirastaðaskurði. Styrkur NO_3, S, F, O_2, Al, Cr, Mo, V, U, Sn og Sb var meiri í vatnsbolnum en í setvatninu. Þessi efni hafa því tilhneigingu til þess að reika úr vatnsbolnum og niður í setið. Það vekur sérstaka athygli hvað styrkur Al var lítill í setvatninu og hversu lítið hann breyttist með dýpi. Styrkur klórs var nokkuð svipaður í vatnsbolnum og setvatninu, en styrkur H_2S var alltaf fyrir neðan næmi efnagreiningaraðferðarinnar, 0,1 mg/l, og erfitt var að greina H_2S lykt af vatninu þegar söfnunarflöskurnar voru opnaðar. Styrkur PO_4 og heildarstyrkur uppleysts lífræns og ólífræns P var mestur á 25 cm dýpi í setinu, en styrkur NH_4 og Co var mestur nokkru neðar, eða á 50 til 100 cm dýpi. Þessi efni losna við niðurbrot lífræns efnis og reika því upp í vatnsbolinn og líka niður í setið, úr miklum styrk í lítinn. Styrkur NH_4 var hátt í 20 mg/l (N- NH_4) í setvatninu. Styrkur Na, K, Ca, Mg, basavirkni („alkalinity"), Sr og Mn var meiri í setvatninu en í vatnsbolnum. Hann var mestur neðst og minnkaði til yfirborðs setsins, hraðast næst vatnsbolnum. Styrkur Si var hins vegar mestur næst vatnsbolnum og minnkaði lítillega með dýpi. Breytingar í styrk annarra efna sem voru í meiri styrk í setvatninu en vatnsbolnum voru óreglulegar með dýpi. Styrkur járns var mun meiri í setvatninu en í vatnsbolnum. Hann var mestur á 50 cm dýpi í setinu þar sem

styrkur O_2 mældist minnstur og Eh gildið neikvæðast. Styrkur flestra efna var svipaður í útfalli Mývatns, í Geirastaðaskurði og rétt við botn í vatnsbolnum á Álftavogi .

Reiki uppleystra efna um snertiflöt sets og vatns.

Mismunur í styrk efnanna í vatnsbolnum næst botni og ofarlega í setinu ræður hversu hratt þau reika. Því meiri sem styrkmunurinn er, því hraðar reika efnin. Drifkraftur reikis efna úr eða í vatnsbolinn, svokallaður efnastyrksstigull ($\frac{dz}{dz}$) var reiknaður miðað við efnagreiningu 16 cm fyrir ofan botn og 25 cm dýpi í setinu á botni Álftavogs í júní 1998. Efnastyrksstigullinn var mestur fyrir NH_4; $5x10^{-8}$ mól cm^{-3} cm^{-1} og í minnkandi röð; NH_4, Si, Na, Ca, Mg, S (stigullinn var neikvæður fyrir S, sem merkir að S flæðir úr vatnsbol í set), K, PO_4, Cl, Fe og Mn. Stigull annarra efna er mun minni og ýmist jákvæður eða neikvæður.

Gerð var mjög einfölduð tilraun til þess að reikna lágmarksgildi árlegs framburðar efna í Mývatn sem stafar af reiki, út frá efnastyrksstiglinum. Reiknaður framburður kísils um botninn var um 80 tonn. Með öðrum orðum 80 tonn af SiO_2 og því um 126 tonn af kísilgúr eru endurunnin á hverju ári. Hann leysist upp í botnsetinu, Si reikar upp í vatnið þar sem kísilþörungar binda hann að nýju. Þetta samsvarar um 0,5 % af 22400 tonna árlegri nettó kísilgúrframleiðslu kísilþörunganna í vatninu (Jón Ólafsson 1991). Reiknaður árlegur framburður NH_4 um botninn var um 1,6 g/m^2. Heildarákoma N, þ.e. NH_4 og NO_3 með innrennsli í vatnið var sú sama og 1978, eða 1,6 g/m^2, en hún var meiri 1989 eða 1,9 g/m^2 (Jón Ólafsson 1991). Það er því ljóst að einfaldur framburður NH_4 um botninn á Mývatni er mikilvægur fyrir efnabúskapinn í vatninu. Reiknaður árlegur framburður PO_4 um botninn var um 0,1 g/m^2 eða einungis um 10% af heildarákomu með innrennsli í Mývatn 1989 (Jón Ólafsson 1991). Það er því líklegt að önnur ferli en einfaldur meðalframburður með reiki ráði mestu um það hvernig fosfór berst í vatnsbolinn

Heimildir

Jón Ólafsson 1991. Undirstöður lífríkis í Mývatni. Bls. 141-165 í Náttúra Mývatns (Arnþór Garðarsson & Árni Einarsson ritstj.). Hið íslenska náttúrufræðifélag, Reykjavík.