GEOFYSIIKAN SEURA
GEOFYSISKA SÄLLSKAPET
GEOPHYSICAL SOCIETY OF FINLAND

XXVIII GEOFYSIIKAN PÄIVÄT

Helsingissä 18.-19.05.2017

Toimittaneet

Toni Veikkolainen, Laura Tuomi, Toivo Korja, Irene Suomi, Maaria Nordman, Mirjam Bilker-Koivula ja Sakari Väkevä

HELSINKI 2017

ISSN 1798-2200

Julkaisu vapaasti saatavilla Geofysiikan seuran sivustolta

Alkusanat

XXVIII Geofysiikan Päivät järjestetään 18.-19. toukokuuta 2017 Ilmatieteen laitoksella Helsingissä. Geofysiikan Päivät järjestetään kahden vuoden välein, vuorotellen pääkaupunkiseudulla ja Oulussa.

Vuoden 2017 Geofysiikan Päivien järjestelytoimikuntaan kuuluvat Laura Tuomi (pj; Ilmatieteen laitos), Toivo Korja (Luulajan teknillinen yliopisto), Toni Veikkolainen (Helsingin yliopisto), Irene Suomi (Ilmatieteen laitos), Maaria Nordman (Maanmittauslaitos), Mirjam Birker-Koivula (Maanmittauslaitos) ja Sakari Väkevä (Geysir ry, Helsingin yliopisto).

XXVIII Geofysiikan Päiville osallistujia on ilmoittautunut 57. Päivien aikana pidetään 24 suullista esitystä ja 7 posteriesitystä. Esitelmien aihepiirit kattavat laajalti eri geofysiikan aloja. Esityksiä kuullaan mm. avaruusfysiikan, geodesiaan, geomagnetismiin, meteorologian, merentutkimuksen ja seismologian aloilta. Mukana on myös Helsingin yliopiston geofysiikan alan opetusuudistukseen liittyvä esitys.

XXVIII Geofysiikan Päivillä luovutetaan 13. hopeinen Palmén-mitali. Palmén-mitali on Geofysiikan Seuran myöntämä ansiomitali. Se jaetaan joka neljäs vuosi, Geofysiikan Päivien yhteydessä, tunnustuksena ansioituneesta toiminnasta geofysiikan alalla. Geofysiikan Päivillä kuullaan myös mitalinsaajan luento.

Geofysiikan Seuran puolesta suuret kiitokset esitelmien pitäjille, istuntojen puheenjohtajille ja kaikille niille, jotka ovat omalla työpanoksellaan varmistaneet XXVIII Geofysiikan Päivien toteutumisen vuonna 2017.

Tutkimusalus Arandalla (59° 44.80’ N, 20° 15.70’ E), 11.5.2017

Laura Tuomi

Geofysiikan Seuran puheenjohtaja

Geofysiikan seuran sivusto:

http://www.geofysiikanseura.fi

Sisältö

Alkusanat 3

XXVI Geofysiikan päivien ohjelma 8

P. Alenius
Ilmatieteen laitoksen merentutkimusrobotit Itämeren tutkimuksessa 14

M. Bilker-Koivula, C. Förste, F. Barthelmes, B. Lu, T. Saari, J. Mononen and J. Ågren
FAMOS - Gravity measurements for future GNSS-based navigation in the Baltic Sea 18

A. Heinonen, A. Aalto, S. Väkevä, P. Heikkinen ja A. Korja
OpenFIRE - GIS-pohjainen verkkopalvelu heijastusseismisen FIRE (Finnish Reflection Experiment) -aineiston jakamiseksi 22

I. Honkonen
Interaction of magnetospheres of Jupiter and Saturn modeled with magnetohydrodynamics 26

R. Kiuru
Association analysis of petrophysical and rock mechanics data using R 28

U. Leijala, J.-V. Björkqvist, M.M. Johansson, K.K. Kahma and H. Pellikka
Location-specific extreme coastal floods: a probabilistic method to combine sea level variations and wind waves 33

D. McKay, N. Partamies and K. Kauristie
Acquisition of optical and riometric keograms for studying auroral electron precipitation 35

E. Miettunen, L. Tuomi, P. Alenius and K. Myrberg
Modelling hydrography and transports in the Archipelago Sea 39

K. Mursula, L. Holappa and V. Filppa
Principal component analysis of geomagnetic activity: New information on solar wind structures 40

P. Mäntyniemi, K. Oinonen, P. Seipäjärvi and T. Vuorinen
Internet macroseismology in Finland: current observatory practice 44

T. Naakka, T. Nygård ja T. Vihma
Kosteuden kuljetus Arktikseen 49

H. Nevanlinna
Sodankylän polaarivuoden observatorio 1882-1884 53

M. Nordman, J. Kuokkanen, M. Bilker-Koivula, H. Koivula, P. Häkli ja S. Lahtinen
Geoidimallien validointi merellä GNSS:n avulla (Geoid model validation at sea using GNSS) 57

J. Näränen, A. Jaakkola, J. Mäkinen, S. Lahtinen and H. Koivula
Absolute gravity measurements in Dronning Maud Land, Antarctica 61

S. Rasmus ja M. Irannezhad
Maajään muodostumisen yleisyys ja alueellinen laajuus Suomen poronhoitoalueella 1948-2016 65

M. Riedel, K. Komminaho, C. Cosma, N. Enescu, E. Koivisto and the COGITO-MIN Working Group
Full-waveform seismic modelling to support VSP imaging in the Kylylahti Cu-Au-Zn mine, eastern Finland 69

B. Rudels, M. Korhonen and M. Marnela
Processes influencing the strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: Some results from the EU NACLIM project 74

K. Ruosteenoja ja T. Markkanen
Ilmastonmuutos kuivattaa maaperää Euroopassa 78

H. Ruotsalainen ja M. Nordman
Pitkän interferometrisen vesivaa'an havaitsemat ja kuormitusmallinnuksessa analysoidut Itämeren ominaisheilahtelut 82

T. Saari ja M. Bilker-Koivula
GOCE-painovoimasatelliitin käyttö Suomen geoidimallinnuksessa 87

T. Siili, L. Tuomi and O. Vähä-Piikkiö
Copernicus Marine Environment Monitoring Service: Improved Wave Forecasts for the Baltic Sea 92

I. Sillanpää, T. Laitinen, L. Juusola, R. Järvinen, K. Kauristie, M. Takala ja A. Viljanen
Avaruussääpäivystystä Ilmatieteen laitoksella vuodesta 2015 94

I. Suomi, T. Vihma, C. Lüpkes, J. Hartmann and T. Nygård
Atmospheric boundary layer structure over an Arctic fjord based on research aircraft measurements 97

J. Särkkä, L. Tuomi and A. Kangas
Forecasting probabilities of extreme sea level events on the Baltic Coast 101

E.I. Tanskanen, R. Hynönen, K. Mursula and K. Snekvik
High-latitude geomagnetic activity enhanced by Alfven waves 103

M.V. Uspensky, V.B. Ovodenko, A.-M. Harri and I.V. Tyutin
Remarks on anomalies in UHF and VHF ionospheric radiowave propagation 105

T. Veikkolainen, I.T. Kukkonen and T. Tiira
Seismic cutoff depth and geotherms of the Fennoscandian Shield 110

T. Vuorinen, A.J. Aalto, A. Korja ja FIN-EPOS konsortio
FIN-EPOS - Suomen liittyminen EPOS hankkeeseen 114

S. Väkevä
Geofysiikan osaamisperustaisuus Helsingin yliopistossa Iso pyörä -koulutusuudistuksen jälkeen 117

I. Välisuo
MODIS-satelliittituotteen ja ERA-Interim-uusanalyysin pintalämpötilan vertailu Grönlannissa vuonna 2000 121

O. Wilkman, J. Herranen, J. Virtanen, J. Näränen, J. Peltoniemi, M. Gritsevich, S., Lahtinen, H. Koivula, A. Penttilä, M. Poutanen and K. Muinonen
Measuring the Earth's global radiation balance through orbital dynamics 125

XXVIII Geofysiikan päivät Helsingissä 18.-19.05.2017

XXVIII Geophysics Days in Helsinki, May 18-19, 2017

- Paikka: Dynamicum, Ilmatieteen laitos, Kumpula, Helsinki (Erik Palménin aukio 1, 00560 Helsinki)
- Sivusto: http://www.geofysiikanseura.fi
- Osallistumismaksu: 75 € (eläkeläiset ja työttömät 30 €, perustutkinto-opiskelijat ja apurahalla työskentelevät jatko-opiskelijat 10 €)
- Maksuun sisältyy: kokousohjelma, kahvi/teetarjoilu ja posterisession tarjoilu
- Esitelmät: Kokousjulkaisu on saatavissa sähköisessä muodossa päivien sivustolta kohdasta "Kokousohjelma"

Kokousohjelma torstaina 18.05.2017 / Conference programme on Thursday, May 18, 2017

08:00-09:00	Ilmoittautuminen, postereiden pystytys Registration, setup of posters
09:00-09:10	Päivien avaus (Geofysiikan seuran ja järjestelytoimikunnan puheenjohtaja Laura Tuomi) Opening of the days (Laura Tuomi, chair of the Geophysical Society of Finland and the organizing committee)
Istunto / Session I	Puheenjohtaja / Chair: *Maaria Nordman*
09:10-09:30	*K. Mursula*, L. Holappa and V. Filppa* Principal component analysis of geomagnetic activity: New information on solar wind structures
09:30-09:50	*S. Väkevä** Geofysiikan osaamisperusteisuus Helsingin yliopistossa Iso pyörä-koulutusuudistuksen jälkeen
09:50-10:10	*E. Miettunen*, L. Tuomi, P. Alenius ja K. Myrberg* Modelling hydrography and transports in the Archipelago Sea
10:10-10:30	*J. Näränen*, A. Jaakkola, J. Mäkinen, S. Lahtinen and H. Koivula* Absolute gravity measurements in Dronning Maud Land, Antarctica
10:30-11:00	***KAHVI-/-TEETAUKO / COFFEE/TEA BREAK***

Istunto / Session II	Puheenjohtaja / Chair: *Jyri Näränen*
11:00-11:20	*K. Ruosteenoja* ja T. Markkanen* Ilmastonmuutos kuivattaa maaperää Euroopassa
11:20-11:40	*H. Nevanlinna** Sodankylän polaarivuoden observatorio 1882-1884
11:40-12:00	*H. Ruotsalainen* ja M. Nordman* Pitkän interferometrisen vesivaa'an havaitsemat ja kuormitusmallinnuksessa analysoidut Itämeren ominaisheilahtelut
12:00-12:20	*M. Bilker-Koivula*, C. Förste, F. Barthelmes, B. Lu, T. Saari, J. Mononen and J. Ågren* FAMOS - Gravity measurements for future GNSS-based navigation in the Baltic Sea
12:20-13:20	***LOUNASTAUKO / LUNCH BREAK***
Istunto / Session III	Puheenjohtaja / Chair: *Toni Veikkolainen*
13:20-13:40	*M. Nordman*, J. Kuokkanen, M. Bilker-Koivula, H. Koivula, P. Häkli ja S. Lahtinen* Geoidimallien validointi merellä GNSS:n avulla / Geoid model validation at sea using GNSS
13:40-14:00	*D. McKay*, N. Partamies and K. Kauristie* Acquisition of optical and riometric keograms for studying auroral electron precipitation
14:00-14:20	*I. Suomi*, T. Vihma, C. Lüpkes, J. Hartmann and T. Nygård* Atmospheric boundary layer structure over an Arctic fjord based on research aircraft measurements
14:20-14:50	***KAHVI-/TEETAUKO / COFFEE/TEA BREAK***
Istunto / Session IV	Puheenjohtaja / Chair: *Mirjam Bilker-Koivula*
14:50-15:10	*M.V. Uspensky, V.B. Ovodenko*, A.-M. Harri and I.V. Tyutin* Remarks on anomalies in UHF and VHF ionospheric radiowave propagation

	B. Rudels, M. Korhonen and M. Marnela*
15:10-15:30	Processes influencing the strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: Some results from the EU NACLIM project
	Johdatukset postereihin (noin 2 min / posteri, luettelo postereista ohjelman lopussa)
15:30-15:50	*Introductions to posters (ca. 2 min / poster, list of posters in the end of the programme)*
	13. hopeisen Palmén-mitalin luovutus ja mitalistin Palmén-luento
15:50-16:50	*Awarding the 13th Palmén medal and the Palmén lecture of the medalist*
16:50-19:00	***POSTERIT JA POSTERIBUFFET / POSTERS AND POSTER BUFFET***

Kokousohjelma perjantaina 19.05.2017 / Conference programme on Friday, May 19, 2017

Istunto / Session V	Puheenjohtaja / Chair: *Toivo Korja*
09:30-09:50	*P. Alenius** Ilmatieteen laitoksen merentutkimusrobotit Itämeren tutkimuksessa
09:50-10:10	*M. Riedel*, K. Komminaho, C. Cosma, N. Enescu, E. Koivisto and the COGITO-MIN Working Group* Full-waveform seismic modelling to support VSP imaging in the Kylylahti Cu-Au-Zn mine, eastern Finland
10:10-10:30	*T. Saari* ja M. Bilker-Koivula* GOCE-painovoimasatelliitin käyttö Suomen geoidimallinnuksessa
10:30-11:00	***KAHVI-/TEETAUKO / COFFEE/TEA BREAK***
Istunto / Session VI	Puheenjohtaja / Chair: *Jarkko Jokinen*
11:00-11:20	*R. Kiuru** Association analysis of petrophysical and rock mechanics data using R
11:20-11:40	*T. Naakka*, T. Nygård ja T. Vihma* Kosteuden kuljetus Arktikseen
11:40-12:00	*J. Särkkä*, L. Tuomi and A. Kangas* Forecasting probabilities of extreme sea level events on the Baltic Coast
12:00-12:20	*T. Veikkolainen*, I.T. Kukkonen and T. Tiira* Seismic cutoff depth and geotherms of the Fennoscandian Shield
12:20-13:20	***LOUNASTAUKO / LUNCH BREAK***
Istunto / Session VII	Puheenjohtaja / Chair: *Irene Suomi*
13:20-13:40	*I. Välisuo** MODIS-satelliittituotteen ja ERA-Interim-uusanalyysin pintalämpötilan vertailu Grönlannissa vuonna 2000
13:40-14:00	*S. Rasmus* ja M. Irannezhad* Maajään muodostumisen yleisyys ja alueellinen laajuus Suomen poronhoitoalueella 1948-2016

14:00-14:20	*E.I. Tanskanen*, R. Hynönen, K. Mursula and K. Snekvik* High-latitude geomagnetic activity enhanced by Alfven waves
14:20-14:40	*T. Vuorinen*, A.J. Aalto, A. Korja ja FIN-EPOS konsortio* FIN-EPOS - Suomen liittyminen EPOS hankkeeseen
14:40-15:00	Nuoren tutkijan palkinnon jakaminen (palkintotoimikunnan puheenjohtaja) Kokouksen päättäminen (Geofysiikan seuran puheenjohtaja) Awarding the Young Scientist's Award (chair of the award committee) Closure of the meeting (chair of the Geophysical Society of Finland)

Posteriesitykset / Poster presentations

Posterit sijaitsevat rakennuksen pohjakerroksen aulatilassa Brainstorm-auditorion ulkopuolella. Johdatukset posteriesitelmiin näytetään torstaina klo 15:30-15:50.

Posters are located in the hall of the basement of the building, outside the Brainstorm auditorium. Introductions to posters will be presented on Thursday, at 15:30-15:50.

P01. *A. Heinonen*, A. Aalto, S. Väkevä, P. Heikkinen ja A. Korja*
OpenFIRE - GIS-pohjainen verkkopalvelu heijastusseismisen FIRE (Finnish Reflection Experiment) -aineiston jakamiseksi

P02. *I. Honkonen**
Interaction of magnetospheres of Jupiter and Saturn modeled with magnetohydrodynamics

P03. *U. Leijala, J.-V. Björkqvist, M.M. Johansson*, K.K. Kahma and H. Pellikka*
Location-specific extreme coastal floods: a probabilistic method to combine sea level variations and wind waves

P04. *P. Mäntyniemi*, K. Oinonen, P. Seipäjärvi and T. Vuorinen*
Internet macroseismology in Finland: current observatory practice

P05. *T. Siili*, L. Tuomi and O. Vähä-Piikkiö*
Copernicus Marine Environment Monitoring Service: Improved Wave Forecasts for the Baltic Sea

P06. *I. Sillanpää*, T. Laitinen, L. Juusola, R. Järvinen, K. Kauristie, M. Takala ja A. Viljanen*
Avaruussääpäivystystä Ilmatieteen laitoksella vuodesta 2015

P07. *O. Wilkman*[*]*, J. Herranen, J. Virtanen, J. Näränen, J. Peltoniemi, M. Gritsevich, S. Lahtinen, H. Koivula, A. Penttilä, M. Poutanen and K. Muinonen*
Measuring the Earth's global radiation balance through orbital dynamics

[*] pitää esitelmän / gives the presentation

Ilmatieteen laitoksen merentutkimusrobotit Itämeren tutkimuksessa

P. Alenius[1]

[1]Ilmatieteen laitos, pekka.alenius@fmi.fi

Abstract

Finnish Meteorological Institute (FMI) is using Argo-floats in its routine monitoring of the Baltic Sea. Finland is a partner in Euro-Argo and FMI is the representing entity. Thus FMI maintains continuously at least one Argo-float in the Baltic Sea Proper and another in the Bothnian Sea. These measure once a week vertical profiles of different parameters and send the data to FMI and to Internet for every-ones use. For research purposes FMI has a Slocum G2 autonomous underwater glider. The glider, named as Uivelo, has been used in several operations in 2016 and 2017. It is now a valuable part to the Finnish marine research infrastructure Finmari, too.

1. JOHDANTO

Merentutkimus on kallista ja usein vaikeaa. Meren vesirungon ominaisuuksista on perinteisesti saatu tietoa laivoilta tehdyin mittauksin ja mereen ankkuroiduin mittalaittein. Laivalta tehtäviä mittauksia rajoittaa säätila; myrskyssä mittauksia ei voi tehdä. Ankkuroidut mittauksen taas antavat tarkan kuvan vain yhden pisteen olojen aikavaihteluista. Tekninen kehitys on tuonut merentutkimukseenkin automaattiset miehittämättömät laitteet. Niillä vesimassojen ominaisuuksia tutkitaan kustannustehokkaasti ja säästä riippumatta pitkiäkin aikoja kerrallaan. Valtamerillä merentutkimusrobotteja on käytetty jo pitkään, mutta matala, useista altaista koostuva Itämeri on ollut niiden käytölle haastava ympäristö. Markkinoilla on jo monen laisia automaattisia laitteita, joista osa toimii meren pinnalla, osa on sukeltavia.

Ilmatieteen laitos (IL) kokeili kansainvälistä Argo-ohjelmaa varten suunniteltuja vapaasti ajelehtivia sukeltavia poijuja vuonna 2011 ja otti ne välittömästi jatkuvaan käyttöön. Argo-ohjelma on maailman valtamerten reaali-aikainen seurantaohjelma, jossa yli 3000 poijua välittää koko ajan tietoja valtamerten fysikaalisesta tilasta.

Toinen IL:n käytössä oleva robottityyppi on miehittämätön autonominen vedenalainen liidin. Se kulkee ohjelmoitua reittiä ja sen etenemistä seurataan ja ohjataan satelliittien välityksellä. Ilmatieteen laitos kokeili yhteistyökumppanin liidintä 2013 ja sai oman liitimensä 2015.

2. ARGO-POIJUT

Argo-poiju on sukeltava mittalaite, joka ajelehtii merivirtojen mukana. Valtamerillä Argo-poijut ajelehtivat yleensä 1000 metrin syvyydessä, josta ne noin kymmenen päivän välein sukeltavat ensin syvemmälle ja nousevat sitten pintaa mitaten eri suureiden profiileita. Pinnalla poiju lähettää mittaustulokset maihin. Mittaukset tarkistetaan, käsitellään ja pannaan miltei heti Internetiin kaikkien saatavissa olevaksi merten tilaa kuvaavaksi aineistoksi.

Poiju on tasapainotettu meriveteen niin, että se kelluu määrätyn painoisessa vedessä. Sukeltamiseen ja pinnalle nousemiseen poiju käyttää nosteen muutosta. Mekanismi pumppaa vettä sisään tehden poijun raskaammaksi, jolloin se sukeltaa ja pumppaa vettä pois, jolloin poiju kevenee ja nousee. Pumppausvoiman, mittausantureiden toiminnan ja tiedonvälityksen takaavat poijun paristot. Satelliittipohjainen tiedonvälitysjärjestelmä lähettää poijun keräämät tiedot maihin ja vastaanottaa toimintakäskyjä maista.

Ilmatieteen laitos otti ensimmäisenä laitoksena poijut rutiinikäyttöön Itämerellä. Sitä varten valtamerelle suunniteltuihin poijuihin tehtiin pieniä muutoksia. IL:n poijut mittaavat meren lämpötilan, johtokyvyn ja happipitoisuuden profiilit viikon välein. Näistä tiedoista voidaan laskea muiden suureiden, kuten suolaisuuden ja tiheyden arvoja.

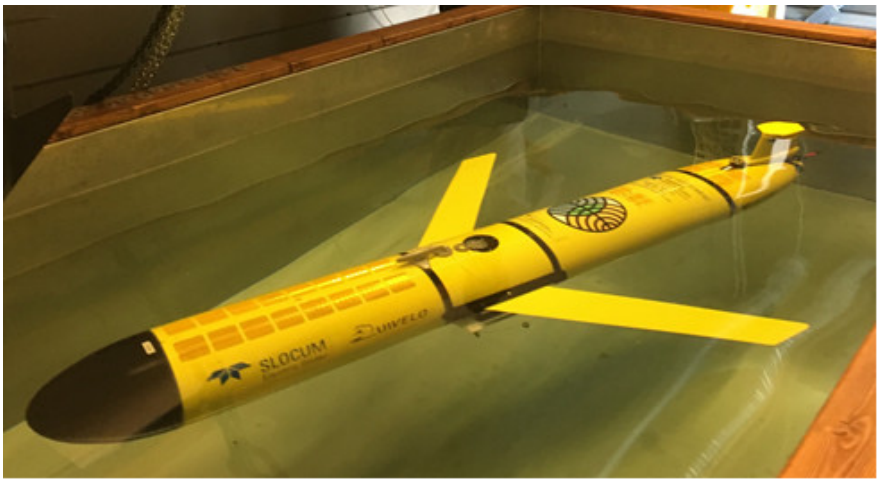
Itämeren keskusallas, Gotlannin syvänne, on tärkeä Itämeren tilan seurannan kohde. Siellä syvät vedet ovat yleensä hapettomia ja uudistuvat vain harvoin Pohjanmereltä virtaavien ns. suolapulssien vaikutuksesta. Suolapulssien esiintyminen on satunnaista ja käynyt aikaisempaa harvinaisemmaksi, joten niitä seurataan tarkasti. IL:n Argo-poiju tuo tähän arvokkaan lisän. IL pitää Argo-poijua myös Selkämeren syvällä alueella, jossa tilanne on Itämeren pääallasta huomattavasti parempi. Itämeren lisäksi IL:n Argo-poijuja on myös koillisella Atlantilla.

Argo-poijut jäävät valtamerillä mereen paristojen loputtua. IL on sen sijaan nostanut Itämeren poijunsa merestä noin vuoden kuluttua ja korvannut ne toisilla. Käytetyt poijut on huollettu ja niitä on käytetty myöhemmin uudestaan.

3. VEDENALAINEN LIIDIN

Syksyllä 2013 Ilmatieteen laitos kokeili espanjalaisen yhteistyölaitoksensa PLOCAN:n kanssa Slocum-liidintä Selkämerellä ja Ahvenanmerellä. Koe oli osa EU:n rahoittamaa ”Gliders for Research, Ocean Observation and Management” (GROOM) hanketta, jossa valmisteltiin yleiseurooppalaista merentutkimusliidinten infrastruktuuria (ks Liblik et al. 2016). IL edusti Itämeren aluetta. Ilmatieteen laitoksen ja Finmari-konsortion yhteisrahoituksella hankittiin oma liidin 2015. Liidin, joka sai nimen Uivelo, on Slocum G2 matalan veden malli. Käyttöönotossa IL sai arvokasta teknistä ja ohjelmistoapua toiselta espanjalaiselta yhteistyölaitokseltaan SOCIB:lta.

Vedenalainen liidin on torpedomainen siivillä ja peräsimellä varustettu laite, joka kelluu neutraalisti veden pinnalla. Liitimessä on mekanismi, jolla sen painopisteen sijaintia voidaan muuttaa akkuja liikuttamalla ja jolla nostetta voidaan muuttaa vettä pumppaamalla sisään ja ulos. Näin liidin saadaan sukeltamaan ja nousemaan pääasiasiassa luonnonvoimia käyttämällä. Kulkiessaan veden alla liidin mittaa jatkuvasti eri suureiden arvoja, jotka se pinnalla käydessään



Kuva 1: Uivelo-liidin tasapainotusaltaassa.

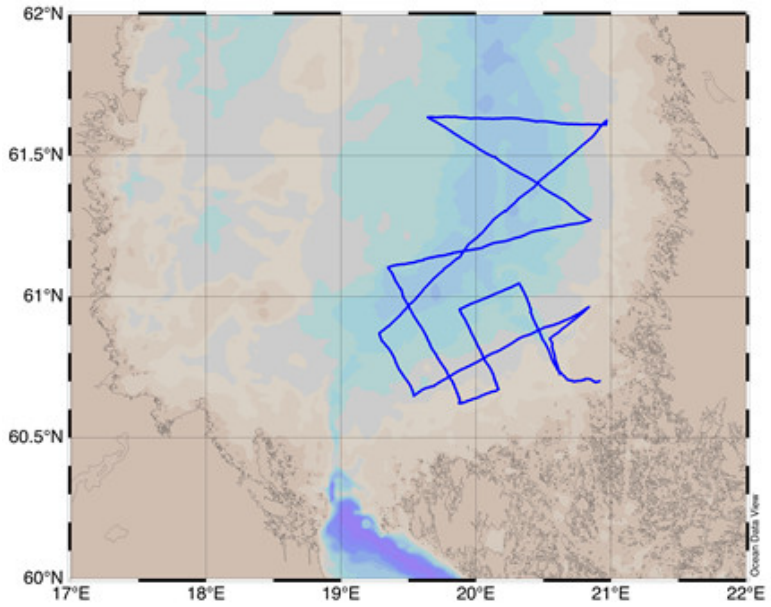
lähettää maihin. Samalla maista lähetetään käskyjä liitimelle. Liidin pyrkii seuraamaan sille ohjelmoitua reittiä. Liidin on siis kauko-ohjattu sukelluslaite. Liidin on hinnaltaan merkittävästi Argo-poijua kalliimpi laite.

Liidin tasapainotetaan aina ennen operaatiota huolellisesti tutkittavan alueen olosuhteisiin niin, että se kelluu juuri pinnan alla vaakasuorassa. Tasapainotus on monivaiheinen tehtävä, jossa sijoitetaan tarkasti mitattuja painoja eri puolille liidintä sen rungon sisään. Tasapainotusta varten IL:llä on tasapainotusallas, johon tehdään sopivan suolaista vettä kutakin operaatiota varten erikseen.

Liitimen kanssa kommunikoidaan lyhyillä etäisyyksillä radiolla ja kauempaa Iridium satelliittien välityksellä. Siten liidintä voi käyttää missä päin maapalloa tahansa. Liitimen operointikin on vaativa tehtävä. Liitimessä on hyvin suuri määrä erilaisia sen kulkuun vaikuttavia säädettäviä parametreja, joiden avulla pyritään myös turvaamaan se, että kaikenlaisissa mahdollisissa häiriötilanteissa liidin nousee meren pinnalle odottamaan sitä, että se haetaan pois. Liidin tuottaa niin paljon havaintoaineistoa, ettei kaikkea voida lähettää satelliittien kautta maihin, vaan suurin osa tiedoista tallentuu liitimen muistikortille.

Liidin liikkuu Suomen merialueiden kaltaisissa oloissa runsaat 20 kilometriä vuorokaudessa ja mittaa meren ominaisuuksia pinnalta lähelle pohjaa. Liidin on laivaan nähden hyvin hidas. Liitimessä on altimetri, jonka avulla liidin havaitsee meren pohjan ja kääntyy sukelluksesta nousuun automaattisesti. Usein liidin ohjelmoidaan tekemään useita sukelluksia peräkkäin jokaisen pinnalla käynnin välissä.

Ilmatieteen laitos aloitti liitimensä käytön toukokuussa 2016 Tvärminnessä, jatkoi testejä Lammin pääjärvellä heinä-elokuun vaihteessa, teki pitkän tutkimusmatkan Selkämerellä lokakuussa ja myöhään syksyllä muutaman päivän operaation Ahvenanmerellä. Selkämerellä liidin kulki noin 700 km:n matkan kuukauden aikana ja mittasi lähes 5000 lämpötila-, suolaisuus-, happi-, klorofylli- ja sameusprofiilia.



Kuva 2: Uivelo-liitimen reitti Selkämerellä syksyllä 2016.

Toukokuussa 2017 Uivelo tutkii vesimassojen jakautumista Itämeren keskusaltaan ja Ahvenanmeren välillä yhdessä virolaisten samanlaisen liitimen kanssa. Hankkeessa on osa Itämeren keskusaltaan ja Pohjanlahden välisen vedenvaihdon tutkimusta.

4. YHTEENVETO

Ilmatieteen laitos on vakiinnuttanut merentutkimusrobotit osaksi mittalaitevalikoimaansa. Laitoksen Argo-poijut ovat osa Itämeren reaaliaikaista seurantaa ja niiden keräämät tiedot ovat tutkijoiden ja kansalaisten saatavissa. Autonominen vedenalainen liidin on toistaiseksi tutkimuskäytössä, mutta sen tekemiä havaintoja käyttävät tutkimukset palvelevat myös meren tilan seurantaa. Liidinten käytössä Ilmatieteen laitos on yhteistyössä eurooppalaisen liidinyhteisön ja Tallinnan teknisen yliopiston Meren systeemien laitoksen kanssa.

KIITOKSET

Espanjalaisten Gran Canarialla toimivan PLOCAN:n ja Mallorcalla toimivan SOCIB:n kanssa tehty yhteistyö on ollut erityisen tärkeää IL:n vedenalaisen liitimen menestyksekkäällä alkutaipaleella.

LÄHTEET

Liblik, T., J. Karstensen, P. Testor, P. Alenius, D. Hayes, S. Ruiz, K.J. Heywood, S. Pouliquen, L. Mortier ja C. Mauri, 2016. Potential for an underwater glider component as part of the Global Ocean Observing System, *Methods in Oceanography*, **17**, 50-82.

FAMOS - Gravity measurements for future GNSS-based navigation in the Baltic Sea

M. Bilker-Koivula[1], C. Förste[2], F. Barthelmes[2], B. Lu[2], T. Saari[1], J. Mononen[3] and J. Ågren[4]

[1]Finnish Geospatial Research Institute, National Land Survey of Finland,
mirjam.bilker-koivula@nls.fi
[2]GFZ German Research Centre for Geosciences
[3] Finnish Transport Agency
[4] Lantmäteriet

Abstract

Activity 2 of the FAMOS-project 'Finalising the Baltic Motorways of the Sea' aims at improving the geoid model of the Baltic Sea to enable accurate GNSS-based navigation in the future. As part of the project, different shipborne gravity campaigns are carried out in the Baltic Sea to improve the gravity data and data coverage and calculate a new geoid model for the Baltic Sea by 2020. In 2015 a dedicated gravity campaign was carried out on board the survey vessel Airisto in the Bothnian Sea. The resulting gravity data was reduced to geoid level and compared with older data existing in the area. The comparison confirmed that there is an offset between the Håkon Mossby shipborn data of 1996 and surrounding ice observations. Also gravity measurements made on ice in the nineties show an offset. The effect of the new data to the geoid model in the area is up to 5 cm.

1. INTRODUCTION

The Baltic Sea countries are working towards a common height reference for the Baltic Sea, the Baltic Sea Chart Datum 2000. This datum will allow for seamless transitions between different areas in the Baltic Sea. The datum is based on the European Vertical Reference System (EVRS) at postglacial land uplift epoch 2000.0. This means that the new datum is a geopotential surface. In order to be able to accurately refer to this surface in GNSS-based navigation, a high quality geoid model is needed for the Baltic Sea.

Improving the geoid model of the Baltic Sea is the goal of activity 2 in the FAMOS-project 'Finalising the Baltic Motorways of the Sea' (FAMOS consortium, 2014-2017). The FAMOS project is co-financed by the European Commission within the framework of the Connecting Europe Facility (CEF) funding program. The project is a cooperation between 15 organizations from 7 Baltic Sea countries. In activity 2 gravity measurements are carried out in different parts of the Baltic Sea to fill up data gaps, check old data and calculate a new improved geoid model for the Baltic Sea by 2020.

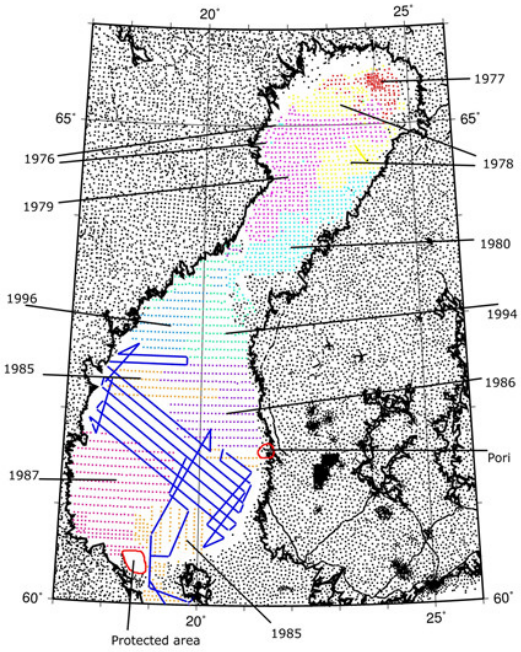


Figure 1: Existing data in the Gulf of Bothnia: Measurements on land (black dots), on land in different years (colored dots) and shipborne (blue lines).

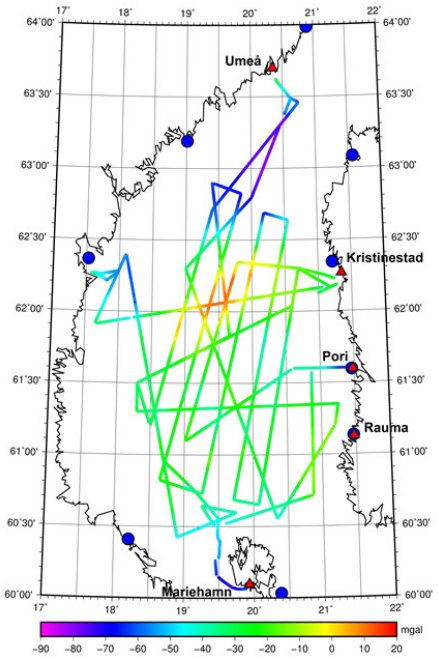


Figure 2: Tracks of the Airisto 2015 gravity campaign with measured gravity anomalies. Red triangles are harbour ties.

In the framework of the FAMOS project a dedicated gravity survey was carried out in the Bothnian Sea on board of the survey vessel Airisto. The Bothnian Sea was already well covered with gravity observations (see Figure 1). However, these observations consist of measurements made on ice under different conditions in different years between 1978 and 1996 and shipborne measurements made on board of M/V Håkon Mossby in 1996 (Kääriäinen and Mäkinen, 1997). An offset was suspected between the Håkon Mossby data and the surrounding ice data.

Here, we give a short overview of the 2015 Airisto gravity campaign and its results. A more detailed description can be found in Bilker et al. (2017).

2. THE 2015 AIRISTO GRAVITY CAMPAIGN

The 2015 Airisto gravity campaign took place between September 25 and October 11, 2015. It was a dedicated gravity campaign taking place in the Sea of Bothnia (see figure 2). Continuous gravity measurements were performed with the Chekan-AM sea gravimeter of GFZ German Research Centre for Geosciences Potsdam. The campaigns started and ended in the harbor of Pori and in between stops were made in the harbors of Mariehamn, Rauma, Kristinestad and Umeå. In all harbors a connection was established to the national gravity network.

In the gravity data processing, first, the measurement trajectories were computed using the onboard GNSS data. Next, the gravity data recorded with the Chekan gravimeter were taken along the GNSS trajectories and filtered using a 200 sec low pass filter to reduce the high-

frequency noise. In the last step the drift of the gravimeter was estimated using crossover points and the harbor ties. The drift behavior of the instrument was unusual during the campaign due to the rough weather encountered. However, the recorded crossover points and the harbor references allowed for a closed drift estimation. Statistics of the data at crossover give RMS values of approximately 0.5 mGal, which meets the requirements of the FAMOS project and indicates that the 2015 Airisto gravity campaign was successful.

For comparisons the existing data, the data was transformed from the gravimeter sensor height to geoid level. First the data was reduced to sea level using distance information gathered on the vessel during the campaign. Then the data was reduced from the sea level to geoid level using sea level height information from the surrounding tide gauges (blue dots in Figure 2). The total corrections were small below 0.3 mGal.

3. RESULTS

Figure 2 shows the gravity anomalies measured during the campaign. For the comparison with the old data we used the observations with distances of less than 1 km between the old and new data. First we looked at the whole dataset. It showed differences with an RMS of 5 mGal and mean of 1.4 mGal. Then we compared the data separately with the data sets of different years. The ice data of the 1980s agrees well with the new data. The distances were on average between 1.1 mGal in 1980 and -0.7 mGal in 1987. Standard deviations of the differences for these years varied between 0.5 mGal (1980) and 2.4 mGal (1985). The new data is on average 1.8 mGal below the Håkon Mossby ship data, but the standard deviation is rather large, 1.6 mGal. This confirms the earlies findings of the offset between the Håkon Mossby data and the ice data. However, the later ice data from the 1990s also show an offset with the new shipborne data: -2.0 $\pm$1.0 mGal for 1994 and -2.3 $\pm$2.0 mGal for 1996.

More discussion and comparisons with other FAMOS gravity measurements are needed to decide how to deal with these differences in geoid calculations. For now, we just take all data as is. First we used only the old data as used for the NKG2015 geoid model to calculate the geoid model for the Bothnian Sea. Then we recalculated the model with the new data added. The effect of the new data on the geoid model is shown in Figure 3. The geoid model changes in most of the Bothnian sea as a result of the new data. Differences are between +1 and -5 cm. Changes are largest in the area where the new data overlaps with the Håkon Mossby data.

4. CONCLUSIONS

In 2015 a dedicated gravity campaign was carried out in the Bothnian Sea in the framework of activity 2 of the FAMOS project ‘Finalising the Baltic Motorways of the Sea’. The new data confirmed that the Håkon Mossby data of 1996 has a positive offset, although it is not constant over the area. Also ice measurements of the 1990s show a similar offset.

When the offsets are ignored and the new data is used together with the old data in geoid calculation, the effect of the new data on the geoid model is up to 5 cm. This is just at the target accuracy for the future FAMOS geoid model.

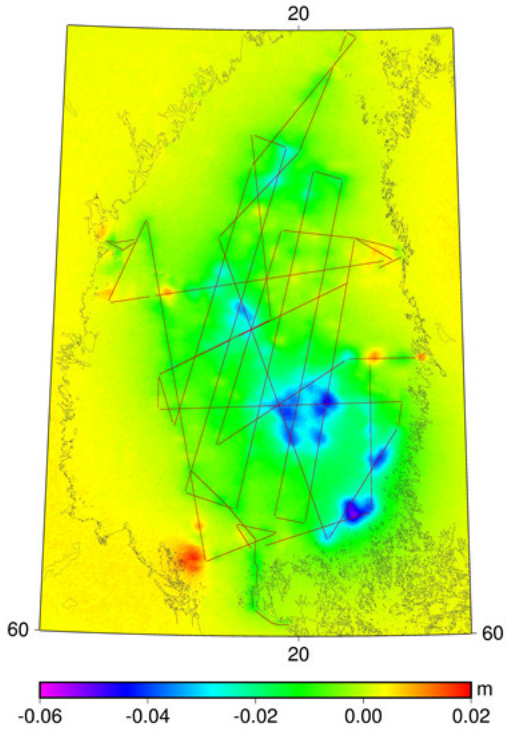


Figure 3: Effect of the new gravity data to the geoid model in the Bothnian Sea

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was part of the FAMOS project. The FAMOS project is co-financed by the European Union's Connecting Europe Facility. The sole responsibility of this publication lies with the authors. The European Union is not responsible for any use that may be made of the information contained therein. The authors thank Hannu Koivula, Ulla Kallio and Hannu Ruotsalainen of the Finnish Geospatial Research Institute for the auxiliary measurements made in the Pori harbor.

REFERENCES

Bilker-Koivula, M., J. Mononen, C. Förste, F. Barthelmes, J. Ågren, B. Lu, and T. Saari, 2017. Improving the Geoid Model for Future GNSS-based Navigation in the Baltic Sea, FIG Working Week 2017: Surveying the world of tomorrow - From digitalization to augmented reality, Helsinki, Finland, May 29 - June 2, 2017. 11pp., https://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig2017/papers/ts06b/TS06B_bilker-koivula_mononen_et_al_8935.pdf

FAMOS consortium, 2014-2017. Finalising Surveys for the Baltic Motorways of the Sea - FAMOS. Retrieved from http://www.famosproject.eu/

Kääriäinen, J. and J. Mäkinen, 1997. The 1979-1996 gravity survey and results of the gravity survey of Finland 1945-1996, *Publications of the Finnish Geodetic Institute*, Kirkkonummi, **125**, 24pp.

OpenFIRE - GIS-pohjainen verkkopalvelu heijastusseismisen FIRE (Finnish Reflection Experiment) -aineiston jakamiseksi

A. Heinonen[1], A. Aalto[1], S. Väkevä[1], P. Heikkinen[1] ja A. Korja[1]

[1]Seismologian instituutti, Helsingin yliopisto, aku.heinonen@helsinki.fi

Abstract

The Finnish Reflection Experiment (FIRE) is a reflection seismic experiment that was conducted in collaboration with the Universities of Helsinki and Oulu, Geological Survey of Finland (GTK), and the Russian company Spetsgeofizika in the early 2000's. The dataset comprises over 2100 kilometers of deep seismic reflection profiles that transect all the major Precambrian geological formations of the Finnish bedrock. Regardless of its extent and high quality, the FIRE dataset has been relatively underused up to date. FIRE-ATT is an open science project conducted as a part of the Ministry of Education and Culture of Finland -funded Open Science and Research Initiative (ATT – Avoin Tiede ja Tutkimus) at the Institute of Seismology, University of Helsinki in collaboration with the AVAA-team of the ATT-initiative and GTK. The project has produced a revised data archive and a new mobile-responsive intuitive map-based user interface – the OpenFIRE service – for FIRE data sets. The data are available for browsing and download through the AVAA portal maintained by the ATT-initiative.

1. JOHDANTO

FIRE eli Finnish Reflection Experiment on heijastusseisminen hanke, joka toteutettiin 2000-luvun alussa yhteistyössä Helsingin ja Oulun yliopistojen sekä Geologian tutkimuskeskuksen kanssa (GTK). Seismisenä urakoitsijana toimi venäläinen valtionyhtiö Spetsgeofizika. Hankkeen kenttämittaukset tehtiin neljän kenttäkauden aikana vuosina 2001–2004 ja aineisto käsiteltiin ja julkaistiin vuosien 2005–2009 aikana. Aineisto käsittää yli 2100 kilometriä korkearesoluutioisia heijastusseismisiä profiileja, jotka leikkaavat tärkeimpiä Suomen kallioperän prekambrisia geologisia muodostumia ja rakenteita (Kuva 1). FIREn tulokset ovat kuitenkin jääneet suhteellisen hyödyntämättömiksi huolimatta aineiston korkeasta laadusta. Tärkeimmät alustavat tulkinnat ja tulokset julkaistiin jo hankkeen alkuperäisessä koontiraportissa (Kukkonen ja Lahtinen, 2006). Aineisto ja kaikki siihen liittyvät materiaalit ovat olleet vapaasti ja avoimesti saatavilla mutta niiden käytettävyys on ollut heikkoa eikä aineistoa ole hyödynnetty kovinkaan laajasti tutkimuksessa tai koulutuksessa.

2. FIRE-ATT- HANKE

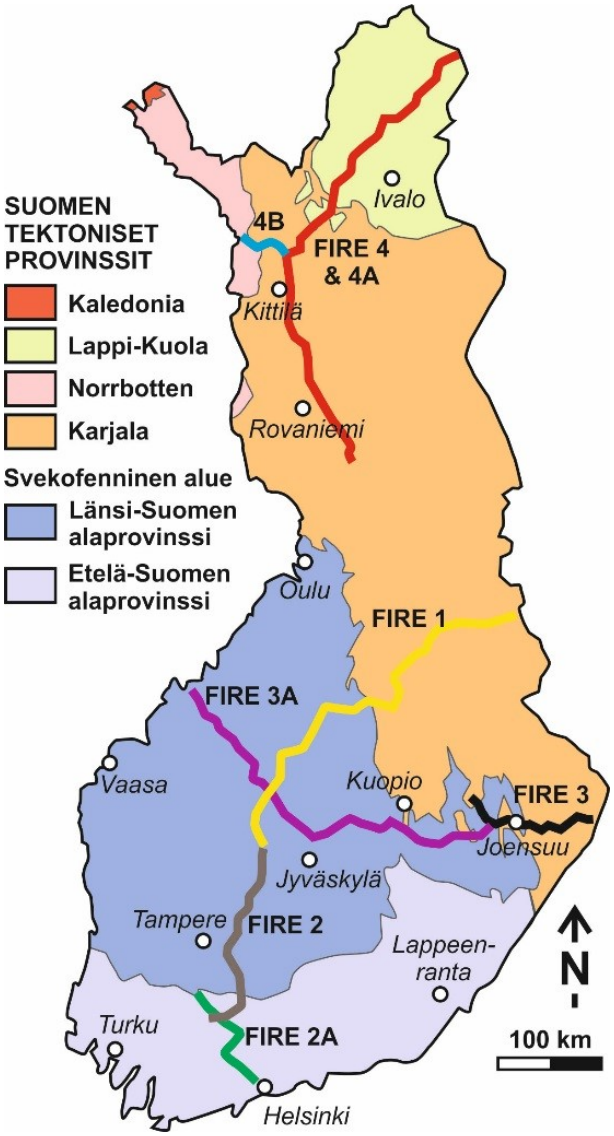
FIRE-ATT on Opetus- ja kulttuuriministeriön ATT-aloitteen (Avoin Tiede ja Tutkimus) puitteissa vuoden 2016 alussa käynnistynyt avoimen tieteen hanke, jonka tarkoituksena on ollut FIRE aineiston näkyvyyden ja käytettävyyden parantaminen.

Hankkeen toteuttajana on ollut Helsingin yliopiston Seismologian instituutti yhteistyössä ATT-hankkeen AVAA-tiimin ja GTK:n kanssa. Hankkeen tuottaman materiaalin säilytyksessä on hyödynnetty IDA-palvelua ja hankkeen tuottamaa OpenFIRE-verkkosovellusta on kehitetty avoimen tutkimusaineiston AVAA-portaalin LifeRay-alustalle.

FIRE-ATT:n tavoitteena on myös ollut tuottaa EPOS-yhteensopiva (European Plate Observing System) referenssitoteutus heijastusseismisen aineiston verkkojakeluun, sillä vastaavaa ei ole vielä muualla tehty.

3. FIRE-AINEISTON UUDELLEENTARKASTELU JA VERIFIOINTI

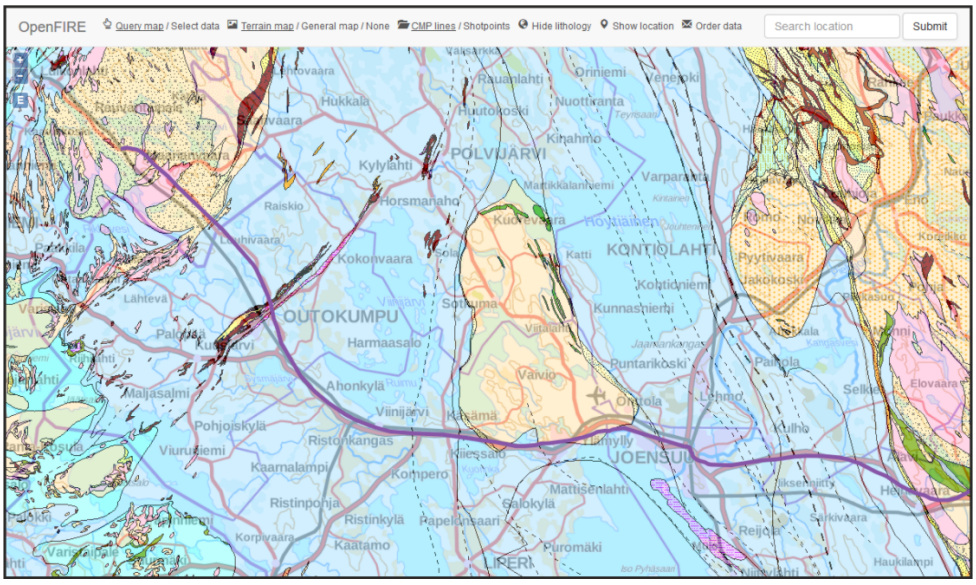
FIRE-ATT -hankkeen päätavoite on ollut FIRE-aineiston uudelleentarkastelu ja verifiointi sekä raakadatan, materiaalien ja tietotuotteiden kestävän säilytysratkaisun tuottaminen. Poiketen muista heijastusseismistä aineistoa jakelevista verkkopalveluista OpenFIRE-palvelu toimii kaikilla datataksonomian (Jefferey et al., 2015) tasoilla raakadatasta (taso 0) välitason tietotuotteisiin (taso 1; irtomaakorjattu kenttäaineisto ja seismiset stackit), tulkittuihin aineistoihin (taso 2; geologiset mallit) ja tiedeyhteistön tuottamiin aineistoihin (taso 3; tutkimusarkistot).



Kuva 1: FIRE-luotauslinjojen sijainnit Suomen geotektonisella kartalla.

OpenFIRE-palvelussa on saatavilla myös tarkat tiedot kaikista aineiston käsittelyvaiheista, millä on pyritty takaamaan loppukäyttäjää mahdollisimman hyvin palveleva avoin ja läpinäkyvä aineistokokonaisuus. Tehokasta suodattamista varten tietokanta on ryhmitelty aineistoluokkiin (mm. "Field records", "Shot gathers", "Observer's notes", "DMO stacks") ja jokaiselle tiedostolle on luotu uniikki URN-tunniste (Unifrom Resource Name). Erityistä huomiota on kiinnitetty aineiston laadun raportointiin. Kaikille profiileille on laadittu perusteellinen virheluettelo, joka kattaa alkuperäisessä aineistossa havaitut virheet (mm. puuttuvat sijaintitiedot, väärät numeeriset arvot ja kaksoiskappaleet) ja niiden korjaukset.

Aineisto on pakattu uudelleen standardin mukaisiin SEG-Y -formaatin (Society of Exploration Geophysicists Y-format) tiedostoihin, jotka sisältävät enimmillään n. 50 laukausta (5 km). SEG-Y -tiedostojen otsakkeet on asetettu. NMO- (Normal Move Out) ja DMO-korjattuja (Dip



Kuva 2: Esimerkki OpenFIRE -verkkosovelluksen karttanäkymästä, jossa esillä on FIRE 3-linja ja siihen liittyvä pintageologia esitettynä GTK:n kallioperäkartalla (DigiKP200, aineistoa muokattu © Geologian tutkimuskeskus 2017) ja MML:n taustakartalla (© Maanmittauslaitos 2017).

Move Out) stackeja jaetaan sekä migroimattomina että migroituina ja syvyyskorjattuina versioina, ja kaikki muutokset on tarkkaan dokumentoitu.

FIRE-aineistolle tuotetaan hankkeen yhteydessä INSPIRE-mallin (Infrastructure for Spatial Information in the European Community) mukaiset metatiedot. Metatietojen tietomallia suunnitellaan kehitettävän jatkossa yhteistyössä EPOS-työryhmien kanssa. Rakenteisen tietomallin avulla jaettu metadata mahdollistaa metatiedon ohjelmallisen käsittelyn ja parantaa aineiston käytettävyyttä. Rakenteiset metatiedot myös haravoituvat automaattisesti kansallisiin ja kansainvälisiin metatietokatalogeihin, mikä parantaa aineiston näkyvyyttä.

4. OPENFIRE-SOVELLUS

Hankkeen toisena tavoitteena on ollut tuottaa mahdollisimman laajaa käyttäjäpohjaa palveleva GIS-pohjainen verkkopalvelu uusien aineistojen selaamiseksi ja lataamiseksi (Kuva 2). Karttaja sektiopohjainen käyttöliittymä on suunniteltu erityisesti sellaista geologista loppukäyttäjää silmälläpitäen, joka ei välttämättä ole perehtynyt syvällisesti heijastusseismisiin menetelmiin, mutta joka voisi mahdollisesti olla kiinnostunut aineistojen hyödyntämisestä alueellisiin geologisiin tutkimuksiin ja tulkintoihin. Tätä tarkoitusta varten palveluun on tuotettu myös FIRE-profiilien pintageologiset kuvaukset, jotka sisältävät ajantasaiset lisätiedon lähteille ohjaavat viiteluettelot.

Sektiopohjaisesta käyttöliittymästä erillinen ”seismologin käyttöliittymä” on puolestaan tarkoitettu lähdekokoomien lataamiseen ja niihin liittyvän metadatan selailuun. Karttasovellus perustuu latausmalleihin, joten geologin ja seismologin käyttöliittymät tuottavat valmiita latauspa-

ketteja tai ”näkymiä” aineistoon käyttäjän oletetun tarpeen pohjalta. OpenFIRE tarjoaa myös taulukkopohjaisen sovelluksen koko FIRE-aineiston rajaamiseen ja lataamiseen yhdellä kertaa.

Karttasovellus on toteutettu useista erillisistä verkkopalveluista koostuvan mikropalveluarkkitehtuurin mukaan. Karttasovellus kommunikoi verkkopalveluiden kanssa standardimuotoisin HTTP-kyselyin. Taustakartat tuotetaan GTK:n ja Maanmittauslaitoksen avointen verkkopalvelurajapintojen avulla. Taustakarttojen sisältö päivittyy reaaliaikaisesti, jos palveluntuottaja tekee niihin muutoksia. Myös karttasovelluksen integraatio ATT-hankkeen IDA-säilytyspalvelun kanssa tapahtuu AVAA-tiimin toteuttamia yhteistyönä suunniteltuja julkisia verkkopalveluita käyttäen.

Sovelluksen käyttöliittymä ja siinä käytetyt visualisointimenetelmät soveltuvat myös muiden geofysikaalisten aineistojen ja geologisten mallien esittämiseen. Sovellusarkkitehtuuri on suunniteltu muunneltavaksi ja skaalautuvaksi. Käytettyjen aineistojen ja ulkoisten verkkopalveluiden vaihtaminen tai lisääminen on mahdollista eri aineistotyypeille sopivien tarpeiden mukaisesti.

5. LOPUKSI

OpenFIRE-verkkopalvelun suunnittelussa ja toteutuksessa on seurattu EPOS-hankkeen ICS-TCS Level 2 Integration Guideline -ohjeistusta (EPOS-IP WP6 & WP7 Teams, 2015). Hanketta on esitelty kansainvälisesti ja vastaavia avoimia palveluita ei vaikuta olevan toteutettu heijastusseismisille aineistoille, joten OpenFIRE-sovelluksen ratkaisuja ehdotetaan käytettäväksi referenssitoteutuksena soveltuville aineistoille.

OpenFIRE verkkopalvelu avataan yleisölle vuoden 2017 aikana. Kirjoitushetkellä saatavilla on rajatun aineiston ja toiminallisuuden sisältävä beta-versio. Sovelluksen viimeisin versio on aina saatavilla osoitteessa: www.seismo.helsinki.fi/openfire

LÄHTEET

EPOS-IP WP6 & WP7 Teams 2015. ICS-TCS integration guidelines - Handbook for TCS integration: Level-2. Zenodo. http://doi.org/10.5281/zenodo.34666

Jefferey, K.G., D. Bailo, F. Euteneuer ja D. Ulbricht, 2015. Report on EPOS e-infrastructure prototype. Zenodo. http://doi:10.5281/zenodo.19175

Kukkonen, I. ja Lahtinen, R. 2006 (toim.). Finnish Reflection Experiment FIRE 2001–2005, *Geological Survey of Finland Special Paper*, **43**, 247 s.

Interaction of magnetospheres of Jupiter and Saturn modeled with magnetohydrodynamics

I. Honkonen[1]

[1] Finnish Meteorological Institute, ilja.honkonen@fmi.fi

Abstract

In late 1970s it was realized that Saturn, and NASA's Voyager 2 spacecraft traveling to Saturn, could encounter Jupiters magnetotail - the region far behind Jupiter still dominated by Jupiter's intrinsic magnetic field as opposed to magnetic field of the Sun. The distance between the planets is of the order 9000 Jupiter radii ($R_J \approx 71400$ km), almost the distance from Jupiter to the Sun, and at the time it was not feasible to model a system comprising of magnetospheres of both Jupiter and Saturn using computational fluid dynamics. However the continued exponential increase in computational capacity has since enabled the study of interaction of magnetospheres of both planets using magnetohydrodynamics (MHD) in two and even three dimensions.

I will present results from two-dimensional MHD simulations of the interaction between magnetospheres of Jupiter and Saturn driven by artificial time-dependent solar wind data. The model is freely available for anyone to download, use, modify and redistribute at github.com/iljah/pamhd and the results are accessible through NASA Community Coordinated Modeling Center's Runs on Request system (ccmc.gsfc.nasa.gov/ungrouped/LP/LP_database.php). The results indicate that the largest perturbations of the Jupiter-Saturn system are not the result of solar wind density variations, as was speculated in early 1980s, but are the result of variations in solar wind flow direction as shown in Figure 1.

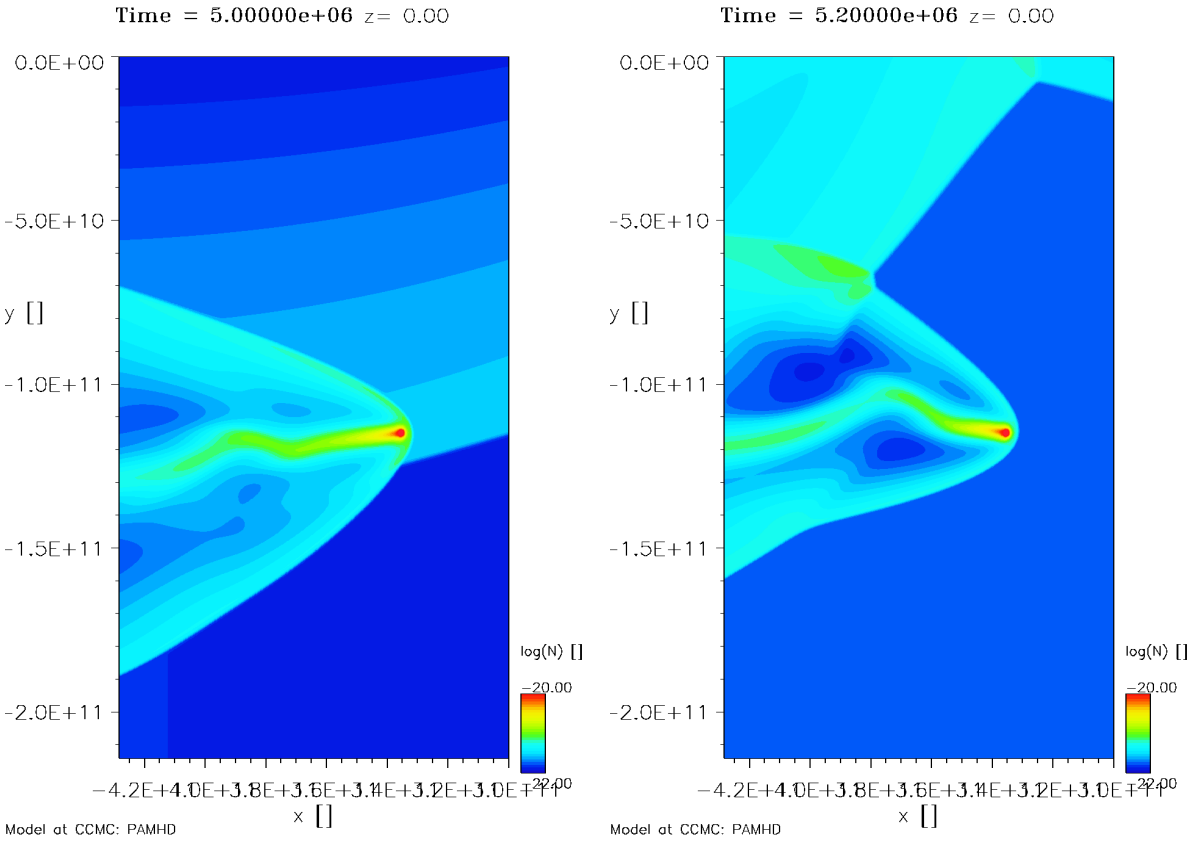


Figure 1: View of Saturn's magnetosphere in an MHD simulation of the interaction with magnetosphere of Jupiter located at opposite coordinates relative to origin (3.4e11 m, 1.2e11 m). Plasma density is shown color-coded over a region of approximately 1700 by 2800 R_J. Left: perturbation resulting from periodic variation of solar wind density, available from CCMC as local physics run id ilja_honkonen_20161021_LP_3. Right: perturbation resulting from periodic variation of solar wind flow direction, available as run ilja_honkonen_20170317_LP_1.

Association analysis of petrophysical and rock mechanics data using R

R. Kiuru[1]

[1]Pöyry Finland Oy, risto.kiuru@poyry.com

Abstract

Physical and mechanical properties of drill core specimens were determined as a part of investigations into excavation damage. The main goal of this study was to find indicators of excavation damage in the form of anomalous physical properties linked to increased porosity or lower mechanical strength. Due to the volume of data, statistical tools in the form of the R environment were used. The purpose of this paper is not to present the results, but rather describe the technique used in the analysis.

1. INTRODUCTION

Main goal of this study was to examine the physical properties of rock mass to find indicators of excavation induced damage and defects within the rock matrix. These may manifest as anomalous physical properties linked to increased porosity or lower mechanical strength in the specimens, ideally associated with shallow depths from the tunnel floor surface. Links between physical and mechanical properties are sought after as in most cases geophysical measurements do not require sampling and are faster, easier and more cost-effective to conduct than rock mechanical or hydrogeological measurements.

The secondary goal of this study was to find associations with dynamic and static elastic properties. Dynamic measurements are expected to overestimate the elastic properties, as they do not fully account for existing macro scale fracturing and weakness planes. Site specific correction for this offset would allow the use of geophysical measurements to estimate properties important for further rock mechanics analyses.

2. SPECIMENS AND TESTING

Measurements were conducted on two sets of specimens. Specimen set 1 contained 80 specimens from 12 drill cores, and was further divided into two subsets; 1a consisting of 20 specimens, and 1b consisting of 60 specimens. The rock types present in the specimens were veined gneiss (VGN, 39 pcs, 49 %), diatexitic gneiss (DGN, 13 pcs, 16 %) and granitic pegmatoid (PGR, 28 pcs, 35 %). Specimen set 2 contained 52 specimens from 14 drill cores, and was also further divided into two subsets; 2a consisting of 26 specimens, and 2b consisting of 26 specimens. Rock types present in the specimens were veined gneiss (20+20 pcs, 77 %) and granitic

Table 1: Tested and calculated properties.

	Set 1		Set 2	
PROPERTIES MEASURED	**1a**	**1b**	**2a**	**2b**
Density	X	X	X	X
Porosity	X	X	X	X
Magnetic susceptibility	X	X	X	
Remanent magnetisation	X	X	X	
Electrical resistivity, $R_{0.1}$, R_{10} and R_{500}*	X	X	X	
Relative permittivity	X	X	X	X
P-wave velocity, unloaded	X	X	X	X
S-wave velocity, unloaded	X			X
P- and S-wave velocities, loaded				X
Crack initiation stress				X
Crack damage stress				X
Uniaxial compressive strength				X
Poisson's ratio (from UCS)				X
Young's modulus (from UCS)				X
Tensile strength			X	

*R0.1 is measurement at 0.1 Hz, R10 at 10 Hz and R500 at 500 Hz
**PL and PT values corresponding to resistivities at frequencies 0.1 Hz, 10 Hz and 500 Hz
***"Elastic parameters" means the combination of P/S ratio, Acoustic

	Set 1		Set 2	
PROPERTIES CALCULATED	**1a**	**1b**	**2a**	**2b**
Q-ratio	X	X	X	
IP estimates, PL and PT**	X	X	X	
Theoretical radar velocity	X	X	X	X
P/S-ratio, unloaded	X			X
Acoustic impedance, unloaded	X	X	X	X
Shear impedance, unloaded	X			X
Poisson impedance, unloaded	X			X
Poisson's ratio, unloaded	X			X
Lame's first parameter, unloaded	X			X
Shear modulus, unloaded	X			X
P-wave modulus, unloaded	X	X	X	X
Bulk modulus, unloaded	X			X
Young's modulus, unloaded	X			X
Elastic parameters***, loaded				X
Elastic parameters***, from UCS				X
P- and S-wave velocities, from UCS				X
CI/UCS –ratio				X
CD/UCS –ratio				X

pegmatoid (6+6 pcs, 23 %). Set 1 focused on geophysical properties, while Set 2 focused on rock mechanics tests along with P-/S-wave measurements. A summary of the tested properties for each specimen set is shown in Table 1.

3. STATISTICAL ANALYSIS USING R

For descriptive statistics the minimum, maximum, first and third quartile and median values were calculated and plotted as boxplots. Standard deviation, interquartile distance (IQR) and sample size were given with the boxplot. Calculations were carried out in R using the algorithms min, max, quantile, median and sd. Along the boxplots, kernel density estimates were plotted to illustrate the distribution shape and to help compare between samples (Figure 1). The kernel density estimate is similar to a histogram, but provides a smoothed curve that converges faster to the actual shape of the distribution than a histogram. Instead of stacking observations in bins, kernels are assigned to each observation, and then added up to form the density estimate curve. The probability densities are normalised so that the peak value is 1. In this case the kernel used was the Epanechnikovian kernel, with the kernel bandwidth chosen to match the standard deviation of the kernel. The calculations were carried out using the R algorithm density.default.

To test for associations, Spearman rank correlation coefficients were calculated for all pairs of variables. The Spearman method is a non-parametric test of association that does not require a linear dependency, but considers monotonic trend. It is less sensitive to outliers than the typically used Pearson method, and better suited to test for associations that may be complex or non-linear. The non-parametric nature of the test means that it does not assume normality of the

population, and is thus well suited for complex environments. The Spearman rank correlation coefficient ρ is defined as:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{(n^2 - 1)n} \tag{1}$$

where d_i is the difference between the two ranks of each observation, and n is the number of observations.

For each test, correlation matrices were formed, and the Spearman rho values were rounded up to two decimals. From the matrices the values corresponding to trivial and known dependencies were removed. To determine the significance of the associations, critical values for Spearman rho were calculated. These depend on the number of paired observations for any two variables, and thus vary not only between sets, but also within them. Even though normality could not be assumed, the t-test could be used as the distribution of the Spearman rank correlation coefficients does not depend on the distribution of the original variables. The t-test is well suited for small samples and unknown population standard deviations. The t-score is as follows:

$$t = \rho \sqrt{\frac{n-2}{1-\rho^2}} \tag{2}$$

Where the degrees of freedom $n - 2$ were determined as the number of paired non-null observations for variables x and y. From this the critical ρ values are:

$$\rho_{crit} = \sqrt{\frac{t^2_{.95(n-2)}}{n - 2 + t_{.95(n-2)}}} \tag{3}$$

From this, the critical ρ values for each variable in each subset were calculated based on the critical t-values at 95 % confidence level and $n - 2$ degrees of freedom. The critical values were then formed into a separate matrix, similar to the correlation matrices. The remainder of each correlation matrix was then compared against the critical values, and associations that did not exceed the critical value were removed. This left us with correlation matrices that only had unique, non-trivial associations that exceed the corresponding critical value. Based on the above, the corresponding pairs of variables were then plotted against each other in scatter plots and interpreted in more detail together with previous data from the site (Figure 2).

4. CONCLUSIONS

Using R as a tool for the statistical analysis allowed the treatment of the entire dataset in reasonable time, thus providing a screening of existing correlations between different properties of the rock specimens. Furthermore, detailed interpretation could then be focused only on associations of statistical significance, whether or not this was apparent from the data.

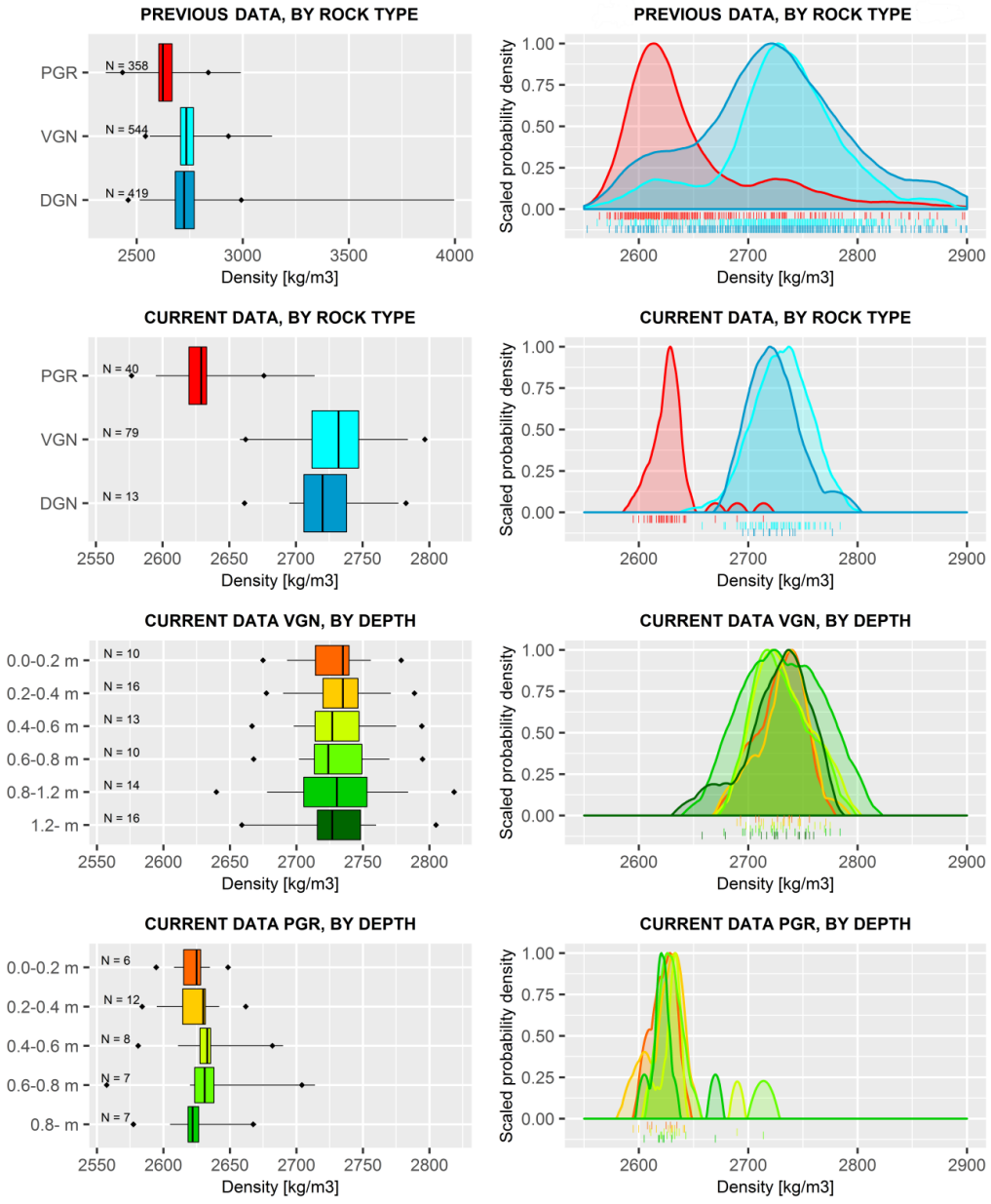


Figure 1: Example of visualisations made for the descriptive statistics. LEFT: Boxplots, box shows quartiles, line shows min and max values, diamond shows a distance of 2σ from nearest quartile. RIGHT: Scaled kernel density estimates, rug plot shows individual observations. TOP TWO ROWS: colour represents rock type, red is granitic pegmatoid, light blue is veined gneiss and darker blue is diatexitic gneiss. BOTTOM TWO ROWS: colour represents depth from study area surface, dark orange is 0.0-0.2 m, light orange is 0.2-0.4 m, lime is 0.4-0.6 m, bright green is 0.6-0.8 m, green is 0.8-1.2 m and dark green is 1.2+ m.

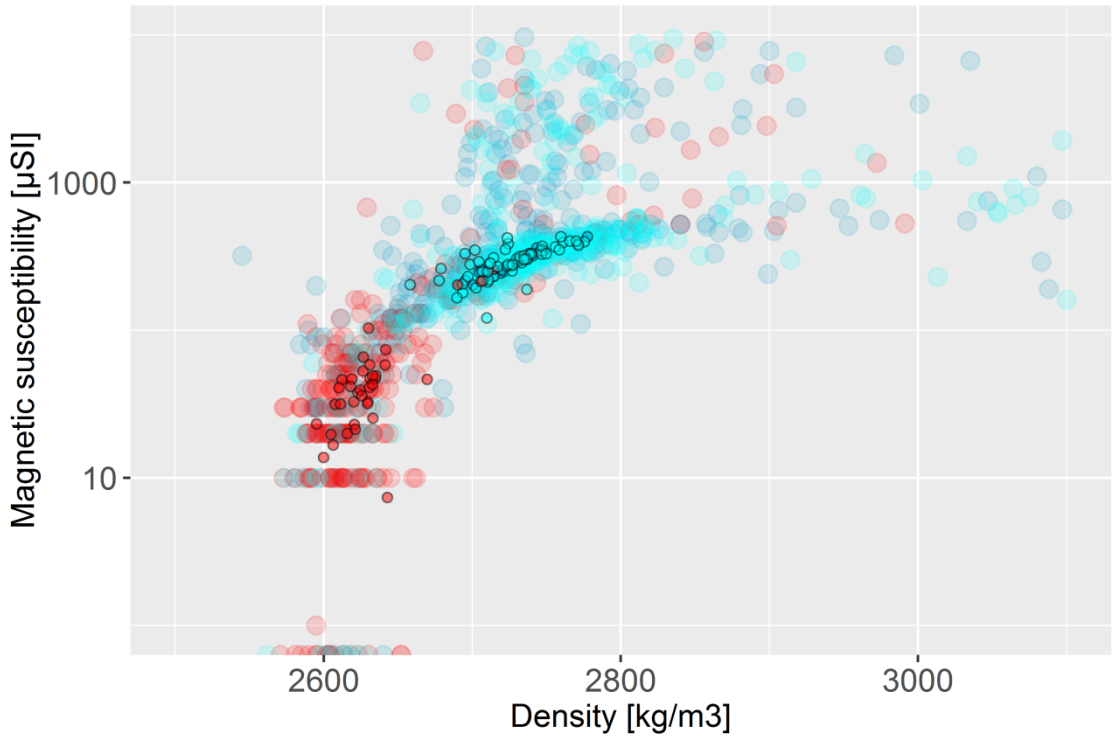


Figure 2: Example of comparisons of petrophysical dataset to earlier results from the site. Cross plot of density and magnetic susceptibility. Previous data with larger, mostly transparent symbols. Current dataset with smaller, opaque symbols. Colour represents rock type: red is granitic pegmatoid, light blue is veined gneiss and darker blue is diatexitic gneiss.

Location-specific extreme coastal floods: a probabilistic method to combine sea level variations and wind waves

U. Leijala[1], J.-V. Björkqvist[1], M.M. Johansson[1], K.K. Kahma[1], and H. Pellikka[1]

[1]Finnish Meteorological Institute, ulpu.leijala@fmi.fi

Abstract

Location-specific evaluation of extreme sea level events during a storm surge plays a key role in safe infrastructure planning in vulnerable and highly populated coastal areas. In addition to sea level behaviour, wind-generated waves need to be taken into account for a comprehensive analysis of utmost flooding hazards on a shore, especially since coastal wave height may vary remarkably locally due to islands, shape of the shoreline and topography of the seabed. In this study, a probabilistic method to combine sea level variations and wind waves is introduced, giving direct estimates for different return periods for the joint effect in the present and future climate.

1. INTRODUCTION

Methods to analyse the impact of different components acting simultaneously during a storm surge are continuously investigated for understanding coastal flooding risks in more detail in a changing climate. Combining sea level variability with wave height information may seem like a relatively straightforward task to solve at first glance. However, availability of time series and quality of data, as well as recognition of components acting in different time scales and assumptions related to the study location, need to be treated and make the estimation of the joint effect more demanding. As using simply the sum of maximum sea level and maximum wave height may lead to an overestimation of the joint effect, a probabilistic approach is reasonable.

2. METHOD

In this study, we combine probability distributions of three different variables: 1) wind-generated waves (wave run-up), 2) regional mean sea level predictions, and 3) short-term sea level changes. The wave run-up calculations of our study are based on individual wave buoy measurements. Regional predictions for the future long-term mean sea level changes are based on scenarios including the most recent knowledge of the global mean sea level rise, and an estimate of short-term sea level variability is based on tide gauge observations.

As a first approximation of the joint effect of these components, the variables are treated as independent random variables, to yield the probability distribution of their sum. As an outcome

of our method, we obtain a probability distribution of the maximum elevation of the continuous water mass (simplified wave run-up calculations) on a shore. As a case study, we present results of utilising the method in two different locations on the southern coast of Finland: one close to the shoreline and other one in the outer archipelago.

To estimate functioning and properties of our method, we also introduce a sensitivity test based on theoretical wave distributions representing different wave behaviour in relation to sea level variations. As these wave distributions are merged with the sea level distribution, we get information on how the different wave height conditions and shape of the wave height distribution influence the results of the distribution of the sum.

3. FINAL COMMENTS

This study is a continuation for the previous work of assessing flooding risks on the Finnish coast (e.g. Kahma et al. 2014). Here we utilise probability distribution of both sea level and wind waves to predict their joint effect instead of the traditional approach of adding a separate fixed wave action height on top of sea level -based flood risk estimates. Our method presented here has been utilized already in recent studies (Kahma et al., 2016; Jylhä et al., 2017), and can be used as an improved and flexible tool to minimize over- and underestimation of the combined effect of sea level variations and wind waves.

REFERENCES

Jylhä, K., *et al.*, 2017. Extreme weather and nuclear power plants (EXWE). In: Hämäläinen, J., and V. Suolanen, (eds.), 2017. SAFIR2018 - The Finnish Research Programme on Nuclear Power Plant Safety 2015–2018, Interim Report, VTT Technology 294, pp. 104-123.

Kahma, K., H. Pellikka, K. Leinonen, U. Leijala, and M. Johansson, 2014. Pitkän aikavälin tulvariskit ja alimmat suositeltavat rakentamiskorkeudet Suomen rannikolla. Ilmatieteen laitos, Raportteja 2014:6, 48 pp.

Kahma, K.K., J.-V. Björkqvist, M. Johansson, H. Jokinen, U. Leijala, J. Särkkä, K. Tikka and L. Tuomi, 2016. Turvalliset rakentamiskorkeudet Helsingin rannoilla vuosina 2020, 2050 ja 2100. Loppuraportti 13.1.2016, Helsingin kaupunki, Kiinteistövirasto, Geoteknisen osaston julkaisu 96.

Acquisition of optical and riometric keograms for studying auroral electron precipitation

D. McKay[1,2]**, N. Partamies**[3] **and K. Kauristie**[4]

[1] Sodankylä Geophysical Observatory, University of Oulu, Finland, derek.mckay@sgo.fi
[2] Department of Physics and Technology, University of Tromsø, Norway
[3] UNIS University Centre in Svalbard, Svalbard, Norway
[4] Finnish Meteorological Institute, Helsinki, Finland

Abstract

The Kilpisjärvi Atmospheric Imaging Receiver Array (KAIRA) is a passive radio instrument located close to the auroral all-sky camera operated by the Finnish Meteorological Institute. This paper demonstrates the use of KAIRA's interferometic riometry mode to produce riometric keograms directly comparable to their optical counterparts. We describe the method, present the accumulated riometric dataset and exhibit a sample event.

1. INTRODUCTION

Optical all-sky cameras have been used for many years to systematically record auroral emission and keograms are used to display meridian activity as a function of time (Sangalli et al. 2011). Likewise, passive radio receivers, known as riometers are used to measure ionospheric VHF-radio absorption. However, unlike the cameras, riometers were originally broad single-beam receivers, which only gave a single-measurement of absorption as an aggregate of the total absorption over the instrument site. Summary plots are limited to single-trace graphs for each riometer. Later, multi-beam riometers were developed, with each directional beam on the sky representing a single 'pixel' and allowing crude imaging of ionospheric absorption features (Honary et al. 2011). More recently, interferometric riometry has permitted spatially-continuous observations of ionospheric absorption (McKay et al. 2015). Because this form of riometric imaging is analogous to the 'fish-eye' lens used by optical all-sky cameras, it has been possible to generate the riometric equivalent of the keogram and use it for the rapid identification of scientifically-interesting electron-precipitation events.

2. OBSERVATION METHOD

The riometer used here is the Kilpisjärvi Atmospheric Imaging Receiver Array (KAIRA): a radio receiving system located at Kilpisjärvi in Northern Finland. It is based on the Low-Frequency Array (LOFAR) design and comprises two phased-arrays (low-band and high-band),

with a shared digital signal-processing back-end (McKay-Bukowski et al. 2015). For riometry, the low-band array (8–88 MHz) is used. For some experiments, multi-frequency riometry permits determination of energy distribution and electron density profiles [2]. However, in this study a single frequency channel of 38.086 ± 0.098 MHz is selected. The 48 low-band antennas of KAIRA are dual-polarisation inverted-V dipoles, in a quasi-random layout (≈ 34 m diameter). This results in a beamsize of $\approx 15 \times 15 \sec(Z)$ degrees, for zenith angle, Z. This layout suppresses sidelobes and facilitates instantaneous imaging. The array field-of-view (FoV) is dependent on the beam pattern of the individual antenna elements and has a half-power response at $Z \approx \pm 75^\circ$. Beyond this, the $\sec(Z)$ effect becomes debilitating and there are ground features at $Z \geq 81^\circ$. Unlike the multibeam riometers, which form discrete beams on the sky, this interferometric technique has spatially-continuous sampling of the incoming cosmic radio noise emissions.

Signals from antennas in the low-band array are cross-correlated with an integration of 1 second to form antenna covariance matrices. All-sky radio images are formed with 2D Fourier transforms, having Cartesian coordinates l, m in range $[-1, 1]$, defined as $l = \sin(Z)\sin(a)$; $m = \sin(Z)\cos(a)$, where Z is the zenith angle and a is the azimuth. To achieve the same effect as an optical keogram, only a 1-D Fourier transform of the meridian pixels ($l = 0; \cos(a) = 1$) is made for each time sample, thus forming a **riometric keogram**. Cosmic noise absorption (CNA), is determined as $A = 10 \log_{10}(P_\mathrm{q}/P)$, where A is absorption in dB, P is the observed power and P_q is the quiet-sky power derived from a median of meridian slices from equivalent sidereal times, over a period of 14 days prior to the observation. The use of keograms, as opposed to full 2D interferometric riometry reduces processing time and allows them to be generated as part of standard daily data products. A large dataset can be accumulated without special computational effort and keograms provide better visualisation of riometric conditions.

Optical data are provided by the Finnish Meteorological Institute (FMI) electron-multiplying charged coupled device (EMCCD) all-sky camera located at Kilpisjärvi (Sangalli et al. 2011). It has a 24 mm, F/4 fisheye lens with a 180° diagonal FoV. Although partially obscured eastwards due to artificial lighting and terrain, the north-south meridian is clear to the horizon. A mechanical wheel selects filters of 557.7, 427.8 and 630.0 nm with bandwidth of 2.0 nm, and exposures are typically 800 to 2000 ms. Keograms are formed from the meridian, averaged to 1-minute intervals, typically for the green (557.7) filter. Meridional resolution is 512 pixels across the 180° FoV. Locations of the FMI camera and KAIRA array are 20.7858° E, 69.0522° N and 20.7621° E, 69.0707° N, respectively; a separation of 2.27 km. This proximity means that for observations of ionospheric phenomena in the D and E region (90–115 km), they have coincident sky-coverage.

3. RESULTS

The first riometric keogram observations were 09-Jul-2013 and since then (over the course of 3 years, 10 months) a total of 20,882 on-sky hours (≈ 2.3 years) have been accumulated. A graphical representation of this is shown in Figure 1, which plots the intensity of the zenith CNA, based on the KAIRA keograms. The vertical axis is the date since observations started and the horizontal axis is the time of day (UTC). The grey-to-black intensity scale represents the $0.0 - 1.0$ dB range with white used to represent dates/times when no data was acquired due

to technical faults or alternative scheduling. KAIRA sensitivity is ≈ 0.05 dB with anomalies due to radio-frequency interference or scintillation of 'radio stars'.

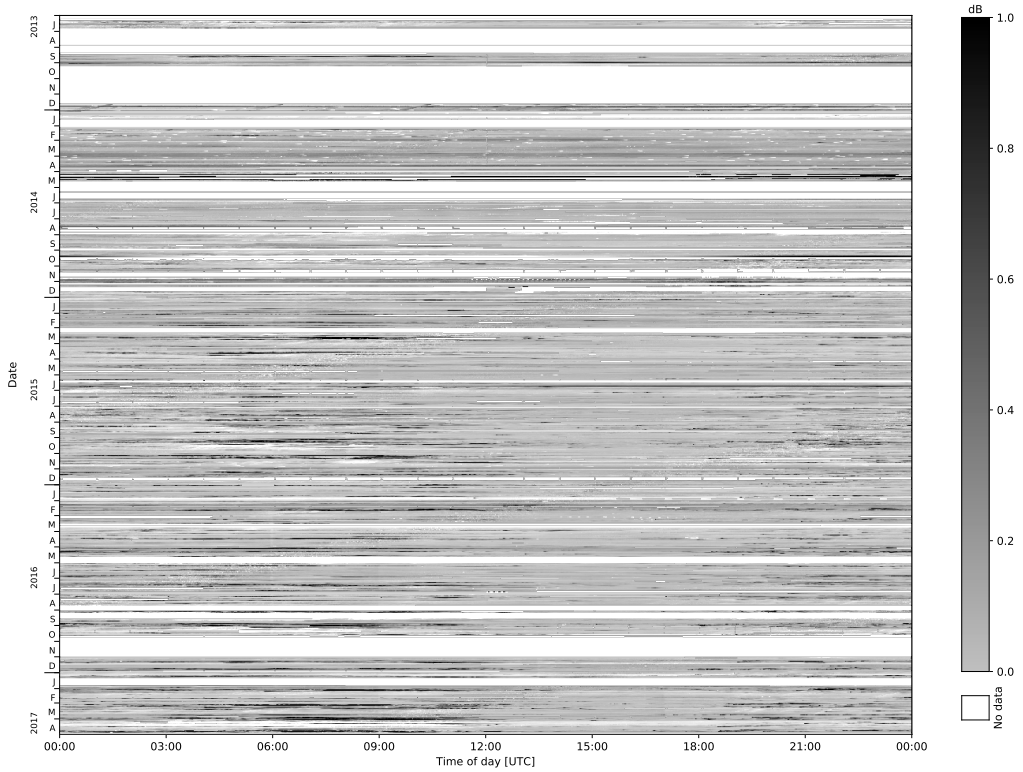


Figure 1: Temporal coverage of the interferometric riometry dataset, showing zenith CNA, showing an increase in absorption events in the pre-dawn and midnight phases.

KAIRA observations are not affected by light and so continue all-year round. The optical system is shutdown during the day, but also during the summer when the midnight-sun and midnight-twilight prohibit any observation. However four winter seasons of dual riometric/optical measurements have now been obtained. For each day during this time, comparative keograms can be produced showing the riometric/optical data. First comparative measurements between optical and riometric keograms were 18-Sep-2013 and for the 2013/14, 14/15, 15/16, 16/17 winters, a total of 96, 148, 195 and 131 nights respectively were observed with both the FMI Kilpisjärvi camera and the KAIRA system. Cloud and snow reduce these data, but in many cases auroral emission can still be registered through cloud cover. A sample case is shown in Figure 2, illustrating how rapid comparison between optical and riometric data can be made.

4. CONCLUSION

The use of interferometry and automated processing has permitted riometric keograms to be produced, and ≈ 2.3 years of data are summarised. These allow visualisation of substorm events, independent of weather and/or season. They can be used with optical keograms to obtain a more detailed view of auroral events.

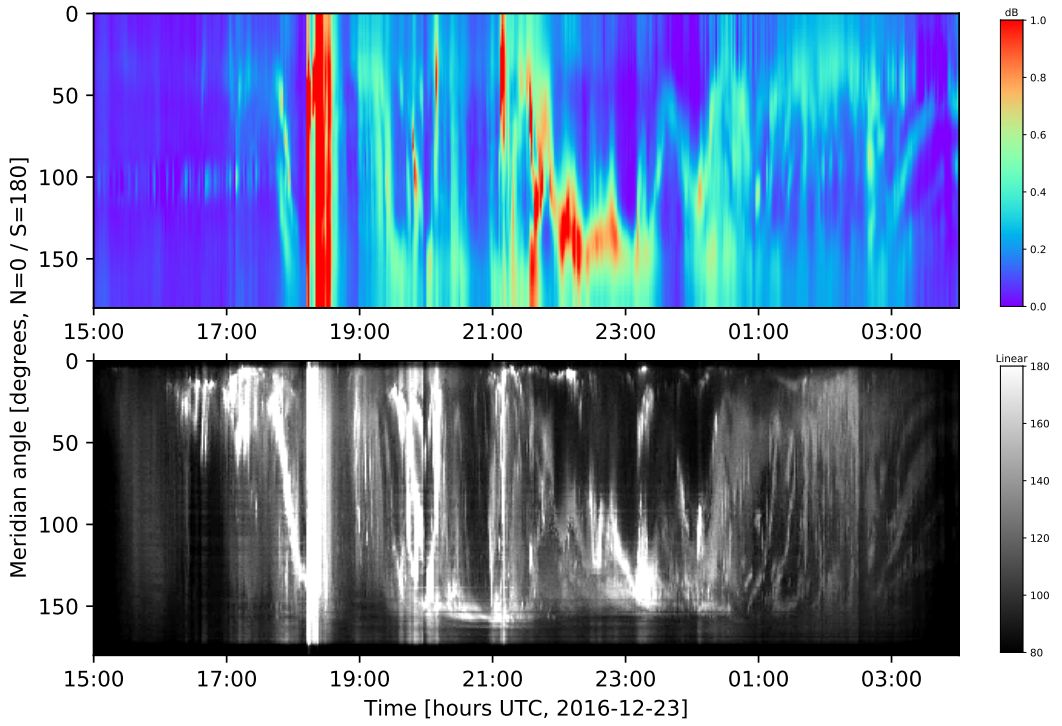


Figure 2: Comparison of a riometric keogram (top) with an optical keogram.

ACKNOWLEDGEMENTS

KAIRA was funded by University of Oulu and the FP7 European Regional Development Fund and is operated by Sodankylä Geophysical Observatory with support from University of Tromsø.

REFERENCES

Honary, F., S.R. Marple, K. Barratt, *et al.* 2011. Digital beam-forming imaging riometer systems. *Review of Scientific Instruments*, **82**, 031301, doi:10.1063/1.3567309

Kero, A., J. Vierinen, D. McKay-Bukowski, C.-F. Enell, M. Sinor, L. Roininen, and Y. Ogawa, 2014, Ionospheric electron density profiles inverted from a spectral riometer measurement, Geophys. Res. Lett., **41**, doi:10.1002/2014GL060986.

McKay, D., R. Fallows, M. Norden, *et al.*, 2015. All-sky interferometric riometry, *Radio Sci.*, **50**, 1050–1061, doi:10.1002/2015RS005709.

McKay-Bukowski, D., J. Vierinen, I.I. Virtanen, *et al.*, 2015. KAIRA: The Kilpisjärvi Atmospheric Imaging Receiver Array — System Overview and First Results, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, **53**, 3, 1440–1451, doi: 10.1109/TGRS.2014.2342252

Sangalli, L., N. Partamies, M. Syrjäsuo, C.-F. Enell, K. Kauristie, and S. Mäkinen, 2011. Performance study of the new EMCCD-based all-sky cameras for auroral imaging, *International Journal on Remote Sensing*, **32**, 11, doi:10.1080/01431161.2010.541505.

Location-specific extreme coastal floods: a probabilistic method to combine sea level variations and wind waves

E. Miettunen[1], L. Tuomi[2], P. Alenius[2], and K. Myrberg[1]

[1]Finnish Environment Institute (SYKE), elina.miettunen@syke.fi
[2]Finnish Meteorological Institute (FMI)

Abstract

Many coastal sea ecosystems are highly stressed by human impact. To enable the use of marine areas in sustainable way in future and take measures to improve the health of the sea, integrated systems with long-term observations and coastal modelling are needed. A water quality model system has recently been developed for the Archipelago Sea. It will be used by regional authorities to evaluate the effects of changes in e.g. water protection measures in the catchment or point nutrient sources.

Here we present the high-resolution 3D hydrodynamic model that provides the physical forcing for the water quality model and evaluate its performance. We also used the model to study transport of passive tracers in and through the Archipelago Sea. Comparison between simulated and observed temperature and salinity in different layers showed that while the model captured well the seasonal cycle of surface temperature, it overestimated the bottom layer temperature in the inner archipelago. Also, in some areas, it failed to describe the vertical stratification in full detail.

The simulation of passive tracers in a river discharge showed that the tracer concentration was high only in the shallow river estuary. When the tracers reached the deeper areas of the inner archipelago, the concentration decayed rapidly due to horizontal spreading and vertical mixing. The other simulations showed that transport of substances through the Archipelago Sea varies considerably from year to year, depending on the prevailing wind conditions. Long-term monitoring and long model simulations are necessary to better evaluate the effects of changes in loading sources.

Principal component analysis of geomagnetic activity: New information on solar wind structures

K. Mursula[1], L. Holappa[1] and V. Filppa[1]

[1] ReSoLVE Centre of Excellence, Space Climate Research Unit, FIN-90014 University of Oulu, Finland; kalevi.mursula@oulu.fi

Abstract

We use the principal component analysis (PCA) to study geomagnetic activity in 1966-2013 (1980-2013) at 26 (43) magnetic observatories. We show that the latitudinal distribution of geomagnetic activity has an interesting, non-trivial dependence on the three main structures of solar wind: coronal mass ejections (CME), high-speed solar wind streams (HSS) and slow solar wind. The first principal component describes the solar cycle evolution of global geomagnetic activity, and has an excellent correlation with indices like the Kp/Ap index. The corresponding scalings, forming the first empirical orthogonal function (EOF1), are roughly equal for all stations. Even more interestingly, the second principal component is highly correlated with the (annual) fraction of high-speed streams, and the corresponding EOF2 has a non-trivial latitudinal distribution. We explain the causes of this distribution and its relation to the solar wind structures. We also show that the relative amplitude of the 22-year variation of geomagnetic activity (related to the solar magnetic cycle) follows the latitudinal distribution of the EOF2.

1. INTRODUCTION

Figure 1 shows the latitudinal distribution of geomagnetic activity in 1980-2013 at 43 stations as a function of station's corrected geomagnetic (cgm) latitude. One can see the well-known maximum of geomagnetic activity in the region of the auroral oval at about 70° of cgm latitude. Activity level decreases systematically toward lower latitudes until about 40°, remaining rather constant at still lower latitudes. Activity level is also reduced at the high latitudes of the polar cap, i.e., inside the global auroral oval.

Geomagnetic activity is due to the interaction between the Earth's magnetic field and the solar wind and the accompanied interplanetary magnetic field (IMF), which drives different current systems in the magnetosphere and the ionosphere. The most important factor producing geomagnetic activity is the southward component of the IMF, or negative B_z, which causes massive reconnection of magnetic fields in the sunward boundary of the magnetosphere.

The three main structures of the solar wind driving geomagnetic activity are the coronal mass ejections (CMEs), high speed solar wind streams including corotating interaction regions (CIRs),

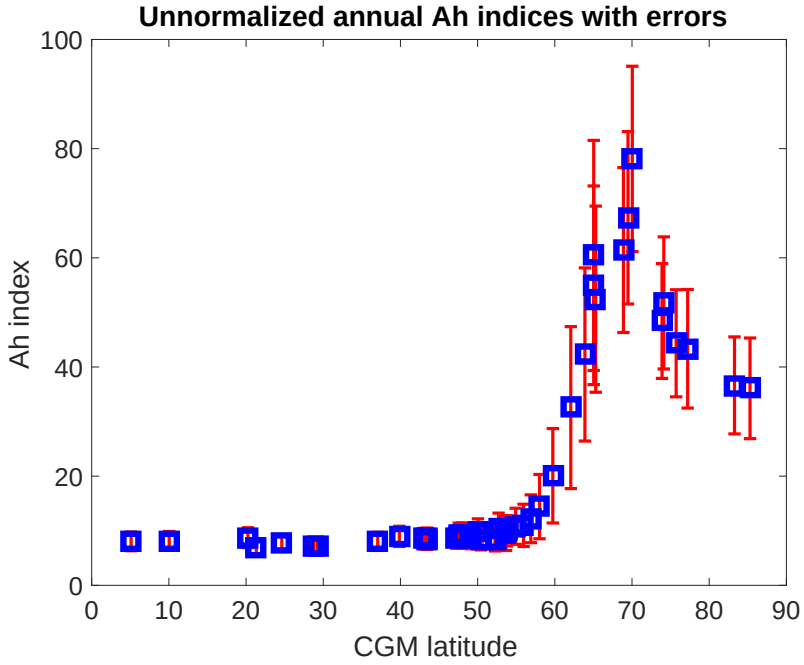


Figure 1: Average values of the A_h indices of geomagnetic activity in 1980-2013 at 43 stations as a function of corrected geomagnetic latitude. Errors give the standard deviation of annual values.

as well as slow solar wind related to the heliospheric current sheet. CMEs and HSSs/CIRs are mainly responsible for the most severe types of geomagnetic activity, substorms and storms. Probably the most important difference between these two drivers is their different IMF B_z profile. During CMEs, there is often a long period of persistently negative B_z, while during HSSs/CIRs the B_z is typically fluctuating around zero and periods of negative B_z are shorter but more frequent and occur over a longer time (see, e.g., Tsurutani, 2006). Consequently, CMEs and CIRs/HSSs drive geomagnetic activity differently.

2. DATA

Instead of the K indices that are measured at several stations, we use here the A_h indices of local geomagnetic activity (Mursula and Martini, 2007), which follow the K index method but use hourly digital magnetic data which can be calculated uniformly for all stations whose magnetic field measurements are given in the international data bases as digital hourly values.

We use here hourly data from 43 ground-based magnetic observatories, covering a large range of latitudes in the northern hemisphere. The criteria for choosing these observatories were the continuity, length and quality of their data. These 43 stations have a good data coverage in 1980-2013. Moreover, in order to have an even longer extent of data for solar cycle studies, we also use a smaller subset of 26 of these stations for the years 1966-2013. Magnetic data were retrieved from the World Data Center of Edinburgh, UK. We have carefully checked all data for possible erroneous points (outliers), for possible sudden changes (steps) in the baseline (most

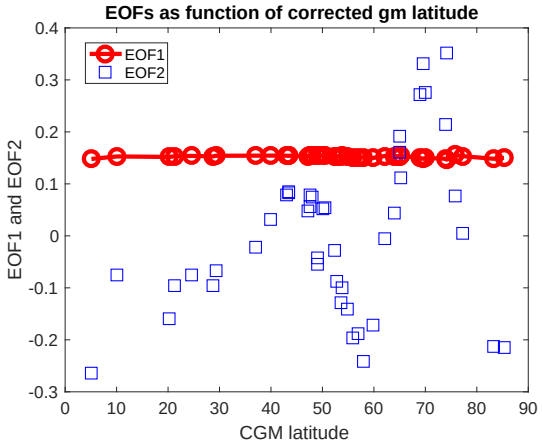


Figure 2: Two first EOFs as a function of (a) the station number and (b) the corrected geomagnetic latitude.

likely due to errors in baseline calibration), as well as for possible inhomogeneities in sampling method (e.g., spot values vs. hourly means).

3. RESULTS FROM PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS

Since we are not mainly interested in the absolute level of local geomagnetic activity (depicted in Fig. 1), but rather in the variation of geomagnetic activity around its locally averaged level, we standardise (zero mean; normalize by standard deviation) all data before the PCA, in order to avoid the excessive weighting of observations at auroral latitudes.

The EOFs of the first two principal components are depicted in Figure 2. The main cause of variation of geomagnetic activity (about 95% of the variance in annually averaged A_h indices) is due to the solar cycle, and all stations follow this variation fairly similarly. Accordingly, the first component describes this common evolution of global geomagnetic activity, and has an excellent correlation with, e.g., the Kp/Ap index. This is also the reason why the scalings are almost the same for all stations.

The second principal component describes the leading pattern by which local geomagnetic activity deviates from the global average. The second component is highly correlated with the (annual) fraction of high-speed streams (HSS) in solar wind (Holappa et al., 2014). As seen in Figure 2 the latitudinal distribution of scalings of the second principal component (EOF2) has a maximum at the auroral oval, a local minimum at subauroral latitudes at about 60° and another, lower maximum at mid-latitudes of about 40°-50°. This distribution is related to the difference in the average location and intensity between CME and HSS-related substorms.

4. SOLAR MAGNETIC CYCLE AT DIFFERENT LATITUDES

Two successive 11-year solar activity cycles affect to the Earth's magnetic field slightly but systematically differently, producing a 22-year variation of geomagnetic activity. This is related

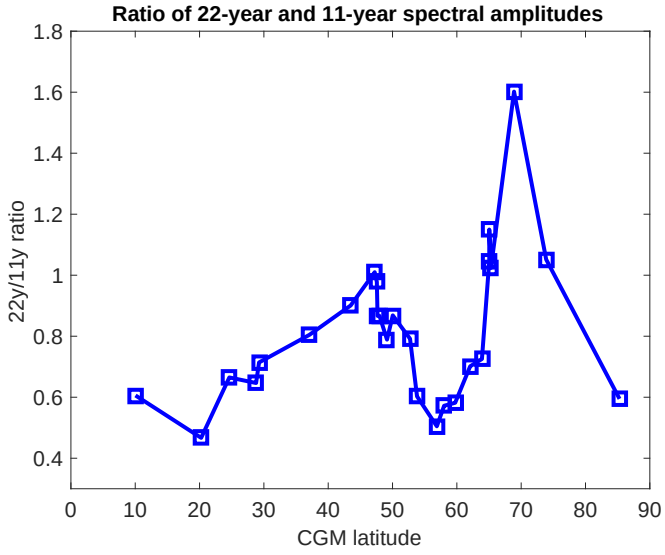


Figure 3: Ratio of the 22-year variation amplitude and the 11-year variation amplitude values for 26 stations in 1966-2013 as a function of corrected geomagnetic latitude.

to the variation of solar polarity during the 22-year magnetic cycle, also called the Hale cycle. The main mechanism producing a polarity dependent response in alternating cycles is the Russell-McPherron (R-M) mechanism (1973).

Figure 3 depicts the ratio of the 22-year variation amplitude and the 11-year variation amplitude for the 26 stations in 1966-2013 as a function of corrected geomagnetic latitude. One can see that the latitudinal variation is very closely similar to that of the EOF2. This is due to the fact that the relative abundance of CMEs and HSSs in the solar wind varies over the solar cycle. While the occurrence of the CMEs roughly correlates with the sunspot number, the occurrence of the HSSs typically maximizes in the declining phase of the solar cycle when polar coronal holes have non-axisymmetric extensions to lower latitudes. At these times the R-M mechanism enhances geomagnetic activity during positive polarity minima, but has no effect in negative polarity minima.

REFERENCES

Tsurutani, B.T., W.D. Gonzalez *et al.*, 2006. Corotating solar wind streams and recurrent geomagnetic activity: A review. *Geophys. Res. Lett.*, **111**, A10, 7.

Mursula, K., and D. Martini, 2007. A new verifiable measure of centennial geomagnetic activity: Modifying the K index method for hourly data. *Geophys. Res. Lett.*, **342**, L22107.

Holappa, L., K. Mursula, T. Asikainen and I. Richardson, 2014. Annual fractions of high-speed streams from principal component analysis of local geomagnetic activity. *Geophys. Res. Lett.*, **119**, 4544-4555.

Russell, C.T. and R.L. McPherron, 1973. Semiannual variation of geomagnetic activity. *J. Geophys. Res..*, **78**, 92–108.

Internet macroseismology in Finland: current observatory practice

P. Mäntyniemi[1], K. Oinonen[1], P. Seipäjärvi[1], and T. Vuorinen[1]

[1]Institute of Seismology, University of Helsinki, paivi.mantyniemi@helsinki.fi

Abstract

This article describes how macroseismic observations about local and regional earthquakes and other physical phenomena are currently collected in Finland. The questionnaire dates back to 1998 and aims at assessing the seismic intensity according to the European Macroseismic Scale. It was placed on the Internet at the turn of the 2000s. Data collection over the Internet is fast and convenient, but strongly biased in favour of positive responses. Hundreds of responses can be obtained even after small earthquakes. Examples of reported phenomena are given. It requires effort to identify the source of ground shaking.

1. INTRODUCTION

Macroseismology is the part of seismology that collects and evaluates non-instrumental data on earthquakes, that is, effects on people, objects, buildings and nature. After an earthquake is felt in some region, the data are usually collected by means of questionnaires. Field survey is an obligatory tool that complements the questionnaires in the case of a damaging earthquake. In a low-seismicity region, the macroseismic data for even a weak earthquake might be much more valuable and useful for the study of seismicity than the data for a stronger event in a high-seismicity region.

Seismic intensity values are estimated on the basis of the collected data. Intensities are integers that summarize the strength of earthquake effects in different places – the bigger the integer, the more severe the consequences. Macroseismic earthquake parameters are determined using intensity data. Also earthquake loss modeling and historical earthquake analyses employ seismic intensities. Intensity values are effective in earthquake early warning and communicating earthquake hazard and risk to the general public and the media.

The standard practice in Finland is to conduct questionnaire surveys remotely. Field surveys are not conducted routinely, because local earthquakes are seldom damaging. No networks of permanent correspondents have been arranged for macroseismic surveys. Since the latter half of the 1950s, macroseismic surveys were carried out at the Sodankylä Geophysical Observatory of the Finnish Academy of Science and Letters, Department of Geophysics of the University of Oulu and the Institute of Seismology, University of Helsinki. Since the early 1990s the Institute of Seismology alone is responsible for macroseismology in Finland.

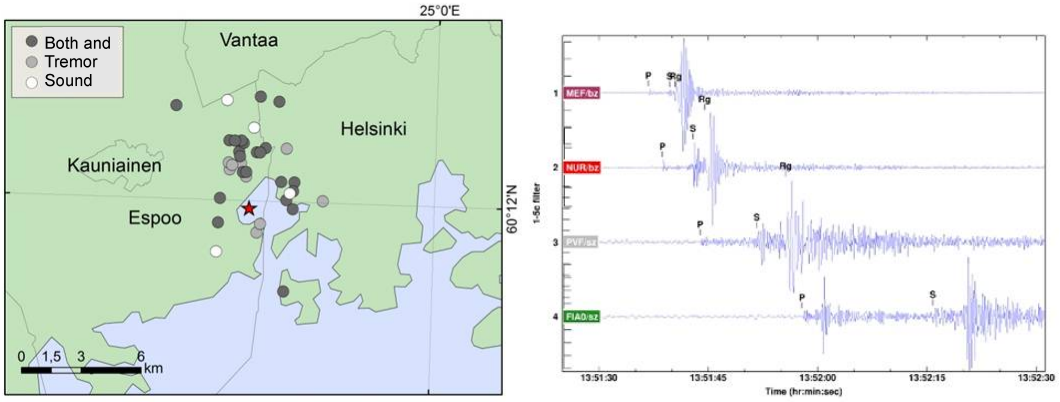


Figure 1: Left: a macroseismic map of the earthquake in Laajalahti, Espoo at 15:51 local time on 3 February 2013 (M_L 1.7). The observations have been classified into three categories according to the type of sensation. The red star demarks the instrumental epicentre. Right: the corresponding seismograms at seismic stations MEF, NUR, PVF and FIA0.

The current questionnaire design dates back from 1998. The European Macroseismic Scale (EMS98) had been in preparation under the auspices of the European Seismological Commission, and was finally published (Grünthal, 1998). The questionnaire aims at assessing intensity on the EMS98; therefore, classification factors of the different intensity degrees are emphasized. The macroseismic questionnaire was placed on the Internet at the turn of the 2000s. In this article we discuss briefly the experience of many years of Internet macro-seismology in Finland, show examples of cases that concerned members of the general public and outline plans for the future.

2. MACROSEISMIC SURVEYS ON THE INTERNET

Collecting macroseismic observations over the Internet differs from the traditional surveys based on printed questionnaires. The unprecedented speed is an obvious advantage: hundreds of responses may be obtained within the first 24 hours following an earthquake. It is convenient for the seismologist not to have to search for street addresses in the affected area and to arrange postage-free return envelopes.

The Internet questionnaire resembles an appeal for earthquake observations published in a newspaper or disseminating questionnaires at libraries or other public places. It has potential for a large response, but is biased in favour of positive responses. A new feature is that some respondents prefer to remain anonymous on the Internet or give the first name only, although the actual observation is usable. The response rate is no longer relevant. For example, after the Lappajärvi earthquake of 17 February 1979 (magnitude M_L 3.8), a total of 2120 questionnaires were distributed by mail and during a field trip, and 46 % of them were returned over a time period of weeks (Ahjos, 1980). The success of Internet data collection is defined by the number of responses per earthquake and the wideness of their geographical distribution. It is not obvious to judge how reliable the area of perceptibility is in the absence of negative responses.

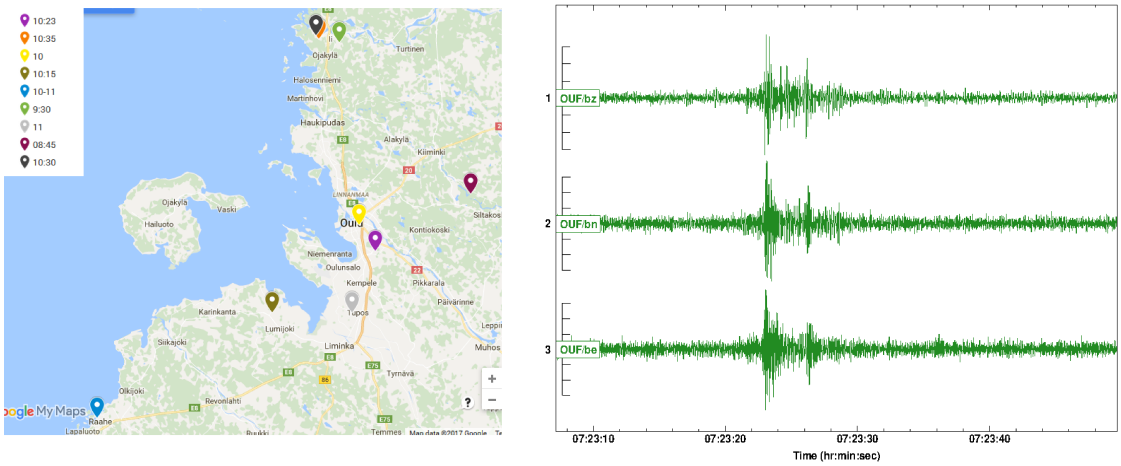


Figure 2: Left: Times and places of observations reported over the Internet on 5 April 2017. Right: Trace of a supersonic aircraft on seismogram at seismic station OUF the same day.

3. EXAMPLES

The physical phenomenon behind the felt ground shaking is the propagation of seismic waves in the ground. In a shield region, the attenuation of seismic waves is quite slow, so even small earthquakes may be noticed at relatively long distances to the epicentre.

Assigning seismic intensities to very weak earthquakes is not always a meaningful exercise, so in these cases the main interest is whether the event was felt or not felt in a given place. The sensations of an underground roar and ground shaking are sometimes separated (Fig. 1). The rarity of earthquakes in intraplate regions may enhance the number of responses. The Lempäälä earthquake of 28 December 2009 had magnitude ML1.2 and was reported by 120 respondents. If the epicentre is located in a densely populated area, the number of responses tends to increase. The Mäntsälä earthquake of 19 March 2011 had magnitude ML2.6 and was reported by 886 respondents.

The Gulf of Bothnia earthquake of 19 March 2016 occurred in Sweden and had magnitude M_L 4.1. There were 556 responses from the Finnish territory. The seismic intensity in the province of Ostrobothnia was assessed at 4 or 4-5 on the 12-degree EMS98 in many places and at 5 (EMS98) in some places. Intensity 4 represents largely observed ground shaking that has some effects on objects, for example windowpanes and glassware rattle. Intensity 5 represents strong ground shaking; some people are frightened, some objects may be shifted and fall down and hanging objects swing considerably. The highest intensity assessed in Finland in historical times is 6-7 (EMS98) in Tornio on 23 June 1882 (Mäntyniemi and Wahlström, 2013). Intensity 6 is slightly damaging and 7 damaging. The information available for Tornio is not detailed enough to resolve the correct intensity value.

Also regional and global earthquakes have been noticed. The largest earthquake in the Russian enclave of Kaliningrad on 21 September 2004 had magnitude Mw5.2 and was felt by some in southernmost Finland (Gregersen et al. 2007). The largest earthquake noticed in Finland

during the Internet era so far had magnitude 8.3, occurred on 24 May 2013 and was located in the Sea of Okhotsk, east of the Russian coast and north of Japan at a depth of about 600 km. Very large deep earthquakes are quite rare. Thirty-three observations were sent mainly from the uppermost floors of high-rise buildings in Kouvola, Tampere, Hämeenlinna, Kangasala, Lahti and Jyväskylä. They tell us about changes in the built-up environment.

Besides earthquakes, other phenomena such as explosions, quarry blasts, frost shocks and passing supersonic aircrafts trigger seismic waves that can be noticed by people. They cause concern among the general public and are sometimes interesting to the media, so a correct identification of the source is needed. It requires effort to identify the source. The starting point is an analysis of the seismogram, but it may take many telephone calls and inquires to find a fitting explanation for the trace characteristics. The felt observations related to supersonic aircrafts are typically distributed over a wide area and the respective times are not very close together as in the case of an earthquake (Fig. 2).

4. FUTURE CHALLENGES

The aim is to enhance macroseismic data collection by a wider distribution of the Internet website address after an earthquake is felt in some area. The processing of macroseismic maps is under construction and improvement. Making use of the social media is a new aspect. Standardization of the macroseismic observatory practices may become an issue in Europe. However, discussions about the advantages and disadvantages of a unified questionnaire go back a long way (e.g. Musson, 2002).

Modern technologies provide exciting opportunities for macroseismology, but it may also have to compete with many sorts of entertainment. Macroseismology will thrive only if observers of ground shaking continue to send large numbers of reliable, informative and clear reports.

Whenever you notice ground shaking in Finland, please report it by filling in the macro-seismic questionnaire at www.helsinki.fi/geo/seismo.

REFERENCES

Ahjos, T., 1980. Suomen maanjäristysten makroseismisten parametrien määräämisestä, In Yliniemi, J. (toim.) *IX Geofysiikan Päivät Oulussa 16-17.5.1979*, Geofysiikan Seura, Oulun yliopisto, 75-88 (in Finnish).

Gregersen, S., P. Wiejacz, W. Dębski, B. Domanski, B. Assinovskaya, B. Guterch, P. Mäntyniemi, V.G. Nikulin, A. Pacesa, V. Puura, A.G. Aronov, T.I. Aronova, G. Grünthal, E.S. Husebye and S. Sliaupa, 2007. The exceptional earthquakes in Kaliningrad district, Russia on September 21, 2004, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **164**, 63-74.

Grünthal, G. (Ed.), 1998. European Macroseismic Scale 1998, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Luxembourg, 99 pp.

Musson, R.M.W., 2002. Intensity and intensity scales, In: Bormann, P. (Ed.) IASPEI New Man-

ual of Seismological Observatory Practice, GeoForschungsZentrum Potsdam, Chapter 12, 20 pp.

Mäntyniemi, P. and R. Wahlström, 2013. Macroseismic reports and intensity assessments for the earthquakes in the Bay of Bothnia area, northern Europe on 15 and 23 June 1882, Institute of Seismology, University of Helsinki, Report S-57, 88 pp.

Kosteuden kuljetus Arktikseen

T. Naakka[1], T. Nygård[1] ja T. Vihma[1]

[1]Ilmatieteen laitos, tuomas.naakka@fmi.fi

Abstract

Moisture transport to the Arctic was studied based on atmospheric reanalyses, ERA-Interim and JRA55. The high correlation between the vertically integrated moisture transport and the moisture transport in a specific layer in the troposphere validated the method to examine spatial and temporal variations of moisture transport using the vertically integrated moisture transport. The main features of the spatial variation of moisture transport were preserved all seasons. The most important routes for northward moisture transport were located over the Atlantic and Pacific Oceans and the western side of Greenland. North of 70° N the transports were strongest in summer, both the total transport, i.e. the sum of magnitude of northward and southward transports, and the net transport, i.e. the average of meridional transport. Strong moisture transport events cause a relatively large part of northward transport. The moisture transport was divided into three parts: transports caused by (1) mean meridional circulation, (2) stationary eddies and (3) transient eddies. Most of northward moisture transport was caused by transient eddies, stationary eddies had small positive contribution and mean meridional circulation has small negative contribution on northward net moisture transport.

1. JOHDANTO

Arktisessa sadanta on haihduntaa suurempi johtuen vähäisestä haihdunnasta kylmien pintojen päällä (talvella lumi- ja jääpinnat, kesällä arktiset merialueet), joten kosteuden kuljetus matalammilta leveysasteilta muodostaa tärkeän lähteen Arktiksen ilmankosteudelle (Vihma et al. 2016). Ilman jäähtyessä sen sisältämä kosteus tiivistyy pilviksi ja sateeksi. Pilvet vaikuttavat säteilyn kulkuun ilmakehässä. Talvisin pilvillä on huomattava pintaa lämmittävä vaikutus Arktiksessa. Sen sijaan kesäisin sulan meren yllä pilvillä on negatiivinen vaikutus pinnan säteilytaseeseen (Intrieri et al. 2002). Kosteuden kuljetus vaikuttaa myös sateisiin ja sitä kautta makean veden kertymiseen pohjoisiin meriin. Tässä tutkimuksessa on selvitty kosteuden kuljetuksen alueellista ja ajallista vaihtelua sekä kosteuden kuljetuksen voimakkuuden jakaumaa.

2. AINEISTO JA MENETELMÄT

Tutkimuksen aineistona on käytetty ERA-Interim ja JRA55 -uusanalyysiaineistoja ajanjaksolta 2003 – 2014. Seuraavaksi esiteltävät kuvat perustuvat ERA-Interim -uusanalyysiaineistoon,

mutta erot näiden uusanalyysiaineistojen välillä ovat pieniä. Tulososassa tarkastellaan pystyintegroitua kosteuden kuljetusta välillä pinnasta 300 hPa:n korkeudelle. Pystyintegroidun kuljetuksen ajallinen vaihtelu kuvaa hyvin myös kosteuden kuljetuksen ajallista vaihtelua yksittäisellä korkeusvälillä ilmakehässä, koska kuljetus eri korkeuksilla korreloi voimakkaasti pystyintegroidun kosteuden kuljetuksen kanssa.

Tulososassa tarkasteltava nettokuljetus on pohjois–etelä -suuntaisen kuljetuksen keskiarvo, ja kokonaiskuljetus on keskiarvo etelään ja pohjoiseen suuntautuneiden kuljetusten itseisarvoista.

Kosteuden kuljetus on perinteisesti jaettu kolmeen kuljetusta aiheuttavaan komponenttiin, keskimääräisen kiertoliikkeen aiheuttamaan kuljetukseen (1. termi oikealla puolella), sekä seisovien häiriöiden (2. termi oikealla puolella) ja liikkuvien häiriöiden (3. termi oikealla puolella) osaan.

$$[\overline{qv}] = [\overline{q}][\overline{v}] + [\overline{q^* v^*}] + [\overline{q' v'}] \quad (1)$$

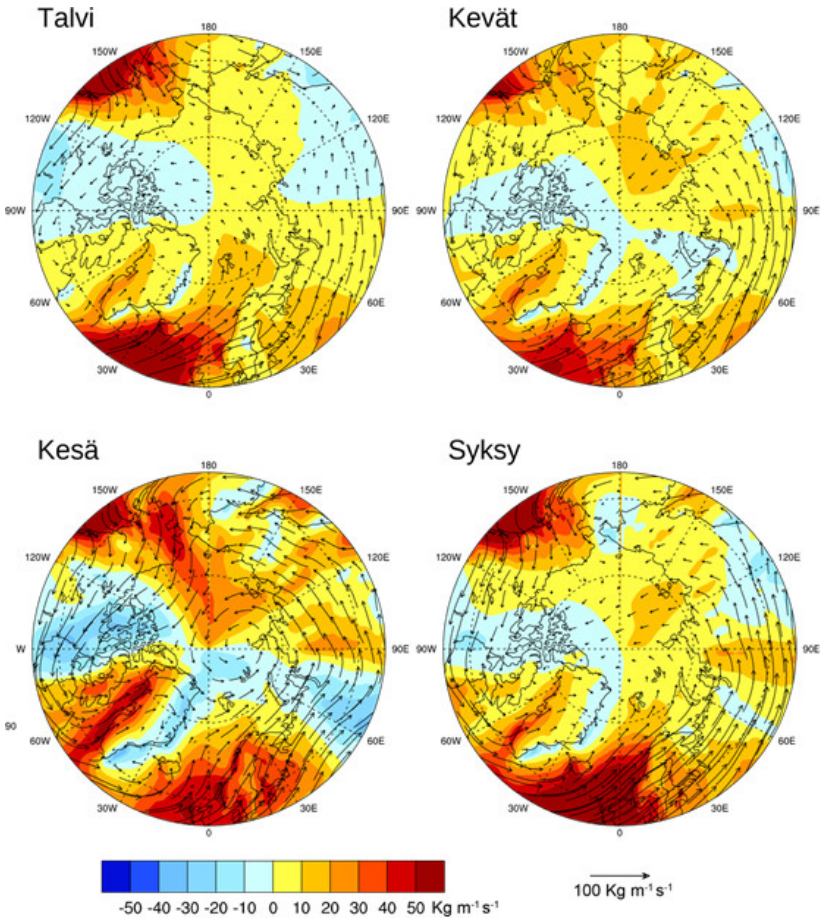
$[q]$ ja $[v]$ ovat ominaiskosteuden ja pohjois-etelä suuntaisen tuulen leveyspiirikeskiarvot sekä $\overline{q}$ ja $\overline{v}$ aikakeskiarvot. q* ja v* sekä q' ja v' ovat poikkeamat leveyspiiri- ja aikakeskiarvoista.

3. TULOKSET

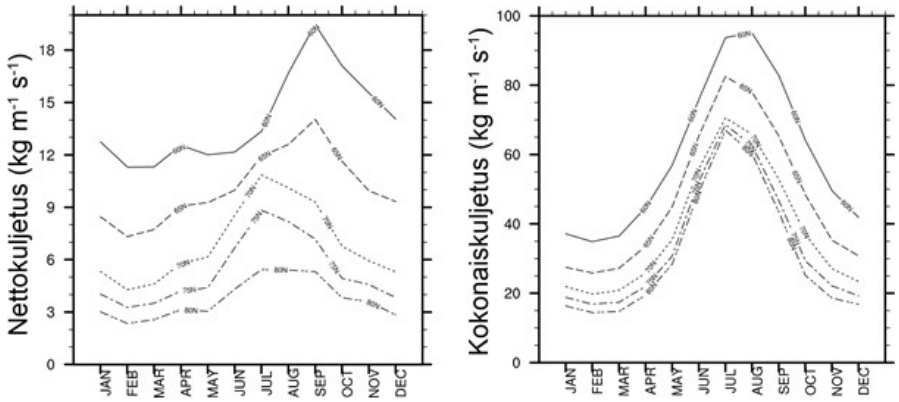
Leveyspiirin 75° N eteläpuolella itä–länsi -suuntainen kosteuden kuljetus on huomattavasti suurempi kuin pohjois–etelä -suuntainen kuljetus (Kuva 1) johtuen länsituulista. Suurimmat pohjoiseen suuntautuvat kosteuden kuljetukset tapahtuvat Atlantin ja Tyynen valtameren itäosissa sekä Grönlannin länsipuolella ja suurin etelään päin tapahtuva kosteuden kuljetus sijaitsee Kanadassa. Nämä alueelliset ominaisuudet kosteuden kuljetuksessa ovat havaittavissa kaikkina vuodenaikoina. Kesäisin suurempi ilman kosteus mahdollistaa suuremmat kosteuden kuljetukset Arktiksessa. Suurimmat kosteuden nettokuljetukset ovat 70° N ja 75° N leveyspiirillä heinäkuussa eli samaan aikaan, kun kosteuden kokonaiskuljetus on suurin, mutta etelämpänä suurin nettokuljetus on syyskuussa (Kuva 2). Kesäisin kokonaiskuljetuksen kasvu on huomattavasti suurempi kuin nettokuljetuksen kasvu, joten kesällä suurempi osa pohjoiseen suuntautuvasta kosteuden kuljetuksesta kumoutuu suuremman etelään suuntautuneen kuljetuksen vaikutuksesta.

Suurimman osan ajasta pohjois–etelä -suuntainen kosteuden kuljetus on heikkoa, vaikka merkittävä osuus kosteuden kuljetuksesta tapahtuu voimakkaissa kosteuden kuljetustapahtumissa (Kuva 3). Suurilla kuljetuksen voimakkuuksilla myös pohjois-etelä -suuntainen kosteuden kuljetus on epäsymmetristä, eli voimakkaat kosteuden kuljetukset pohjoiseen päin ovat yleisempiä kuin voimakkaat kuljetukset etelään päin. Alueellisesti nettokuljetuksen suuruus on vain heikosti riippuvainen kuljetuksen suuntautumisesta. Atlantilla nettokuljetus pohjoiseen päin on suuri, vaikka pohjoiseen suuntautunut kosteuden kuljetus on vain vähän yleisempää kuin etelään päin suuntautunut kuljetus, sen sijaan Grönlannin länsiosissa nettokuljetus on pieni vaikka kosteuden kuljetus suuntautuu noin 90 % ajasta pohjoiseen päin.

Liikkuvat häiriöt vastaavat suurimmasta osasta (n. 80 %) pohjoiseen suuntautuneesta kosteuden nettokuljetuksesta. Liikkuvien häiriöiden aiheuttama kosteuden kuljetus suuntautuu lähes kaikkialla pohjoiseen. Seisovien häiriöiden osuus pohjoiseen suuntautuneesta nettokuljetuksesta on



Kuva 1: Pystyintegroitu kosteuden kuljetus vuodenajoittain. Vektorit, pituus verrannollinen kuljetuksen voimakkuuteen, kuvaavat vuodenajan keskimääräistä horisontaalista kosteuden kuljetusta, ja värit vuodenajan keskimääräistä pohjois-etelä -suuntaista kosteuden kuljetusta.

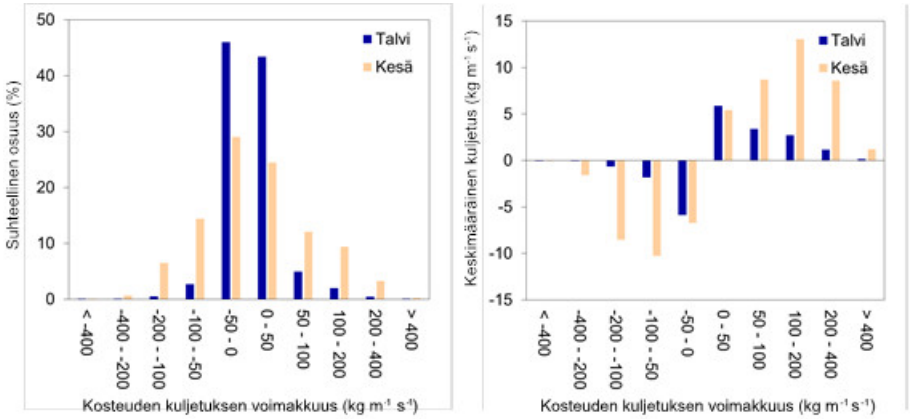


Kuva 2: Kosteuden pystyintegroitu netto- (vas.) ja kokonaiskuljetus (oik.) leveyspiirien 60° N (yhtenäinen viiva), 65° N (katkoviiva), 70° N (pisteviiva) 75° N (piste-katko-viiva) ja 80° N (piste-katko-viiva) poikki kuukausittain

noin 20 %. Tuulikentän seisovat häiriöt määrittelevät kuitenkin pääosin kosteuden kuljetuksen alueellisen vaihtelun. Tuulikentän seisovat häiriöt Atlantin ja Tyynenvaltameren itäosissa johtavat pohjoiseen suuntautuvaan kosteuden nettokuljetukseen. Sen sijaan Grönlannin länsipuolen pohjoiseen suuntautunut kosteuden kuljetuksen vaikutus koko leveyspiirin yli tapahtuvaan keskimääräisen kosteuden kuljetukseen on hyvin pieni tai paikoin negatiivinen johtuen leveyspiirikeskiarvoa pienemmästä ilmankosteudesta. Keskimääräisen kiertoliikkeen aiheuttama kosteuden kuljetuksen suuruus on pieni (alle 10 % nettokuljetuksesta) ja suuntautunut etelään päin johtuen napasolun rakenteesta: virtaus suuntautuu etelään alatroposfäärissä, missä ilmakosteus on suurin.

4. YHTEENVETO

Tässä tutkimuksessa esitellään kosteuden kuljetusta Arktikseen perustuen uusanalyyseihin. Tärkeimmät pohjoiseen suuntautuvan kosteuden kuljetuksen reitit sijaitsevat Atlantin ja Tyynenvaltameren itäosassa sekä Grönlannin länsipuolella. Leveyspiirin 70° N pohjoispuolella pohjoiseen suuntautunut kosteuden nettokuljetus on suurin kesällä. Voimakkaan kosteuden kuljetus tapahtumat vastaavat huomattavasta osasta pohjoiseen suuntautuneesta kosteuden kuljetuksesta, vaikka niitä esiintyy suhteellisen harvoin.



Kuva 3: Kosteuden kuljetuksen voimakkuuden suhteelliset frekvenssit leveyspiirin 70° N hilapisteissä (vas.) ja näiden aiheuttama keskimääräinen kosteuden kuljetus (oik.). Negatiiviset kuljetuksen arvot ovat etelään päin suuntautuneita kosteuden kuljetuksia.

LÄHTEET

Intrieri, J.M., C.F. Fairall, M.D. Shupe, P.O.G. Persson, E.L. Andreas, P.L. Guest ja R. M. Moritz, 2002. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA, *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **107**, SHE 13-1–SHE 13-14, doi:10.1029/2000JC000439.

Vihma T, J. Screen, M. Tjernström, B. Newton, X. Zhang, V. Popova, C. Deser, M. Holland ja T. Prowse, 2016. The atmospheric role in the Arctic water cycle: A review on processes, past and future changes, and their impacts, *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, **121:3**, 586-620, doi:10.1002/2015JG003132.

Sodankylän polaarivuoden observatorio 1882-1884

H. Nevanlinna[1]

[1]Ilmatieteen laitos, heikki.nevanlinna@gmail.com

Abstract

This article is a short summary of geophysical activities at Sodankylä during the first international polar year 1882–1883. There was a full-scale meteorological and magnetical observatory in Sodankylä and an auxiliary station in Ivalo. Observations were made 24 hours daily. During one day about 750 single observations were made on 20 different meteorological and geophysical parameters. These yielded about 400 000 data readings during the polar year period. All the data compiled were published later in the 1880s in three volumes. The quality of the observations is high and the data set compiled provides a valuable scientific contribution to the geophysical community. The leader of the Sodankylä observatory was Selim Lemström (1838–1904) who was professor of Physics at the Helsinki University. Lemström's special interest in geophysics was auroral research and observations. According to the Lemström's theory northern lights are manifestations of atmospheric electricity similar to lightning. Lemström organized several experiments in Lapland during the Polar Year for producing artificial auroras emanating from the top of fells. His results received positive interests among contemporary scientists. However, Lemström's auroral theories were later proven erroneous when modern concept of the origin of auroral lights was introduced in the late 19th century.

1. JOHDANTO

Elokuussa 2017 tulee kuluneeksi 135 vuotta siitä, kun maailmanlaajuinen geofysiikan ja meteorologian tiedeyhteisö toteutti laajan napa-alueiden tutkimusohjelman, jonka nimeksi tuli kansainvälinen polaarivuosi. Kyseessä oli 13 kuukauden havaintoperiodi, joka sijoittui vuosiin 1882–1883. Sen tavoitteena oli luoda pohja arktiselle ilmatieteelle sekä kerätä havaintoaineistoa alueen geofysikaalisten ilmiöiden tutkimusta varten. Havaintoasemia perustettiin kaikkiaan 12, ympäri koko pohjoista napaseutua, ja eteläiselle napa-alueelle kaksi asemaa.

Suomen suuriruhtinaskunta oli mukana hankkeessa perustamalla Sodankylään polaariaseman ja varustamalla retkikunnan geomagneettisia, meteorologisia ja revontulimittauksia varten. Suomen osuutta polaarivuoden toimintoihin koordinoi Suomen Tiedeseura ja sen alaisena ollut Meteorologinen keskuslaitos (nykyinen Ilmatieteen laitos). Hankkeen johdossa oli Helsingin yliopiston fysiikan professori Selim Lemström (1838–1904). Paikallisjohtajana Sodankylässä toimi Helsingin yliopiston fysiikan laitoksen assistentti Ernst Biese (1856–1926). Hänen vastuullaan olivat kaikki rutiinimittaukset ja muut operatiiviset toiminnot koko havaintojakson 1882–1884 aikana. Myöhemmin Biese oli Meteorologisen keskuslaitoksen johtaja Helsingissä 1890–1907.

Polaarivuoden 1882–1883 ja Sodankylän aseman jatkovuoden 1883–1884 kustannukset nousivat nykyrahassa noin 600 000 euroon, jonka maksoi Suomen valtio senaatin ja Venäjän keisarin luvalla. Kyseessä oli 1800-luvun ylivoimaisesti laajin ja kallein Suomen valtion rahoittama tieteellinen hanke.

2. HAVAINNOT SODANKYLÄSSÄ JA IVALOSSA

Virallinen polaarivuoden ohjelma oli sovittu kattamaan ajanjakson 1.8.1882 - 31.8.1883. Varsin lyhyessä ajassa keväällä ja kesällä 1882 Lemström hankki retkikunnan tarvitsemat moninaiset laitteet ja värväsi henkilökunnan mittauksiin. Sodankylän observatorion tarvitsemat havaintorakennukset saatiin nekin valmiiksi lyhyessä ajassa. Retkikunta kaikkine mittavine varustuksineen lähti kohti Sodankylää heinäkuun lopulla 1882 ja jo kuukautta myöhemmin suurin osa mittalaitteistosta oli valmiina havaintotyöhön. Retkikunnan käytössä olevat laitteet edustivat aikakauden mittausteknologista huippulaatua (Nevanlinna, 2017).

Sodankylän polaarivuoden havainnontekijöiksi oli palkattu kuusi opiskelijaa Helsingin yliopistosta, jotka 24/7-vuorotyönä tekivät havaintoja tiukan aikataulun puitteissa. Mitään havaintoautomatiikkaa ei ollut käytössä. Havaintoja kertyi vuorokaudessa noin 750 ja erikoispäivinä kahdesti kuukaudessa yli 4 000. Koko polaarivuoden ajalta niitä tehtiin yhteensä noin 370 000. Yksittäisiä havaintokohteita oli vuorokauden aikana 20. Niihin kuuluivat ilman lämpötila, paine, kosteus, tuulen suunta ja nopeus, sademäärä sekä veden haihtuminen. Lisäksi havaittiin hetkellinen säätila, ukkoset, taivaan valoilmiöt (halot, sateenkaaret) sekä lämpötilat maaperässä kolmelta eri syvyydeltä. Magnetismin ja siihen liittyvien ilmiöiden osalta kohteina olivat geomagneettikentän komponentit ja maasähköiset virrat sekä ilman sähköjännite. Revontulista havaittiin niiden korkeus ja spektrit. Observatorion lähellä virtaavasta Kitisen joesta mitattiin veden lämpötila.

Syksyllä 1882 Lemström aloitti omat tutkimuksensa ja mittauksensa revontulien sähköisistä ominaisuuksista Sodankylän lähellä sijaitsevien tunturien huipuilla. Mittauksiin kuuluivat myös revontulien syntyyn liittyvät kokeet keinotekoisten revontulivalojen aikaansaamiseksi. Tulokset olivat Lemströmin käsityksen mukaan niin hyviä ja lupaavia, että hän laajensi mittauksensa myös toiselle paikkakunnalle Ivaloon, noin 100 kilometriä Sodankylästä pohjoiseen, saadakseen lisävarmuutta jo saavutettuihin tuloksiin.

Kun polaariohjelman vuoden mittainen havainto-ohjelma ei olisi riittänyt kaikkien suunniteltujen kokeiden toteuttamiseen, Lemström päätti anoa lisämäärärahan ylimääräistä havaintovuotta varten, jolloin erityisesti Ivalossa tehtävät mittaukset saataisiin päätökseen. Hanketta varten Lemström sai jälleen johtavilta ulkomaisilta tiedemiehiltä useita puoltolauseita ja keväällä 1883 Suomen senaatti myönsi tarvittavat lisämäärärahat. Samaan aikaan Lemström julkaisi revontulia koskevista havainnoistaan kymmenkunta tieteellistä artikkelia alan johtavissa eurooppalaisissa tiedelehdissä (mm. Nature) ja sai tuloksilleen suurta tieteellistä huomiota ja mielenkiintoa. Suomen polaarivuoden tuloksien näyttävä kansainvälinen julkisuus oli osaltaan edesauttamassa jatkohankkeen toteuttamista.

Syksyllä 1883 polaarivuoden jatko-ohjelma alkoi sekä Sodankylässä että Ivalossa, mutta muut kuin revontulimittaukset toteutettiin supistetun aikataulun mukaan. Ivalossa havainnot jatkuivat

maaliskuun loppuun 1884, ja Sodankylässä viimeiset mittaukset tehtiin elokuun lopulla. Näin kahden vuoden mittaiseksi laajentunut polaarivuoden havainto-ohjelma oli loppuun suoritettu.

Polaarivuoden aikaisista havainnoista voi päätellä, että vuosi oli sääoloiltaan varsin poikkeuksellinen 1880-luvun ilmastossa. Vuosikymmeniin ei oltu Lapissa koettu yhtä lämmintä aikaa. Keväällä ja kesällä lämpötilat olivat monen kuukauden aikana korkeampia kuin nykyisen vertailukauden (1981–2010) lämpötilat Sodankylässä. Polaarivuosi oli myös selvästi tavanomaista kuivempi ja vähäsateisempi. Magneettisten mittausten kannalta ja revontulihavaintojen osalta havaintojakso oli myös poikkeuksellinen, sillä marraskuussa 1882 koettiin 1800-luvun toiseksi ja kolmanneksi voimakkaimmat avaruussäämyrskyt harvinaisen komeine revontulineen.

3. LEMSTRÖMIN REVONTULIKOKEET

Polaarivuoden ja jatkovuoden 1883-1884 havainto-ohjelmaan kuuluivat Selim Lemströmin revontulikokeet Sodankylässä ja sivuasemalla Ivalossa (Simojoki, 1978). Niiden avulla Lemström yritti todistaa, että revontulet ovat ilmakehän sähköpurkauksia ja että revontulivalo voi sopivissa olosuhteissa syntyä myös lähellä maanpintaa. Tunturien huipuille rakennetuilla aktiivisilla sähköpiirirakennelmilla Lemström uskoi saaneensa aikaan keinotekoisia revontulia maasta ilmaan. Sodankylässä tehdyt revontulikokeet saivat runsaasti mielenkiintoa alan kansainvälisessä tiedeyhteisössä ja Lemströmin revontuliteorioita arvostettiin alan kirjallisuudessa. Toisaalta muiden tutkijaryhmien ei onnistunut toistaa Lemströmin kokeita ja niin suomalaisten saamat revontulitulokset jäivät vähitellen unohduksiin. Vaikka nykypäivän revontulitutkimuksen valossa Lemströmin kokeet vaikuttavat varsin spekulatiivisilta, niiden takana oli kuitenkin pyrkimys yleisten sähkömagneettisten lainalaisuuksien avulla selittää revontulien syntymekanismit.

Lemströmin revontulikokeet jäivät vähitellen unohduksiin paljolti siksi, että muut tutkimusryhmät eivät kyenneet toistamaan keinotekoisten revontulien syntyä Lemströmin käyttämällä laitteistolla. Asiaan vaikutti myös se, että norjalainen revontulikoulukunta Kristian Birkelandin johdolla pystyi esittämään paljon uskottavamman selityksen revontuli-ilmiöiden olemuksesta osana Aurinko-Maa vuorovaikutusta. Näin Lemströmin nimi revontulitutkimuksessa painui 1800-luvun loppuun mennessä tieteen historian marginaaliin.

Nykyisin Sodankylän polaarivuoden ohjelmasta korostetaan Lemströmin tekemiä tuloksiltaan epävarmoja revontulikokeita, jotka saivat kuitenkin alan tiedeyhteisössä suurta kiinnostusta osakseen. Vähemmälle huomiolle jää usein polaariretkikunnan tekemät laadukkaat ja huolellisesti kootut havaintosarjat, jotka antavat käyttökelpoisen lisän 1800-luvun geofysikaalisiin, meteorologisiin ja hydrologisiin aineistoihin polaarivuoden osalta.

4. POLAARIVUODEN MERKITYS

Suomen menestys polaarivuoden tutkimus- ja havainto-ohjelmassa merkitsi arvokkaiden tutkimustulosten lisäksi kansainvälistä näkyvyyttä tiedemaailmassa ja tämä puolestaan sopi hyvin ajan kansallisaatteelliseen henkeen. Suomen kannalta osallistuminen polaarivuoden ohjelmaan oli ratkaisevan tärkeä tieteellinen tapahtuma. Se liitti maamme uudelleen mukaan kansainvälisen geofysiikan tutkimuksen kehitykseen, erityisesti meteorologian ja revontulitutkimuksen aloilla. Voidaan hyvällä syyllä sanoa, että ilman polaarivuoteen osallistumista alan suomalainen tutkimus olisi ollut vaarassa irrota yhteydestä kansainväliseen kehitykseen ja taan-

tua vaatimattomiksi askareiksi yliopiston puitteissa. Näin oli tapahtunut yliopiston magneettis-meteorologiselle observatoriolle (Ilmatieteen laitoksen edeltäjä-organisaatio) sen perustajan fysiikan professori J. J. Nervanderin (1805–1848) jälkeisinä vuosikymmeninä. Silloin observatorion johtajana toimi H. G. Borenius (1802–1894), jonka hallintokaudella aina vuoteen 1880 saakka ei laitoksessa tapahtunut minkäänlaista kehitystä, vaikka meteorologia ja magnetismi tieteenaloina edistyivät ripeästi muualla Euroopassa (Nevanlinna, 2014b).

Polaarivuoden ohjelma oli ensimmäinen laaja-alainen tieteellinen tutkimus Lapin meteorologisista ja geofysikaalisista olosuhteista. Polaarivuoden retkikunnan saavutus oli merkkitapaus Suomen 1800-luvun tiedehistoriassa. Yhtä laajaan geofysikaaliseen ja meteorologiseen havainto-ohjelmaan yllettiin vasta Suomalaisen Tiedeakatemian vuonna 1913 perustamassa Sodankylän uudessa observatoriossa 1930-luvulla (Nevanlinna, 2014a).

Suomen Tiedeseura julkaisi havainnoista tehdyt yhteenvedot kolmena laajana niteenä pian polaarivuoden jälkeen. Niissä oli yhteensä yli 600 sivua taulukoita ja kuvia. Lisäksi Sodankylän polaarivuoden tuloksista julkaistiin yleisölle tarkoitettu suomen- ja ruotsinkielinen kertomus retkikunnan vaiheista Sodankylässä ja tärkeimmistä tieteellisistä saavutuksista (Simojoki, 1978).

5. LOPUKSI

Sodankylän polaarivuoden tapahtumista ja havaintotuloksista on koottu laaja yhteenveto, joka ilmestyy kirjan muodossa Suomen Tiedeseuran julkaisusarjassa (Nevanlinna, 2017).

Sodankylän observatorio perustettiin uudelleen vuonna 1913, mutta silloin Suomalaisen Tiedeakatemian yhteyteen aluksi osana Ilmatieteen laitoksen meteorologista ja geomagneettista havaintoverkkoa. Nykyisin observatorio kuuluu Oulun yliopiston alaisuuteen. Observatorion vaiheista, menneestä nykyisyyteen, on julkaistu kaksi laajaa tutkimusta (Nevanlinna, 2014a, 2016).

LÄHTEET

Holmberg, P., 1992. The history of physics in Finland 1828-1918. Suomen Tiedeseura, 267p.

Nevanlinna, H., 2014a. Jaakko Keränen - Suomen Sääprofessori. Ilmatieteen laitos ja Sodankylän geofysiikan observatorio, Unigrafia, 292 s. (https://helda.helsinki.fi/handle/10138/144225)

Nevanlinna, H., 2014b. On the early history of the Finnish Meteorological Institute, *Hist. Geo Space. Sci.*, **5**, 75-80 (http://www.hist-geo-space-sci.net/5/75/2014/)

Nevanlinna, H., (Toim.), 2016. Sodankylän geofysiikan observatorio 1913–2013 - sata vuotta havaintoja ja tutkimusta. Oulun yliopisto, Unigrafia, 251 s. (painossa).

Nevanlinna, H., 2017. Suomalainen polaariretkikunta Lapissa 1882-1884. Suomen Tiedeseura, Bidrag till kännedom av Finlands natur och folk, (ilmestyy kesällä 2017)

Geoidimallien validointi merellä GNSS:n avulla

M. Nordman[1], J. Kuokkanen[1], M. Bilker-Koivula[1], H. Koivula[1], P. Häkli[1] ja S. Lahtinen[1]

[1]Paikkatietokeskus, Maanmittauslaitos, maaria.nordman@maanmittauslaitos.fi

Abstract

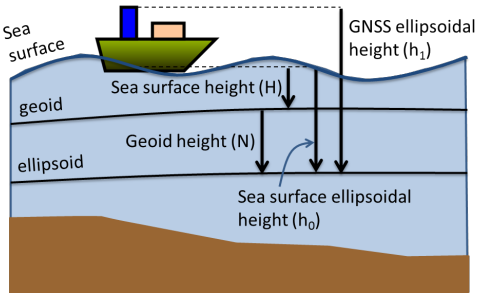
Geoid models are becoming more and more important when satellite based positioning is used in increasing number of applications. Geoid models are used to transform the GNSS heights to orthometric heights. Geoid models are accurate and well validated on land, but on sea the models are not so well defined and not easy to validate. We present a study of geoid validation using ship-borne GNSS on the Bothnian Bay of the Baltic Sea. There was a dedicated gravity survey in autumn 2015 as a part of the FAMOS (Finalising surveys for the Baltic motorways of the sea) Freja project and also the GNSS data was collected. We show that with a high quality GNSS solution and enough information on the ships movements and the sea surface height, the geoid height can be recovered from GNSS observations.

1. JOHDANTO

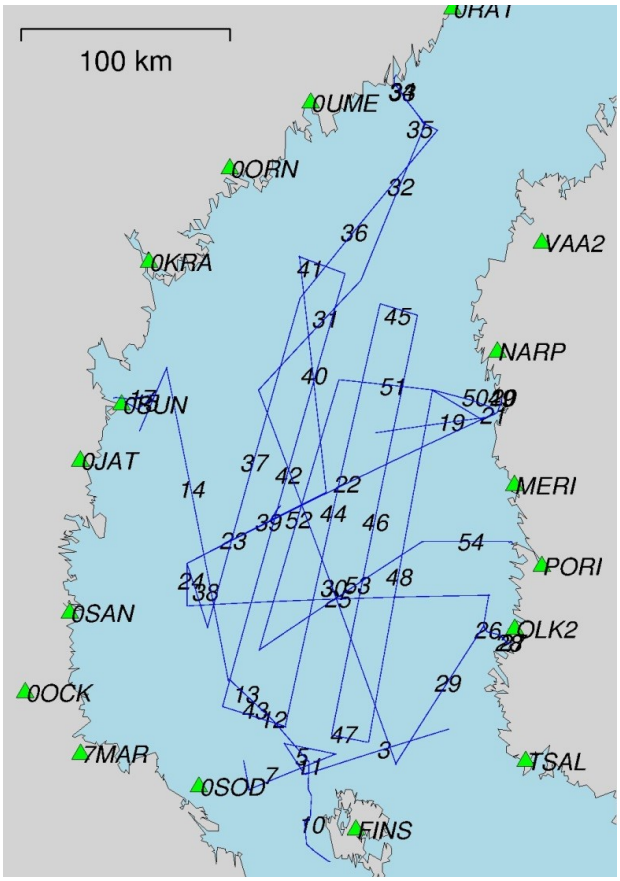
Geoidi on maapallon muotoa kuvaava fysikaalinen tasapotentiaalipinta, johon valtamerten vapaa pinta asettuisi lepotilassa. Kun annetaan geoidin korkeus matemaattiseen vertausellipsoidiin nähden, puhutaan geoidimallista. Geoidimallin avulla satelliittipaikannuksen antama ellipsoidikorkeus voidaan muuntaa ortometriseksi korkeudeksi kaavalla

$$h = H + N + dN \tag{1}$$

jossa h on GNSS:n (Global Navigation Satellite Systems) antama ellipsoidinen korkeus, H on merenkorkeus, N geoidikorkeus ja dN jäljelle jäävä erotus eli virhe (Kuva 1).



Kuva 1: Vertauspintojen ja korkeuksien suhteet toisiinsa.



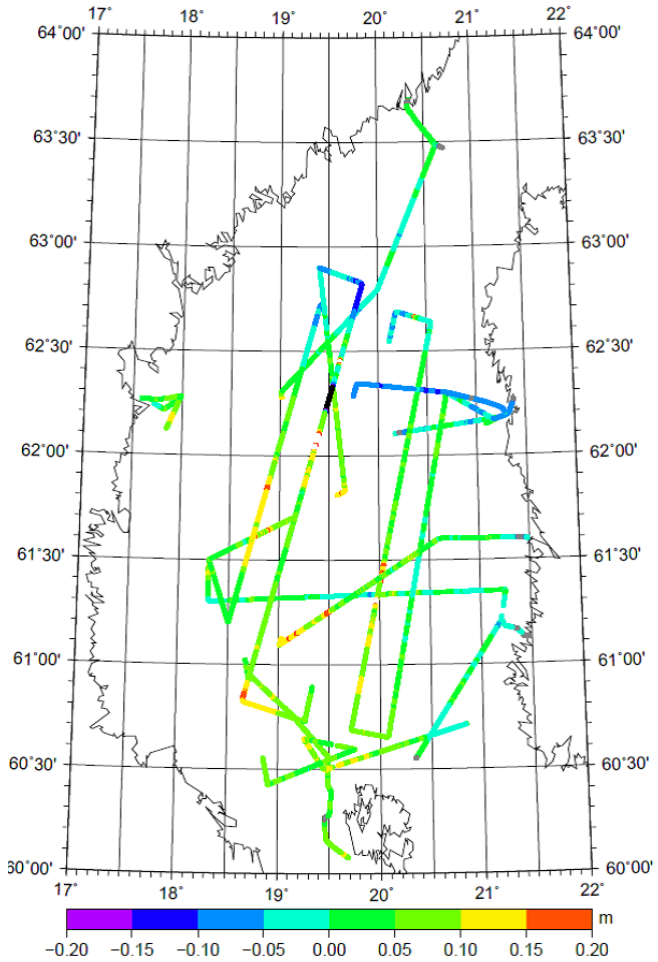
Kuva 2: Tutkimusalus Airiston reitti Pohjanlahdella syys-lokakuussa 2015.

Geoidimallit lasketaan painovoimamittauksista, jotka tehdään maan pinnalla, laivoilla, lentokoneilla sekä satelliiteista. Geoidimalleja käytetään aina kun satelliittipaikannuksen korkeustieto täytyy saada kansalliseen korkeusjärjestelmään sopivaksi. Satelliittipaikannuksen yleistyessä myös geoidimallien käyttö lisääntyy. Maalla geoidimallit voidaan validoida vaaitus- ja GNSS-mittausten avulla ja ne ovat siellä yleensä hyvin määriteltyjä. Merellä tilanne on haastavampi ja geoidimallit vähemmin mittauksin laskettuja.

Syys-lokakuussa 2015 Pohjanlahdella risteili mittausalus Airisto (Kuva 2.), jonka tehtävänä oli tehdä painovoimamittauksia geoidilaskentaa varten. Kampanja oli osa FAMOS (Finalising surveys for the Baltic motorways of the sea) Freja –projektia (Bilker-Koivula et al. 2017; Nordman et al. 2017). Aluksella oli myös GNSS-antennit sekä IMU (inertial measurement unit), joiden data laitettiin talteen. Esittelemme tässä miten GNSS-tuloksista lasketut geoidikorkeudet istuvat geoidimallin antamiin korkeuksiin.

2. MENETELMÄT

Ensimmäiseksi GNSS-data analysoitiin. Pysyville asemille (vihreät kolmiot kuvassa 2.) laskettiin koordinaatit, jotta laskennalle saatiin yhtenäiset referenssikoordinaatit. Sen jälkeen laskettiin laivan GNSS/IMU –datasta laivan ellipsoidikorkeudet. Tämän jälkeen koordinaatit täytyi



Kuva 3: Korkeusero dN laivan reitin varrella. Käytössä on FIN2005N00-geoidi, mareografeista lasketut merenkorkeudet ja 10 minuutin tasoitus. Valkoiset pisteet menevät skaalan yli positiivisella puolella ja mustat negatiivisella.

muuntaa geoidimallien vertausjärjestelmiin, jotta korkeuksia pystyttiin myöhemmässä vaiheessa vertailemaan (Häkli et al. 2016). Laivan reitti jaettiin yhteensä 46 linjaan.

Toisessa vaiheessa laivan korkeustiedot täytyi muuntaa merenpinnan korkeustiedoiksi (h0 ja h1 kuvassa 1.). Tällöin täytyi ottaa huomioon laivan lastin, vauhdin, kallistumisen ja muiden liikkeiden aiheuttama syväyksen muutos.

Kolmannessa vaiheessa merenpinnan korkeudet muunnettiin geoidikorkeuksiksi vähentämällä merenkorkeus, eli merenpinnan hetkellisten muutosten vaikutus. Merenkorkeus laskettiin kahdella tavalla, interpoloimalla mareografeista saadut arvot pinnaksi sekä fysikaalisesta mallista (CMEMS, 2016).

Neljännessä ja viimeisessä vaiheessa korkeuksia verrattiin geoidimalleista saataviin arvoihin. Meillä oli käytössämme kaksi geoidimallia, Suomen malli FIN2005N00 (Bilker-Koivula, 2010) sekä Pohjoismaiden geodeettisen komission uusin malli NKG2015.

3. TULOKSET

Geoidikorkeuteen jäävä erotus dN laskettiin laivan koko reitille. GNSS-datan laadun takia seitsemän linjaa päätettiin jättää käyttämättä. Kuvassa 3. on kaikkien linjojen 10 minuutin liikkuvalla keskiarvolla tasoitettu dN koko kampanjan ajalta. Erotuksen keskiarvo on 2-3 cm riippuen valitusta geoidimallista ja merenkorkeuden mallista. Keskihajonta on 11 cm ilman tasoitusta ja noin 4 cm tasoituksen kanssa. Tämä tulos vahvistaa että geoidikorkeuksia voidaan merellä määrittää GNSS-havaintojen avulla. Löydetty yhteensopivuus geoidimallien ja GNSS-havainnosta johdetusta geoidikorkeuksien välillä täyttää jo FAMOS –projektin 5 senttimetrin tarkkuusvaatimuksen tulevalle uudelle Itämeren geoidimallille.

4. JOHTOPÄÄTÖKSET

GNSS-havainnoista voidaan laskea geoidikorkeudet merellä ja validoida olemassa olevia geoidimalleja. On tärkeää, että pysyvien asemien koordinaatit lasketaan yhtenäisesti, että koordinaatit muunnetaan oikein geoidimalleja vastaaviin vertausjärjestelmiin ja että kaikki laivan liikkeiden aiheuttamat korkeudenmuutokset otetaan huomioon.

KIITOKSET

Tätä työtä ovat rahoittaneet Euroopan Unionin Connecting Europe Facility -ohjelma sekä Liikennevirasto.

LÄHTEET

Bilker-Koivula, M., 2010. Development of the Finnish height conversion surface FIN2005N00, *Nordic journal of surveying and real estate research*, **7(1)**.

Bilker-Koivula, M., J. Mononen, C. Förste, F. Barthelmes, J. Ågren, B. Lu ja T. Saari, 2017. Improving the Geoid Model for Future GNSS-based Navigation in the Baltic Sea. *FIG Working Week 2017, Surveying the world of tomorrow - From digitalization to augmented reality.* Helsinki, Finland, May-June, 2017. https://www.fig.net/resources/proceedings/fig_proceedings/fig2017/papers/ts06b/TS06B_bilker-koivula_mononen_et_al_8935.pdf (28.4.2017)

CMEMS (Copernicus Marine Environment Monitoring Service), 2016, Product User Manual For Baltic Sea Physical Analysis and Forecasting Product: BALTICSEA_ANALYSIS_FORECAST_PHYS_003_006, available at http://cmems-resources.cls.fr/documents/PUM/CMEMS-BAL-PUM-003-006.pdf (21.12.2016)

Häkli, P., M. Lidberg, L. Jivall, T. Nørbech, O. Tangen, M. Weber, P. Pihlak, I. Aleksejenko ja E. Parseliunas, 2016. The NKG2008 GPS campaign - final transformation results and a new common Nordic reference frame, *Journal of Geodetic Science*, **6(1)**, 1-33.

Nordman, M., J. Kuokkanen, M. Bilker-Koivula, H. Koivula, P. Häkli ja S. Lahtinen, 2017. Using ship-borne GNSS data for geoid validation at the Baltic Sea, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. **19**, EGU2017-9810, EGU General Assembly 2017.

Absolute gravity measurements in Dronning Maud Land, Antarctica

J. Näränen[1], A. Jaakkola[1], J. Mäkinen[1], S. Lahtinen[1] and H. Koivula[1]

[1]The Finnish Geospatial Research Institute (FGI), National Land Survey of Finland,
jyri.naranen@nls.fi

Abstract

Finnish Geospatial Research Institute (FGI) has carried out geodetic and geophysical research in Dronning Maud Land, Antarctica, since 1989. In this presentation we review some of the work and present select results. In particular we concentrate on the absolute gravity measurements and their role in advancing the understanding of the glacial isostatic adjustment in Antarctica.

1. INTRODUCTION

FGI has participated in seven Finnish Antarctic Program (FINNARP) expeditions since 1989. The main research theme has been the study of the Antarctic glacial isostatic adjustment (GIA, broadly known as postglacial rebound) utilizing absolute gravity and constant GPS measurements. Absolute gravity measurements have been carried out at five research stations located in Dronning Maud Land, East Antarctica. These stations are Aboa (Fin), Novolazarevskaya (Rus), Maitri (Ind), SANAE IV (RSA), and Troll (Nor). Numerous supporting measurements have been made by FGI at the absolute gravity sites: microgravity networks, levelling and GNSS ties to excentres etc., for controlling the stability of the stations. At some sites, nearby glacier elevation have been surveyed to monitor the attraction of the variable close-field snow and ice masses. Continuous Global Navigation Satellite System (GNSS) measurements are conducted at all of the research stations.

2. GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT IN ANTARCTICA

A GIA model has two components: ice history and Earth rheology. The two ice histories most used for the Antarctic, the ICE-6G and the IJ05_R2 differ appreciably both in ice volumes and the timing and the geographic distribution of the deglaciation. Neither of them is well-constrained by observations. The recent ice history by Whitehouse et al. (2012) is based on more geological observations and differs considerably from both IJ05_R02 and ICE-6G, but the authors still point out the lack of data in some key areas including East Antarctica. Moreover, even assuming a well-known ice-history, different rheologies would produce markedly different GIA responses.

For constraining GIA in Fennoscandia and Laurentia many types of observables are available; We mention relative sea level (RSL) histories, GRACE satellite time series, contemporary observations of Earth deformation from continuous GPS, and recently surface gravity rates from absolute gravity. But in the Antarctic the RSL records are scarce since they are limited to the small part of the coastline that is rock. This leaves the GPS/GNSS (global navigation satellite system) observations of surface deformation, and surface gravity rates from repeated absolute gravity as sources of additional Antarctic data.

GIA is not the only process causing contemporary crustal motion in the Antarctic. In particular, the elastic deformation caused by present-day variation in the ice load must be accounted for when the GPS results are interpreted in terms of GIA. Wahr et al. (1995) pointed out that repeated absolute gravity measurements can be used to separate the GIA contribution and the elastic contribution to observed vertical motion: for the same amount of motion these two processes imply a different amount of surface gravity change. It is about –0.15 μgal/mm for the GIA, and about –0.28 μgal/mm for the elastic load deformation, the latter figure assuming that the load is at the gravimeter level. In horizontal GPS rates, the relatively poorly constrained movement of the Antarctic plate mixes with the GIA signal (King et al. 2012).

3. GPS MEASUREMENTS AT ABOA

A continuous GPS (CGPS) station was established at Aboa by the FGI during FINNARP 2002 expedition and it started operations in February 2003 (Koivula and Ahola 2006). Aboa is a summer station and the receiver works unattended during the austral winter. The data is collected by the summer expeditions. The CGPS station is part of the Polar Earth Observing Network (POLENET). The station is mainly used for long coordinate time series to support deformation studies, but data are also available for other geodetic purposes in the area. When the Aboa station is occupied, the GPS station offers also RTK correction signal. The RTK correction is available for any researcher working in the area, allowing to obtain accurate coordinates within 20-30 km from the station.

4. ABSOLUTE GRAVITY MEASUREMENTS

Repeated absolute gravity (AG) measurements can bring multiple benefits to geodynamical work, when used together with vertical rates or even in standalone mode. (a) At individual stations, gravity rates can be used to control observed vertical rates and predictions from GIA models (Mäkinen et al. 2007). (b) In a regional approach, plotting gravity rates versus vertical rates at a number of stations provides a slope that gives information on the mechanism behind the vertical rates (e.g., GIA) and an intercept that can be used to control the reference frame of the vertical rates. (c) In some regions, e.g. Fennoscandia, stations with gravity rates from AG are numerous enough that the rates can be used to discriminate between GIA models or to control GRACE gravimetry.

The first absolute-gravity measurements at Aboa were made by FGI with the JILAg-5 gravimeter during the FINNARP 1993 expedition. The station has now one of the longest absolute-gravity time series in the Antarctic: repeat measurements were performed with the JILAg-5 in

FINNARP 2000, with the FG5-221 in FINNARP 2003, 2005, and 2011 (Mäkinen et al. 2007), and with FG5X-221 in 2017. In addition to the measurements at Aboa, FGI has conducted absolute gravity measurements as follows: Novolazarevskaya three epochs, SANAE IV two epochs, Maitri one epoch, and Troll one epoch. Along with the above mentioned geodynamics studies, absolute-gravity stations are an important part of the geodetic infrastructure of the Antarctic. They provide accurate starting values for gravity surveys performed, e.g., for the determination of the geoid, for geological studies and for geophysical investigations. Given sufficient joint coverage with International Terrestrial Reference Frame (ITRF) sites, gravity rates in high latitudes could in principle provide an independent check of the geocentricity of the z-dot (velocities in the direction of the rotation axis of the Earth) of the ITRF.

5. INFLUENCE OF CLOSE-FIELD SNOW AND ICE ON GRAVITY

Absolute gravity is measured in the Antarctic on stations constructed on rock, but snow and ice are never far away. Their attraction is not only lateral but has a vertical component as well. Many Antarctic bases are on nunataks above the glacier. Then the vertical component of the attraction is appreciable. As a consequence, variation in the close-field snow and ice mass is capable of producing a gravity effect large enough to drown all other signals at short time scales. Breili and Pettersen (2009) studied the gravity effect of seasonal snow at Trysil, Norway, and concluded that 60% of variations in the linear trend of the gravity time series could be explained with hydrological (snow) modelling. Their modelling, however, extends only a few hundred meters from the gravity station.

One could hope that such local gravity variation could be defeated statistically by very long time series. But AG campaigns in Antarctic conditions are too expensive for that. Thus, in order to make repeated absolute gravity a powerful tool for Antarctic GIA studies it needs be accompanied by an efficient method of determining corrections for variation in local snow and ice mass. FGI has developed several such methods, ranging from RTK-GPS measurements of the nearby snow surface to mobile laser scanning. In the future, as part of Academy of Finland -funded GRAVLASER research project, the aim is to introduce also Unmanned Aerial Vehicle (UAV)-based laser scanning.

Based on the analysis of changes in the height of snow and ice surfaces near the absolute gravity station, the annual variation of snow and ice masses cause gravity effects up to a few μGals that need to accounted for in the analysis of the absolute gravity time series.

	1993/4	2000/1	2003/4	2005/6	2011/12	2014/15	Jan. 2017	2019/20
Aboa	x	x	x	x	x		p	p
Troll					x	x		p
Maitri			old		new			
Novo			old	old	new			
SANAE IV			x	x				

Figure 1: FGI absolute gravity measurement in Antarctica.

Figure 2: Mobile laser scanning to measure the surface height change of the snowfields near the absolute gravity station. CGPS station of Aboa on the left.

6. SUMMARY

We review the FGI research in Antarctica and present select results. In particular we discuss the absolute gravity measurements and their contribution to GIA research. Special emphasis is given to measurement work at the Finnish Antarctic station Aboa, where most measurements have been done. Discussion is given on how to best assess the gravitational attractions of the local-field snow and ice and their contribution to the absolute-gravity time series.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is supported by the Academy of Finland.

REFERENCES

Breili, K., and B.R. Pettersen, 2009. Effects of surface snow cover on gravimetric observations, *J. Geod.*, **48(1)**, 16-22.

King, M.A., R.J. Bingham, P. Moore, P.L. Whitehouse, M.J. Bentley, and G.A. Milne, 2012. Lower satellite gravimetry estimates of Antarctic sea level contribution, *Nature*, **491**, 586-589.

Koivula, H., and J. Ahola, 2004. Geodeettisen laitoksen GPS-mittauksia Etelämantereella vuosina 2003-2004, *Maanmittaus*, **79:1-2**, 54-70.

Mäkinen, J., M. Amalvict, K. Shibuya, and Y. Fukuda, 2007. Absolute Gravimetry in Antarctica: Status and Prospects, *J. Geod.*, **43**, 339-357.

Wahr, J., D. Han and A. Trupin, 1995. Predictions of vertical uplift caused by changing polar ice volumes on a viscoelastic Earth, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 977-980.

Maajään muodostumisen yleisyys ja alueellinen laajuus Suomen poronhoitoalueella 1948-2016

S. Rasmus[1] **ja M. Irannezhad**[2]

[1]Jyväskylän yliopisto, Bio- ja ympäristötieteiden laitos, sirpa.rasmus@jyu.fi
[2]Oulun yliopisto, Vesi- ja ympäristötekniikka

Abstract

Reindeer management area covers approximately 36 % of the Finnish land area. Both reindeer and reindeer management are well adapted to snowy conditions of Northern Finland, but nevertheless deep snow cover, late melt and especially icy snow cause difficulties. Formation of basal ice in the snow cover is caused by warm spells during the early winter, with subsequent freezing. This phenomenon is very harmful to reindeer foraging lichen below the snow. Annual areal extent and frequency of extensive basal ice forming is not well known, and it has been speculated if it has become more frequent during the recent climate warming. In this work we present the frequency and areal extent of basal ice formation in the Finnish reindeer management area during 1948-2016, using very rare experiential material from the reindeer herding districts.

1. JOHDANTO

Poronhoitoalue kattaa noin 36 % Suomen pinta-alasta. Suurin osa poronhoitoaluetta kuuluu boreaaliseen ilmastovyöhykkeeseen ja on lumivyöhykkeittäin ajateltuna taigaa; tunturipaljakan lumen voidaan katsoa kuuluvan tundralumen vyöhykkeeseen. Molemmissa tapauksissa lumi peittää porojen laitumet suuren osan vuodesta: Ilmatieteen laitoksen 1981-2010 tilastojen mukaan lumipeitepäiviä on alueella vuodessa keskimäärin vähintään 175. Porot ja poronhoito ovatkin hyvin sopeutuneet lumisiin olosuhteisiin. Syvä lumipeite, myöhäinen lumen sulaminen ja jääkerrokset lumessa aiheuttavat kuitenkin ongelmia porojen ravinnonsaannille ja johtavat vasamenetyksiin ja talvikuolleisuuteen. (esim. Lee et al. 2000; Kumpula ja Colpaert, 2003)

Jääkerroksia voi muodostua lumipeitteen pintaan ("hanki"tai "sevä"), syvemmälle lumipeitteeseen tai aivan sen pohjalle. Jääkerroksia muodostuu lumeen, kun nestemäistä vettä suotautuu lumipeitteeseen ja kostuneet kerrokset jäätyvät lämpötilan taas laskiessa. Vesi voi olla leutojen talvipäivien aikana muodostunutta sulamisvettä tai vesisateen tuomaa. Kerrokset voivat olla eri paksuisia ja myös kovuutensa ja läpäisevyytensä suhteen erilaisia. Lumipeitteen pohjakerroksen jäätymistä kutsutaan poronhoidossa ja tässä työssä maajään muodostumiseksi ("basal ice"tai joskus myös "ground ice"; Turunen et al. 2016). Maajäätä voi muodostua edellä kuvatun

sulamis/suotautumis/jäätymis –prosessin myötä, mutta aivan alkutalvesta myös niin että märkänä satava lumi jäätyy maan pintaan, tai niin että ohut alkutalven lumipeite vettyy leutojen säiden vallitessa kokonaan ja jäätyy myöhemmin muodostuvan paksumman lumipeitteen kovaksi pohjakerrokseksi.

Maajää aiheuttaa vakavia ongelmia poroille ja poronhoidolle. Jäkälän saanti jäisen pohjakerroksen läpi vaikeutuu tai estyy ja joskus näissä oloissa muodostuu laitumille myös hometta (Kumpula et al. 2000). Ilmiö voi olla vahingollinen myös muulle lumenalaiselle elämälle (Pauli et al. 2013). Ilmiön yleisyydestä tai yleistymisestä on saatavilla vähän ja ristiriitaista tietoa (Rasmus et al. 2015, 2016). Toisaalta maajäälle altistavien leutojen talvipäivien ja talviaikaisten sateiden on huomattu yleistyneen (Vikhamar-Schuler et al. 2016; Kivinen et al. 2017) ja näiden myös oletetaan lisääntyvän ilmaston edelleen lämmetessä (Hansen et al. 2014; Ruosteenoja et al. 2016).

Tieteellisiin havaintoihin pohjautuvaa tietoa maajään muodostumisesta on saatavilla äärimmäisen niukasti. Tässä työssä tarkastelemme ilmiötä hyödyntämällä äärimmäisen mielenkiintoista mutta vähän käytettyä kokemusperäistä aineistoa: paliskuntien vuosittaisia toimintakertomuksia vuosilta 1948-2016. Työn ensimmäisinä tavoitteina on saada aiempaa parempi käsitys maajääilmiön yleisyydestä ja alueellisesta laajuudesta Suomessa erityyppisten talvien aikana. Jatkossa tavoitteina on myös tarkastella maajään muodostuksen mahdollista yleistymistä ilmaston lämmetessä, sekä tutkia sitä voiko maajään muodostuksen alueellista laajuutta selittää luotettavasti erilaisten ilmastollisten indeksien avulla. Tarkoituksena on lisäksi arvioida tämänkaltaisen aineiston luotettavuutta.

2. MATERIAALI JA MENETELMÄT

Työssä käytettäviä aineistoja ovat:

1. Paliskuntien vuosittaiset toimintakertomukset. Suomen poronhoitoalue on jaettu 54 paliskuntaan (Kuva 1). Vuodesta 1948 saakka paliskuntien on tullut laatia toimintakertomus poronhoitovuosittain (alkuun 1.8-31.7. ja vuodesta 1967-1968 lähtien 1.6-31.5. välinen aika). Käytettävissämme oli yli 3600 toimintakertomusta vuosilta 1948-2016. Tarkastelimme tässä työssä toimintakertomusten mainintoja, jotka liittyivät ilmastoon, talven olosuhteisiin, porojen selviytymiseen talvesta sekä porojen talvikauden hoitotapaan. Näissä keskityttiin kartoittamaan maininnat maajään muodostumisesta eri paliskunnissa eri vuosina. Toimintakertomusten alueellinen kattavuus on erittäin hyvä, ja vain satunnaisia kertomuksia puuttuu. Toimintakertomusten kirjoittamistyyli on toki vaihdellut paliskunnittain ja eri aikoina. Tämän lisäksi tutkimuksessa on ollut huomioitava se, että joidenkin paliskuntien nimet ovat muuttuneet vuosien saatossa, joitakin paliskuntia on yhdistetty toisiinsa ja joskus niitä on myös jaettu. Muutokset on huomioitu, ja vertailukohteena on pidetty nykyistä poronhoitoalueen paliskuntarakennetta. Arkistoituja toimintakertomuksia säilytetään Oulun maakunta-arkistossa (vuoteen 1982 saakka) ja Paliskuntain yhdistyksen arkistossa Rovaniemellä (vuodesta 1982 eteenpäin).
2. Toimintakertomusten rinnalla luettiin myös saman aikakauden Poromies -lehden sää- ja lumiolosuhteisiin keskittyneitä artikkeleita. Poromies on Paliskuntain yhdistyksen julkai-

sema poronhoidon ammattilehti, joka on ilmestynyt vuodesta 1931 lähtien. Se on suunnattu sekä poronhoitajille ja sidosryhmille että poronhoidosta kiinnostuneille.

3. Kokemusperäisen aineiston lisäksi käytetään Ilmatieteen laitoksen pitkiä säähavaintosarjoja (esimerkiksi keskeltä poronhoitoaluetta Sodankylästä on käytettävissä päivittäisiä säähavaintoja jo vuodesta 1908 saakka) sekä tuoretta hila-aineistoa, joka mahdollistaa sääolojen tarkastelun alueellisesti ja ajallisesti yhteneväisesti koko poronhoitoalueella vuosien 1961-2014 ajalla (Aalto et al. 2016). Säähavaintojen, vallinneiden säätyyppien sekä ilmastollisten indeksien avulla pyritään löytämään yhteyksiä näiden ja maajään alueellisen laajuuden välillä.

KIITOKSET

Työtä on rahoitettu Suomen Kulttuurirahaston apurahalla. Arvokkaasta yhteistyöstä kiitämme Paliskuntain yhdistystä.

LÄHTEET

Aalto, J., P. Pirinen, ja K. Jylhä, 2016. New gridded daily climatology of Finland: Permutation-based uncertainty estimates and temporal trends in climate, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 3807-3823.

Hansen B, K. Isaksen, R. Benestad, J. Kohler, Å. Pedersen, L. Loe, S. Coulson, J. Larsen ja Ø. Varpe, 2014. Warmer and wetter winters: characteristics and implications of an extreme weather event in the High Arctic, *Environmental Research Letters*, **9**, 114021.

Kivinen, S., Rasmus, S., Jylhä, K ja Laapas, M., 2017. Climate variations over the past century (1914-2013) in Northern Fennoscandia: trends and extreme events, *Climate*, **2017/5/16**, doi:10.3390/cli5010016.

Kumpula, J. ja A. Colpaert, 2003. Effects of weather and snow conditions on reproduction and survival of semi-domesticated reindeer (R. t. tarandus), *Polar Research*, **22**, 225-233.

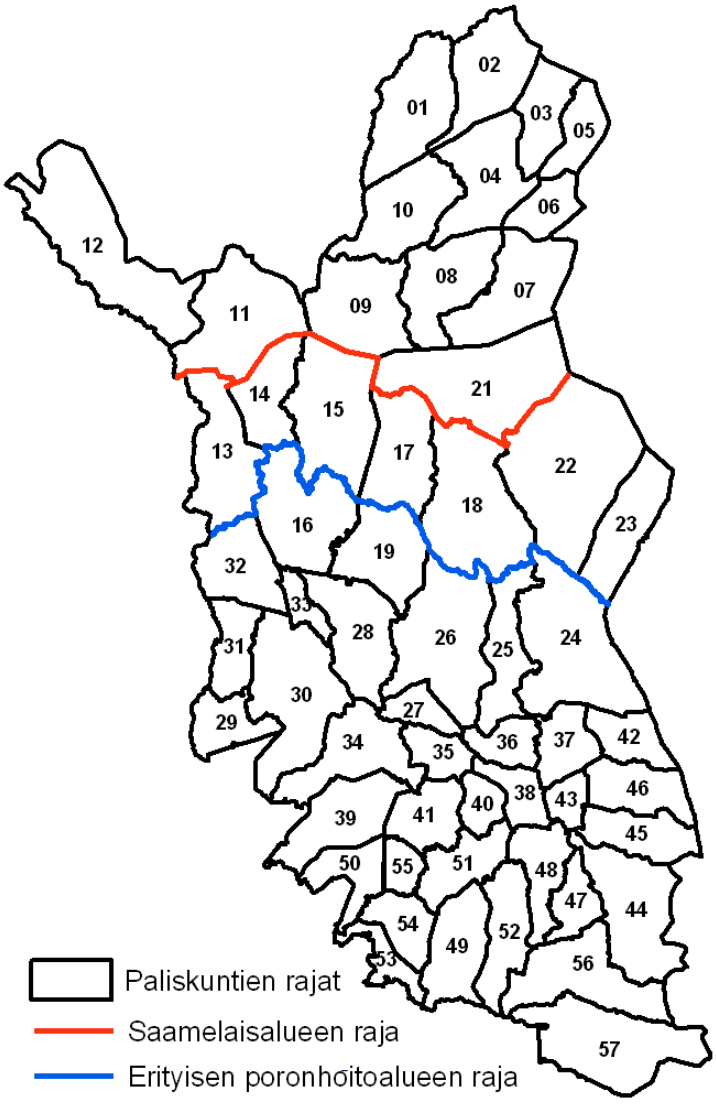
Kumpula, J., P. Parikka ja M. Nieminen, 2000. Occurrence of certain microfungi on reindeer pastures in northern Finland during winter 1996-97, *Rangifer*, **20**, 3-8.

Lee, S.E., M.C. Press, J.A. Lee, T. Ingold ja T. Kurttila, 2000. Regional effects of climate change on reindeer: A case study of the Muotkatunturi region in Finnish Lapland, *Polar Research*, **19**, 99-105.

Pauli J, B. Zuckerberg, J. Whiteman ja W. Porter, 2013. The subnivium: a deteriorating seasonal refugium, *Frontiers in Ecology and the Environment*, **11**, 260-267.

Rasmus, S., J. Boelhouwers, A. Briede, I. Brown, M. Falarz, S. Ingvander, J. Jaagus, L. Kitaev, A. Mercer ja E. Rimkus, 2015. Terrestrial cryosphere. In *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin (BACC II)*, Springer, Berlin, Heidelberg, 117-129.

Rasmus, S., S. Kivinen, M. Bavay ja J. Heiskanen, 2016. Local and regional variability in snow conditions in northern Finland: a reindeer herding perspective, *Ambio*, doi: 10.1007/s13280-015-0762-5.



Kuva 1: Suomen poronhoitoalue ja paliskunnat. Erityisellä poronhoitoalueella (johon myös saamelaisten kotiseutualue kuuluu), lainsäädännössä on poronhoitoa suojaavia säädöksiä.

Ruosteenoja, K., K. Jylhä ja M. Kämäräinen, 2016. Climate projections for Finland under the RCP forcing scenarios, *Geophysica*, **51**, 17-50.

Turunen, M., S. Rasmus, M. Bavay, K. Ruosteenoja ja J. Heiskanen, 2016. Coping with increasingly difficult weather and snow conditions: Reindeer herders' views on climate change impacts and coping strategies, *Climate Risk Management*, **11**, 15-36.

Vikhamar-Schuler, D., K. Isaksen, J. Haugen, H. Tømmervik, B. Luks, T. Schuler ja J. Bjerke, 2016. Changes in winter warming events in the Nordic Arctic Region, *J. Clim*, **29**, 6223-6244.

Full-waveform seismic modelling to support VSP imaging in the Kylylahti Cu-Au-Zn mine, eastern Finland

M. Riedel[1], K. Komminaho[1], C. Cosma[2], N. Enescu[2], E. Koivisto[1] and the COGITO-MIN Working Group[x]

[1]Department of Geosciences and Geography, P.O. Box 64, FI-00014 University of Helsinki, Helsinki, Finland, marko.riedel@helsinki.fi
[2]Vibrometric Oy, 127 Taipaleentie, FI-01860 Perttula, Finland

Abstract

The application of underground vertical seismic profiling (VSP) surveys offers great potential for mineral exploration and resource delineation. These techniques allow measurements in close proximity of the exploration targets in mining areas that are often characterized by high geological complexity. However, interpretation of the acquired data is often ambiguous and requires complementary information. In this study, we conduct three-dimensional full-waveform seismic modelling to generate synthetic representations of VSP field data that were acquired in the Kylylahti Cu-Au-Zn mine in eastern Finland. The simulations incorporate a realistic geological model which is based on extensive drilling data. The computed synthetics provide valuable understanding of the elastic wave propagation processes in the mine and enable the identification of target reflection signatures. Comparison of migrated sections from synthetic and acquired VSP data facilitates the geological interpretation of imaged structures.

1. INTRODUCTION

Mineral exploration using seismic methods has been a challenging subject, involving significant research efforts in the recent years (e.g. Eaton et al. 2003; Malehmir et al. 2012). The difficulties lie in the complexity of the geological hardrock environments that host the mineral deposits. In contrast to the exploration of hydrocarbons located in sedimentary basins, hardrock environments are often dominated by complex, folded, faulted and near-vertical structures. These circumstances severely hamper the applicability of geophysical methods aiming at the exploration of new deposits in general.

The COGITO-MIN ("Cost-effective Geophysical Imaging Techniques for supporting Ongoing MINeral exploration in Europe") research project tackles these challenges by developing new integrated geological-geophysical methodologies for mineral exploration using both active and passive surface seismic, as well as borehole seismic methods. In this work, we particularly focus on in-mine vertical seismic profiling (VSP) data that were collected in three boreholes along with surface seismic data during an extensive field survey in Boliden's Kylylahti Cu-Au-Zn mine area in eastern Finland in summer 2016. Since these VSP surveys were conducted

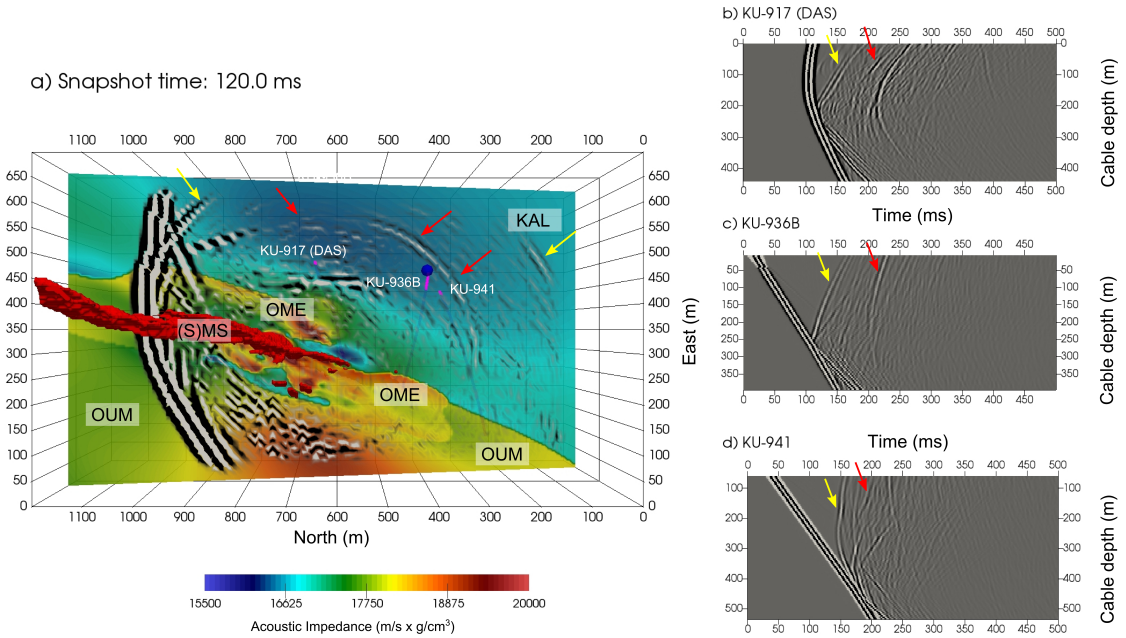


Figure 1: Selected elastic wavefield snapshot extracted from seismic modelling. Arrows indicate primary reflections from the ore body (red arrows) and the KAL-OME contrast (yellow arrows), respectively. a) Plan view of the color-coded acoustic impedance input model used for the seismic modeling experiment overlaid with the modelled wavefield at 120 ms. Borehole traces used for the VSP measurements are denoted as pink lines; the shot position as a blue sphere. Panels b) to d) show computed synthetic VSP seismogram sections for the three boreholes used in the VSP survey.

underground and in close proximity to the ore deposit, they offer the highest resolution of the target. Due to the geological complexity in the mine area, processing and interpretation of the acquired VSP data is not straightforward. To cope with this, we generated synthetic versions of the acquired datasets by three-dimensional, full-waveform seismic modelling using a realistic geological input model. In this way, we enable detailed understanding of the elastic wave propagation within the mine and identification of target reflections that arise from the known ore deposits and host rocks.

2. GEOLOGICAL BACKGROUND AND SEISMIC FORWARD MODELLING

The Kylylahti ore represents a Cu-Au-Zn semimassive-to-massive sulphide deposit (SMS-MS) which is shaped as long, thin and near-vertical lenses (Figure 1, red surface). The deposit is hosted by the Outokumpu assemblage rocks: Outokumpu ultramafics (OUM) which consist of serpentinite and talc-carbonate bodies, and are fringed by alteration zones (OME) containing quartz, carbonate and skarn rocks. These units are embedded in the regional Kaleva sedimentary belt (KAL) comprising mica schists and black schists. The complex geology makes the area a challenging terrain for seismic measurements. However, petrophysical analyses (Luhta, 2017) have revealed that the ore deposit exhibits much higher acoustic impedance than its surrounding rocks, i.e., it is expected to be well detectable by means of reflection seismic measurements.

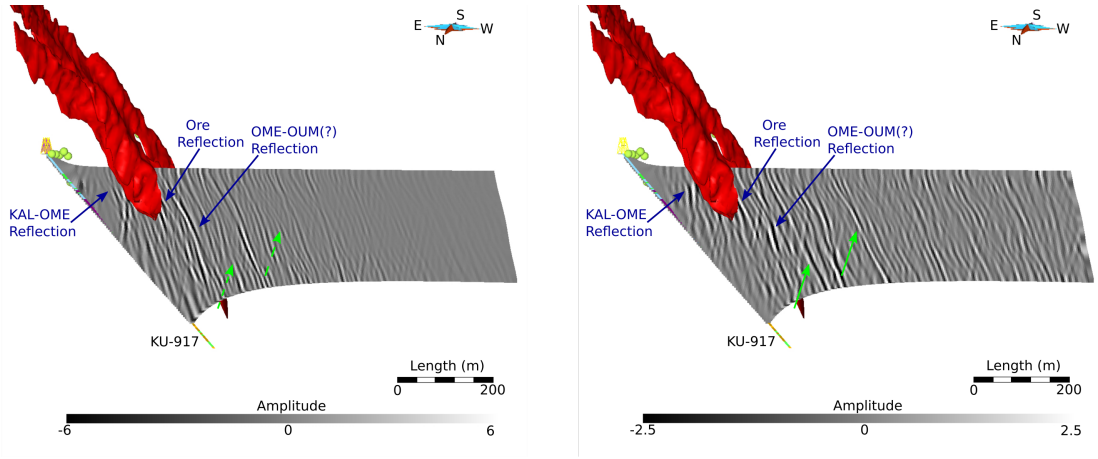


Figure 2: Comparison between migrated VSP sections along borehole KU-917 of the modelled (left) and acquired data (right). Green arrows point towards reflections which are more pronounced in the acquired section.

The intention behind the seismic forward modelling is to generate a synthetic dataset which contains the reflection signatures of the known geology and can therefore be used to understand and interpret the acquired VSP data. In order to construct a realistic input model for the seismic forward modelling, we relied on geology and density data, which are based on extensive drilling in the Kylylahti mine, provided by Boliden FinnEx. The geological domains extracted from the data were then populated with seismic velocities obtained from laboratory rock measurements (Luhta, 2017). All the parameters were combined to generate a seismic impedance input model (Figure 1) which was then used in seismic forward modelling in SOFI3D software (Bohlen, 2002).

The data were modelled with the same acquisition geometry as it was used for the actual in-mine VSP survey. This comprises a total of 31 shots that were located in the mine tunnels and recorded by two conventional three-component (3C) geophone chains in boreholes KU-936B and KU-941, respectively, and a new fibre-optic distributed acoustic sensing (DAS) cable in borehole KU-917. The latter has a receiver sampling of 1 m along the cable, and therefore offers higher spatial resolution than the conventional tools (5 m sampling). The synthetic seismogram sections for the three acquisition systems are shown in Figure 1. They clearly reveal that the first recorded reflection is not related to the ore but stems from a contrast between the metasedimentary rocks (KAL) and the Outokumpu assemblage rocks. The primary ore signature, however, is also clearly visible in all three virtual boreholes (marked by red arrows in Figure 1).

3. IMAGING OF THE SYNTHETIC AND ACQUIRED VSP DATA

The final step in this analysis is the three-dimensional imaging of the synthetic and acquired data. Both datasets were first pre-processed in the same manner to ensure comparability. The processing included amplitude balancing, suppression of direct and multiple arrivals, de-noising and suppression of shallow-dipping reflectors. Subsequently, the data were imaged using a

three-dimensional migration operator, which was limited to a single azimuthal plane perpendicular to the strike direction of the known ore body (Figure 2).

The resulting migrated sections provide a very clear and well-resolved picture of the predominant geological boundaries. Both images have several reflections in common, in particular the contrast between the Kaleva sedimentary rocks and the Outokumpu alteration zone (KAL-OME), the reflection from the known ore deposit, and a potential contrast between the Outokumpu alteration zone and the ultramafics (OME-OUM).

Besides these common reflections, there are other signatures which are more pronounced in the actual acquired data (marked by green arrows in Figure 2). Those features, occurring to the west of the known ore body, cannot be explained completely by the available geological data. Hence, they might represent new zones of interest, however, more detailed investigation is necessary to interpret these reflections with certainty.

4. CONCLUSION

This study demonstrates the potential of underground reflection seismic measurements in combination with realistic seismic forward modelling for the exploration of mineral resources. The application of VSP technology is particularly well-suited thanks to its high spatial resolution and ability to image steeply dipping targets. Conducting full-waveform seismic modelling significantly supports the understanding of elastic wave propagation in a geologically complex hardrock environment. It helps to minimize the ambiguity of VSP imaging results and facilitates the geological interpretation of target reflections.

ACKNOWLEDGEMENTS

COGITO-MIN has been funded through ERA-MIN, which is a network of European organisations owning and/or managing research programs on raw materials. The funding for the Finnish COGITO-MIN project partners comes from TEKES and for the Polish project partners from the NCBR. We thank all field workers and student helpers who participated in the field survey. Special thanks also goes to the Finnish IT Center for Science (CSC) for providing the computational resources for conducting the seismic forward modelling. Silixa's iDAS^{TM} was used in the fibre-optic cable measurements.

[x]The COGITO-MIN Working Group: M. Chamarczuk, C. Cosma, S. Danaei, N. Enescu, G. Gislason, S. Heinonen, S. Juurela, E. Koivisto, K. Komminaho, T. Luhta, M. Malinowski, S. Mertanen, S. Niemi, M. Riedel, L. Sito, T. Törmälehto, K. Vaittinen, S. Väkevä, M. Wojdyla

REFERENCES

Bohlen, T., 2002. Parallel 3-D viscoelastic finite-difference seismic modelling, *Computers & Geosciences*, **28(8)**, 887-899.

Eaton, D.W., B. Milkereit, and M.H. Salisbury (eds.), 2003. Hardrock Seismic Exploration, *SEG Geophysical developments*, **100**, 268 p.

Luhta, T., 2017. Petrophysical properties of the Kylylahti Cu-Au-Zn deposit. Master's Thesis, Department of Physics, University of Helsinki.

Malehmir, A., R. Durheim, G. Bellefleur, M. Urosevic, C. Juhlin, D. White, B. Milkereit, and G. Campbell, 2012. Seismic methods in mineral exploration and mine planning: A general overview of past and present case histories and a look into the future, *Geophysics*, **WC173-WC190**.

Processes influencing the strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: Some results from the EU NACLIM project.

B. Rudels[1], **M. Korhonen**[1] **and M. Marnela**[1]

[1]Finnish Meteorological Institute, bert.rudels@fmi.fi

Abstract

The input of solar radiation isconcentrated to the lower latitudes, while the thermal back radiation to space occurs at higher latitudes. The presence of atmosphere and oceans allows for advected transports of heat from lower to higher latitudes, reducing the meridional temperature gradients on the earth. The atmospheric heat transport is by far the largest but the oceanic transport is not negligible and in more than 100 years it has been speculated if the oceanic heat transport could seriously affect the ice cover in the Arctic Ocean. This North Atlantic Overturning Circulation (AMOC) is driven by the cooling of the oceans at high latitudes and a subsequent return flow to lower latitudes at depth. In recent years focus has shifted towards the possibility that in a warmer climate the atmospheric meridional freshwater transport will increase, leading to stronger stratification, reducing the convection and the AMOC. The EU NACLIM project aimed at investigating the importance of the AMOC and its variations for the European climate. Here we present some results from NACLIM Core Theme 2, ocean observations and monitoring. It studied the exchanges between the subtropical and subpolar gyres and between the North Atlantic and the Arctic Mediterranean Sea. The transformations of the northward flowing warm Atlantic water partly into dense overflow water and partly into less dense polar surface water are described and the circulation of the Atlantic water in the Arctic Ocean is delineated. The interactions between Atlantic water and sea ice are also examined.

1. INTRODUCTION

The EU project NACLIM (North Atlantic Climate: Predictability of the climate in the North Atlantic/European sector related to North Atlantic/Arctic sea surface temperature and sea ice variability and change) 2012-2017 was coordinated by Professor Detlef Quadfasel of the University of Hamburg and involved 18 institutions from 10 nations. The Finnish Meteorological Institute (FMI) was the only Finnish partner and was involved in Core Theme 2, ocean observations. The NACLIM core observation areas were the Greenland-Scotland Ridge, where the northward flow of warm Atlantic water and the return flow of dense overflow water as well as less dense polar surface water were monitored, and the subpolar gyre, focussing on the water mass transformations and convection in the Labrador and Irminger seas. These core areas were augmented to the south by the observation of the AMOC at 26° N at the RAPID array and to the north into the Arctic Mediterranean Sea by activities linked to other national and international

programs and ice breaker expeditions to the high Arctic. FMI's contributions were concentrated to the northern parts of the observation area.

2. SOME RESULTS

The northward flow through the RAPID array is about 35 Sv (1 Sv = 1×10^6 m^3s^{-1}) and about half of the transport returns south in the upper layers of the subtropical gyre, while the other half enters the subpolar gyre and becomes transformed, either in the subpolar gyre or in the Arctic Mediterranean Sea, into denser waters that return southward in the deep, crossing the RAPID array. About 40 % (7-8 Sv) of the water that enter the subpolar gyre continue across the Greenland-Scotland Ridge into the Arctic Mediterranean Sea. The northward transport across the RAPID array has shown a decline by 2-3 Sv since the beginning of the observations 2004 but no further trend is presently observed. The transports across the Greenland-Scotland Ridge, both the northward Atlantic inflow and the dense southward overflow, have remained steady or have slightly increased (see e.g. Rudels et al. submitted).

The Atlantic water flows north in the Norwegian Atlantic Current and is cooled in the Norwegian Sea and when the current reaches northern Norway it splits. One part enters, together with the Norwegian Coastal Current, the Barents Sea, while the other part continues northward to Fram Strait in the West Spitsbergen Current. As the Atlantic water enters the Arctic Ocean it meets, interacts and melts sea ice and its upper layer become less saline by mixing with melt water. The lower part of the Atlantic water becomes isolated from the sea surface, the ice and the atmosphere and becomes a warm subsurface "Atlantic" layer in the Arctic Ocean. Both the surface water and the subsurface Atlantic water of the Fram Strait branch continue eastward as a boundary current along the Eurasian continental slope.

The Barents Sea and the Norwegian Sea are areas with strong heat loss to the atmosphere and the Atlantic water flowing across the Barents Sea, the Barents Sea branch, becomes colder, denser but also less saline. The main part passes between Novaya Zemlya and Franz Josef Land and then enters the Arctic Ocean at the St. Anna Trough, where it forms an intermediate (800-1200 m) cold, less saline layer below the warmer, more saline Atlantic water of the Fram Strait branch. Most of the Norwegian Coastal Current water remains on the shelf until it reaches the Laptev Sea. It incorporates the runoff from the large rivers, Ob, Yenisey and Lena, and when it crosses the Laptev Sea shelf break into the Arctic Ocean it forms a low salinity surface layer, less saline than the melt water formed above the Fram Strait branch Atlantic water, which now becomes a cold halocline water mass between the surface water and the subsurface Atlantic layer. This isolates the Atlantic water from the atmosphere and further cooling of the Atlantic layer is due to isopycnal mixing and incorporation of colder Barents Sea branch water. Observations suggest that the main part of the warmer Fram Strait branch recirculates in the Nansen Basin (Korhonen et al. 2013) and the Atlantic water observed in the Amundsen, Makarov and Canada basins mainly derives from the Barents Sea inflow branch (Rudels et al. 2015).

Most of the Atlantic water entering the Arctic Ocean returns south through Fram Strait. The strength of the exchanges has been studied by direct current measurements since 1997 (e.g. Beszczynska-Möller et al. 2011) but during NACLIM FMI also estimated the northward and southward transports from hydrographic observations on section pairs. The flow was assumed in

geostrophic balance and by applying continuity constraints on the box enclosed by the sections and using a variational approach the exchanges of volume, heat and freshwater as well as the transports of different water masses could be estimated (Marnela et al. 2013, 2016). The obtained volume and freshwater transports are of the same order as those found from direct current measurements, but the approach yields more details of the transports of different water masses. However, in contrast to the year around current measurements these transport estimates were only available once a year and concentrated to the summer months.

Another method to estimate the southward transports of transformed waters through Fram Strait was also tried. The inflows and outflows through the other passages; Barents Sea, Bering Strait and the Canadian Arctic Archipelago, as well as net precipitation and runoff were estimated from existing observations and volume and freshwater balances for the Arctic Ocean were prescribed. The amount of outflowing transformed Fram Strait branch Atlantic water could then be estimated by assuming a known sea ice melt rate caused by heat flux from the Atlantic water (Rudels et al. 2015).

The situation when the Atlantic water meets sea ice as it enters the Arctic Ocean through Fram Strait is special. In summer the solar radiation contributes to ice melt, but in winter the only heat source available to melt sea ice is the Atlantic water. However, the oceanic heat is given up not only to sea ice melting but also to the atmosphere, and the partition of how much heat goes to the atmosphere and how much goes to sea ice melt determines the evolution of the upper layer. It is found that the fraction leading to minimum ice melt is also the fraction that requires the least turbulent energy to entrain the warm Atlantic water into and mix the melt water down into the upper mixed layer. It is postulated that this how the Atlantic heat loss is distributed (Rudels, 2016). The fraction of heat loss that gives the smallest sea ice melt rate depends on the temperature of the Atlantic water and a warmer Atlantic inflow leads to a larger fraction of heat going to ice melt. However, a stronger ice melt also increases the stability and less Atlantic water is entrained into the upper layer. The sea ice melt therefore increases only marginally, while the amount of Atlantic water transformed into upper layer water, and eventually into halocline water, decreases. This means that a warmer Atlantic inflow would lead to less heat being lost to the atmosphere and less oceanic heat being available to the Arctic climate as a whole. This reduction is rather drastic (Rudels, 2016).

3. FINAL COMMENTS

The fact that the upper low salinity layer in the Nansen Basin is created by sea ice melt, not by river runoff, makes the Nansen Basin unique among the basins of the Arctic Ocean. Not only is there little river inflow, it is also a basin having a net sea ice melt. This implies that sea ice has to be formed elsewhere in the Arctic Ocean and drift to the Nansen Basin, where it will partly melt from below. Should not enough ice be formed in the other basins the sea ice could disappear by the end of winter. There will then be no buoyancy input at the surface and the cooling of the entrained Atlantic water would increase the density of the upper layer, eventually allowing it to convect into the Atlantic layer. This would imply that the Nansen Basin instead of creating less dense Polar surface water would increase the density of the Atlantic water already made dense enough to become overflow water in the Norwegian Sea. This would then increase the strength of the AMOC, and it will also transfer freshwater from the upper to the lower layers, facilitating

deep convection downstream in the Irminger and Labrador seas (Rudels, 2016; Rudels et al., submitted).

A removal of the ice cover in the Nansen Basin might strongly affect the heat flux from the ocean to the atmosphere that could also influence the mid-latitude climate. This question is, however, beyond the scope of this work (see e.g. Vihma, 2014).

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank all members of the NACLIM Core Theme 2, who have contributed to this work. The research leading to these results has received funding from the European Union 7^{th} Framework programme under the grant agreement No: 308299 (NACLIM).

REFERENCES

Beszczynska-Möller, A., R.A. Woodgate, C. Lee, H. Melling, and M. Karcher 2011. A Synthesis of Exchanges through the Main Ocean Gateways to the Arctic Ocean, *Oceanography*, **24**, 82-99.

Korhonen, M., B. Rudels, M. Marnela, A, Wisotzki, and J. Zhao, 2013. Time and space variability of freshwater content, heat content and seasonal ice melt in the Arctic Ocean from 1991 to 2011, *Ocean Sci.*, **9**, 1015-1055, doi:105194/os-9-1015-2013.

Marnela, M., B. Rudels, M.-N. Houssais, A. Beszczynska-Möller, and P.B. Eriksson, 2013. Recirculation in the Fram Strait and transports of water in and north of the Fram Strait derived from CTD data, *Ocean Sci.*, **9**, 499-519, doi:10.5194/os-9-499-2013.

Marnela, M., B. Rudels, I. Goszczko, A. Beszczynska-Möller, and U. Schauer, 2016. Fram Strait and Greenland Sea transports, water masses, and water mass transformations 1999-2010 (and beyond), *J. Geophys. Res. Oceans.*, **121**, 2134-2346, doi:10.1002/2015JC011312.

Rudels, B., M. Korhonen, U. Schauer, S. Pisarev, B. Rabe, and A. Wisotzki, 2015. Circulation and transformation of Atlantic water in the Eurasian Basin and the contribution of the Fram Strait inflow branch to the Arctic Ocean heat budget, *Progress in Oceanography*, **132**, 128-152, doi:10.10167j.pocean.2014.04.003.

Rudels, B., 2016. Arctic Ocean Stability: The effects of local cooling, oceanic heat transport, freshwater input, and sea ice melt with special emphasis on the Nansen Basin, *J. Geophys Res. Oceans.*, **121**, 4450-4473, doi:10.1002/2015JC011045.

Rudels, B., G. McCarthy, C. Johnson, L. de Steur, B. Hansen, K. Våge, K. Jochumsen, K.M.H. Larsen, S. Jónsson, B. Berx, M.F. de Jong, H. Hátún, J. Karstensen, M. Korhonen, S. Østerhus, D. Quadfasel, and H.Valdimarsson, Exchanges of volume, heat and freshwater between the Arctic Mediterranean and the North Atlantic in relation to the main physical processes: Insights from the EU-NACLIM observations (Submitted to *Progress in Oceanography*).

Vihma, T., 2014. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: a review, *Surveys of Geophysics.*, **5**, 1175-1214.

Ilmastonmuutos kuivattaa maaperää Euroopassa

K. Ruosteenoja[1] **ja T. Markkanen**[1]

[1] Ilmatieteen laitos, kimmo.ruosteenoja@fmi.fi

Abstract

Future projections for near-surface soil moisture content in Europe were calculated for two greenhouse gas scenarios, RCP4.5 and RCP8.5, utilizing output from 26 global climate models. The moisture content data simulated by the various GCMs were made commensurate by applying normalization by the local maxima of the simulated moisture values. In summer, soil moisture is projected to decline everywhere in Europe, most severely in the south. In northern Europe, the most pronounced drying occurs in spring, in correspondence with an earlier melt of snow and soil frost. Along with the general reduction of time-mean soil moisture, episodes with an anomalously low soil moisture, occurring once in 10 years in the recent past simulations, become far more common. In southern Europe by the late 21st century under RCP8.5, such events would occur approximately every second year.

1. JOHDANTO

Ilmastonmuutoksen edetessä sademäärät pienenevät Etelä-Euroopassa ja lisääntyvät pohjoisessa. Keski-Euroopassa vastaavasti sataa tulevaisuudessa talvella nykyistä enemmän ja kesällä vähemmän. Lisäksi lämpötilojen noustessa vettä haihtuu maasta entistä tehokkaammin, mikä pyrkii kuivattamaan maaperää. Tässä lyhennelmässä esiteltävän tutkimuksen (Ruosteenoja et al. 2017) tarkoituksena on ollut selvittää ilmastonmuutosmallien tulosten perusteella, miten maaperän 10 cm paksuisen pintakerroksen kosteussisältö muuttuu kuluvan vuosisadan aikana.

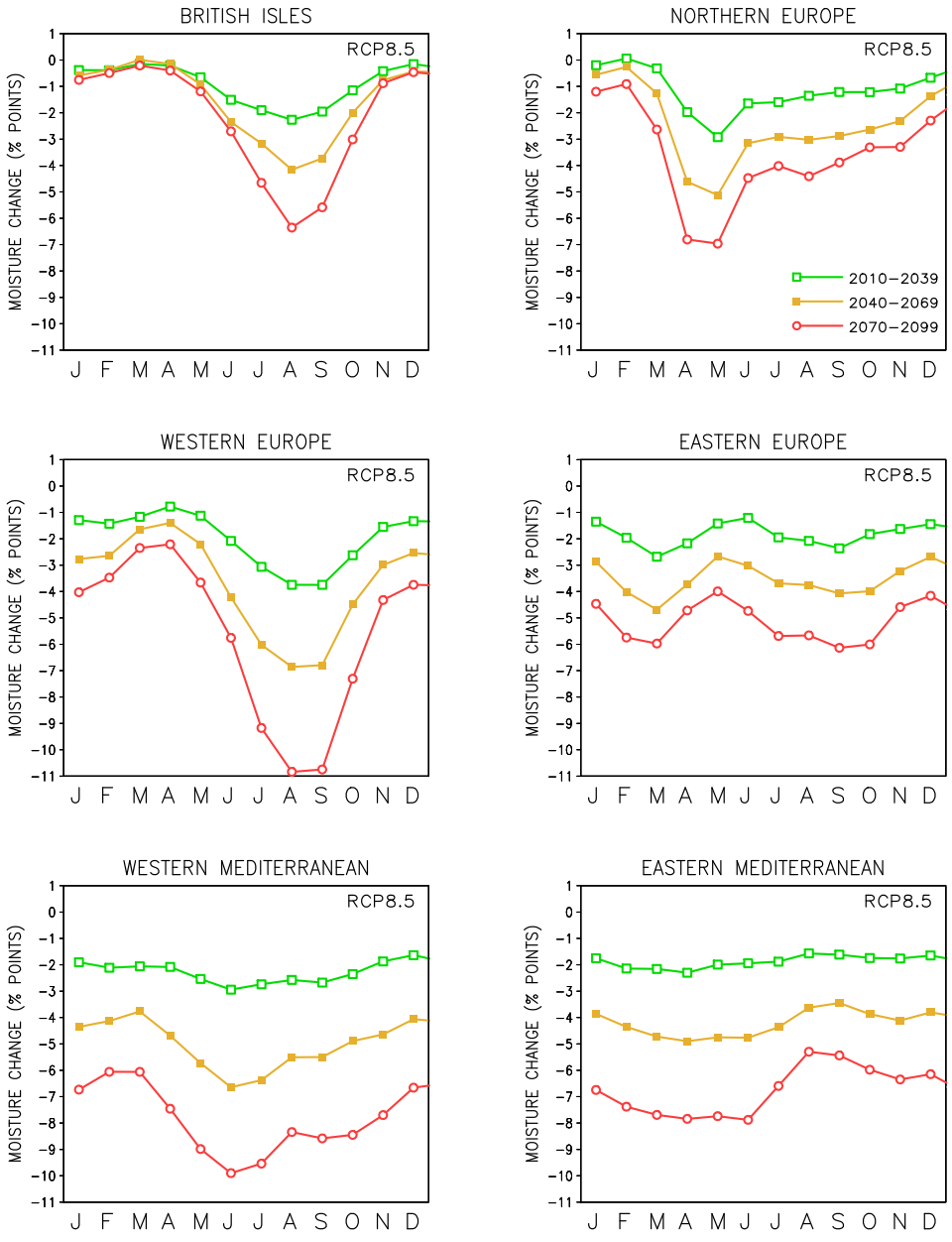
Tutkimus kuului osana Suomen Akatemian strategisen tutkimuksen neuvoston rahoittamaan FORBIO-hankkeeseen. Hankkeen tarkoituksena on tuottaa uutta osaamista, jolla mm. turvataan metsätalouden toimintaedellykset Suomessa muuttuvassa ilmastossa.

2. ILMASTOMALLITIEDOT JA TEHDYT LASKELMAT

Tutkimus pohjautuu 26 ilmastomallin tuloksiin; mallit on lueteltu lähdeviitteen taulukossa 1. Maaperän kosteuden absoluuttiset arvot vaihtelevat melko paljon mallista toiseen. Sen vuoksi etsittiin kustakin mallista koko simuloidun aikasarjan (v. 1961–2099) jokaisen hilapisteen suurin maan kosteuden arvo; kuivimpia alueita lukuunottamatta tämä kuvaa kohtuullisen hyvin, kuinka paljon maaperä enimmillään kykenee pitämään sisällään vettä. Sen jälkeen yksittäisten

kuukausien simuloidut kosteuden arvot jaettiin tällä maksimiarvolla. Tulokseksi saatiin normitettuja maan kosteuksia, jotka ovat suuruudeltaan hyvin vertailukelpoisia eri mallien välillä.

Maaperän kosteuden tulevia muutoksia arvioitiin kahden kasvihuonekaasujen päästöskenaarion tulosten perusteella. Näistä pessimistinen RCP8.5-skenaario edustaa vaihtoehtoa, jossa päästöt



Kuva 1: Maan pintakerroksen kosteussisällön keskimääräinen muutos vuoden eri kuukausina (J=tammikuu, F=helmikuu, jne.) kuudella Euroopan maantieteellisellä osa-alueella RCP8.5-skenaarion toteutuessa; 26 mallin tulosten keskiarvo. Käyrät esittävät muutosta prosenttiyksikköinä kolmen tulevan 30-vuotisen jakson aikana, vertailukohtana vuosien 1971–2000 keskimääräinen tilanne.

jatkavat hallitsematonta kasvuaan koko tämän vuosisadan ajan. RCP4.5-skenaario taas olettaa, että päästörajoitukset kääntäisivät maailmanlaajuiset päästöt laskuun ennen vuosisadan puoliväliä. Kosteusennusteet on esitetty muutoksina suhteessa jakson 1971–2000 keskimääräiseen tasoon. Lisäksi arvioitiin erikseen viime vuosikymmenten mittapuun mukaan hyvin kuivien kuukausien esiintymistä tulevaisuudessa.

3. MAAPERÄN KOSTEUDEN KESKIMÄÄRÄISET MUUTOKSET

Maaperän pintakerros muuttuu ilmastonmuutosmallien tulosten perusteella tämän vuosisadan aikana entistä kuivemmaksi lähes kaikkialla Euroopassa. Etelä- ja Itä-Euroopassa kuivumista on odotettavissa ympäri vuoden (kuva 1). Maanosamme länsiosissa kuivuminen painottuu loppukesään ja alkusyksyyn. Pohjois-Euroopassa muutos kuivaan suuntaan taas on kesällä melko pientä. Sen sijaan keväällä maaperä on meillä tulevaisuudessa selvästi nykyistä kuivempaa, mikä johtuu lumen ja maaperän roudan aikaisemmasta sulamisesta.

4. ANKARAN MAAPERÄN KUIVUUDEN ESIINTYMINEN TULEVAISUUDESSA

Hyvin kuivien vuosien esiintymistä kullakin alueella tarkasteltiin suhteutettuna alueella viime vuosikymmeninä vallinneeseen ilmastoon. Aluksi tarkasteltiin malli kerrallaan maaperän kosteuden tilastollista frekvenssijakaumaa vuodet 1961–2005 kattavissa mallisimuloinneissa. Näitten perusteella määritettiin kullekin kalenterikuukaudelle sellainen maaperän kosteuden kynnysarvo, joka oli alittunut tuona ajanjaksona kerran kymmenessä vuodessa. Sen jälkeen katsottiin, kuinka usein näin ankaraa kuivuutta oli esiintynyt mallilaskelmissa tulevaisuuden ilmastossa.

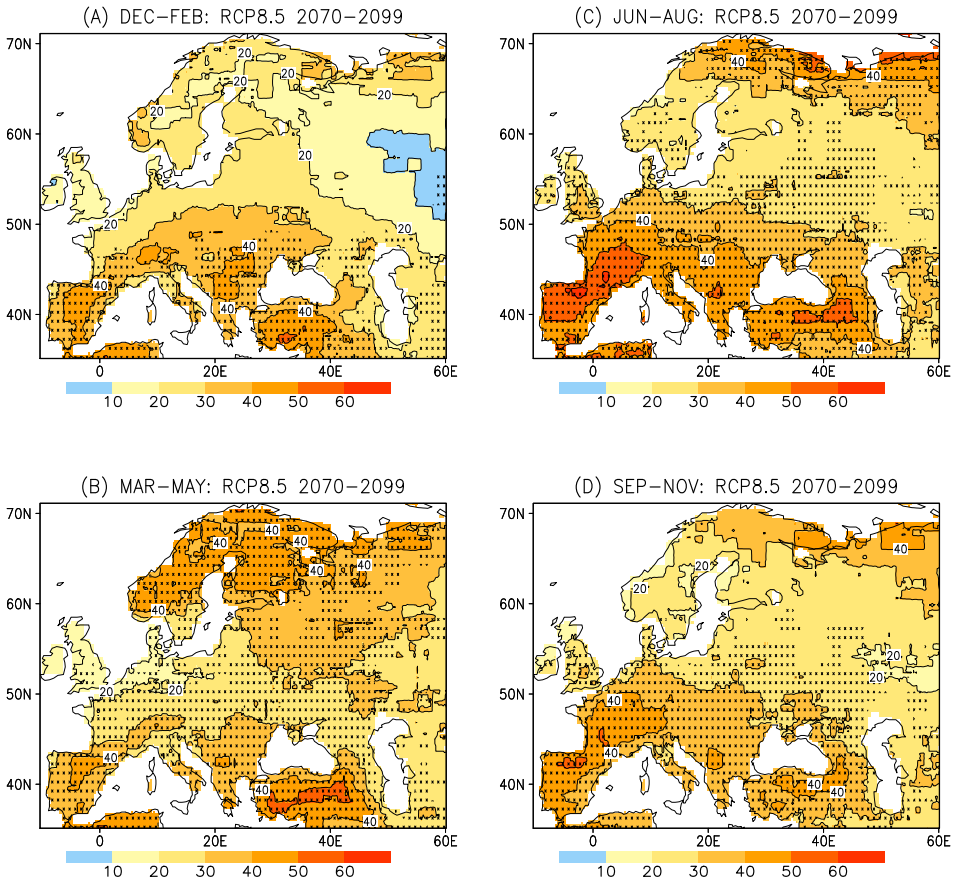
Suurten päästöjen RCP8.5-skenaarion toteutuessa maaperän kosteus jäisi vuosisadan lopulla monilla Etelä-Euroopan alueilla erittäin alhaiseksi jopa useampana kuin joka toisena kesänä (Kuva 2). Meillä Suomessa ankarasta maaperän kuivuudesta vastaavasti kärsittäisiin keskimäärin 2–3 kesänä vuosikymmenessä.

5. JOHTOPÄÄTÖKSET

Mikäli kasvihuonekaasujen päästöjä ei saada kuriin, ennustettu maaperän kuivuminen on varsinkin Etelä-Euroopassa hälyttävän voimakasta. Pohjois-Eurooppa näyttäisi selviävän muutoksesta jonkin verran vähemmällä.

Jos taas kasvihuonekaasujen päästöjä saadaan rajoitettua, maaperän kuivuminen jää selvästi lieväasteisemmaksi kuin pahimpien kasvihuonekaasuskenaarioitten toteutuessa (kuvia lähdeviitteen liitännäistiedostossa). Tässä on siis jälleen yksi hyvä peruste, miksi ihmisten kannattaa ponnistella hiilidioksidin ja muitten kasvihuonekaasujen päästöjen vähentämiseksi.

Maaperän kuivuminen uhkaa maataloustuotantoa, kun sadot jäävät niukoiksi kasvien kärsiessä veden puutteesta. Metsäpalot ja tuhohyönteisten metsissä aiheuttamat vahingot lisääntyvät, ja pahimmillaan kova kuivuus voi jopa tappaa puita. Maan pintakerroksen ollessa kuiva lämpöä ei juuri sitoudu veden haihduttamiseen, ja tällöin valtaosa auringon säteilyn tuomasta energiasta



Kuva 2: Alhaisen maanperän kosteuden esiintymistodennäköisyyksiä jakson 2070–2099 ilmastossa RCP8.5-skenaarion mukaan eri vuodenaikoina: (a) talvi, (b) kevät, (c) kesä ja (d) syksy. Kuva esittää 26 ilmastonmuutosmallin tulosten keskiarvoa, ja alueet, joilla näistä vähintään 23 mallia simuloi samansuuntaista muutosta, on merkitty pisteytyksellä.

lämmittää ilmaa. Ilmiö voimistaa ankaria helleaaltoja, jotka ilmaston lämmetessä muutoinkin yleistyvät. Kova kuumuus mm. lisää vanhusten ja sydänvikaisten ihmisten kuolemia.

LÄHTEET

Ruosteenoja, K., T. Markkanen, A. Venäläinen, P. Räisänen ja H. Peltola, 2017. Seasonal soil moisture and drought occurrence in Europe in CMIP5 projections for the 21st century. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-017-3671-4.

Pitkän interferometrisen vesivaa'an havaitsemat ja kuormitusmallinnuksessa analysoidut Itämeren ominaisheilahtelut

H. Ruotsalainen[1] **ja M. Nordman**[1]

[1]Maanmittauslaitos, Paikkatietokeskus, hannu.ruotsalainen@nls.fi

Abstract

Seiche-oscillation loading is not much studied in the international research. The Baltic Sea eigenoscillation (seiche) phenomenon is well known over 100 years, but its crustal loading not. Here we study the frequencies and crustal loading tilt amplitudes of the Baltic Sea seiche oscillations determined from the high resolution crustal tilt observations of the NSiWT tilt meter in Lohja2 geodynamic station, Lohja, Finland. We compare spectra of non-tidal tilt observation of the NSiWT and of the Baltic Sea non-tidal loading model tilt together and thereafter with periods of oceanographic eigenoscillation model of the Baltic Sea by Wübber and Krauss. Preliminary analysis of one data section 2009-12-09 - 2010-01-10 shows very good fit between tilt observations, loading tilt and oceanographic models.

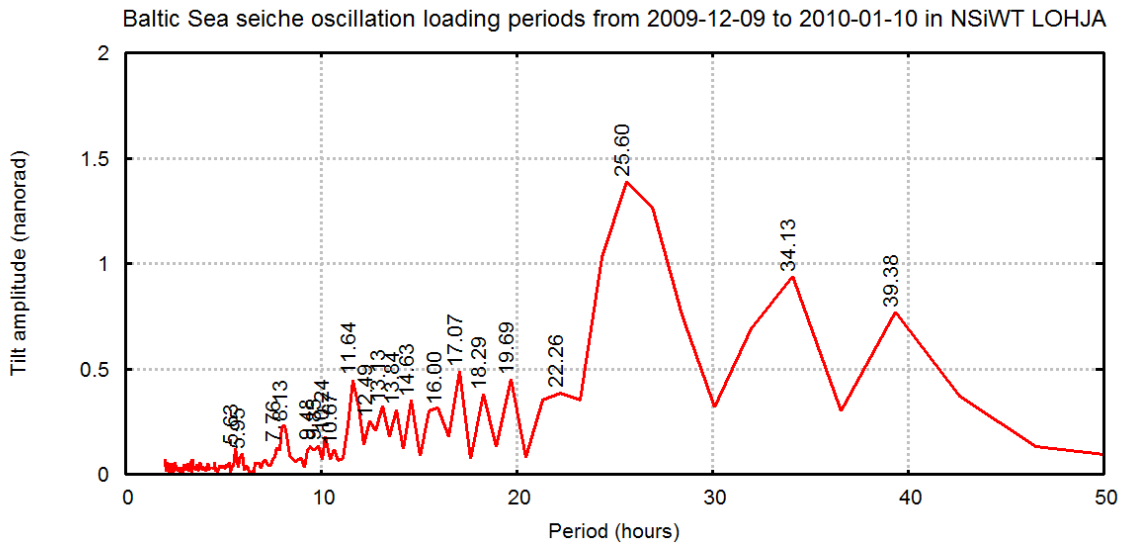
1. ITÄMEREN OMINAISHEILAHTELU- JA VUOKSITUTKIMUKSEN TAUSTAA

Itämeren oseanografiassa on hyvin tunnettu Wittingin (1911) esittämä tutkimus Itämeren vuorovesi-ilmiöstä ja ominaisheilahteluista (seiche). Ongelman ydin on se, että joitain Itämeren ominaisheilahtelutaajuuksia esiintyy vuorovesiaaltojen taajuuksilla ja ilmiöt häiritsevät toisiaan. Sen takia suora spektrianalyysi vedenkorkeushavainnoista ei erota ilmiöitä toisistaan ja esimerkiksi Witting (1911) pyrki analysoimaan nämä ilmiöt erillään.

Itämeren ominaisheilahtelut muodostuvat tuulen kuormittaessa meren pintaa siirtäen massaa pois tasapainotilasta. Kun tämä ilmakehän liikkeistä johtuva kuormitus lakkaa, meri alkaa altaan muodon mukaisesti heilahdella edestakaisin eri moodeissaan palautuen rauhallisempaan olotilaansa maan painovoiman potentiaalin mukaiseksi, jos ulkoista pakotetta ei ole.

Vuoksi-ilmiön eri aaltokehitelmien taajuudet tunnetaan hyvin kuun, auringon ja planeettojen tarkkojen astronomisten elementtien ja maan pyörimisliikkeen mallinnuksen avulla. Kiinteän maan vuoksi-ilmiö ja valtamerivuoksen kuormitus voidaan mallintaa havainnoista pois verrattain hyvin ennen Itämeren ominaisheilahtelujen tarkastelemista.

Wübber ja Krauss (1979) esittivät 10 kpl erilaista 2D ominaisheilahtelumoodia Itämerelle, jotka parantavat huomattavasti Wittingin (1911) ja Lisitzinin (1959) esittämien lähinnä 1-dimensioisten ominaisheilahtelumallien ratkaisuja.



Kuva 1: Itämeren ominaisheilahtelujen periodeja Lohja NSiWT vesivaa'an rekisteröinnistä ajalta 2009-12-09 – 2010-01-10 spektrianalyysin avulla (Tsoft, Van Camp, M., and Vauterin, P. 2005). Aineistosta on poistettu kiinteän maan vuoksi ja valtamerikuormitus mallintamalla (Wenzel (1996), Schüller (2015), Agnew (2012)).

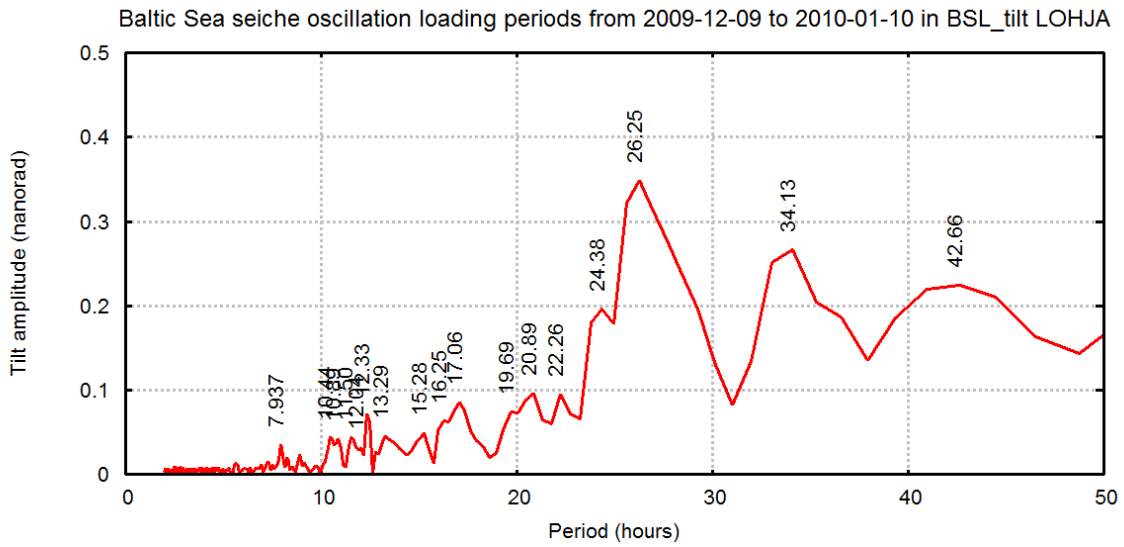
2. ITÄMEREN OMINAISHEILAHTELU NSIWT:N HAVAINNOISSA

Lohjan Tytyrin kaivoksessa sijaitsevan pitkän interferometrisen vesivaa'an (NSiWT) toimintaa on kuvattu useissa julkaisuissa kuten esim. Kääriäinen, (1979), Kääriäinen ja Ruotsalainen, (1989), Ruotsalainen (2001), Ruotsalainen et al. (2015), Ruotsalainen, (2017). Laitteen huomattava erotuskyky antaa mahdollisuuden tutkia kiinteän maan vuoksideformaation, valtamerikuormituksen ja ilmakehäkuormituksen (Ruotsalainen et al. (2015)) ohella myös Itämeren muita kuormitusilmiöitä yksityiskohtaisemmin.

Kun vesivaa'an antamasta maan kallistushavainnosta on poistettu kiinteän maan deformaatio ja valtamerten sekä ilmakehän kuormitusdeformaato, voidaan jäljelle jääneestä residuaalista ottaa taajuusspektri, josta pystytään määrittämään Itämeren ominaisheilahtelujen periodeja. Olemme analysoineet noin kuukauden mittaisen aikasarjan vesivaa'an havaintoja ja kuva 1. esittää havaitut periodit.

3. ITÄMEREN OMINAISHEILAHTELU KUORMITUSMALLINNUKSESSA

Toinen tapa analysoida Itämeren ominaisheilahteluita on laskea suoraan Itämeren merenkorkeushavainnoista massan vaihtelumalli (H.Virtanen), josta voidaan Greenin funktioilla (Farrell, (1972), Agnew, (2012)) laskea suoraan kunkin ajanhetken kiinteän maan kuormitusvaste (esim. kallioperän kallistuma Lohjalla tässä tapauksessa. Kuvassa 2 näkyvät Itämeren ominaisheilahtelujen periodit kuormitusmallinnuksen tuloksista laskettuna.



Kuva 2: Itämeren ominaisheilahtelujen periodeja Itämeren mareografeista lasketusta kuormitusmallista (Baltic Sea Loading, BSL) ajalta 2009-12-09 – 2010-01-10 spektrianalyysin (Tsoft, Van Camp, M., ja Vauterin, P. (2005)) avulla. Aineistosta on poistettu Itämeren harmoninen vuoksitaajuuksinen kiinteän maan kuormitusmalli.

4. HAVAINTOJEN JA MALLINNUKSEN VERTAILU

Aiemmin Itämeren ominaisheilahteluja ovat tutkineet Wübber ja Krauss (1979). He kehittivät Itämeren ominaisheilahteluille matemaattisen 2D mallin avulla 10 erilaista moodia ja kuvasivat miten Itämeren eri osissa moodit muodostuivat.

Kolmannella rivillä ovat heidän laskemansa 2D ominaisheilahtelumoodit, joiden jaksot ovat tunteja. Kahdella muulla rivillä ovat vastaavat moodit poimittuna kuvista 1 ja 2 eli vesivaa'an ja kuormitusmallin spektreistä.

Taulukko 1: Itämeren ominaisheilahtelumoodit 1-6 Lohjalla NSiWT vesivaa'an havainnoissa, kuormituslaskennassa ja Wübber ja Krauss tekemästä (1979) matemaattisesta Itämeren ominaisheilahtelumallista, jossa myös Coriolis-vaikutus on otettu huomioon.

Lohja/jakso/h	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4	Mode 5	Mode 6
NSiWT tilt	34.13	25.60	23.27	19.69	17.06	13.13
BSL tilt	34.13	26.25	22.26	(19.69)	17.06	13.29
Wübber & Krauss	31.0	26.4	22.4	19.8	17.1	13.4

Ensimmäisen yksisolmuisen moodin jakso Pohjanlahden ja Itämeren pääaltaan välillä (mode 1 Wübber ja Kraussin (1979) julkaisussa) huomioiden myös maapallon pyörimisliikkeen aiheuttama Coriolis-efekti on 34.42 h. He mallinsivat edelleen tätä jaksoa ottaen huomioon Gotlannin ja Ahvenanmaan välillä esiintyvien kolmen amfidromin vaikutukset tulokseen ja päätyivät taulukossa 1 olevaan jakson arvoon 31h. He tosin huomauttavat, että Ahvenanmeren ominaisuuksilla on ratkaiseva rooli jakson pituuden muodostumisessa. He esittävät että jakso voi mainitusta syystä pidentyä 31 – 33 tuntiin. Tämä voidaan havaita NSiWT:n havainnoissa ja BSL tilt

mallissa.

Myös Itämeren eri osien välille muodostuneiden muiden ominaisheilahtelumoodien 2 – 6 jaksot ylläolevassa taulukossa vastaavat hyvin Wübber ja Krauss:n esittämiä jaksoja.

Kuvissa 1 ja 2 on myös muita jaksoja, joita Wübber ja Krauss (1979) eivät ole esittäneet tutkimuksessaan ja joiden voidaan ajatella myös Itämeren ominaisheilahtelujaksoja.

Johtopäätöksinä voidaan todeta, että yhdestä kuukauden mittaisesta havaintojaksosta tehty analyysi osoittaa että Lohjan interferometrisen NSiWT vesivaa'an ja Itämeren kuormitusmallilaskun ominaisheilahtelujaksojen periodit osoittavat hyvää yhteensopivuutta keskenään. Mainituttujen ominaisheilahtelujen periodit sopivat myös hyvin Wübber ja Krauss:n (1979) esittämiin matemaattisiin Itämeren ominaisheilahtelumallien periodeihin.

KIITOKSET

Kiitokset H. Virtaselle Itämeren massamallien laskemisesta.

LÄHTEET

Agnew, D.C., 2012. SPOTL: Some Programs for Ocean-Tide Loading, *SIO Techn. Rep., Scripps Inst. of Oceanogr.*, http://escholarship.org/uc/item/954322pg.

Kääriäinen, J., 1979. Observing the Earth Tides with a long water tube tilt meter, *Ann. Acad. Sci. Fenn. A VI Physica*, No **424**.

Kääriäinen, J., ja H. Ruotsalainen, 1989. Tilt measurements in the underground laboratory Lohja2, Finland in 1977 - 1988, *Publication of the Finnish Geodetic Institute*, No. **110**, Helsinki.

Lisitzin, E., 1959. Uninodal seiches in the oscillation system Baltic proper, Gulf of Finland, *Tellus*, **4**, 459-466.

Nordman, M., H. Virtanen, S. Nyberg, ja J. Mäkinen, 2015. Non-tidal loading by the Baltic Sea: Comparison of modelled deformation with GNSS time series, *GeoResJ.*, **Vol. 7**, 14-21.

Ruotsalainen, H., 2001. Modernizing the Finnish Long Water-Tube Tilt meter, *J. Geod. Soc. Japan*, **Vol. 47**, 1:28-33.

Ruotsalainen H., M. Nordman, H. Virtanen ja J. Virtanen, 2015. Ocean tide, Baltic Sea and atmospheric loading model tilt comparisons with interferometric geodynamic tilt observation - case study at Lohja2 geodynamic station, southern Finland, *J. Geod. Sci.*, **Vol. 5**, Issue 1, ISSN (online) 2081-9943, DOI: 10.1515/jogs-2015-0015, December 2015.

Ruotsalainen, H., 2017. Interferometric Water Level Tilt Meter Development in Finland and Comparison with Combined Earth Tide and Ocean Loading Models, *Pure Appl. Geophys.*, doi:10.1007/s00024-017-1562-6, open access.

Schüller, K., 2015. Theoretical Basis for Earth Tide Analysis with the New ETERNA34-ANA-V4.0 Program, *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, **149**, 12024-12062.

Schüller, K., 2016. User's Guide ET34-ANA-V5.2, Installation Guide ETERNA34-ANA-V5.2, Surin.

Van Camp, M. ja Vauterin, P. 2005. Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides, *Computers & Geosciences*, **31(5)**, 631-640.

Wenzel, H.-G., 1996. The nanogal software: Earth tide data processing package Eterna 3.30, *Bull. d'Inf. Marées Terr.*, **124**, 9425-9439.

Witting, R., 1911. Tidvattnen i Östersjön och Finska viken, Fennia **29**, No 2.

Wübber, C. ja W, Krauss, 1979, The two-dimensional seiches of the Baltic Sea, *Oceanol. Acta*, **Vol. 2**, No 4.

GOCE-painovoimasatelliitin käyttö Suomen geoidimallinnuksessa

Timo Saari[1] **ja Mirjam Bilker-Koivula**[1]

[1]FGI - Paikkatietokeskus, Maanmittauslaitos, timo.saari@maanmittauslaitos.fi

Abstract

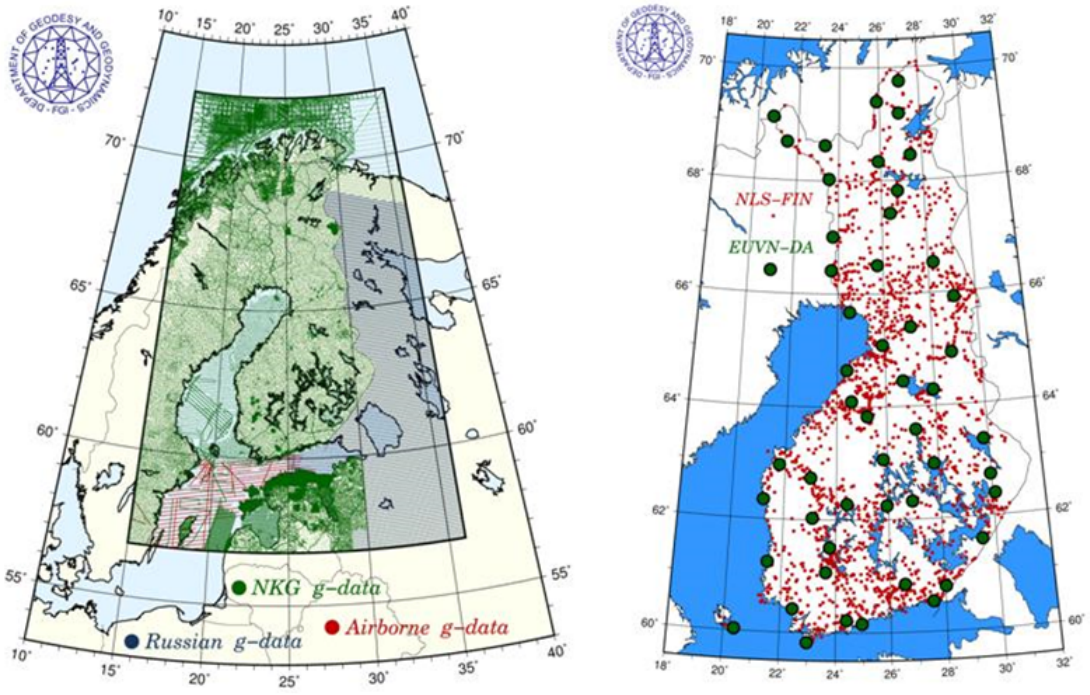
The gravity satellite mission GOCE made its final observations in the fall of 2013. Since the re-entry to the Earth's atmosphere, the full cycle of the GOCE data has been published by ESA. We calculated quasi-geoid models for Finland using the GOCE DIR5 model up to spherical harmonic degree and order 240, and the high resolution EIGEN-6C4 model up to degree and order 2190. The calculated quasi-geoid models were compared against the ground truth in Finland with two independent GPS-levelling datasets. The best quasi-geoid models with GOCE-only up to d/o 240 gave standard deviation of 2.6 cm (FIN_DIR5) in Finland. For the high resolution model EIGEN-6C4 as a global background model up to d/o 2190, the result was 1.7 cm (FIN_EIGEN-6C4). The sub-2-centimetre (and near 2 cm, when using the GOCE-only model) accuracy is an improvement over the previous and current Finnish geoid models.

1. JOHDANTO

Tarkimmat korkeudenmääritykset ovat jo yli vuosisadan perustuneet perinteiseen tarkkavaaitusmenetelmään, joka on erittäin tarkka ja luotettava, mutta äärimmäisen hidas, työläs sekä kallis - etenkin valtakunnallisesti suoritettuna. 2000-luvun kysymykseksi onkin muodostonut: voitaisiinko tarkkavaaitus korvata huomattavasti tehokkaammilla moderneilla tekniikoilla, kuten satelliitti-paikannuksella? Kaikkien satelliittipohjaisien korkeudenmääritysmenetelmien kynnyksenä on Maan painovoimakentän ekvipotentiaalipinta eli geoidi ja sen pintaa kuvaava geoidimalli, jota kyseiset menetelmät tarvitsevat fysikaalisten korkeuksien määrittämiseen. Ilman geoidimallia satelliitti-paikannuksella määritetyt korkeudet eivät ole sidottuina fysikaaliseen Maahan, vaan matemaattisesti määritettyyn vertausellipsoidiin. Tästä johtuen geoidimäärityksen tarkkuuden ja virhekontrollin tutkimus on varsin merkittävää.

Euroopan avaruusjärjestön (ESA) painovoimasatelliittimissio GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) on tuonut geoidimallinnukseen uusia mahdollisuuksia. GOCE oli toiminnassa vuosina 2009–2013, mikä oli yli tuplasti kauemmin kuin mission suunniteltu elinikä. Tämän mahdollisti odotettua lievempi Auringon aktiivisuus. GOCE-missio oli jo elinkaarensa puolesta erittäin onnistunut projekti, sillä satelliittimissio tuotti lisäksi havaintoja myös matalammilta kiertoradoilta, tuottaen entistä tiheämpää aineistoa Maan painovoimakentästä.

Suomen nykyinen käytössä oleva geoidimalli, FIN2005N00, on jo yli vuosikymmenen ikäinen, minkä lisäksi geoidimalli on ajalta ennen GOCE-painovoimasatelliittimissiota. Pohjoismainen



Kuva 1: Suomen geoidimallinnuksessa käytetty painovoima-aineisto (vasemmanpuoleinen kuva) sekä vertailussa käytetyt GPS-vaaitus -aineistot (oikeanpuoleinen kuva).

geodeettinen komissio (NKG), jossa Paikkatietokeskus toimii tiiviisti mukana, on juuri saanut valmiiksi uuden Pohjoismaiden sekä Baltian alueen kattavan geoidimallin NKG2015, jossa GOCE-aineisto on merkittävässä roolissa. Selvitys Suomen uudelle geoidimallille on tarpeen, sillä lähivuosina Suomen nykyinen korkeusjärjestelmä, N2000, tulee päivittää vastaamaan jääkauden jälkeisestä maankohoamisesta johtuvaa tilannetta. Luvussa 2 käsitellään geoidimallinnuksessa sekä mallinnetun geoidimallin tarkkuuden vertailussa käytetyt aineistot sekä mallit. Luvussa 3 esitellään tulokset.

2. SUOMEN GEOIDIMALLINNUKSESSA KÄYTETYT AINEISTOT

Geoidimallinnuksessa käytetty painovoima-aineisto on kuvattuna kuvassa 1 (vasemmalla). Aineisto koostuu Suomen rajojen sisällä Paikkatietokeskuksen ylläpitämästä painovoimapiste-aineistosta. Kuvan siniset pisteet ovat Venäjän painovoima-aineistoa, punaiset viivat Itämeren ilmagravimetria-aineistoa sekä Suomen ulkopuoliset vihreät pisteet NKG:n painovoima-aineistosta (Forsberg et al. 2004).

Geoidilaskennan taustamalleina käytettiin globaaleina painovoimakenttämalleina GOCE DIR5 geoidimallia (Bruinsma et al. 2013), jonka Saari ja Bilker-Koivula (2015) totesivat parhaaksi painovoimasatelliittipohjaiseksi malliksi Suomen alueella. Lisäksi Suomen geoidimallinnuksessa käytettiin korkearesoluutioista EIGEN-6C4 geoidimallia (Förste et al. 2015), joka sisältää myös täydellisen GOCE-aineiston. Korkearesoluutioinen malli sisältää satelliittiaineistojen lisäksi ilma-gravimetria- sekä maa-aineistoja.

Laskettujen geoidimallien tarkkuuden arviointiin käytettiin kahta erillistä GPS-vaaitus -aineistoa (Kuva 1, oikeanpuoleinen kuva): Maanmittauslaitoksen valtakunnallinen aineisto (NLS-FIN, 1540 ykkös–kolmosluokan pistettä) sekä EUVN-DA (The European Vertical Reference Network - Densification Action) -projektin aineisto (50 ykkösluokan pistettä) (Ollikainen, 2006). Kaikki GPS-vaaituksien kuten painovoimapisteiden epookit korjattiin epookkiin 2000.0, mikä on samalla nykyisen korkeusjärjestelmämme, N2000, epookki.

3. SUOMEN GEOIDIMALLINNUKSEN TULOKSET JA JOHTOPÄÄTÖKSET

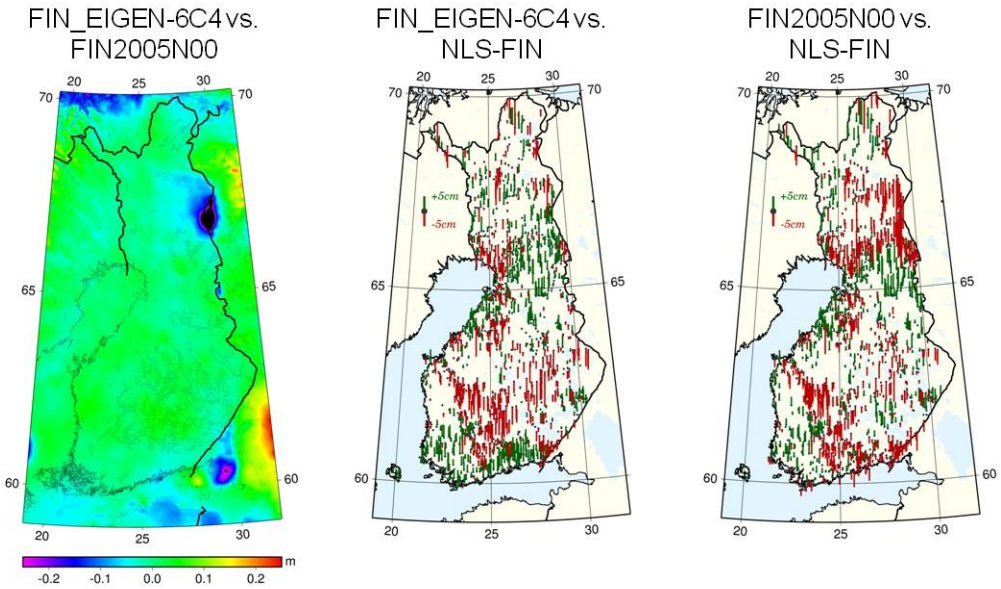
Kaikki geoidimallinnukset sekä -vertailut tehtiin pyGravsoft-ohjelmalla, joka on Fortran pohjainen painovoimakentän mallinnukseen kehitetty ohjelmisto (Forsberg ja Tscherning, 2008). Taulukkoon 1 on koottu tulokset parhaista Suomen geoidimallien tuloksista, mitkä ovat laskettuina käyttäen GOCE DIR5 geoidimallia globaalina taustamallina (FIN_DIR5) palloharmonisten funktioiden aste- ja järjestyslukuun (d/o) 240 saakka sekä EIGEN-6C4 (FIN_EIGEN-6C4) geoidimallia d/o 2190 asti. Lisäksi, taulukkoon 1 on laskettu Suomeen saatavilla olevien geoidimallien tarkkuudet GPS-vaaitus -aineistoihin (NLS-FIN sekä EUVN-DA) verrattuna:

- Suomen nykyinen geoidimalli FIN2005N00 (Bilker-Koivula, 2010)
- Pohjoismaiden ja Baltian alueen geoidimalli NKG2004 (Forsberg et al. 2004)
- Uusi Pohjoismaiden ja Baltian alueen geoidimalli NKG2015 (Ågren et al. 2016)
- Euroopan alueen geoidimalli EGG2008 (Denker et al. 2008).

Taulukko 1: Saatavilla olevien geoidimallien vertailu GPS-vaaituksiin (NLS-FIN ja EUVN-DA).

Geoidimalli, GPS-vaaitusaineisto	Mean	$\sigma(m)$	Trend removed	Mean	$\sigma(m)$
FIN_DIR5, NLS-FIN	0.294	0.029	Linear xy	-	0.028
FIN_DIR5, EUVN-DA	0.289	0.027		-	0.026
FIN_EIGEN-6C4, NLS-FIN	0.302	0.026	Linear xy	-	0.025
FIN_EIGEN-6C4, EUVN-DA	0.304	0.018		-	0.017
FIN2005N00, NLS-FIN	-0.004	0.028	Linear xy	-	0.029
FIN2005N00, EUVN-DA	-	-		-	-
NKG2004, NLS-FIN	-0.026	0.044	Linear xy	-	0.034
NKG2004, EUVN-DA	-0.013	0.041		-	0.023
NKG2015, NLS-FIN	-0.013	0.027	Linear xy	-	0.027
NKG2015, EUVN-DA	-0.007	0.020		-	0.019
EGG2008, NLS-FIN	0.047	0.037	Linear xy	-	0.037
EGG2008, EUVN-DA	0.046	0.032		-	0.030

Taulukossa 1 on esitetty geoidimallien vertailut GPS-vaaitusaineistoihin ennen ja jälkeen trendin (offset sekä kallistus) poiston. Selkeästi parhaimmat tulokset saavutetaan uusimmilla malleilla, jotka sisältävät täydellisen GOCE-aineiston laskennassaan: FIN_EIGEN-6C4 (1.7 cm, EUVN-DA) sekä NKG2015 (1.9 cm, EUVN-DA). Kuvassa 2 on esitetty FIN_EIGEN-6C4 sekä



Kuva 2: FIN_EIGEN-6C4 ja FIN2005N00 geoidi- sekä GPS-vaaitusvertailujen eroavaisuudet. Kuvan 2 (vasen kuva) geoidimallien välisissä eroissa havaitaan kaksi eristäytynyttä mustaa aluetta, joissa mallien väliset eroavaisuudet ovat lähes puoli metriä. Eroavaisuudet johtuvat pääsääntöisesti malleissa käytetyistä Venäjän painovoima-aineistoista. Kuvan 2 (keskimmäinen ja oikea kuva) GPS-vaaitusvertailujen eroista havaitaan, että mallit ovat melko homogeenisia Etelä-Suomessa, missä FIN2005N00 on tarkimmillaan. Mallien väliset eroavaisuudet kasvavat leveyspiirin 65 jälkeen, missä tunnetusti FIN2005N00 ongelmat ovat olleet (Pohjois-Suomi). Geoidierojen mustat alueet vaikuttavat rajan läheisyydessä oleviin GPS-vaaituspisteisiin, missä mallien väliset erot ovat suurimmillaan.

FIN2005N00 mallien eroavaisuudet: geoidimallien erot (vasen kuva) sekä GPS-vaaitusvertailujen erot (oikeat kuvat).

Koko Suomen valtakunnan alueelle saavutettu alle 2 cm keskihajonta (FIN_EIGEN-6C4 ja NKG2015) on selkeä parannus aikaisempiin geoidimalleihin verrattuna. Tulos vahvistaa GOCE-painovoimamission erinomaisen vaikutuksen myös paikallisiin geoidimallinnuksiin.

KIITOKSET

Tutkimuksen ovat rahoittaneet Vilho, Yrjö ja Kalle Väisälän rahaston myöntämä jatkokoulutusapuraha sekä Euroopan avaruusjärjestön ja Kiinan tiede- ja teknologiaministeriön Dragon 3 projektisopimus 4000110315/14/I-BG.

LÄHTEET

Ågren, J., G. Strykowski, M. Bilker-Koivula, O. Omang, S. Märdla, R. Forsberg, A. Ellmann, T. Oja, I. Liepins, E. Parseliunas, J. Kaminskis, L.E. Sjöberg ja G. Valsson, 2016. The

NKG2015 gravimetric geoid model for the Nordic-Baltic region, Presentation, Gravity, Geoid and Height Systems (GGHS) 2016, 19–23.9.2016, Thessaloniki, Kreikka.

Bilker-Koivula, M., 2010. Development of the Finnish height conversion surface FIN2005N00, *Nordic Journal of Surveying and Real Estate Research*, **7(1)**, 76-88, ISSN 1459-5877.

Bruinsma, S.L., C. Förste, O. Abrikosov, J.C. Marty, M.H. Rio, S. Mulet ja S. Bonvalot, 2013. The new ESA satellite-only gravity field model via the direct approach, *Geophysical Research Letters*, **40(14)**, 3607–3612, doi:10.1002/grl.50716.

Denker, H., J.P. Barriot, R. Barzaghi, D. Fairhead, R. Forsberg, J. Ihde, A. Kenyeres, U. Marti, M. Sarrailh ja I.N. Tziavos, 2008. A new European Gravimetric Quasigeoid EGG2008, Poster, IAG International Symposium - Gravity, Geoid and Earth Observation 2008, 23–27.6.2008, Chaniá, Kreeta, Kreikka.

Forsberg, R., G. Strykowski ja D. Solheim, 2004. NKG-2004 geoid of the Nordic and Baltic area, Proceedings on (CD-ROM) IAG International Symposium - Gravity, Geoid and Space Missions -GGSM2004 – Abstracts, Presentations, Papers, 30.8–3.9.2004, Porto, Portugali.

Forsberg, R. ja C.C. Tscherning, 2008. An overview manual for the GRAVSOFT Geodetic Gravity Field Modelling Programs, 2nd. Edition, August 2008, http://www.researchgate.net/publication/258889946_An_overview_manual_for_the_GRAVSOFT_Geodetic_Gravity_Field_Modelling_Programs.

Förste, C., S.L. Bruinsma, O. Abrikosov, J.-M. Lemoine, J.-C. Marty, F. Flechtner, G. Balmino, F. Barthelmes ja R. Biancale, 2015. EIGEN-6C4 The latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse, GFZ Data Services, doi:10.5880/icgem.2015.1.

Ollikainen, M., 2006. The EUVN_DA campaign in Finland, *Publications of the Finnish Geodetic Institute*, **135**, 39 s.

Saari, T. ja M. Bilker-Koivula, 2015. Evaluation of GOCE-based Global Geoid Models in Finnish Territory, *Newton's Bulletin*, **5**, 25-36.

Copernicus Marine Environment Monitoring Service: Improved Wave Forecasts for the Baltic Sea

T. Siili[1], L. Tuomi[1] and O. Vähä-Piikkiö[1]

[1]Finnish Meteorological Institute, Marine Research Unit, tero.siili@fmi.fi

The Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS) is an open, free and integrated service for all marine areas surrounding Europe. CMEMS has been operational since May 2015 and is the successor of & based on the six-year pre-operational MyOcean demonstration service. Most recent addition to the CMEMS product portfolio is wave forecasts, which were launched in April 2017. For the Baltic Sea area, Finnish Meteorological Institute (FMI) and Tallinn University of Technology, Marine Systems Institute (MSI) are responsible for the wave forecasts as members of the BAL FMC (Baltic Monitoring and Forecasting Centre), a consortium of altogether five institutions from the Baltic coastal states. This presentation gives an overview of the CMEMS wave forecast process and service, focusing on the Baltic Sea forecasts and the associated special features & characteristics of the area.

1. THE BAL MFC CONSORTIUM

The BAL MFC consortium coordinating partner is the Danish Meteorological Institute (DMI) and the other partners are Bundesamt für Seeschiffahrt und Hydrographie (BSH; Germany), Finnish Meteorological Institute (FMI), Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) and Tallinn University of Technology, Marine Systems Institute (MSI; Estonia). FMI has the primary responsibility for the wave forecasts with MSI acting as the backup.

2. THE WAVE FORECASTS

Forecasts are calculated twice per day for two days ahead with 1 nautical mile (approx. 1.85 km) horizontal resolution using the WAve Model (WAM) – a third generation wave forecasting model (The WAMDI Group, 1988). Wind is the primary driver of wave formation; WAM uses wind fields from FMI's HARMONIE weather forecasting model. The forecast area covers the Baltic Sea, the Danish Straits, Kattegat and Skagerrak. Boundary condition at the western boundary is given in form of time-dependent wave directional and frequency spectra, derived from global wave forecasts of the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF). In comparison with an open boundary condition, use of the ECMWF-derived boundary condition enables more realistic forecasts expecially in the Skagerrak and Kattegat, since wave features and patterns forecast by the ECMWF model can propagate into the WAM computational domain.

Altogether 16 wave variables are available from the service *via* `marine.copernicus.eu`, key forecast products (such as significant wave height H_s, wave period T and direction) with 1 h time resolution. An example view of a product is given in Figure 1. In addition to the most recent forecasts, archived data from the preceding two years are also available.

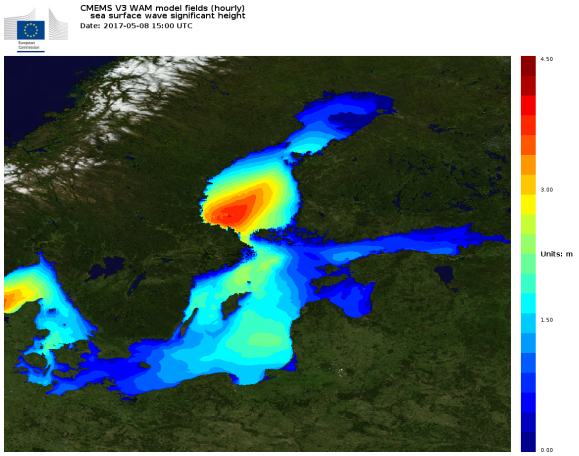


Figure 1: H_s forecast plot for 2017-05-08 15:00 UTC retrieved from the CMEMS service.

The Baltic Sea exhibits some special characteristics, which need to be taken into account in the forecasts. Many areas (especially Bay of Bothnia and Gulf of Finland) have ice coverage during the winter. Ice not only attenuates or prevents wave formation locally, but may also affect wave formation elsewhere by reducing the *fetch length*. FMI Ice Service provides the ice data currently used in the wave forecasts. Other sources of ice data have been tested, but the FMI data sets remain best suited for these forecasts. Another special characteristic of especially the northern Baltic Sea is the large number of small (subgridscale) islands and islets. Parametrisations for wave attenuation due to these features (Tuomi et al. 2014) are included in the forecast model.

ACKNOWLEDGEMENTS

The funding for this effort through the EU Copernicus Programme is gratefully acknowledged.

REFERENCES

The WAMDI Group, 1988. The WAM Model – A Third Generation Ocean Wave Prediction Model. *J. Phys. Oceanogr.*, **18**, 1775-1810.

Tuomi, L., H. Pettersson, C. Fortelius, K. Tikka, J.-V. Björkqvist, and K. Kahma, 2014. Wave modelling in archipelagos. *Coast. Eng.*, **83**, 205-220.

Avaruussääpäivystystä Ilmatieteen laitoksella vuodesta 2015

I. Sillanpää[1], T. Laitinen[1], L. Juusola[1], R. Järvinen[1], K. Kauristie[1], M. Takala[1] ja A. Viljanen[1]

[1]Ilmatieteen laitos, ilkka.sillanpaa@fmi.fi

Abstract

The Finnish Meteorological Institute started national space weather service in 2015. On-duty space weather officers follow the space weather and prepare forecasts and notices on space weather phenomena both to the public and governmental agencies. The public forecasts mostly focus on the likelihoods of visible aurora borealis in Finland. The institute provides Finnish governmental agencies notices and warnings concerning extreme space weather conditions with possible societal impacts.

1. JOHDANTO

Suomen kansallinen riskiarvio 2015 laadittiin sisäministeriön toimesta. Riskiarvion laadinta perustui EU:n päätökseen, jonka mukaan jokaisen EU-maan on kehitettävä riskiarviointeja kansallisella tai asianmukaisella paikallisella tasolla ja annettava komissiolle yhteenveto niiden keskeisistä osista viimeistään 22. päivänä joulukuuta 2015 ja sen jälkeen joka kolmas vuosi. Riskiarvio on ladattavissa lähdeluettelossa esitetystä internet-osoitteesta. Arvio sisältää kuusi laajasti yhteiskuntaan vaikuttavaa uhkakuvaa, joista yksi on "aurinkomyrskyn 100-vuoden riskiskenaario"eli avaruussään aiheuttamat uhat. Vuoden 2015 alusta Ilmatieteen laitoksen toimittamat avaruussäävaroitukset otettiin osaksi LUOVA-järjestelmää, joka on viranomaisten ja asiantuntijalaitosten välinen tietokanava. LUOVA varoittaa ja antaa tietoa Suomeen kohdistuvista ja maailmalla tapahtuvista vaarallisista luonnonilmiöistä.

Julkisia avaruussäätiedotteita toimitetaan arkipäivisin kesää lukuun ottamatta Ilmatieteen laitoksen internetsivuille (http://ilmatieteenlaitos.fi/avaruussaa). Nykyisellään päivystys-tehtäviä hoitaa viisi vuorottelevaa Ilmatieteen laitoksen tutkijaa.

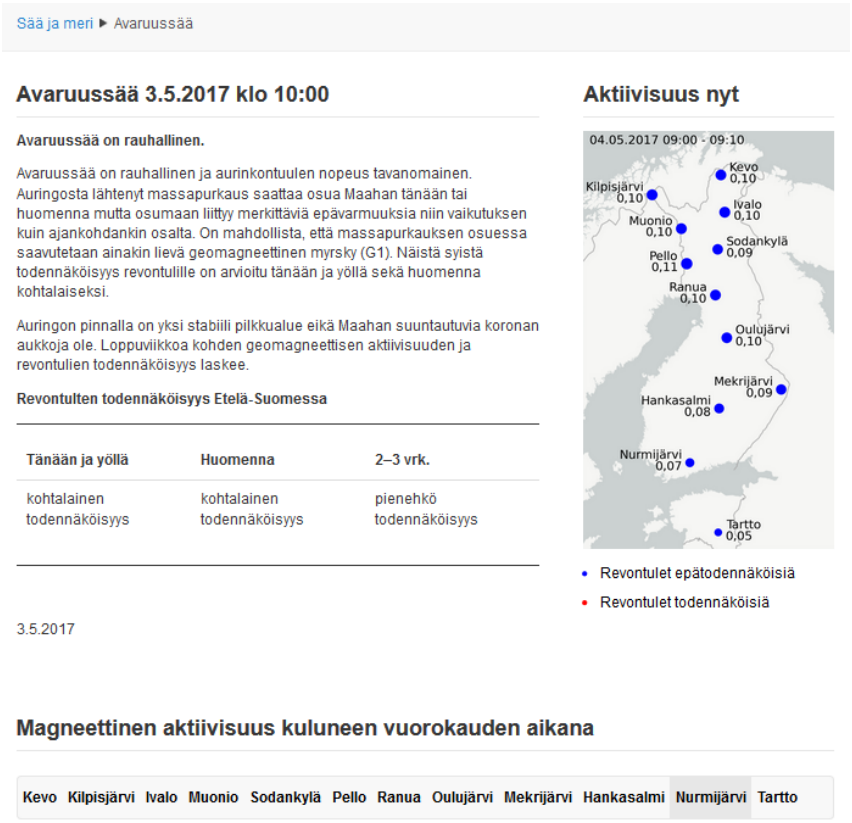
2. AVARUUSSÄÄPÄIVYSTYS

Ilmatieteen laitoksella on avaruussäätakapäivystäjä, joka on tavoitettavissa ympäri vuorokauden vuoden jokaisena päivänä. Takapäivystäjä on ammattitutkija, joka seuraa avaruussään kehittymistä ja laatii arkipäivisin tiedotteen Ilmatieteen laitoksen internetsivuille, jossa kuvaillaan yleistajuisesti ajankohtaista avaruussäätilannetta ja pyritään ennustamaan myös seuraavien päivien tilanne. Tiedote painottuu erityisesti revontulien näkymisen todennäköisyyksiin. Kuva 1

on ote Ilmatieteen laitoksen avaruussään tiedotesivusta. Tiedotesivu esittää tilannekatsauksen ja ennusteen lisäksi kartalla ajantasaisen todennäköisyyden revontulien näkymiselle Suomen alueella ja magneettikentän vaihtelun viimeisten 24 tunnin aikana Ilmatieteen laitoksen magneettisilla mittausasemilla Tartosta Kevoon ja Oulun yliopiston Sodankylän geofysiikan observatoriolla (Viljanen ja Häkkinen, 1998; Sillanpää et al. 2004; Kauristie et al. 2016).

Avaruussäästä LUOVA-viranomaistiedotteita takapäivystäjä laatii tilanteen vaatiessa yhdessä Ilmatieteen laitoksen päivystävän meteorologin kanssa. Tilanteen muuttuessa äkillisesti myös julkista avaruussäätiedotetta päivitetään.

Englannin ja Yhdysvaltain viranomaisten (UK Met Office ja NOAA) avaruussäähän liittyvät tiedotteet, avaruussäämallit ja satelliittipalvelut ml. aurinkotuulihavainnot ovat tärkeimpiä lähteitä Suomen avaruussääennusteen laadinnassa. Muita lähteitä ovat mm. Belgian aurinko-observatorion auringonpilkkuhavainnot, SDO-satelliittihavainnot Auringosta ja Ilmatieteen laitoksen omat sääennustukset ja niissä erityisesti revontulien havaitsemiseen vaikuttava pilvisyys. Edellisyön revontulista voi saada hyvän kuvan Taivaanvahti-sivuston (www.taivaanvahti.fi) kautta, johon useat harrastajat ilmoittavat havaintojaan.



Kuva 1: Ilmatieteen laitoksen avaruussäätiedote 3.5.2017 nettisivulla http://ilmatieteenlaitos.fi/avaruussaa

Avaruussääpäivystäjät ovat tutkijoita, joilla on tieteellinen tausta avaruusfysiikassa tai muissa luonnontieteissä ja kokemusta avaruussääilmiöiden seuraamisesta. Päivystysvuorot ovat tyypillisesti viikon mittaisia. Koska kesäkuukausina ei Suomen alueella revontulia ole öiden valoisuuden takia oikeastaan mahdollista havaita, kesä- ja heinäkuun aikana 2017 kokeillaan viikon mittaisten avaruussäätiedotteiden laatimista. Tarvittaessa avaruussäätiedotteita laaditaan kokeilunkin aikana päivittäin.

3. VIESTINTÄ

Ilmatieteen laitoksen avaruussäätiedotteen lisäksi avaruussääpäivystäjät julkaisevat lyhyitä viestejä twitterissä @FMIspace-tilillä, jolla on yli 5000 seuraajaa. Lisäksi päivystäjät vastaavat toimittajien tiedusteluihin. Julkinen viestintä painottuu useimmiten revontuliin ja asiantuntijakommenttien antamiseen avaruussäästä. Avaruussäätiedotesivun kävijämäärät ovat 2017 alkuvuonna noin 1000 päivässä, pienten avaruusmyrskyjen aikaan tyypillisesti 2000 - 3000 päivässä. Ilmatieteen laitoksella on revontulille ja avaruussäälle myös oma sivustonsa http://AurorasNow.fmi.fi. Sivustolle päivittyvät reaaliaikaisesti mm. revontulikameroiden kuvat.

Media on osoittanut merkittävää kiinnostusta revontuliin ja avaruussäähän, ehkä revontuliturisminkin vuoksi. Säännölliset avaruussäätiedotteet ovat tuottaneet yhteydenottoja toimittajilta, varsinkin avaruusmyrskyjen aikaan. Onpa YLEn pääuutislähetyksessäkin mainittu kohonnut revontulien todennäköisyys Avaruussäätiedotteita luettiin Tampereen teekkarien Rakkauden Wappuradiossa 19.-30.4.2017. Elokuun alussa 2016 Maahan iski Auringosta lähtenyt koronan massapurkaus, joka aiheutti geomagneettisen myrskyn ja revontulia nähtiin eteläisessä Suomessa. Tapauksesta tehtiin lehdistötiedote (http://ilmatieteenlaitos.fi/tiedote/222131259) syksyn ensimmäisinä revontulina, ja siitä julkaistiin useita uutisia eri medioissa (esim. lähdeluettelossa mainitut Iltalehden ja Karjalaisen jutut).

4. YHTEENVETO

Ilmatieteen laitoksen säännölliset avaruussääpalvelut ja -tiedotteet ovat muodostuneet merkittäväksi kansalliseksi asiantuntijakanavaksi, josta sekä avaruudesta kiinnostuneet kansalaiset että revontuli- ja sääharrastajat saavat ajantasaista tietoa avaruussääilmiöistä. Tuore kansallinen riskiarvio toi avaruussään vaaralliset ilmiöt esiin viranomaistoiminnassa ja avaruussäävaarat on otettu mukaan viranomaistietokanavaan. Revontuliaiheet ovat osoittautuneet suurta yleisöä kiinnostaviksi uutisiksi. Revontulet ovat aihe, joka kytkeytyy suoraan geofysiikan tutkimukseen ja jolla on tänä päivänä myöskin kaupallista arvoa.

LÄHTEET

Iltalehti, Avaruudessa levotonta säätä - Turussa saatiin ihailla revontulia, 3.8.2016. http://www.iltalehti.fi/uutiset/2016080321993509_uu.shtml

Karjalainen, Avaruussää on levotonta - revontulikausi avattiin, 3.8.2016. http://www.karjalainen.fi/uutiset/uutis-alueet/kotimaa/item/112390-avarruussaa-on-levotonta-revontulikausi-avattiin

Kauristie K., M. Myllys, N. Partamies, A.Viljanen, P. Peitso, L. Juusola, S. Ahmadzai, V. Singh, R. Keil, U. Martinez, A. Luginin, A. Glover, V. Navarro ja T. Raita, Forecasting auroras from regional and global magnetic field measurements, *Geosci. Instrum. Method. Data Syst*, **5**, 253-262, doi:10.5194/gi-5-253-2016, 2016.

Sillanpää, I., H. Lühr, A. Viljanen ja P. Ritter, Quiet-time magnetic variations at high latitude observatories, *Earth Planets Space*, **56**, 47-65, doi:10.5194/gi-5-253-2016, 2016.

Atmospheric boundary layer structure over an Arctic fjord based on research aircraft measurements

I. Suomi[1], **T. Vihma**[1], **C. Lüpkes**[2], **J. Hartmann**[2] **and T. Nygård**[1]

[1] Meteorological Research, Finnish Meteorological Institute, irene.suomi@fmi.fi
[2] Climate Sciences, Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

Abstract

An analysis of intensive research aircraft measurements within an Arctic fjord during a winter day are presented. The results show the interaction between the large-scale atmospheric flow and the local orography: the strong channeling of the large-scale flow along the fjord in the beginning of the day and later, when the large-scale flow becomes weaker, the channeled flow is overtaken by the katabatic flow originating from the glacier slopes. The measurements provide a good test case for future modeling studies.

1. INTRODUCTION

A majority of the population in the High-Arctic lives at onshore locations, in many places characterized by fjords and other features of complex topography. Therefore it is essential to understand the interaction of the large scale atmospheric flow and local conditions in such areas. Moreover, Arctic fjords can be a major source of deep water formation (oceanography). However, fjords are usually poorly resolved in NWP models: the grid size is not sufficient and the orography is usually smoothened.

In this study, we use data from a winter aircraft campaign over an Arctic fjord, Wijdefjorden, which is located in Norway's Svalbard archipelago (Figure 1). This fjord was selected because it has an ideal geometry: it is long (about 110 km) and wide (5-15 km) south to north oriented with an ideal straight axis but it is bounded by complex topography varying in the scale of a hundred meters to kilometers. The ideal shape of the fjord will allow more general conclusions based on these unique observations and provide a good basis for high-resolution modelling. It may also provide possibilities to develop parameterization to represent fjords in large-scale models, such as climate models.

2. MEASUREMENTS

An intensive research aircraft campaign STABLE took place over Svalbard and its surrounding regions during March 2013. The research aircraft was the German Polar 5 of the Alfred Wegener Institute (AWI). In this study will focus on the flights that took place within Widjefjorden

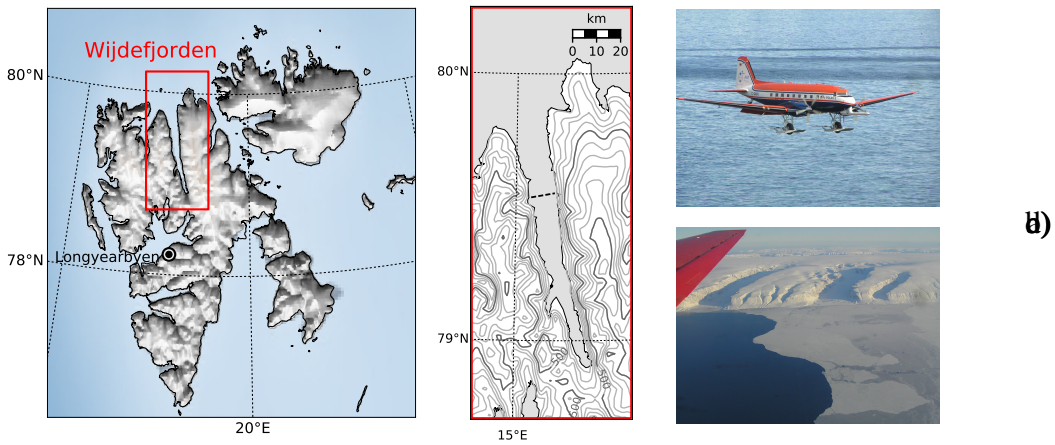


Figure 1: a) the study region, Wijdefjorden, is located in the European Arctic in the northern part of Svalbard archipelago. b) the mountain tops on both sides of Wijdefjorden exceed 1000 m. c) Polar 5 research aircraft of the German Alfred Wegener Institute (AWI). d) Wijdefjorden was covered by sea ice until about 70 km north from the bottom of the fjord (the dashed line in panel (b)).

(Figure 1) on 19 March. The flights included a saw-tooth pattern along the fjord and several horizontal flights at different altitudes within the fjord and above the mountains on both sides of the fjord. In addition, vertical profiles were flown at both ends of the fjord.

Measurements collected onboard the research aircraft included high-frequency measurements of temperature, wind vector and pressure at 100 Hz resolution. These were measured by instruments mounted on a 3-m-long nose boom. The height and the position of the aircraft were obtained from the Global Positioning System (GPS) and Inertial Navigation System (INS). In addition, the height was also derived from laser altimeter measurements. Surface radiation temperature was measured with a KT-19 radiation thermometer. A more detailed description of the instrumentations is provided in Tetzlaff et al. (2015).

3. RESULTS

During the flights on 19 March, a high pressure strengthened over Svalbard archipelago (Figures 2a-b). In the beginning of the flights, the large scale flow was north-easterly over Widjefjorden and it weakened during the day. Near noon, the near-surface wind was north-easterly at north of the fjord (Figure 2c). At the mouth region the wind was affected by the shadowing of the peninsula on the eastern side of the fjord. Further south, as the mountains on the western side became higher, the wind direction turned to north-northwesterly and accelerated due to the channeling effect on the flow by the fjord geometry. At the bottom of the fjord, the wind was weak.

Figure 3 shows two-dimensional cross section along the fjord based on saw-tooth pattern flight. The channeled northerly flow has its maximum at about 200-300 m height in the middle of the fjord and the height of the maximum increases to about 600-800 m near the bottom of the fjord. Close to the surface, there is another flow regime with a reversed flow direction. It represents

katabatic flow originating from the mountains at the bottom of the fjord.

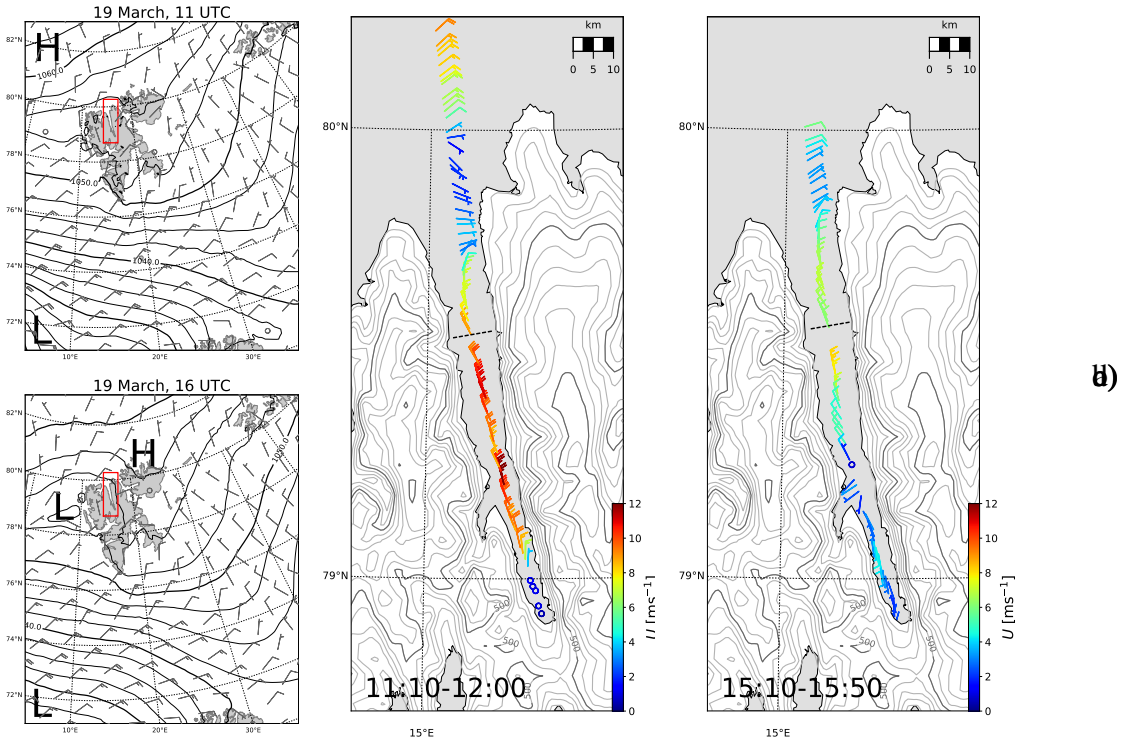


Figure 2: a) – b) mean sea level pressure and the wind at the lowest model level from simulations based on AROME Arctic. Observed wind conditions during low-level flights c) near noon and d) in the afternoon on 19 March 2013.

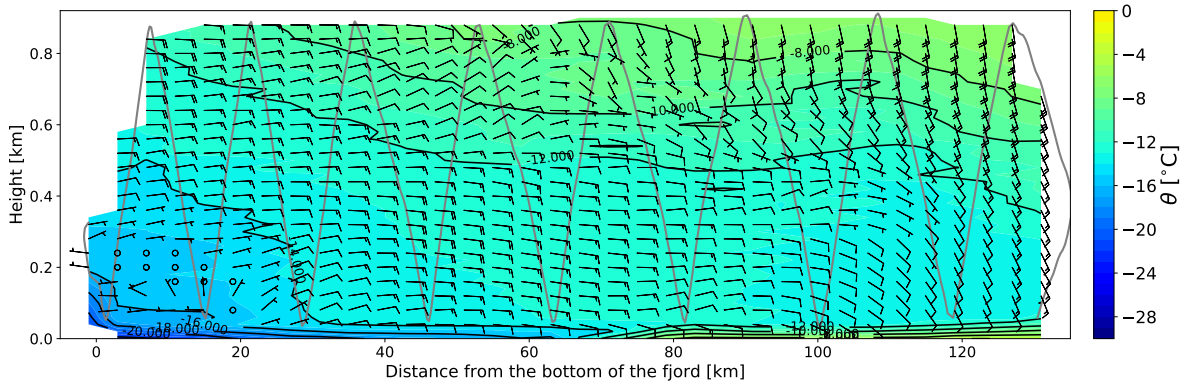


Figure 3: A saw-tooth pattern (grey lines) was flown along the fjord. Wind barbs have been turned such that they show the flow direction along the fjord and perpendicular to it. The color scale shows the linearly interpolated potential temperature field combining information along the flight path and from the surface radiation temperature measurements.

The wind vectors in Figure 2d show that in the afternoon, the katabatic flow regime has propagated further north while the channeled northerly flow has become weaker. Another katabatic flow regime is found originating from Vestfjorden at about 30 km from the bottom of the Wijdefjorden. The change in the flow pattern from that of Figure 2c to the one in Figure 2d can be

explained by the change in the large scale forcing shown in Figures 2a and 2b. This change in the flow pattern favours the formation of a cold-air pool within the ice-covered fjord (Vihma et al. 2012).

4. SUMMARY

In this study, we have analysed intensive research aircraft measurements taken during a winter day over a south-to-north oriented Arctic fjord with an ideal straight axis. The results revealed a dynamic interaction between the large-scale atmospheric flow and the local features of the orography. In the beginning of the day, the large-scale northeasterly flow was channeled along the fjord. Later, as the large scale flow weakened, the katabatic flow originating from the glacier slopes in the south took over and the wind was turned to southerly starting from the south. The front of the katabatic flow regime near the surface propagated northwards during the course of the day. The ideal shape of the fjord and these intensive measurements provide a good test case for future modeling studies.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research has received funding from the Academy of Finland via the TWASE project (contract 283101).

REFERENCES

Tetzlaff, A., C. Lüpkes, and J. Hartmann, 2015. Aircraft-based observations of atmospheric boundary-layer modification over Arctic leads. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141(692)**, 2839-2856.

Vihma, T., T. Kilpeläinen, M. Manninen, A. Sjöblom, E. Jakobson, T. Palo, T., J. Jaagus, and M. Maturilli, 2012. Characteristics of temperature and humidity inversions and low-level jets over Svalbard fjords in spring. *Advances in Meteorology*, **2011**.

Forecasting probabilities of extreme sea level events on the Baltic coast

J. Särkkä[1], **L. Tuomi**[1] **and A. Kangas**[1]

[1] Finnish Meteorological Institute, Jani.Sarkka@fmi.fi

Abstract

On the Baltic coast, it is important to have a sea level forecasting system that is able to accurately predict the probabilities of both low and high sea level events. We present a probability forecast method that uses meteorological forcing from ECMWF's ensemble prediction system for the sea level model of the Baltic Sea. The mean sea level variation due to water exchange through the Danish Straits is evaluated from wind forecast near Bornholm. The exceedance probabilities of sea levels for different locations are extracted from the forecast ensemble.

1. INTRODUCTION

Many of the fairways leading to Finnish harbours are shallow and in order for the cargo ships to optimize their route plan and loading, probability forecasts are needed using the sea level forecast information. Furthermore, in case of high sea level extremes, the authorities need warnings well in advance to prepare for flooding and prevention of damage at the coast. In order to assess the likelihoods of sea level extremes, a sea level probability forecast method has been developed for the Baltic Sea. The length of the forecast is 10 days.

2. METHODS

We used meteorological forcing (surface wind and air pressure) from ECMWF's ensemble prediction system in forecasting the sea level in the Baltic Sea. To ensure fast calculation of forecasts we used a numerical barotropic sea level model. The internal sea level variations in the Baltic Sea were calculated using the sea level model introduced by Hansen (1956), where the effect of atmospheric pressure was added to the by Häkkinen (1980). The model treats the Baltic Sea as a closed basin. The water exchange through the Danish Straits was evaluated using a statistical model based on the daily means of the zonal wind component at (55 N, 15 E) of the preceding 60 days, allowing to account for the future change in the mean sea level of the Baltic Sea. The sea level variations are obtained as a sum of internal and mean sea level variation. The details of the model are explained in a forthcoming publication by Särkkä et al. (2017).

3. RESULTS

We performed a control forecast and 50 perturbed forecasts for the sea level of next 10 days. From the ensemble of sea level forecasts, the likely range of sea level and exceedance probabilities of fixed levels were calculated to the tide gauge stations (similar calculations can be

performed to any location in the Baltic Sea). The quality of the sea level forecasts was assessed by comparing the results with the tide gauge observations. Preliminary results show that the water volume variations of the Baltic Sea are accurately described by the sea level forecasts, and the deviation of the forecasts is not too large for the purpose of calculating exceedance probabilities. Compared to the present operational sea level forecasts at the Finnish Meteorological Institute, the probability forecasts have longer temporal extent and confidence ranges are added to the sea level forecast. The sea level probability forecast for the Finnish coast will be made operational at FMI in the near future.

REFERENCES

Hansen, W., 1956. Theorie zur Errechnung des Wasserstandes un der Strömungen in Randmeeren nebst Anwendungen. *Tellus*, **8**, 287-300.

Häkkinen, S., 1980. Computation of sea level variations during December 1975 and 1 to 17 September 1977 using numerical models of the Baltic Sea. *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, **33**, 158-175.

Särkkä, J., K.K. Kahma, M. Kämäräinen, M.M. Johansson and S. Saku, 2017. Simulated extreme sea levels at Helsinki. Accepted to *Boreal Environment Research*.

High-latitude geomagnetic activity enhanced by Alfven waves

E.I. Tanskanen[1] , R. Hynönen[1], K. Mursula[2] and K. Snekvik[3]

[1]Aalto University, Finland, eija.tanskanen@aalto.fi
[2]University of Oulu, Finland
[3]University of Bergen, Norway

Abstract

Geomagnetic activity in high-latitudes is known to vary over the solar cycle such that largest and most frequent substorms are observed during the declining solar cycle phase. A rapid transition is seen in high-latitude geomagnetic activity from 2002 to 2003, when number of substorms increased by 43 % and substorm size 28 %. Here we examined the solar wind sources for the rapid increase. First we identified solar wind Alfvénic fluctuations based on the cross helicity and then computed related solar wind speed and other solar wind properties. ALFs were observed throughout the solar cycle, but they were most frequent in the declining phases of the solar cycles 22 and 23 coinciding to the increase of number of high-speed streams as well as to the high-latitude geomagnetic activity. Alfvénicity was found to increase 40 % from the 2002 to 2003 simultaneously to the increase of substorm number and occurrence rate. We conclude that solar wind Alfvénicity modulates the high-latitude geomagnetic activity.

1. INTRODUCTION

The two main forms of geomagnetic activity are geomagnetic storms and substorms which are detected by equatorial and high-latitude magnetometers, respectively. Substorms occur daily (Kallio et al. 2000; Tanskanen et al. 2002) while medium-sized or larger geomagnetic storms occur typically once per month. In this paper, we study solar wind Alfvénic fluctuations, in particular their occurrence within ICMEs and HSSs, and their relation to storms and substorms. We quantify the level of Alfvénic fluctuations (ALFs) by cross helicity, calculate its annual values in 1995-2011, and compare cross helicity within ICMEs and HSSs.

2. METHOD

We examine ground-based magnetic field measurements from Fenno-Scandinavia and compare them to solar wind measurements from 1995 to 2011. Substorms are identified from the envelope curve i.e. IL index (Kallio et al, 2000), which is formed from the high-latitude geomagnetic observations by IMAGE network (Tanskanen, 2009) while storms are identified from the geomagnetic equatorial Dst index. Geomagnetic storm is in progress when the Dst is below -50 nT. Alfvénic fluctuations are identified based on the normalized cross helicity. Alfvénic fluctuation is in progress when the normalized cross helicity exceed 0.8.

3. RESULTS

ALFs were observed throughout the solar cycle, but they were most frequent in the declining phases of the solar cycles 22 and 23 coinciding to the increase of number of high-speed streams as well as to the high-latitude geomagnetic activity. Alfvénicity was found to increase 40 % from the 2002 to 2003 simultaneously to the increase of substorm number and occurrence rate. We conclude that solar wind Alfvénicity modulates the high-latitude geomagnetic activity.

ACKNOWLEDGEMENTS

We wish to thank the institutes maintaining the IMAGE magnetometer network. The IMAGE magnetic field measurements are available via http://space.fmi.fi/image/beta/ and auroral substorm and storm lists via http://www.substormzoo.org. We acknowledge the financial support by the Academy of Finland to the ReSoLVE Centre of Excellence (project no. 272157).

REFERENCES

Kallio , E.I., *et al.*, 2000. Loading-unloading processes in the nightside ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1627.

Tanskanen, E.I. *et al.*, 2002. Substorm energy budget during low and high solar activity: 1997 and 1999 compare, *J. Geophys. Res.*, **107**, A6.

Tanskanen, E.I., 2009. A comprehensive high-throughput analysis of substorms observed by IMAGE magnetometer network: Years 1993-2003 examined, *J. Geophys. Res.*, **114**, A5.

Remarks on anomalies in UHF and VHF ionospheric radiowave propagation

M.V. Uspensky[1], V.B. Ovodenko[2], A.-M. Harri[1] and I.V. Tyutin[2]

[1]Finnish Meteorological Institute, mikhail.uspensky@fmi.fi
[2]Scientific Research Institute for Long Distance Radio Communication, Moscow

Abstract

This research letter is devoted to the two anomalous phenomena in the UHF/VHF radiowave propagation – a "twin" radiometeor backscatter from over-the-horizon (OTH) area of the E-layer. This phenomenon we can see and study in the high power large aperture (HPLA) radar data. Another phenomenon is an OTH daytime auroral backscatter. We believe that this phenomenon exists physically however it should be further studied in a suitable observational geometry and the geophysical conditions.

1. INTRODUCTION

Auroral radar backscatter (ARB) is a phenomenon widely known as a result of radiowave scattering on the E-layer field aligned irregularities (FAI). It is also known that the regular long distance ARB could be seen only at ranges limited by the E-layer radio horizon of 1200 km. However, the VHF/UHF high power large aperture radars (HPLA), in specific geophysical conditions, are able to reveal ARB at the OTH distances. It was not available early in the ARB monitoring by less sensitive radars. We can name at least two such OTH phenomena which can be seen by HPLA radars: a) the radiometeor echoes at the E-layer OTH distances and also, b) we predict also dayside E-layer OTH ARBs. Below we discuss conditions enabling the observation of such effects by HPLA radar(s).

2. EXPERIMENTAL DATA

2.1. The radiometeor echoes at the E-layer OTH distances

Figure 1 shows the range-azimuth map of UHF radar located near Krasnoyarsk, Russia, at January 17-18, 2016. The minimal aspect angle for this radar is about 3-4 degree. Data were collected during 18 hours withun 100-deg azimuth sector and for elevation angles of 2-4 deg. These data allow us to detect a few different echo types. The first ones are arc-like trajectories of satellites and/or, perhaps, space debris fragments, which are well seen due to a right sequence of echo points. These radar detections are observed at distances more than 1800 km. The second echo type is the auroral radar backscatter and/or radiometeor echoes at before-the-horizon

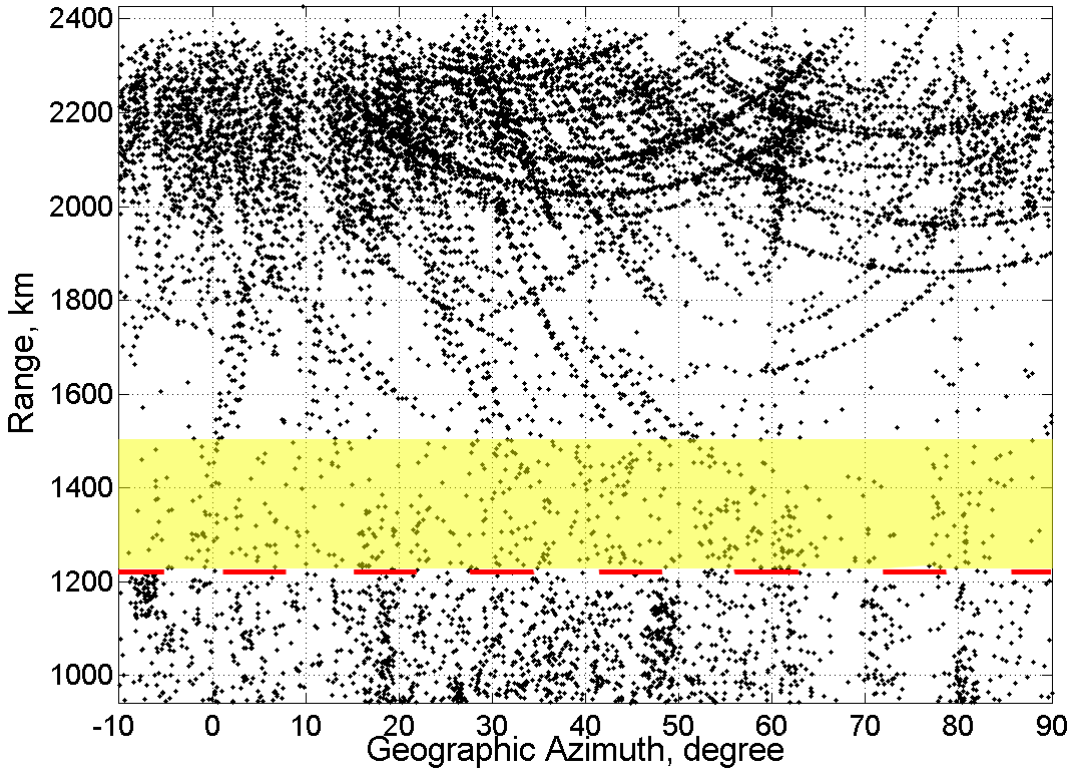


Figure 1: The range-azimuth map of a radar space review (for details see text). Black dots are radar detections with SNR > 14 dB; red dash line is the radio horizon; yellow rectangle bounds ranges where OTH echoes were detected.

(BTH) distances less than 1200 km. The third echo type is the random-distributed meteor-like echoes at distances of 1300-1500 km with apparent (rectilinear) heights of 180-270 km. At this band of altitudes weak FAIs, in principal, could exist (as e.g. in the equatorial ionosphere) but large aspect angles (>10 deg) prevent their radar visibility. Those altitudes cover an area with an enhanced atmospheric drag, which is quickly growing with the altitude decrease. Inside of the family short-lived echoes of the third echo type one can find/guess weak arc-like traces, which can be space debris fragments.

We believe that the "meteor-like" echoes from ranges of 1300-1500-km are t real radiometeor echoes, e.g. from the middle/bottom part of the E-layer. These echoes can be seen by the radar due to the enhanced radiowave forward scattering in the irregular middle/upper parts of the D-layer or through another D-layer radiometeor at some BTH distance.

Even if several of the BTH and OTH radiometeor trail parameters (meteoroid mass, its velocity, its line electron density and the initial trail radius - except trail orientation) are similar, the scattering properties are different. This is due to the fact that the cross sections and life-time of the BTH radiometeor oblique channel are scattering-angle-dependent. Moreover, for the full scattering angle of, e.g., 5 degrees (due to the Fresnel zone geometry) the scattering property is 10-20 times larger in intensity and duration than for the OTH radiometeor specular backscatter (Sugar, 1964). Estimates of the propagation losses in two similar propagation channels, i.e., a) a

line of sight propagation and b) the radiometeor oblique forward scatter propagation, confirmed that the two channels had the same order of propagation losses.

The transmission equation for the one way line of sight propagation for range of 1400 km can be presented as ratio of received power (P_R) to transmitted power (P_T):

$$\frac{P_R}{P_T} = \frac{G_T G_R \lambda^2}{16\pi^2 R_T^2} \approx 1.6 \times 10^{-15} \tag{1}$$

By Sugar (1964), a similar one way transmission equation for a forward scattering radio-channel:

$$\frac{P_R}{P_T} = \frac{G_T G_R r_e^2 q^2 \lambda^3 exp(-\frac{8\pi^2 r_0^2}{\lambda^2 sec^2\phi}) exp(-\frac{32\pi^2 Dt}{\lambda^2 sec^2\phi})}{16\pi^2 R_T R_R (R_T + R_R)(1 - cos^2\beta sin^2\phi)} = 1.06 \times 10^{-15} \tag{2}$$

where β is the angle between the meteor trail axis and the plane of $\mathbf{R}_T$ and $\mathbf{R}_R$ vectors; ϕ - half of angle between plane of $\mathbf{R}_T$ and $\mathbf{R}_R$ vectors; q - electron line density of the trail; D - diffusion coefficient; r_0 - initial radius of the meteor trail; λ – wavelength; t - meteor lifetime. $\mathbf{R}_T$ is a range from a transmitter to an ionized meteor trail, $\mathbf{R}_R$ is a range from the ionized meteor trail to a receiver. In our calculations we used following parameters: q = 10^{16} m^{-1}; ϕ = 87 degree, β = 0 degree; r_0 = 0.35 m; λ = 0.7 m; R_T = 1000 km; R_R = 400 km. The $\mathbf{R}_R$ ($\mathbf{R}_T$) is a vector with start point at the receiver (transmitter) and end point at the reflection point. The reflection point is found to be the point, where angles between $\mathbf{R}_T$ and $\mathbf{R}$, also $\mathbf{R}_R$ and $\mathbf{R}$ vectors form a symmetry regarding of $\mathbf{R} = \mathbf{R}_T - \mathbf{R}_R$ vector. In our estimates we use arbitrary that the gain of the transmitter and receiver antennas are equal, e.g. $G_T = G_R = 1$.

2.2. Dayside ARBs at the E-layer BTH- and OTH-distances

Leadabrand (1961) drew attention to the unique properties of the summer daytime ARBs, which were 1) A layer-like region of ARB uniformly covering one hundred kilometers in latitude and longitude; 2) The layer of ARB occurs most frequently, when the 80- to 130 km heights are sunlit; 3) Daytime ARB is a product of FAIs; 4) The height of ARB is generally between 80 and 130 km; 5) The ARB occurrence is correlated quite well with magnetic activity, although there is no correlation with visual aurora.

Being surprised by the properties of the daytime ARBs Leadabrand accepted them as a growth of D-layer ionization under permanent dayside illumination. However, he could not explain the fact that the ARBs occur almost uniformly over such a large area of space and nearly no others publications on the dayside echoes.

We suggest that the daytime ARB is mainly a product of D-layer quasi-isotropic wind-driven turbulence. The turbulence in a weak-ionized media, which does not disturb the wind-driven dynamics, becomes a source of the radiowave forward scatter. With a growth D-layer sun-related ionization the forward scatter becomes enhanced. It is important also that in a course of an in-

creased geomagnetic activity the convection still can pump FAIs in higher-conductive plasma. Such a scenario explain anomalous ARB by FAIs in a condition with "bad" aspect angles discussed earlier by Uspensky et al. (1993). Such the increased turbulence splits the incident radiowave flux in numerous rays or a cone of rays with specific angle power spectra which roughly similar in the azimuth and elevation cross-section. If the forward scattered radiowave power flux has its angle spectrum, then inevitable it "irons-out" the backscatter field-aligned anisotropy seen by Leadabrand: each magnetic field line will meet a family of the radiowave rays with a number their azimuths and incident angles.

The daytime diffuse layer-like echoes observed by Unwin (1959). Similar non-published studies (with participant's questions without adequate answers, M.U.) were conducted in 1970s by Polar Geophysical Institute, Russia, using the meridional radar chain (Loparskaya, Murmansk region, Boyareskaya, Segezha and Essoyla, Karelia and Ustuzna, Vologda region), which covered slightly more than 1000 km. That radar chain observed the BTH daytime echoes simultaneously by all five radars. The observations well confirmed the all ARB daytime features founded by Leadabrand (1961).

Experimental data on the OTH echoes are rather limited. Leadabrand et al. (1965) exhibited the percentage occurrence and average-amplitude range-azimuth maps of 401-MHz auroral echoes for the Fraserburgh observations between April 17 and July 12, 1960 (their Figures 8 and 10). Both the data sets included the low occurrence (weak-moderate) OTH echoes until distances of 2000 (1600) km. However there is no event's details in the daytime magnetically disturbed intervals of the paper. Similar OTH echoes observed by UHF radar (440 MHz) can be find in the paper del Pozo et al. (1993).

The possibilities to reveal OTH daytime echoes by HPLA UHF radars were recently modelled. We found that radars with relatively narrow azimuth sector of observations (e.g. for the STARE radars with two azimuth sectors of 29 deg) have two basic alternatives: if the aspect angles for the BTH echoes are close to be nearly orthogonal (as for STARE radars), then a) the OTH echoes can be observed only in condition with a moderate 4-5 deg off-orthogonality and b) the moderate off-orthogonality BTH echoes (e.g. 4-5 deg as for Krasnoyarsk radar, a central sector) matches with the nearly orthogonal OTH echoes.

To estimate the propagation losses which we need to overtake for the detection of the OTH echoes we can use STARE estimates of the radar volume cross section sensitivity by Uspensky et al. (2011), p.1083, LHS section, Eq. 2. As a reference, we can use the Norway STARE radar SNRs of 30 dB, which was often measured over the EISCAT flux tube at distance of 750 km. We suggest that similar backscatter conditions exist in the OTH area. Then for the distance of 1400 km with the daytime 30 dB SNRs, the Norway STARE radar will see the echo power in accordance to volume cross section close to 2×10^{-8} m^{-1}. With the frequency dependence and a ratio of the radar antenna beam widths the "virtual STARE" radar sensitivity will decrease (increase) by a factor of 5(3), i.e. it turns of 3.3×10^{-8} m^{-1}. The sensitivity of the Krasnoyarsk HPLA radar has the volume cross section of 1×10^{-17} m^{-1}, and hence the reserve of propagation losses is slightly more than 80 dB. This reserve seems to be sufficient for the HPLA radar to be able to detect a moderate forward scatter at scattering angles from few degrees to 5-7 deg.

3. CONCLUSION

We have done preliminary analysis of UHF/VHF E-layer OTH dayside auroral radar backscatter data, which have given highly interesting results. We believe that these observations are a result of two consecutive scattering incidents, e.g. by two nearly similar meteoroids with the later one occurring at over-the-horizon distance. This phenomenon has not been investigated properly yet, and we believe it can be experimentally explained soon by means of new observations by the HPLA radars. We are to analyze more of the available experimental data that will give an additional insight into the challenge of anomalous VHF/UHF radiowave propagation.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to thank Dr. P. Janhunen for useful discussions.

REFERENCES

del Pozo C.E., J.C. Foster, and J.-P. St.-Maurice, 1993. Dual-mode E-region plasma wave observations from Milestone Hill, *J.Geophys Res.*, **98(A4)**, 6013-6032.

Leadabrand, R.L., 1961. A note on the disposition of daytime auroral ionization in space, *J. Geophys. Res.*, **66(2)**, 421–428, doi:10.1029/JZ066i002p00421.

Leadabrand, R.L., J.C. Schlobohm, and M.J. Baron, 1965. Simultaneous very high frequency and ultra high frequency observations of the aurora at Fraserburgh, Scotland, *J. Geophys. Res.*, **70(17)**, 4235–4284, doi:10.1029/JZ070i017p04235.

G.R. Sugar, 1964. Radio propagation by reflection from meteor trails. In *Proceedings of the IEEE*, Vol. 52, No. 2, pp. 116-136.

Uspensky, M.V., A.V. Kustov, G.J. Sofko, J.A. Koehler, and J.C. Foster, 1993. An alternative look at the aspect sensitivity of auroral radar backscatter: A forward scatter effect, *J. Geophys. Res.*, **98(A5)**, 7721-7728, doi:10.1029/92JA02265.

Uspensky, M.V., P. Janhunen, A.V. Koustov, and K. Kauristie, 2011. Volume cross section of auroral radar backscatter and RMS plasma fluctuations inferred from coherent and incoherent scatter data: a response on backscatter volume parameters, *Ann. Geophys.*, **29**, 1081-1092.

Seismic cutoff depth and geotherms of the Fennoscandian Shield

T. Veikkolainen[1], **I.T.Kukkonen**[1] **and T. Tiira**[2]

[1] Department of Physics, University of Helsinki, P.O. Box 68, FI-00014 University of Helsinki, Finland, toni.veikkolainen@helsinki.fi
[2]Institute of Seismology, University of Helsinki, P.O. Box 68, FI-00014 University of Helsinki, Finland

Abstract

This study applies 4190 earthquake events from and 223 heat flow determinations from Fennoscandian Shield and adjacent areas to find out any potential tectonothermal implications of the maximum depth of seismicity (seismic cutoff depth). The observed seismic cutoff depth, 28 ± 4 km, was used to describe brittle-ductile transition temperature (350 °C) in one-dimensional geotherms, which describe different parts of Fennoscandian lithosphere in the depth range of 0-250 km and in the heat flow range of 40-60 mWm^{-2}. No obvious relation of surface heat flow and seismic cutoff depth was found, implying that regional heat flow contrasts can be modelled by adjusting near-surface heat production.

1. INTRODUCTION

The maximum focal depth (i.e. cutoff depth) of earthquakes is one of the main tectonothermal parameters of the lithosphere, frequently used to approximate the depth below which the ductile transformation dominates over brittle transformation in the crust. In Fennoscandia, the large proportion of felsic rocks in upper and middle crust implies that this depth is fairly well represented by the 350 °C isotherm. If the lithosphere were mafic or ultramafic, the brittle-ductile transition would occur at a greater temperature than the range of 300-400 °C assigned for granitic (quartz-bearing) lithology (Blanpied et al., 1991). In the Fennoscandian Shield, the distribution of seismic events is very uneven and the density is highest at intraplate faults (Korja et al. 2015).

2. HEAT FLOW AND EARTHQUAKE DATA

To investigate heat flow throughout our study region, we applied radial basis function interpolation in Scientific Python (SciPy) to construct a heat flow map. The size of our interpolation grid was 0.05 degrees in both latitude and longitude dimensions, and the number of heat flow determinations was 223. To ensure that our interpolated heat flow field was adequately constrained also in Finnish and Swedish border regions, we used Norwegian, Danish, Estonian and

Russian heat flow determinations as well, although our earthquake data were limited to Finland and Sweden. The total extent of our heat flow mapping was from 54.5° to 71.0° N, and from 7.0° to 36.0° E.

Our earthquake data were gathered from Finnish and Swedish national catalogues and covered years 2000-2015. Unlike heat flow data, earthquake data were limited to Finnish and Swedish land and water areas. Magnitudes were local magnitudes (M_L). After filtering obvious duplicates and weak events with magnitudes less than 0.1, we had 4190 earthquakes for analysis, 801 of them from Finland and 3389 from Sweden. Each epicenter was assigned a surface heat flow value from our interpolation grid. Heat flow variations appeared to be unrelated to seismic cutoff depth, which was 28 $\pm$ 4 km as averaged from 90th, 95th and 99th percentiles of focal depths.

3. MODELLING AND RESULTS

The observed similarity of the mean surface heat flow at epicenters (49.8 $\mathrm{mWm^{-2}}$) and the steady-state value of the shield (49.7 $\pm$ 0.4 $\mathrm{mWm^{-2}}$) (Kukkonen and Jõeleht, 2003) led us to use 50 $\mathrm{mWm^{-2}}$ as the surface heat flow in our first geotherm, representing the average lithosphere. The second geotherm represents Archean areas with low surface heat flow (40 $\mathrm{mWm^{-2}}$) and the third one Proterozoic areas with high surface heat flow (60 $\mathrm{mWm^{-2}}$). All models were one-dimensional, consisting of a three-layered crust and lithospheric upper mantle down to the depth of 250 km. Thermal conductivity was assumed temperature-dependent in the crustal part of modelling, where radiative heat transfer was neglected. In the lithospheric mantle, a very small heat production (0.002 $\mu\mathrm{Wm^{-3}}$) was assumed and a constant value of thermal conductivity was applied, approximating the decreasing phonon conduction and increasing radiative heat transfer in the typical subcrustal temperature range of 500-1500 °C.

The crustal part of our one-dimensional models has three layers. Heat flow at the average Moho depth of 46 km (Grad et al., 2014) was constrained with the aid of mantle xenolith thermobarometry (9-15 $\mathrm{mWm^{-2}}$) (e.g. Kukkonen et al., 2003). The range of heat production in the upper crust (0-10 km) was 3.3-1.1 $\mu\mathrm{Wm^{-3}}$. The brittle-ductile transition temperature (350 °C) was required to be in agreement with the observed cutoff depth of seismicity (28 $\pm$ 4 km). For the middle (10-28 km) and lower (28-46 km) crust, constant heat production values of 0.6 and 0.2 $\mu\mathrm{Wm^{-3}}$ were assigned. All models suggest a narrow Moho temperature range of 460 to 500 °C. The corresponding geotherms are shown in Figure 1.

4. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Constructing steady-state geotherms for an area the size of Finland and Sweden combined involves a number of uncertainties affecting temperature and heat flow estimates at Moho, at other boundaries and between. Corrections required to account for the paleoclimatic history of the sampling site may be same magnitude, or even larger than the uncorrected result itself, as observed e.g. in Russian Karelia (Demezhko et al., 2013). This result suggests a steep temperature increase of 18-20 °C in the eastern part of the shield at the Weichselian/Holocene transition. Because calculation of geotherms is a non-unique problem, different parameter combinations

can result in a similar surface heat flow.

Assuming that earthquake mechanisms represent same rheological properties in different areas, the crustal temperature must be relatively uniform at the seismic cutoff depth in the intraplate conditions of Fennoscandia. Observed surface heat flow variations must be a result of variations in near-surface radiogenic heat production. Melting processes have transported heat producing elements (U, Th and K) unevenly in the upper crust, and depleted the middle and lower crustal layers. The absence of elevation contrasts in most of Finland, eastern Sweden, and northeastern Russia implies that previous xenolith-based mantle heat flow estimates obtained from kimberlites of Eastern Finland can be used for the Fennoscandian Shield as a whole.

ACKNOWLEDGEMENTS

Toni Veikkolainen acknowledges funding from the Jenny and Antti Wihuri Foundation.

REFERENCES

Blanpied, M.L., D.A. Lockner, and J.D. Byerlee, 1991. Fault stability inferred from granite sliding experiments at hydrothermal conditions. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 609-612.

Demezhko, D.Yu., A.A. Gornostaeva, G.V. Tarkhanov, and O.A. Esikpo, 2013. 30,000 years of ground surface temperature and heat flux changes in Karelia reconstructed from borehole temperature data. *Bulletin of Geography - Physical Geography Series*, **6**, 7-25.

Grad, M., T. Tiira, S. Olsson, and K. Komminaho, 2014. Seismic lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Baltic Shield. *GFF*, **136**, 581-598.

Korja, A., M. Uski, P. Koskinen, B. Lund, S. Grigull, M. Nironen, E. Kosonen, and K. Högdahl, 2015. Observations on Intraplate Seismicity in Central Fennoscandia. *Geophys. Res. Abstr.*, **17**, EGU2015-10344.

Kukkonen, I.T., and A. Jõeleht, 2003. Weichselian temperatures from geothermal heat flow data. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **108**, 2163.

Kukkonen, I.T., K. Kinnunen, and P. Peltonen, 2003. Mantle xenoliths and thick lithosphere in the Fennoscandian Shield. *Phys. Chem. Earth*, **28**, 349-360.

Kukkonen, I.T., V. Rath, L. Kivekäs, J. Šafanda, and V. Čermak, 2011. Geothermal studies of the Outokumpu Deep Drill Hole, Finland: Vertical variation in heat flow and paleoclimatic implications. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **188**, 9-25.

Popov, Y.A., S.C. Pevzner, V.P. Pimenov, and R.A. Romushkevich, 1999. New geothermal data from the Kola Superdeep well SG-3. *Tectonophysics*, **306**, 345-366.

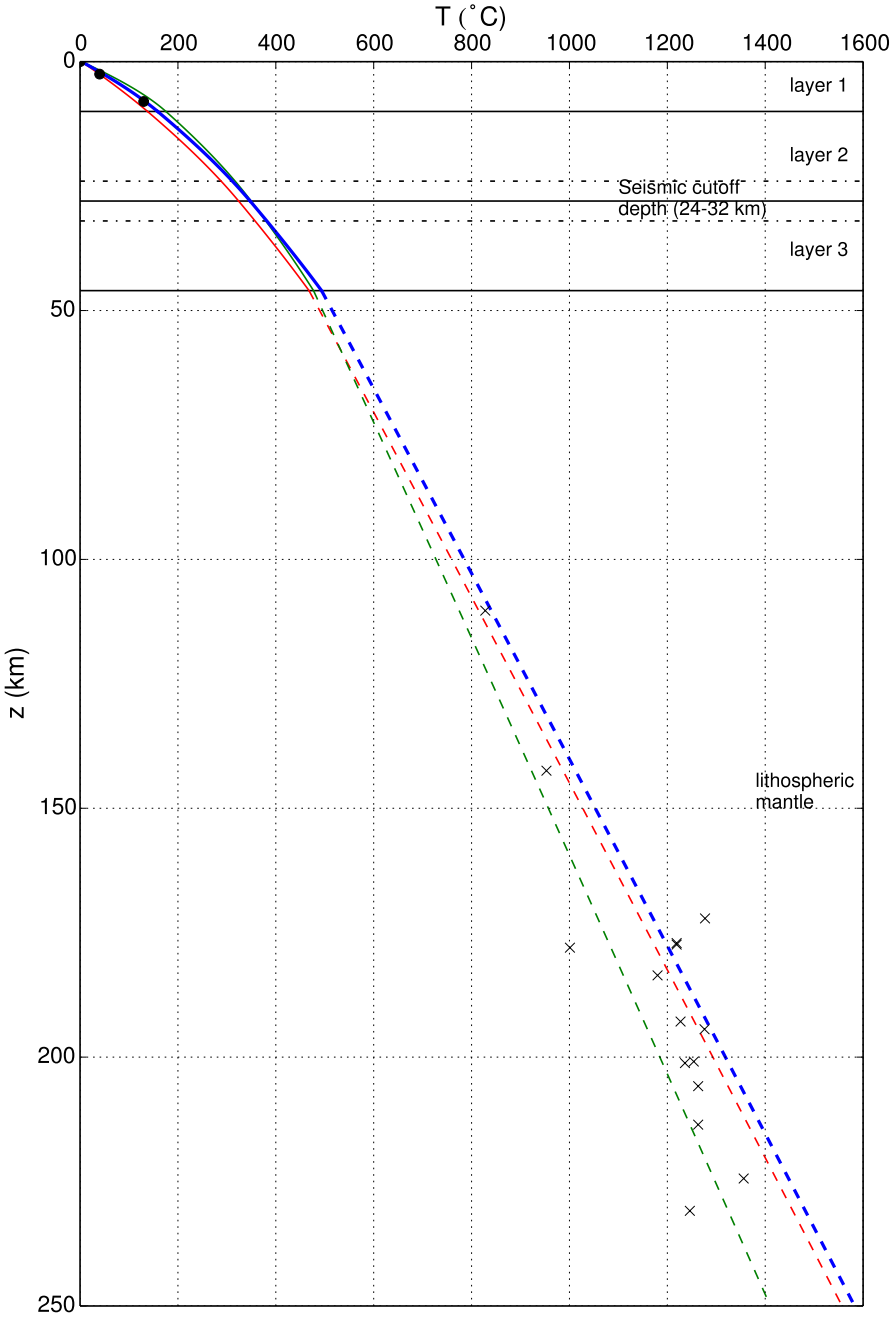


Figure 1: Geotherms of the Fennoscandian lithosphere, featuring temperature dependent thermal conductivity and fixed heat production constraints for crustal layers 1, 2 and 3. Model 1 (surface heat flow 50 mWm^{-2}) is represented by the blue curve, model 2 (40 mWm^{-2}) by the red curve, and model 3 (60 mWm^{-2}) by the green curve. Circle symbols indicate the temperature of Kola superdeep borehole at 8 km (Popov et al. 1999) and Outokumpu borehole at 2.5 km depth (Kukkonen et al., 2011), and cross symbols indicate xenolith thermobarometric data in the lithospheric mantle in Fennoscandian Shield.

FIN-EPOS - Suomen liittyminen EPOS hankkeeseen

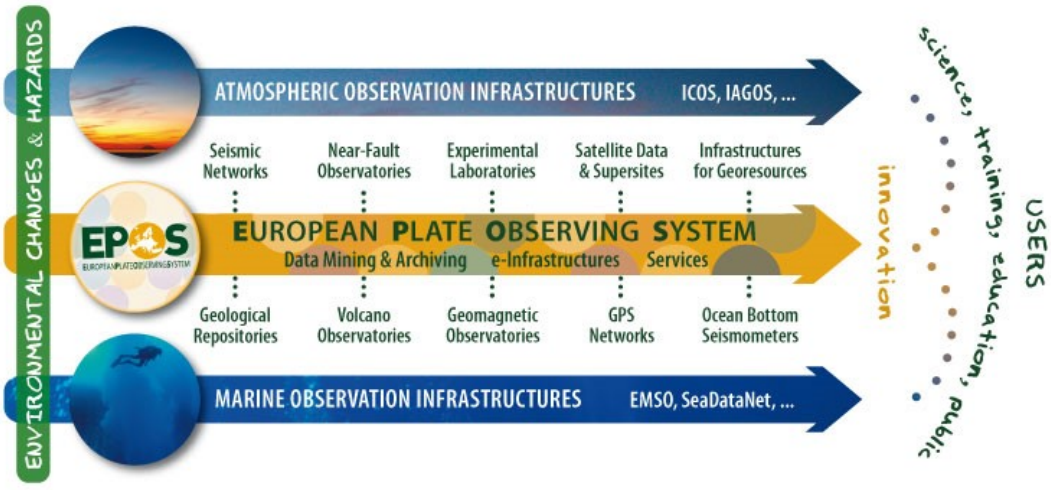
T. Vuorinen[1], A.J. Aalto[1], A. Korja[1] ja FIN-EPOS-konsortio

[1]Seismologian instituutti, Helsingin yliopisto, tommi.at.vuorinen@helsinki.fi

Abstract

FIN-EPOS consortium is a joint community of Finnish national research institutes tasked with operating and maintaining solid-earth geophysical and geological observatories and laboratories in Finland. These national research infrastructures (NRIs) seek to join EPOS research infrastructure (EPOS RI) and further pursue Finland's participation as a founding member in EPOS ERIC (European Research Infrastructure Consortium). The primary purpose of the consortium is to act as a coordinating body between various NRIs and the EPOS RI. FIN-EPOS engages in planning and development of the national EPOS RI, provides support in EPOS implementation phase (IP) for the partner NRIs and seeks to ensure long-term sustainability of Finland - EPOS relationship.

1. JOHDANTO



Kuva 1: EPOS tuo kiinteätä maata tutkivat geotieteet Euroopan tiedeinfrastruktuurien kartalle (https://epos-ip.org/about/what-epos).

Euroopan infrastruktuurien tiekartalla oleva EPOS - European Plate Observing System (http://www.epos-eu.org/) hanke on hajautettu eurooppalainen tutkimusinfrastruktuuri, joka liittää toisiinsa jo olemassa olevat eurooppalaisten tutkimuslaitosten ja yliopistojen ylläpitämät kiinteätä maata tutkivat geofysikaaliset ja geodeettiset observatorio- ja laboratorioverkostot. Hajautetun observatorioverkoston primääritavoitteena on kerätä tietoa ja ymmärrystä Euroopan mannerlaatan liikkeistä ja käynnissä olevista geologis-geofysikaalisista prosesseista, kallioperän rakenteista ja sen sisältämistä luonnonvaroista, sekä niihin liittyvistä luonnonkatastrofeista ja muista sosioekonomisista vaikutuksista.

EPOS muodostaa koko Euroopan kattavan e-infrastruktuurin, joka yhdistää kansallisten ja kansainvälisten tietokeskusten aineistot, muodostaen niistä yhtenäisen tietojärjestelmän ja sitä tukevan käyttäjäsivuston (portaali). EPOS e-infrastruktuurin tavoitteena on saavuttaa Euroopan laajuinen havainto- ja tietopalvelu sekä hälytys- ja seurantajärjestelmä, joka palvelee niin tutkijoita ja viranomaisia kuin myös kansalaisia ja geoalan yrityksiä. EPOS-aineistot ovat pääsääntöisesti kaikille avoimia ja maksuttomia. EPOS järjestelmä tulee tarjoamaan vapaiden aineistojen lisäksi myös datapalveluja uusille ja käynnissä oleville tutkimushankkeille. Samoin se tulee tarjoamaan aineistojen ja ohjelmistojen käyttökoulutusta. H2020 kohdennetulla lisärahoituksella EPOS rakennusvaihe alkoi marraskuussa 2015 ja EPOS-järjestelmän pitäisi olla käyttökunnossa 2020. Tärkeä vaihe tässä prosessissa on EPOS ERIC:n perustaminen. EPOS ERIC on EPOS tutkimusinfrastruktuurin laillinen entiteetti, joka suunnitellaan perustettavan 2018. EPOS ERIC:n perustamisen jälkeen EPOS on juridisesti olemassa.

2. FIN-EPOS

Suomen kansallinen FIN-EPOS-konsortio on suomalaisten yliopistojen (HY, OY) ja tutkimuslaitosten (GTK, MML, IL, VTT, CSC) yhteisö, joka ylläpitää kiinteän maan observatorioita ja laboratorioita. Havaintoaineisto toimitetaan kansainvälisiin tietokeskuksiin ja edelleen EPOS-tietokeskukseen. FIN-EPOS-portaalin ja verkkosivujen kautta suomalaiset tutkijat, opiskelijat, viranomaiset ja kansalaiset voivat hakeutua EPOS-sivustoille, josta he saavat käyttöönsä laajoja monitieteellisiä tutkimusaineistoja. FIN-EPOS on Suomen FIRI2014 tiekarttahanke (The Finnish Research Infrastructure Committee, 2014). Hankkeen ensisijaiset tavoitteet ovat päivittää kansalliset aineistot EPOS-yhteensopiviksi, etenkin tuotettujen aineistojen metatietokuvausten saattaminen vaaditulle tasolle, sekä kehittää suomenkieliset kirjautumissivustot, jossa käyttäjät tunnistetaan ja heidän EPOS-aineistojen käyttöoikeutensa määritellään. FIN-EPOS pyrkii myös liittämään Suomen osaksi EPOS ERIC entiteettiä allekirjoitusjäsenenä (Korja et al. 2016).

FIN-EPOS projektin toisena tavoitteena on kansallisten geofysikaalisten observatorio- ja laboratorioverkkojen kehittäminen, jotta asemaverkko pystyy vastaamaan tulevaisuuden tarpeisiin ja EPOS:n asettamiin vaatimuksiin. Tämän kehitystyön toteuttamiseksi, EPOS hankkeen yhteydessä on hankittu useita uusia mittalaitteita olemassa olevien tutkimusinfrastruktuurien tieteellisen suorituskyvyn parantamiseksi.

Suomen kansalliset tutkimusinfrastruktuurit ovat jo lähettäneet reaaliaikaisia tietoja eurooppalaisille datakeskuksille, jotka ovat jo EPOS jäseniä (esim. ORFEUS, EMSC). Suomalaiset tutkijat ja geotieteelliset tutkimusorganisaatiot ovat myös mukana EPOS:iin liittyvissä projekteissa (esim. OneGeology ja EuroGeoSurveys, ERA-MIN, EUREF, GEO, TOPO-EUROOPPA, TOP-

MOD EPOS). EPOS itsessään toteutetaan 17 eri aloihin keskittyvän ”työpaketin” avulla (Work Package, WP). FIN-EPOS:in jäsenet ovat suoraan mukana useissa työpaketeissa (WP4 Governance and Legal, WP13 Geomagnetic observations, WP14 Anthropogenic Hazard) ja tulevat lähettämään dataa myös muiden työpakettien (WP 8 Seismology, WP10 Geodesy, WP 15 Geological information, WP 16 Multiscale laboratories, WP17 Geoenergy testbeds) alla toimiviin temaattisiin palveluihin (TCS, Thematic Core Services). Temaattiset palvelut liitetään lopulta osaksi integroituja palveluita (ICS, Integrated Core Services), jonka kautta EPOS infrastruktuurin jaettavat datat ja palvelut ovat saatavilla.

3. LOPUKSI

FIN-EPOS projektiin liittyvät tutkimusinfrastruktuurit ja niiden tuottama data ovat merkittävässä osassa turvallisen yhteiskunnan, informaation, tavaroiden ja ihmisten liikkuvuuden mahdollistamisessa. Nämä tutkimusinfrastruktuurit tuottavat tutkimusaineistoja, joiden kerääminen ja ylläpito vaativat pitkäjänteistä sitoutumista. Jatkuvat globaalit aikasarjat ja pitkäkestoisesti avoimesti saatavilla olevat mittaukset ovat arvokkaita ja muodostavat korvaamattoman pohjan tieteelliselle tutkimukselle sekä yhteiskunnan kehitykselle. Tuotettu informaatio on nykyään hajautettu useisiin toisistaan irrallaan oleviin lähteisiin, joiden pitkäkestoista saavutettavuutta ei aina voida taata. EPOS mahdollistaa informaation keräämisen ja pitkäkestoisen säilömisen tavalla, mikä edesauttaa näiden tavoitteiden saavuttamista.

LÄHTEET

The Finnish Research Infrastructure Committee, 2014. Finland’s Strategy and Roadmap for Research Infrastructures 2014–2020.Academy of Finland, ISBN: 978-951-715-868-8.

Korja, A., T.A.Vuorinen ja FIN-EPOS, 2016. FIN-EPOS - Finnish national initiative of the European Plate Observing System. Lithosphere symposium 2016, GTK, Espoo, 11 Nov. 2016.

Geofysiikan osaamisperustaisuus Helsingin yliopistossa Iso Pyörä -koulutusuudistuksen jälkeen

S. Väkevä[1]

[1] Helsingin yliopisto, Fysiikan laitos, sakari.vakeva@helsinki.fi

Abstract

The 2017 teaching reform ("Big Wheel") aims at bringing skill-based learning to all study programmes at the University of Helsinki. New multilingual and cross-disciplinary master's programmes have recently been launched, including the master's programmes in Atmospheric Sciences (ATM-MP) and Geology and Geophysics (Geo^2). Skill-based learning combines both discipline-specific knowledge and general work-life skills and expertise, and it is essential that teachers and researchers recognise students and stakeholders' opinions when planning the teaching. In future, the fundamentals of geophysics can be combined with almost any science degree, and geophysics-related work life tasks can no longer be restricted to geophysics majors.

1. JOHDANTO

Iso Pyörä on Helsingin yliopistossa vuonna 2014 esitelty ja vuonna 2017 toteutettava koulutusuudistus. Ison Pyörän tavoitteina on muodostaa ala- ja yksikkörajat ylittäviä ohjelmia ja tarkastella jokaisen ohjelman tuottamaa osaamista ja työelämärelevanssia kokonaisuutena. Ison Pyörän myötä toteutuu myös Bologna-prosessin tavoite aidosti kolmen syklin tutkintojärjestelmästä. Kandi- ja maisteriohjelmien väliin luodaan uusi valinnan porras, jossa opiskelija pääsee täsmentämään yliopistoon hakiessaan valitsemaa koulutussuuntaansa. Hakukohteita vähennetään runsaasti, ja näin pyritään tekemään hakukohteista houkuttelevampia ja lisäämään liikkuvuutta yliopistojen eri alojen välillä. Ison Pyörän ohessa toteutetaan johtosääntöuudistus, jossa tutkintosääntö, AHOT-linjaukset (Aiemmin Hankitun Osaamisen Tunnustaminen) ja muut pysyväismääräykset yhtenäistetään yliopistotasolla aiemman tiedekuntatason sijasta.

Koulutusohjelmien hallinto muodostuu johtoryhmästä, jossa on opiskelijaedustus. Koulutusohjelmat ovat rehtorin päätöksellä (102/2016) perustettuja elimiä, joille määrätyt tehtävät eivät ole vielä lopullisia, mutta joiden tarkoitus on edustaa Helsingin yliopistossa uutta hallinnon tasoa tiedekunnan alapuolella. Yliopiston johtosääntö ei vielä tunnusta koulutusohjelmia, mutta jo nyt ne muodostavat uudenlaisen henkilöstöjohtamisen verkoston, joka lävistää matriisimaisesti nykyiset laitos- ja tiedekuntarajat.

2. KATSAUS NYKYTILAAN

Helsingin yliopiston geofysiikan opiskelijoiden ainejärjestö Geysir ry teki vuoden 2013 lopulla opetuksenkehittämisaloitteen, jossa peräänkuulutettiin “nykyaikaisia opetussisältöjä ja -menetelmiä” ja todettiin, että “laskareiden ja datankäsittelyn tulisi olla keskeinen osa opetusta” (Geysir ry, 2013). Vuoden 2014 tutkintovaatimuksissa näihin ongelmiin vastattiin muuttamalla aiemmin perusopintotasoiset geofysiikan kurssit (Kiinteän maan geofysiikka I, Meritieteen peruskurssi, Hydrologian peruskurssi) aineopintotasoisiksi. Kiinteän maan geofysiikan tutkintorakenne uudistettiin perinpohjaisesti, ja opetuksen paino siirrettiin maisterivaiheeseen.

Kurssien saattamista aineopintotasoisiksi on toteutettu käytännössä vaikeuttamalla laskuharjoituksia ja tekemällä niistä ongelmalähtöisempiä. Myös oikeaa aineistoa ja sen tulkintaharjoituksia on lisätty geofysiikan pakollisilla aineopintokursseilla. Valinnaisilla aineopintokursseilla muutoksia on toistaiseksi tehty melko vähän. Muutosten vähäisyyden taustalla voi olla esimerkiksi kurssiassistenttien puuttuminen tai opetuksen voimakas rakentuminen ulkopuolisten luennoijien varaan.

Nykyinen (vesivaipan) geofysiikan pääaine kattaa kandivaiheessa meteorologian perusopinnot sekä joukon aineopintotasoisia vesivaipan geofysiikan kursseja, mukaanlukien GIS-kurssin ja vesivaipan mittausmenetelmiin keskittyvän kenttäkurssin. Vesivaipalla opiskelevat valmistuvat filosofian maisteriksi pääaineenaan geofysiikka, ja polku kanditutkinnosta maisterintutkintoon on katkeamaton.

Solid Earth Geophysics -linja on enimmäkseen englanninkielinen maisterivaiheen erikoistumissuunta, johon voidaan hyväksyä eritaustaisia fysiikan, teoreettisen fysiikan tai geologian kandidaatintutkinnon suorittaneita henkilöitä, kunhan he ovat suorittaneet sopivat sivuainekokonaisuudet. Kiinteän maan kenttäkurssi on ajoitettu aivan maisteriopintojen alkuvaiheeseen, mutta tutkintovaatimuksiin ei sisälly GIS-opintoja. Linjalla opiskelevat valmistuvat filosofian maisteriksi pääaineenaan fysiikka tai geologia.

3. KESKEISET MUUTOKSET

Isossa Pyörässä opetuksen terminologia uudistuu. Sanoja “tutkintovaatimukset”, “pääaine” ja “sivuaine” pyritään välttämättään, ja puhutaan ennemmin “opetussuunnitelmasta”, “tieteenalan opinnoista” ja “tutkinnon valinnaisista opinnoista”. Kurssien oppimistavoitteiden sijaan korostetaan kurssien kautta saavutettavaa osaamista.

Iso Pyörä poistaa fysikaalisten tieteiden kandivaiheesta pääainejaottelun[1]. Koulutusohjelman kuvauksessa (Opintopolku.fi) korostetaan laskennallisuutta ja kokeellisuutta sekä fysiikan eri osa-alueiden tietojen yhdistämistä ja soveltamista todellisten ongelmien ratkaisuun. Matemaattisten ja laskennallisten menetelmien 25 opintopisteen kokonaisuus tehdään pakolliseksi kaikille opiskelijoille, ja termofysiikan opintojen pakollisuutta laajennetaan.

Kurssit on ryhmitelty temaattisiin kokonaisuuksiin eli kurssipaketteihin, joista tutkinto rakennetaan ennalta määrättyjen mallien (opintosuunnat) mukaan. Fysikaalisten tieteiden kandissa

[1] Koulutusohjelmien opetussuunnitelmat, ks. <http://wiki.helsinki.fi/display/opetussuunnitelma/>.

opintosuuntia on kuusi: fysiikka, fysik, fysiikan laaja kandi, teoreettinen fysiikka, tähtitiede ja meteorologia. Geofysiikan opintosuuntaa ei ole, mutta geofyysikoksi haluaville voidaan suositella esimerkiksi fysiikan laajan kandin opintosuuntaa tai meteorologian opintosuuntaa sopivilla valinnaisilla opinnoilla. Laajassa kandissa fysiikan tieteenalaopintojen paino on pienempi, mutta vastaavasti matematiikan, tietojenkäsittelytieteen, kemian tai geotieteiden opintojen painoa kasvatetaan.

Ison Pyörän myötä geologian kandioppiaine uudelleennimetään geotieteiden oppiaineeksi, ja menetelmäopintojen painoa lisätään. Koulutusohjelman kuvauksessa korostetaan fysiikan ja kemian perusteiden soveltamista geotieteellisiin kysymyksiin, maastossa liikkumista, kenttähavaintojen tekemistä sekä geologisen aineiston käsittelyä ja visualisointia. Geotieteiden kandissa ei ole opintosuuntia, ja uusi tutkintorakenne sallii vain rajoitetun valinnaisuuden. Valinta kemian (15 op) tai matemaattisten apuneuvojen (15 op) välillä jakaa kuitenkin opiskelijat periaatteellisesti kahteen leiriin, joista jälkimmäiset voivat suuntautua kiinteän maan tai vesivaipan geofysiikkaan maisterivaiheessa.

Vesivaipan geofysiikan maisterivaiheen opetusta tarjoaa monikielisen Ilmakehätieteiden maisteriohjelman (ATM-MP) Hydrospheric geophysics -opintosuunta. Ohjelmaan voi jatkaa suoraan Helsingin yliopiston geotieteiden tai fysikaalisten tieteiden kandilla, tai siihen voi hakea muilla soveltuvilla tutkinnoilla (esim. luonnontieteet, tekniikan ala tai ympäristötieteet) yliopistohaun kautta. Ohjelmaan kuuluu opintosuunnasta riippumatta pakollisena mm. ilmakehä- ja valtamerisysteemeihin perehdyttävä johdantokurssi. Vesivaipan opintosuunta sisältää monia uusia tai paluun tekeviä kurssinimiä kuten “Physics of lakes and rivers (5 cr)” ja “Quantitative hydrogeology and flow modeling (5 cr)”.

Kiinteän maan geofysiikan maisterivaiheen opetus tarjotaan monikielisen Geologian ja geofysiikan maisteriohjelman (Geo^2) piirissä. Ohjelmaan voi jatkaa suoraan Helsingin yliopiston geotieteiden tai fysikaalisten tieteiden kandilla, tai siihen voi hakea muilla soveltuvilla tutkinnoilla (esim. luonnontieteet, tekniikan ala, arkeologia tai ympäristötieteet) yliopistohaun kautta. Ohjelmaan kuuluu opintosuunnasta riippumatta pakollisena mm. 3D-mallinnuskurssi ja isotooppigeokemian kurssi. Geomagnetismin kurssi poistuu opetussuunnitelmasta. Kenttäkursseja voidaan toteuttaa opintosuuntien välisenä yhteistyönä.

4. OSAAMISPERUSTAISUUS

Tutkinnon osaamisperustaisuus tarkoittaa, että opetus järjestetään oppimis- ja osaamislähtöisesti. Osaamista ei kartuta pelkästään tieteenalakohtainen tietotaito, vaan myös yleiset työelämätaidot ja asiantuntijataidot (Katajavuori ym. 2015). Helsingin yliopistossa osaamisperustaisuus voi pitää sisällään todellisten avoimien ongelmien sisällyttämistä opetukseen tai monipuolisten tietolähteiden sekä digiteknologian käyttämistä. Osaamistavoitteiden rajaus on viime kädessä arvovalinta, jota valmistellaan kurssi- ja opintokokonaisuuskohtaisesti. Tiedekuntaneuvosto vahvistaa kurssien ja kokonaisuuksien kuvaustiedot osana Iso Pyörä -valmistelutyötä.

Helsingin yliopiston pedagogiset lehtorit linjasivat 12.10.2015 opintoasiainneuvoston kokousta varten, että osaamistavoitteiden luomisen tulee “osallistaa laajasti paitsi oman tieteenalan opettajat ja tutkijat, myös opiskelijat ja työelämän/sidosryhmien edustajat” (Katajavuori, ym. 2015).

Käytännössä opintojaksojen ja -kokonaisuuksien kuvaukset on kuitenkin tuotettu liukuhihnalta opettajavalmisteluna, eikä laajan kuulemisen tilaisuuksia ole järjestetty.

Geofysiikan alalla välttämättömään tietotaitoon kuuluu nykyään paitsi tutkimuskohteiden kuten maaperän, kallioperän ja vesikehän substanssiosaaminen, myös numeerisen datan käsittelytaito sekä taito liikkua maastossa ja hyödyntää paikkatietoa ja spatiaalista aineistoa. Samalla kun teoreettisten ja laskennallisten menetelmien soveltaminen opinnoissa lisääntyy, niin aikasarja-analyysin paino opetustarjonnassa vähenee. Fysikaalisten tieteiden kandiopiskelijoille ei tarjota enää GIS-opetusta eikä kenttäopetusta osana tutkintorakennetta, eikä geotieteiden kandiopiskelijoille sallita kovin suurta liikkumavaraa tutkinnon valinnaisissa opinnoissa.

5. GEOFYSIIKAN KOKONAISUUS

Fysikaalisten tieteiden kandiohjelma tarjoaa muille ohjelmille 15–25 opintopisteen laajuista Geofysiikan kokonaisuutta, jonka voi koostaa valitsemalla kahdeksasta geofysiikan kandi- tai maisteritasoisesta kurssista 3–5. Kokonaisuus soveltuu “matemaattisten ja teknillisten alojen, geotieteiden, luonnonmaantieteen ja ympäristötieteiden opiskelijoille, joilla on riittävät esitiedot”. Kokonaisuuden voi suorittaa myös erillisinä opintoina tai siihen voi hakeutua joustavan opinto-oikeuden kautta (JOO-opinnot).

Geofysiikan kokonaisuudesta saanee tulevaisuudessa maininnan tutkintotodistukseen vain, jos se on koostettu ja kiinnitetty osaksi tutkintoa. Fysikaalisten tieteiden opiskelijat sisällyttävät geofysiikan kurssit erilliseen valinnaisten aineopintojen kurssipakettiin. Geofysiikan alan työnantajien tulee jatkossa huomioida, että tutkintotodistuksessa ei välttämättä mainita geofysiikkaa sanallakaan, vaikka työnhakija olisikin suuntautunut juuri siihen opiskeluissaan. Vastaavasti geofysiikan korkeakoulututkintoa ei voida enää pitää ehdottomana vaatimuksena geofysiikan tehtävissä toimimiseen, sillä samat kurssit ja kokonaisuudet voidaan sisällyttää melkein mihin tahansa luonnontieteelliseen pohjatutkintoon.

Tutkintotodistuksen liitteillä kuten opintosuoritusotteilla tulee olemaan entistä suurempi painoarvo arvioitaessa työnhakijan aiempien geofysiikan opintojen laajuutta.

LÄHTEET

Geysir ry, 2013. “Opetuksen kehittämisaloite”. Verkko-osoite: <http://blogs.helsinki.fi/geysir-ry/geysir-ry/kannanottoja/>, viitattu 8.5.2017.

Katajavuori, ym. 2015. “Iso Pyörä –projektiryhmässä alustavasti 6.10.2015 keskusteltu pedagogisten yliopistonlehtorien luonnos osaamisperustaisuudesta”. Materiaali opintoasiainneuvoston kokoukseen 12.10.2015.

MODIS-satelliittituotteen ja ERA-Interim-uusanalyysin pintalämpötilan vertailu Grönlannissa vuonna 2000

I. Välisuo[1]

[1]Ilmatieteen laitos, ilona.valisuo@fmi.fi

Abstract

In this study we investigated the difference between two ice surface temperature products on Greenland Ice Sheet during the melt season of year 2000. We compared the ice surface temperature from a satellite product based on the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and the skin temperature from ERA-Interim reanalysis. MODIS alone does not provide enough data for a reliable estimate on the number of melt days due to missing data on cloudy occasion. ERA-Interim, however, has complete temporal and spatial coverage, but suffers from biases in surface parameters in the Polar Regions. Our further aim is to use the combination of MODIS and ERA-Interim products to estimate the number of melt days on Greenland ice sheet. The weekly averaged difference between MODIS and ERA-Interim surface temperature products was up to around five degrees. The difference was smaller (from -2 to +2 degrees) when melting occurs, which gives us confidence in using ERA-Interim surface temperature for melt detection whenever MODIS-observations are missing.

1. JOHDANTO

Lumi- ja jääpintojen sulaminen Grönlannissa on kiihtynyt 1990-luvulta lähtien (Mote, 2007; Fettweis et al., 2011). Vuodesta 2007 alkaen on havaittu uusia ennätyksiä sulamisessa lähes vuosittain (Tedesco et al. 2008a,b, 2011; Rignot et al. 2011; Box et al. 2012; Hanna et al. 2013). Kiihtyvä sulaminen on liitetty ilmaston lämpenemiseen ja ilmakehän kiertoliikkeessä tapahtuneisiin muutoksiin. Voimakasta sulamista on havaittu erityisesti kun Grönlannin yllä vallitsee sulkukorkeapaine, sekä silloin kun Pohjois-Atlantin heilahdus, eli NAO-indeksi, on negatiivinen (mm. Hanna et al. 2013).

Lumi- ja jääpinnan sulamista voidaan tarkastella usean eri muuttujan kautta. Grönlannin tapauksessa käytetään usein sulamisen laajuutta, sulamiskauden pituutta tai muodostuneen sulaveden määrää. Kukin muuttuja antaa hieman erilaisen arvion sulamisesta. Sulamiskausi voi esimerkiksi olla hyvin lyhyt, mutta sulamislaajuus ennätyksellisen laaja, jolloin eri mittarit antava hyvin erilaisen kuvan sulamisesta.

Oma mielenkiintomme on sulamispäivien lukumäärässä. Tavoitteenamme on määrittää sulamispäivien määrä Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)- aineiston perusteella. MODIS on satelliitti-instrumentti, jonka spektroradiometri mittaa pinnan säteilylämpötilaa avaruudesta käsin. Käyttämällä sopivaa lämpötilan kynnysarvoa, voidaan määritellä onko

kyseinen päivä sulamispäivä vai ei. Ongelmaksi muodostuu, että pintalämpötilaa ei voida havaita pilvien peittämiltä alueilta. Tämän takia tavoitteenamme on täydentää MODIS-havaintoja ERA-Interim (tämän jälkeen ERAI) -uusanalyysiaineston pintalämpötilalla. Ilmakehän uusanalyyseissä menneen ajan meteorologisista havainnoista muodostetaan ilmakehämallin avulla mahdollisimman tarkka kuvaus ilmakehän tilasta. Napa-alueilla uusanalyysien tarkkuutta rajoittavat suorien havaintojen vähäinen määrä ja mallien vaikeudet tuottaa oikeita tuloksia kylmissä olosuhteissa. Muun muassa näistä syistä ERAI:n pintalämpötila ei täysin vastaa MODIS:in havaitsemaa pintalämpötilaa. Tässä työssä laskemme ERAI ja MODIS- pintalämpötilojen välisen erotuksen Grönlannin jään peittämillä alueilla vuonna 2000.

2. MENETELMÄT

Käytämme MODIS-havaintojen pohjalta tehtyä Grönlannin pintalämpötilatuotetta (Hall et al. 2012, 2013) ja ERAI-uusanalyysin pintalämpötilaa (Dee et al. 2011) maaliskuulta elokuulle, eli merkittävimmän sulamiskauden ajalta. Tässä työssä tarkastelemme vain vuotta 2000, mutta tavoitteena on laajentaa analyysiä myöhemmille vuosille.

Käyttämämme MODIS-tuotteen horisontaalinen resoluutio on 1.5 km. ERAI:n mallin resoluutio on 0.703 astetta. Koska aineistot ovat eri hilassa, luomme oman hilan (resoluutio 2000x2000 pistettä Grönlannin alueella), johon interpoloimme sekä MODIS- että ERAI-pintalämpötilat.

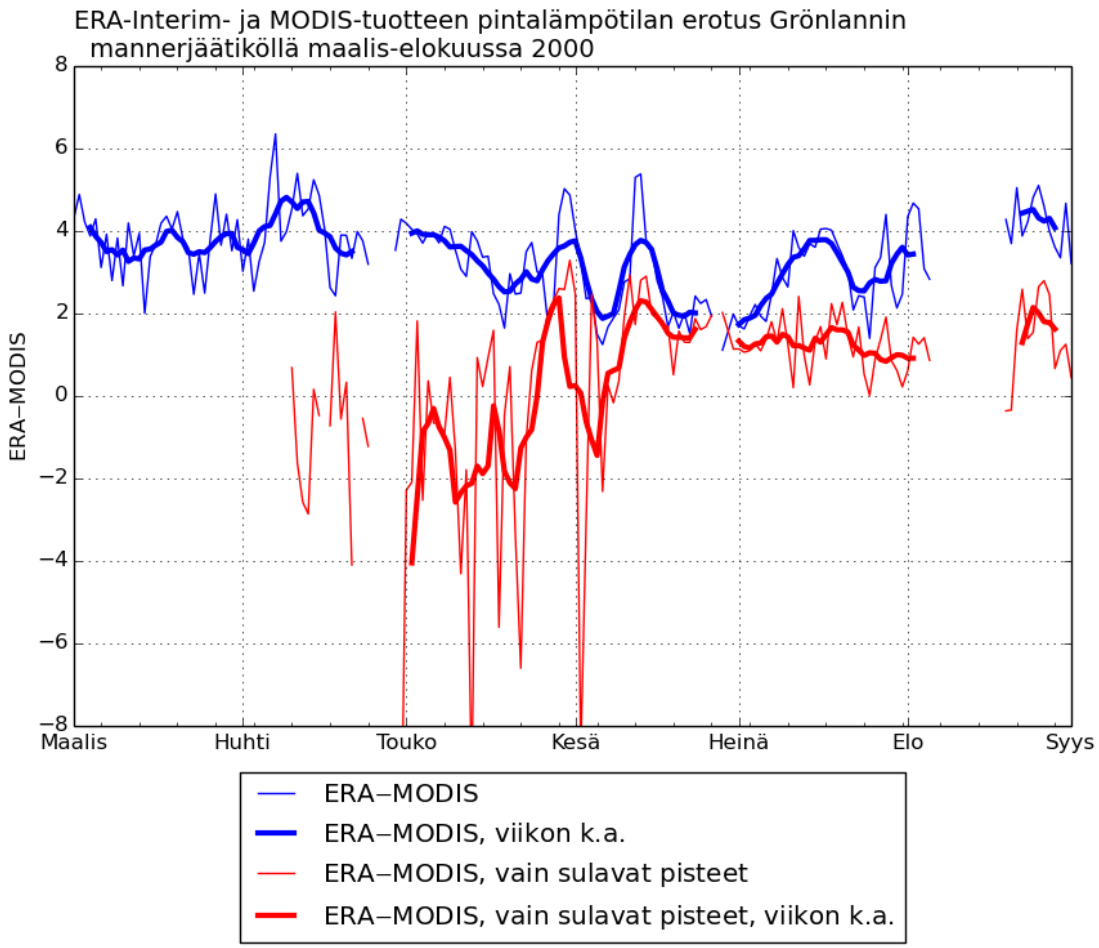
Teemme kaksi tarkastelua, joista toisessa laskemme MODIS- ja ERAI -pintalämpötilojen erotuksen kaikissa niissä Grönlannin mannerjäätikön pisteissä, joista MODIS-tuote on saatavilla. Toisen tarkastelun rajaamme koskemaan vain niitä pisteitä, joissa MODIS-lämpötila on yli -1.0 °C, eli joissa todennäköisesti tapahtuu sulamista. Asettamalla sulamisen raja-arvon hieman sulamispisteen (0.0 °C) alle otamme huomioon, että aurinkoisissa tilanteissa pinnanalaista sulamista voi tapahtua jo ennen kuin pinta lämpenee sulamispisteeseen. Lisäksi MODIS- ja suorien lämpötilahavaintojen vertailu on osoittanut, että Grönlannin jäätiköllä MODIS tuotteen lämpötilat ovat sulamispisteen lähellä noin 0.5 K kylmempiä kuin suorat lämpötilahavainnot.

3. TULOKSET

MODIS- ja ERAI-pintalämpötilojen erotus esitetään kuvassa 1. Kun tarkastellaan kaikkia pisteitä (pois lukien pisteet, joissa MODIS-havainto puuttuu), ERAI-pintalämpötila on järjestelmällisesti suurempi kuin MODIS-pintalämpötila. Erotus on suurempi kylminä kuin lämpiminä kuukausina: maalis-huhtikuussa ERAI-pintalämpötila oli noin 4 astetta korkeampi kuin MODIS-lämpötila. Touko-, kesä- ja heinäkuun aikana erotus vaihteli kahden ja neljän asteen välillä. Pisteissä, joissa MODIS-lämpötilan perusteella tapahtuu sulamista, ERAI näyttää MODIS-tuotetta kylmempiä arvoja sulamiskauden alussa ja lämpimämpiä sulamiskauden edetessä. Erotuksen viikkokeskiarvo on noin -2 ja +2 asteen välillä.

4. LOPUKSI

ERAI- ja MODIS-pintalämpötilojen välillä havaittiin usean asteen eroja. Lämpötilojen välinen erotus on hyvä huomioida, jos ERAI aineistoa halutaan käyttää MODIS-havaintojen täydentämiseen. Erotus oli kuitenkin pienempi tarkasteltaessa vain sulavia pisteitä, kuin jos huomioitiin



Kuva 1: ERA-Interim-uusanalyysin pintalämpötilan ja MODIS-tuotteen pintalämpötilan erotus Grönlannin mannerjäätiköllä kesällä 2000.

kaikki pisteet (pois lukien ne alueet, joista ei ole MODIS-havaintoja). Tulos viittaa siihen, että ERAI-aineistoa voisi käyttää MODIS-havaintojen täydentämiseen, jos tavoitteena on vain tunnistaa päivät, jolloin sulamista tapahtuu. Työn seuraavassa vaiheessa pidennämme ERAI ja MODIS-tuotteen lämpötilan vertailun kattamaan vuodet 2000-2016. Laskemme sulamispäivien lukumäärän samalle ajanjaksolle täydentämällä MODIS-tuotetta ERAI-aineistolla tarvittaessa. Tämän jälkeen vertaamme sulamispäivien lukumäärää muihin sulamista kuvaaviin parametreihin, sekä ilmakehän tilaan.

KIITOKSET

Haluan osoittaa kiitokset ohjaajalleni Timo Vihmalle, sekä työn rahoittamiseen osallistuneille tahoille: Nordic Top-level Research Initiative (TRI) rahoittamalle NCOE-SVALI-projektille, sekä Suomen Akatemialle (sopimus 259537).

LÄHTEET

Box, J.E., X. Fettweis, J.C. Stroeve, M. Tedesco, D.K. Hall, ja K. Steffen, 2012. Greenland ice sheet albedo feedback: thermodynamics and atmospheric drivers, *The Cryosphere*, **6**, 821–839, doi:10.5194/tc-6-821-2012.

Hall, D.K., J.C. Comiso, N.E. DiGirolamo, C.A. Shuman, J.R. Key ja L.S. Koenig, 2012. A Satellite-Derived Climate-Quality Data Record of the Clear-Sky Surface Temperature of the Greenland Ice Sheet, *J. Climate*, **25**, 4785-4798.

Hanna, E., J.M. Jones, J. Cappelen, S.H. Mernild, L. Wood, K. Steffen ja P. Huybrechts, 2013. The influence of North Atlantic atmospheric and oceanic forcing effects on 1900–2010 Greenland summer climate and ice melt/runoff, *Int. J. Climatol.*, **33**, 862-880, doi:10.1002/joc.3475.

Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars., L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes., A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy., H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut ja F. Vitart, 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 553-597.

Fettweis, X., G. Mabille, M. Erpicum, S. Nicolay ja M. Van den Broeke, 2011. The 1958-2009 Greenland ice sheet surface melt and the mid-tropospheric atmospheric circulation, *Clim. Dynam.*, **36**, 139-159.

Mote, T.L., 2007. Greenland surface melt trends 1973–2007: Evidence of a large increase in 2007, *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22507, doi:10.1029/2007GL031976.

Rignot, E., I. Velicogna, M.R. van den Broeke, A. Monaghan ja J.T.M. Lenaerts, 2011. Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, **38**, 5, 10.1029/2011GL046583.

Tedesco, M., M. Serreze ja X. Fettweis, 2008a. Diagnosing the extreme surface melt event over southwestern Greenland in 2007, *The Cryosphere*, **2**, 159-166.

Tedesco, M., X. Fettweis, M. van den Broeke, R. van de Wal ja P. Smeets, 2008b. Extreme Snowmelt in Northern Greenland During Summer 2008, *Earth and Space Science News*, 89, 41, 391, doi:10.1029/2008EO410004.

Tedesco, M., X. Fettweis, M.R. van den Broeke, R. van de Wal, C. Smeets, W. van de Berg, M. Serreze ja J.E. Box, 2011. The role of albedo and accumulation in the 2010 melting record in Greenland, *Environ. Res. Lett.*, **6**, doi:10.1088/1748-9326/6/1/014005.

Measuring the Earth's global radiation balance through orbital dynamics

O. Wilkman[1], J. Herranen[2], J. Virtanen[1], J. Näränen[1], J. Peltoniemi[1], M. Gritsevich[2], S. Lahtinen[1], H. Koivula[1], A. Penttilä[2], M. Poutanen[1], and K. Muinonen[2,1]

[1] Finnish Geospatial Research Institute, Masala, Finland, olli.wilkman@nls.fi
[2] Department of Physics, University of Helsinki, Finland

Abstract

We study the possibility of estimating the global scattered radiation flux of the Earth by its radiation-pressure effect on satellite orbits. We perform numerical simulations of typical GNSS orbits, computing various estimates of the magnitude of this effect. We find that changes to orbits caused by reasonable changes in Earth albedo are within detectable limits of modern observational technology, as long as other perturbing forces are modeled well enough.

1. INTRODUCTION

We are studying the retrieval of the spherical albedo and net scattered (short-wave) radiation of the Earth from the perturbations caused by the planet's radiation on the dynamics of its satellites. The spherical or Bond albedo gives the ratio of the fluxes incident on and scattered by the planet. The net radiation represents the net heat input into the planet's climate system and drives changes in its atmospheric, surface, and ocean temperatures. The spherical albedo is the average of the surface albedo of the Earth, which varies greatly depending on the terrain. The polar ice caps have albedos as high as 0.7 while forests and the sea are darker. The global albedo of the Earth is approximately 0.31.

The radiation flux from the Earth illuminates orbiting satellites, which causes a radiation-pressure force. The direction and magnitude of this force depends on the satellite's position in orbit, but generally it causes a radial pressure away from the Earth of some nano-Pascals. For a typical GNSS satellite cross section, this is an acceleration in the order of 10^{-10} m/s^2 (Solano et al. 2012; Montenbruck et al. 2015). A related radiation-pressure force is caused by the thermal (long-wave) radiation, from emission of absorbed Solar energy, which must be modeled similarly, but has a different distribution on the Earth's surface.

Satellite laser ranging (SLR) is a method of measuring distances to satellites using precise timing of laser pulses. Many satellites, such as the Russian GLONASS and European Galileo GNSS satellites, are equipped with laser retroreflectors, which allow laser ranging to high altitude orbits. Ranges to satellites from a ground station can be measured with an accuracy of centimetres, depending on the satellite altitude and SLR system specifications.

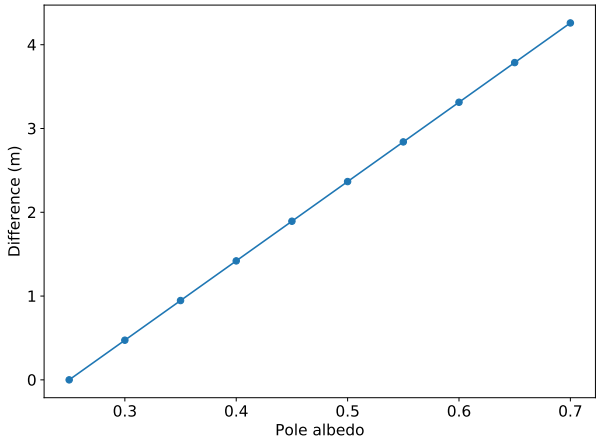


Figure 1: Relative displacement of the satellite after one orbit as a function of polar albedo, while the mid-latitude albedo is held constant at 0.25.

The ultimate aim of the study is inverting the problem and estimating the Earth albedo based on observations of satellites. Observing the orbital positions of a constellation of satellites surrounding the Earth, like GLONASS and Galileo, could provide simultaneous global information on the radiation flux of the Earth. Modeling these forces truly accurately requires a detailed treatment of the spacecraft shape and reflection properties. Advancement of these techniques is one of the sub-goals of this project.

2. METHODS

Here we investigate the effect of the spherical albedo on satellite orbits with the help of a simplified model. We simulate the propagation of satellite orbits using a new orbital simulation software. The simulation can be configured to take into account any combination of the main perturbing forces on medium and high Earth orbits (Montenbruck and Gill, 2000).

The orbits studied were Galileo-like, with 56° inclination and a 14-hour period. The orientation of the satellite is derived from the yaw-steering attitude model used by GNSS satellites. In this early study, we use a box-wing satellite model for computational efficiency, though an arbitrary triangulated shape model can be used. A BRDF consisting of diffuse and specular components is used for the satellite surface.

We assume a diffusely reflecting Earth with a two-component surface albedo. The albedo in the polar regions is varied. A range of albedo values is studied, covering annual variation and conceivable future changes. The changes in orbits are charted as a function of the albedo.

3. CONCLUSIONS

We find that under the influence of only the Earth-reflected radiation pressure, there is a clear linear relationship between the Earth's albedo and a displacement in the satellite's position after one orbit (Figure 1). This change is in the tens of centimetres range for albedo variations of 1%. These kinds of changes are theoretically detectable with modern SLR systems. The main caveat is that the other perturbative forces, particularly the Solar radiation pressure, must be

modelled well enough to separate the Earth radiation pressure clearly. These are still areas of improvement in this modelling.

These results suggest that inversion of the global reflected radiation flux from changes to the orbits in a constellation of GNSS satellites is feasible.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work is supported by the Academy of Finland.

REFERENCES

Rodriguez-Solano, C.J., U. Hugentobler, P. Steigenberger, and S. Lutz, 2012. Impact of Earth radiation pressure on GPS position estimates, *J. Geod.*, **86**, 309-317.

Montenbruck, O., P. Steigenberger, and U. Hugentobler, 2015. Enhanced solar radiation pressure modeling for Galileo satellites, *J. Geod.*, **89**, 283–297.

Montenbruck, O., and E. Gill, 2000. Satellite Orbits, Springer.

Geofysiikan Seura r.y. (perustettu 1926) edistää geofysiikan tutkimusta ja on sitä harjoittavien henkilöiden yhdyssiteenä. Geofysiikan aihepiirejä ovat maa, vesi, ilma ja lähiavaruus. Seuran toimintaan kuuluvat kaikille avoimet esitelmätilaisuudet ja Geophysica-lehden julkaiseminen. Seura järjestää joka toinen vuosi Geofysiikan Päivät -kokouksen.

The Geophysical Society of Finland (founded in 1926) advances geophysical research and serves as a link between those involved in it. Geophysics focuses on the solid earth, water, atmosphere and near space. The Society arranges public lectures on different geophysical topics and publishes the journal Geophysica. Every second year it arranges a meeting titled Geophysics Days.