

Eesti Looduseuurijate Selts
Tartu Ülikooli Ökoloogia ja Maateaduste Instituut
Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut
Tallinna Tehnikaülikooli Mäeinstituut

GLOBALSED MUUTUSED

Schola Geologica VI

Tartu 2010

Autoriõigused: autorid, toimetajad ja Eesti Looduseuurijate Selts

TOIMETAJAD: Ulla Preeden ja Liina Laumets
Kirjastanud OÜ Sulemees

Esikaane foto: Elu Eestis pärast globaalset muutust (Gobi kõrbe näitel).
Foto autor: Leho Ainsaar.

Kaane kujundus: Kadri Sohar

Soovitav viitamise vorm:

Kogu väljaandele:

Preeden U. ja Laumets L. (toim.) 2010. Globaalsed muutused. Schola Geologica VI. Sulemees, Tartu, 152 lk.

Artiklile:

Ivask J. ja Gramann M. 2010. Maa, Universum ja Multiversum. Rmt.:
Preeden U. ja Laumets L. (toim.) Globaalsed muutused. Schola Geologica
VI. Sulemees, Tartu, lk. 9–13.

Kuuenda geoloogia sügiskooli toimumist ja seotud teadusettekanete sarja
"Schola Geologica" väljaandmist toetasid **Keskkonnainvesteeringute
Keskus**, Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu Ülikooli Ökoloogia ja
Maateaduste Instituut, Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut ja
Tallinna Tehnikaülikooli Mäeinstituut.

ISSN 1736-3241
ISBN 978-9985-9943-5-1

Omnia mutantur – kõik muutub

Oive Tinn

Globaalsed muutused on Maal toimunud rohkem kui 4,5 miljardi aasta jooksul, s.o kogu selle aja vältel, mil meie planeet on eksisteerinud. Kõik minevikus toimunud sündmused – kerkinud ja kulunud mäeahelikud, avanenud ja sulgunud ookeanid, ilmunud ja kadunud liigid on registreeritud ühesainsas andmekogumis – Maa kivimitesse talletatud geoloogilises arhiivis. Jälgi jätmata ei möödunud ka varasematel aegadel toimunud kliimakõikumised – märgid jäid maha nii liustikest ekvaatoril kui metsadest poolustel.

Inimühiskonda paistavad huvitavat eelkõige „inimlikus skaalas” – aastakümnete või sajandite jooksul aset leidnud muutused, sest neid on kergem hoomata ning need tunduvad puuduvat meid kõige enam. Ka huvitab meid pigem järgmisel aastal kui järgmisel aastamiljonil toimuv, ning oma riigi piires sündmuse vaadata on lihtsam kui kogu planeeti tervikuna näha. Tunduvalt enam teadmisi ning mõttepingutust nõudev on aga Maa süsteemi kui terviku vaatlemine – esmapilgul üksteisest kaugel toimuvate sündmuste või nähtuste vahel seoste leidmine ja analüüsimine ning neist järelduste tegemine.

Meil pole olemas kirjalikke arhiive, mis kajastaksid rohkem kui mõne tuhande aasta tagust elu. See on aga liiga lühike periood mõistmaks praegust aega – kaduvaid liike, ülerahvastatud planeeti, muutuvat kliimat. Geoloogid on enamasti huvitatud pikaajalistest protsessidest, kuid neil on ainsatena võimalik näidata, mida ühed või teised muutused võivad endaga kaasa tuua. Geoloogiline andmestik on tegelikult ainus, mis võimaldab minevikus toimunud sündmuste abil modelleerida tulevikustsenaariume. Päris kindlasti kõnelevad Maa kivimid meile üht – kõik on pidevas muutumises – *omnia mutantur*.

Oive Tinn (oive.tinn@ut.ee) – Tartu ülikooli geoloogia osakond, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Ravila 14A, 50411.

SISUKORD

| | |
|---|----|
| <i>Oive Tinn</i> Eessõna..... | 3 |
| <i>Jüri Ivask ja Mirt Gramann</i> Maa, Universum ja Multiversum..... | 9 |
| <i>Tõnu Jürjen</i> Kui inimene kivistub..... | 14 |
| <i>Mare Ainsaar</i> Globaalsed rahvastiku muutused ja teooriad tuleviku kohta..... | 16 |
| <i>Leho Ainsaar</i> Globaalsed muutused Ordoviitsiumis..... | 25 |
| <i>Karin Truuver</i> Hirnantia jäätumise mõju elustikule..... | 33 |
| <i>Tarmo Kiipli</i> Globaalsed ookeani veetaseme muutused Siluris – ekstrapolatsioon Läti Priekule läbilõikest ja seosed süsiniku isotoopomaaliatega..... | 40 |
| <i>Rein Einasto</i> Settimisprotsessi globaalse tsüklilisuse kajastamisest Eesti paelasundis ja stratigraafilises skeemis..... | 47 |
| <i>Ulla Preeden ja Siim Ots</i> Kas Maa magnetväli on pöördumas?..... | 54 |
| <i>Tarmo Soomere</i> Läänemere lainekliima muutuste keerises..... | 59 |
| <i>Vladimir Makarihhin ja Ülo Sõstra</i> Mitmekesise elu jäljed Paleoproterosoikumi setetes, Karjalas, Venemaal..... | 74 |
| <i>Oive Tinn</i> Väljasuremine inimese biotsoonis..... | 86 |

| | |
|--|-----|
| <i>Enn Kaup</i> Keskkonnamuutustest polaaraladel..... | 92 |
| <i>Alla Šogenova, Kazbulat Šogenov, Rein Vaher ja Jiiri Ivask</i> Kuidas leevendada kliimamuutusi: süsihappegaasi püüdmine ja ladustamine (CCS) – Eesti perspektiivid..... | 97 |
| <i>Siiri Suursoo ja Madis Kiisk</i> Radionukliidid Eesti põhjavees..... | 104 |
| <i>Heidi Soosalu</i> Globaalsed muutused käivad vulkaanide kannul..... | 113 |
| <i>Krista Täht-Kok</i> Vulkaanisaared – looduse toredad meistritööd..... | 117 |
| <i>Liisa Lang</i> Skeletiteke..... | 121 |
| <i>Ivar Puura</i> Järelsõna..... | 126 |
| LISA värvilised joonised ja fotod..... | 127 |

AJAKAVA

„Globaalsed muutused“
VI geoloogia sügiskool
8–10. oktoober 2010
Roosta puhkekeskus, Läänemaa

Reede 8. oktoober

- 14:00 – start Tartust
- 15:00 – start Tallinnast
- 17:00 – alates kogunemine
- 18:00 – avamine

- 18:30 – Maa, Universum, Multiversum – **Jüri Ivask** (TTÜ) ja
Mirt Gramann (TO)
- 19:00 – Kui inimene kivistub – **Tõnu Jürjen** (HTK)
- 19:30 – Globaalsed rahvastiku muutused ja teooriad tuleviku kohta –
Mare Ainsaar (TÜ)
- 20:00 – õhtusöök
- 21:30 – Slaidiprogramm: Iraak - globaalse tähtsusega naftariik –
Helje Pärnaste (TTÜ)

Laupäev 9. oktoober

- 08:00 – hommikusöök
- 09:00 – Globaalsed muutused Ordoviitsiumis – Leho Ainsaar (TÜ)
- 09:30 – Hirnantia jäätumise mõju elustikule – Karin Truuver (TÜ)
- 09:50 – Globaalsed ookeani veetaseme muutused Siluris - ekstrapolatsioon
Läti Priekule läbilõikest ja seosed süsiniku isotoopanomaaliatega –
Tarmo Kiipli (TTÜ)
- 10:10 – Settimisprotsessi globaalse tsüklilisuse kajastamisest Eesti
paelasundis ja stratigraafilises skeemis – **Rein Einasto** (TTK)
- 10:30 – Kas Maa magnetväli on pöördumas? – **Ulla Preeden** ja
Siim Ots (TÜ)
- 10:50 – kohvipaus
- 11:20 – Suur Hadronite Põrguti CERNis – **Mait Müntel** (KBFI)
- 11:50 – Globaalsed muutused ja tsivilisatsioonide areng – **Ivar Puura**
(LUS)
- 12:10 – Andragoogika geoloogias ja geoloogia andragoogikas –
Riina Nemvalts (KLLK)
- 12:30 – Läänemere lainekliima muutuste keerises – **Tarmo Soomere**
(TTÜ)
- 13:00 – lõuna

14:00 – matk mere äärde
16:30 – kohvipaus
17:00 – Marsi kroonikad – vesi ja elu – **Kalle Kirsimäe** (TÜ)
17:30 – Mitmekesise elu jäljed Paleoproterosoikumi setetes, Karjalas, Venemaal – Vladimir Makarihhin (VTA) ja **Ülo Sõstra** (TTÜ)
17:50 – Elurikkusest geoloogilises perspektiivis – **Olle Hints** (TTÜ)
18:10 – Väljasuremine inimese biosoonis – **Oive Tinn** (TÜ)
19:00 – õhtusöök

Pühapäev 10. oktoober

08:00 – hommikusöök
09:00 – Keskkonnamuutustest polaaraladel – **Enn Kaup** (TTÜ)
09:30 – Kuidas leevendada kliimamuutusi: süsihappegaasi püüdmine ja ladustamine (CCS) – Eesti perspektiivid – **Alla Šogenova**, Kazbulat Šogenov, Rein Vaher ja Jüri Ivask (TTÜ)
09:50 – Radionukliidid Eesti põhjavees – **Siiri Suursoo** ja Madis Kiisk (TÜ)
10:10 – kohvipaus
10:40 – Globaalsed muutused käivad vulkaanide kannul – **Heidi Soosalu** (TTÜ)
11:10 – Vulkaanisaared – looduse toredad meistritööd – **Krista Täht-Kok** (EGK)
11:30 – Lõunaookeanil ja Lõunamandril 2009 – **Enn Kaup** (TTÜ)
11:50 – lõppsõna
13:00 – kojusõit (bussid Tartu ja Tallinna)

Kasutatud lühendid:

| | |
|--|------------------------------------|
| TÜ – Tartu Ülikool | TTÜ – Tallinna Tehnikaülikool |
| TO – Tartu Observatoorium | HTK – Hariduse Tugiteenuste Keskus |
| TTK – Tallinna Tehnikakõrgkool | KLK – Kaitseliidu Kool |
| EGK – Eesti Geoloogiakeskus | VTA – Venemaa Teadusteakadeemia |
| KBFI – Keemilise ja Bioloogilise Füüsika Instituut | LUS – Eesti Looduseuurijate Selts |

GEOLOGIA SÜGISKOOLID

SCHOLAE GEOLOGICAE

- I 2005 Kiidi – Teadus geoloogias
- II 2006 Reiu – Vasaraga tähtede poole
- III 2007 Pikajärve – Mudelid ja modelleerimine
- IV 2008 Mäetaguse – Suured teooriad
- V 2009 Tuhalaane – Piirideta geoloogia
- VI 2010 Roosta – Globaalsed muutused**

Maa, Universum ja Multiversum

Jüri Ivask ja Mirt Gramann

Planeet Maa, kui geoloogiateaduse uurimisobjekt, on läbi ajaloo teinud meie teadmistes suure muutuse. Kunagi oli ta sisuliselt kogu maailm või vähemalt selle tähtsaim ja määravaim osa. Nüüdne teadmistepagas paigutab aga Maa kui ühe keskpärase, tähe ümber tiirleva, tagasihoidliku planeedi ühte maailmaruumi „nurgakesse“ ning selles kontekstis on ainuke põhjus temast juttu teha vaid seetõttu, et ta on meie „koduks“. Selleks aga, et osata oma kodu väärihinnata, on väga vajalikud ka teadmised, kus me maailmaruumis asume ja kuidas see maailmaruum tekkis ning lõpuks – kas on olemas ka teisi maailmaruume või universumeid peale „meie oma“.

Esimeseks küsimuseks ongi see, kus me oma Universumis asume. Sellest arusaamiseks on mõistlik liikuda väiksemalt kaugustelt suurematele. Kaugusi Universumis mõõdetakse sageli valgusaastates või parsekites (1 parsek on umbes 3,3 valgusaastat), Päikesesüsteemi piires aga astronoomilistes ühikutes. Alguses on planeet Maa (Williams 2009; läbimõõt ~12000 km) koos oma kaaslasel Kuuga (Williams 2010; kaugus 384400 km). Siis on Maa kui Päikesesüsteemi kolmas planeet (Woolfson 2000), olles üks kaheksast planeedist. Lisaks kuuluvad Päikesesüsteemi veel kääbusplaneedid, asteroidid, komeedid, meteororkehad, planeetidevaheline tolmu ja gaasi ning ka kiirgus, mis teda täidab. Päikesesüsteemi piiriks (Littmann 2004) võib tinglikult lugeda heliopaasi (110–170 au Päikesest) või ka Oorti pilve (50000 au ehk umbes 1 valgusaasta). Järgmise etapina võib vaadelda Päikest koos lähimate tähtedega: α -Centaury, Siirius, Prooküon, Barnardi lendtäht jt. (SolStation) ruumiosas raadiusega umbes 5 parsekit. Kõik need lähimad tähed asuvad meie Linnutee galaktika (Drimmel ja Spergel 2001) ühes harus – Orioni kõrvalharus. Meie Galaktika enda läbimõõt on 100 000 valgusaastat.

Peale meie Galaktika on veel tuhandeid teisi galaktikaid, mis moodustavad Universumis erinevaid struktuure. Meie Galaktika koos oma väiksemate kaaslastega (millest suurimad on Suur- ja Väike Magalhaesi pilv) moodustab koos Andromeda galaktika ja selle kaaslastega Lokaalse galaktikagrupi diameetriga 10 miljonit valgusaastat (van den Bergh 2000). Lokaalne galaktikate grupp omakorda on Lokaalse superparve või Virgo superparve (Tully 1982) liige, mille läbimõõt on umbes 100 miljonit valgusaastat. Virgo superparv kuulub Pisces-Cetus Superparvede kompleksi (Tully 1986), mille pikkuseks hinnatakse 1 miljard valgusaastat ning mis on üks suurimaid struktuure lokaalses Universumis. Sellest suurem on vaid nn Sloan'i Suur Müür (Gott jt. 2005) pikkusega 1,38 miljardit valgusaastat. Kogu Universum koosneb mullitaolistest tühikutest, mis on eraldatud

galaktikatest koosnevate õhukete kihtide ja niitidega ning galaktikate superparved on kui juhuslikult esinevad tihedamad sõlmed.

Praeguste arusaamade järgi tekkis Universum sündmuses, mida kutsutakse Suureks Pauguks (Komatsu jt. 2009). See toimus umbes 13,75 miljardit aastat tagasi (LISA joonis 1). Kaugust, mille valgus on võimeline läbima alates Suure Paugu algusest, nimetatakse vaadeldava Universumi horisondiks. See on piirkaugus, mida on võimalik vaadelda või mida me „näeme” ja mis määrab vaadeldava Universumi ruumala (nimetatakse ka Hubble’i ruumalaks). Kuna Universum paisub, siis on vaadeldava Universumi piir kaugemal kui 13,75 miljardit valgusaastat. Vaadeldava Universumi diameetrik hinnatakse 28 miljardit parsekit ja seega on vaadeldava Universumi piir meist umbes 48-47 miljardi valgusaasta kaugusel (Bars jt. 2009).

Tavaliselt vaadeldakse Universumi arengut kolmes staadiumis. Väga varane Universum oli sekundi murdosa jooksul peale Suurt Pauku, kus osakesed omasid palju kõrgemat energiat, kui on siiani saavutatud maapealsetes kiirendites. Seetõttu on ka see staadium kõige vähem mõistetav. Näiteks olid siis kõik neli vastasmõju (gravitatsioon, elektromagnetism, tugev- ja nõrk vastasmõju) koos ühe mõjuna ning alles hakkasid üksteisest eralduma (Ryden 2003). Väga varase Universumi faas lõppes ekstreemselt kiire eksponentsiaalse paisumisega ehk kosmilise inflatsiooniga. Sellele järgnes nn kuuma tulekera ajastu, kus protsessid toimusid suurte energiatega füüsika ehk elementaarosakeste füüsika seaduste järgi. See on periood, kus tekkisid prootonid, neutronid ja elektronid ning lõpuks aatomituumad ja aatomid. Neutraalsete aatomite tekkimisega umbes 380 000 aastat peale Suurt Pauku lõppes vastasmõju elektronide ja footonite vahel ning Universum muutus kiirgusele läbipaistvaks. Sellest ajast jõuab meieni nn Kosmiline mikrolaineline taustkiirgus (Hinshaw jt. 2009). Kuuma tulekera ajastule järgnes kolmas staadium, kus Universumisse tekkisid kaasajalgi eksisteerivad struktuurid: tähed, galaktikad, kvasarid, galaktikaparved ja lõpuks superparved. Kaugeimad galaktikad, kus tähed moodustuvad on avastatud 13,2 miljardi valgusaasta kaugusel – see tähendab seda, et nad tekkisid, kui Universum oli vaid 500 miljonit aastat vana (Stark jt. 2007). Meie Linnutee galaktika formeerus $8,3 \pm 1,8$ miljardit aastat tagasi (del Peloso jt. 2005). Meie Päikesesüsteemi vanuseks hinnatakse 5 miljardit aastat (Bouvier ja Wadhwa 2010). Praegusel perioodil näib Universumi paisumine kiirenevat ning seega on galaktikate superparved tõenäoliselt suurimad struktuurid, mis üldse saavad moodustuda, sest kiirenev paisumine takistab uute gravitatsiooniliselt seotud struktuuride moodustumist.

Ei ole mingit loogilist põhjust arvata, et meie Universum on ainuke ja unikaalne. Selle kõrval võib olla palju võimalikke teisi univervsumeid, mis kokku sisaldavad kõike, mis füüsikaliselt eksisteerib (materie-, energia- ja liikumise vormid ning füüsikaseadused ja konstandid, mis seda juhivad) ja mida võib nimetada ka Multiversumiks. Paralleelunivervsumeid, mis asuvad meie tuttava ja vaadeldava Universumi suhtes „teispoosuses“ on püütud ka klassifitseerida. Tuntuim neist on tunnustatud teadlase Max Tegmark'i loodud klassifikatsioon (Tegmark 2003). Selle kohaselt võib eristada nelja erinevat tüüpi paralleelunivervsumeid. Tasemele I vastavad sellised paralleelunivervsumid, mis asuvad kaugemal meie vaadeldavast Universumi piirist. Kuna kosmilise taustkiirguse andmed viitavad sellele, et univervsum on lõpmatu, siis on igati loogiline arvata, et peale meie vaadeldava Universumi on veel lõpmatu hulk teisi Hubble'i sfääre, kus kõigis on samad füüsikaseadused ja füüsikalised konstandid, kuid millede tekked olid erinevad, realiseerides kõikvõimalikud algtingimused. Sel juhul peaks kusagil olema Hubble'i sfäär, mis on meie omaga sarnane või isegi identne. Tegmark'i hinnangul võib meiega identne Hubble'i sfäär olla $10^{10^{115}}$ meetri kaugusel. Tase II on paralleelunivervsumid, millede erinevus seisneb just füüsikaliste konstantide erinevustes. Samuti võivad need univervsumid olla erineva aeg-ruumi dimensiooniga. Tase III tuleneb kvantfüüsika paljumaailmalisuse interpretatsioonist. Üks kvantmehhaanika aspekte on see, et teatud vaatlustulemusi ei saa üheselt ette ennustada. Selle asemel on teatud hulk võimalikke stsenaariumeid, igaüks isesuguse tõenäosusega. Paljumaailmalisuse interpretatsiooni järgi realiseerub iga stsenaarium erinevasse univervsumisse (Tegmark 1998). Saab muidugi argumenteerida, et tase III ei sisalda täiendavaid võimalusi võrreldes tasemetega I ja II. Lõpuks – tase IV oleks niisugune olukord, kus igale matemaatikas võimalikule struktuurile vastab tegelikkuses oma univervsum. Kuid kas leidub ka mingeid tõendeid, et väljaspool meie Universumit on veel miski? Seni midagi kindlat ei ole, kuid näiteks on välja pakutud, et Eridanuse tähtkujus avastatud kosmilises mikrolainelises taustkiirguses asuv „Külm Laik“ on jälg teisest univervsumist enne kui ta lahkes meie omast kosmilise inflatsiooni tagajärjel (Chown 2007). Kui see on nii, siis oleks see esimene empiiriline tõend paralleelunivervsumi olemasolust.

Kasutatud kirjandus

- Williams D.R. 2009. "Earth Fact Sheet". NASA (2009-05-29).
Williams D.R. 2010. "Moon Fact Sheet". NASA (2010-02-02).
Wolfson M. 2000. The origin and evolution of the solar system. *Astronomy & Geophysics*, 41(1), 1.12–1.19.

- Littmann M. 2004. Planets Beyond: Discovering the Outer Solar System. Courier Dover Publications, 162–163.
- SolStation. © 2005 Sol Company. Stars within 10 light years.
- Drimmel R. ja. Spergel D.N. 2001. Three-dimensional Structure of the Milky Way Disk: The Distribution of Stars and Dust beyond 0.35 R. *The Astrophysical Journal*, 556, 181–202.
- van den Bergh S. 2000. Updated Information on the Local Group. *The Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 112(770), 529–536.
- Tully R.B. 1982. The Local Supercluster. *The Astrophysical Journal*, 257, 389–422.
- Tully R.B. 1986. Alignment of clusters and galaxies on scales up to 0.1 C. *The Astrophysical Journal*, 303, 25–38.
- Gott III J.R., Jurić M., Schlegel D., Hoyle F., Vogeley M., Tegmark M., Bahcall N. ja Brinkmann J. 2005. A Map of the Universe. *The Astrophysical Journal*, 624, 463–484.
- Bars I., Terning J. ja Nekoogar F. 2009. Extra Dimensions in Space and Time, 27 lk.
- Komatsu, E.; Dunkley, J., Nolte M.R., Bennett C.L., Gold B., Hinshaw G., Jarosik N., Larson D., Limon M., Page L., Spergel D.N., Halpern M., Hill R.S., Kogut A., Meyer S.S., Tucker G.S., Weiland J.L., Wollack E. ja Wright E.L. 2009. Five-Year Wilkinson Microwave Anisotropy Probe Observations: Cosmological Interpretation. *Astrophysical Journal Supplement*, 180, 306–329.
- Ryden B. 2003. Introduction to Cosmology. Addison-Wesley, 196 lk.
- Hinshaw G., Weiland J.L., Hill R. S., Odegard N., Larson D., Bennett C.L., Dunkley J., Gold B., Greason M.R., Jarosik N., Komatsu E., Nolte M.R., Page L., Sperge D.N., Wollack E., Halpern M., Kogut A., Limon M., Meyer S.S., Tucker G.S. ja Wright E. L. 2009. Five-Year Wilkinson Microwave Anisotropy Probe (WMAP) Observations: Data Processing, Sky Maps, and Basic Results. *Astrophysical Journal Supplement*, 180, 225–245.
- Stark D.P., Ellis R.S. Richard J., Kneib J.-P., Smith G.P. ja Santos M.R. 2007. A Keck Survey for Gravitationally Lensed Ly α Emitters in the Redshift Range $8.5 < z < 10.4$: New Constraints on the Contribution of Low-Luminosity Sources to Cosmic Reionization. *The Astrophysical Journal*, 663, 10–28.
- del Peloso E.F., da Silva L., Porto de Mello G.F. ja Arany-Prado L.I. 2005. The age of the Galactic thin disk from Th/Eu nucleocosmochronology: extended sample. *Proceedings of the International Astronomical Union*, Cambridge University Press, 1, 485–486.

- Bouvier A. ja Wadhwa M. 2010. The age of the Solar System redefined by the oldest Pb–Pb age of a meteoritic inclusion. *Nature Geoscience*, 3, 637–641.
- Tegmark M. 2003. Parallel universes. Not just a staple of science fiction, other universes are a direct implication of cosmological observations. *Scientific American*, 288(5), 40–51.
- Tegmark M. 1998. The Interpretation of Quantum Mechanics: Many Worlds or Many Words? *Fortschritte der Physik*, 46, 855–862.
- Chown M. 2007. The void: Imprint of another universe? *New Scientist*, 2631, 34–37.

Jüri Ivask (jivask@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Mirt Gramann (mirt@aai.ee) – Tartu Observatoorium, Tõravere, 61602, Tartumaa.

Kui inimene kivistub

Tõnu Jürjen

“Kivistuda! Kestma jääda“

H. Hesse

Istun mänguväljakul, tütar kiigub ja näib, et ta ei lõpeta niipea. Jälgin huviga neid väikeseid inimesi ning imestan üha uuesti nende võimete üle. Olukorrale vastavalt suudavad nad luua tutvusi ja reageerida kiirelt suhtes võhivõõrastega. Nad algatavad ning kujundavad mängu, võtavad ja vahevõtavad paindlikult rolle. Nende valmisolek muutustega toime tulla on oluliselt kõrgem nende vanemate omast.

Mingil hetkel toimub arengus muutuste muutus. Üldiste ning ajatute seaduspärade otsinguid saadab edu ning samaks jäämine saab olulisemaks. Väljendugu see kas või püüdluses vastata küsimusele “Kes ma olen?” püsivalt läbi aegade.

Mõnikord juhtub midagi, mis inimest kahjustab. Kindlusetatolusest saab paindumatus – võime loomulikult ja loominguliselt keskkonnaga suhestuda saab kahjustatud. Psühholoogid räägivad siis käitumisrepertuaaride rigiidsusest.

Psühhoanalüütik Fritz Riemann räägib oma teoses “Hirmu põhivormid” sundustega inimestest, kel “on raske omaks võtta /.../, et kõike elusat ei saa täiesti ettearvatult kindlaks määrata”. Need inimesed teevad kõik selleks, et vanast kinni hoida ja vältida kohtumist muutuste hirmuga. Püüdlemine kestvuse poole, mis on inimesele igiloomulik, saab äärmuslikuks.

Tihti peale esineb nende inimeste elus olukordi, kus nad on pidanud end ülemääraselt kontrollima. Ajal, mil lapsed õpivad ütleva “mina”, on nad saanud sellesama “mina” eest karistada, sest vastuolud nende tahte ning nende kasvatajate tahte vahel on lahenenud laste jaoks vägivaldsel viisil.

Vanemas eas võivad kord ellujäämiseks vajalikud toimetulekumehhanismid olla nii välja arenenud, et inimene ise näib nende taha kaduvat. Sellisel juhul võime inimest näha kapseldunud ning ülrikaitsvana. Kivimüür, mis inimest ümbritseb, võib tunduda murdumatuna. Läheduse taotlemine temaga peadib alatasa vajaduste rahuldamatusega, sest kontrollimatus, mis kaasneb teise inimese kohaloluga, on sundusega inimesele talumatu. Järjekindlus, millega need inimesed läbi elu lähevad, on vankumatu, samas hirmutav. Ning rahul pole ka seesama kivistunu ise, sest maailm, kuigi kriipivalt aimatav, jääb hoomamatuks.

Paradoksaalsel kombel on seesama kontroll viis õnneni jõudmiseks. Kaasaegse positiivse psühholoogia korüfee Mihaly Csikszentmihalyi käsit-

luses jõuavad inimesed oma elu parimate kogemusteni just kontrolli abil. Tantsijad, ekstreemsportlased või malemängijad saavutavad edu kontrollitunnetuse toel, kuid siin ilmnebki oluline erinevus. Nemad naudivad kontrollimise võimalust, mitte kontrolli ennast. Nende rõõm ei tulene kontrollitundest, vaid väljakutseid nõudvates olukordades selle rakendamisest. Seega kivistumist on võimalik vältida – nautides võimalust oma maailma kontrollida, ja samas aduda tõelist absoluuti – iseenese piiratust.

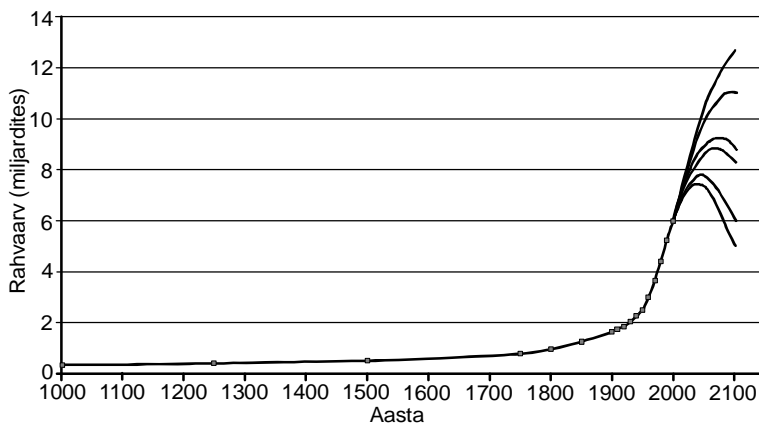
Tõnu Jürjen (tjyrjen@gmail.com) – Hariduse Tugiteenuste Keskus, Tähe 56, Tartu 50103.

Globaalsed rahvastiku muutused ja teooriad tuleviku kohta

Mare Ainsaar

Sissejuhatuse asemel – suurenev inimeste arvukus ja sellega kaasnevad probleemid

Inimese arvukus on 50 000 aasta jooksul kasvanud suhteliselt väikesest kogukonnast 21. sajandi alguseks seitsme miljardini. Märgatavalt hakkas inimeste populatsioon suurenema siiski alles 19.-20. sajandil seoses demograafilise ülemineku levikuga (joonis 1). Demograafiline üleminek tähendab suremuse kiiret langust, millele järgneb sündimuse langus, kuid alles saja aasta jooksul. Viimastel sajanditel ongi maailma rahvastiku kirjeldamiseks kõige sobilikum kasutada mõistet demograafiline üleminek. Kuna demograafilise ülemineku jooksul kahe- kuni viiekordistub rahvastik, pole imestamisväärne, et iga järgmine miljard maailma rahvaarvukusest on täitunud üha lühema perioodi jooksul. Aastal 2000 oli ligi 70% maailma rahvastikust ikka veel kiire rahvastiku kasvu ehk ülemineku faasis (lisa 1 artikli lõpus).



Joonis 1. Inimeste arvukus maakeral ja selle prognoos (Allikas Lutz jt. 2008).

Kiirelt kasvav rahvaarv annab põhjust muret tunda maakera ökoloogilise mahutavuse pärast. Kas Maa suudab toime tulla nii paljude inimeste elatamise ja tekkivate jäätmetega? Ajaloost on teada, et mure liigrahvastumise pärast on õigupoolest väga vana probleem. Juba Platon kirjutas, et rahvaarvu kiire kasv on ohtlik ning tegi ettepaneku muuta abieluseadust. Aristoteles väitis, et riik peaks kehtestama täieliku kontrolli

rahvaarvu muutumise ja liikumise üle ning Confucius kurtis põllumaa vähesuse üle, mis tekitas vaesust, rahulolematust ning kuritegevust (Mereste ja Root 1988). Ka paljud 17. ja 18. sajandi mõtlejad kirjutasid inimeste sisetungist piiramatult paljuneda, mida piiravad ainult majanduslikud ning sotsiaalsed barjäärid.

Koos rahvaarvu kasvuga maakeral on lisandunud mure Maa ressursside ammendumise ehk nõ jätkusuutliku arengu tagamise pärast. Kõige drastilisem rahvastikuprognos näeb ette, et aastaks 2300 võib maakeral elada 36 miljardit inimest ehk ligi viis korda enam kui praegu. Kasv toimub 89% ulatuses peamiselt kõige vaesemate riikide rahvastiku arvel. Kui 21. sajandi alguses elab umbes 60% maailma rahvastikust Aasias, 13% Aafrikas, 12 % Euroopas ning 15% mujal, siis paarisaja aasta jooksul Aafrika rahvaarv kahekordistub, Euroopa kahaneb seitsmele protsendile ning Aasias saab suurimaks riigiks India. Ometi on prognoosid kaugema tuleviku suhtes ebakindlad ning võimalikud on ka rahvaarvu kasvu peatumise ning isegi kahanemise stsenaariumid. Seega inimeste arvukus ning ressursside tasakaal on jätkuvalt aktuaalsed. Ei kahelda niipalju selles, et optimaalne tasakaal ressursside ning rahvastiku vahel on vajalik, vaid küsimus on peamiselt selles, et kuidas seda saavutada ning milline on optimaalne tasakaalupunkt.

Optimaalne rahvaarv – vana lähenemise taassünd

Kuigi optimaalse rahvaarvu poole on püüdnud, pole selle taseme määratlemise osas üksmeelt. Tehnoloogia areng võimaldab leida uusi lahendusi täiendavaks ressursside tootmiseks, optimaalne rahvaarv sõltub ka sotsiaalsetest institutsioonidest ning nende võimekusest toota ning jaotada ressursse (Pareto efektiivne jaotus).

20. sajandil on kasutusel olnud mitmed erinevad optimumi tõlgendused. Klassikaline optimumi määratlus põhineb tootlikkuse maksimumimisel ühiku kohta, kuid on ka teisi seisukohti. Näiteks Partha Dasgupta (1969) ja Milton Friedman (1980) kasutavad Meade kogukasulikkuse kriteeriumi, samas kui Julian Simoni (1981, 1996) tööd võtavad arvesse ka arvukuse dünaamikat. Nimelt väidab Simon, et inimese kohta on sissetulekud pikemas perspektiivis kõrgemad kasvava rahvaarvuga kui muutumatu rahvastikuga riikides ning seda nii arenenud kui arengumaades. Samuti on suurem rahvastiku tihedus seotud kiirema majandusliku arenguga. Suurem rahvaarv võib aidata paremini toime tulla ka ressursside nappusest tingitud probleemidega. Kasvav rahvaarv on hea näiteks tööhõivele, sest tekitab täiendava vajaduse teenuste ning kaupade järele. Suurenev siseturu nõudlus on iseloomulik kõigile kasvava rahvaarvuga piirkondadele. Suurema rahvaarvu puhul võib loota ka andekamate inimeste

sündide suuremale arvule, rohkem inimesi võib tähendada enam meeldivaid sotsiaalseid sidemeid, sõpru, suuremat partnerite valikut, avalike teenuste laiemat võrku, mitmekesisemaid elustiili valikuid jne (Ng 1986). Seega kui suudetakse tagada inimestele minimaalne elustandard, on mitmeid argumente kasvava rahvaarvu kasuks sh ka kaudselt majanduslikke. Siiski on sellise tasakaalupunkti hinnaks inimeste tarbimiskäitumise ohjeldamine.

Den Bergh ja Rietveld (2004) analüüsisid kõiki publikatsioone, mis on kirjutatud maakera mahutavuse piiri kohta ning leidsid, et variatsioonid inimpopulatsiooni võimalikust arvukusest on üllatavalt laiad – ühest kuni mitmesaja miljardini. Kõige sagedamini leidis siiski ettepanekuid 2–3 ja 30–50 miljardilise ülempiiri kohta.

Näiteks Pimentel ja tema kolleegid (1999) pakuvad optimaalseks rahvaarvuks 2 miljardit inimest, mis on praeguse olukorraga võrreldes enam kui kolm korda vähem. Nende väitel tagaks see tase kõigile Maa elanikele elamisväärse elustandardi ning Maa ressursside jätkusuutliku kasutamise. Autorite arvutuste kohaselt oleks võimalik sellise rahvaarvukuse korral pakkuda 0,5 hektarit intensiivselt kasutatavat põllumajandusmaad inimese kohta, kindlustada mitmekülgne toitumus, sellele lisanduks 1,5 hektarit maad taastuenergia jaoks ja 1 hektar metsa. Vee tarbimine oleks 1,2 miljonit liitrit inimese kohta aastas. Näiteks praegu on iga Maa elaniku keskmiselt 0,27 hektarit põllumaad, mis on umbes pool soovitatavast, kuid regionaalselt valitsevad suured erinevused (tabel 1). Põllu- ja karjamaa on oluline just selle tõttu, et enam kui 99% inimese toidust on seotud maismaaga, kuid vaid 11% maismaast on toidu tootmiseks sobilik.

Tabel 1. Ressursside kasutamine USAs, Hiinas ja maailmas keskmiselt.

| Ressursid | USA | Hiina | Maa kokku |
|---|------|-------|-----------|
| Maa | | | |
| Põllumaa (ha) | 0,71 | 0,08 | 0,27 |
| Karjamaa (ha) | 0,91 | 0,33 | 0,57 |
| Mets (ha) | 1,00 | 0,11 | 0,75 |
| Kokku (ha) | 3,49 | 0,52 | 1,59 |
| Vesi (liitrites x 10 ⁶) | 1,7 | 0,46 | 0,64 |
| Fossiilkütused õli ekvivalendis (liitrites) | 8740 | 700 | 1570 |
| Metsatooted (kg) | 1091 | 40 | 70 |

Allikas: Pimentel jt. 1999.

Toidu tootmiseks vajalik maismaa väheneb iga aastaga linnade ja transporditeede rajamisega, osa muutub kasutamiskõlbmatuks erosiooni tõttu. Kõige enam ongi senistes maailma koormustaluvuse analüüsid pandud rõhku toiduainete ja vee ressursidele (van Den Bergh ja Rietveld 2004), kuigi on ka seiskohti, et tehnoloogiate arenedes ei ole vee ja toidu puudus maailma rahvastiku jaoks enam peamine probleem. Siiski nõuab toidu mittetraditsiooniline tootmine enamasti suuremaid energeetilisi kulutusi ning ei ole seetõttu alati piisavalt efektiivne.

Seega on probleemiks võimaluste regionaalselt ebahütlane jaotumine rikaste ning vaeste vahel nii tulevikus kui praegu. Näiteks, kui ameeriklane tarbib toiduks keskmiselt 3644 kilokalorit päevas siis hiinlane teeb seda 2734 kilokalori ulatuses ning maailma keskmine on 2698. Sama kehtib ka magevee kohta. Kuigi magevee koguarud on piisavad, on ka need piirkondlikult väga ebahütlaselt kättesaadavad ning umbes 80 riiki vaevlevad veepuuduse käes 21. sajandi alguses.

Suurenenud tähelepanu alla on sattunud energia, mille kasutamine kasvab kiiremini kui rahvastik ning energia olemasolust sõltuvad ka teised tehnoloogilised võimalused. Nagu ka muude ressursside puhul on arenenud ja arengumaade vahel seni suured erinevused. Maailma fossiilsete kütuste kättesaadavaid varusid hinnatakse jätkuvat umbes 50 aastaks, kuid seda vaid praeguse tarbimise taseme juures. Kui kõik Maa elanikud hakkaksid tarbima kütuseid arenenud riikide tasemel ammenduksid varud kolm korda kiiremini. Samas on väidetud, et ainuüksi administratiivsete ümberkorraldustega saaks juba praegu säästa energia tarbimist vähemalt 33% (Pimentel jt 1999).

Optimaalse arvu otsingul – ettepanek rahvastiku arvukust piirata või iselangusse uskumine

Nii nagu ka kõigi teiste elusolendite puhul ei saa inimpopulatsiooni arvukus pikka aja jooksul ületada keskkonna mahutavust. Kõige tuntum rahvastiku arvu piirajate seas on Thomas Malthuse nimi. Aastal 1798 avaldas Thomas Robert Malthus esse väitega, et rahvaarvu pidurdamatu kasv tekitab vaesust, järelikult tuleb seda pikaajalise kasu nimel piirata. Teinud vaatlusi majanduse, inimeste arvukuse ning elujärje kohta, järeldas ta, et inimeste kontrollimatu tung paljuneda viib vaesuseni, sest põlluviljakuse kasv jääb rahvaarvu kasvule alla. Olukorda parandavad vaid nälg, sõjad ja haigused, mida Jumal inimestele saadab ja enneaegne suremus aitab parandada ellujääjate elujärge. Tõsi, Malthus tõi välja ka ennetusmeetmeid nagu kõlbeline käitumine, abieluelsest seksuaalsuhetest hoidumine ning abielu edasi lükkamine. Mathuselt said inspiratsiooni näiteks Charles Darwin ja Robert Keynes. Ajaloolise

mälestusena filosoofist, kes võitles rahvaarvukuse kasvu vastu, nimetatakse tänapäevalgi ÜRO arenguprogramme, mis püüavad sündimust Aafrikas ja Aasias vähendada neomaltuslikeks.

Kui Malthuse esimesed kriitikud (Ferr ja Marx) pöörasid tähelepanu peamiselt elatusvahendite kasvu prognoosimise vigadele, siis 20. sajandi kahekümnendatel aastatel sündisid mitmed teooriad, mis seadsid rahvastiku kasvu pikemas perspektiivis üldse kahtluse alla. Rahvastikuteadlaste endi seas põhjustas palju kriitikat 1925. aastal avaldatud bioloogia taustaga ameeriklase Raymond Pearli bioloogilistest katsetest välja koorunud logistilised rahvastiku kasvukõverad, mis väitsid, et pärast populatsiooni kasvu järgneb sellele alati kahanemise faas. Pearl oli õppinud aasta Inglismaal statistika ajalukku läinud Karl Pearsoni (Pearsoni korrelatsioonikordaja) juures ning armastas logistilisi kõveraid. Seda peeti Ameerikas siiski liiga bioloogilis-tehniliseks ning vähe sotsiaalteaduslikuks ning tema teooriad sellest, kuidas populatsiooni kasvule järgneb alati langus ei võetud akadeemilistes ringkondades alati soojalt vastu. See ei takistanud samas praktilisi linna- ja regiooniplaneerijaid, parema lahenduse puudumisel, Pearli kõveraid vähenevast rahvastikust kasutamast tegelikus regionaalplaneerimises.

Kui esimesed rahvastikuteooriad lähtusid eeldusest, et inimestel on piiramatu tung paljuneda, siis 20. ja 21. sajandi tähelepanuväärsemaid saavutusi on tegelemine inimeste käitumise muutumise uurimisega. Näiteks kuidas muutub viljakus rände protsessi käigus, miks laste saamise soov muutub, ning miks üldse kontraseptiivide olemasolu korral järglasi soovitakse.

Tänapäeval puudub rahvastikuprobleemidega tegelevatel teadlastel kindel veendumus, milliseks kujuneb demograafilise arengu järgmine etapp. 1986. aastal kirjeldasid Hollandi demograaf van de Kaa ja prantslane Lesthaeghe muutusi, mis iseloomustasid arenguid Lääne-Euroopa riikides – kontraseptiivide mõju sündimusele, abiellumise edasi lükkamine, abieluväliste sündide osa suurenemine – ning nimetasid seda teiseks demograafiliseks üleminekuks. Teisele demograafilisele üleminekule pidi järgnema 0 või nõrgalt negatiivne rahvastiku areng. Selle kohaselt jäävad nii suremus kui sündimus tulevikus madalale ja teineteist tasakaalustavale tasemele. 1990. aastate Euroopa riikide ülimadal sündimus viis 2003. aastal ÜRO prognoosi meeskonna siiski nii kaugele, et ametlikult võeti kasutusele stsenaariumid, mis nägid ette pikemaid negatiivse rahvastikutaastega perioode, seega rahvastiku kasvu lõppu pikemas perspektiivis kõige arenenumates riikides.

2009. aastal avaldasid kolm demograafi (Myskylä jt 2009) ajakirjas Nature 2008. aasta Euroopa Demograafia assotsiatsiooni konverentsil ette kantud artikli väitega, et ühiskondade arenedes võib väga madal sündimus

liikuda siiski uuesti lähemale taastoote piirile. Aastal 2010 sai nn U-kujulisest arengust kõige sagedamini viidatud tuleviku-mudel rahvastiku-teadlaste seas.

Teiseks uuemaks suunaks võib pidada käitumisteooriate (Ajzen 2005 jt.) kasutamist arenenud ühiskondade sündimuskäitumise seletamisel. Nimelt peetakse kontraseptiivide kasutamise ajastul järjest olulisemaks inimeste hoiakuid laste saamise suhtes. Langeva laste saamise soovi, suurenenud laste maksumuse ning suureneva lastetuse korral muutub järjest olulisemaks uurida, mis võiks mõjutada üldse inimeste soovi lapsi saada. Näiteks Rodgers jt (2001) väidavad, et tegemist võib olla geneetilise eelvalikuga. Nimelt tänapäeva inimeste esivanemad on pidanud olema seksilembelisemad ja lapsi armastavad. Nimelt oli just selliste eeldustega inimestel paremad võimalused saada elus järglasi. Saanud oma esivanematelt sellised geenid ei pruugigi suur osa tänapäeva inimestest täpselt osata seletada lapse saamise soovi, sest see tundub loomulik olevat. Nii vastab Eestis ligi 75% viljakas eas inimestest, et lapse saamine on lihtsalt „loomulik“ (Tiit ja Ainsaar 2002). Perekonna väärtustamise ja seksi nautimise tähtsust viljakuse puhul näivad kinnitavat ka mõned partneri valiku ning sündimuse analüüsid Eestis.

Kokkuvõtte asemel

Kuigi paljudes valdkondades puudub täpne teave tuleviku kohta, ollakse ühel meelel selles, et inimeste arvukus lähitulevikus maakeral suureneb ning positiivsete arengute korral hakkab 100 aasta jooksul vähenema. Teoreetilisest lähtekohast on olemas võimalus, et ühiskonna arenedes sündimus ise langeb, kuid see on pikk protsess ning enne jõuab toimuda palju hariduslikke ning religioosseid ümberkorraldusi maailma rahvastikus.

Samas ei sõltu tasakaal ainult demograafilistest protsessidest, vaid kogu ühiskonna arengust. Kõrvuti rahvastiku uuringutega on saamas võtmeküsimuseks uute energiaallikate leidmine ning energia säästmine.

Kuna regionaalsed erinevused laste arvus ning ühiskondade võimekuses on siiski suured, saab maailma tuleviku suhtes otsustavaks Aasia ja Aafrika riikide areng. Rahvastiku ebaühtlus ning tööjõu pakkumise ning nõudluse erinevus tekitab alati rändesurve. Mitte kunagi varem pole maakeral elanud nii palju noori, viljakas eas rändevalmis inimesi kui 21. sajandi alguses. Alla 25-aastased moodustavad peaaegu poole maailma 6,8 miljardilisest rahvastikust, kes on jaotunud väga ebavõrdselt eri mandrite vahel.

Sellepärast ei ole üllatav, et maailma rahvastiku tuleviku seisukohast ei tehta prognoose mitte ainult kogu rahvastiku arvukuse kohta, vaid ka

inimeste haridusliku, religioosse jaotumise, konfliktide allikate kohta. Rahvaarvukus on alati olnud seotud ka rahvuste ning võimusuhetega. Seega pole tähtis kogu maakera saatuse seiskohalt ainult rahvaarvukus, ressursside jaotumine ja tehnoloogilise arengu tase, vaid ka sellised sotsiaalsed tegurid nagu väärtused, solidaarsus, ebavõrdsus, vägivald ning usaldus rahvaste vahel.

Kirjandus

- Ajzen I. 2005. Attitudes, personality, and behavior (2nd. Edition). Milton-Keynes, England, Open University Press, McGraw-Hill, 192 lk.
- Dasgupta P. 1969. On the Concept of Optimum Population. *Review of Economic Studies*, 36, 295–318.
- Friedman M. ja Friedman R. 1981. Free to Choose. New York, Avon Books, 330 lk.
- Lesthaeghe R. ja van de Kaa D.J. 1986. Twee Demografische Transitities? (Two Demographic transitions?). Rmt: van de Kaa D.J. ja Lesthaeghe R. (toim.) Bevolking: Groei en Krimp (Population: Growth and Decline), Deventer, Van Loghum Slaterus, 9–24.
- Lutz W., Sanderson W. C. ja Scherbov S. 2008. Global and Regional Population Ageing: How Certain Are We of its Dimensions? *Population Ageing* 1, 75-97 DOI 10.1007/s12062-009-9005-5.
- Mereste U. ja Root A. 1988. Rahvastik loenduspeeglis. Tallinn. Eesti Raamat, 300 lk.
- Myrskylä M., Kohler H-P. ja Billari F.C. 2009. Advances in development reverse fertility declines. *Nature*, 460, 741–743.
- Ng Y-K. 1986. On the Welfare Economics of Population Control. *Population and Development Review* 12(2), 247–266.
- Pimentel D, Bailey O., Kim P., Mullaney E., Calabrese I., Walman L., Nelson F. ja Yao X. 1999. Will limits of the earth's resources control human numbers? College of Agriculture and Life Sciences Cornell University <http://dieoff.org/page174.htm>.
- Rodgers J. L., Kohler H. P., Kyvik K. O. ja Christensen K. 2001. Behavior genetic modeling of human fertility findings from a contemporary danish twin study. *Demography*, 38(1), 29–42.
- Simon J. 1981. The Ultimate Resource. Princeton, NJ: Princeton University Press.
- Simon J. 1996. The Ultimate Resource 2. Princetown, NJ: Princetown University Press.
- Tiit E-M. ja Ainsaar M. 2002. Kavandataav sündimuskäitumine Eestis. Rmt: Kutsar D. (toim.) Elutingimused Eestis viis aastat hiljem. Norbalt II. Tartu Ülikooli Kirjastus, 35–66.

van Den Bergh J.C.J.M. ja Rietveld P. 2004. Reconsidering the Limits to World Population: Meta-Analysis and Meta-Prediction. *BioScience*, 54(3), 195–204.

<http://www.jstor.org/stable/1314664> 15/09/2010 07:34

Lisa 1. Maailma riikide jaotus demograafilise arengu staadiumi järgi aastal 2000.

| Traditsiooniline, väike rahvastiku kasv CBR, CDR >30 | Ülemineku ehk kiire rahvastiku kasvu faasis | Kaasaegne demograafilise arengu etapp, väike rahvastiku kasv CBR, CDR < 15 | |
|---|--|--|--|
| SIERRA LEONE | MELANEESIA MIKRONEESIA AFGANISTAN ALŽEERIA ANGoola BANGLADESH BELIZE BENIN BHUTAN BOLIVIA BOTSWANA BURKINA FASO BURUNDI KAMBODŽA KAMERUN CABO VERDE K-AAAFRIKA VAB. TŠAAD KONGO EKVAT.-GUINEA ERITREA ETIOOPIA GAMBIA GHANA GUATEMAALA GUINEA GUINEA-BISSAU HAITI HONDUURAS IRAAK JORDAANIA KEENIA LAOS LESHOTO LIBEERIA MADAGASKAR MALAWI MALI | OKEAANIA POLÜNEESIA ALBAANIA ARGENTIINA BAHAMA BAHREIN BRASIILIA BRUNEI TŠIIILI COLUMBIA COSTA RICA PÕHJA-KOREA DIMINIKAANI VAB. IDA-TIMOR ECUADOR EGIPTUS EL SALVADOR FIDŽI INDIA INDONEESIA IRAAN IISRAEL JAMAICA KÕRGÖSTAN LIIBANON MALAISIA MEHHIKO MONGOOLIA MAROKO PANAMA PERUU FILIPIINID KATAR LÕUNA-AAAFRIKA TADŽIKISTAN TAI TUNEESSIA | AUSTRAALIA+U.-M. ARMEENIA AUSTRIA ASERBAIDŽAAN BARBADOS VALGEVENE BELGIA BOSTNIA-HERTSEG. BULGAARIA KANADA KANALI SAARED HIINA HORVAATIA KUUBA KÜPROS TŠEHHI TAANI EESTI SOOME PRANTSUSMAA GRUUSIA SAKSAMAA KREEKA UNGARI GRÖÖNIMAA IIRIMAA ITAALIA JAAPAN KASAHSTAN KUVEIT LÄTI LEEDU MALTA HOLLAND NORRA POOLA PORTUGAL PUERTO RICO |

| | | | |
|--|---|---|--|
| | MAURETAANIA MOSAMBIK MYANMAR NAMIIBIA NEPAL NIKARAAGUA NIGEERIA NIGEERIA PALESTIINA OMAAN PAKISTAN PAAPUA U-GUINEA PARAGUAI RUANDA SAUDI-ARAABIA SENEGAL SOMAALIA SUDAAN SÜÜRIA | TÜRGI TURKMENISTAN USBEKISTAN VENEZUELA VIETNAM | LÕUNA-KOREA MOLDOVA RUMEENIA VENEMAA SINGAPUR SLOVAKKIA SLOVEENIA HISPAANIA SRI LANKA ROOTSI ŠVEITS END JUGOSLAAVIA TRINIDAD JA TOB. UKRAINA AR. Ü.-EMIRAADID INGLISMAA USA URUGUAI |
|--|---|---|--|

*Mare Ainsaar (mare.ainsaar@ut.ee) – TÜ Sotsioloogia ja sotsiaalpoliitika instituut,
 Tiigi 78, Tartu.*

Globaalsed muutused Ordoviitsiumis

Leho Ainsaar

Planeedi Maa pikaajalise arengu taustal on alati põnevust pakkunud geoloogilises ajaskaalas toimunud kiired muutused, eriti need, millel globaalne mõju. Nii on praegugi paljude geoloogide tähelepanu kesken-
dunud jääaegade, meteoriidiplahvatuste, väljasuremissündmuste jms mõjude ja mehhanismide uurimisele (tihti hea põhjendusega, et me peame ju valmis olema, kui jälle juhtub!). 490 miljonit aastat tagasi alanud ja umbes 45 miljonit aastat kestnud Ordoviitsiumi ajastu on sedalaadi uuringuteks ülimalt tänuväärne periood. Settekivimitesse salvestunud ajalugu näitab, et sellesse aega on sattunud terve rida erakordseid sündmusi, nii elustiku mitmekesisuse enneolematult järsk tõus, tõenäoliselt suurimaid meteoriitse materjali sadusid ja vulkaanilise tuha pilvi, üks neljast jääajast viimasel aastamiljardil ja muudki huvitavat. Ordoviitsiumi keskkonna-
sündmuste uurimist maailmas on viimasel kümnendil väga edukalt koordineerinud kaks UNESCO egiidi all ellu viidud ja teineteisele järgnenud IGCP projekti: Nr 410 „Suur Ordoviitsiumi Biodiversifikatsiooni Sündmus” ja Nr 503 „Ordoviitsiumi paleogeograafia ja paleokliima”. Kõige selle tulemusel ollakse täna tunduvalt targemad selle ajastu sündmustikest kui möödunud sajandivahetusel, kuigi välja pakutud arvukad põhjuslikud seosed erinevate sündmuste vahel pole kaugeltki veel selged. Önnelikul kombel on Ordoviitsiumi ajastu koos nende sündmuste kajaga just Eestis väga hästi esindatud ja Eesti geoloogide osalus nendes uuringutes märkimisväärne.

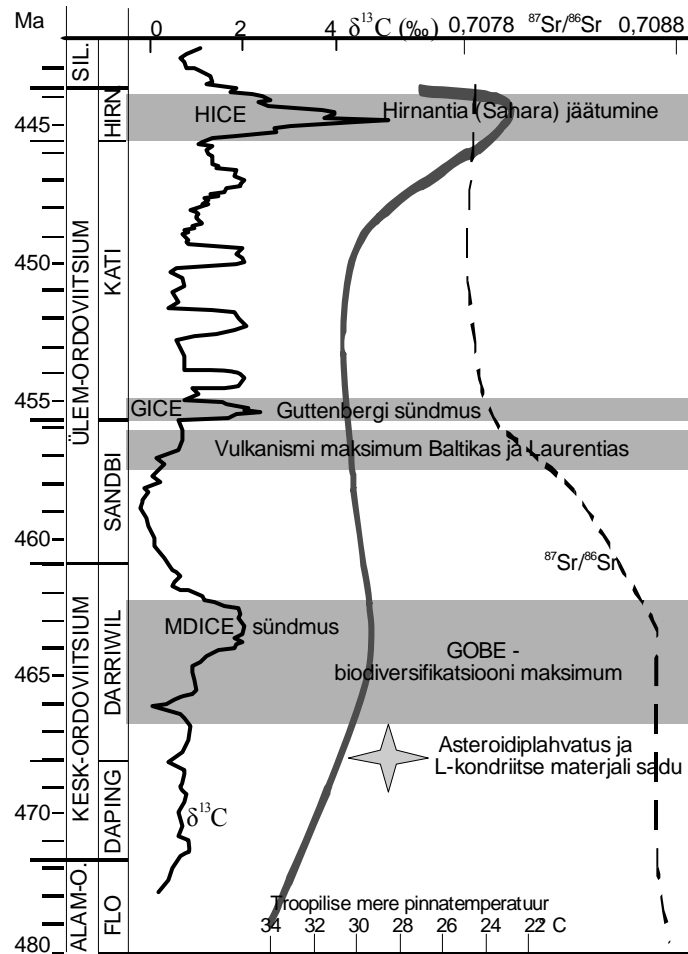
Meetodid minevikumuutuste uurimisel

Seoses uute analüütiliste meetodite arenguga kasvab järjest geoloogilise informatsiooni hulk, mida on võimalik interpreteerida keskkonnamuutuste uurimisel. Klassikaline paleontoloogiline uuring on sajandite jooksul andnud fauna levikupildi ning viimase poolsajandi uuringud on järjest enam suunatud mikropaleontoloogiasse. Seeläbi on järjest täpsustunud saadud biostratigraafiline ajaraamistik. Fossiiliandmete töötlus võimaldab ka oluliselt täpsemini kirjeldada muutusi elurikkuses ja evolutsioonis. Olles varustatud piisavalt detailse stratigraafilise korrelatsiooniskeemiga ning toetudes ka geokeemilistele meetoditele, saab seostada globaalseteks sündmusteks nii tuhakihte kui kosmilise materjali leide. Paleokliimatilistes uuringutes on väga suure tähtsuse omandanud sette-
materjali stabiilsete isotoopide koostise uuringud.

Isotoopuuringud

Hapnik. Meresetete karbonaatsete komponentide hapniku isotoopkoostis peaks olema heaks veetemperatuuri indikaatoriks. Jahedamas merevees moodustunud karbonaat (nt skeletid) on rikkam ^{18}O isotoobi poolest, kui soojas vees moodustunud materjal, seega peegeldab vastav settematerjal moodustumiskoha, st madal mere või ookeani pinnakihi veetemperatuuri. Paraku on siin probleemiks algse hapniku isotoopkoostise mitesäilimine pikaajalises karbonaatide diageneesis. Seetõttu on otsitud hapniku algkoostise andmeid vaid valitud hästi säilinud karbonaatset skeletimaterjalist (Shields jt. 2003) või pöördutud hoopis biogeense fosfaadi juurde (konodontide apatiit; Trotter jt. 2008). Sel viisil on rekonstrueeritud Ordoviitsiumi troopiliste merede pinnatemperatuuri kõver kogu Ordoviitsiumi jaoks, mis näitab jahenemist ajastu alguse 40°C kuni $28\text{--}30^{\circ}\text{C}$ Kesk-Ordoviitsiumis (lähedane tänapäevasele), järgnenud suhteliselt stabiilset perioodi kuni uue järsu jahenemiseni 23°C -ni Ordoviitsiumi lõpus (Trotter jt. 2008). Samal meetodil konstrueeritud täpsemad kõverad konkreetsete merede kohta varieeruvad siiski üldkõvera numbritest tuntuvalt, andes samal ajal teavet lühiajalisemate temperatuurikõikumiste kohta (nt. Sandbi lõpu jahenemine Põhja-Ameerikas; Buggisch jt. 2010).

Süsinik. Ajalised muutused meresetetes ladestunud süsiniku isotoopkoostises, raske stabiilse süsiniku ^{13}C suhtelises sisalduses, peegeldavad muutusi ookeani ja atmosfääri süsinikuringes ning on seega kaudselt kliimamuutuste indikaatoriks. Laboratoorselt lihtsaim, kuid hästisäilinud kivimi puhul täiesti informatiivne, on kogukivimi karbonaadi koostise analüüs, keerukam on selekteerida analüüsiks spetsiifiline orgaaniline või skeletimaterjal. Karbonaatse süsiniku isotoopkoostise ($\delta^{13}\text{C}$) paljude läbilõigete kõverate võrdlemisel on koostatud Baltoskandia mere Ordoviitsiumi koondkõver (joonis 1; Ainsaar jt. 2010). Eri mandrite, peamiselt Baltoskandia, Põhja- ja Lõuna-Ameerika ja Lõuna-Hiina läbilõigete võrdlemisel on kujunenud globaalne merevees lahustunud anorgaanilise süsiniku isotoopkoostise koondkõver (Bergström jt. 2009). Biostratigraafilise tugi aitab siin välja tuua globaalsed süsiniku isotoopkoostise sünkroonsete muutuste sündmused, kuigi samal ajal on nähtud ka regionaalsete kõikumiste esinemist eri koostisega veemasside segunemise aladel (Immenhauser jt. 2008). Samas on süsiniku isotoopkoostise kõverad abiks ka läbilõigete korreleerimisel, kui neid kasutada komplekselt teiste stratigraafiliste meetoditega. Globaalne $\delta^{13}\text{C}$ trend näitab, et Ordoviitsiumi esimeses pooles oli süsiniku koostis suhteliselt aeglaselt muutuv, kuid alates Sandbi lõpust algas üsna järskude kõikumiste aeg, mis kulmineerus suure $\delta^{13}\text{C}$ tipuga Hirnantia jäätumise ajal.



Joonis 1. Globaalsed sündmused Ordoviitsiumis. Baltoskandia süsiniku isotoopkoostise koondkõver Ainsaare jt. (2010) järgi, strontsiiumi isotoopkoostise kõver Young'i jt. (2009) ja troopilise mere pinnatemperatuuri kõver Trotter'i jt. (2008) järgi.

Orgaanilise aine koostis on karbonaatse aine koostisest tunduvalt ^{13}C vaesem, kuid üldjoontes kõigub sünkroonselt samaaegse karbonaatse materjaliga. Kahe samaaegselt settinud materjali $\delta^{13}\text{C}$ näitaja vahe, $\Delta^{13}\text{C}$ väärtusi (ja selle kõikumisi) kasutatakse atmosfääri CO_2 sisalduse (sisalduse muutuste) indikaatorina. See põhineb eeldusel, et ^{13}C isotoobi

fraksioneerumine fotosünteesi käigus sõltub merevees lahustunud CO₂ kontsentratsioonist, mis omakorda peegeldab otseselt süsihappegaasi sisaldust atmosfääris (kasvuhoonegaaside emissiooni huvilisele: CO₂ sisaldus atmosfääris oli sel ajal 10–20 korda praegusest kõrgem).

Strontsium. Strontsiumi isotoopide ⁸⁷Sr ja ⁸⁶Sr suhet merevees mõjutab eelkõige tektooniline tegevus. Kontinentaalselt (vanalt) murenemisalalt jõgedega sissekantud strontsium on suhteliselt ⁸⁷Sr rikkam ning peamiselt hüdrotermaalsete protsesside toodud (noorem) materjal ⁸⁷Sr vaesem. Seega näitab strontsiumi isotoopkoostis uue maakoore tekke (või mäetekke) intensiivsust võrreldes vanade kontinentide murenemise ulatusega. Merevee strontsiumi koostis on salvestunud puhtas lubjakivis või skeletimaterjalis. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr suhe oli globaalselt Vara- ja Kesk-Ordoviitsiumis 0,709 lähedal ning langes siis järsult alla 0,708, jäädes sellele tasemele Silurini (joonis 1; Shields jt. 2003).

Neodüüm, väävel jt. Neodüümi isotoopide ¹⁴³Nd ja ¹⁴⁴Nd suhe varieerub, erinevalt strontsiumi isotoopidest, tunduvalt ookeanide ja merede vahel. Isotoopsuhet väljendav ε_{Nd} väärtus sõltub eelkõige murenemisalast, vanade platvormide materjal on tunduvalt negatiivsema ε_{Nd} väärtusega kui noorte mäestikupiirkondade aine (Fanton jt. 2002). Seega võimaldab neodüümi isotoopkoostiste võrdlemine sobivas settematerjalis (eelkõige biogeenne apatiit) arutleda veetasemete kõikumise, orogeneesi ja veekogudevahelise tsirkulatsiooni üle. Muudest isotoopmeetoditest on kasutatud keskkonnamuutuste uurimisel väävli (δ³⁴S, võib näidata ookeanilise anoksia suhtelist levikut; Zhang jt. 2009), kaltsiumi (δ^{44/40}Ca, sõltub tektoonilisest aktiivsusest, murenemisest, kaltsiidi-aragoniidi tüüpi seadmise levikust; Farkaš jt. 2007), boori (δ¹¹B), osmiumi (¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os) jt elementide isotoopkoostisi.

Valik Ordoviitsiumi globaalseid sündmusi

Darriwili asteroidiplahvatus

Umbes 470 miljonit aastat tagasi toimus geoloogilise ajaloo suurim teadaolev asteroidi lagunemine Maa-lähedases asteroidivöös (Schmitz jt. 2003; 2008). Selle tulemusena tabas Maad tavapärasest 3–4 korda suurem meteoriidi- ja peene kosmilise aine sadu. Nimetatud sündmust tähistavad mini-meteoriitide leiud Kunda lademes Rootsisis ning maavälise kromiidi suurenenud hulk selleaegsetes setetes mitmel mandril. Arvatakse, et samast allikast pärinevad ka arvukad Ordoviitsiumi kraatrid (nt. Lockne) ning sellel sündmusel oli süü ka Osmussaare bretša moodustanud plahvatuses (Alwmark jt. 2010). Kõigi nende sündmuste taga oleva kosmilise materjali koostis viitab selle pärinemisele spetsiifilisest L-kondriitsest asteroidkehast.

GOBE – Suur Ordoviitsiumi Biodiversifikatsiooni Sündmus

Teadaolevalt suurim merelise fauna plahvatusliku arengu sündmus leidis aset Ordoviitsiumis – nn. Suur Ordoviitsiumi Biodiversifikatsiooni Sündmus (*GOBE*). Umbes 25 miljonit aasta kestnud fauna erakordne mitmekesisustumine arvatakse olevat paljude asjaolude kokkulangemise tulemus. Siin võisid rolli mängida kontinentide suur eraldatus, kiire ookeanilise koore teke, kõrge vulkaanilis-seismiline aktiivsus, soe kliima, kõrge veetase ja lai troopiliste šelfide levik (Servais jt. 2009; 2010). Biodiversifikatsiooni kulminatsioon toimus u 460–470 miljonit aastat tagasi (joonis 1). Mõned autorid (Trotter jt. 2008) on oletanud, et GOBE põhjustas sel perioodil toimunud ülekuumenenud troopilise maailma jahenemine soodsasse režiimi. Samuti on välja pakutud, et asteroidiplahvatuse põhjustatud kosmilise aine sadu võis vallandada keskkonnamuutused, mis viisid muu hulgas mereelustiku biodiversiteedi hüppelisele kasvule (Schmitz jt. 2008).

MDICE sündmus

Esimene Ordoviitsiumi süsiniku isotoopsündmustest, MDICE (Kesk-Darriwili süsinikisotoobi sündmus) avastati Eesti teadlaste poolt ja kirjeldati mitmes Baltoskandia läbilõikes (joonis 1; Kaljo jt. 2007; Ainsaar jt. 2007; 2010). Hiljem kirjeldati seda Hiinas (Schmitz jt. 2010) ning tõenäoliselt on tegemist globaalse nähtusega. Mis põhjustas merevee rikastumise raske süsinikuga ja $\delta^{13}\text{C}$ ligi 2‰-se tõusu, pole päriselt selge, kuid sündmuste ajaline järgnevus võimaldab arutleda nii asteroidiplahvatuse kui troopilise mere jahenemise võimalusi.

Strontsiumi isotoopsündmus

Strontsiumi isotoopide $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suhte järsku langust meresetetes Darriwili ja Sandbi eal 0,709-lt alla 0,708 peetakse väga suureks geokeemiliseks muutuseks, koguni suurimaks kogu Fanerozoikumis (Shields jt. 2003; Young jt. 2009). Seda seostatakse järsult suurenenud basaltide murenemisega, millega kaasnes esialgu ka laialdane vulkanism Iapetuse ookeanis (Young jt. 2009). Murenemisel seotava gaasi ja vulkaanilise gaasikoguse balansi muutused viisid suurte kliimamuutuste ja jäätumiseni hiljem.

Sandbi vulkanismisündmused

Bentoniidikihtide erakordne arvukus ja paksus selles Ordoviitsiumi intervallis paistis silma nii Baltoskandia kui Põhja-Ameerika uurijatele. Pärast täpsemaid biostratigraafilisi ja geokeemilisi võrdlusuuringuid püstitatigi hüpotees, et vähemasti suurimad neist kihtidest, Millbrig Ameerikas ja Kinnekulle (Keila) Baltoskandias, esindavad ühte ja sama, kõigi aegade suurimat tuhapurset maailmas, mis paiskas õhku 340 km^3 kivimit (Huff jt. 1992). Tänapäevaks usutakse, et need kihiseeriad kahel

mandril, aga ka Lõuna-Ameerikas, peegeldavad pikemat kõrge vulkaanilise aktiivsuse perioodi ning paksemad kihid on samuti paljude vulkaanipursete summaarne tulemus (Huff 2008).

Guttenbergi sündmus

Guttenbergi süsinikuisotoopsündmus (GICE) on hästi dokumenteeritud Põhja-Ameerikas, Hiinas ja Baltoskandias hilis-Keila-Oandu intervallis (joonis 1). See globaalne $\delta^{13}\text{C}$ tõus 2‰ võrra arvatakse olevat põhjustatud kliimamuutustest, mis tähistasid esimest olulist jahenemist ja võimalikku jäätumist Ordoviitsiumi lõpuosa ebastabiilsel kliimaperioodil (Ainsaar jt. 2004; Saltzman ja Young 2005). Kliima jahenemist on seostatud nii tektoonika kui vulkanismiga (sh Sandbi vulkanismisündmustega; (Keller ja Lehnert 2010). Viimased detailsed hapnikuisotoopuurimused (Buggisch jt. 2010) näitavad, et kliimajahenemine võis toimuda juba varasemate vulkanismiepisoodide tõttu (Deicke bentoniit, meie Idavere ealine) ja GICE sündmus langeb kokku hoopis soojenemisega, nii et uurida on siin veel palju.

Hirnantia jäätumine

Hirnantia jäätumine Sahara ja Lähis-Ida aladel Ordoviitsiumi lõpus tähendas globaalset veetaseme langust, muutust ookeani tsirkulatsioonis, veetemperatuuris jne. See kõik viis oluliste ja liiga kiiretele ökoloogilistele muutustele, mis kulmineerusid Ordoviitsiumi lõpu väljasuremisega – ühe suurimaga Fanerozoikumis. Geokeemilisel kõveral väljendavad neid muutusi suured hüpped merevee süsiniku (HICE ekskursioon; joonis 1) ja hapniku isotoopkoostises. Vähemalt kahe staadiumiga, kuid suhteliselt lühiajalise jäätumise põhjuste üle suhteliselt kõrge CO_2 tasemega maailmas on arutletud ning sündmusi modelleeritud palju, kuid lõplikke vastuseid pole (Young jt. 2010). Ilmselt on siingi tegemist asjaolude kokkusaamisega.

Kasutatud kirjandus

- Ainsaar L., Meidla T. ja Martma T. 2004. The Middle Caradoc Facies and Faunal Turnover in the Late Ordovician Baltoscandian palaeobasin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 119–133.
- Ainsaar L., Meidla T., Tinn O., Martma T. ja Dronov A. 2007. Darriwilian (Middle Ordovician) carbon isotope stratigraphy in Baltoscandia. *Acta Palaeontologica Sinica Supplement*, 46, 1–8.
- Ainsaar L., Kaljo D., Martma T., Meidla T., Männik P., Nõlvak J. ja Tinn O. 2010. Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: A correlation standard and clues to

- environmental history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294, 189–201.
- Alwmark C., Schmitz B. ja Kirsimäe K. 2010. The mid-Ordovician Osmussaar breccia in Estonia linked to the disruption of the L-chondrite parent body in the asteroid belt. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1039–1046.
- Bergström S.M., Chen X., Gutierrez-Marco J.C. ja Dronov A., 2009. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, 42, 97–107.
- Buggisch W., Joachimski M.M., Lehnert O., Bergström S.M., Repetski J.E. ja Webers G.F. 2010. Did intense volcanism trigger the first Late Ordovician icehouse? *Geology*, 38, 327–330.
- Fanton K.C., Holmden C., Nowlan G.S. ja Haidl F.M. 2002. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and Sm/Nd stratigraphy of Upper Ordovician epeiric sea carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 241–255.
- Farkaš J., Böhm F., Wallmann K., Blenkinsop J., Eisenhauer A., van Geldern R., Munnecke A., Voigt S. ja Veizer J. 2007. Calcium isotope record of Phanerozoic oceans: Implications for chemical evolution of seawater and its causative mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 5117–5134.
- Huff W.D., Bergström S.M. ja Kolata D.R. 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology*, 20, 875–878.
- Huff W.D. 2008. Ordovician K-bentonites: Issues in interpreting and correlating ancient tephras. *Quaternary International*, 178, 276–287.
- Immenhauser A., Holmden C. ja Patterson W.P. 2008. Interpreting the carbon-isotope record of ancient shallow epeiric seas: Lessons from the recent. *Geological Association of Canada Special Paper*, 48, 137–174.
- Kaljo D., Martma T. ja Saadre T. 2007. Post-Hunnebergian Ordovician carbon isotope trend in Baltoscandia, its environmental implications and some similarities with that of Nevada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 138–155.
- Keller M. ja Lehnert O. 2010. Ordovician paleokarst and quartz sand: Evidence of volcanically triggered extreme climates? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, 297–309.
- Saltzman M.R. ja Young S.A. 2005. Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia. *Geology*, 33, 109–112.

- Schmitz B., Haggström T. ja Tassinari M. 2003. Sediment-dispersed extraterrestrial chromite traces a major asteroid disruption event. *Science*, 300, 961–964.
- Schmitz B., Harper D.A.T., Peucker-Ehrenbrink B., Stouge S., Alwmark C., Cronholm A., Bergström S.M., Tassinari M. ja Xiaofeng W.F. 2008. Asteroid breakup linked to the Great Ordovician Biodiversification Event. *Nature Geoscience*, 1, 49–53.
- Schmitz B., Bergström S.M. ja Wang X.F. 2010. The middle Darriwilian (Ordovician) $\delta^{13}\text{C}$ excursion (MDICE) discovered in the Yangtze Platform succession in China: implications of its first recorded occurrences outside Baltoscandia. *Journal of the Geological Society*, 167, 249–259.
- Servais T., Harper D.A.T., Munnecke A., Owen A.W. ja Sheehan P.M. 2009. Understanding the Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): Influences of paleogeography, paleoclimate, or paleoecology. *GSA Today*, 19, 4–10.
- Servais T., Owen A.W., Harper D.A.T., Kröger B. ja Munnecke A. 2010. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): The palaeoecological dimension. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294, 99–119.
- Shields G.A., Carden G.A.F., Veizer J., Meidla T., Rong J.Y. ja Li R.Y. 2003. Sr, C, and O isotope geochemistry of Ordovician brachiopods: A major isotopic event around the Middle-Late Ordovician transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67, 2005–2025.
- Zhang T., Shen Y., Zhan R., Shen S. ja Chen X. 2009. Large perturbations of the carbon and sulfur cycle associated with the Late Ordovician mass extinction in South China. *Geology*, 37, 299–302.
- Trotter J.A., Williams I.S., Barnes C.R., Lecuyer C. ja Nicoll R.S. 2008. Did cooling oceans trigger Ordovician biodiversification? Evidence from conodont thermometry. *Science*, 321, 550–554.
- Young S.A., Saltzman M.R., Foland K.A., Linder J.S. ja Kump L.R. 2009. A major drop in seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ during the Middle Ordovician (Darriwilian): Links to volcanism and climate? *Geology*, 37, 951–954.
- Young S.A., Saltzman M.R., Ausich W.I., Desrochers A. ja Kaljo D. 2010. Did changes in atmospheric CO_2 coincide with latest Ordovician glacial-interglacial cycles? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, 376–388.

Hirnantia jäätumise mõju elustikule

Karin Truuver

Ordoviitsiumi ajastul, umbes 488–422 miljonit aastat tagasi, valitses Maal soe ja troopiline kasvuhoonekliima. CO₂ tase atmosfääris ületas tänapäevast taset 16 korda (Sheehan 2001) ning merevee temperatuur Ordoviitsiumi algul oli tänapäevasest tunduvalt kõrgem (Vandenbroucke jt. 2009). Samuti paiknesid mandrid nüüdisaegsest hoopis erinevalt. Lõunapooluse lähistel laius Gondwana hiidkontinent ümbritsetuna ühelt poolt Paleo-Thetise ookeanist ja teiselt poolt enamikku Maad katvast Panthalassa ookeanist. Enamus väiksemaid kontinente oli koondunud ekvaatori lähisteles ning olid valdavalt kaetud soojaveeliste madalmeredega (Scotese 2002).

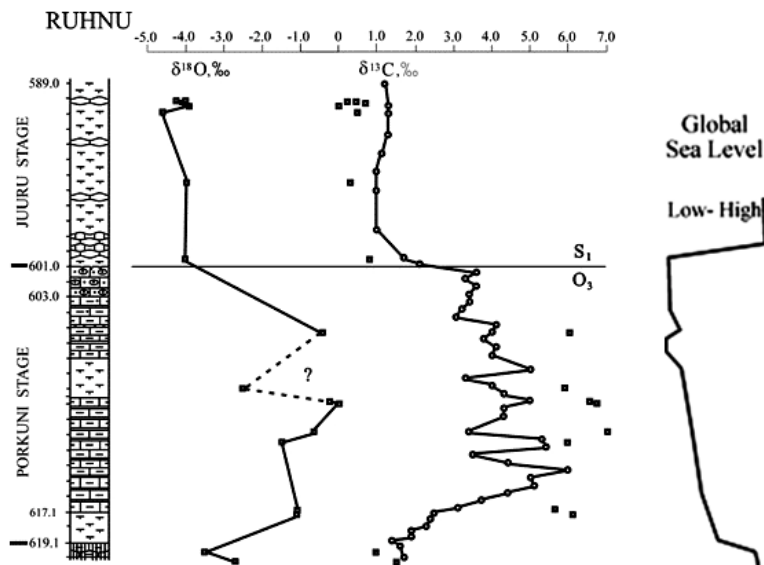
Ordoviitsiumi ajastu mereelustik oli väga rikkalik: tähtsamate selgrootute seas esines trilobiite, nautiloide, sammalloomi, ostrakoode, brahhiopoodide ehk käsijalgseid, okasnahkseid, graptoliite, konodonte, koralle, stromatoporaate, jne. Leitud on ka esimeste selgroogsete (lõuatute) kivistisi, soontaimi tol ajal veel ei eksisteerinud, neid asendasid iidised vetikametsad (Isakar 2003).

Hilis-Ordoviitsiumis, umbes 445 Ma tagasi, hakkas kliima järsult muutuma ning lühikese aja jooksul muutus Maa väga külmaks kohaks – oli saabunud jääaeg. Esimesed tõendid selle sündmuse kohta on leitud Põhja-Aafrikast, kus on kirjeldatud mitmeid jääajale iseloomulikke setteid, näiteks moreene, ning eriliselt hästi säilinud viirsavisid. Selliseid tüüpilisi liustikusetteid leidub läbi Lääne- ja Põhja-Aafrika kuni Araabia poolsaareni välja. Liustiku põhjaserva märgivad periglatsiaalsed setted tänapäeva Maroko, Tuneesia, Liibüa ja Türgi aladel. Lisaks on leitud tänapäeva Portugali, Hispaania ning koguni Prantsusmaa ja Saksamaa aladelt merelisi setteid, mis sisaldavad ilmselt liustikust pärinevaid veeriseid ning rändkive (Sheehan 2001).

Lõuna-Ameerikas on samuti otsitud tõendeid Ordoviitsiumi lõpu jäätumise kohta, need on aga Aafrikaga võrreldes palju lokaalsema ulatusega. Hästisäilinud setteid ja jääajale iseloomulikke faunat on avastatud vaid Andide idaküljelt praeguse Lääne-Boliivia ja Argentiina aladel, kus leidub mandriliustiku setteid ning Hirnantia fauna esindajaid, samuti on nende kahe riigi piirialadel suhteliselt hästi säilinud viirsavid (Sheehan 2001).

Liustikusetete ilmumisele ja fauna muutusele lisaks toetavad jääaja toimumise teooriat Hilis-Ordoviitsiumis ka isotoopandmed. Baltikumis (Eesti ja Läti aladel) ning Põhja-Ameerikas on uuritud Ordoviitsiumi lõpu setete C¹³ ja O¹⁸ stabiilsete isotoopide sisaldusi ning on leitud, et mõlemad isotoopkõverad teevad jääaja oletatavas alguses väga järsu hüppe

positiivsete väärtuste suunas ning need nihked korreleeruvad küllaltki täpselt meretaseme järsu langusega. Ordoviitsiumi-Siluri piirikihtide setetes langevad stabiilsete isotoopide kõverad aga endisele tasemele ning ka globaalse meretaseme kõver stabiliseerub (joonis 1), mis ilmselt märgib jääaja lõppu ning endise kasvuhoonekliima taastumist (Sheehan 2001).

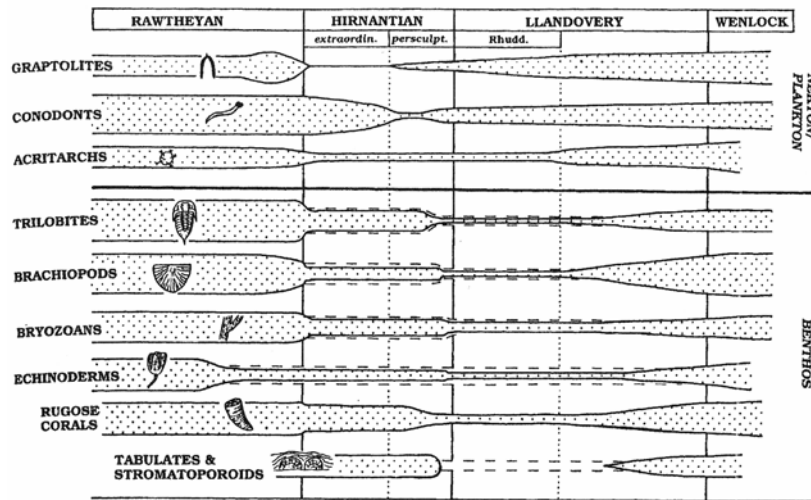


Joonis 1. Ruhnu puurauk Eestis: C^{13} ja O^{18} stabiilsete isotoopide kõverate nihked ning meretaseme märgatav langus ning taastumine Ordoviitsiumi lõpus ning Siluri algul (Brenchley jt. 2003).

Hilis-Ordoviitsiumi jäätumise täpset kestust või põhjuseid hetkel veel kindlalt ei teata, siiski on välja pakutud erinevaid ideid, kuidas taoline kliimamuutus võis tekkida. Üks võimalik seletus on Brenchley ja kaasautorite (1994; 1995) poolt välja pakutud produktiivsuse hüpotees. Selle kohaselt hakkas stratifitseerunud ookeanis kiirenema termaalne tsirkulatsioon, mille tulemusel tõusid põhjakihtidesse mattunud toitained pinnale lähemale. See omakorda põhjustas ookeanides „õitsemise“: loomastik ja algne taimestik hakkas piiramatult vohama, mistõttu suurenes ka orgaanilise süsiniku mattumine. Selle tulemusel vähenes CO_2 tase atmosfääris, mis lõppes jääkilpide tekkimisega (Sheehan 2001).

Alanud jääaeg, Hirnantia jäätumine, oli üks lühemaid (umbes 2 miljonit aastat), kuid karmimaid Maa ajaloos. Sellega kaasnes üks viiest suurimast väljasuremissündmusest Fanerozoikumis, tuues endaga kaks

väljasuremislainet, mis hävitasid kokku ligikaudu 85% liikidest, 49% perekondadest ja 26% sugukondadest (joonis 2; Sheehan 2001).



Joonis 2. Hilis-Ordoviitsiumi kriisi mõju eri loomarühmade mitmekesisusele. Täpiliste alade laius näitab mitmekesisuse kvalitatiivset muutust loomarühma sees. Punktirjooned näitavad nende loomarühmade mitmekesisust, kelle puhul on täheldatud Lazaruse efekti (Hallam ja Wignall 2002).

Erakordne on aga see, et kuigi kliimamuutus oli väga ränga mõjuga kogu Maa ökoloogiale, taastus elustik sellest hämmastavalt kiiresti ja Siluri esimese kolmandiku lõpuks oli ökoloogiline tasakaal ning kunagine troopiline kliima taastunud.

Kuigi jäätumine mõjus traumeerivalt kõigile Ordoviitsiumi loomarühmadele, oleks see mõnele elusolenditele peaaegu saatuslikuks saanud. Graptoliidid olid ühed neist loomadest, kes pääsesid täielikust väljasuremisest vaid üle noatera. Hiranntia jäätumine oli nende jaoks kõige tõsisem katastroof kogu nende eksistentsi jooksul ning jääaja elasid üle vaid mõned üksikud liigid. Siiski on märkimisväärne see, et kuigi graptoliidid said tõsiselt kannatada, toimus nende taastumine väga kiiresti ning Siluri alguseks olid nad jälle õitsengu saavutanud (Hallam ja Wignall 2002).

Tõsiselt mõjutas jäätumine ka konodonte. Näiteks Anticosti saarel, mis Ordoviitsiumi lõpul paiknes ekvaatori lähedal ja kus praegu asub üks täiuslikumaid ja paremini uuritud Hilis-Ordoviitsiumi läbilõikeid, on märgatud 33 liigi kadumist 38-st liigist intervallis Hiranntia algusest Siluri vanimate kihtideni. Kõrgematel laiuskraadidel olevatest Gondwana läbilõigetest pole selles intervallis konodonte aga üldse leitud. Kokku kadus

Hirnantia jääajal 80% kõigist konodondiliikidest, kuid sarnaselt graptoliitidele oli ka nende loomade taastumine kiire. Uute liikide teke toimus paralleelselt vanade väljasuremisega ning selles niinimetatud „üleminekutsoonis“ leidub nii vanu, Ordoviitsiumile omaseid kui ka uusi, Siluris levinud konodondi liike. Siluri alguseks oli tekkinud 16 uut liiki, mis pärinesid huvitaval kombel kõik Ordoviitsiumi süvaveelise eluviisiga konodondiliikidest. Väljasuremine puudutas seega eelkõige madalaveelisi selfikoosluste liike (Hallam ja Wignall 2002).

Nautiloidide saatuse kohta jääajal pole kahjuks palju infot, kuid on teada, et ka neile avaldas jäätumine suurt mõju. Kaheksast katasroofieelsest seltsist üks suri täiesti välja, kolm seltsi saavutasid peale jääaega oma endise diversiteedi ning neli seltsi jäid küll ellu, kuid ei saavutanud enam kunagi oma endise hiilgeaja liigirikkust (Sheehan 2001).

Brahhiopoodid olid Ordoviitsiumis ühed kõige levinumad ookeani põhjaloomad (Sheehan 2001). Jääaja tõttu said nad aga tugevasti kannatada: Ordoviitsiumis levinud 180-st perekonnast oli Siluri alguseks hävinud 150 perekonda. Jäätumise algus tõi endaga kaasa esimese väljasuremislaine, mille käigus hävis 60% perekondadest. Seejuures suurimat kahju kandsid troopilise ja paraskliima madalaveelised kooslused Laurentia, Siberi ja Baltika suhteliselt isoleeritud epikontinentaalsetes meredes (Sheehan 2001), kuid ka süvaveelisemad liigid ei pääsenud kaotusteta (Hallam ja Wignall 2002).

Kahe väljasuremislaine vahepeal kujunes subtroopilistel ja parasvööndi laiuskraadidel välja uus, omanäoline brahhiopoodikooslus – Hirnantia fauna. Sinna kuulusid taksonid, kes polnud omavahel varem kokku puutunud. Hirnantia fauna levis väga kiiresti, asustades lühikese aja jooksul peaaegu kogu Maa, välja arvatud kitsas ekvatoriaalne vöönd kuni 20ndate laiuskraadideni. Ilmselt oli tegemist jahedaveeliste liikidega, kes ennast jääaja kliimatingimustes igal pool hästi tundsid ning seetõttu ka nii laialt levisid (Hallam ja Wignall 2002). Need loomad asustasid peamiselt mandriserva ja avaookeani alasid, ilmselt seetõttu, et jäätumise käigus veetase alanes ning madalad epikontinentaalsed mered jäid kuivaks. Jääaja lõppedes hakkas merevee tase kiiresti tõusma tuues endaga kaasa teise väljasuremislaine. See sündmus tähendas Hirnantia fauna lõppu: enamus brahhiopoodiliike ja -perekondi hävis. Selle kriisi elasid võrreldes süvaveeliste loomadega mõnevõrra paremini üle madalaveelised brahhiopoodid. Need perekonnad, kes uuel kliimamuutusel ellu jäid, said küllaltki tähtsateks osalisteks Siluri tüüpilistes brahhiopoodikooslustes, olles tänu oma kunagisele väga laiale geograafilisele levikule aluseks Siluri koosluste kosmopoliitsusele (Sheehan 2001).

Triobiidid elasid samuti läbi kaks väljasuremislainet, mille käigus hävis ligi 2/3 perekondadest ja 33% sugukondadest. Trilobiidid olid üheks

valitsevaks loomarühmaks Kambriumi ajastul. Ordoviitsiumi radiatsiooni ajal tekkisid uued trilobiiditaksonid ning need olid ka loomad, kelle seast mõned jääaja üle elasid. Märkimist väärib fakt, et väljasuremine puudutas eelkõige pelaagilise eluviisiga trilobiite, kes kadusid Ordoviitsiumi lõpuks Maa pealt täielikult, ning šelfiala sügavaveelisi liike, kes samuti tõsiselt kannatada said. Madalaveelised liigid jäid aga vähemalt perekonna tasemel suhteliselt puutumata. Samuti jõudis kahe väljasuremislaone vahepeal tekkida uus, laia leviku, kuid väga vähese liigirikkusega külmaveeline trilobiidifauna, mida on nimetatud ka *Dalmanitina/Mucronaspis* faunaks. Selle moodustasid üksikud, kliimamuutuse üleelamiseks piisavalt kohanemisvõimelised trilobiidiperekonnad, kes suure tõenäosusega pärinesid ühest ja samast eellasliigist (Hallam ja Wignall 2002).

Sammalloomad olid Ordoviitsiumis samuti küllaltki levinud ja nende käitumist jääajal on kõige rohkem uuritud Baltika ning Laurentia läbilõigetes (Sheehan 2001). Laurentia sammalloomakooslused olid üsna endeemilised ning esimene väljasuremislaone tabas neid rängalt, hävitades 86% liikidest ja 21% perekondadest. Hirnantia jääajal asustas seda piirkonda liigivaene, Baltika kooslusele sarnaste tunnustega sammalloomakooslus, mis elas teise väljasuremislaone suhteliselt hästi üle, kaotades vaid 7% liikidest ja 5% perekondadest. Baltika kooslus käitus aga vastupidiselt: jäätumise alguse elasid need sammalloomad peaaegu ilma mingite kahjustusteta üle, kuid teine väljasuremislaone hävitas 83% liikidest ning 22% perekondadest (Sheehan 2001).

Okasnahksete kohta on, sarnaselt nautiloididele, nende halva säilivuse tõttu vähe teada, kuid selge on see, et nagu ka teisi loomi, tabas jääaeg neidki rängalt. Esimese väljasuremislaonega kadus ligi 70% perekondadest ning jääaja lõppedes veel 30% järelejäänud perekondadest. Okasnahksete puhul tuleb esile Lazaruse efekt – nähtus, mille puhul tugeva mõjuga sündmuse tagajärjel taksonid kaovad mingiks ajaks läbilõigetest ning ilmuvad mõne aja pärast taas. Mõned üksikud okasnahksete taksonid, keda leidub Ordoviitsiumi-Siluri piirikihtides, kuid pole leitud Llandoveryst, ilmuvad taas Wenlockis ning veelgi hiljem Siluris (Hallam ja Wignall 2002).

Rifikooslused on kogu oma ajaloo vältel olnud väljasuremistes suhtes väga tundlikud ning tavaliselt on need peale suuremaid kriise miljoneid aastaid kiratsenud, enne kui taastuma hakkavad. Hirnantia jääaeg on selles suhtes mõnevõrra erandlik. Suuremas osas Llandovery kihtides riffe ei leidu, need ilmuvad taas ajastiku lõpus. Tähtsaimad rifimoodustajad on läbi aegade olnud korallid ja stromatoporaadid. Rugoosid ja tabulaadid, olles mõlemad korallid, reageerisid aga kliimamuutusele mõnevõrra erinevalt. Esimene väljasuremislaone hävitas küll enamuse üksikeluviisiga korallidest, kuid meretaseme tõustes tekkisid uued liigid ja perekonnad. Teine

väljasuremlaine korallidele märkimisväärset mõju ei avaldanud, nad lihtsalt hõivasid veetaseme tõusuga tekkinud elukohad uutes epikontinentaalsetes meredes. Üks märkimisväärne muutus leidis siiski aset, nimelt kui enne katastroofi domineerisid perekonna tasemel tabulaadid rugooside üle, siis jääaeg pööras olukorra jäädavalt vastupidiseks ning kogu ülejäänud Paleosoikumi ületasid rugoosid diversiteedi poolest tabulaate (Sheehan 2001).

Stromatoporaatide kohta ei ole palju öelda. Nad olid koos korallidega (enamasti koos tabulaatidega) ühed peamisetest rifimoodustajatest ning võib öelda, et nad reageerisid jääajale sarnaselt korallidele, kandes küll mõningaid kaotusi, kuid taastusid Llandovery lõpuks (Sheehan 2001).

Lisaks makrofaunale mõjutas jääaeg ka mikrofaunat. Heaks näiteks on siinkohal ostrakoodid. Neid on suhteliselt palju uuritud, eriti Baltoskandia ning Laurentia aladel, praeguses Baltikumis, Suurbritannias ning Kanadas, kus on Ordoviitsiumi kihtidest leitud ja kirjeldatud kokku ligi 50 sugukonda, 250 perekonda ja üle 800 liigi neljast seltsist (Vannier jt. 1989). Ostrakoodid olid Ordoviitsiumis suure mitmekesisusega loomarühm ning nende liigirikkus kasvas pidevalt kuni Hirnantia jääaja saabumiseni, mil nad kaotasid kokku kolmandiku sugukondadest (Sheehan 2001). Eri piirkondade ostrakoodikooslused olid küllaltki erineva liigilise koosseisuga, mistõttu reageerisid ka kliimamuutusele mõnevõrra erinevalt. Näiteks Baltika ja Suurbritannia kooslused muutusid Ordoviitsiumi lõpu poole liigiliselt koostiselt üha sarnasemaks, samas kui Baltika ja praeguse Edela-Euroopa alade ostrakoodikoosluste erinevus aja jooksul aina kasvas (Vannier jt. 1989). Siiski mõjutas jääaeg neid kõiki, hävitades kolmandiku nende sugukondadest, kuid luues ka tingimused täiesti erilise, jahedaveelise *Harpabollia harparum* koosluse tekkeks, mis on ostrakoodide vaste *Hirnantia* brahhiopoodi- ning *Dalmanitina/Mucronaspis* trilobiidikooslusele. See sai oma nime ostrakoodi *Harpabollia harparum* järgi, kes on ka koosluse tunnusliigiks (Meidla 2007).

Nii nagu kõigi teiste loomarühmade puhul, leidis ka ostrakoodide seas liike ja perekondi, kes kliimamuutust üle ei elanud, jättes väljasuremisega ökosüsteemi tühjad kohad. See andis võimaluse paindlikumatele liikidele, kes piisavalt kiiresti kohastudes või uuteks liikideks evolutsioneerudes need tühimikud kiiresti täitsid ning jääaja üle elasid.

Eelnevale tuginedes võib väita, et Ordoviitsiumi lõpus leidis aset üks tõsisemaid katastroofe Maa ajaloos, millest mõjukam ja rängem oli vaid Permi lõpus toimunud väljasuremissündmus. Hirnantia jäätumise põhjuste ja kestuse üle on palju vaieldud, siiski ollakse ühel nõul, et sedavõrd tugeva mõjuga sündmuse kohta kestis Hirnantia jäätumine hämmastavalt lühikest aega – vaid paar miljonit aastat. Põhjusteks on aga siiamaani osatud välja tuua vaid mõningaid hüpoteese. Elustik toibus aga suurest hävitustööst väga

kiiresti ning umbes Siluri esimese kolmandiku lõpuks oli ökoloogiline tasakaal taastatud ja elu Maal läks edasi.

Kasutatud kirjandus:

- Brenchley P.J., Carden G.A., Hints L., Kaljo D., Marshall J.D., Martma T., Meidla T. ja Nõlvak J. 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of Upper Ordovician sequences: Constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation. *GSA Bulletin*, 115(1), 89–104.
- Hallam A. ja Wignall P.B. 2002. Latest Ordovician extinctions: one disaster after another. *Mass Extinctions and Their Aftermath*, Oxford University Press, 39–61.
- Isakar M. 2003. <http://www.ut.ee/BGGM/eluareng/ordoviitsium.html>
- Meidla T. 2007. Ostracods from the Upper Ordovician Borenschult fauna, Sweden. *GFF*, 129(2), 123–132.
- Scotese C.R. 2002. <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website).
- Sheehan P.M. 2001. The Late Ordovician Mass Extinction. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29, 331–364.
- Vandenbroucke T.R.A., Armstrong H.A., Williams, M., Zalasiewicz J.A. ja Sabbe K. 2009. Ground-truthing Late Ordovician climate models using the paleobiogeography of graptolites. *Paleoceanography*, 24.
- Vannier J., M.C., Siveter D.J. ja Schallreuter R.E.L. 1989. The composition and palaeogeographical significance of Ordovician ostracode faunas of Southern Britain, Baltoscandia, and Ibero-Armorica. *Palaeontology*, 32(1), 163–222.

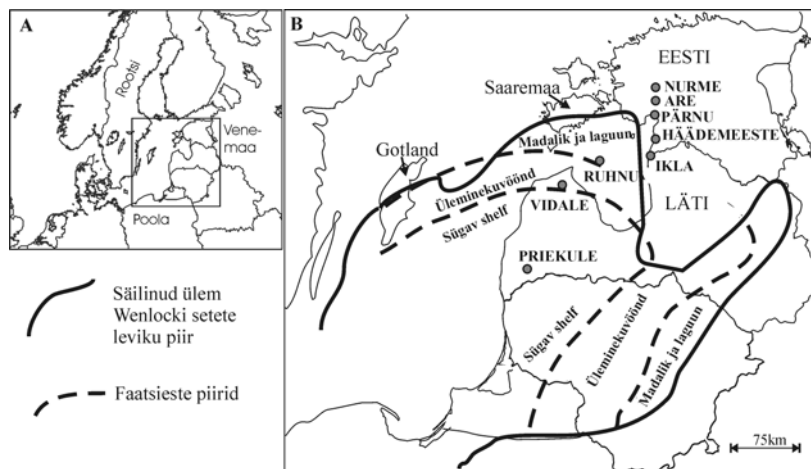
Karin Truuver (karin.truuver@ut.ee) – Tartu Ülikool, Ökoloogia ja Maateaduste Instituut, Ravila 14a, Tartu 50411.

Globaalsed ookeani veetaseme muutused Siluris – ekstrapolatsioon Läti Priekule läbilõikest ja seosed süsiniku isotoopanomaaliatega

Tarmo Kiipli

Sissejuhatus

Veetase ookeanis reageerib tundlikult kliimamuutustele vastavalt kontinentaalsete liustikukatete suurenemisele ja vähenemisele polaaraladel. Pikaajalised variatsioonid meretasemes võivad olla põhjustatud laamtektoonikast ja kontinentide globaalsest paiknemisest (Haq ja Shutter 2008). Meretaseme langused ja tõusud on loetavad stabiilsete platvormide läbilõigetel settekivimite litoloogiast, faatsieste liikumisest, lünkadest sedimentatsioonist ja muutustest fossiilide kooslustes (Johnson 2006; Loydell 1998). Käesolevas töös on tehtud veetaseme muutuste modelleerimine lähtudes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ja $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhete muutustest Priekule läbilõikes (Läti) (joonis 1), mis asub Siluriaegse sügavaveelise šelfiala keskosas.



Joonis 1. Priekule ja teiste puuraukude asupaigad ülem Wenlocki faatsieste raamistikus (Einasto jt. 1986). Laguunsed faatsiesed on esindatud dolomiitsete mudakivimitega, madalikufaatsiesed teralist kivimite ja biohermidega, üleminekuvööndi faatsiesed muguljate lubjakivide ja merglitega, sügava šelfi faatsiesed graptoliite sisaldavate savide ja merglitega.

Uuritava läbilõike asukoht paleošelfil on väga oluline, sest kui valida madalaveeline läbilõige, näiteks Saaremaalt, siis pärinevad setted sageli ainult veetaseme kõrgseisude ajast. Vee madalseisude aegsed setted on lüngas ja neid ei saa uurida. Kui aga valida liiga sügavaveeline läbilõige, siis veetaseme väikesed (võrreldes mere sügavusega) variatsioonid ei põhjusta märgatavaid muutusi litoloogias ja pole samuti kindlaks tehtavad.

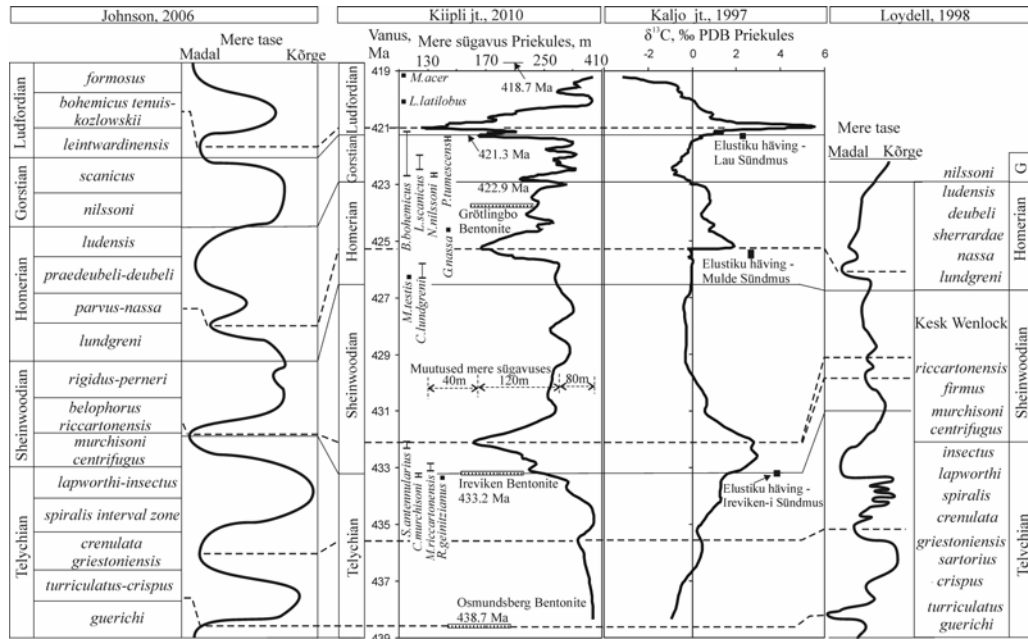
Materjal ja meetodid

400 m paksusest Siluri läbilõikest Telychist kuni Ludfordini on võetud 121 proovi, millest tehti röntgenfluoretsentsanalüüsid (Kiipli jt. 2010). $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ja $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhted igas proovis jagati kogu puuraugu keskmisega, mis olid vastavalt 3,4 ja 0,27. Saadud koefitsiendid varieerusid mõlema suhte puhul vahemikus 0,80 kuni 1,35, mis võimaldas võtta keskmise mõlemast suhtest iga proovi kohta. Kesendatud $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ja $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhete kõverat on edasi vaadeldud mere sügavuse muutuse kõverana Priekules. Joonisel 2 on kõver lisaks veel silutud kahe punkti liikuva keskmisena ja läbilõige on Priekule sügavuste skaalast ümber arvutatud ajaskaalasse. Argumendi kesendatud $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ja $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhete kõvera käsitlemiseks mere sügavuse muutuse kõverana andis võrdlus silikaatse osa granulomeetriliste analüüsidega, mis on tehtud E. Jürgensoni poolt 1973. aastal (publitseerimata aruanne TTÜ Geoloogia Instituudis). Korrelatsioonikoefitsient kesendatud suhete ja jämealeuriidi sisalduse vahel setetes on +0,77 (Kiipli jt. 2010). Suhete kesendamine oli vajalik, et võtta arvesse nii kvartsaleuriidi (mõjutab rohkem $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhet) kui ka päevakivialeuriidi (mõjutab rohkem $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhet) sisalduse muutusi. Siluri lõpupoole suureneb päevakivi osa aleuriidis, mis tõenäoliselt on põhjustatud vähemporsunud materjali sissevoolu kasvust seoses mägede kerkimisega Baltika ja Laurentia kollisioonivööndis. Detailsem stratigraafia Siluri sees tugineb graptoliitide määrangutele ja süsiniku isotoopanomaaliatele, mis on korreleeritavad globaalselt (Kaljo jt. 1997).

Tulemused

Mere sügavuste muutumise kõver näitab suuremaid sügavusi Telychis ja Ludfordi ülemises osas (joonis 2). Vahepealsel perioodil domineerib mõõdukas mere madalseis, mille alguses, keskel ja lõpus ilmnevad suuremad veesügavuse langused. Need suuremad veesügavuse langused korreleeruvad peegelpildina süsiniku isotoopsuhete kõveraga Priekulest.

Selline kahe täiesti sõltumatu parameetri (üks on mõõdetud setete silikaatsest osast ja teine setete karbonaatsest osast) ideaalne korrelatsioon osutab, et mõlemat mõjutas kas otseselt või kaudselt sama tegur.



Joonis 2. Prikule piirkonna mere sügavuste kõvera võrdlus mere taseme kõveratega Johnsoni (2006) ja Loydelli (1998) järgi ning süsiniku isotoopsuhte kõveraga (Kaljo jt. 1997). Mere sügavuste skaala ei ole lineaarne, sest setete litoloogia (praegusel juhul SiO_2/Al_2O_3 ja K_2O/Al_2O_3 kesendatud suhted) reageerib mere sügavuse muutustele tundlikumalt madalseisude ajal ja vähem mere kõrgseisude ajal.

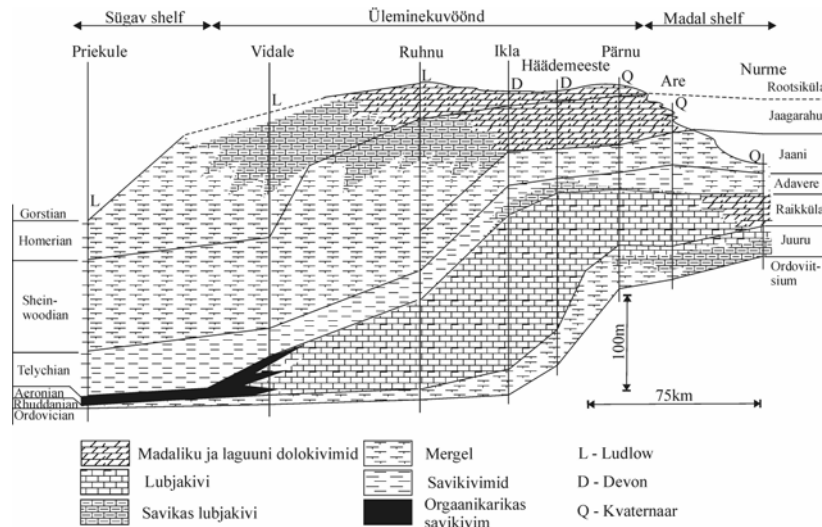
Vee sügavuse kõvera korrelatsioon süsiniku isotoopkõveraga, mis on korreleeritav üle maailma, näitab, et vee sügavuse muutused Priekule piirkonnas olid tõenäoliselt põhjustatud mitte regionaalsest tektoonikast, vaid globaalsetest ookeani veetaseme muutustest.

Need kolm suuremat veetaseme langust on selgelt leitavad ka Johnsoni (2006) Siluriajastu meretaseme kõveral; kaks alumist ka Loydelli kõveral (joonis 2). Mitmed teiste uurijate poolt leitud veetaseme langused väljenduvad aga Priekule kõveral nõrgalt. Põhjuseks võib olla, et varasemad kõverad on koostatud paljude läbilõigete kombineerimise alusel ja seetõttu ei ole amplituudid alati omavahel võrreldavad. Priekule kõveral on nõrgalt väljendunud tõenäoliselt olulised veetaseme variatsioonid Telychis ja Hilis Ludfordis, sest läbilõige oli siis sügavaveeline. Samuti on probleeme Johnsoni kõvera korreleerimisel graptoliidi stratigraafiaga, kuna tema kõver on koostatud madalaveeliste faatsiaste alusel, kus graptoliite ei esine.

Arutelu

Mere taseme suurimate madalseisude ajal tõuseb jämealeuriidi sisaldus Priekule läbilõikes 50 kuni 60 %-ni. Kui võtta võrdluseks Beringi mere šelf (Smith ja McConnaughei 1999), kus aleuriitsed setted levivad 100 kuni 200 m sügavusel, siis võime samu sügavusi oletada ka Siluri ajastu Balti šelfil Priekule piirkonnas. Meretaseme kõrgseisude ajal on Priekules levinud aga peliidi-rikkad setted, millest võib järeldada suuremaid sügavusi (>200 m) kui Beringi šelfil tänapäeval. Samal ajal esinevad madalal šelfil muguljad lubjakivid, osutades selgelt väiksematele sügavustele, kui oli vee madalseisude ajal Priekules. Ainult Telychis ja Hilis-Ludfordis esinevad madalal šelfil suuremad sügavused, mis on esindatud merglitega. Võrdluses Beringi mere šelfiga jääb määramata aleuriitsete setete leviku suurim sügavus, kuna šelf ei levi savisetete stabiilse akumulatsiooni sügavuseni.

Sõltumatu hinnangu vee sügavusele meretaseme madalseisude ajal saab madala ja sügava šelfi vahelise nõlva kõrguse modelleerimisest. Üleminekuvööndis oli sedimentatsioon kiirem kui šelfi sügavamas ja madalamas osas, põhjustades nõlva täitumise setetega ja madala šelfiala nihkumise basseini sügavama osa suunas (joonis 3). Maksimaalne paksuste erinevus on kindlaks tehtud Raikküla lademes, kus üleminekuvööndi afaniitsed lubjakivid on kuni 177 m paksused. Sügaval šelfil korreleeruvad need kihid 7–10 m paksuse orgaanikarikaste savikivimite lasundiga. Sellist paksuste erinevust võib interpreteerida üleminekuvööndi nõlva kõrgusena. Seega sügavuste erinevus madalal ja sügaval šelfil oli vähemalt 170 m.



Joonis 3. Madala kuni sügava šelfi läbilõige Siluri setetest Balti basseini põhjaosas. Läbilõige illustreerib üleminekuvööndi täitumist setetega, mis põhjustab madala šelfi nihkumise basseini sügavamale osale. Paksuste erinevused üleminekuvööndis ja sügaval šelfil osutavad üleminekuvööndi nõlva kõrgusele. Priekulest kuni Ikla on ligikaudu samale tasapinnale paigutatud Ordoviitsiumi ja Siluri piir, Iklast kuni Nurmeni Jaani ja Jaagarahu lademe piir. Vasakul on rahvusvahelised lademed ja paremal regionaalsed lademed. Setted läbilõikest kõrgemal on: L – Ludlow, D – Devon, Q – Kvaternaar.

Hinnangu ebatäpsust tekitab muidugi setete tihenemine (kompaktsioon), mis lubjakivides on minimaalne, aga merglites ja savides kindlasti väga suur. Näiteks on lubjakivides ussikäigud ümara läbilõikega viidates vähesele või puuduvale kompaktsioonile. Merglites aga, on ussikäigud kompaktsioonist lapikud.

Teiseks määramatuse allikaks võib olla šelfialade diferentseeritud vajumine. Siiski üldise fatsiaalse pildi püsivus läbi Ordoviitsiumi ja Siluri osutab, et meie ala oli stabiilne platvorm, kus diferentseeritud tektoonilised vajumised ei mänginud olulist rolli. Kuna meretaseme madalseisude ajal setted Saaremaal (mis on tüüpiline madala šelfi piirkond) kas puuduvad või esindatud äärmuslikult madalaveeliste riffaatsiestega, siis võibki 170 m lugeda mere minimaalseks sügavuseks Priekules. Adavere ajal levivad Saaremaal merglid (sealhulgas ka punasevärvilised) osutades mere suurele sügavusele juba madala šelfi piires. See on ilmselt suurem sügavus kui oli Priekule piirkonnas mere madalseisude ajal – selgelt üle 170 m.

Summeerides mere maksimaalse sügavuse Saaremaal ca 200 m ja nõlva kõrguse ca 170 m saame mere maksimaalse sügavuse Priekules ca 370 m. Meretaseme maksimaalsed kõikumised küündisid seega Siluris kuni 200 meetrini või Ludfordis isegi veidi üle selle. See tulemus on suurem kui on pakutud teiste uurijate poolt. Näiteks Johnson (2006) on mõõtnud meretaseme minimaalseteks muutusteks Siluris, tuginedes mattunud kaljuste rannikute morfoloogiale, 16–73 m.

Kuna käesolev analüüs sisaldab mitmeid määramatusi, siis võib mere sügavuste ja muutumise amplituudide hinnangu täpsuseks lugeda $\pm 30\%$.

Kokkuvõte

Meretaseme muutuste modelleerimine, kasutades $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ja $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ suhteid, Priekule läbilõikes, sedimentoloogilist võrdlust Beringi mere šelfiga ja Paleobalti settebasseini üleminekuvööndi geoloogilist ehitust osutab, et vee sügavuse muutused küündisid Siluris 200 meetrini või isegi veidi rohkem. Ideaalne korrelatsioon veesügavuste kõvera ja globaalselt korreleeritud süsiniku isotoopide kõvera vahel osutab, et veesügavuse muutused Priekules olid põhjustatud globaalsetest ookeani veetaseme muutustest. Veetaseme muutuste põhjuseks oli tõenäoliselt kontinentaalse liustiku kasv ja kahanemine hiiglaslikul lõunamandril Gondwanal.

Kasutatud kirjandus

- Einasto R., Abushik A.F., Kaljo D., Koren T.N., Modzalevskaya T.L. ja Nestor H. 1986. Silurian sedimentation and the fauna of the East Baltic and Podolian marginal basins: a comparison. Rmt: Kaljo D. ja Klaamann E. (toim.) Theory and Practice of Ecostratigraphy. Institute of geology, Academy of Sciences of the Estonian SSR, Tallinn, 65–72.
- Haq B. U. ja Shutter S. R. 2008. A chronology of Paleozoic sea level changes. *Science*, 322, 64–68.
- Johnson M. E. 2006. Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, 128, 115–121.
- Kaljo D., Kiipli T. ja Martma T. 1997. Carbon isotope event markers through the Wenlock-Pridoly sequence at Ohesaare (Estonia) and Priekule (Latvia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 132, 211–223.
- Kiipli T., Kiipli E. ja Kaljo D. 2010. Silurian sea level variations estimated using $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios in the Priekule drill core

- section, Latvia. *Bolletino della Societa Paleontologica Italiana*, 49, 55–63.
- Loydell D. K. 1998. Early Silurian sea level changes. *Geological Magazine*, 135(4), 447–471.
- Smith K. R. ja McConnaughey R. A. 1999. Surficial Sediments of the Eastern Bering Sea Continental Shelf: EBSSSED Database Documentation, US Department of Commerce, NOAA Technical Memorandum NMFS-AFSC-104, 41 lk.

Tarmo Kiipli (tarmo.kiipli@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Settimisprotsessi globaalse tsüklilisuse kajastamisest Eesti paelasundis ja stratigraafilises skeemis

Rein Einasto

Maakera arenguloo, eriti settimisprotsesside tsüklilisuse uurimisest ja sellekohaste teadmiste andmepangast on maateaduste vallas kujunemas uus teadusharu – **tsükloloogia**. Ulatuslikust settimise tsüklilisust käsitlevast kirjandusest tõstaksin esile omaenese raamatutarkusest pärineva tunnetusliku tee avardumise pöördekohti tähistavad allikad: Orviku 1940; Страхов 1949; Fairbridge 1961; Jaanusson 1961; Наливкин 1962; Тихомиров 1967; Фэйрбридж 1968a, 1968b; Яншин 1973; Наливкин Д. 1974; Хаин 1977; Сорокин, 1978; Einsele ja Seilacher 1982; Малиновский 1982; Пылма 1982; Романовский 1985; Einsele, Ricken ja Seilacher 1991).

Madalveelistes paeläbilõigetes on tsükliidid (tsükli vältel kujunenud kivimkehad) reeglina ajaliselt piiritletud kestvamate lünkadega, mis läbilõikes avalduvad katkestuspindadena. Viimaseid on Eesti paelasundi piires uurinud mitmed autorid (Orviku 1940, 1961; Jaanusson 1961; Эйнасто, 1964, 1989; Nõlvak 1972; Пиррус ja Эйнасто 1987; Bauert 1989; Saadre 1992, 1993 jt), aga terviklik monograafiline käsitus, meie Ordoviitsiumi ja Silurit (kihiti ka Devonit) hõlmavas polüfatsiaalses paelasundis peituvast mitmekesistest katkestuspindadest ruumis (settebasseinis tervikuna) ja ajas (läbi kolme kliimavööndi kogu läbilõike ulatuses), alles ootab oma nägijat ja tegijat.

Ajastuid hõlmav kõrgemat järku globaalne tsüklilisus ongi jäänud vaid kirjanduse alusel kogetuks.

Hertsüniumi *gigatsükkel* (410-250 Ma) kestvusega 140 Ma

Paleosoikumi *supergiga-tsükkel*: Kaledonium (530-410 Ma) kestvusega 120 Ma

Baikalium (630-530 Ma) kestvusega 100 Ma

Paleosoikumi supergiga-tsükli lõpu globaaltektooniliseks väljenduseks oli kõigi kontinentide ainukordne koondumine ühtseks Pangea hiidmandriks, mis paleogeograafias avaldus ka kõige kestvama geokraatliku ajastuna Permisis ja Triiasis (Хаин 1977).

Eesti paese aluspõhja liigestuse vajadusi silmas pidades käsitleme alljärgnevalt vaid Hilis-Kaledoniumi *megasükliiti*, mis hõlmab Ordoviitsiumi läbilõike alates Arenigi algusest, kogu Siluri ja vanima osa Alam-Devonist, kuni olulise struktuurse plaani muutumise stratigraafilise

tasemeni Lohkovi seeria ülemisel piiril (Тихомиров 1967). Just Lohkovi ajajärgul täitus Balti paleobassein lõplikult ja sellisena ka likvideerus (Тихомиров 1967; Менс jt. 1992).

Hilis-Kaledoniumi *megatsükliit* algab kestva lõnga järel ühe ulatuslikuma „üleilmse veeuputusega“ Arenigi ajajärgu alguses, mil Paleobalti perikontinentaalses väinameres moodustus maailma seniteada suurim glaukoniitliiva lasund transgressiooni basaalkihistuna (Наливкин 1956; Яншин 1973; Менс jt. 1992). Rida uurijaid peab just seda stratigraafilist taset kõige loomulikumaks Ordoviitsiumi süsteemi alumiseks piiriks, lülitades kogu lamava Tremadoki Ülem-Kambriumi, mis Balti läbilõikega hästi sobib. Seda probleemi on põhjalikult käsitlenud B. Sokolov, ent seni on need muutused üldskeemis pörkunud Briti läbilõike prioriteedile (Соколов 1971 jt). Kogu Hilis-Kaledoniumile on Baltika kontinendil iseloomulik Läti nõo olemasolu, mis kujundas Balti paleobasseini sügavamaveelise keskveoõndina selle fatsiaalse eripära (Мянниль 1966; Einasto 1995): läände avatud sügavamaveeliste setetega esindatud Liivi keele (Мянниль 1966; Менс jt. 1992). Kuivõrd Eesti paelasund on Hilis-Kaledoniumi kõige rikkalikuma elustikuga ja kivimilise mitmekesisusega, hea säilivusega ning kõige detailsemalt uuritud soovitana sellele anda nime – ESTONIUM, Vara-Kaledoniumile aga stratotüüpse piirkonna alusel Leena järel – SIBIRIUM. Mõlemad algavad madaldunud (penepleenistunud) kontinentide ulatusliku planetaarse üleujutusega ja lõppevad geokraatsel perioodil regresseeruva mere taandumisega madalveeliselt šelfilt. Muidugi ei ole põhjust neid nimesid esitada rahvusvahelisele komisjonile juurutusettepanekuna, aga koduselt kasutamine oleks omal kohal.

Minu tsüklilisuse uuringud meie konkreetsetes paeläbilõigetes algasid vajadusest uusi puursüdamikke stratigraafiliselt liigestada makrolitoloogiliste tunnuste alusel hierarhia keskmisel *meso-tasandil*. Määrates esialgselt lademete piire ja detailiseerides lademesisest liigestust stratoonidena. Esimesteks sellisteks läbilõigeteks said 1958. aasta suvel Saaremaale rajatud Kipi, Kingissepa ja Sakla puuraugud, mille südamikud hõlmasid läbilõike alates Jaani lademe merkivist (kivistunud mergel; Einasto 2005) Paadla ja Kuressaare lademe lubjakivideni. Traditsiooniline litostratigraafiline kihistikeks liigestamine ei andnud fatsiaalselt ja vanuseliselt muutlikes Siluri läbilõigetes soovitud tulemust, varjutades kihtkihilise rööbistamise võimalusi. Tsüklilist liigestamist lihtsustasid mitmed markeerivad kihid: puhtad lausteralised sorteerimata tombulis-detriitsed lubjakivid onkoliitide, stromatoliitide ning sagedaste siledade katkestuspindadega mesotsükliitide basaalses osas (J2M, K1Vs, K2U ja mikrokihilised savikad laguunsed tsükliitide ülemise osana J2V, J2M, J2T,

K1Vt, K1 Vs, K2Sn, K2H (Кальо 1970). Peatselt selgus, et samalaadne mesotsükliilisus iseloomustab ka fatsiaalselt muutlikku Raikküla ladet (Кальо ja Вингисаар 1969; Perens 1992). Nüüdseks on kõik Eesti Siluri lademed liigestatud mitmejärgulise tsükliilisuse alusel kihtideks (Эйнасто jt. 1972; Einasto 1996a, 1996b; Nestor jt. 2001), milliseid on võimalik rööbistada mitte ainult Balti paleobasseini piires, vaid neid on kasutatud korduvalt ka kontinentide-vahelisel korrelatsioonil.

Väga olulise kogemuse sain koos R. Männiliga 1960-ndatel terviklikke Ordoviitsiumi puuraukude läbilõikeid liigestades. Fairbridge'i (1961, 1968) artikleid lugedes sündis tõsine huvi liigestada kogu Eesti paelasund ühtsete fatsiaalsete kriteeriumite alusel tsükliitideks ja otsida võimalusi neis eustaatilist päritolu tõestada basseinidevahelise korrelatsiooni alusel. See huvi kestab korduvate pauside ja vahelduva eduga tänaseni. Mõnede ligikaudselt sünkroonsete korrelatsioonitasandite leidmine Balti basseinist väljaspool olevates läbilõigetes, näiteks: CII\CIII piir Kesk-Euroopas; DII\DIII piir USA idaosas, G3\H piir Inglismaal Walesis, USA-s Appalatsides, Austraalias, J2\K1 piir Podoolias, K2\K3a piir Podoolias jne, tõstis tõenäosuslikkust nende piiride eustaatilisest päritolust. Eriti arvestades Baltika kontinendi passiivset mandrinõlva ja tektooniliselt suhteliselt rahulikku ja kestvat triivi. Baltika nõrk riivamisi kokkupõrge Avalonia mikrokontinendiga (kurrutus Poola kaguosas Püha Risti mägedes) tekitab Balti Ordoviitsiumis tuntud paksuste inversiooni Idavere eal.

Fatsiaalsete mudelite (Нестор ja Эйнасто 1977; Эйнасто 1986) ja fatsiaalsete profiilide (Einasto 1995; Эйнасто 1989; Nestor ja Einasto, 1997, fig. 1) koostamine lõi eeldused kujutada kõrgema astme tsükliite alates *meso*-tasandist faatsiiste vaheldumise põhimõttel. Ajaskaalaga Põhja-Balti paelasundi läbilõikel (Nestor ja Einasto 1997, fig. 140) olen kolmel kõrget järku piiril (BIIa, O\S, S1\S2) fikseerinud ulatusliku arenguloolise nn peegelsümmeetria esinemise, mis vajaks põhjalikumalt lahtimõtestamist. Nendest kaks ülemist on sünkroonsed laialt-tuntud *interregnumitega* graptoliitide arengus. Lõigend-stratigraafilised profiilid loovad loomuliku ettekujutuse suurte erifatsiaalsete kivimkehade asendist ajas ja ruumis. Näite O\S piiriala läbilõige ulatusliku puhta lubimuda-faatsiese levikust ja vaheldumisest savikamate setetega alates Saunja kihistust Ülem-Ordoviitsiumis kuni Raikküla lademeni võib leida varasemast artiklist (Einasto 2007, joonis 2).

Sünfaasse korrelatsiooni idee (Малиновский 1982) võimaldab võrrelda ja tulemuslikumalt analüüsida erivanuselisi analoogse ehitusega tsükliite, nende piire, tõstes esile nende eripära (Кыртс jt. 1991).

Madalama astme (*mini*-) tsükliilisust oleme käsitletud Ordo- viitsiumis ühelt poolt Lasnamäe ehituspae lasundi siseehitust uurides

(Einasto ja Kalam 2001; Einasto 2002; Einasto 2006; Einasto ja Rähni 2006), teiselt poolt kukersiidi vahekihtidega lasundi (Viivikonna kihistu) läbilõikeid iseloomustades (Kõrts ja Einasto, 1990; Einasto ja Saadre 1991). Siluris on Adavere lademe Rumba kihistu väliselt ühtlane muguljas lubjakivi liigestatud kaheteistkümneks minitsükliidiks (Эйнасто jt.1972). *Mikrotsükliilisuse* mõistmine avarus *tempestitide* – tormisetete mõiste mitmekülse käsitlusega (Einsele ja Seilacher 1982). Monograafiline koguteos (Einsele jt. 1991) on rikkalikult illustreeritud tõeline käsiraamat igale tsükloloogile.

Kasutatud kirjandus

- Bauert H. 1989. Discontinuity surfaces of possible microkarst origin the Viivikonna Formation Kukruse Stage, Middle Ordovician, Estonia. *Proceedings of Estonian Academy of Sciences. Geology*, 38(2), 77–82.
- Einasto R. 1995. “Liivi keele” omapärasest Baltika arenguloos. Liivimaa geoloogia: Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi 175. aastapäev. Eesti geoloogide teine ülemaailmne kokkutulek: Tartu 3–6. okt. 1995, Tartu Ülikool; Eesti Geoloogia Selts, Tartu, 23–30.
- Einasto R. 1996a. The Baltic Ordovician-Silurian sedimentary cyclicity and natural stratigraphy. The James Hall Symposium: II International Symposium on the Silurian system: program and abstracts. University of Rodgester, Aug. 4-6, Rodgester, 49.
- Einasto, R. 1996b. The stratigraphic scheme of Estonian Ordovician and Silurian against the background of the cyclic evolution. The Third Baltic Stratigraphical Conference: abstracts: field guide, Tartu, Institute of Geology, University of Tartu, 23–24.
- Einasto R. 2002. Lasnamäe ehituspaekivi ajaloolised murdmiskihid Tallinna ümbruses. Tallinna Tehnikakõrgkooli Toimetised nr 1, 56–69.
- Einasto R. 2005. Tallinna ehituspaestiku läbilõige Paldiskis. *Tallinna Tehnikakõrgkooli Toimetised*, 6, 30–36.
- Einasto R. 2006. Bed-by-bed comparison of the Vao Paas (1) building stone with the kerguta (565) section. Rmt-s: Estonian geological sections. Bulletin 7, Kerguta (565) drill core. Tallinn, 26–29.
- Einasto R. 2007. Paealus põhjast Põltsamaa ümbruses. Carbonate bedrock in the Põltsamaa area. Rmt-s: Põltsamaa lossi sees ja ümber. Rutt Tänav (toim), Põltsamaa muuseumi toimetised, 7–42.
- Einasto R. ja Kalam E. 2001. Microcycles, discontinuities and trace fossils in the Lasnamägi building stone. Rmt-s: WOGOGO 2001: abstracts, Harper D.A.T. ja Stouge S. (toim). Geological Museum of Copenhagen

- and Geological Survey of Denmark and Greenland, Copenhagen, 34–35.
- Einasto R. ja Rähni A. 2006. Väo kihistu digitaalselt töödeldud kiht-kihiline tüüpläbilõige. *Keskkonnatehnika*, 3/06, 51–55.
- Einasto R. ja Saadre T. 1991. Peatused 1.7, 1.8: Maidla ja Kohtla põlevkivikarjäär / Localities 1.7, 1.8: Maidla and Kohtla oil shale quarries. Geology and mineral resources of Estonia: excursion guide. First world meeting of Estonian geologists, Tallinn, Lohusalu 9–14. september 1991, Eesti Geoloogia Selts, Eesti T. A. Geol Inst, Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 25–30.
- Einsele G. ja Seilacher A.(toim) 1982. Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, 502 lk.
- Einsele G., Ricken W. ja Seilacher A.(toim) 1991. Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Verlag, 955 lk.
- Fairbridge R.,W. 1961. Eustatic changes in sea level. Rmt-s: Physic and chemistry of the Earth. Pergamon Press, 4, 99–185.
- Jaanusson V. 1961. Discontinuity surfaces in limestones. *Bulletin of Geology Institute Uppsala*, 15.
- Kõrts A. ja Einasto R. 1990. Excursion guide: Localities 4 : 1. A and B. Kohtla and Maidla quarries. Rmt-s: Field meeting, Estonia 1990: an excursion guidebook, IUGS, Project „Global Bioevents” IGCP, Kaljo D. ja Nestor H. (toim). Tallinn, Eesti Teaduste Akadeemia, 145–148.
- Nestor H. ja Einasto R. 1997. Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. Rmt-s: Geology and mineral resources of Estonia, Raukas A. ja Teedumäe A.(toim) Tallinn, 192–204.
- Nestor H., Einasto R., Nestor V., Märss T. ja Viira V. 2001. Description of the type section, cyclicity, and correlation of the of the Riksu Formation (Wenlock, Estonia). *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences. Geology*, 50(3), 149–173.
- Nõlvak J. 1972. Kukuruse ja Idavere lademe piirikihtide iseloomustus Lipu suurprofiilis. *ELUS Aastaraamat*, 61, 39–59.
- Orviku K.1940. Lithologie der Tallinna.Serie (Ordovizium, Estland) I, Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, 58, 216 lk.
- Orviku K. 1961. Diskontinuiteedipinnad Volhovi ja Kunda lademes. Rmt-s: Geoloogiline kogumik, Orviku K. (toim). Tartu, 16–25.
- Perens H.1992. Raikküla lademest ja tema liigestamisest avamusalal. EGK Toimetised, 2(1), 27–31.
- Saadre T. 1992. Distribution pattern of the Ordovician discontinuity surfaces, East Baltic Region. *Bulletin of Geological Survey of Estonia*, 2(1), 16–26.

- Saadre T. 1993. Middle and Upper Ordovician discontinuity surfaces in Northern Estonia (zonality based on their impregnation type). *Bulletin of Geological Survey of Estonia*, 3(1), 33-39.
- Фэйрбридж Р.В. 1968а. Аридность климата ледниковых эпох в Африке. *Науки о Земле, Проблемы палеоклиматологии*. Москва, изд. Мир, 224–228.
- Фэйрбридж, Р. В. 1968b. Значение известняков и их Са/М отношения для палеоклиматологии. *Науки о Земле Проблемы палеоклиматологии*. Москва изд. Мир, 258–309.
- Кальо Д. 1970. Силур Эстонии. Таллин, Валгус, 383 lk.
- Кальо Д. ja Вингисаар П. 1969. О разрезе райккюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. *Изв. АН ЭССР, Хим. Геол.* т. 18, № 3, 270–277.
- Кыртс А., Мянниль Р., Пылма Л. ja Эйнасто Р. 1991. Этапы и обстановки накопления кукерситовой (водорослевой) органики в ордовике и силуре Эстонии. Важнейшие биотические события в истории Земли: труды XXXII сессии Всесоюзного палеонтологического общества, Tallinn, 87–94.
- Малиновский Ю. М. 1982. Синфазная стратиграфия Фанерозоя. Москва, Недра, 176 lk.
- Менс К., Клеесмент А., Мяги С., Саадре Т. ja Эйнасто Р. 1992. Разрез каледонского структурного комплекса запада Прибалтики (по линии Тахкуна-Голдап), *Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia*, 41(3), 124–136.
- Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтйского бассейна в Ордовике. Таллин, Валгус, 223 lk.
- Наливкин В. Д. 1962. О цикличности геологической истории. В кн: *Географический сборник* нр. 15, 15–26.
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях I. Географические условия образования осадков Москва, изд. АН СССР, 534 lk.
- Наливкин Д. В. 1974. Проблемы перерывов. В кн: *Этюды по стратиграфии*. Москва, Наука, 10–21.
- Нестор Х. ja Эйнасто Р. 1977. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. Фации и фауна силура Прибалтики. Tallinn, 89–116.
- Пиррус Э. ja Эйнасто Р. 1987. Классификация стратиграфических пробелов и седиментационных перерывов в палеозое Прибалтики. *Eesti Teaduste Akadeemia Toimetised. Geoloogia*, 36(1), 36–44.
- Пылма Л. 1982. Сравнительная литология карбонатных пород Ордовика Северной и Средней прибалтики. Таллин, Валгус, 164 lk.
- Романовский С. И. 1985. Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Ленинград, Недра, 263 lk.

- Соколов Б. С. 1971. Биохронология и стратиграфические границы. В кн. Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, Наука, 155–178.
- Сорокин В. С. 1978. Этапы развития Северо Запада Русской платформы во Франском веке. Рига, Зинатне, 282 лк.
- Страхов Н.М. 1949. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. АН СССР, сер. геол. Нр 6, 70–112.
- Тихомиров С. В. 1967. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. Москва, Недра, 268 лк.
- Хаин В. Е. 1977. Цикличность и тектоника. В кн. Основные теоретические вопросы цикличности седиментации. Москва, Наука, 213–221.
- Эйнасто Р. 1964. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. Литология палеозойских отложений Эстонии. Инст. геол. Акад. наук Эстонской ССР. Tallinn, 123-130.
- Эйнасто Р. 1986. Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики. Теория и опыт экостратиграфии. Tallinn, Valgus, 37–52.
- Эйнасто Р. 1989. Система перерывов в силуре северной Прибалтики. Геология и палеонтология: к 100-летию со дня рождения академика Д. В. Наливкина. Ленинград, Наука, 142–153.
- Эйнасто Р., Нестор Х., Кала Э. ja Каяк К. 1972. Сопоставление верхнеландоверийских разрезов в Западной Эстонии. Изв. Акад. наук ЭССР. Химия. Геология, 21(4), 333–342.
- Яншин А.Л. 1973. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях. Бюлл. МОИП отд. Геол., 48(2), 9–44.

Rein Einasto (rein.einasto@hot.ee) – Tallinna Tehnikakõrgkool, Pärnu mnt. 62, 10135, Tallinn.

Kas Maa magnetväli on pöördumas?

Ulla Preeden ja Siim Ots

Sissejuhatus

Lähiminevikus on suurenenud avaldatud artiklite hulk, milles spekulieritakse Maa magnetvälja pöördumise võimalikkuse üle (Glatzmaier ja Olson 2005; Valet jt. 2006; Constable ja Korte 2006).

Mis ja kuidas on tekkinud Maa magnetväli ning mil viisil see töötab, sellest on põhjalikumalt kirjutatud eelnevalt *Schola Geologica* neljandas kogumikus (Preeden ja Plado 2008). Käesolevas artiklis tuuakse näiteid erinevatest teooriatest miks arvatakse, et magnetväli hakkab pöörduma ja kuidas magnetvälja pöördumine võiks toimuda. Samuti on lühidalt kirjeldatud muutusi, mida magnetvälja pöördumine endaga kaasa võiks tuua.

Maa magnetväli ja selle teke

Maa tekke varajases staadiumis toimus ainese koostiseline diferentseerumine. Sulametall (peamiselt raud) vajus ning moodustas praeguse tuuma, samas kui silikaadid ja oksiidid moodustasid tiheda ümbrise – vahevöö (Buffett 2000). Sisemine osa tuumast on tahke, samas kui välistuum on vedelas olekus. On kindlaks tehtud, et umbes 98% Maa magnetväljast on tekitatud just välise tuuma poolt, mille viskoossus on võrreldav veega ja mis lubab sellel sulametalli massil jõuliselt ringelda. Lihtsustatult võib Maa magnetvälja võrrelda ka magnetilise dipooliga, mis on Maa pöörlemistelje suhtes kallutatud $10,9^\circ$ (Lillie 1999) ning nagu dipooli puhul, on magnetvoo jooned suunatud väljapoole lõunapoolkeral ja sissepoole põhjapoolkeral.

Üldjuhul arvatakse, et planeedi pöörlemine tekitab voolusid, mida on vaja, et genereerida magnetvälja, kuid aine liikumiseks vajalik energia võib pärineda ka sisetuumast, põhjustades termilist konvektsiooni. Vedeliku soojendamisel see paisub, tihedus väheneb ning hakkab liikuma gravitatsiooniliselt ülespoole. Ülesse jõudnuna vedelik jahtub, tiheneb ning vajub tagasi alla (Buffett 2000).

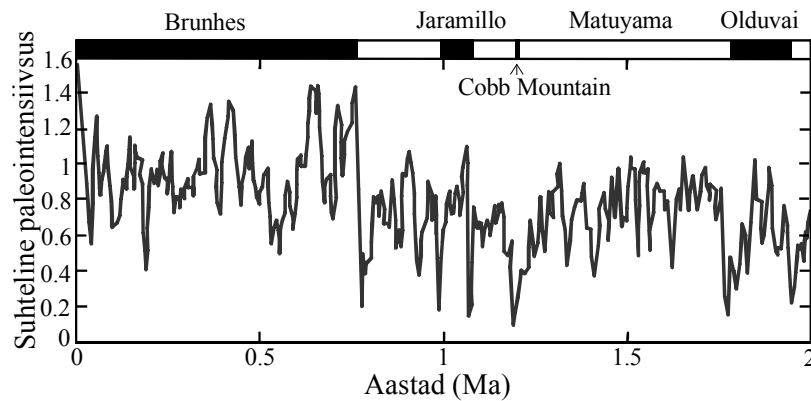
Samas avaldab tekkinud magnetväli tugevat mõju konvektsioonile, mis omakorda raskendab välja tekkimisega seotud mudelite loomist. Viimastel aastatel on tehtud mitmeid simulatsioone, kus on saavutatud isetoimiv Maa magnetväli, kuid reaalsest väljast on need siiski erinevad. Reaalse mudeli saavutamist takistavad hetkel tehnoloogilised piirid, kuid tehnika arenedes ei tohiks kaugel olla see päev, kui lõpuks simulatsioon toimib sarnaselt tegeliku Maa magnetväljaga (Buffett 2000).

Miks arvatakse, et magnetväli hakkab pöörduma?

Maa magnetvälja pöördumised on hästi teada ning need on toimunud enamuse Maa ajaloo vältel. Alates eelmise sajandi keskpaigast, kui hakati Maa magnetvälja tugevust mõõtma ja kaardistama, on selle intensiivsus järjest kahanenud (Constable ja Korte 2006). Keskmiselt on magnetvälja polaarsus muutnud iga poole miljoni aasta tagant viimase 160 Ma vältel. Viimane pöördumine toimus 0,78 Ma tagasi, enne seda ligikaudu 0,99, 1,07, 1,19, 1,2, 1,77 ja 1,95 Ma tagasi (Constable ja Korte 2006). Neid intervale vaadeldes arvataksegi, et magnetvälja pöördumine on tänaseks päevaks juba hilinenud.

Samas kui jälgida pikemat ajavahemikku, siis selgub et geoloogilises ajas on esinenud perioode, mille vältel püsis samasugune magnetiline polaarsus isegi kuni 40 Ma, näiteks Hilis-Kriidis. Lisaks väidavad hiljutised paleouuringud ning simulatsioonid, et pöördumine ei pruugi olla hetkeline sündmus (Glatzmaier ja Olson 2005). Seetõttu pole perioodilises magnetvälja polaarsuse muutuse ennustamisel just kõige parem vahend, pigem on olulisiks teguriks magnetvälja tugevus.

Pierre Valet ja tema kaastöölised (Valet jt. 2005) koostasid magnetvälja suhtelise paleointensiivsuse kõvera 2 Ma kohta kasutades erinevate autorite tulemusi. Sellelt on selgelt näha, et polaarsuse pöördumine toimus siis kui magnetvälja intensiivsus oli madalaim (joonis 1).



Joonis 1. Suhtelise magnetvälja tugevuse andmete lihtsustatud koondgraafik viimase 2 Ma aasta kohta (Valet jt. 2006).

Lisaks, võrreldes 1980. aastal Magsat satelliidiga mõõdetud täpseid magnetvälja andmeid 1999. aastal orbiidile saadetud Oersted satelliidi omadega selgus, et Maa magnetväli ei ole tegelikult jaotunud ühtlaselt. Tugevaima mõõdetud väljaga alad asuvad ekvaatori lähedal. Teadlased kahtlustavad, et need suured laigud tulevad ja lähevad tuhandete aastate jooksul ning vastavad tuumavoolude muustrile (Glatzmaier ja Olson 2005). Võimaliku pöördumise põhjustena tulid edasise Magsati ja Oersted kaardide uurimisel ilmsiks voolud tuuma-vahevöö piirilt, mis on oma poolkerale vastupidise suunaga. Suurim nn pöördvooluga laik ulatub Aafrika lõunatipust Lõuna-Ameerika lõunatipuni, kus magnetvool on suunaga sissepoole (lõunapoolkeral muidu väljapoole). Veelgi enam, leiti, et tuuma-vahevöö piiril tekib tänapäeval järjest uusi pöördvoolusid (nt USA idaranniku all) ning et vanad laigud on kasvanud ning liikunud veidi pooluste suunas (Glatzmaier ja Olson 2005).

Mis juhtub magnetvälja pöörde ajal?

Magnetvälja pöördumise uurimise simulatsioonides lastakse läbi sadu tuhandeid aastaid ning on selgunud, et konvektsioon tõepoolest toodab magnetilisi pöördvoolusid tuuma – vahevöö piiril (Glatzmaier ja Olson 2005). Üks kolmemõõtmelistest simulatsioonidest (LISA joonis 2) pidi töötama 12 tundi päevas üle aasta aja, et modelleerida 300 000 aastat ning lõpuks selgus, et pöördumine algab magnetvälja tugevuse nõrgenemisega. Arvatakse, et välja tugevus võib olla sel hetkel vaid 10–20% praegusest (Constable ja Korte 2006). Seejärel ilmusid tuuma-vahevöö piirile pöördvooluga laigud (nagu moodustuvad ka tänapäeval), mis aga ei summutanud magnetvälja täielikult, vaid tekitasid nõrga välja segunenud polaarsustega. Dipooli pöördumine ilmnes aga siis, kui pöördvoolud hakkasid tuuma ja vahevöö piiril originaalpolaarsust domineerima. Modelleerimise tulemuste alusel võttis vana polaarsuse kadumine ning uue võimendumine tuumas kokku aega umbes 9000 aastat (Glatzmaier ja Olson 2005).

Magnetvälja mõju elusolenditele

Esimene asi, millele inimesed mõtleavad, ei ole mitte magnetvälja pöördumise mehhanism ega ka protsessid, mis võiksid aset leida Maa välistuumas, vaid nende peas kerkib küsimus, et kui magnetväli tõepoolest peaks millalgi pöörduma, siis kas sellel oleks märgatavad tagajärjed meie endile?

Selle väite poolt võiksid rääkida asjaolud, mida on leitud Maa ja teiste planeetide uurimisel. Nimelt omab magnetväli tähtsat rolli atmosfääri

säilitamises, kaitseb meid kosmilise kiirguse eest ning takistab ainete lendumist planeedilt (nt vesi). Arvatakse ka, et pöördumise käigus osooni hulk väheneb, mis suurendab UV kiirgust ning stratosfääri temperatuuri ja tsirkulatsiooni, mis omakorda võib põhjustada globaalset soojenemist (Constable ja Korte 2006).

Erinevatest uuringutest on teada, et mitmed loomad ning linnud kasutavad magnetvälja orienteerumisel. Loomade puhul on täheldatud näiteks, et magnetvälja anomaaliad võivad algselt neile orienteerumisel probleeme tekitada. Näiteks vaalad järgivad merepõhjas vale magnetilise epohhi lineaarjoont ning ujuvad kaldale, kuid nad on võimelised kiirelt kohanema uue olukorraga (<http://www.pbs.org/wgbh/nova/magnetic>). Kõige enam tuntud on ehk lindude orienteerumine magnetvälja abil, kuid lisaks sellele kasutavad linnud orienteerumisel ka muid märke nagu Päike (valgus), topograafia (maastik), lõhnad (Lincoln jt. 1998).

Üks asi, mida see juures meeles pidada on, et Maa magnetvälja pöördumine ei ole sündmus ühes lühikeses ajahetkes. Kompass ei näita täna põhja ja homme lõunasse, vaid see protsess võtab aega, tõenäoliselt isegi tuhandeid aastaid. Seega mõju inimesele ja muudele organismidele pole kindlasti katastroofiline. Seda kinnitab ka asjaolu, et seni pole leitud statistilist seost magnetvälja pöördumiste ja väljasuremissündmuste vahel (Plotnick 1980).

Kokkuvõtteks

Maa geodünamo ja magnetvälja uurimisel kasutatakse arvuti-simulatsioone, satelliitandmeid ning paleouuringuid ning magnetvälja pöördumised on Maa ajaloos tavaline nähtus. Viimase poole sajandi vältel on magnetväli nõrgenenud ning see on andnud põhjust arvamuseks, et magnetväli on pöördumas. Vaatamata sellele, et magnetvälja pöördumine tulevikus on üsna tõenäoline, ei ole võimalik tegelikkuses meil ennustada Maa tuumas toimuvaid muutusi ning seetõttu kindlaks määrata ka magnetvälja pöördumise järgmist momenti.

Seetõttu annavad loodud mudelid meile küll aimu magnetvälja olemusest ja võimalikest pöördemehhanismidest, kuid kindlalt väita, et tänapäeval aset leidev magnetvälja intensiivsuse kahanemine on seotud magnetvälja pöördumisega lähitulevikus, on liiga spekulatiivne ja ennatlik. Veelgi enam, hetke Maa magnetvälja intensiivsus on veel mitu korda tugevam, kui tavaliselt magnetvälja pöörde momentidel (Valet jt. 2005). Seega tuleb tõenäoliselt meil uut magnetvälja polaarsuse muutust oodata veel mõned tuhanded aastad.

Kasutatud kirjandus

- Buffett B.A. 2000. Earth's Core and the Geodynamo. *Science*, 288, 2007–2012.
- Constable C. ja Korte M. 2006. Is Earth's magnetic field reversing? *Earth and Planetary Science Letters*, 246, 1–16.
- Glatzmaier G.A. ja Olson P. 2005. Probing the geodynamo. *Scientific American Special Edition*, 15(2), 28–35.
- Lillie R.J. 1999. Whole Earth geophysics. An Introductory Textbook for Geologists & Geophysicists. Prentice Hall, Inc., New Jersey, 361 lk.
- Lincoln F. C., Peterson S.R. ja Zimmerman J.L. 1998. Migration of birds. U.S. Department of the Interior, U.S. Fish and Wildlife Service, Washington, D.C. Circular 16. Jamestown, ND: Northern Prairie Wildlife Research Center Online.
- <http://www.npwrc.usgs.gov/resource/birds/migratio/index.htm> (versioon 02.04.2002).
- Plotnick R.E. 1980. Relationship between biological extinctions and geomagnetic reversals. *Geology*, 8, 578–581.
- Preeden U. ja Plado J. 2008. Maa magnetvälja müsteerium. Rmt: Amon L. ja Verš E. (toim.) Suured teooriad. *Schola Geologica IV*. Sulemees, Tartu, 62–66.
- Valet J.-P., Meynadier L. ja Guyodo Y. 2005. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature*, 435(7043), 802–805.
- <http://www.pbs.org/wgbh/nova/magnetic/animals.html> 17.05.2009
- <http://www.es.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html> 14.09.2010

Ulla Preeden (ulla.preeden@ut.ee) – Tartu ülikooli geoloogia osakond, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Ravila 14A, 50411.

Siim Ots (a71863@ut.ee) – Tartu ülikooli geoloogia osakond, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Ravila 14A, 50411.

Läänemere lainekliima muutuste keerises

Tarmo Soomere

Läänemere lainetuse omadusi on eestikeelses aimekirjanduses ja teaduslikes kirjutistes võrdlemisi vähe kajastatud. Teatav huvi nende vastu tekkis seoses kiir-laevalainete võimaliku eripäraga, mille tulemusel rehkendati Tallinna lähel leiduvate tuulelainete tüüpilised omadused ja mõned selle piirkonna lainekliimat puudutavad aspektid. Isegi 2005. aasta jaanuaritorm tekitas vaid lühiajalise huvi võimalike ekstreemsete lainetustingimuste vastu. Õige veidi on lainetust mainitud ka seoses rannaprotsesside intensiivistumisega üksikutes kohtades (nt Harilaid). Märksa populaarsemaks on osutunud mõrvarlainete temaatika. Varasem lühike ülevaade Läänemere lainete omadustest väga tugevates tormides leidub kirjutises Soomere 2007.

Tuulelained tekivad, nagu juba nende nimest selgub, tuule mõjul. Tuul ja mitmesugused muud protsessid atmosfääris, eriti aga nende võimalikud muutused, on juba pikka aega olnud kliimauurijate huvisfääris. Analoogilisi uuringuid lainete omaduste muutuste kohta on tehtud palju vähem. Ometi on lainete muutustest võimalik välja lugeda märksa rohkem informatsiooni tuule omaduste kohta avamerel (ning kaudselt randu kujundavate tegurite kohta) kui tuule enese mõõtmisest või modelleerimisest. Nimelt mõjutab tuul laineid enamasti päris suurel merealal, kuid selle mõju mitmed üksikasjad on veel selgusetud ning selle modelleerimiseks kasutatakse oluliselt lihtsustatud seoseid. Mõju tegelikku suurust näeme aga lainete omadustest, mis teatavas mõttes integreerivad endasse olulise osa tuule poolt veemassidele edastatud energiast. Loomulikult ei saa lainetuse omadustest (näiteks rannas) välja lugeda tuule ja merepinna vahelise vastasmõju kõiki detaile.

Suurelt jaolt on lainetuse-alaste väheste teadmiste põhjuseks lainetuse mõõtmise keerukus nii teoreetilisest kui ka praktilisest vaatenurgast. Veepinna kuju tormisel merel on erakordselt komplitseeritud ning üksikute lainete eristamine on seotud tõsiste raskustega. Selles vallas osutus murranguliseks Sverdrupi ja Munki (1947) esitatud oluliste lainete (*significant waves*) kontseptsioon. Nimelt iseloomustavad tormilainetust võrdlemisi hästi selle kõrgeimad lained, mis kannavad endas olulist osa lainete energiast ning mille parameetrid on suhteliselt lihtsalt hinnatavad. Nõnda sündis olulise lainekõrguse (*significant wave height*) ja sellele vastava olulise perioodi (*significant period*) kontseptsioon. Oluline lainekõrgus on klassikalises käsitluses defineeritud kui 1/3 kõrgeimate lainete keskmine kõrgus ning oluline periood on just neile lainetele vastav keskmine periood. Vilunud vaatlejate poolt hinnatud lainekõrgus tormisel merel vastab üsna

täpselt olulisele lainekõrgusele. Nõnda on võimalik kasutada minevikus visuaalselt hinnatud lainetuse omadusi lainekliima muutuste analüüsiks.

Mõõtmistehnika ja laineteooria edasise arengu käigus selgus, et enamasti on nii määratletud oluline lainekõrgus peaaegu täpselt sama suur kui veepinna neljakordne standardhälve. Kui üksiklainete kõrgused on Rayleigh jaotusega, on erinevus ligikaudu 0,1%. Looduses on erinevus sageli suurem, kuid üldiselt ei ületa 5–10%. Veepinna fluktuatsioonide kaudu hinnatud oluline lainekõrgus baseerub sisuliselt mõõdetava lainevälja energial ning sellel ei ole enam otsest seost üksikute lainete kõrgusega. Kuna avamerel on lainete kõrgused enamasti Rayleigh jaotusega, siis tavaliselt ei tehta vahet, mil moel olulist lainekõrgust mõõdeti. Erinevused muutuvad tähtsaks siis, kui lainekõrguste jaotus on teistsugune. Nii on lood näiteks ranna lähistel, kus kõrgeimad lained murduvad intensiivsemalt kui madalamad ning lainekõrguste jaotus erineb märgatavalt Rayleigh jaotusest. Ka väga regulaarse ummiklainetuse puhul, mis toob meile osa kaugel merel puhuvate tormide poolt tekitatud lainete energiast, ei ole Rayleigh jaotus kasutatav ning siinuslainete puhul on kõik lained täpselt ühekõrgused.

Lainekliima

Lainetust iseloomustavaid parameetreid on üsna palju. Tuule kiiruse analoogiks on lainete (keskmine) kõrgus ning tuule suunale vastab lainete leviku suund. Siin lõpeb ka analoogia tuule ja lainete vahel. Kui tuul võib igal ajahetkel puhuda vaid ühest konkreetsest suunast, siis merel on päris tavaline, et erinevate tormide poolt tekitatud lained levivad täiesti erinevates suundades. Nõnda ei ole lainete leviku suunda sageli võimalik üheselt määratleda. Põhimõtteliselt on uus parameeter lainete periood (või sagedus), kuna eri suundades levivad lainete perioodid võivad olla vägagi erinevad.

Tuulelainete omaduste adekvaatseks kirjeldamiseks kasutatakse lainete (energia)spektri kontseptsiooni, mis võeti kasutusele 1950ndatel aastatel. Selle rakendamine eeldab, et lained on lineaarsed ning et tormilainete süsteemi on võimalik vaadelda suure hulga erinevates suundades levivate, erinevate perioodide ja kõrgustega siinuslainete superpositsioonina. Energiaspekter on üldjuhul kahe muutuja funktsioon, mis kirjeldab, millise kõrgusega on erinevates suundades levivad ning erinevate perioodi (või sagedusega) lainekomponendid. Sageli kasutatakse selle ühemõõtmelist versiooni, mis kirjeldab, kuidas on lainete energia jaotunud erinevate perioodide (või sagedustega) lainete vahel.

Nii kaasaegsed lainemõõturid kui ka tõsised lainemudelid töötavad just sellise (energia)spektriga. Selle alusel arvutatakse oluline lainekõrgus,

keskmise või kõrgeimatele lainetele vastav periood (nn spektri tipu periood) ning lainete leviku valitsev suund. Viimane ei pruugi ühtida ühegi tegelikult olemasoleva laine levikusuunaga – nii nagu pole olemas „keskmist“ inimest.

Esmane suurus, mille järgi lainekliimat iseloomustatakse, on oluline lainekõrgus. Üldiselt on see erinevatel merealadel erinev, mere avaosas suurem ning ranna lähistel väiksem. Lainekliima muutuste analüüsil on kesksel kohal olulise lainekõrguse muutumise identifitseerimine. Teine oluline parameeter on lainete tüüpiline periood. Kuna enamasti on vaja teada nii lainete kõrgust kui ka perioodi konkreetses tormis, siis esitatakse vastav informatsioon kahemõõtmelise diagrammina, millel kujutatakse erinevate kõrguste ja perioodidega lainetuse esinemissagedust. Lainete levikusuunale on seejuures pööratud märksa vähem tähelepanu, kuigi see on rannikuprotsesside modelleerimisel vähemalt sama tähtis kui lainekõrgus. Kuna merel võivad valitseda väga erinevad lainetuse tingimused, esitatakse lainekliima analüüsil sageli erinevate lainekõrguste ja erinevate perioodide esinemise empiirilised jaotused. Paljudes rakendustes on tarvis teada väga tugeva lainetuse parameetreid ja konkreetses kohas teatava pikema ajavahemiku jooksul esineda võivate ekstreemsete tormide poolt tekitatud lainetuse omadusi. Neid parameetreid kajastatakse tavaliselt selliste kaartide näol, mis näitavad 10%, 5% või 1%-se tõenäosusega esineda võivaid lainekõrguseid. Nõnda on juba lainekliima iseloomustamine üsna keerukas töö ning selle võimalike muutuste kajastamine päris kaelamurdev ülesanne.

Läänemere lainete kõrgused

Lainetuse omadusi on Läänemere põhjaosas mõõdetud või hinnatud mitmel moel vähemalt paarsada aastat. Märkmeid lainetuse omaduste kohta Tallinna Vanasadamas tehti juba 19. sajandi algul (R. Vahter, personaalne informatsioon). Eesti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi mitmes rannikujaamas on aastakümnete jooksul regulaarselt vaadeldud lainetuse omadusi alates 20. sajandi keskpaigast. Lainekõrguse andmestik kolmest merele suhteliselt hästi avatud vaatlusjaamast (Vilsandi, Pakri ja Narva-Jõesuu; joonis 1) on hiljuti digiteeritud TTÜ Küberneetika Instituudis. Lisaks on avalikustatud ja läbi analüüsitud mere põhja paigutatud kajaloodidega aastatel 1978–2003 mõõdetud lainetuse omadused Alma-grundeti lähistel Rootsi rannikuvetes.

Soome rannikuvetes ja Läänemere avaosa põhjapoolses sektoris on lainetuse omadusi mõõdetud kaasaegsete meetoditega alates 1990ndatest aastatest. Kahjuks on sellest andmestikust avalikustatud väike osa ning pealegi on lainetuse omaduste aegjadad üsna lühikesed ja katkendlikud.

Näiteks puudub informatsioon hilissügise ja talve kohta, sest lainemõõturid võeti välja enne, kui jää neid võis ohustama hakata. Möödunud sajandi teisel poolel koostatud Läänemere avaosa ja Soome lahe laineatlased põhinevad visuaalsetel vaatlustel ja need on omakorda praeguseks moraalselt vananenud kontseptsioonid lainetuse kohta.

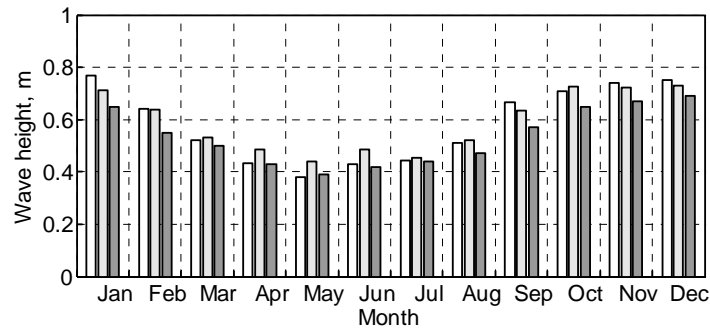
Vilsandi, Pakri, Narva-Jõesuu ja Almagrundeti andmestikud sisaldavad seega võtmeinformatsiooni Läänemere põhjaosa lainekliima muutuste kohta. Kuigi nende kvaliteet on kõikuv, on see parim, mis on teadlastel kasutada. Kahjuks vaadeldi Pakril laineid vaid 1985. aastani. Lisa on oodata vaid Läti Meteoroloogia ja Hüdroloogia Instituudi arhiividest.

Lainetuse parameetreid hinnati mainitud vaatlusjaamades visuaalselt kuni kolm korda päevas rannast 200–300 m kaugusel paikneval merealal. Lühike päevavalgus võimaldas sügiseti ja talviti teha enamasti ühe või kaks vaatlust. Vaatlejale oli abiks perspektomeeter ja vahel ka merre paigutatud mõõtelatt. Kuna Läänemere tormid on suhteliselt lühikesed, ei saa taolisi mõõtmisi kasutada lainetuse omaduste aegjada taastamiseks; pigem tuleb andmestikku interpreteerida lainetuse omaduste kui juhuslike suuruste realisatsioonide konkreetsel ajahetkedel. Kui taolisi mõõtmisi on piisavalt palju, võimaldab nende statistiline analüüs taastada lainetuse omaduste keskmised parameetrid ning teatava täpsusega ka nende jaotusfunktsioonid.



Joonis 1. Lainetuse vaatluste ja mõõtmiste kohti Läänemere põhjaosas.

Lainekõrgus Läänemere põhjaosas varieerub oluliselt ühe aasta lõikes (joonis 2). Põhiosas järgib lainekõrgus tuule kiiruse sesoonset muutlikkust, kuid kuu keskmise lainekõrguse muutuste amplituud on märksa suurem kuu keskmise tuulekiiruse varieerumisest. Selle omaduse taga on tõsiasi, et päris sageli on lainekõrgus võrdeline tuulekiiruse ruuduga. Avamerel on taoline varieeruvus üldiselt suurem kui rannavetes: Almagrundetil on detsembri keskmine lainekõrgus 2,2–2,6 korda suurem kui juunis, samas on see suhe Vilsandil veidi alla kahe ning Pakril ja Narva-Jõesuus veel väiksem.



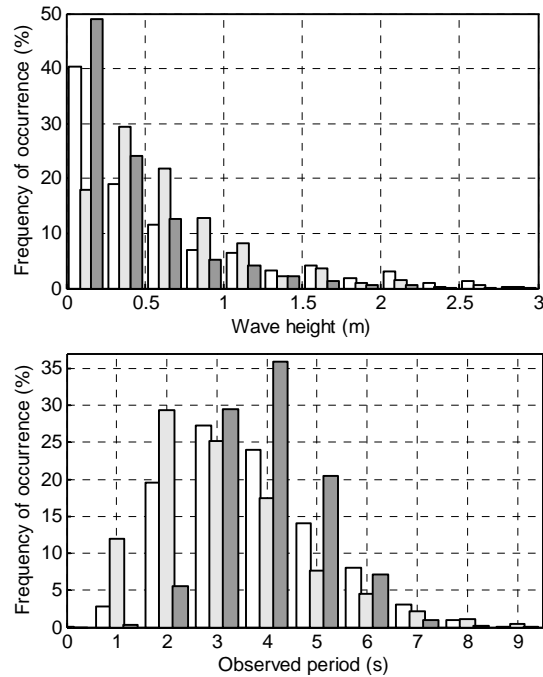
Joonis 2. Lainekõrguse sesoonne muutlikkus Läänemere põhjaosas visuaalsete vaatluste alusel (valge – Vilsandi, helehall – Pakri, tumehall – Harilaid).

Pikaajaline keskmine lainekõrgus on neist neljast suurim Almagrundetil (0,876 m 1978–1995 ja 1,04 m 1993–2002). Vilsandil ja Pakril on see 0,59 m ja kõige enam varjatud kohas Narva-Jõesuus 0,39 m. Lainekõrgus Almagrundetil peegeldab tõenäoliselt lainetuse parameetreid Läänemere avaosas tervikuna, kuna aga Almagrundet on mõnevõrra varjatud edela- ja läänetuulega tekkiva lainetuse eest, siis on tegelikud lainekõrgused Läänemere avaosas ilmselt mõnevõrra suuremad ning pikaajaline keskmine võib seal olla 1,2–1,3 m ringis. Rannavetes on lainekõrgus märksa väiksem peamiselt kahel põhjusel. Esiteks, avamerelt saavad lained kaotavad osa oma energiast vastasmõjus merepõhjaga ning laineharjade osalise murdumise (*whitecapping*) tõttu. Teiseks, maa poolt puhuvate tuulte korral on ranna lähistel lainekõrgus võrdlemisi väike. Seetõttu on igati loomulik, et rannalt tehtud visuaalsete vaatluste alusel arvutatud pikaajaline keskmine lainekõrgus on ligikaudu ½ avamere keskmisest lainekõrgusest.

Erineva kõrgusega lainetuse esinemissagedus avamerel vastab üldiselt üsna täpselt sellele, kui sageli esineb vastava tugevusega tuuli. Loomulikult on taoline jaotus ebasümmeetriline (sest lainekõrgus on alati mitte-negatiivne) ning on võrdlemisi hästi kirjeldatav kaheparameetrilise

Weibulli või (Lääne-Euroopa merelise tuulekliima puhul) isegi Rayleigh jaotusega. Seevastu rannaveses (joonis 3) on päris vaikse mere osakaal üsna suur. Nõnda võimaldab juba sellise jaotuse kuju otsustada, kui hästi või halvasti peegeldab rannaveses mõõdetud andmestik avamerelainetuse omadusi.

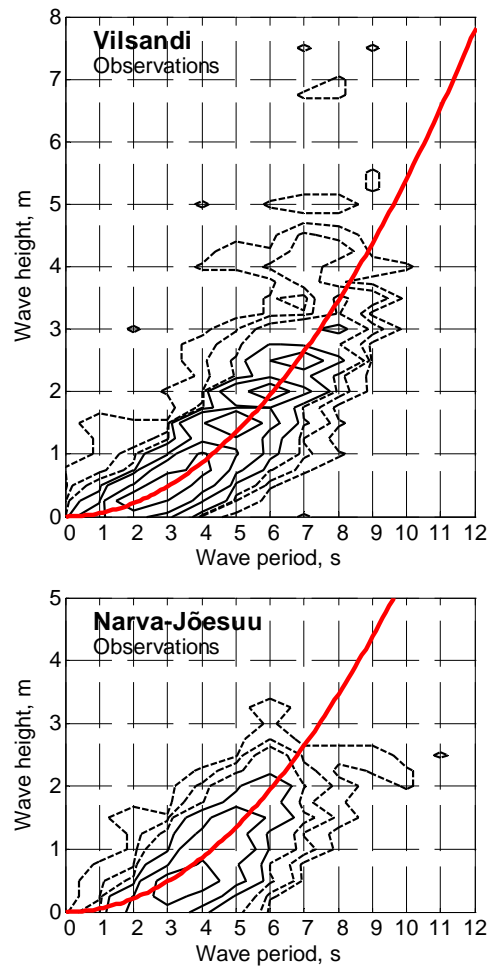
Erinevate perioodidega lainetuse esinemissagedus iseloomustab Läänemere lainetuse üht olulist eripära: lainetuse perioodid jäävad enamasti üsna kitsasse vahemikku, 2–4 s rannaveses ja 3–6 s avamerel (Soomere 2008). Selle põhjuseks on Läänemere väiksus: väga pikad lained saavad tekkida vaid tugevates tormides suurtel meredel.



Joonis 3. Erineva kõrgusega ja keskmise perioodiga lainetuse esinemise sagedus Eesti rannaveses visuaalsete vaatluste alusel (Soomere jt. 2011; valge – Vilsandi, helehall – Pakri, tumehall – Narva-Jõesuu).

Märksa detailsema pildi lainetuse omadustest annab erinevate kõrguste ja perioodidega lainetuse tingimuste esinemissageduse kahemõõtmeline jaotus. Joonisel 4 on need jaotused esitatud normeerimata kujul ning isojooned kirjeldavad, kui mitu korda kogu andmestikus esines konkreetse

kõrguse ja keskmise perioodiga lainetust. Joonisel 3 toodud jaotused saab tegelikult leida jooniselt 4, integreerides vastavalt üle perioodide (horisontaaltelje suunas) või üle lainekõrguste (vertikaaltelje suunas).



Joonis 4. Erineva kõrgusega ja keskmise perioodiga lainetuse esinemise kombineeritud sagedus Eesti rannavetes visuaalsete vaatluste alusel.

Diagramm sellisel kujul on ehk harjumatu kasutajale esialgu raske lugeda, kuid väga kasulik üsna mitmes mõttes. Kõigepealt toob see esile Läänemere lainetuse olulise erinevuse avaookeani lainekliimast: Lääne-

merel praktiliselt puudub pika perioodiga ummiklainetus, mis avaookeanil moodustab kõige sagedamini esineva osa lainetuse tingimustest. Analoogilised diagrammid avaookeani jaoks on nõ „kahelehelised“: lisaks joonisel 4 näha olevale „kõrgendikule“ sisaldavad need veel teist sama-sugust kõrgendikku, kus tavalised lainekõrgused on 1–2 m ringis ja perioodid 10–15 s.

Teise olulise momendina näitab joonis 4, et Läänemerele on tüüpilised võrdlemisi järsud lained. Ookeanis esineb üsna harva selliseid olukordi, mida iseloomustavad kõnesoleval diagrammil niinimetatud küllastunud lainetust (Pierson-Moskowitzi spektriga lainetus) kirjeldavast joonest vasakul paiknevad punktid. Seda tüüpi laineid peetakse laevaliiklusele eriti ohtlikeks. Läänemeres on aga taolised olukorrad praktiliselt igapäevased.

Lisaks on joonise 4 alusel võimalik jämedalt hinnata ka ekstreemsetes tormides tekkiva lainetuse kõrguse ja perioodi kombinatsioone. Esitatud pinnad on sisuliselt lainetuse tingimuste empiirilised kahemõõtmelised tõenäosusjaotused. Saadud jaotusel tuleb liikuda kõige sagedamini esinevatele lainetele vastava „kõrgendiku“ harja sihis punktini, mis vastab üks kord etteantud ajavahemiku (nt 50 aastat) jooksul esineda võivale lainetusele. See koht iseloomustab lainekõrguse ja keskmise perioodi kõige tõenäolisemat kombinatsiooni (ja selle kaudu ka lainete järskust) vastavas ekstreemses tormis.

Lainekliima ruumiline muutlikkus

Väheste vaatluspunktide alusel on üsna raske määratleda, millised on lainetuse tingimused erinevatel merealadel. Lainetuse omaduste ruumilise jaotuse kirjeldamiseks tuleb üldiselt appi võtta matemaatiline modelleerimine. Kaasaegsed lainemudelid nagu WAM (Komen jt. 1994) ja SWAN baseeruvad lainete kahemõõtmelise spektri evolutsiooni kirjeldavatel võrranditel. Need arvestavad adekvaatselt peamisi lainevälja kujundavaid faktoreid: rannajoone kuju, põhja topograafiat, tuule kiirust ja suunda erinevatel merealadel ja ajahetkedel, lainete levimist mööda merepinda, lainete omavahelist energiavahetust, lainete osalist murdumist (*whitecapping*), madalasse vette jõudmisel toimuvat lainete ümberkujunemist (*shoaling*), lainete energiakadu vastasmõju tõttu merepõhjaga, murdumist madalas vees, põhja topograafia mõju lainete leviku suunale ning lainete ja statsionaarsete hoovuste koosmõju. SWAN mudel arvestab veel lainete triaadinteraktsioone madalaveelistel aladel.

Põhiline probleem lainetuse modelleerimisel on adekvaatsete tuuleandmete leidmine avamere jaoks. Läänemerele ei ole selliseid üldse olemaski. Ükskõik, mida tuule modelleerijad oma tulemuste kvaliteedi kohta väidavad, on modelleeritud ja mõõdetud lainetuse parameetrid sageli

üsna erinevad. Tugeva tuule mõõtmine avamerel oli vanasti praktiliselt võimatu ja on teataval määral võimalikuks saanud alles satelliitide ajastul. Veel päris hiljuti olid andmed tuule kohta üsna ebatäpsed ka maismaal. Kuni 20. sajandi keskpaigani oli tavaline, et tuule suunda mõõdeti nn. kaheksa või 16 rumbi süsteemis, seega lahtusvõimega suundade järgi 45° või 22,5°. Kuigi kaasaegsete lainemudelite lahtusvõime on märksa parem, enamasti 10–15°, ei ole ajalooliste tuuleandmete kehva kvaliteedi tõttu sellest palju kasu. Alates 1960ndatest aastatest mõõdetakse tuule suunda peamiselt 36 rumbi süsteemis, seega täpsusega 10°. Tuule kiirust mõõdeti kuni sajandivahetuseni pea kogu maailmas sammuga 1 m/s. Kuna tuule keskmine kiirus meie rannikul on 5–6 m/s, on tuuleandmete viga päris suur. Pealegi on rannikul mõõdetud andmete alusel avamerel puhuva tuule omaduste leidmine päris keeruline ja vahel lausa võimatu. Seetõttu tuleb leppida tõsiasjaga, et juba tuuleandmete ebatäpsuse tõttu pole võimalik lainetuse omadusi sajabrotsendilisel taastada.

Erinevate tuuleandmestike võrdlev analüüs näitas, et pikaajaliste lainearvutuste jaoks on mõttekas tarvitada nn. geostroofilise tuule alusel konstrueeritud tuult (Räämet ja Soomere 2010). Geostroofiline tuul peegeldab õhurõhu suuremastaabilise jaotuse tõttu tekkinud õhumasside liikumise mustrit, mis on vaba kohalikest moonutustest. Muidugi pole see lahendus perfektne, kuna suhteliselt väikestel merealadel on tuule ageostroofilise komponendi osatähtsus üsna suur. Oluline moment lainekliima kontekstis on aga see, et nõnda leitud tuule parameetrid on arvatud andmestiku alusel, mille kvaliteet on olnud püsiv paljude aastakümnete jooksul. Teisisõnu, nõnda välditakse tuulemõõtmiste meetoodika ja aparatuuri vahetumise tõttu tekkinud moonutusi.

Geostroofilise tuule alusel rehkendatud 38 aasta keskmise lainekõrguse (LISA joonis 5) mustrid Läänemerel on päris huvitavad. Nimelt, valitsevad Läänemere põhjaosa tugevate tuulte seas edelatuuled ja on igati loogiline, et meie ranniku lähistel ning Botnia mere idaosas on lainetuse intensiivsus suhteliselt suur. Huvitav on aga suhteliselt intensiivse lainetuse esinemine Gotlandist lõunas ja eriti Arkona basseinis. Kuigi geostroofiline tuul on Läänemere edelaosas suhteliselt tugev, on sealne mereala võrdlemisi väike.

Nõnda saadud lainekõrguse võrdlemine ülal kirjeldatud mõõtmiste (eriti Almagrundeti andmestikuga) ja vaatlustega näitab, et mudelarvutused vähendavad pikaajalist keskmist lainekõrgust 15–20% võrra. Formaalselt langevad modelleeritud ja vaadeldud lainekõrguste keskmised Vilsandil ja Pakril täpselt kokku, kuid just nimelt see asjaolu ütleb, et modelleeritud lainekõrgused on alahinnatud. Samas on lainetuse intensiivsuse ruumiline jaotus ning ajalised muutused põhiosas usaldusväärsed. Läänemere avaosas on lained reeglina kaks korda väiksemad kui avaookeanil ning Läänemere

suuremates lahtedes (Botnia meri, Soome laht, Riia laht) veel omakorda kaks korda väiksemad.

Ekstreemsed lained Läänemeres

Poolsuletud merede ja suurte järvede lainekliimale on omane märksa suurem varieeruvus võrreldes ookeanile avatud merealadega. Nii näiteks on aasta keskmine oluline lainekõrgus Tallinna lahe keskosas, ligikaudu Rohuneeme sadama traaversil, üsna tagasihoidlik, vaid 40 sentimeetrit ehk paras põlvekõrgune loksumine. Soome lahe keskosas on aasta keskmine oluline lainekõrgus 60–70 sentimeetri ringis. Samas võib ühes korralikus põhjaloode tormis oluline lainekõrgus Tallinna lahe avaosas tõusta üle 4 meetri ning kõrgeimad üksiklained võivad ulatuda 7 meetrini. Nõnda juhtus tõenäoliselt 15. novembril 2001, mil Helsingi lähistel mõõdeti oluliseks lainekõrguseks 5,2 meetrit.

Ekstreemne lainekõrgus on niisiis ligikaudu kümme korda suurem keskmisest, seega märksa suurem keskmise ja ekstreemse tuule kiiruse erinevusest. Aasta keskmine tuulekiirus on Soome lahel sõltuvalt mõõtekohast 6–8 m/s, kuid tugevas tormis 20–25 m/s. Isegi 2001. aasta novembritormis ulatus kuue tunni keskmine tuulekiirus Soome lahel 23 m/s ja 2005. aasta jaanuaritormis jäi alla 20 m/s. Seega on tugevas tormis tuulekiirus vaid kolm korda suurem aasta keskmisest tuulekiirusest. Sellise erinevuse taga on asjaolu, et lainete kõrgus on sageli võrdeline tuule kiiruse ruuduga. Nõnda erinevad "ekstreemsed" lained tüüpilistest lainetuse tingimustest märksa rohkem võrreldes ülitugevate tuulte erinevusega tava-pärastest.

Kõrgete lainete tekkimiseks peab kõva tuul puhuma suurel merealal pikka aega. Läänemeri on võrdlemisi väike ning meie laiuskraadidel on ka tsüklonid suhteliselt väikesed, mistõttu Läänemere erinevates piirkondades puhub tuul sageli erinevatest suundadest. Seetõttu esinevad väga kõrged lained meie merel päris harva, vaid siis kui mitmed lainetuse tekkimiseks vajalikud tingimused realiseeruvad ühekorraga.

Tormituuled puhuvad meie kandis enamasti edelast või põhjaloodest. Kõrgeimad lained jõuavad seetõttu üldiselt kas Soome edelarannikule (riivates seejuures Saaremaa ja Hiiumaa rannavett) või Poola loode-rannikule, mis on meie huvisfäärist praegu väljas.

Läänemere põhjapoolses osas on seni registreeritud suurim oluline lainekõrgus 7,8 m Almagrundetil Rootsi ranniku lähistel ööl vastu 13. jaanuari 1984. Teistes allikates on nimetatud veel väärtusi 7,3 m ja 7,7 m. Samas tormis registreeriti ka 12,75 m kõrgune üksiklaine. 22. detsembril 2004 fikseeriti Hiiumaa ja Stockholmi vahel avamerel oluline lainekõrgus 7,7 m ja uus üksiklaine kõrguse rekord 14 m. Lainekõrgus üle 7 m on

Läänemerel üsna haruldane. Alates 1978. aastast on seda lisaks märgituile juhtunud veel kahel korral – 1999 detsembris ning viimati 2005. aasta jaanuaritormis. Kõrgeimad lained esinesid lainemõõturitest eemal, Saaremaast edelas, kus esinenud olulist lainekõrgust hinnati hiljem 9,5 m peale. Mõõdetud olulise lainekõrguse maksimumiks jäi “vaid” 7,2 meetrit, mis on viies-kuues tulemus Läänemere kõigi aegade edetabelis. Tõenäoliselt olid lained väga kõrged ka 1993 jaanuaris; siis aga olid mõõteseadmed rivist väljas.

Soome lahes on lained üldiselt märksa madalamad. Möödunud sajandi lõpukümnendil tehtud mõõtmiste alusel prognoositi, et oluline lainekõrgus kord sajanis ei tohiks ületada 4 m. Sajand möödus kiiresti: 2001 novembris registreeriti uueks rekordiks 5,2 m. Eesti põhjaranniku mõõdetud rekord (4,5 m) pärineb 2005. aasta jaanuarist.

Ekstreemsete lainete kõrgusi ja nende esinemise piirkondi võimaldavad hinnata 5% ja 1% tõenäosusega esinevate lainekõrguste kaardid. Mudelarvutused näitavad, et need kaardid on üsna sarnased keskmise lainekõrguse kaartidega. Tõenäosusega 1% (3–4 päeva aastas) esineb meie randade lähistel oluline lainekõrgus 3,5–4 m ringis. Joonisel 4 esitatud kõrgeimate lainete esinemise piirkonnad kattuvad põhijoontes aladega, kus keskmine lainetuse intensiivsus on suhteliselt kõrge. Kui Läänemere avaosa kirdepoolses sektoris oli ülaloodud arutluse põhjal igati loogiline oodata suhteliselt kõrgeid laineid, siis võrdlemisi ootamatu on nii keskmiste kui ka 1% tõenäosusega esinevate lainete maksimum Gotlandi ja Ölandi vahel. Küsitav on ka see, kas Arkona basseinis on tõepoolest lainetus nii intensiivne nagu modelleerimine näitab või ilmnevad seal mudeli ebakõlad. Samas, tuule kiirused on selles piirkonnas suhteliselt suured ning kõrged lained seega loogilised.

Lainekliima muutused viimasel poolsajandil

Nii teadus- kui ka aimekirjanduses on olnud palju juttu kliimamuutustest Läänemere basseinis (BACC 2008). Muutused on üsna vastuolulised. Näiteks on suurenenud tuule keskmine kiirus Läänemere põhjaosas Utö saarel tehtud mõõtmiste alusel. Samuti näitab selget kasvu tuule kiirus Soome lahe põhjaranniku meteojaamades. Seevastu Soome lahe keskel, Kalbadagrundil, ei ole alates 1981. aastast mõõdetud andmetes mingit trendi ning Eesti põhjarannikul on tuule kiirus mitmetes vaatlusjaamades hoopis vähenenud. Sellised vastuolud on maailmas üsna tavalised ning näiteks hiljuti demonstreeriti, et tuule keskmine kiirus USAs on pigem vähenenud.

Lainetuse pikaajalist muutlikkust on selles seoses aga väga vähe vaadeldud. Nagu ülal mainitud, peaks lainetuse intensiivsuse muutus

märksa paremini väljendama tuule omaduste muutust, kuna väga paljudel juhtudel on lainekõrgus võrdeline tuule kiiruse ruuduga. Almagrundeti ja Vilsandi andmestikud näitavad, et viimasel poolsajandil on Läänemere avaosa põhjapoolses sektoris toimunud lainetuse üldise intensiivsuse drastilised muutused (LISA joonis 6). Ligikaudu 50 aasta eest, 1960ndatel ja 1970ndatel aastatel oli aasta keskmine lainekõrgus suhteliselt väike, kuid kasvas kiiresti 1980ndatel ja 1990ndate esimesel poolel ning suurenes 1990ndate keskpaigaks ligikaudu kahekordseks. Sajandivahetusel vähenes aga lainekõrgus veel kiiremini ning aastaks 2005 kahanes 1970ndate tasemele (Soomere ja Zaitseva 2007). Samasugust käiku näitavad Almagrundetil mõõdetud andmed (Broman jt. 2006). Kõige müstilisem on aga see, et selles piirkonnas on tuule keskmine kiirus (Utö saarel tehtud mõõtmiste alusel) järjepidevalt suurenenud. Seega ei pruugi lainetuse intensiivsus keeruka geomeetriaga merealadel järgida muutusi tuule kiiruses. Taolise isepäise käitumise taga võivad olla mitmed asjaolud, mida standardne tuuleinfo (tuule suund ja kiirus teatavatel ajahetkedel) ei peegelda, näiteks tormide suuruse või kestvuse muutumine.

Sellised drastilised ning samaaegsed lainetuse intensiivsuste muutused Läänemere põhjaosa ida- ja läänerannal välistavad lihtsad põhjused, näiteks tuule suuna muutuse, nende võimaliku põhjusena. Kui ainult tuule suund oleks muutunud, näiteks pöördunud rohkem lääne poole, oleks lainekõrguse suurenemisega mere idarannikul pidanud kaasnema vähenemine läänerrannikul. Seega pidid aset leidma mingid teistsugused muutused, mis mõjutasid kogu Läänemere avaosa põhjapoolset sektorit. Võtme selliste muutuste jaoks andsid Ain Kulli (2005) ja Jaak Jaaguse (2009) analüüsid tuuleroosi muutuste kohta Eestimaa eri paigus. Viimase 40 aasta jooksul on järjepidevalt suurenenud edelatuulte osakaal, sh. lõuna- ja läänetuulte arvel. Pilk Läänemere kaardile ütleb kohe, et sellist tüüpi muutus põhjustab tõenäoliselt lainetuse intensiivsuse suurenemist kogu mere põhjaosas.

Kirjeldatud muutuste korral peaks aga Eesti põhjarannik jääma üha enam tuulevarju ning oleks loogiline oodata, et sealkandis lainetuse intensiivsus väheneks. Kahjuks lõppesid lainetuse vaatlused Pakril 1985. aastal, mil muutused Vilsandi ja Almagrundetil alles algasid. Seetõttu on ainsaks pidepunktiks Narva-Jõesuu andmestik, mis näitab tõepoolest lainetuse intensiivsuse järjepidevat kahanemist viimastel aastakümnetel. Osalt võib see olla muidugi tingitud jääkate kestvuse muutumisest, kuid on igati loogiline, et tuule suuna süstemaatiline muutus kajastub meie põhjaranniku lainetuses.

Aasta keskmise lainekõrguse aegread Vilsandil, Pakril ja Narva-Jõesuus sisaldavad veel üht äärmiselt huvitavat momenti. Nimelt on kõigis kolmes kohas vaatluste algusest kuni 1986. aastani lainekõrguse lühiajaline muutlikkus (1–3 aastat) kenasti sünkroonis: kõigis kohtades esinevad

korraga suhteliselt tormised või siis suhteliselt vaiksed aastad. Seevastu alates 1987. aastast vastavad tormistele aastatele Vilsandil vaiksed aastad Narva-Jõesuus ja vastupidi (LISA joonis 6). Selline võrdlemisi ebatavaline muutus lainetuse tingimuste sünkroonsuses viitab mingile olulisele nihkele Läänemere tormide süsteemis, mis leidis aset vaid kahe-kolme aastaga. (Teoreetiliselt on muidugi võimalik, et visuaalsete vaatluste kvaliteet langes just neil aastail ning täpselt samal ajal läksid rikki ka Alnagrunzeti mõõteseadmed, kuid selline versioon ei ole tõsiseltvõetav).

Vilsandi ja Almagrunzeti andmete võrdlemine visuaalsete vaatlustega Leedu rannikul andis veel ühe üllatuse: Leedus ei toimunud aastail 1993–2005 praktiliselt üldse mingeid pikaajalisi lainetuse intensiivsuse muutusi. Seevastu just aastatel 2006–2008 (mil Vilsandil lainekõrgus oli suhteliselt madal), suurenes lainetuse intensiivsus Leedu vaatlusjaamades märgatavalt.

Muutuste ruumiline muster

Põnevad momendid jätkuvad lainekliima muutuste ruumilise mustril analüüsil. Modelleeritud keskmise lainekõrguse muutused (LISA joonis 7) näitavad, et lainetuse parameetrid varieeruvad suhteliselt kõrge intensiivsusega lainete piirkondades. Arkona basseinis mere lõunaosas kasvab lainekõrgus järjepidevalt, mis on kooskõlas asjaoluga, et Läänemere lõunaosas tuulekiirus samuti kasvab. Meie rannavetes ei ole aga toimunud, vähemalt kasutusel olnud tuuleinformatsiooni alusel, mingeid olulisi muutusi. Lainekõrgus on ainult veidi suurenenud Kuramaa ranniku lähistel ja Saaremaast läänes ning edelas. Seevastu Gotlandi ja Ölandi vahel on lainetuse intensiivsus drastiliselt kahanenud – pikaajalisest keskmisest kohati enam kui 10% võrra.

Analoogiline muutuste muster tuleb nähtavale ka 1% tõenäosusega esinevate lainete jaoks. Siiski pole keskmise ja ekstreemse lainekõrguse muutumise kaardid identsed. Mitmetes kohtades keskmine lainekõrgus väheneb, kuid ekstreemsed lainekõrgused suurenevad.

Lainekliima muutuste keerukad mustrid on tavaliselt iseloomulikud väga suurtele merealadele. Nõnda on täheldatud, et Atlandi ookeani mõnedes piirkondades on lainekõrgused kasvanud ning teistes kohtades kahanenud. Läänemeri on suhteliselt väike ning tormid haaravad sageli enam-vähem kogu mere avaosa. Seetõttu on lainetuse spetsialistide seas vaikimisi eeldatud, et vähemalt mere avaosa erinevates piirkondades toimuvad lainekliima muutused enam-vähem sünkroonselt. Muidugi arvestati võimalusega, et näiteks tuule suuna süstemaatiliste muutuste korral mere ühes servas lainekõrgused ja perioodid kasvavad ning teises servas kahanevad. LISA joonisel 7 esitatud muutuste muster on märksa rikkama

struktuuriga ning on ilmselt seotud palju keerukamate muutustega tormide omadustes.

LISA jooniste 6 ja 7 võrdlus näitab, et niigi kõrged lained muutuvad mõnes kohas tõenäoliselt veel kõrgemaks, kuid mõnes muus ajalooliselt kõrgete lainetega täidetud piirkonnas võib lainekõrgus hoopis oluliselt kahaneda. Kuna Ölandi ja Gotlandi rannikuid on peetud Rootsi seisukohalt kõige perspektiivsemateks laineenergia kasutamise kohtadeks, võib lainekõrguse kahanemine sealkandis olla alternatiivenergiaallikate arendajatele võrdlemisi ebamugav.

Tähelepanelikul lugejal on kindlasti tekkinud küsimus, miks taolisi suuri lainetuse omaduste variatsioone erinevates randades pole varem tähele pandud. Oma osa on siin kindlasti asjaolul, et kaasaegsed lainetuse mõõteseadmed võeti Läänemerele kasutusele alles paarikümne aasta eest. Visuaalset lainetuse omaduste hindamist on sageli seostatud suurte määramatuste ja võimalike mõõtmisvigadega. Viimastel aastatel läbi viidud võrdlused on siiski näidanud, et visuaalsete vaatluste alusel leitud lainete statistika klappib päris kenasti mõõtmistulemustega. Samuti on palju kordi rõhutatud, et Eesti liivarandade evolutsioon kiirenes 1990ndatel märgatavalt võrreldes varasemate aastakümentega.

Märksa olulisem moment on aga see, et saatuse irooniana paiknevad kõik need Läänemere idaranniku lainetuse vaatluskohad, mille andmestik on teadlastele kättesaadav (Narva-Jõesuu, Pakri, Vilsandi ning Leedu vaatluspunktid, samuti Almagrundet) kohtades, kus modelleeritud lainekõrguse muutused on väga väikesed. Seetõttu on igati loogiline, et viimastel aastatel tehtud uuringutes, milles on kasutatud nendes kohtades tehtud vaatlusi võrdlusmaterjalina, ei tuvastatud olulisi lainekliima muutusi. Nõnda osutub meie oma väike Läänemeri järjekordselt keerukamaks kui oleme osanud arvata ning pakub hulgaliselt üllatusi neile, kes oskavad ja viitsivad tähelepanelikult merel toimuvat jälgida.

Tänuavaldus

Autor on tänulik dr. Andrus Räämetile, kelle doktoriväitekirjast pärinevad mitmed esitatud ideed ning kes koostas suure osa joonistest ning Inga Zaitseva-Pärnastele ja Olga Tribštokile, kes digiteerisid ajaloolised laineandmed Eesti ranniku vaatlusjaamadest.

Kasutatud kirjandus

Jaagus J. 2009. Pikaajalised muutused tuule suundade korduvuses Eesti läänerrannikul. Tallinna Ülikooli Ökoloogia Instituut, Publikatsioonid, 11, 11–24.

- Kull A. 2005. Relationship between interannual variation of wind direction and wind speed. *Publicationes Instituti Geographici Universitatis Tartuensis*, 97, 62–73.
- Sverdrup H.U. ja Munk W.H. 1947. Wind, sea and swell. Theory of relations for forecasting. U.S. Navy Hydrographic Office, Washington, Pub. 601, 44 lk.
- Räämet A. 2010. Spatio-temporal variability of the Baltic Sea wave fields, Doktoriväitekiri. Tallinna Tehnikaülikool.
- Räämet A. ja Soomere T. 2010. The wave climate and its seasonal variability in the northeastern Baltic Sea. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 59, 100–113.
- Soomere T. 2007. Lainetav Läänemeri Eesti teadlaste pilgu läbi. Teadusmõte Eestis (IV), Tehnikateadused (II), Eesti Teaduste Akadeemia, Tallinn, 133–142.
- Soomere T. 2008. Extremes and decadal variations of the northern Baltic Sea wave conditions. Rmt: Pelinovsky E. ja Kharif Ch. (toim.) Extreme ocean waves. Springer, 139–157.
- Soomere T., Zaitseva-Pärnaste I. ja Räämet A. 2011. Variations in wave conditions in Estonian coastal waters from weekly to decadal scales. *Boreal Environment Research* 16, ilmub jaanuaris 2011.

Tarmo Soomere (tarmo.soomere@cs.ioc.ee) TTÜ Küberneetika Instituut, Akadeemia tee 21, 12618, Tallinn.

Mitmekesise elu jäljed Paleoproterosoikumi setetes Karjalas, Venemaal

Vladimir Makarihhin ja Ülo Sõstra

Sissejuhatuseks

Planeet Maa vanuseks hindavad teadlased umbes 4,5 mld aastat, mis on suhteliselt lähedane kogu meie Päikesesüsteemi vanusele. Selle erakordselt pika aja jooksul toimusid Maal, nagu teistelgi planeetidel, mitmesugused muutused, mis erinevad kõigist järgnevatest ning on suure kestuse ja mõjuga järgnevate protsesside arengule. Vaid suhteliselt lühikene ajavahemik, pisut enam kui viissada miljonit aastat, on aeg, kus sette-kivimites esineb hulgaliselt erivanuseliste loomade ja taimede kivistunud jäänused. Nende uurimine andis võimaluse jaotada Faneroosoikum ajalisteks vahemikeks, mis selgelt näitavad orgaanilise maailma suunatud arengut. Elusorganismid muutusid järjest keerulisemaks, samal ajal suurenes nende mitmekesisus.

Sellist mitmekesist elu ei olnud meie planeedil veel Ürg- ja Agueoonis. Kuidas aga nägid välja praegu siin elevate loomade ja taimede kõige vanimad esivanemad? Lähimaks alaks Eestile, kus paljanduvad Euroopa vanimad kivimid, on Karjala Vabariik Vene Föderatsiooni koosseisus ja Soome idaosa. Juba 20. sajandi alguses avastati vanimate kivimite uurimisel mitmesuguseid problemaatilisi moodustisi, mis esinesid ainult 3,5 kuni 0,6 mld aasta vanustes kivimites. Kõige sagedamini kohati neid lubja- või dolokivi kihtides, harvem ränirikastes ja fosforiidi setetes. „Need moodustised on omamoodi lainelised–kihilised, koonusekujulised, kupli-taolised, peaaegu silindrilised või mõnda teist kuju ehitised, nad paiknevad isoleeritult või on koosluses teiste analoogsete ehitistega ja nad said üldise nimetuse stromatoliidid” (Kalkowsky 1908).

Karjala geoloogilise ehituse põhijooni

Karjala Vabariik (pindala 172,4 tuhat km²) asub Venemaa loodeosas ja piirneb läänest Soomega. Karjala hõlmab Fennoskandia kilbi kaguosa, mis on esindatud peamiselt kurrutatud metamorfsete Arhaikumi ja Proterosoikumi kivimitega. Laadoga ja Äänisjärve vahelisele alale ning Andoma kõrgendikule levib Neoproterosoikumi Ediacara (Vendi kompleks) – Paleosoikumi platvormilise katte loodeäär, Vendi, Devoni ja Karboni sette-kivimitega (Sõstra 2003a).

Karjala aluspõhja ehitus koosneb kolmest peamisest loodekagusuunalisest struktuurist, mis on oma ehituses säilitanud ligi 4 mld aasta vanuse keerulise ja mitmekülgse geoloogilise ning tektoonilise arenguloo. Keskmine ja suurim neist on Karjala kraaton, mille pikkus maapinnal paljanduv osas on 650 km ja laius kuni 300 km, kraatoni kagupoolne ots sukeldub platvormi ääre alla. Karjala kraatoni külge liitus Neoarhaikumis, umbes 2,9 mld aastat tagasi, kirdest kitsas 50 kuni 150 km lai ja üle 500 km pikk Valgemere kurrutusvöönd, mida iseloomustab erakordselt tugev piirkondlik metamorfism, tingimused ulatusid kõrgerõhulise granuliitse faatsieseni, ja keeruline mitmekordne kurrutus. Laia levikuga on siin migmatiidid ja süvakivimid, ultraaluselistest kuni happelisteni. Paleoproterosoikumi pealiskorrast on Valgemere kurrutusvööndis pikaajalisel erosioonil säilinud väikeste sünkliinide reliktid vahetus kontaktivööndis (Sõstra 2003b).

Edelapiiril toimus hoopis teisesuunaline kollisioon, siin suruti Svekofennia kurrutusala, mis hõlmab suure osa Soomest, Rootsist ja kogu Eesti kristalse aluskorra, vastu kraatoni äärt ning kasvas sellega kokku ajavahemikus 1,95–1,80 mld aastat tagasi. Kurrutusala on esindatud peamiselt gneisside, granuliitide ja migmatiitidega. Ainult kontaktivööndis Karjala kraatoniga on graniit-gneisside kuplite vahel säilinud nõrga metamorfismiga Paleoproterosoikumi vulkaaniliste laavade lasundid, karbonaatsed ja flüüisetted. Neis setetes on kohati teada mitmesuguseid fütoliite (taimsete organismide kivistunud elutegevuse jälgi). Pikaajalise erosiooniga, alates Svekofennia mägede tekkest 1,88 mld aastat tagasi kuni 0,6 mld aastat tagasi, millal Fennoskandia kilbi äärealal hakkas moodustuma platvormiline kate, oli ära kulutatud enam kui 15 km paksune maakoore ülemine kiht (Vaasjoki jt. 2005).

Karjala kraaton, pindala 175 000 km², on suurim kahekorruselise ehitusega antiklinalne struktuur Fennoskandia kilbi idaosas. Vanima alumise korruse moodustavad Paleoarhaikumi graniit-gneisside ja migmatiitide väljad, mida lõikavad Meso- ja Neoarhaikumi pikad ning kitsad rohekiltade vööndid. Seda katab vulkaanilistest ja settekivimitest koosnev Paleoproterosoikumi pealiskord, mis moodustab ülemise korruse ning katab sügavalt kulutatud Arhaikumi kivimeid suure regionaalse põiksuse ja settelüngaga. Pealiskord on tekkinud ajavahemikus 2500–1600 mln aastat ja koosneb kuuest erineva vanusega sette- ja vulkaaniliste kivimite lasundist. Igähele neist vastab regionaalses stratigraafilises skeemis (Sokolov 1984, 1987) superhorisont (ajaliselt lähedaste erinevate setteliste ja vulkaaniliste kihtide kompleks), mis on saanud nimetused kunagi Karjalas elanud hõimude järgi: Vepsium, Kaleevium, Lüdikoovium, Jatuulium, Sarioolium ja Suumium. Superhorisontide vahel esineb samuti regionaalseid põiksusi. Svekofennia kurrutus oli Karjala kraatonil

suhteliselt nõrk, nagu ka metamorfism, seepärast on kivimites hästi säilinud nende esmased struktuurid, tekstuurid ja ka orgaanilise elu jäljed – fütoliidid, eriti karbonaatsetes kivimites. Karbonaatsete setete moodustumist soosis Baltika ürgmandri ekvaatorilähedane asend Paleoproterosoikumis 2400–1900 mln aastat tagasi (Mertanen ja Pesonen 2005).

Rahvusvaheline Stratigraafia Komisjon otsustas 2004. aastal jagada Paleoproterosoikum neljaks osaks (noorimast vanemani): Statherian, Orosirian, Rhyacian ja Siderian. Ilma küllaldase arvu isotoopsete määranguteta seda jaotust Karjala 6 superhorisondi jaoks kasutada praegu ei saa. Selle ülesande peavad lahendama järgmise põlvkonna geoloogid. Antud artiklis käsitleme neid superhorisonte, nagu seda on traditsiooniliselt tehtud. Paleoproterosoikumi kivimid katavad umbes 25–30% kraatoni territooriumist. Enam säilinud on pealiskorra avatud ja kokkusurutud sünkliinaalide tuumad kraatoni kesk- ja lõunaosas ning ümbritsevas vööndis.

Vepsiumi kvartsiidid, liivakivid, graveliidid, aleuroliidid, konglomeraadid koos harvade vulkaaniliste kihtidega ja üksikute, kuni 200m paksuste sillidega on noorimad Paleoproterosoikumi kivimid Karjalas. Lasundi üldpaksus on kuni 2 km ja see paljandub vaid Äänisjärve kaldal, Lääne-Oneega sünkliinaalis. Vulkaaniliste kivimite vanuseks on saadud 1,77 mld aastat (Sokolov 1987).

Kaleevium on piiratud levikuga Oneega sünkliinooriumi keskosas ja väga laialt levinud Svekofennia kurrutusala kirdeosas, kus superhorisondi paksus võib olla kuni 2–2,5 km. Kaleeviumi vanuseks on saadud Soomes ligilähedaselt ajavahemik 1870-1970 mln aastat (Laajoki 2005). Kivimitest on levinud tuff-liivakivid, tuff-aleuroliidid, kildad ja liivakivid, iseloomulik on vulkaanilise materjali esinemine kivimites.

Lüdkoovium on esindatud hallide shungiitisisaldavate tuffide, dolokivide ja kiltadega, liivakivide ja kiltadega, mis sisaldavad pikriit-basaltide ja basaltide sille ning vahekihte. Lasundi kogupaksus on kuni 650 m, kuid Kesk-Karjalas jääb tavaliselt 350–450 m piiridesse. Vulkaanilised kivimid on valdavalt superhorisondi ülaosas. Sel ajal tekkis Arhaikumi aluskorras rift Soomes Jormua piirkonnas. Sellest piirkonnast on teada täielik ofioliitide läbilõige, vanusega 1,95 mld aastat (Peltonen 2005).

Jatuulium jaguneb 3 osaks, Alam-, Kesk- ja Ülem-Jatuuliumiks, neist kaks alumist lõpevad basaltidega, kõige ülemine koosneb vaid sette-kivimitest. Valdavad kvartsiidid, kvartsiit-liivakivid, graveliidid, arkoosid, dolokivid, mis, sageli on hematidi lisandi tõttu kirjuvärvilised ja punased ning dolomiitse tsemendiga liivakivid. Jatuuliumi kivimites on leitud hulgaliselt mitmesuguseid fütoliite. 2008. aasta suvel puuriti 3,5 km sügavune puurauk läbi kogu Oneega sünkliinooriumi keskosa Paleoproterosoikumi lasundi kuni graniitse aluskorrani. Puurauguga avastati mitmesaja meetri paksune kivisoola lasund kipsi lisandiga. See näitab, et

juba sel ajal oli meri küllalt soolane, et maailmamerest eraldunud lahtedes võisid tekkida soolalasadid. Jatuuliumi kivimite vanuseks hinnatakse 2300–2060 mln aastat (Laajoki 2005).

Sarioolium koosneb peamiselt vulkaanilise päritoluga konglo-meraatidest ja andesiit-basaltse koostisega vulkaniitidest, harvem esinevad ka liivakivid ja ainult üksikutes kohtades (näiteks Kukasozero piirkonnas) suhteliselt puhtad kvartsiidid. Üldpaksus võib kohati ulatuda 800 meetrini, kivimite vanus jääb ajavahemikku 2440–2350 mln aastat.

Vanimateks Paleoproterosoikumi kivimiteks on **Suumiumi** tuff-konglomeraadid, plagio-porfüürid, kvarts-porfüürid, mis on enam levinud Karjala kraatoni põhja- ja kirdepiiril. Nende vulkaniitidega ühevanusteks süväkivimiteks on Nuoruneni-tüüpi graniidid, mille vanuseks on saadud 2,45 mld aastat (Buiko jt. 1995). Sariooliumi ja Suumiumi superhorisondist ei ole siiani elutegevuse jälgi leitud.

Elutegevuse jäljed Eelkambriumi kivimites Karjalas

Enne kui alustada paleontoloogiliste objektide kirjeldust Karjala Paleoproterosoikumis, on vaja anda ülevaade terminitest, mida kasutatakse vastavate objektide kirjeldamisel Eelkambriumi kivimites. Osa neist võib olla mõnevõrra teise tähendusega, kui Fanerosoikumis, sest nende uurimisega tegelevad hoopis teise ettevalmistuse ja kogemustega inimesed.

Akritarhid on mikroskoopilised, enamasti sfäärilised orgaanilised kestad. Arvatakse, et enamus akritarhe on üherakuliste planktilistele vetikate puhkestaadiumid ehk tsüstid.

Biohermid on künka või kühmu taolised moodustised, millel on selged külgmised piirid ja mis on orgaanilise tekkega või koosneb orgaanilistest jäänustest.

Boliit orgaanilise tekkega või orgaanilistest jäänustest koosnev kivim, st biogeenne.

Biostroomid on plaatjad kehad, mis on moodustunud mingitest kivististest

Fütogeenne moodustis on taimetekkeline või taimse päritoluga sete, kivim või boliit.

Nende hulka kuuluvad ka stromatoliidid ja onkoliidid.

Fütoliit on tekkinud taimede elutegevuse tagajärjel või koosneb taimsetest jäänustest, näiteks fütogeensed kivimid.

Onkoliidid on ümmargused, põhja külge kinnitamata fütogeensed, moodustised, mis liiguvad vabalt mööda veekogu põhja või on vees hõljuvas olekus.

Paleontoloogilised objektid on kõik kivimites leiduvad organismide (taimed, loomad, bakterid ja muud problemaatilised objektid) jäänused, nende elutegevuse jäljed või produktid.

Paralleelfütoonilised dolomiidid on kivimid, mille koostisest üle poole jääb stromatoliitide arvele, st nad on kivimimoodustajad.

Stromatoliidid on primitiivsete vetikate ja/või bakterite elutegevuse tagajärjel moodustunud kihi- või läätsetaolised (näiteks *Stratiformis*), muguljad, kühmu- või pätsitaolised (näiteks *Colleniella*), sammasjad (näiteks *Sundosia*) või ebakorrapärased moodustised. Kõigile stromatoliitidele on iseloomulik laminaarne struktuur, mis väljendab sesoonset orgaanilise materjali vohamist ja mattumist.

Lühikene Karjala paleontoloogiliste uuringute ajalugu

Paleontoloogiliste uuringute ajalugu sai Karjalas alguse 19. sajandi keskel, kui tuntud Peterburi geoloog P.A. Puzõrevski (1866) võrdles Laadogaäärsetes settekivimites leitud fütoliitide varem Kanadas kirjeldatud *Eozoon canadense* Daus kirjeldusega. See võimaldas Laadoga ümbruse kivimeid lugeda Eelkambriumisse kuuluvateks. Varem oli tehtud palju katseid korreleerida Karjala settekivimeid Paleosoikumi läbilõigetega.

Oluliseks etapiks paleontoloogilistes uuringutes oli soome geoloogi A. Metzgeri (1924) orgaanilise päritoluga *Carelozoon jatulicum* Metz. kirjelduse avaldamine. Hilisemad uuringud kinnitasid objekti kuuluvust stromatoliitide rühma.

Mitmeid Jatuuliumi paljandeid külastas 1937. aastal V.N. Rjabinin, et selgitada neis leiduvate fütoliitide olemust (Rjabinin 1941). Uuringud kinnitasid objektide vetikalist päritolu. Möödunud sajandi 50.-60. aastatel tegeles pikka aega Jatuuliumi läbilõike ja fütoliitide uurimisega V.A. Sokolov (1963) ja mõnda aega ka R.V. Butin (1959).

Mahuka üldistava monograafia „Karjala Alam-Proterosoikumi fütoliidid“, avaldas V.V. Makrihhin koos G.M. Kononovaga (1983), mis annab hea ülevaate nii paleontoloogilistest objektidest kui ka nende kasutamise võimalustest vanade Eelkambriumi kivimite stratigraafiliste läbilõigete korreleerimisel.

Elutegevuse jäljed Karjala Jatuuliumi 2,3–2,05 mld aasta vanustes kivimites

Vanimad teadaolevad fütoliidid on leitud Karjala **Alam-Jatuuliumi** settekivimitest, nende kõige alumised kihid (15 m) koosnevad jämedateralistest põimkihilistest kvartsiitidest ja aleuroliitidest, milles esineb dolokivide läätsi. Kesk-Karjalas on neis läätsedes leitud

probleemseid stromatoliite *Calevia* (?) sp. ja mitut liiki akritarhe: *Protosphaeridium* sp., *P. densum* Tim., *Protosphaeridiosic* Tim., *Trematosphaeridium* sp., *Pterospermopsimorpha* sp., *Stictosphaeridium* sp. Laadogaäärsetes kivimites on teada vaid probleemsed hieroglüüfid, siin on settekivimite paksus 350 m ja nende peal lasuvad aluselised laavad liivakivide, hematiitiga tuff-graveliitide, tuff-aleuroliitide ja tuff-liivakividega, mille üldpaksus kõigub 20–250 m vahel.

Kesk-Jatuuliumi settekivimite paksus on Laadoga vööndis kuni 240 m, Kesk-Karjalas vaid 155 m ja Loode-Karjalas – 345 kuni 480 m. Kõige enam paleontoloogilisi objekte on leitud Kesk-Karjalas, eriti Oneega sünkliinoriumi läänenõlval, kus lubja- ja dolokivides on välja eraldatud 3 fütoliitidega kihti (alt üles): **Sundozero, Raiguba ja Pjälozero kihid.** Nende alla jäävas 60 m paksuses lasundis vahelduvad karbonaatsed setted liivakivide ja aleuroliitidega. Siin on teada vaid probleemsed ümmargused moodustised (mikrofütoliidid?), probleemsed muguljad ja tulpjad stromatoliidid.

Sundozero kiht (15 m) koosneb lainelistest-kihilistest dolokividest ning dolomiitse tsemendiga liivakividest ja aleuroliitidest. Neis on leitud stromatoliite *Nucleophyton confertum* Mak. (LISA joonis 1) ja mikrofütoliite *Osagia genulna* G. Kon. Viimaste moodustiste pealispind on piiriks järgmisele **Raiguba kihile**, mis koosneb kirjuvärvilistest dolokividest ja hematiidiga aleuroliitidest. Kihi paksus on 11–12 m. Kihi allosas punastes ja roosades dolokivides esineb massiliselt stromatoliite, mis sageli moodustavad läätsi ja nõrgalt lainelisi biostroome ning mille fragmendid moodustavad mõnikord suhteliselt madalaid kuplitaolisi bioherme. Stromatoliitide vertikaalses paigutuses täheldatakse teatud seaduspärasust. Kihi kõige alumiseks, mõnikord ülemiseks piiriks on võetud stromatoliitidega dolokivi vahekiht, kus esinevad massiliselt ebakorrapärase kujuga tulpjaid *Carelozoon metzgerii* Mak. Nende paljandite pealispind on aukliku ehitusega. Stromatoliidid moodustavad kuplikujulisi bioherme ja küllalt pikki biostroome, mida jälgiti kuni 300 m ulatuses, kuigi kihi paksus paljandis oli ainult 0,7 m. Kihi ülemises osas ilmuvad läätsekujuliste laikudena juba uued stromatoliidid, *Sundosia mira* (But.). Neid vahetavad välja läbilõikes ülespool olevas kihis stromatoliidid *Parallelophyton raigubicum* Mak. Kiht nende stromatoliitsete dolomiitidega on 40 cm paks ja oli pidevalt jälgitav kuni 400 m kaugusele. Stromatoliitidega läbilõike osa moodustab kihi 6–8 m kogupaksusest 1,5 m. Raiguba kiht lõpeb hematiitsete-savikate aleuroliitidega, mis oma lilla värvi tõttu on kergesti eristatavad paljandis ja on heaks markeerivaks kihiks. Kivimid ise on kildastunud.

Pjälozero kihi paksus on 50 m, selle stratotüüp paljandub Pjälozero järve idakaldal. Kiht on esindatud dolokivide, lubjakivide, liivakate

karbonaatsete kivimitega ja dolomiitse tsemendiga liivakividega. Kihhi läbilõige algab (alt üles) stromatoliitidega *Carelozoon jatulicum* Metz. (1,2 m). Järgmine 1,2 m on ilma paleontoloogiliste leidudeta, seejärel 15 m paksuse kihhi alumisel piiril on 60 cm paksune vahekiht, mis sisaldab *Colleniella palica* Mak. moodustisi. Järgmine 5 m paksune dolokivide lasund sisaldab kihilisi kuplilaadseid moodustisi, mille läbimõõt on kuni 35 cm ja kõrgus 50 cm. Selle peal olev lasund (5 m) sisaldab suuri tulpsid stromatoliite *Colonnella carelica* Mak. (LISA joonis 2). Nende peal olevas 2 m paksuses vahekihis on teada mingid muguljad moodustised, mida täpsemalt määrata ei ole olnud võimalik. Nende peal on 4,5 m paksune dolokivide konglomeraat-bretša, mille ülemises osas on umbes 30 cm paksune lääts suurte onkoliitidega *Palia septentrionalis* But. Ülalpool jätkuvad heledad hallid ja hele-hallid dolokivid (2,0 m), kus esineb probleemseid muguljaid moodustisi, mis sarnanevad *Colleniella palica* Mak. Järgmine vahekiht (1,5 m) sisaldab massiliselt stromatoliite *Carelozoon jatulicum* Metz. Kõige ülemine 6 m paksune lasund sisaldab muguljaid moodustisi, mis on väga sarnased *Colleniella palica* Mak. Selle lasundi piir on ka Pjälözero kihhi ülemiseks piiriks.

Pjälözero kihiga on võrreldav 50 m paksune dolokivide läbilõige otse Kesk-Jatuuliumi diabaaside all Sundozero järve Kapteni-lahe läänekaldal, 20 km Pjälözerost põhja poole. Siin küll ei moodusta stromatoliidid *Carelozoon jatulicum* Metz. biostroome, kuid dolokivides on veel leitud stromatoliite *Parallelophyton strictum* Mak., *Colleniella sp.*, *Stratifera sp.*

Sellele stratigraafilisele tasemele vastavad tõenäoliselt karbonaatsete kivimite paljandid Suojärve sünkliinaalis, kus A. Metzgeri poolt (1924) olid esmakordselt kirjeldatud Karjala stromatoliidid (kuni 1940. aasta Talvesõjani kuulus see territoorium Soomele).

Palju ühiseid jooni Pjälözero kihiga omab mõnevõrra teistsuguse stromatoliitide kooslusega karbonaatsete kivimite läbilõige Väike-Jänisjärvi idakaldal. Siin, Soanjoki jõe keskjooksul, Prolanvaara talu piirkonnas lasuvad Alam-Jatuuliumi kvarts-liivakivide peal umbes 27 m paksune dolomiitsed konglomeraat-bretšad, dolomiitsed graveliidid ja liivakad dolokivid, millel lasub võrreldav läbilõige. Selle alumise osa (3,5-4,0 m) moodustavad dolokivid, mille alumisel piiril esinevad stromatoliitide *Stratifera janisjarvica* Mak. ja *Omachtenia kintsiensis* Mak. biostroomid ning ülemise osa roosad dolokivid.

Ülem-Jatuuliumis on kõige rohkem Karjalas uuritud fütoliite (Makarihin ja Kononova 1983). Teadaolevate stromatoliitide koosluste ja litoloogiliste tunnuste järgi eraldatakse siin välja kaks kihti: **Olenjeostrovi ja Ruokaguba kihid.**

Olenjeostrovi kihile on stratotüübiks karbonaatsete kivimite läbilõige Lõuna-Olenje saarel Äänisjärves, kuulsast Kiži saarest 12 km ida poole.

Läbilõige on avatud paljude vanade karjääridega peaaegu kogu paksuses (70 m) ja praktiliselt kogu läbilõige sisaldab mitmesuguseid paleontoloogilisi objekte. Sellist fütogeensete ehitiste rikkust ei ole Paleoproterosoikumis siiani teada kusagil mujal maailmas. Ainsaks läbilõike puuduseks võib lugeda seda, et paljandites ei ole kihi ülemine ja alumine piir selgelt väljendunud. Mõte eraldada Ülem-Jatuuliumis välja markeeriv kiht, mis sisaldab vetikate jäänuseid, oli välja öeldud juba R.V. Butini poolt (1959), kuid tol ajal puudusid üldised stratigraafilised skeemid Karjala kohta.

Läbilõige (alt üles) on järgmine:

2 m – purddolokivid, ülemises osas ränirikas dolokivi, neis on neerukujulised moodustised *Calevia olenica* (Rjab.) ja esimeste stromatoliitide *Butinella sp.* tulbakesed.

4 m – ränirikad hallid dolokivid, neis valgete ja roosade marmoritaoliste lubjakivide vahekihte, läätsi, kuplitaolisi kehasid, štokke, kus on leitud massiliselt stromatoliite *Butinella sp.*, *B. boreale* Mak., *Calevia olenica* (Rjab.), *Stratifiersa ordinata* Mak., onkoliite *Radiosus ignobilis* G.Kon., *Asterosphaeroides olenicus* G.Kon. Stromatoliitide kihid on tavaliselt keemiliselt hästi puhtad dolokivid ja onkoliidid esinevad enam ränirikastes kohtades.

6 m – stromatoliit-dolokivid, kus eelmises kihis nimetatud paleontoloogiliste objektide kõrval esinevad haruldased probleemsed objektid *Olenia rasmus* But. ja *Radiosus ignotus* G.Kon.

5 m – hallid dolokivid, mis suures osas koosnevad stromatoliitidest *Butinella digitus* Mak., *Calevia olenica* (Rjab.), *Stratifiersa s.a.* ja väikestest *Radiosus sp.* kogumitest. On teada mõned probleemsed leiud.

4–5 m – onkoliit-stromatoliit dolokivid, kuni 50% orgaanilised objektid, valdavad stromatoliidid *Butinella sp.*, *B. ambigua* Mak., *Calevia olenica* (Rjab.), *Stratifiersa oridinata* Mak. ja onkoliidid *Jatuliana furcata* Korde, *Protorivularia onega* But., *Osagia oleniella* G.Kon., massilised *Radiosus sp.* kuhjed ja *Radiosus dualis* G.Kon.

3 m – savikad dolokivid, neis kihilised-muguljad stromatoliitide ehitised *Paniscollenia clivosa* Mak., mõned *Stratifiersa* fütoliidid ja onkoliidid *Protorivularia sp.*, *Jatuliana sp.*

3 m – plaatjad dolokivid. Suurearvulised onkoliiditaoliste stromatoliitide tulbakeste kogumid *Klimetia marginata* Mak., *K. torosa* Mak. Nendes moodustistes on leitud vetikate rakulisi jäänuseid *Kareliana zonata* Korde. Kohati esinevad isoleeritud *Stratifiersa sp.* moodustised.

8 m – alumises osas kollakad-roosakad kihilised, ülemises – massiivsed hallid dolokivid.

10 m – roosakad-hallid dolokivid, kohati sisaldavad haruldasi probleemseid moodustisi, mis meenutavad *Collenia* ja *Stratifera*.

2 m – kvarts-liivakivi

17 m – kõige ülemised pursed dolokivid, ülaosas suured kuplitaolised biogeensed ehitised, milles on koostisosadena neerukujulised stromatoliidid *Calevia olenica* (Rjab.).

Ruokaguba kivi stratotiübiks on Sundozero järve Ruokaguba lahe lõpus olev 7 m paksune dolokivide lasund, mis sisaldab massiliselt paleontoloogilisi objekte. Lasundi alumises osas on tavalised muguljad stromatoliitsed moodustised *Calevia ruokanensis* Mak., keskosas – massiliselt aktiivselt hargnevaid stromatoliitide tulbakesi *Djülmekella sundica* Mak. Nematid moodustavad õhukesi, kuid ulatuslikke biostroome, mis kohati esinevad väikeste biohermidena.

Ülem-Jatuuliumi paleontoloogilisi objekte on teada ka Põhja-Karjalas, kus Sovajärve ümbruses Paanajärve rahvuspargis on probleematilisi stromatoliite leitud vähemalt neljas kohas. Nad on saanud esialgse nimetuse *Sovajarvia* Mak. (Makrihhin ja Kononova 1983). Laadoga ümbruses on teada ainult muguljaid stromatoliiditaolisi moodustisi.

Üldiselt on Karjala kraatoni suhteliselt üksteise lähedal asuvates Paleoproterosoikumi pealiskorra struktuurides üheaegselt moodustunud paleontoloogilised objektid küllalt erinevad.

Sellepärast ei saa Djülmeki saare paljandit otseselt korreleerida mitte kummagagi Ülem-Jatuuliumis väljaeraldatud kihtidest.

Karjala Paleoproterosoikumi nooremate kivimite (2,05–1,7 mld aastat) fütoliidid

Vahetult Jatuuliumi kivimite peal lasuvad Lüdikooviumi kivimid. Neile on iseloomulik tumehall kuni must värvus, mida põhjustab šungiidi lisand kivimites. Neis on leitud mitmeid fütöüplanktoni esindajaid: *Menneria* sp., *Prototrachyshaeridum conglutinatum* Tim., *Agamus shungiticus* Vol., *Corlovella obvolta* Vol. jt, kuid nende määrangute usaldusväärsus ei ole suur ja probleemsed paleontoloogilised leiud nõuavad täiendavaid uuringuid. Šungiiti sisaldavatest dolokivist on Käppeselga puursüdamikust leitud rida onkoliite: *Asterosphaeroides valericus* G.Kon., *Osagia* sp., *O. ljudmilae* G.Kon., *Volatella atra* G.Kon. 70 m sügavuselt (Kononova 1977). Põhja-Karjalas on sellel tasemel karbonaatsetest kivimitest leitud tulpjaid ja muguljaid stromatoliite esialgse nimetusega *Parallelophyton* sp. ja Laadoga ääres rida probleemseid leide (Makrihhin ja Kononova, (1983).

Kaleeviumi superhorisondis on Laadoga ääres kirjeldatud akritarhe *Protosphaeridium flexuosum* Tim., *Turuchanica alara* Rud., Lõuna-Karjalas – *Photosphaeridium densum* Tim., *P. acis* Tim. (Timofejev jt. 1976) ja probleemseid stromatoliiditaolisi moodustisi *Cyathotes nigoserica* Mak. jne. Vepsiumi karbonaatse tsemendiga liivakivid sisaldavad akritarhe: *Protosphaeridium sp.* Tim., *P. acis* Tim., *P. paleaceum* Tim., *P. atratum* Tim., *Protozonosphaeridium rotundum* Tim., aga samuti onkoliite *Osagia jotnica* Mil., *O. onezhiella* Mil. (Milštein ja Garbar 1970).

Lõpetuseks

Tõsi on see, et vanimate fütoliitide, eriti akritarhide ja onkoliitide, juures tekivad sageli kahtlused, kas need on orgaanilise elu jäljed. Võib-olla on nende teke seotud teatud abiootiliste geoloogiliste protsessidega? Kuid fütoliitide siseehitus, nende kihiline, koonusjas, tulpjas või kärjekujuline paigutus, samas kihis olevate objektide suuruste erinevus ja üldised objektide ja nende osade paigutuse seaduspärasused ei jäta kahtlusi, et tegemist on tõesti väga vanade (üle 2 mld aasta) bioloogilise elu vormidega (LISA joonis 1 ja 2). Eriti huvitavad ja mitmekesised on mitmesuguste stromatoliitide ehitised. Karjala Paleoproterosoikumi suurt liigirikkust kahtlemata mõjutas toleaeagne ekvaatorilähedane asend ja soe lõunamaa meri. Ilma selleta ei oleks olnud võimalik moodustada suuri ja paksu karbonaatsete setete lasundeid, mis on enamasti esindatud roosakate ja punakate dolokividega. Neist kivimitest pärineb enamuse suurepäraselt säilinud orgaanilise elu jälgi – fütoliite.

Kasutatud kirjandus

- Buiko A.K., Levchenkov O.A., Turchenko C.I. ja Drubetskoi Je.R. 1995. Põhja-Karjala (Paanajärvi-Tsipringa struktuuri) Vara-Proterosoikumi Suumiumi-Sariooliumi kompleksi geoloogia ja isotoopne dateerimine. *Stratigrafija. Geologičeskaja korreljatsija* 3, 4, 16–30 (vene k).
- Butin R.V. 1959. Fütoliidid *Cyanophyceae* Lõuna-Karjala Proterosoikumi karbonaatsetes setetes. *Izvestija Karel'skogo i Kol'skogo filialov AN SSSR*, 12, 47–51 (vene k).
- Kalkowski E. 1908. Oolith and Stromatolith in norddeutschen Buntsandstone. *Deutsche Geogische Gesellschaft*, 60, 68–125.
- Kononov G.M. 1977. Zaonezhje horisondi onkoliidid. Rmt: Geologija ja mineral'noje sör'je. Petrozavodsk, 62–66 (vene k.).
- Laajoki K. 2005. Karelian suprakrustal rocks. Rmt: Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T. (toim.) *The Precambrian Geology of Finland. Key to*

- the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.A., Amsterdam, 279–342.
- Makarihhin V.V. ja Kononova G.M. 1983. Fitolity nižnego proterozoya Karelii. Leningrad, Nauka, 1–180 (vene k.).
- Milštein V.Je. ja Garbar D.I. 1970. Šokša lademe mikrofütooliidid ja nende tähtsus Loode NSV Liidu ülvivanade lasundite stratigraafiales. Uchenyje zapiski NIIGA, Paleontologia i biostratigrafija, 30, 84–93 (vene k.).
- Mertanen S. ja Pesonen L.J. 2005. Drift History of the Shield. Rmt: Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T. (toim.) The Precambrian Geology of Finland. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.A., Amsterdam, 645–668.
- Metzger A. 1924. Die Jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, 4, 1–86.
- Peltonen P. 2005. Ofioliidid. Rmt: Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T. (toim.) The Precambrian Geology of Finland. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.A., Amsterdam, 237–278.
- Puzõrevski 1866. Viiburi gubernangu laurentevi süsteemi settekivimite geognostiline kirjeldus. Zapiski Sankt-Peterburgskogo mineralogicheskogo obštšestva, 151–209 (vene k.).
- Rjabinin V.N. 1941. Orgaanilised jäänused Lõuna-Karjala karbonaatsetes kivimites. Materialy po geologii i poleznym iskonajemym KFSSR, Leningradskoi i Murmaskoi oblasti 4, 8-21 (vene k.).
- Sokolov V.A.(toim.). 1984. Stratigrafija dokembrija Karel'skoi ASSR (arhei, nizhnii proterozoi). Petrozavodsk, Karel'skii filial AN SSSR Institut geologii, 115 lk.(vene k.).
- Sokolov, V.A. (toim.), 1987, Geologija Karelii. Leningrad, Nauka, 231 lk (vene k.).
- Sõstra Ü. 2003a. Fennoskandia kilbi kaguosa ja tema ääreala tektoonika ning süvastruktuur. Rmt: Tallinna Tehnikaülikooli aastaraamat 2002. TTÜ Kirjastus, 270–274.
- Sõstra Ü. 2003b. Eesti tektooniline areng Fennoskandia kilbi äärealal. Rmt: Plado J. ja Puura I. (toim.) Eesti geoloogide neljas ülemaailmne kokkutulek, Eesti geoloogia uue sajandi künnisel. Konverentsi materjalid ja ekskursioonijuht. Eesti Geoloogia Selts ja Tartu Ülikooli geoloogia instituut, Tartu, 91–94.
- Timofejev B.V., German T.N. ja Mihailova N.S. 1976. Mikrofitofossilii dokembrija, kembrija i ordovika.. Leningrad, Nauka, 1–106 (vene k.).
- Vaasjoki M., Korsman K., ja Koistinen T. 2005. Overview. Rmt: Lehtinen M., Nurmi P.A. ja Rämö O.T. (toim.) The Precambrian Geology of Finland. Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield. Elsevier B.A., Amsterdam, 1–18.

Vladimir Makarikhin (klimetia@onego.ru) – Venemaa TA Karjala Teaduskeskuse Geoloogia Instituut, Puškinskaya 11, 185630 Petrozavodsk, Karjala Vabariik, Vene Föderatsioon.

Ülo Sõstra (ylo.systra@ttu.ee) – Tallinna Tehnikülikooli Mäeinstituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Väljasuremine inimese biotsoonis

Oive Tinn

*„Maa keerukal pinnal toimuvate muutuste taustal
ei saa liigid olla surematud, vaid peavad
üksteise järel kaduma nii nagu üksikisendidki,
mis neid moodustavad.
Sellest järeldusest ei ole pääsu [...]“*

Sir Charles Lyell,
Principles of Geology (1830–1833)

Need loomad on olnud meie esivanemate kaasaegsed, kuid enamiku olemasolule pole rohkem tähelepanu pööratud kui möödalenlavale kärbele. Meie esiisade silmad on neid näinud, mitmeid neist on nad söönud, valitud piltidel kujutanud, ning neis vähestes ühiskondades, kus mäletamisvõimet ei piira tänapäevane tehnoloogia, räägitakse üksikutest seniajani legende.

Liikide kadumine iseenesest ei ole ebaharilik. Paleontoloogid konstrueerivad väljasurnud liikide abil ajaskaalasid, jagades kivimikihte biotsoonideks ja aega kronotsoonideks vastavalt seal enim levivale taksonile. Nii on Paleosoikumi skaaladena kasutusel trilobiidi-, graptoliidi- ja konodontitsoonid (biotsoonidest vt. lähemalt (Benton ja Harper 2009), Mesosoikumis ammoniiditsoonid, Kainosoikumis on päris tavalised ka näiteks diatomee- ja foraminifeeritsoonid. Inimese – *Homo sapiens* – taustal on aga võimalik vaadelda viimase 100 000 aasta jooksul toimunud elustikumutusi Maal.

99,9% liikidest, kes kunagi Maal on elanud, on praeguseks välja surnud. Liigid tekivad ja kaovad pidevalt. Liigi eluiga ette ennustada ei ole võimalik, kuid fossiiliandmeid analüüsides on selgunud, et selgrootute keskmine eluiga on 5–10 miljonit aastat (Valentine 1970), selgroogsetel kuni 11 miljonit aastat (Raup 1978), kuid imetajate hulka kuuluva loomaliigi eluiga kestab vaid keskmiselt üks miljon aastat (Martin ja Palumbi 1993). Seega eksisteerib normaalne, igapäevane väljasuremine, mis toimub ilma erilise nähtava põhjusega. Arvestatakse, et iga miljoni aasta kohta sureb välja keskmiselt 5–10% liikidest ning tegelikult ongi rohkem liike välja surnud nn “rahulikel aegadel” kui suurte väljasuremiste käigus.

Mitte ainult mammutid

Sada tuhat aastat tagasi oli Maa palju rikkam suurte imetajate poolest kui tänapäeval. Nüüdseks kadunud Holotseeni suurimetajate – mammutite, karvaste ninasarvikute, koopakarude ja isegi hiidlaisikutega on inimene kokku puutunud, sellest räägivad nende loomade luud muistsete lõkke-asemete lähistel ja maalingud paljude koobaste seintel. Brasiilias kõneldakse legende *mapinguari*-nimelisest hiidloomast, kes sarnaneb väga teadlaste kirjeldatud hiidlaisikuga ning kes asustavat seniajani raskesti ligipääsetavaid paiku Amazonase ürgmetsas. Seda hoolimata asjaolust, et too keskmise elevandi mõõtu hiidlaisik (*Megatherium americanum*) (LISA joonis 1) suri tõenäoliselt välja juba 8000 kuni 10 000 aastat tagasi.

Ühed tuntuimad inimeksistentsi ajal välja surnud loomad on mammutid ja karvased ninasarvikud. Varaseimad mammutid on teada Põhja-Aafrikast umbes 5 miljoni aasta vanustest kihtidest, kokku on mammuti perekonnal (*Mammuthus*) olnud kümnekond liiget (LISA joonis 2), kes asustasid Põhja-Ameerika ja Euraasia alasid. Valdavalt kadusid nad 10 000 kuni 12 000 aastat tagasi, kuid mõningad kääbuslikud saareliigid pidasid kauem vastu kui nende sugulased “suurel maal”. Nii näiteks kadusid viimased mammutid Siberis Wrangeli saarel alles 4000 aastat tagasi. Kääbusmammutite populatsioonid elasid ka Sardiinias ja Kalifornia ranniku lähedastel saartel.

Mammutite kaasaegne karvane ninasarvik (*Coelodontia antiquitatis*) oli tõenäoliselt kõige laiemal levikuga ninasarvik üldse, kuna tema fossiile on leitud suurtelt aladelt Šotimaast kuni Koreani välja. Oma liigi eluea – ligikaudu 350 000 aasta jooksul nägi karvane ninasarvik palju soojenemisi ja jahenemisi ning tõenäoliselt kasvas ja kahanes ka tema populatsioon vastavalt soodsate ja ebasoodsate aegade vaheldumisele.

Koopakaru (*Ursus spelaeus*), kes oli kunagi asustanud kogu Euroopat ning keda muistsed inimesed nii austasid kui ka kartsid samaaegselt, kadus paljudest kohtadest juba 20 000 kuni 30 000 aastat tagasi, kuid suri lõplikult välja alles 10 000 aastat tagasi. Kõigist loomadest, kes temaga ühel ajal Euroopa aladel elasid, on koopakaru jäänused ilmselt kõige arvukamad – ühest Austria koopast on kokku loetud kuni 50 000 isendi luud (Piper 2009). Arvatakse, et mingil ajahetkel asustasid koopakarud praktiliselt iga suuruselt ja ligipääsetavuselt talle sobilikku koopa Kesk-Euroopas.

Viimase 100 000 aasta jooksul on kadunud kogu maailmas paljud suurimetajad (neid on defineeritud erinevalt: kui üle 44 kg kaaluvaid (Hallam ja Wignall 1997; Barnosky jt. 2004) või üle 100 kg kaaluvaid (Koch ja Barnosky 2006). Väljasuremine sai suurima hoo sisse 50 000 kuni 10 000 aastat tagasi, mil kõikjal, v.a Aafrikas, suurimetajad kadusid. Mitmed uurijad rõhutavad, et lisaks kehasuurusele oli välja surnud loomade

ühiks ühiseks tunnuseks ka aeglane paljunemine – ainsa järglase suguküpsuks kasvamisele võis kuluda mitu aastat. Mitte ühegi kirjeldatud liigi väljasuremist pole võimalik seletada vaid ühe põhjusega (vt. tabel 1). On küll spekuleeritud, et odade ja nooltega varustatud inimene küttis neid loomi sellisel määral, et nood surid välja, kuid tõenäolisemalt aitasid Maal toimuvad kliimamuutused olulisel määral sellele väljasuremisele kaasa.

Kuidas maitses?

Mauritiuse saarel elanud dodo ja Uus-Meremaa moa puhul ei ole seni keegi väelnud, et nende kadumise süü lasub vaid inimesel. Viimaseid elusaid dodosid (*Raphus cucullatus*) nähti ajavahemikul 1660...1681 a. See toeka kehaga, suure kalkuni mõõtu lennuvõimetu lind elas Mauritiuse saarel seni, kuni saart hakkasid külastama läbisõidul olevad meremehed. Meie ainsad kirjeldused sellest linnust neilt pärinevadki. Varaseim dodo kirjeldus pandi kirja aastal 1598, kuigi arvatakse, et nii araabia kui euroopa meresõitjad, kes olid saare avastanud mõni aasta varem, olid kindlasti samuti neid linde silmanud. Dodo oli priskeks kõhutäieks meremeestele, kes polnud kuude kaupa värsket liha söönud ning kuigi kirjeldustes mainitakse, et dodo liha oli ebameeldiva maitsega ja polnud just kõige isuäratavam, ei takistanud see meremehi neid massiliselt maha nottimast. Laevapäevikutes kirjeldatakse, et need linnud, keda ei jõutud kohe ära süüa, soolati sisse ning tarvitati ära hiljem. Dodo oli lennuvõimetu, kehv jooksja ning õnnetuseks ka uudishimulik, oskamata vähimalgi määral inimest karta. Tänu liigsele küttimisele, pesitsemise häirimisele (kaitsetud pesad lebasid otse maapinnal), munade ärasõõmisele ning kaasavõetud loomade (koerte, sigade, kasside, rottide ja isegi ahvide) kaasabile, kadus dodo umbes sada aastat pärast oma esimest kokkupuudet tsiviliseeritud inimesega.

Moad olid Uus-Meremaal elanud kümneid miljoneid aastaid ning ainsad imetajad, kellega nad kokku olid puutunud, olid nahkhiired. Seega ei olnud neil saartel ainsatki taim- ega lihatoidulist imetajat, ning moad võisid vaenlaste pärast muret tundmata pesitseda maapinnal, kuulutada lennuoskuse mittevajalikuks ja kulukaks luksuseks ning kasvada kuni 4 meetri kõrguseks (*Dinornis robustus* Lõunasaarel ja *Dinornis navaezelandie* Põhjaasaarel olid neist suurimad, kuid erinevaid moaliike võis olla kokku kuni 11 (Holdaway ja Jacomb 2000).

13. sajandil Uus-Meremaale jõudnud inimesed suutsid need linnud hävitada 100–160 aasta jooksul, toitudes nii lindudest endist kui ka nende munadest. Kuigi saarel puudusid kiskjad, olid moadel siiski olemas looduslikud vaenlased hiiglasliku kotka *Harpagornis moorei* näol. Seegi lind läks hingusele varsti pärast moade välja suremist, tõenäoliselt tänu moadest saakloomade kadumisele ja keskkonna killustumisele.

Tabel 1. Kvaternaariaegse väljasuremise võimalikud põhjused (Koch ja Barnosky 2006) järgi.

| Tüüp | Kirjeldus |
|---|--|
| Keskkonnamõjud | |
| Katastroofid | ränk põud, kliima kiire jahenemine, meteoriid? |
| Elupaiga kadumine | eelistatud elupaigatüübi kadumine või killustumine |
| Toitainete mosaiiksuse hüpotees | kohaliku väga mitmekesise floora kadumine |
| Ebakõlad koossevoluteerimise | muutused koossevoluteerunud taimestiku-loomastiku omavahelistes suhetes tänu taimestiku ümberpaiknemisele |
| Iseorganiseerunud ebastabiilsus | süsteemi kokkukukkumine, mis tulenes sisemistest põhjustest |
| Inimmõju (v.a küttimine) | |
| Keskkonnamuutused | elukeskkonna kadumine või killustumine tänu inimõjule, sealhulgas tulekahjud |
| Sissetoodud võõrliigid | koerte, rottide, kasside, sigade jne. otsene laastamistöö |
| "Superhaigus" | nakkushaiguste levik |
| Liigne küttimine | |
| "Välksõda" (nn. <i>Blitzkrieg</i>) | loomade kiire kadumine tänu liigsele küttimisele |
| Pikaajaline liigne küttimine | saakloomade kadumine tänu pikaajalisele küttimisele |
| Kombineeritud hüpoteesid | |
| Oluliste suurte taimtoiduliste loomade mõju | ökosüsteemi kokkukukkumine tänu maastikku kujundavate suurte taimtoiduliste loomade kadumisele, tõenäoliselt koos tulekahjude sagenemisega |
| Muutused saagieelistustes | kiskjad muutsid oma saagieelistusi, kuna inimene võttis nende eelistatud saagi |
| Peitumine kiskjate eest | taimtoidulised loomad suruti vähekölblikesse elupaikadesse |

Mis oleks, kui...

Võib vaid tuntud paleobioloogi S.J. Gouldi (Gould 1989) või paleoantropoloog R. Leakey (Leakey ja Lewin, 1995) vaimus mõelda, mis oleks, kui ...evolutsioon algaks otsast peale, kui tektooniliste protsesside jada ei oleks 5–10 miljonit aastat tagasi viinud Aafrikas suure rifti avanemiseni ja Ida-Aafrikat kataksid savannide asemel seniajani vaid paksud vihmametsad... Kas ka siis oleks tekkinud liik, kes oleks ennast nimetanud *Homo sapiens*iks, kes oleks üha agressiivsemaks muutuva võõrliigina vallutanud ühe mandri teise järe! (ei oska siin midagi teha) Kas praegusel hetkel, mil Maa vanuseks loetakse 4,6 miljardit aastat... kas ka tol hüpoteetilisel alternatiivsel juhul oleks praegusel hetkel toimumas kuues väljasuremine, mille käigus Maa fauna ja floora on vähenemas kiirusega mitukümmend liiki päevas?

Asi ei olegi selles, kas *Homo sapiens* on olnud üks kuuenda väljasuremise põhjustaja, kaasaaitaja või abitu pealtvaataja, vaid selles, et ta ka ise võib lõpptulemusena osutada üheks väljasuremise ohvritest... Antropoloog Richard Leakey, kuulsate hominiidifossiilide avastajate Louis ja Mary Leakey poeg tuletab meile meelde, et "*Homo sapiens* on vallutanud selle planeedi tema nelja ja poole miljardi aasta vanusest eksistentsist vaid ülilühikeseks hetkeks. Mitmes mõttes oleme me vaid bioloogiline juhus, lugematute soodsate asjaolude kokkulangemise tulemus. Fossiliandmestikule tagasi vaadates ning kihtide kaupa ammu kadunud liike nähes, millest paljud elasid tunduvalt kauem kui inimliik tõenäoliselt teeb, meenutatakse meie liigi surelikkust. Ei ole seadust, mille põhjal inimloom oleks pikas bioloogilises perspektiivis erinev teistest loomadest. Ei ole olemas seadust, mille järgi inimliik on surematu."

Kasutatud kirjandus

- Barnosky A.D., Koch P.L., Feranec R.S., Wing S.L. ja Shabel A.B. 2004. Assessing the causes of Late Pleistocene extinctions on the continents. *Science*, 306(5693), 70–75.
- Benton M.J. ja Harper D.A.T. 2009. Introduction to paleobiology and the fossil record. Wiley-Blackwell, 592 lk.
- Gould S.J. 1989. Wonderful life: The Burgess Shale and the nature of history. W.W. Norton & Company, New York & London, 29 lk.
- Hallam A. ja Wignall P.B. 1997. Mass extinctions and their aftermath. Oxford University Press, Oxford, 320 lk.
- Holdaway R.N. ja Jacomb C. 2000. Rapid Extinction of the Moas (*Aves: Dinornithiformes*): Model, Test, and Implications. *Science*, 287(5461), 2250–2254.

- Kennett D.J., West G.J., Erlandson J.M., Johnson J.R., Hendy I.L., West G.A., Cullen B.J., Jones T.L. ja Stafford T.W. Jr. 2008. Wildfire and abrupt ecosystem disruption on California's Northern Channel Islands at the Allerød-Younger Dryas boundary (13.0–12.9 ka). *Quaternary Science Reviews*, 27(27–28), 2530–2545.
- Koch P.L. ja Barnosky A.D. 2006. Late Quaternary Extinctions: State of the Debate. *Annual Review of Ecology, Evolution and Systematics*, 37, 215–250.
- Leakey R.E. ja Lewin R., 1995. The sixth extinction: patterns of life and the future of humankind. Anchor books, New York, 271 lk.
- Martin A.P. ja Palumbi S.R., 1993. Body size, metabolic rate, generation time, and the molecular clock. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 90(9), 4087–4091.
- Piper R. 2009. Extinct animals: an encyclopedia of species that have disappeared during human history. Greenwood press, 204 lk.
- Raup D.M. 1978. Cohort analysis of generic survivorship. *Paleobiology*, 4(1), 1–15.
- Valentine J.W. 1970. How many marine invertebrate fossil species? *Journal of Paleontology*, 44, 410–415.

Oive Tinn (oive.tinn@ut.ee) – Tartu ülikooli geoloogia osakond, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Ravila 14A, 50411.

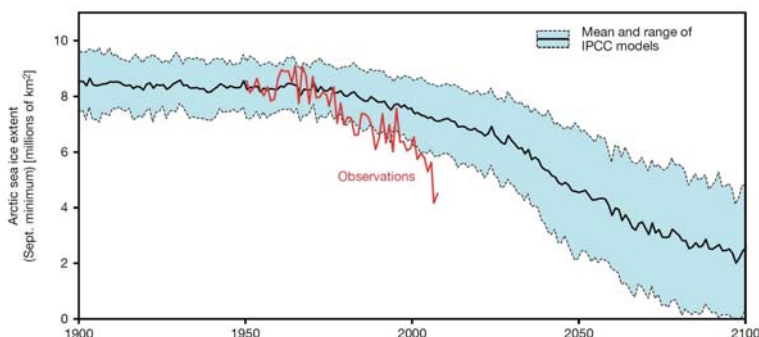
Keskkonnamuutustest polaaraladel

Enn Kaup

OECD (Majandusliku Koostöö ja Arengu Organisatsioon) on esile tõstnud neli keskkonnaprobleemide võtmevaldkonda, millega inimkond vastamisi seisab ja mis on leevendatavad ühiste rahvusvaheliste jõupingutustega. Need valdkonnad on kliimamuutused, elurikkuse vähenemine, veepuudus ning tervistohustav saastamine.

Keskkonna- ja kliimamuutused avalduvad kõige reljeefsemalt polaaraladel, kus geograafiline keskkond ja ökosüsteemid on nii looduslikele kui inimõjudele kõige tundlikumad. Oluliseks põhjuseks on siin suurte maismaa- ja merepindade kaetus jää ja lumega. Kliima soojenemisega kaasnev suvine jää ja lume ulatuslikum sulamine vähendab drastiliselt nende alade albeedot (päikesekiirguse peegeldumisvõimet), mis tekkiva positiivse tagasisideme kaudu võimendab veelgi nende alade soojenemist. Nii on viimasel 60 aastal kõige rohkem soojenenud alad Maal Siberi keskosa, Alaska ja Antarktika poolsaar.

Arktikas on kõige tähtsamaks keskkonnamuutuseks alates 1970ndatest toimunud suvise merejää pindala vähenemine, kiirem kui IPCC (Valitsustevaheline Kliimamuutuste Paneel) mudelid seda ennustada on suutnud (joonis 1). Muutus ei ähvarda mitte üksnes jääkarusid kui arktilise ökosüsteemi tipplüli, vaid muudab keeruliseks ka põliselanike kütimisest ja kalapüügist sõltuva elu.



Joonis 1. Arktika merejää minimaalse suvise pindala (september) muutused ja IPCC prognoos 1900–2100 (International Arctic Science Committee).

Lisaks toob merejää vähenemine kaasa olulisi keskkonnamuutusi Arktikale lähedastel aladel ja kogu põhjapoolkeral. Gröönimaa jääkilbi

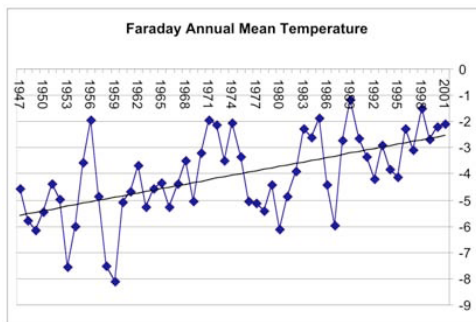
vähenev mõjutab ookeanitaseme tõusu kaudu mitte üksnes inuitte, vaid ka polüneeslasi.

Artikkel rajaneb oluliselt ACCE2009 (Antarctic Climate Change and the Environment, www.scar.org/publications/occasionals/acce.html) ülevaatel, mille koostamisel osalesid 100 Antarktikaga tegelevat teadlast 13 riigist. See oli Antarktika Teaduskomitee (SCAR) korraldatud panus IV Rahvusvaheliseks Polaaraastaks 2007–2009. Ülevaade tugineb omakorda ca 1800 publikatsioonile, millest 3-s osalesid ka Eesti teadlased (vt. kasutatud kirjandusest Jouzel jt. 1995; Masson jt. 2000; Quesada jt. 2006).

Artikli eesmärgiks on vastata mõnele Antarktika kliima võtme-küsimusele. Muuhulgas selgub, et lõunapolaarpiirkonnas ilmneb täiesti ootamatul moel ning omavahelises interaktsioonis inimtegevusest atmosfääri sattunud kahe olulise komponendi, freoonide (CFC) ja CO₂ mõju kliimale.

Kuidas töötab Antarktika kliimasüsteem?

See on Maa külmkapp, mis ca 26 milj km³ jääd hõlmates hoiab ookeanitaseme madalal. Siia saabuivad kliimasignaalid põhja poolt ning siit saadetakse neid peamiselt ookeani kaudu tagasi, seejuures kliima-integraatoriks on Lõunaookean. Aasta keskmise õhutemperatuuri muutused on näidatud joonisel 2.



Joonis 2. Aasta keskmise õhutemperatuuri muutused Antarktika poolsaare Faraday jaamas (65°15' S, 64°16' W) 1947-2001 (SCAR).

Kuidas kliimamuutus mõjutab Antarktika ökosüsteeme?

Soojeneval Antarktika poolsaarel kahaneb adeeliapingviinide arvukus (LISA joonis 3); soojenevas ookeanis kahaneb krilli ja kasvab

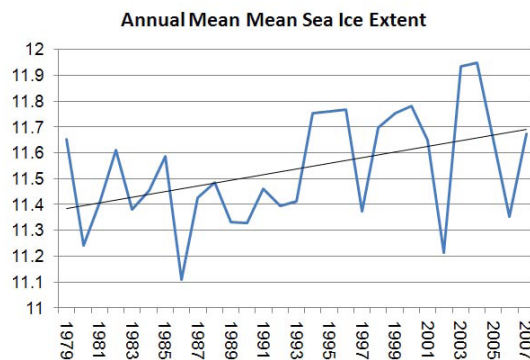
meritünnikute e. salpide arvukus; kahanev merejää takistab hüljeste, albatrosside ja mõnede pingviinide paljunemist.

Millist rolli etendavad kasvuhoonegaasid ja osooniauk?

Osooniauk tugevdab Amundseni mere madalrõhkkonda ning tsirkumpolaarseid tuuli ümber Antarktise, varjates nõnda mandrit kasvuhoonegaaside põhjustatud soojenemise eest (LISA joonis 4). Oktoobris, osooniaugu miinimumis vähenes osooni koguhulk Antarktise kohal ligi kolmekordselt 1970–2000 (SCAR).

Arktikas merejää sulab – aga Antarktikas?

Tugevnevad tsirkumpolaarsed tuuled hoiavad eemal soojemat õhku ning ookeani pindmist vett, mistõttu Antarktika merejää üsna aeglaselt kasvab (joonis 5).



Joonis 5. Antarktika merejää (milj km²) on kasvanud 1 % dekaadis 1979–2007 (SCAR).

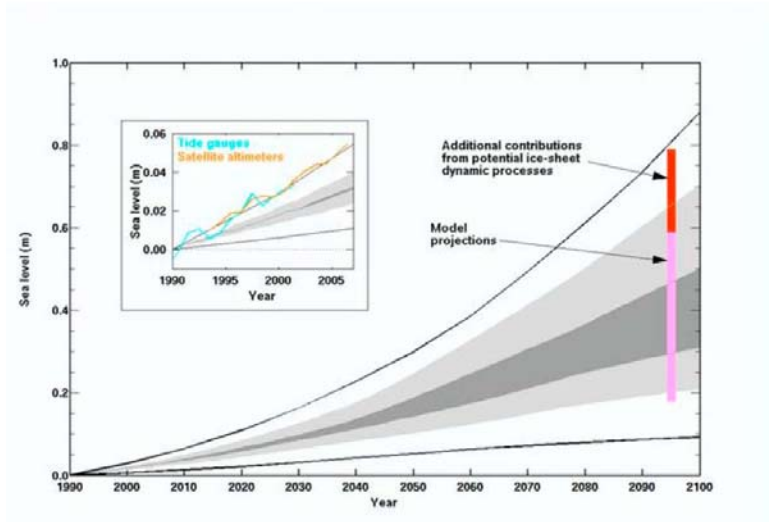
Kas Antarktise jääkilp kasvab või kahaneb?

Antarktika poolsaare liustike reaktsioon soojenemisele ja sademete muutustele on selline, et 244-st liustikust on 50 aastaga taandunud 87 % (SCAR; Cook jt. 2005). Lisaks toimub üsna kiire mannerjää vähenemine Lääne-Antarktises, Amundseni mere valgala. Seega võib vastata püstitatud küsimusele nii, et Antarktise jääkilp kahaneb umbes samasuguse ja kasvava kiirusega kui Gröönimaa jääkilp (LISA joonis 6).

Mis juhtub Antarktikaga järgneva 100 aasta jooksul meie soojenevas maailmas?

Osooniauk kaob Montreali protokolliga ja teiste lepetega rakendatud meetmete tulemusena; merejää väheneb kolmandiku võrra; Antarktise aastakeskmine õhutemperatuur kasvab 3°C; talvised sademed Antarktil kasvavad 20 %, mis omakorda alandab ookeanitaset 5 cm; Lõunaookean soojeneb veidi 0,5–1,0°C.

Viimasel paaril aastakümnel näitavad satelliidiandmed ookeani veetaseme tõusu 3,4 mm/a, mis on IPCC varasemate ennustuste ülapiiril (Church jt. 2008; joonis 7).



Joonis 7. Toimunud ja prognoositav ookeanitaseme tõus aastani 2100 vastavalt IPCC 2007, kuni 58 cm, koos IPCC hilisema lisandusega jääkilpide dünaamilistest protsessidest 78 cm. Lisaks on laialdast tähelepanu leidnud S. Rahmstofi mudeli prognoositav tõus 1,4 m (Rahmstoff 2007).

Miks peaksime muretsema?

Aastaks 2100 võib Lääne-Antarktise jääkilp (koos Gröönimaaga) lisada ookeani küllalt jääd, et tõsta selle taset kuni 1,4 m (joonis 7). See on tõsine väljakutse kõikjal Maa rannikualadel.

Kasutatud kirjandus

- Cook A., Fox A., Vaughan D. ja Ferrigno J. 2005. Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century. *Science*, 308, 541–544.
- Jouzel J., **Vaikmäe R.**, Petit J.R., Martin M., Duclos Y., Stievenard M., Lorius C., **Toots M.**, Melieres M.A., Burckle L.H., Barkov N.I. ja Kotlyakov V.M. 1995. The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. *Climate Dynamics*, 11, 151–161.
- Masson V., Vimeux F., Jouzel J., Morgan V., Delmotte M., Hammer C., Johnsen S., Lipenkov V., Petit J.-R., Steig E., Stievenard M. ja **Vaikmäe R.** 2000. Holocene climate variability in Antarctica based on 11 ice-core isotope records. *Quaternary Research*, 54, 348–358.
- McClintock J., Ducklow H. ja Frazer W. 2008. Ecological responses to climate change on the Antarctic Peninsula. *American Scientist*, 96(5), 357.
- Quesada A., Vincent W.F., **Kaup E.**, Hobbie J.E., Laurion I., Pienitz R., Lopez-Martinez J. ja Duran J.-J. 2006. Landscape control of high latitude lakes in a changing climate. Rmt-s: Bergstrom D.M, Convey P. ja Huiskes A.H.L. (toim.) Trends in Antarctic Terrestrial and Limnetic Ecosystems: Antarctica as a Global Indicator. Springer, Dordrecht, 221–252.
- Rahmstorf S. 2007. A semi-empirical approach to projecting future sea-level rise. *Science*, 315(5810), 368–370.
- Zwally H.J., Giovinetto M., Li J., Cornejo H., Beckley M., Brenner A., Saba J. ja Yi D. 2005. Mass changes of the Greenland and Antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise: 1992–2002. *Journal of Glaciology*, 51(175), 509–527.

Kuidas leevendada kliimamuutusi: süsihappegaasi püüdmine ja ladustamine (CCS) – Eesti perspektiivid

Alla Šogenova, Kazbulat Šogenov, Rein Vaher ja Jüri Ivask

Sissejuhatus

Kaasaegsete teadusuuringute tulemused tõendavad, et kliimamuutused on reaalsed riskiallikad, mis põhjustavad jääliustike sulamist, ookeani veetaseme tõusu, tormide teket, üleujutusi ja teisi muutusi keskkonnas. Peamised tehnogeensed kasvuhoonegaasid on süsihappegaas (CO₂), metaan (CH₄), diämmastikoksiid (N₂O) ja teatud fluoreeritud gaasid. Eestis vähenesid kasvuhoonegaaside heitmed pärast 1990. aasta majanduse ümberstruktureerumist, kuid alates 2000. aastast suurenevad taas. CO₂ hulk tõusis eriti aastatel 2005–2009, kui Eesti kahe suurema elektrijaama (Balti ja Eesti) heitmed kasvasid 2 korda. Eesti on Baltikumi suurim CO₂ välja-paikaja. Euroopa Liidu (EL) heitmekaubanduse süsteemis 2005. aastal registreeritud üheksa suurt (üle 0,1 miljoni tonni (Mt) aastas) tööstuslikku CO₂ allikat tootsid Eestis kokku 11,5 Mt CO₂. 2009. aastal oli Eestis juba 13 nii suurt CO₂ allikat kogutoodanguga 22,7 Mt. Eesti ja Balti elektrijaamad tootsid 2005. aastal vastavalt 7,7 ja 2,25 Mt CO₂, 2007. aastal 9,4 ja 2,7 Mt CO₂ (LISA joonis 1; Šogenova jt. 2009a) ja 2009. aastal 15,3 ja 3,7 Mt CO₂. Suur CO₂ väljalase on tingitud põlevkivi kasutamisest, sest selle maavara põletamisel tekib CO₂ rohkem kui teiste fossiilsete kütuste puhul. Eesti ja Balti elektrijaamade omanik Eest Energia ekspordib elektrit Balti riikidesse ja Soome. Märkimisväärne CO₂ hulga suurenemine 2009. aastal on seotud Leedus Ignalina aatomielektrijaama sulgemisega 2008. aastal ja Eesti elektri ekspordi suurenemisega Läti, Leetu ja Soome. Eelnevast tulenevalt on Eesti Euroopa ja maailma üks suurematest CO₂ koguste emiteerijatest ühe inimese kohta (per capita). CO₂ sisaldus Eesti ja Balti elektrijaamade korstnast väljuvas gaasis võib ulatuda 15–25%. Nende elektrijaamade CO₂ kogused on suuremad kui kõigil Läti ja Leedu suuremate tööstuslike CO₂ allikatel kokku (LISA joonis 1).

CCS tehnoloogia

Üheks mehhanismiks, mis reguleerib EL kasvuhoonegaaside heitmeid, on heitmekaubanduse süsteem, mis paneb kõik riigid majanduslikult huvituma nende vähendamisest. Kuidas saab vähendada kasvuhoonegaaside koguseid? Seda võimaldavad mitmed meetmed: energiakasutuse efektiivsuse suurendamine ja tarbimise vähendamine, taastuvenergia allikate (tuul, päike jt.) rakendamine ning CO₂ “püüdmine” ja ladustamine (CCS –

carbon capture and storage) (Bachu 1994; Bruant 2002). CCS tehnoloogiat hakati Euroopas kasutama 1996. aastal Norras. Põhjameres pumbatakse põhjaveekihti igal aastal miljon tonni CO₂. Asjakohaste tehnoloogiatega saab süsihappegaasi eraldada 5–15% CO₂ sisaldavast suitsust ning sellest koguda umbes 90%. Kogutud ja kontsentreeritud süsihappegaas suunatakse torujuhtmete kaudu hoiukohta. Säilitamiseks võib kasutada ammendatud nafta- või gaasilasundeid, sügavaid soolase põhjavee kihte (sügavus üle 800 m ja soolsus üle 100 g/l) ja mittekaevandatavaid kivisõemaardlaid. Õige kohavaliku puhul saab süsihappegaasi säilitada sadu ja tuhandeid aastaid. Olenevalt säilituspaikade olemasolust ja omadustest võib CCS tehnoloogia olla kõige odavam CO₂ eemaldamise meetod .

CCS uuringud Eestis

Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituudi (TTÜ GI) teadlaste uuringud näitasid, et geoloogilised ja hüdrogeoloogilised tingimused ei võimalda Eestis ladustada süsihappegaasi klassikalise CCS meetodiga (Šogenova jt. 2007; Sliupa jt. 2008; Shogenova jt. 2008, 2009a, b). Hoidlakivimite sügavus on liiga väike ja põhjavesi on mage, mistõttu seda kasutatakse joogiveena (LISA joonis 2a ja 2b). Seevastu naaberriigis Lätis on sobival sügavusel vähemalt 16 struktuuripüünist, kus saaks süsihappegaasi hoida sajandeid (LISA joonis 1 ja 3; Tabel 1). Sarnases geoloogilises struktuuris asub Inčukalnsi maaalune gaasihoidla, mida kasutatakse juba 40 aastat. Läti geoloogide arvutuste kohaselt on püünishoidlate kogumahutavus vähemalt 400 Mt CO₂, mis rahuldab praeguse heitmetaseme juures Läti ladustamisvajaduse 150 aastaks.

Eesti Energia on võtnud suuna koos Eesti ja teiste riikide teadlastega uurida võimalust siduda süsihappegaas põlevkivi põletamisel tekkiva tuhaga. Meie elektrijaamad toodavad igal aastal vähemalt 5 Mt tuhka. Tuhk võib reageerida CO₂-ga ja moodustuvad mineraalid kaltsiit ja magnesiit. Neid mineraale saab ladustada põlevkivi kaeveõõnetes. Seejuures lahendatakse mitmeid ökoloogilisi probleeme: CO₂ eemaldamine, tuhajääkide vähendamine, maastiku säilitamine, ohtlike maaaluste tühimike täitmine. Kuid see tehnoloogia võimaldab eemaldada vaid 10–12% Eesti suurte elektrijaamade CO₂ heitmetest (Kuusikjt. 2005; Uibu jt. 2009, 2010). Kahjuks ei kata see isegi heitmete viimase kahe aasta juurdekasvu. Mida teha ülejäänud süsihappegaasiga?

Siin saavad meid aidata naabrid Lätis. Eestis toodetud CO₂ võib transportida ladustamiseks Lähti. Arvestades kogemusi maagaasiga ja Inčukalnsi gaasihoidla tingimusi oleks süsihappegaasi ladustamine Lätis suurepärane idee.

Tabel 1. Lāti lokaalsete struktuuride reservuaari parameetrid (Vangkilde-Pedersen jt. 2009b muudatustega).

| Struktuur* | Pinna sügavus (m) | Paksus (m) | Teoreetiline mahutavus (Mt) | Optimistlik mahutavus (Mt) | Konser-vatiivne mahutavus (Mt) |
|---------------|-------------------|------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------------------|
| Aizpute | 1096 | 65 | 72,8 | 31 | 14 |
| Blidene | 1050 | 66 | 259,3 | 112 | 58 |
| Degole | 1015 | 52 | 97,0 | 41 | 21 |
| Dobeles | 950 | 52 | 248,0 | 105 | 56 |
| Edole | 945 | 71 | 35,1 | 16 | 7 |
| Kalvene | 1063 | 45 | 65,0 | 27 | 14 |
| Liepaja | 1072 | 62 | 73,0 | 31 | 6 |
| Luku-Duku | 937 | 45 | 179,0 | 75 | 40 |
| Põhja-Kuldiga | 925 | 69 | 61,0 | 21 | 13 |
| Põhja-Ligatne | 750 | 50 | 100,4 | 41 | 23 |
| Põhja-Blidene | 920 | 40 | 329,2 | 142 | 74 |
| Lõuna-Kandava | 983 | 25-30 | 195,1 | 82 | 44 |
| Snepele | 970 | 30 | 74,6 | 31 | 17 |
| Usma | 975 | 50 | 9,0 | 5 | 2 |
| Vergale | 981 | 65 | 24,1 | 9 | 5 |
| Viesatu | 1020 | 50 | 52,6 | 21 | 10 |
| Kokku | | | 1875,2 | 790 | 404 |

* Kambriumi liivakivi on kõigi struktuuride reservuaarikivim ja Ordoviitsiumi karbonaatsed kivimid katend.

Eesti-Läti CO₂ piiriülese püüdmise-transportimise-ladustamise stsenaariumi modelleerimine näitab võimalust ladustada kahes Läti struktuuris (Luku-Duku ja Lõuna-Kandava) Eesti ja Balti elektrijaamas 2005. aasta mahus toodetud CO₂ 8–11 aasta vältel.

Kahjuks on Läti struktuuride mahutavus liiga väike selleks, et ladustada CO₂ nii suures mahus, nagu seda toodeti Eesti elektrijaamas 2009. aastal (15,3 Mt). Isegi Läti suurimas, Põhja-Blidene struktuuris (mahutavus 74 Mt CO₂) saab ladustada Eesti elektrijaama heitmeid vaid mõne aasta vältel.

EL tasemel on koostatud CCS reguleeriva direktiivi eelnõu, mis sätestab tingimused süsihappegaasi ohutuks säilitamiseks vastavalt riikide võimalustele ja vajadustele (Directive 2009). Rahvuslik energiakompanii Eesti Energia kavatseb rajada uue põlevkiviküttega ja CC – (*carbon*

capture) valmidusega jõujaama. 2009. aastal tehti TTÜ GI's Eesti Energia tellimisel uuring „Eesti ja selle lähiümbruse CO₂ ladustamise võimaluste analüüs ja ladustamise nõuded”. Uuringus on kasutatud GESTCO (EU FP5) and EU Geocapacity (EU FP6) projektide tulemusi, M. Erlströmi aruannet Vattefallile CO₂ ladustamise võimalustest Rootis ja Taanis (Erlström 2008; Boe jt. 2002; Christensen ja Halloway 2004). Uuring hõlmab Balti piirkonda (Läti, Leedu), Poolat, Skandinaaviat (Soome, Rootsi, Taani, Norra) ja Loode-Venemaad (ka Kaliningradi ala). Uuringus on toodud nende alade CO₂ ladustamispotentsiaali konservatiivsed hinnangud soolastes põhjaveekihtides ning nafta/gaasi- ja kivisöeväljades EU Geocapacity aruande alusel (Vangkilde-Pedersen jt. 2009a, b). CO₂ ladustamismahutavuse suurust võrreldi sama maa suurte (üle 100000 Mt) tööstuslike heitmeallikatega. Ladustamismahutavuse jagamisel aastase heitmeulgaga saame arvu, mis näitab mitu aastat võimaldab potentsiaal selle maa heitmeid ladustada (LISA joonis 4). Kaugust Eesti suurtest elektrijaamadest Narva lähedal võimaliku ladustamiskohani hinnati nii sirgjoonelisel (Google maakaartidel) kui ka reaalsel marsruuti pidi (gaasitorustikud maismaal ja võimalikud laevaliinid merel).

Järeldused

Uuringutest on tehtud järgmised järeldused:

- 2009. aasta märtsis vastu võetud Euroopa CCS direktiiv lõi legaalse raamistiku rahvuslikuks seadusandluseks CO₂ ladustamiseks soolastes põhjaveekihtides Euroopa majanduspiirkonnas.
- 30. oktoobril 2009 vastu võetud Londoni protokollis lisad andsid võimaluse CO₂ piiriüleseks sekvestratsiooniks ja ladustamiseks merepõhja alla.
- Venemaa ökoloogilised eeskirjad võimaldavad CO₂ majanduslikku kasutamist (nafta täiendaval tootmisel).
- Eesti, Soome ja Leedu ladustamispotentsiaal on null või tühine tänapäeva tehnoloogilistes, majanduslikes ja seadusandlikes tingimustes.
- Eesti suurtele elektrijaamadele lähimad CO₂ ladustamiskohad soolastes põhjaveekihtides asuvad Lätis (otsekaugus 300–500 km, mööda gaasitorustikke 500–900 km) ja Venemaal (kaugused vastavalt üle 200 km ja üle 400 km). Lähimad merealused ladustamiskohad asuvad

Läänemerele (LISA joonis 1). Lätis on potentsiaal küllaldane Läti CO₂ heitmete ladustamiseks 150 aasta vältel.

- Arvesse tulevad vaid 7 suuremat Läti struktuuri (21–74 Mt CO₂). Venemaa struktuuride ladustamispotentsiaali ei ole veel hinnatud.
- Skandinaavias on suurima potentsiaaliga Norra, kus ladustamiskohtade otsekaugus Narvast on 1200–1900 km ja reaalkaugus mereteed kasutades 2300–3000 km. Norra konservatiivse hinnangu kohane potentsiaal on küllaldane Norra CO₂ heitmete ladustamiseks enam kui 1000 aasta jooksul.
- Venemaa nafta/gaasiväljade otsekaugus ületab 1500 km ja on mereteed kasutades 4500–5300 km.
- Kaugus ladustamispaikadeni Taanis on võrreldav kaugusega Norra ladustamiskohtadeni, kuid konservatiivse hinnangu kohane Taani CO₂ heitmete ladustamispotentsiaal (umbes 100 aastat) on kümme korda väiksem kui Norras.

Kasutatud kirjandus

- Bachu S., Gunter W.D. ja Perkins E.H. 1994. Aquifer disposal of CO₂: hydrodynamic and mineral trapping. *Energy Conversion and Management*, 35, 269–279.
- Boe R., Magnus C., Osmundsen P.T. ja Rindstand B.I. 2002. CO₂ point sources and subsurface storage capacities for CO₂ in aquifers in Norway. NGU Report 2002.010, 132 lk.
- Bruant R.G., Guswa A.J., Celia M.A. ja Peters C.A. 2002. Safe storage of CO₂ in deep saline aquifers. *Environmental Science & Technology*, 36, 11, 241–245.
- Christensen N.P., Halloway S. (toim.). 2004. Geological Storage of CO₂ from Combustion of Fossil Fuel. EU FP5. Summary Report. The GESTCO project.
(http://www.geus.dk/programareas/energy/denmark/co2/GESTCO_summary_report_2ed.pdf).
- Directive 2009/31/EC of the European Parliament and of the Council of 23 April 2009 on the geological storage of carbon dioxide and amending Council Directive 85/337/EEC, European Parliament and Council Directives 2000/60/EC, 2001/80/EC, 2004/35/EC, 2006/12/EC, 2008/1/EC and Regulation (EC) No 1013/2006 (1). 2009. Official Journal of the European Union, L140, 52, 114–135.

- Erlström M. 2008. Lagring av koldioxid I djupa akviferer. Lagringsmöjligheter i Sverige och Danmark. Elforsk. CO₂ storage in saline aquifers in Sweden and Denmark (rootsi keeles inglise keelse kokkuvõttega).
- Kuusik M., Uibu M., Toom M.-L., Muulmann T., Kaljuvee A. ja Triikkel A. 2005. Sulphation and carbonization of oil shale CFBC ashes in heterogeneous systems. *Oil Shale*, 22, 421–434.
- Shogenova A., Sliupa S., Shogenov K., Sliapiene R., Pomeranceva R., Uibu M. ja Kuusik R. 2009a. Possibilities for geological storage and mineral trapping of industrial CO₂ emissions in the Baltic region. Elsevier, The Netherlands, *Energy Procedia*, 1, 2753–2760.
- Shogenova A., Sliupa S., Vaheer R., Shogenov K. ja Pomeranceva R. 2009b. The Baltic Basin: structure, properties of reservoir rocks and capacity for geological storage of CO₂. Estonian Academy Publishers, Tallinn, *Estonian Journal of Earth Sciences*, 58(4), 259–267.
- Sliupa S., Shogenova A., Shogenov K., Sliapiene R., Zabele A. ja Vaheer R. 2008. Industrial carbon dioxide emissions and potential geological sinks in the Baltic States. *Oil Shale*, 25(4), 465–484.
- Uibu M., Uus M., ja Kuusik R. 2009. CO₂ mineral sequestration in oil shale wastes from Estonian power production. *Journal of Environmental Management*, 90, 1253–1260.
- Uibu M., Velts O., ja Kuusik R. 2010. Developments in CO₂ mineral carbonation of oil shale ash. *Journal of Hazardous Materials*, 174, 209–214.
- Vangkilde-Pedersen T., Allier D., Anghel S., Bossie-Cordreanu D., Car M., Donda F., jt. 2009b. FP6 EU GeoCapacity Project, Assessing European Capacity for Geological Storage of Carbon Dioxide, Storage Capacity, WP2, D16 report, 166 lk.
<http://www.geology.cz/geocapacity/publications>.
- Vangkilde-Pedersen T., Lyng Anthonsen K., Smith N., Kirk K., Neele F., van der Meer B., Le Gallo Y., Bossie-Codreanu D., Wojcicki A., Le Nindre Y.-M., Hendriks C., Dalhoff F. ja Christensen N.P. 2009a. Assessing European capacity for geological storage of carbon dioxide – the EU GeoCapacity project. Elsevier, The Netherlands. *Energy Procedia*, 1(1), 2663–2670.

Šogenova A., Šliaupa S., Šogenov K., Vaher R. ja Šliaupene R. 2007. Süsinikudioksiidi industriaalsete emissioonide kaardistamine ja statistiline modelleerimine Balti riikides – CO2 sidumise ja ladustamise esimene etapp. Rmt: Verš E. ja Amon L. (toim.) Mudelid ja modelleerimine. Sulemees, Tartu, *Schola Geologica*, 3, 45–49.

Alla Šogenova (alla@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Kazbulat Šogenov (shogenov@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Rein Vaher (vaher@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Jüri Ivask (jivask@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn.

Radionukliidid Eesti põhjavees

Siiri Suursoo ja Madis Kiisk

Sissejuhatus

Radionukliidide ehk ebastabiilsete isotoopide sisaldust põhjavees hakati Eestis süstemaatiliselt uurima 1994. aastal (Savitskaja 1999). Juhtivas rollis põhjavee radioaktiivsuse seires ja uuringutes on olnud OÜ Eesti Geoloogiakeskus (Savitskaja ja Jaštšuk 2001). Olulisi uuringuid on teostatud ka Keskkonnaameti Kiirgusosakonna (endine Kiirguskeskus) (Kiirguskeskus 2005) ning Terviseameti (endine Tervisekaitseinspeksioon) eestvedamisel (Forte jt. 2010).

Viimase 16 aasta jooksul on kogutud palju olulist teavet Eesti põhjavees sisalduvate radionukliidide kohta. Ometi on uurimata veel palju olulisi aspekte, mis on hädavajalikud tervikpildi kujundamiseks Eesti põhjavee radioaktiivsusest. Käesolev artikkel annab ülevaate Eesti põhjavee radionukliidide sisalduse uurimise hetkeseisust.

Radionukliidide sisalduse määramine põhjavees pakub huvi nii kiirguskaitse kui geoloogia aspektist. Kiirguskaitse seisukohast on oluline teada joogivee tarbimisest saadavat efektiivdoosi. Parem ülevaade Eesti põhja- ja joogivee radionukliidide sisaldusest võimaldab täpsemalt hinnata radionukliidide poolt põhjustatud efektiivdoosi suurust erinevate põhjaveehaarete vee tarbimisel. Seeläbi on võimalik täpsemalt hinnata potentsiaalseid terviseriske põhjavett joogiveena tarbivatele inimestele.

Geoloogia seisukohast võimaldab radionukliidide sisalduse uurimine teha järeldusi geokeemiliste protsesside ja põhjavee päritolu kohta. Samuti on võimalik radionukliidide kontsentratsioonide suhete põhjal põhjavett dateerida (Clark ja Fritz 1997).

Käesolevas artiklis lähenetakse radionukliidide probleemile põhjavees kiirguskaitse vaatenurgast.

Radionukliidide sattumine põhjavette

Radionukliidid jagunevad looduslikeks ja tehisliseks.

Looduslike radioaktiivsete ainete sisaldus põhjavees sõltub eelkõige vettandvate kivimite radioaktiivsusest (Savitskaja ja Jaštšuk 2001). Lisaks mängivad olulist rolli vee mineraalidesisaldus, keskkonna pH ja radionukliidi keemilised omadused. Radionukliidide lahustumisel vees valitseb dünaamiline tasakaal põhjavee ja kivimite vahel (Savitskaja ja Jaštšuk 2001): element leostub kivimist välja ja lahustub vees, teatud tingimustel

võib nukliid uuesti settida. Kui tegemist on erinevate elementidega, ei pruugi tütar nukliidi kontsentratsioon olla tasakaalus emanukliidi omaga, sest nende keemilised omadused võivad erineda. Kiirguskaitse seisukohast pakuvad huvi kolme loodusliku radionukliidirea (aktiiniumi-, uraani- ja tooriumirea) elementide sisaldused põhjavees.

Tehislikest radionukliididest võivad põhjavees esineda peamiselt Cs-137, Sr-90 ja H-3 (Savitskaja ja Jaštšuk 2001). Pinnaveega võrreldes on põhjavesi tehislike radionukliidide eest paremini kaitstud. Riikliku seire raames toetatud mõõtmised on näidanud, et nimetatud nukliidide aktiivsuse kontsentratsioonid on Eesti põhjavete puhul mitu suurusjärku madalamad Maailma Tervishoiuorganisatsiooni poolt soovitatavatest maksimaalsetest piirsaldustest (Kiirguskeskus 2005).

Radionukliidide sisaldus põhjaveekihtide kaupa

Eesti tingimustes peetakse radionukliidide peamiseks allikaks kristalse aluskorra kivimeid (Savitskaja ja Jaštšuk 2001). Kambriumi-Vendi veekompleks, mis lasub kristasel aluskorral, ongi radionukliidide sisalduse poolest kõige problemaatilisem. 2005. aastal koostas Kiirguskeskus Sotsiaalministeeriumi tellimusel uuringu, millest järeldati, et raadiumi isotoopide Ra-226 ja Ra-228 kõrge sisaldused Kambrium-Vendi põhjavees on Eesti jaoks kiirguskaitsele oluline probleem (Kiirguskeskus 2005). Vastavalt sotsiaalministri määrusele "Joogivee kvaliteedi- ja kontrollinõuded ning analüüsimeetodid" kehtib Eestis joogiveele efektiivdoosi piirsaldus 0,1 mSv/a. Paljude Kambrium-Vendi põhjaveekompleksist vett ammutavate veevõrkude puhul ületatakse seda normi tunduvalt. Kiirguskeskuse poolt teostatud uuringus eeldati, et Kambrium-Vendi põhjavett kasutab joogiveena umbes 230 000 inimest. Nendest hinnanguliselt 184 000 inimest tarbib lubatust kõrgema radionukliidide sisaldusega vett (Kiirguskeskus 2005). See on 14% Eesti elanikkonnast.

Värskeimate uuringute põhjal on normiülese radionukliidide sisaldusega joogivee tarbijate protsent Eesti elanikkonnast veelgi kõrgem. 2010. aastal lõppenud Eesti-Itaalia *Twining-Light* projektis „Estimation of concentrations of radionuclides in Estonian ground waters and related health risks“ hinnati, et Kambrium-Vendi põhjavett joogiveena kasutavate inimeste arv on ligikaudu 250 000. Neist 91 % (ehk 227 500 inimest) tarbib joogivett, millest saadav efektiivdoos ületab 0,1mSv/a (Forte jt. 2010). See moodustab ligi 17 % Eesti elanikkonnast.

Radionukliidide kontsentratsioonid ei ole ühesugused terve Kambrium-Vendi veekompleksi ulatuses (Savitskaja ja Jaštšuk 2001). Kõige kõrgemaid Ra-226 ja Ra-228 sisaldusi on mõõdetud Viimsis ja Kundas, kus raadiumi isotoopidest Ra-226 ja Ra-228 põhjustatud efektiivdoos ületab

lubatud piirsisaldust mitmekordselt küündides Viimsis väärtuseni 1,26 mSv/a ja Kundas 0,95 mSv/a (Forte jt. 2009).

Olemasoleva radionukliidide sisalduse andmebaasi statistiline analüüs näitab, et Voronka veekihi on mõlema raadiumi isotoobi (Ra-226 ja Ra-228) kontsentratsioonid natuke kõrgemad kui Gdovi veekihi (vt tabel 1). Tulemusele ei ole väga head seletust, sest eeldades, et radionukliidid pärinevad peamiselt kristalsest aluskorrast, võiks Gdovi veekihi olla kontsentratsioonid kõrgemad. Samas on ka tulemuste standardhälbed väga suured.

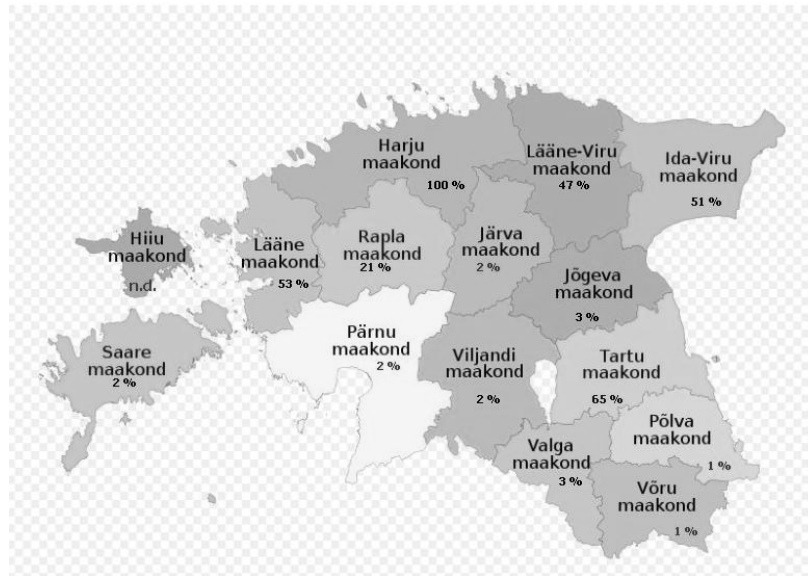
Tabel 1. Ra-226, Ra-228 aktiivsuse kontsentratsioonid ja aastane efektiivdoos Gdovi ja Voronka põhjaveekihtide proovides (Forte jt. 2009).

| Veekiht | Keskmine Ra-226 aktiivsuse kontsentratsioon (Bq/l) | Standardhälve (Bq/l) | Keskmine Ra-228 aktiivsuse kontsentratsioon (Bq/l) | Standardhälve (Bq/l) | Aastane efektiivdoos (mSv/a) | Standardhälve (mSv/a) |
|---------|--|----------------------|--|----------------------|------------------------------|-----------------------|
| V2gd | 0,66 | 1,7 | 0,443 | 0,228 | 0,3 | 0,15 |
| V2vr | 0,70 | 0,87 | 0,590 | 0,662 | 0,37 | 0,43 |

Uhtorgude piirkondades, kus teiste põhjaveekogumite vesi filtreerub Kambrium-Vendi veekompleksi, on radionukliidide kontsentratsioonid tunduvalt madalamad (Raidla jt. 2009).

Efektiivdoosi piirsisalduse (0,1 mSv/a) ületamisi esineb ka teiste põhjaveekomplekside puhul. Lubatust suuremaid sisaldusi on mõõdetud Ordoviitsium-Kambriumi põhjavees (Savitskaja ja Jaštšuk 2001). Teiste põhjaveekihtide kohta on aga väga vähe infot ja olemasoleva teabe põhjal on raske teha põhjapanevaid järeldusi. Info vähesust illustreerib joonisel 1 toodud kaart, mis annab maakondade kaupa ülevaate, kui suur osa elanikkonnast tarbib joogivett, mida on radioloogiliste näitajate poolest uuritud. Harjumaa näitaja on teistest maakondadest tunduvalt kõrgem seetõttu, et Tallinnas on peamiseks joogiveeallikaks Ülemiste järve vesi.

Joonisel 1 esitatud kaart on koostatud valdavalt Ra-226 ja Ra-228 mõõtmistulemuste põhjal. Tegelikult esineb Eesti põhjavees ka mitmeid teisi radionukliide, mille sisaldust on tunduvalt vähem uuritud. Järgnevalt antakse lühiülevaade kiirguskaitse seisukohast olulisematest radionukliididest ükshaaval alustades kõige problemaatilisemast.



Joonis 1. Radioloogiliste näitajate poolest uuritud joogivett tarbiva elanikkonna jaotus maakondade kaupa (Forte jt. 2009).

Raadiumi isotoobid

Erinevalt paljudest lähiriikidest on põhiliseks doositekitajaks Eesti põhjavees raadiumi isotoobid Ra-226 ja Ra-228 (Savitskaja ja Jaštšuk 2001; Kiirguskeskus 2005; Kiisk jt. 2010). Nende kahe isotoobi sisaldust Eesti põhjavees on seni kõige rohkem uuritud. Aastase efektiivdoosi arvutamisel lähtutakse eelkõige nendest kahest nukliidist ning teiste vees leiduvate radionukliidide panuseid ei võeta arvesse.

Lisaks võib põhjavees esineda ka Ra-224, kuid lühikese poolestusaja (3,7 päeva) tõttu on seda nukliidi raske mõõta. Tartu Ülikooli Füüsika Instituudis (TÜ FI) teostatud mõõtmised näitavad, et Kambrium-Vendi veeproovide puhul korreleerub Ra-224 sisaldus teatud määral Ra-228 sisaldusega (tabel 2). Ra-224 kontsentratsioon on ligikaudu 1,3...3 korda väiksem kui Ra-228 kontsentratsioon, kuid kuna Ra-224 doosikoefitsient on suurusjärgu võrra väiksem Ra-228 omast, on ka Ra-224 panus aastasesse efektiivdoosi üle kümne korra väiksem kui Ra-228 puhul.

Tabelis 2 toodud analüüsitulemused on saadud TÜ FI-s rutiinselt kasutatava mõõtemetoodika rakendamisel. Metoodika põhineb 3 liitri vee aurutamisel allesjääva kuivmassi mõõtmisel gammaspetsimeetriga. Raadiumi isotoopide sisaldused proovis arvutatakse gammakiirguse

spektrist vastava nukliidi gammajoonte või tütar nukliidide gammajoonte abil.

Poloonium-210 ja plii-210

Po-210 ja Pb-210 on uraanirea nukliidid, mis tekivad radoon-222 lagunemisel. Kuigi joogivee tarbimisest saadava aastase efektiivdoosi definitsiooni kohaselt ei tule doosi arvutamisel arvesse võtta radooni ja tema lagunemissaadusi (sotsiaalministri määrus nr 81, 2005), võivad Po-210 ja Pb-210 oma kõrgete doosikoefitsientide tõttu anda olulise lisadoosi. Vastavalt Euroopa Komisjoni soovitudele tuleb nende nukliidide panust siiski jälgida, kui Po-210 ja Pb-210 poolt põhjustatav efektiivdoos on samas suurusjärgus seadusandlusega reglementeeritud radionukliididest põhjustatud efektiivdoosidega (EC 2001). Sellisele olukorrale viitavad Eesti Geoloogiakeskuse ja TÜ FI poolt teostatud üksikute proovide mõõtmised.

2008. aastal teostati Eesti Geoloogiakeskuse tellimusena uurimus, mille käigus analüüsiti viie veeproovi Pb-210 ja Po-210 sisaldusi. Ühe proovi puhul (võetud Loksa linnast) ületas Po-210 poolt põhjustatud efektiivdoos isegi piirmäära 0,1 mSv/a (Eesti Geoloogiakeskus 2008). Pb-210 poolt põhjustatud efektiivdoosi väärtused jäid nimetatud proovides vahemikku 0,005–0,01 mSv/a (5–10% efektiivdoosi piirväärtusest) (Eesti Geoloogiakeskus 2008).

TÜ FI-s analüüsiti 2009. aastal kolme Viimsi veeproovi, millest kahes oli Po-210 poolt põhjustatud efektiivdoos 0,020–0,025 mSv/a, see on 20–25% seadusandluses toodud piirmäärast. Mõõtmiste teostamisel kasutati vedelikstsintillatsioonloendurit. Proovi eeltöötlus sisaldas veeproovi kontsentreerimist ja Po-210 ekstraheerimist stsintillatsioonikokteiliga Porex.

Lisateabe kogumist Po-210 ja Pb-210 sisalduste kohta takistab asjaolu, et hetkel puuduvad nende nukliidide jaoks Eesti laborites rutiinselt kasutatavad mõõtemetoodikad. Nii Po-210 kui Pb-210 metoodika arendamisega tegeletakse aktiivselt TÜ FI-s.

Tabel 2. Ra-226, Ra-228, Ra-224 ja K-40 aktiivsuse kontsentratsioonid ja efektiivdoosid viies TÜ FI-s mõõdetud Kambrium-Vendi veeproovis. Andmed aastast 2004.

Tähised: $h(g)_i$ – doosikoeffitsient täiskasvanule (Sv/Bq)

A – aktiivsuse kontsentratsioon (mBq/l)

$u(A)$ – aktiivsuse kontsentratsiooni standardmääramatus (mBq/l)

D – efektiivdoos (mSv/a)

| Proovi nr | | 1316 | | | 1317 | | | 1318 | | | |
|---------------|---------------------|-------|-------------------|----------|-------|-------------------|----------|-------|-------------------|----------|--|
| Radio-nukliid | $h(g)_i$ (Sv/Bq) | A | $u(A)$ (k = 1) | D | A | $u(A)$ (k = 1) | D | A | $u(A)$ (k = 1) | D | |
| | | mBq/l | mBq/l | mSv/a | mBq/l | mBq/l | mSv/a | mBq/l | mBq/l | mSv/a | |
| <i>Ra-226</i> | 2,80E-07 | 18 | 6 | 3,68E-03 | 41 | 7 | 8,38E-03 | 27 | 7 | 5,52E-03 | |
| <i>Ra-228</i> | 6,90E-07 | 28 | 8 | 1,43E-02 | 85 | 14 | 4,26E-02 | 53 | 10 | 2,68E-02 | |
| <i>Ra-224</i> | 6,50E-08 | 20 | 15 | 9,49E-04 | 32 | 15 | 1,52E-03 | 40 | 15 | 1,90E-03 | |
| <i>K-40</i> | 6,20E-09 | 288 | 63 | 1,30E-03 | 524 | 46 | 2,37E-03 | 162 | 45 | 7,33E-04 | |
| Proovi nr | | 1319 | | | 1320 | | | | | | |
| Radio-nukliid | $h(g)_i$ (Sv/Bq) | A | $u(A)$ (k = 1) | D | A | $u(A)$ (k = 1) | D | | | | |
| | | mBq/l | mBq/l | mSv/a | mBq/l | mBq/l | mSv/a | | | | |
| <i>Ra-226</i> | 2,80E-07 | 185 | 12 | 3,78E-02 | 287 | 7 | 5,87E-02 | | | | |
| <i>Ra-228</i> | 6,90E-07 | 362 | 17 | 1,82E-01 | 420 | 12 | 2,12E-01 | | | | |
| <i>Ra-224</i> | 6,50E-08 | 130 | 25 | 6,17E-03 | 230 | 30 | 1,09E-02 | | | | |
| <i>K-40</i> | 6,20E-09 | 245 | 56 | 1,11E-03 | 206 | 35 | 9,31E-04 | | | | |

Uraan

Uraani isotoopidest võivad põhjavees peamiselt esineda U-234, U-238, vähesemal määral ka U-235. Senini on uraani isotoopide sisaldust Eestis uuritud vaid vähestes puurkaevudes ja rutiinne mõõtemetoodika analüüside teostamiseks puudub. Teada on, et võrreldes naaberriikidega on uraani kontsentratsioonid Kambrium-Vendi põhjavees tunduvalt väiksemad. Väidet kinnitavad osaliselt ka TÜ FI-s teostatud gammaspекtromeetrilised analüüsid, kus veeproovi gammaspекtris ei ole tuvastatavad uraan-238 tütar nukliidide Th-234 ja Pa-234m gammajooned. Uraani isotoopide mõõtemetoodika arendamise vajalikkusele viitab asjaolu, et ühisveevarustuses laialt kasutatav Ordoviitsium-Kambriumi veehaare puutub kokku uraanirikka diktüoneemakildaga.

Radoon-222

Radoon-222 ainsa gaasilise elemendina uraanireas mängib kiirguskaitse seisukohast olulist rolli. Rn-222 kontsentratsiooni määramine vees on oluline seetõttu, et kõrge Rn-222 sisaldusega põhjavee kasutamine viib kõrgete Rn-222 kontsentratsioonideni siseõhus. Kui Soomes esineb Rn-222 põhjavees kohati väga kõrgetes kontsentratsioonides, siis Eesti põhjaveeproovide puhul ei ole seda täheldatud. Seni tehtud mõõtmistest võib järeldada, et Rn-222 kontsentratsioon jääb enamasti alla Maailma Tervishoiuorganisatsiooni ja Euroopa Nõukogu soovitusliku piirsisalduse 100 Bq/l (Savitskaja 1999).

Kaalium-40

Kaalium-40 on beetakiirgaja, mis esineb looduslikult konstantses suhtes stabiilse kaaliumiga. Kiirguskaitse seisukohalt ei paku K-40 kontsentratsioonid vees olulist huvi, sest see nukliid ei ladestu organismis ja seetõttu ei põhjusta olulist lisadoosi. Ometi tasub ära märkida, et TÜ FI-s teostatud gammaspекtromeetristest mõõtmistest järeldub, et Eesti põhjaveses on K-40 kontsentratsioon võrdlemisi kõrge (vt tabel 2). See asjaolu võib segada teiste beetakiirgavate radionukliidide määramist.

Kokkuvõte

Hoolimata sellest, et hiljutised uuringud põhja- ja joogivee radioaktiivsuse kohta (eriti 2009. aasta Terviseameti poolt koordineeritud Eesti-Itaalia *Twining-Light* partnerlusprogramm) on tunduvalt aidanud kujundada süsteemset pilti Eesti põhjavee radionukliidide sisaldusest, on

endiselt täitmata mitmed olulised lüngad. Vähesel määral on infot teiste veehaarete kohta peale Kambrium-Vendi ning tavaliselt piirduvad andmed vaid kahe radionukliidi sisaldusega – Ra-226 ja Ra-228. Olemasoleva teabe põhjal on alust eeldada, et teiste vees leiduvate radionukliidide (sh Ra-224, U-234, U-235, U-238, Po-210, Pb-210, Rn-222) panus summaarsesse efektiivdoosi on oluliselt madalam kahe Ra-isotoobi omast, kuid vajalik teave süsteemse analüüsi tegemiseks nõuab kindlasti suuremas ulatuses ka ülejäänud radionukliidide seiret. See omakorda eeldab vastavate meetodidate väljaarendamist.

Kasutatud kirjandus

- Clark I.D. ja Fritz P. 1997. Age Dating Old Groundwaters. Rmt: Clark I.D. ja Fritz P.(toim.) Environmental Isotopes in Hydrogeology. New York, CRC Press LLC, 197–244.
- EC 2001. Commission Recommendation of 20 December 2001 on the protection of the public against exposure to radon in drinking water supplies (2001/928/Euratom). *Official Journal of the European Communities* L344, 28.12.2001.
- Eesti Geoloogiakeskus 2008. Põhjavee radioloogilised näitajad 2008. Käsikirjaline materjal (mõõtmistulemused).
- Forte M., Airoidi R., Caldognetto E., Realini F., Rusconi R. ja Trotti F. 2009. Estimation Of Concentrations Of Radionuclides In Estonian Ground Waters And Related Health Risks, Component 1 – Technical Report. Milano: Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Lombardia (Twinning Light Contract No EE06-IB-TWP-ESC-03).
- Forte M., Rusconi R., Trotti F., Caldognetto E., Airoidi R., Realini F., Risica S. ja Bagnato L. 2010. Estimation of concentrations of radionuclides in Estonian ground waters and related health risks, Final Raport. Milano: Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Lombardia (Twinning Light Contract No. EE06-IB-TWP-ESC-03).
- Kiirguskeskus 2005. Joogivee radioaktiivsusest põhjustatud terviseriski hinnang. Tallinn, Kiirguskeskus.
- Kiisk M., Suursoo S. ja Koch R. 2010. Keskkonnainvesteeringute Keskuse finantseeritud projekti „Põhja- ja joogivee radionukliidide sisalduse määramise meetodika väljatöötamine“ aruanne. Tartu, Tartu Ülikooli Füüsika Instituut.
- Raidla V., Kirsimäe K., Vaikmäe R., Jõelet A., Karro E., Marandi A. ja Savitskaja L. 2009. Geochemical evolution of Groundwater in the Cambrian Vendian aquifer system of The Baltic Basin. *Chemical Geology*, 258, 219–231.

- Savitskaja L. 1999. Radionukliidid Eesti põhjavees. *Keskkonnatehnika*, 3, 4–8.
- Savitskaja L. ja Jaštšuk S. 2001. Kambriumi-vendi veekompleksi põhjavee radionukliidide sisalduse määramine ja selle vastavuse hindamine EL joogiveedirektiivi 98/83/EÜ nõuetele Lääne- ja Põhja-Eesti suurematel veehaaretel. Tallinn: OÜ Eesti Geoloogiakeskus.
- Sotsiaalministri määrus nr 81 16. juunist 2005. Sotsiaalministri 31. juuli 2001. a määruse nr 82 „Joogivee kvaliteedi- ja kontrollinõuded ning analüüsimeetodid” muutmise. RTL, 2005, 69, 971.

Siiri Suursoo (siiri.suursoo@ut.ee) – Tartu Ülikooli Füüsika Instituut, Keskkonnanfüüsika labor, Riia 142, 51014 Tartu.

Madis Kiisk (madis.kiisk@ut.ee) – Tartu Ülikooli Füüsika Instituut, Keskkonnanfüüsika labor, Riia 142, 51014 Tartu.

Globaalsed muutused käivad vulkaanide kannul

Heidi Soosalu

*„Civilization exists by geologic consent,
subject to change without notice.“
(Tsiivilisatsioon eksisteerib geoloogia loal,
olukord võib muutuda etteteatama).*

Will Durant (1885–1981)
Ameerika ajaloolane

Kuidas me saame aru mõistest „globaalne muutus“? Tavainimesele tuleb tõenäoliselt kõige esimesena meelde globaalne kliima muutumine, tähendab kliima soojenemine ja just nimelt inimese poolt tekitatud kliima soojenemine – halb nähtus, tähendab halb nähtus meie praeguse inimühiskonna vaatepunktist.

Kas muutusega peaks vaikimisi kaasnema ka muutuse püsivus ja pöördumatus? Kui näiteks saja aasta pärast hakkab kliima järgmise jääaja lähenemise tõttu jälle jahenema, kas on inimese tekitatud muutus taastunud ja seega nagu tühistatud? Kas tuleviku inimkond (kui selline veel eksisteerib) on siis uute tingimustega kohanenud ja kirub järgmist, looduslikku muutust? Kas me vaikimisi arvame, et muutused on halvad? Kas on oluline hinnata muutusi vaid inimkonna, võib-olla äärmisel juhul biosfääri vaatepunktist?

Selleks, et me siin üldse oleme ja vaatleme globaalseid muutusi, on pidanud juba toimuma mitu globaalset muutust, nii soodsaid kui ka hävitavaid, sõltuvalt seisukohast – näiteks ühe eluvormi häving on teise jaoks võimalus. Päikesesüsteemis on Maa üks erakordne planeet selle sisemuses käivitunud laamtektoonika tõttu. Litosfääri laamade ringkäiguga kaasneb vulkanism: laamtektoonika töötleb pidevalt ümber ainet Maa sees ning Maa siseosade, ookeanide ja atmosfääri vahel. Kaasa aitab ka kuumade täppide aktiivsus. Tänu vulkaanilises tegevuses vabanenud gaasidele moodustus iidne atmosfäär, mis arenes edasi elukõlblikuks ning vulkanismi kaasmõjul tekkis ka elu ise.

Emakese Maa nägu on oma ajaloo käigus pidevalt muutunud ja muutub üha. Vahel tõmbuvad ta põsed kortsu, aga pärast lihvib erosioon nad jälle siledaks. Kontinentide tants läbi ookeanilise koore jätkub aastamiljon aastamiljoni järel, paisates need vahel kokku, vahel laiali. Kontinendid järjest vananevad, aga geoloogia seaduspärasuste tõttu on ookeanipõhjad igavesti noored ja alati uuenevad.

Oleme põlistele vulkaanidele tänulikud enda olemasolu eest, aga samas peame suhtuma aukartusega nende järeltulijatesse. Ükskord on juba sattunud inimkond pudelikaela, kui 74 000 aastat tagasi Toba vulkaan Sumatra saarel sülitas õhku muinasjutulise 2800 km³ materjali. Stratosfääri paiskunud 1000 megatonni tuhka ja aerosoole tekitas mitmeaastase „vulkaanilise talve“, mida paljud ürginimesed üle ei elanud.

Kriidi aegsetel asukatel ei vedanud, kui 65,5 miljonit aastat tagasi praeguse Reunioni kuuma täpi vahevöö koldest voolasid välja India Dekkani laavaplatood miljonkonna aasta jooksul: 500 000 km² ulatuses kuni 1200 m kõrge, üle 50 kihist koosnev kompleks. Kliimaefekt oli paratamatu – see võis olla jahutav või soojendav, võib-olla mõlemat, aga dinosaurustele oli see igal juhul saatuslik. Imetajatele osutus see muidugi õnnistuseks. Arvatakse ka, et dinosauruste mõrvariks oli hoopis meteoriid, mis Mehhiko lahte Chicxulubi hiigelkraatri tekitas. Nii mõnedki teadlased on arvamusel, et süüdistada võib mõlemaid katastroofe.

Permi elustik oli hädas, kui pea 250 miljonit aastat tagasi hoogustus arvatavasti praegu Jan Mayeni all varitsev kuum täpp ja tekitas 340 000 km² laiad Siberi laavaplatood, mille keskkonnamõju tulemusena hävines hinnanguliselt 90% liikidest. Draamat oli õhus Ordoviitsiumiski, kui tegutses Ida-USA Millbrigi bentoniidisavid tekitanud monstrumvulkaan, mille tulemusena üle miljoni ruutkilomeetri laiune ala kattus tefraakihi alla.

Kui pikk on inimese tsivilisatsiooni ajalugu – armetu mõnituhat aastat võrreldes Emakese Maa 4500 miljoni aastase rännakuga? Vulkaanegi on selle aja jooksul palju tekkinud, paljud on igaveseks kustunud ja isegi vahevöösse neelatud. Üks vulkaan võib tegutseda vaid korra või vastu pidada miljoneid aastaid. Võtame näiteks USA Yellowstone, mis on oma paari miljoni aastase olemasolu jooksul mõned korrad massiivselt tegutsenud, ja siis pikki aegu vaikinud, peamiselt vaid geotermilise tegevuse tasemel. Yellowstone viimseim gigantpurse toimus 0,6 miljonit aastat tagasi. Mõned arvavad, et selle vulkaani hiiglaslike pursete tsükkel ongi just 0,6 miljonit aastat ja ta võib tegutsema hakata kas või homme. Samas võib Yellowstone'i „homme“ tõepoolest ollagi homme, aga niisama ka näiteks tuhandete aastate pärast. On see siis aga enam inimkonna mure?

Lõpuks pakun lugejatele koju kaasa võtmiseks mõned retseptid:

**Soome tädi kokaraamatust – Wanad hääd retseptid
„Globaalselt mõjuv vulkaanipurse“, kaks varianti.**

Kiirretsept:

Plahvatuslik saarkaare purse

1 ookeaniline laam

1 mandriiline laam

1 vulkaan saarkaarel subduktsiooni piirkonnas

lõõri diameeter võimalusel vähemalt 100 m

100–10 000 km³ viskoosset magmat

nii ränirikast kui saab

vähemalt 1/100 vett

isegi väikses koguses lisab efekti

Panna Maa soojenema vähemalt +800 °C juurde. Vulkaan paigutada sobilikule laiuskraadile (eelistatult troopikasse), et suurem efekt oleks kliimamuustritega soodustatud. Meeles pidada, et ühe poolkera kliimaefekt on realistlik saavutada, aga terve maakera mõjutamine on väljakutselisem ja nõuab rohkem koostisosi ja/või plahvatuslikkust. Tõhusam on paigutada vulkaan ookeani põhja, mitte kuivale maale. Siis võib soovitud efekti ka väiksema vulkaaniga saavutada. Suruda järjekindlalt ookeanilist laama vastu mandrilist laama, kuni vulkaan hakkab purskama. Kui ei õnnestu kontrollida, et ookeaniline laam paindub mandrilise alla õige, piisavalt suure nurga all.

Garneerida tefrakihiga, puistata suureteralist materjali paksult vulkaani lähedusse, kaugemale (sadu kuni tuhandeid km) järjest peenemat tuhka ja järjest õhema kihina. Mitte unustada paisata peent tuhka kuni stratosfäärini, soovitatav oleks umbes 40 km kõrguseni. Püüvama efekti jaoks on oluline stratosfääri kõrgused saavutada.

Haruldase retsept, võib proovida kui materjal on kättesaadav:

Hüglasuur basaldivool

1 kuum täpp

kindlasti aktiivses faasis ja produktiivne

1 või rohkemgi purskelõhet

vähemalt mitu km pikk, võimalusel kuni 100 km

basalti, üüratult

süsihappegaasi

väävli aerosoole

Panna Maa soojenema, soovitatav on +1200 °C või veelgi kõrgema temperatuuri juurde. Lõhe avada. Laavavool laotada rammusate kihtidena (kümneid meetreid paksud) ühtlaselt laiali suurele alale, näiteks 10 000 – 100 000 km². Lasta kihil pisut jahtuda, ja siis katta järgmise kihiga. Kui aega on, võib lasta vahepeal mõne aasta või aastakümne, -tuhandeidki, jahtuda. Jätkata kihtide laotamist nii kaua kuni basalti on võimalik maa seest suuremate pingutusteta välja pritsida. Suurema merepinnatõusu efekti saamiseks paigutada purskelõhe ookeani põhja.

Serveerida süsihappegaasi ja aerosoolide pilves. Kui juhtub olema käepärast, võib lisada ka väiksemas koguses muid gaase.

Piduvariant:

Väga suurejoonelise mõju tekitamiseks võtta üks supervulkaan, mis on küll harva kättesaadav. Kuum täpp paigutada mandrilise ja ränirikka maakoore alla ja hakata soojendama. Ühinevad plahvatusliku purske eksplosiivne efekt ja hüüelpurske suur magmakogus.

Selle loo kokkukeetmisel oli soojalt, õigemini kuumalt, soovitatavaks kokaraamatuks:

Sigurdsson, H. (toim.). 2000. Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, 1417 lk.

Heidi Soosalu (h.soosalu@egk.ee) – Tallinna Tehnikaülikooli Mäeinstituut, Ehitajate tee 5, 19086, Tallinn; Eesti Geoloogiakeskus, Kadaka tee 82, 12618, Tallinn.

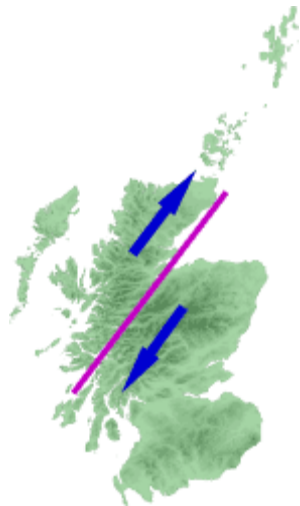
Vulkaanisaared – looduse toredad meistritööd

Krista Täht-Kok

Vulkaanid on kõige silmapaistvaimad ja „käegakatsutavamad” Maa sisemuse ilmingud. Päril lähedal meil ühtegi vulkaanimäge ei ole, kuid vulkaanilise tuha kihte leiab meie aluspõhjast Ordoviitsiumi ladestust üsna mitu. Kinnekulle metabentoniidikiht Keila lademes on kuni 30 cm paks ja 455 miljonit aastat vana (LISA joonis 1). Rootsis on seesama vulkaanilise tuha kiht lausa mitme meetri paksune. Tänapäev ei ole täpselt teada, kus vulkaan, mis selle tuha õhku paiskas, ise asus.

Vulkaanid ei purska oma sisemusest välja ainult tuhka, sageli voolab sealt välja laavavool, mis jahtudes tardub uhkeks sammastikuks või lustakaks padjahunnikuks. Need vormid saavutavad täiuslikkuse kui meri neid päevast päeva lihvimise. Kahte niisugust, maasügavusest kerkivate magmavoolude poolt vormitud ja merest hooldatud laavasaart käesolev kirjatükk tutvustabki.

Esimene saartest–Staffa (Šoti keldi keeles Stafá) – on osake Põhja-Atlandi magmaprovintsis. Kaardilt leiab Staffa Sise-Hebriidide saarestikust Šotimaa läänerrannikult kuulsat Loch Nessi ja vähemkuulsat Loch Lochy järvede edelasuunaliselt pikendusjoonelt. See on Suur Glen'i murrangujoon (joonis 2), mille „põhjakallas“ liigub kirde ja „lõunakallas“ edela poole.



Joonis 2. Suur Glen'i murrang ([www.ask.com/wiki/Great Glen Fault](http://www.ask.com/wiki/Great_Glen_Fault)).

Staffa jääb Suur Glen'i murrangu "põhjakaldale", nõnda liigub see maaliline saareke meile järjest lähemale (joonis 2). Arvestades fakti, et Suur Glen'i murrang tegutseb Laurentia ja Baltika mandrite kokkupõrke lõpuaegadest, Siluri lõpust Devoni algusest 430–390 miljonit aastat tagasi, on ehk meilgi kunagi lootust, mõnda vulkaani lähemalt näha.

Saarekese pindala on 33 ha, suurim kõrgus merepinnast 42 m (LISA joonis 3). Saarekesel ei kasva ainsatki puud ega põõsast, isegi kanarbikku, Šotimaa rahvustaime, on seal vähe. Õhukesel, vett täis turbakihil, kasvab tihe mahlakas rohi ja palju kirevaid lillekesi. Kes Šotimaal jalutanud, on kindlasti imestanud, kuidas küll vesi mäe otsast alla ei jookse! Põhjuseks on rohukamara all olev turbakiht, mis nagu käsn niiskuse kinni hoiab ja matkajal jalad märjaks teeb.

Staffa sai tuntuks kaheksateistkümnenda sajandi lõpul ja omab staatust *National Trust of Scotland*, meie mõistes on see haruldane kaitsealune loodusmonument. Merelt lähenedes meenutab Staffa natuke viltust ja natuke näkitsetud torditükki (LISA joonis 4). Lähemale jõudes on näha kuuekandilisi basaldisambaid, mis toetuvad pruunikashallikast tuffist alusele ja kannavad "katuseks" peenemaid ja painduvamaid sambaid.

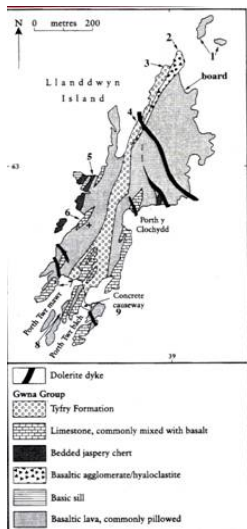
Saareke on täielikult vulkaanilise päritoluga ja ta on kolmekihiline andes tunnistust kolmest vulkaanilise tegevuse faasist (LISA joonis 5). Saare vundamenti moodustab must peeneteraline tuff, Selles tuffis seisavad uhked mustad basaldisambad. Enamus neist on korrapärased kuuekandilised tahukad (LISA joonis 6 ja 7), nagu oleks keegi nad otse geoloogiaõpikust vorminud. Need sambad on kujunenud basaltse laava aeglasel jahtumisel.

Saarekese „katuse“ moodustavad peenemad basaldiprismad, mis looklevad üle vertikaalse sammastiku (LISA joonis 8). Jääb mulje, et need said vormijal liiga peenikesed, et ise püsti püsida. Teadlased ei ole ühel meelel "katusesammaste" kujunemisloo osas. On arvatud, et tegemist oli püroklastilise laavavooluga läheduses asuval Mull'i saarel või on "katuse-sambad" niisuguseks vorminud suured vulkaanilise tuhakihid, mis ise on ammugi ära erodeeritud. Igal juhul on Staffa vaimustanud geolooge ja loodusesõpru oma eriliste laavavormidega ja sarnaseid vulkaanilisi kivimeid nimetatakse „Staffa grupi“ kivimiteks. Vanuseks on neile määratud 55–58 miljonit aastat (Kerr jt. 1999).

Staffa on ka „kodukandis“ kuulus. Iga bussijuht või laevamees on giidiks ja teab jutustada ümbruskonna vulkaanilisest tekkeloost. Geoloogia on selles kandis rahvateadus. Saart on külastanud paljud kuulsused, nende hulgas kuninganna Victoria ja helilooja Felix Mendelssohn, kellele mustad basaldisambad andsid inspiratsiooni *Hebrides Overture*'i loomiseks.

Teine-Llanddwyn'i saareke, on kuulus oma padilaavade poolest. Asub see saareke Walesi läänerrannikul, Anglesey saare lõunarannal (joonis

9). Mõõna ajal ühendab saari liivariba, kuid tõusu ajal tuleb Llanddwyn'ile pääsemiseks jalad märjaks teha. Saareke on kirde-edelasuunaline, ligikaudu kilomeeter pikk ja paarsada meetrit lai kaljuseljandik (joonis 2), kuid sellel maalapil võib näha nii erinevaid laavakihte kui laava poolt läbikeedetud settekivimeid. Saareke on osa Newborough ja Warren'i rahvuslikust looduskaitsealast ja osake GeoMôen'i geopargist, mis hõlmab kogu Anglesey saart.



Joonis 9. Llanddwyn'i saareke meenutab peitepilti: leia üles kõik 7 tüüpi kivimeid. Seda pole sugugi kerge teha, sest enamus neist on ühtemoodi mustad või kirjud. (Treagus 2008).

Erinevalt Staffa saarest on Llanddwyn'i saareke asustatud, seal asub 2 majakat, millest üks töötab seni ajani. Saarekesega on seotud palju legende, mis enamasti jutustavad Wales'i kaitsepühakust *Dwynwen*'ist, kellele oli pühendatud ka saare kirik, millest tänaseks on alles vaid varemed. Llanddwyn'i saareke, nagu paljud teisedki üksildased maalilised paigakesed, oli palverändurite sihtkohaks (LISA joonis 10). Tänaasel päeval on saarel 2 suurt risti, mis kunagisi palverännakuid meenutavad ja saare püha aurat tähistavad. Nii nagu väga paljudes kohtades Euroopas, on turistid palverändurite rajad üle võtnud. Waleslaste auks peab ütlema, et nad on säilitanud oma loodusmälestiste looduslikkuse ja ei ole sellistesse kohtadesse ühtegi pirukaputkat püsti pannud.

Nagu juba mainitud, on Llanddwyn'i saareke kuulus oma padilaavade poolest (LISA joonis 11 ja 11a). Padilaavad pole aga ainsad huvitavad ja

erilised kivimid sellel saarel. Nagu ütleb GeoMôn'i geopargi kirjeldus, on seal näha doleriididaike, Tyfry peeneteralist tumedat liivakivi (LISA joonis 12), basaldiga segunenud lubjakivi (LISA joonis 13) ning kvartsiite, seda kivimkompleksi kokku nimetatakse *Gwna Mélange*'ks ehk siis Gwna Seguks.

Selle ala tektoonika on siiani aktiivseks arutusobjektiks ja vaieldakse selle üle, kas basaltsed laavad ja bretšad pole mitte kunagise ookeanilise maakoore jäänukid, mis on subduktsioonivööndis „läbi keedetud“ (LISA joonis 14 ja 15). Tyfry kvartsiidid, mis selgelt on kunagi olnud sette-kivimid, võisid neid katta.

Tänapäeval on seisukoht, et Anglesey saar, mis on Suurbritannia saarest kitsukese Menai väinaga eraldatud, ei ole iialgi olnud Avalonia laama osa, millel asub ülejäänud Wales. 630–570 miljonit aastat tagasi oli saarel intensiivne vulkanism ja Anglesey lähenes Avaloniale sukeldudes selle alla. 590–589 miljon aastat tagasi Anglesey vulkanism rahunes ja liikumine Avalonia poole aeglustus, sellest annavad tunnistust madalatemperatuurilised sinikildafaatsiese kivimid, mida kohtab palju Anglesey saarel (Treagus 2008).

Igal juhul jäi tolleaegsest kuumast mandrite „keedukatlast“ üks väike tükike maad järele. Selle maatüki ongi Walesi geoloogid GeoMôn'i geopargis eksponeerinud. Llanddwyn'i saarekese padilaavasid ja laavaga segunenud lubjakive peetakse omataoliste seas üheks huvitavamaks geoloogiliseks vaatamisväärsuseks Suurbritannias.

Meile, kellele samavanusega kodupind on tasane ja pude, on tore seda „maapõue sulatusahju“ ette kujutada.

Kasutatud kirjandus

Kerr A.C., Kent R.W., Thompson B.A., Seedhouse J.K. ja Donaldson C.H., 1999. Geochemical Evolution of the Tertiary Mull Volcano, Western Scotland. *Journal of Petrology*. Oxford University Press, 873–908.

Treagus J. 2008. Anglesey Geology – a field guide. Daeareg ynys Môn-arweinlyfr maes. Rmt: Conway C., Wood M., Loader P. (toim.) , Seabury Salmon & Associates, 168 lk.

[www.ask.com/wiki/Great Glen Fault](http://www.ask.com/wiki/Great_Glen_Fault)

Krista Täht-Kok (krista@egk.ee) – Eesti Geoloogiakeskus, Kadake tee 82, 12618, Tallinn.

Skeletiteke

Liisa Lang

Ehkki esimesed skeletiga organismid on teada juba Ediacara ajastust, ilmus suurem hulk skeletiga organisme Kambriumi ajastu alguses. Skelett on elundkond, mis aitab organismil oma kuju säilitada. Peale kuju säilitamise on skelettide olulisemad ülesanded veel organismi kaitse (välisskeletid) ning eluks vajalike keemiliste ühendite säilitamine. Näiteks inimese luud säilitavad fosforit ja kaltsiumit ning vajaduse ilmnemisel on neid elemente võimalik luudest kätte saada (Pasteris jt. 2008). Lisaks võib skelettidel olla veel mitmesuguseid eriülesandeid, nt osade okasnahksete hulka kuuluvate madutähtede haarmed koosnevad pisikestest kaltsiidikristallidest, mida loom kasutab lisaks toesele ka valguse tunnetamiseks, ehk justkui silmadena (Dove 2010).

Kõik skeletid sisaldavad suuremas või väiksemas koguses orgaanilisi aineid, kuid mitte kõik (nt kitiinskeletid) ei sisalda mineraale (Bengston 1994). Siinkohal käsitleme siiski skelette, mille oluliseks koostisosaks on mineraalid. Põhiliselt esineb skelettide koostises kolme tüüpi mineraale: kaltsiumkarbonaadid (kaltsiidi ja aragoniidi kujul), kaltsiumfosfaadid ning räni (Mann 2001). Levinuimad on kaltsiumkarbonaatsed skeletid, mida suudavad tekitada väga paljud loomarühmad, nt korallid, limused, sammalloomad, okasnahksed, käsijalgsete jne. Inimese seisukohalt on olulised aga kaltsiumfosfaatsed skeletid, mis evolutsiooniliselt nii levinud pole, kuid esinevad peale selgroogsete veel nt ühel osal käsijalgsetest. Ränist skelette moodustavad nt käsnad, radiolaarid ja diatomeed.

Skeletitekke mehhanismid

Mineraalsete skelettide tekke aluseks on bioloogiliselt kontrollitud biomineralisatsioon (Mann 2001) ehk organismide võime kasvatada mineraale enda kontrollitud tingimustes. See tähendab, et organismid muudavad lokaalselt oma sisekeskkonda nii, et tekiks vajalikest ionidest üleküllastus, seejärel kontrollib rakk mineraali klompumist (nukleatsiooni) ning lõpuks mineraali kasvu (Weiner ja Dove 2003). Mineraalide kasv organismides toimub sageli kas spetsiaalsetes vakuoolides/vesiikulites või spetsiaalsel orgaanilisel matriitsil. Näiteks on inimese skeleti moodustumisel nanoskaalas pisikesed apatiidikristallid tugevalt seotud kollageenist matriitsiga.

Üheks loomarühmaks, kes oma skeletti vesiikulites kasvatab, on üherakulised planktoni hulka kuuluvad 1–10 mikromeetrise läbimõõduga kokkolitofoorid, kes oma välisskeleti kaltsiidist plaate kasvatavad oma

ainsa raku sees. Kui plaat on rakus valmis tehtud, siis viiakse see eksotsütoosi (vesiikuli ühinemine raku välismembraaniga) teel rakust välja (Young ja Henriksen 2003).

Skeletid ja keskkond

Väliskeskkonnal (ookeaniveel, atmosfääril) on skelettide tekkimisele kaudne mõju. Esiteks pidi väliskeskkond olema skelettide (esmaseks) tekkeks soodne – skeletitekkteks vajalikud materjalid pidid vabalt kättesaadavad olema ning ületatav energeetiline barjäär pidi olema piisavalt madal, et skeletiteke end ära tasuks (Knoll 2003). On välja pakutud (Knoll 2003), et skeletsete organismide väljasuremisperioodidel oli keskkond just selline, et skelettide moodustamine ei tasanud end enam organismidele ära. Kui arvesse võtta seda, et üldjuhul tekivad skeletsed biomineraalid isoleeritud keskkonnas organismi sees ning ei ole mitte kontaktis organismi ümbritseva keskkonnaga, siis võib eeldada, et väliskeskkonna (nt merevee keemilise koostise) muutustel erilist mõju skeletimineraalidele pole. Organismid on võimelised, vähemalt teatavate piiride ulatuses, tekitama puhverkeskkonna ja sehitama ikka selliseid mineraale, mida nad oma evolutsiooni algusest saati on sehitama hakanud, kuna mineraalide tekitamine organismide poolt on ka geneetiliselt kontrollitud (Knoll 2003) ja orgaaniline matriits, mille peale mineraalid tekitatakse, mõjutab biomineraali liiki ja elementide ligitõmmet (Skinner 2005). Samas on osade organismide võime puhverkeskkonda tekitada väiksem kui teistel. Näiteks korallid on läbi geoloogilise aja keskkonnamuutustele väga tundlikud olnud. Kui temperatuur ja CO₂ sisaldus atmosfääris kõrgeneb, viib see karbonaatide kontsentratsiooni vähenemisele ookeanides ning seeläbi ka ookeanivee küllastuse vähenemiseni kaltsiidi ja aragoniidi suhtes (Knoll 2003). Kui muutused toimuvad liiga kiiresti, ei pruugi väiksema puhverduvõimega organismid nende muutustega enam hakkama saada.

Lisaks sellele, et väliskeskkond mõjutab organismide skelettide kasvatamise võimekust, on leitud ka tõendeid merevee koostise mõjust sellele, milline mineraal organismis eelistatult tekib, seda eriti skelettide esmasel tekkel või siis, kui skeletid mingis loomarühmas pärast vahepealset väljasuremist uuesti tekkima hakkasid (Knoll 2003). Nii on nt karbonaatsed skeletid eukarüootide seas läbi geoloogilise aja tekkinud ligikaudu 28 korral (Knoll 2003) ning on tõendeid, et need skeletid peegeldavad oma tekkeagest merekeskkonda. Nimelt on läbi geoloogilise ajaloo merevee koostis muutunud ning eksisteerinud on nn kaltsiidimered ja aragoniidimered (Knoll 2003; Zhuravlev ja Wood 2008). Kaltsiidimerede perioodidel tekkinud skeletid said valdavalt kaltsiitsed, aragoniidi merede aegsed

skeletid said valdavalt aragoniitsed või kõrge magneesiumisisaldusega kaltsiitsed.

Biomineraalide säilimine fossiilidena pakub suurepäraseid võimalusi ka kunagiste keskkondade rekonstrueerimiseks. Seoses sellega on mitmel viisil uuritud, millised organismid on ümbritseva keskkonnaga rohkem seotud ja millised vähem. Nt limused, kaltsiitse kojaga brahhiopoodid ning planktilised foraminifeerid setitavad biomineraale, mille isotoopne koostis on ümbritseva keskkonnaga tasakaalus (Weiner ja Dove 2003) ning need organismid on paleokeskkondade uurimisel eelistatumad. Nende biomineraalide nii keemilised, isotoopsed kui morfoloogilised variatsioonid varustavad uurijaid infoga kunagistest settekeskkondadest, kuid ka mineraalide settemehhanismidest (Skinner 2005). Mõned taksonid seevastu kontrollivad oma isotoopset koostist täielikult ise ning seega on osad organismid võimelised oma bioloogiliste protsessidega keskkonnasignaale „üle kirjutama“ (Weiner ja Dove 2003).

Skeletitekke varajane evolutsioon

Biomineraale on organismid osanud toota juba elu ilmumise ajast peale (Hazen jt. 2008), ning tänaseks on teada juba 80 biomineraali (<http://rruff.info/ima/>), millest kõik pole siiski skelettidesse rakendatud. Päril alguses valdas ilmselt bioloogiliselt indutseeritud biomineralisatsioon, mille käigus esimesed elavad organismid mitte ei kontrollinud ise mineraalide tootmist, vaid kutsusid oma elutegevusega nende teket esile.

Võimalik, et varajastel organismidel oli vaja pigem mineraliseerumise inhibiitoreid, et varajastes üleküllastunud ookeanides ellu jääda. Tänapäeval on inhibiitoritel biomineralisatsiooniprotsessis tähtis roll. Nende abil kujundatakse skeletteid biomineraale ning välditakse organismi spontaanset mineraliseerumist. Huvitav on see, et ka inimese sisekeskkonna fluidid meenutavad merevee koostist, kus naatrium ja kloor domineerivad ning fosforit ja kaltsiumit on vähem. Meie keha fluidid on küllastunud apatiidi suhtes ning keha täielikku mineraliseerumist takistavadki inhibiitorid (Pasteris jt 2008). Kui on vaja apatiiti luu koostisse setitada, siis kõigepealt eemaldatakse süsteemist inhibiitorid.

Varaseimateks bioloogiliselt kontrollitud biomineralisatsiooniga organismideks peetakse magnetotaktilisi baktereid (Kirschvink ja Hagadorn 2000). Magnetotaktilised bakterid on väga pika geoloogilise ajalooga organismid, kes elavad ka tänapäeval. Teada on nad alates Proterosoikumist, umbes 2 Ga vanustest kivimitest ning on võimalik, et nad elasid isegi veel varem (Kirschvink ja Hagadorn 2000). Magnetotaktilised bakterid setitavad rakusiseselt vakuoolide sees magnetiidikristalle, mida nad hiljem kasutavad Maa magnetväljas orienteerumiseks. Sarnaseid

magnetiidikristalle on leitud ka nt lõhe ja inimese ajust ning magnetiline tundlikkus on arenenud kõigis suuremates loomarühmades (Kirschvink ja Hagadorn 2000). Evolutsioonilisest aspektist võib seega geneetiline võime magnetiiti seetada minna ajas tagasi kuni esimeste eukarüootideni, kes ilmusid umbes 2 Ga tagasi ning magnetiidi süsteem pidi eksisteerima juba enamikes loomarühmades, kes Kambriumi radiatsiooni käigus tekkisid. See aga tähendab, et vastav süsteem oli varakult olemas, et seda saaks kujundada ka teiste biomineraalide (kaasa arvatud skeletsete biomineraalide) tekitamiseks (Kirschvink ja Hagadorn 2000). Erinevate biomineraliseeruvate liinide ühise eellase olemasolu poolt räägib veel asjaolu, et pärlmutter ei tekita inimese organismis immuunreaktsiooni, vaid vastupidi, pigem stimuleerib luu moodustumist (Knoll 2003).

Varaseimad skeletsed organismid on leitud Hilis-Proterosoikumi vanusega kivimitest ning on oma kujult lihtsad, vaasikujulised või koonilised (Knoll 2003). Üheks varaseimaks skeletseks organismiks peetakse *Cloudinat*, kes on koonilise skeletiga, koralli meenutav hulkrakne. *Cloudina* skelett on siiski vaid nõrgalt mineraliseerunud ja põhiosas orgaaniline. Kuid huvitav on see, et juba *Cloudina* skeletil võib jälgida parasiitide uuristusjälgi, mis on andnud põhjust arvata, et peamiseks põhjuseks skelettide tekkel võis olla kiskjate ja parasiitide poolt avaldatud surve (Bengston ja Conway Morris 1994) – ellu jäi see, kelle keha kiskjate ja parasiitide rünnakule paremini vastu suutis pidada.

Kambriumi ajastu settekivimites leidub võrreldes vanemate kivimitega märgatavalt rohkem organismide skelettide jäänuseid. Kambriumit on Hazen jt. (2008, 2010) pidanud oluliseks etapiks ka Maa mineraalse evolutsiooni seisukohalt. Nimelt on praegu teadaolevatest rohkem kui 4400 mineraalist (<http://rruff.info/ima/>) umbes kaks kolmandikku seotud elusorganismidega. Alates Kambriumi ajastu algusest sai just organismidest peamine Maa pinna mineraloogilise mitmekesisustumise allikas (Hazen jt. 2008).

Tänuavaldus

Käesolev artikkel populariseerib uurimisvaldkonda, milles tehtud Liisa Langi uuringuid on toetanud ETF grant 8049, sihtteema SF0180051s08, Kristjan Jaagu Fond ning Sir Alwyn Williamsi Fond.

Kasutatud kirjandus

Bengston S. 1994. The advent of animal skeletons. Rmt: Bengston S. (toim.) Early life on Earth, Nobel Symposium 84, Columbia Univeristy Press, New York, 421–425.

- Bengston S. ja Conway-Morris S. 1992. Early radiation of biomineralizing phyla. Rmt: Lipps J.H. ja Signor P.W. (toim.) *Origin and Early Evolution of the Metazoa*. Plenum Press, New York, 447–481.
- Dove P.M. 2010. The rise of skeletal biominerals. *Elements*, 6, 37–42.
- Hazen R.M. ja Ferry J.M. 2010. Mineral evolution: mineralogy in the fourth dimension. *Elements*, 6, 9–12
- Hazen R.M., Papineau D., Bleeker W., Downs R.T., Ferry J.M., McCoy T.J., Sverjensky D.A. ja Yang H. 2008. Mineral Evolution. *American Mineralogist*, 93, 1693–1720.
- Kirschvink J.L. ja Hagadorn J.W. 2000. 10 A grand unified theory of biomineralization. Rmt: Bäulerlein E. (toim.) *The biomineralization of nano- and microstructures*. Wiley-VCH Verlag GmbH, Weinheim, Germany, 139–150.
- Knoll A.H., 2003. Biomineralization and evolutionary history. Rmt: Dove P.M., De Yore J.J. ja Weiner S. (toim.) *Biomineralization. Reviews in mineralogy & geochemistry 54*. Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, 329–356.
- Mann S., 2001. *Biomineralization: principles and concepts in bioinorganic materials chemistry*. Oxford University Press, Oxford, 198 lk.
- Pasteris J.D., Wopenka B. ja Valsami-Jones E., 2008. Bone and tooth mineralization: why apatite? *Elements*, 4, 97–104.
- Skinner H.C.W. 2005. Biominerals. *Mineralogical Magazine*, 69(5), 621–641.
- Zhuravlev A.Yu. ja Wood R.A. 2008. Eve of biomineralization: controls on skeletal mineralogy. *Geology*, 36(12), 923–926.
- Weiner S. ja Dove P. 2003. An overview of biomineralization processes and the problem of the vital effect. Rmt: Dove P.M., De Yore J.J. ja Weiner S. (toim.) *Biomineralization. Reviews in mineralogy & geochemistry 54*. Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, 1–29.
- Young J.R. ja Henriksen K. 2003. Biomineralization within vesicles: the calcite of coccoliths. Rmt: Dove P.M., De Yore J.J. ja Weiner S. (toim.) *Biomineralization. Reviews in mineralogy & geochemistry 54*. Mineralogical Society of America, Chantilly, VA, 189–215.

<http://ruff.info/ima/> – IMA mineraalide omaduste andmebaas (19.09.2010)

Liisa Lang (Liisa.Lang@gmail.com) – Geoloogia osakond, Tartu Ülikool, Ravila 14A, 50411, Tartu.

JÄRELSÕNA

Globaalsed muutused ja tsivilisatsioonide areng

Ivar Puura

Gilgameš, üks vanimaid eeposeid, kõneleb ülemaailmsest veeuputusest, mis lõhestab ajaloo kaheks. Enne veeuputust elanud valitsejate eluead kühnivad pärimustes mitme tuhande aastani, olles pärast veeuputust märksa lühemad.

Oletame, et see, kuidas laialdase mõjuga looduslikud sündmused on mõjutanud ajaloo retseptiooni ning see, kuidas tsivilisatsioonid neid mäletavad, on millegi jaoks oluline. Oletame, et see, kuidas me inimajalugu ja seda mõjutanud looduslikke sündmusi ette kujutame, võiks aidata meilgi minevikust õppida. Kui see võimalus meil olemas on, kas oleme valmis seda kasutama?

Mulle tundub läbi mitmete kogemuste, et praegu eriti ei ole, isegi kui meie teadmised võimaldaksid suuri riske ette näha. Sest meie elukorralduses on teatav inert, mis ei luba meil muutustega ennetavalt kohastuda. Kuni katastroof ei ole füüsiliselt me õuele jõudnud, on meil alati kas midagi olulisemaks peetavat või nauditavat teha.

Ülikoolide oluliseks rolliks on inimesi seoseid looma ja süsteemselt mõtlema õpetada. Piisavalt keeruka mõtlemise järjepidevuse tagamine võib-olla ongi teaduse kõige olulisem roll ühiskonnas. Keeruka mõtlemise võime võimaldab kohastumist. See võib meil latentselt olemas olla, ja vallanduda siis, kui end rohkem usaldame. Vahel väljendub see alles siis, kui olukord ekstreemselt kriitiliseks muutub.

Keerukate globaalsete küsimuste lokaalselt lihtsad lahendused nõuavad vahel erilist inspiratsiooni. Selle suve säravaima organisatsioonikultuuri-alase elamuse sain kahe geoloogiamagistrist taluniku ning ühe geoloogiamagistrist näitekunstniku seltsis Karula kõrgustikul. Õhtul kõlas üle taluõue hõige: “Lambad!” ning paarkümmend villakera jooksis uuele piiratud alale. Hõige “Sead!” tõi lähedusse kaks põrsast, kes aga ligi veerand tundi umbusklikult sissepääsu lähedal toimetasid, kuni Matsi ladus jutt nad tasapisi ümber veenis.

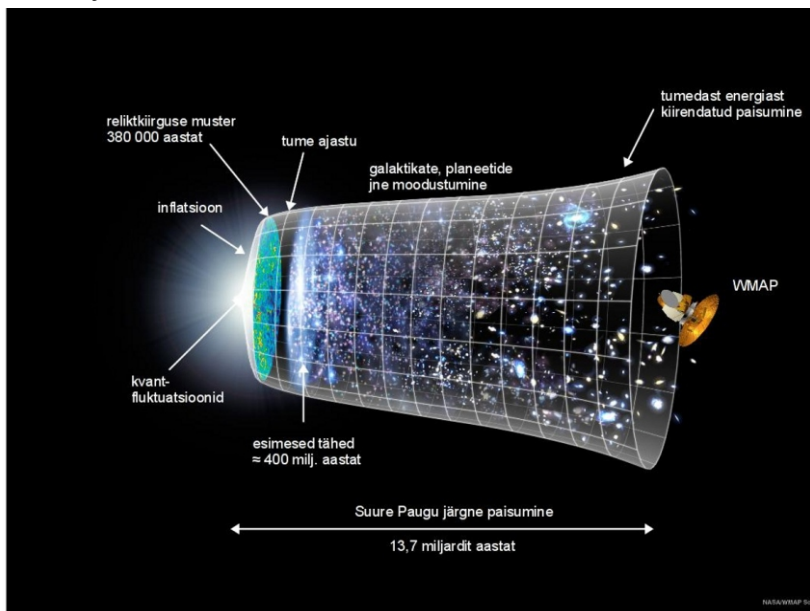
Siit moraal – kuna suur osa inimestest käitub niikuinii lammastena, jäägem võimaluse korral ikka isepäisteks sigadeks, ning ärgem laskem end alati ära rääkida. Ning et seda kõiksusega kohastumise valemist mõista, veetkem rohkem aega looduse ja loomade keskel.

Ivar Puura (Ivar.Puura@gmail.com) – Eesti Looduseuurijate Selts, Struve 2, Tartu.

**LISA VÄRVILISED JOONISED
JA FOTOD**

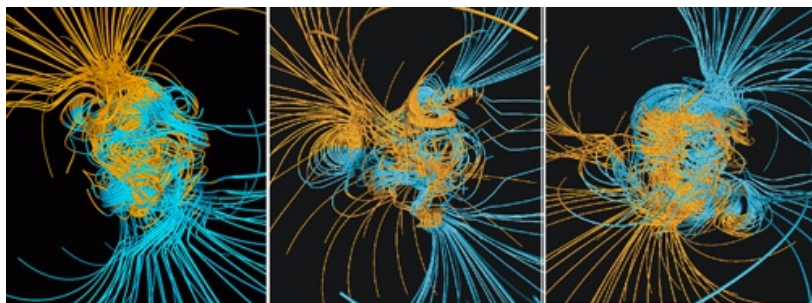
Artiklite joonised

| | |
|---|-----|
| J. Ivask ja M. Gramann <i>Universumi...</i> | 129 |
| U. Preeden ja S. Ots <i>Glatzmaier-Roberts'i...</i> | 129 |
| T. Soomere <i>Modelleeritud...</i> | 130 |
| V. Makarihin ja Ü. Sõstra <i>Stromatoliit...</i> | 132 |
| O. Tinn <i>Kääbusmammuti...</i> | 133 |
| E. Kaup <i>Muutused...</i> | 134 |
| A. Šogenova jt. <i>Euroopa...</i> | 136 |
| K. Täht-Kok <i>Pääsküla...</i> | 139 |
| Fotomeenutused viiendast geoloogia sügiskoolist | 146 |

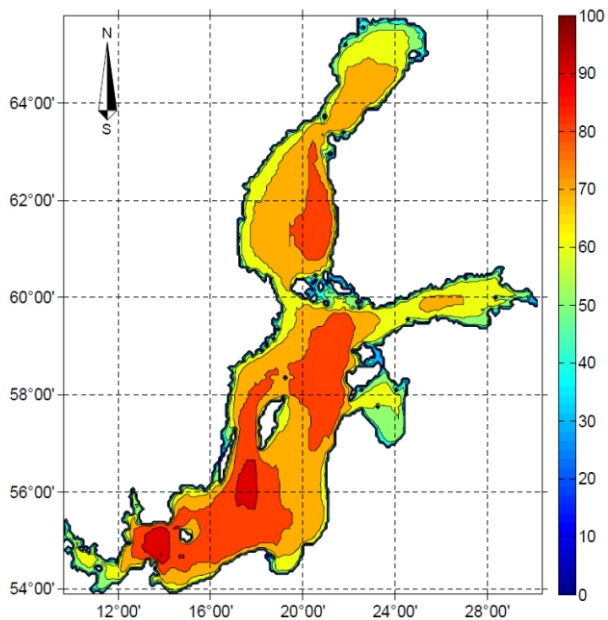


Joonis 1. Universumi ajaskaala. Evolutsioon 13,7 miljardi aasta jooksul. Vasakul on varasem periood, mil inflatsioon põhjustas universumi eksponentsiaalse paisumise. Järgmiste miljardite aastate jooksul paisumine gravitatsiooni toimele aeglustus. Hiljuti hakkas paisumine jällegi kiirenema tumeda energia poolt põhjustatud tõukejõu mõjul. WMAP kosmosesondi poolt mõõdetatud reliktkiirgus emiteeriti umbes 380 000 aastat peale Suurt Pauku ning on rännanud peale seda universumis peaaegu muutumatul kujul. Samas on temasse jätanud oma jäljendi ka varasemad sündmused ning ta moodustab tausta universumi hilisematele arengutele (Credit: NASA /WMAP Science Team).

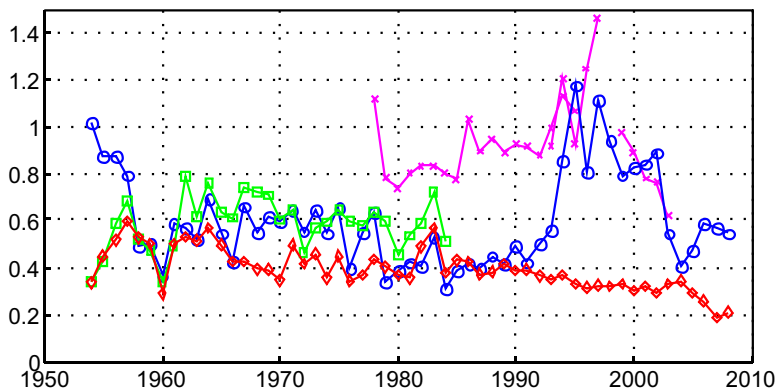
U. Preeden ja S. Ots *Glatzmaier/Roberts'i...*



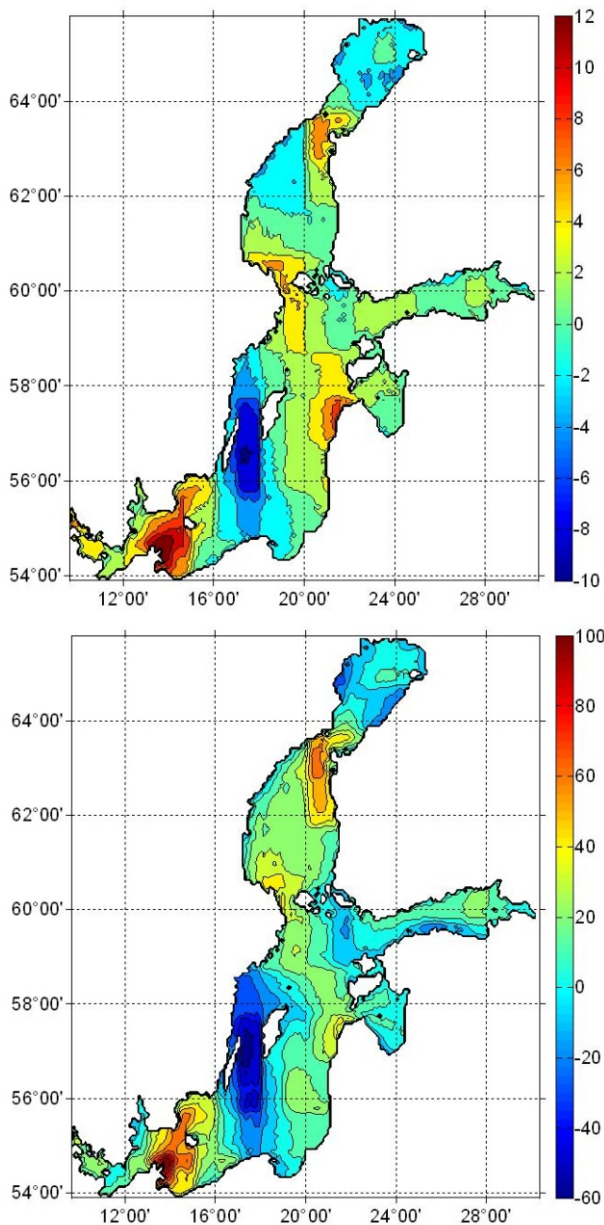
Joonis 2. Glatzmaier-Roberts'i arvutisimulatsioon magnetvälja pöördumisest, A) vaade 500 aastat enne, B) pöördumise ajal ja C) vaade 500 aastat pärast. (<http://www.es.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html>).



Joonis 5. Modelleeritud oluline lainekõrgus (cm) Läänemereel aastail 1970-2007 (Räämet ja Soomere 2010).



Joonis 6. Aasta keskmise olulise lainekõrguse muutumine Vilsandil (sinine), Pakril (roheline), Narva-Jõesuus (punane) ja Almagrundetil (lilla, kaks lainemõõturit).



Joonis 7. Modelleeritud olulise lainekõrguse (ülemine) ja 1% tõenäosusega esineva lainekõrguse muutused (alumine; cm) Läänemereel aastail 1970-2007 (Räämet 2010).



Joonis 1. Stromatoliit *Nucleophyton confertum* Mak. Kesk-Jatuuliumi Sundozero kihist. Raiguba küla, Sundozero järve kaldal Kesk-Karjalas, Venemaal.



Joonis 2. Tulpjad suured stromatoliidid *Colonnella carelica* Mak. Kesk-Jatuuliumi Pjälözero kihis Pjälözero külatee ääres, Pjälözero järve idakaldal, Kesk-Karjalas, Venemaal.

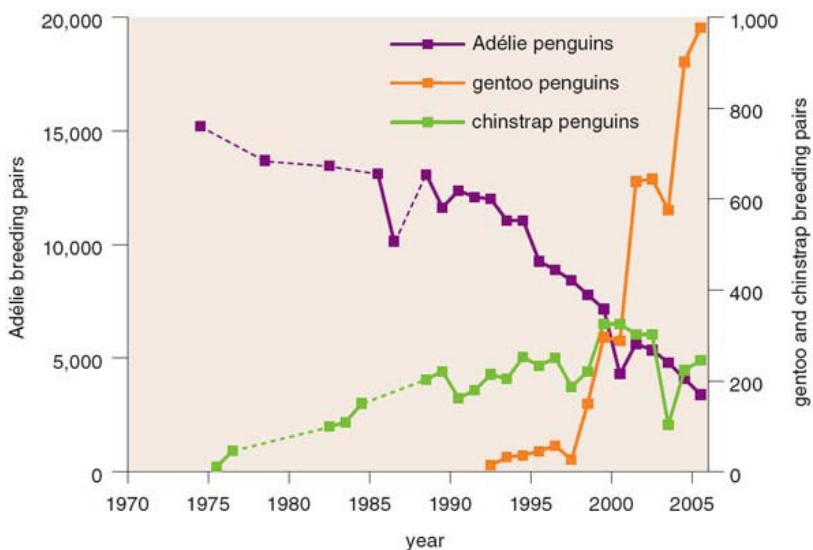
O. Tinn Kääbusmammuti...



Joonis 1. Hiidlaisiku skelett Londoni Loodusmuuseumis. Peamiselt taimedest toitunud ning kuni 8 tonni raskuseks kasvanud hiidlaisik kuulub naphambuliste (*Xenarthra*) seltsi. Tänapäeval elab Kesk- ja Lõuna-Ameerikas kuus liiki laisikuid, kes kõik on kohastunud puudel elamiseks.

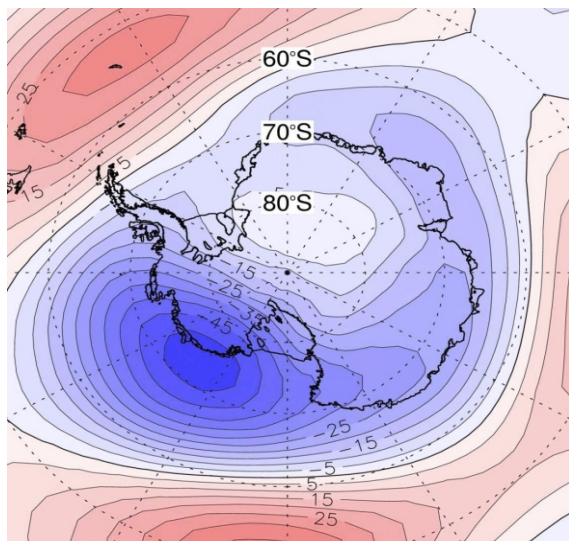


Joonis 2. Kääbusmammuti *Mammuthus exilis*'e skelett kolumbia mammuti (*Mammuthus columbi*) ja imperaatormammuti (*Mammuthus imperator*) siluettide taustal Santa Barbara muuseumis. Kalifornia ranniku lähedastel saartel Santa Cruzil, Santa Rosal ja San Miguelil elutsenud mammutid pärinesid kolumbia mammutitest ning kääbustusid tänu saarte piiratud toiduvarudele. Mammutid, kes olid saartel elanud ligi 47 000 aastat, kadusid umbes 12 000 aastat tagasi, nende väljasuremine langeb ligikaudu kokku kliima jähnenemise, suurte metsatulekahjude ning saarte asustamisega chumashi hõimu poolt (Kennett jt. 2008).

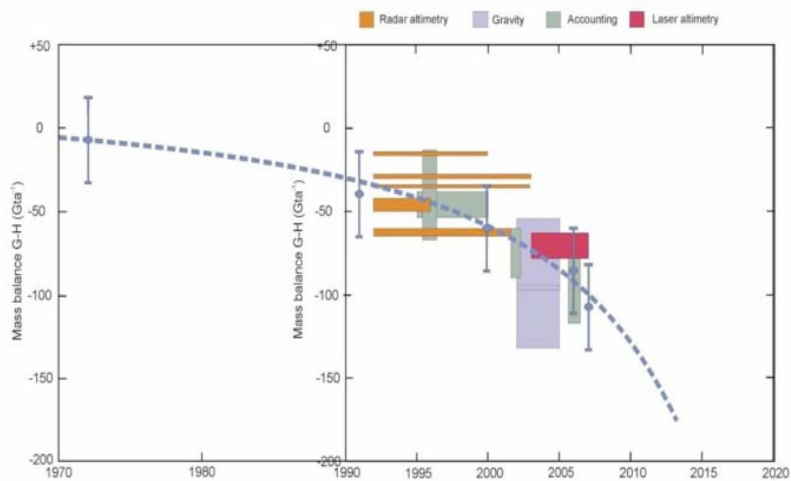


Joonis 3. Muutused Antarktika poolsaare lääneosa pingviinide populatsioonides seostuvad muutustega sademetes ning merejää vähenemisega: väheneb adeeliapingviinide ning suureneb eesel- ja ka valjaspingviinide pesitsuspaaride arv (McClintock 2008).

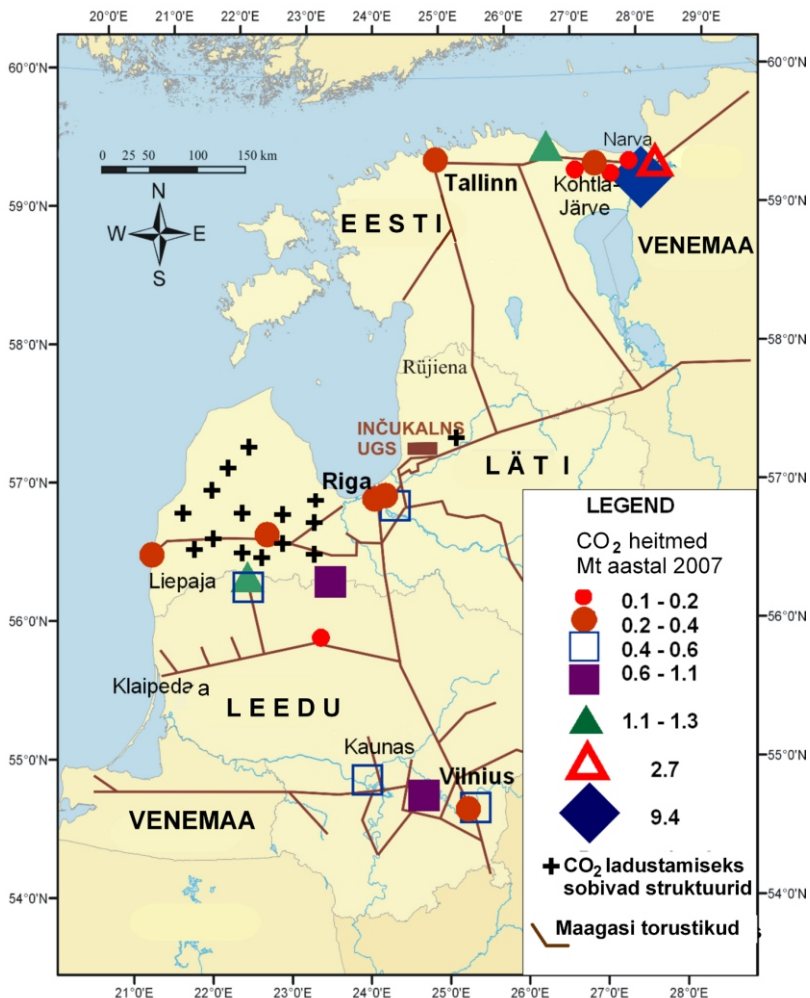
E. Kaup Muutused...



Joonis 4. Osooniauk jahutab Antarktise stratosfääri kuni 15°C võrra ning tugevdab tsirkumpolaarseid tuuli ja Amundseni mere madalrõhkkonda. Tulemusena ekraaneerib osooniauk Antarktist kasvuhooonegaaside põhjustatud soojenemise eest (SCAR).

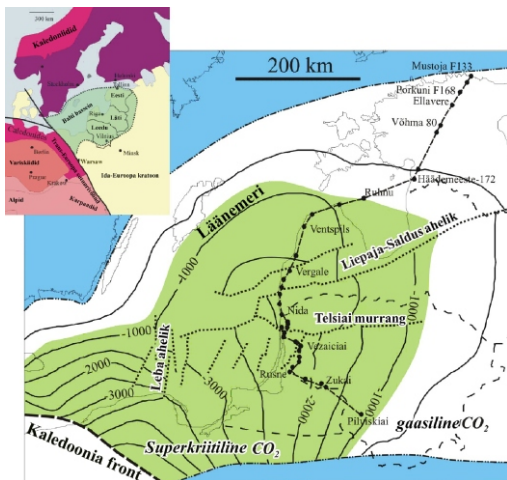


Joonis 6. Kiirenev jäämassi kadu Lääne-Antarktise Amundseni mere valgalast, 137 Gt/a 2009. Ida-Antarktise jääkilbi massibilanss on veidi positiivne, +15,1 +/- 10,7 Gt/a (Zwally jt. 2005); seega üldiselt Antarktise jääkilp kahaneb (SCAR).

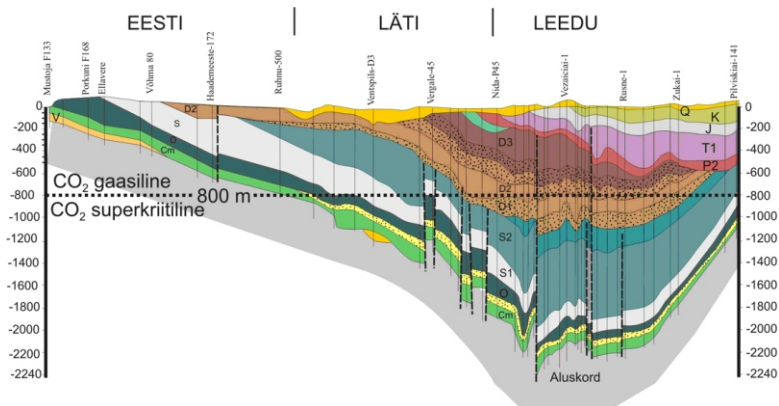


Joonis 1. Euroopa Liidu heitmekaubanduse süsteemis registreeritud suured tööstuslikult toodetud CO₂ heitmed Eestis, Lätis ja Leedus 2007. aastal.

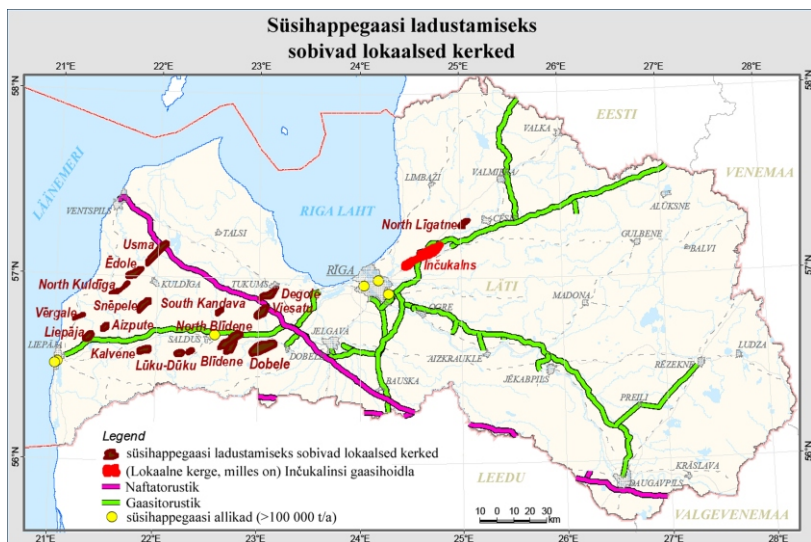
A. Šogenova Euroopa...



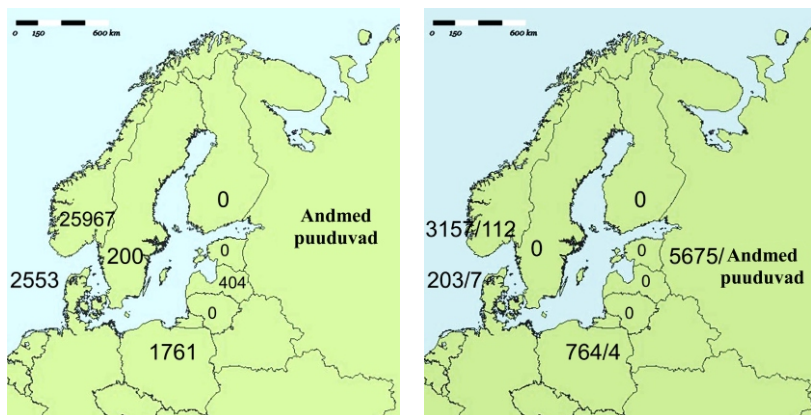
Joonis 2A. Kambrumi põhjaveekihi sügavus (samasügavusjoonte samm 500 m). Punktjoon osutab suuremate murrangutele. Gaasilise (ladustamiseks sobimatu) ja ülekritilise (perspektiivse) CO₂ alad on eristatud vastavalt valge ja rohelse värviga. Joonisel 2B toodud geoloogilise läbilõike asukohta näitab puurauke ühendav joon. Balti riigid asuvad Balti settebasseini idaosas, Ida-Euroopa kraatoni läänepoolsel ääreal. Bassein sisaldab Ediacara (Ülem-Vend) ja kõiki Paleosoikumi ladestuid (joonis 2B). Settekivimite kogupaksus on Põhja-Eestis alla 100 m, suureneb Lätis 1900 m ja Leedus 2300 m (Paškevičius 1997).



Joonis 2B. Eesti, Läti ja Leedu geoloogiline läbilõige. Perspektiivsed põhjaveekihid on täpitud. V - Vend (Ediacara); Cm - Kambrium; O - Ordoviitsium; S - Silur; D1, D2 ja D3 - Alam-, Kesk- ja Ülem-Devon; P2 - Kesk-Perm; T1 - Alam-Triias; J - Juura; K - Kriit; Q - Kvaternaar.



Joonis 3. Läti CO₂ suured (üle 100 000 t/a, 2005 a.) allikad ja CO₂ ladustamiseks sobivad struktuurid (Vangkilde-Pedersen jt. 2009b).



Joonis 4. Riigi CO₂ ladustamisvõime (Mt) soolastes põhjaveekihtides (vasakul). CO₂ aastane ladustamisvõime süsiivesinikväljades (Mt/a) riigi kohta (paremal).

K. Täht-Kok *Pääsküla...*



Joonis 1. Pääsküla tunnelites ääristab Kinnekulle metabentoniidikiht käikude laealust.
Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 3. Staffa - tagaplaanil hoopis suurem Mull'i saar, mis 14 000 a. tagasi moodustasid koos mõne teise saarekesega ühtse laavasaare. Foto: Collin Baxter.

K. Täht-Kok *Pääsküla...*



Joonis 4. Niisugune on Staffa “külvaade”. Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 5. Pildil on nähtavad kõik 3 basaldikihti. Foto: H. Kok.



Joonis 6. Kuuekandilised basaldiprismad on saavutanud siin pea ideaalse kuju. Foto: H. Kok.



Joonis 7. Staffal on kolm koobast, pildil on neist suurim: "Fingals Cave". Koopa pikkus on 67 m ja kõrgus 20 m. Koopasse sattudes võib kõvasti hüüda, sest koopas on eriline kaja. Koopa keldikeelne nimi ongi "Meloodiline koobas". Foto: K. Täht-Kok.

K. Täht-Kok Pääsküla...



Joonis 8. „Katusesambad“. Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 10. Llandwyn'i saar on palverändurite, geoloogide ja matkajate meelispaik.
Foto: K. Täht-Kok.

K. Täht-Kok *Pääsküla...*



Joonis 11. Padilaava. Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 11a. Ränipesad selles padilaavas (joonis 11). Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 12. Tyfry peeneteraline tume liivakivi. Foto: H. Kok.



Joonis 13. Lubjakivi basaldi kaisutuses. Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 14. Sellesse rahnu peaks olema „sisse keedetud“ basalt, kvartsiit ja lubjakivi, aga võib-olla kõik saarel esinevad kivimisordid. Foto: K. Täht-Kok.



Joonis 15. Llanddwyn'i saare kagu osas Porth Twr bâch'i lahe ääres on näha basaltset laavat, lubjakivibretšat ja neisse lõikuvat doleriididaiki. Peab hoolega vaatama, et kõiki neid kivimeid üksteisest eraldada, porsunud rauaiühendid kipuvad kõik ühtemoodi pruuniks võõpama. Foto: K. Täht-Kok.

Meenutusi V geoloogia stügiskoolist...



Ahjusooje kogumikke uudistamas.



Stügiskool pakub kõigile midagi - vanusest hoolimata.



Peamajas pead tööle.



Piirideta geoloogia.



Teadusest filosoofilises võtmes.



Kuidas ettekandeid kuulati.



Ka publiku arvamus on oluline...



... ja publik avaldas arvamust entusiastlikult.



Vabal hetkel ümbruskonnaga tutvumas.



Nunnumeeter põhjas!



Möttelöng ja sokilöng.



Darwini aasta auks.



V sügiskooli seltskond.

Fotod: Helje Pärnaste ja Kadri Sohar