

Eesti Looduseuurijate Selts
Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituut
Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut
Tallinna Tehnikaülikooli mäeinstituut

MUDELID JA MODELLEERIMINE

Schola Geologica III

Tartu 2007

TOIMETAJAD: Evelin Verš ja Leeli Amon
Kirjastanud Eesti Looduseuurijate Selts
Trükikoda: OÜ Sulemees
Kaanefoto: "Istun mina maailma veerekese peal". Liina Laumetsa arhiiv.
Kaanekujundus: Kadri Sohar

Soovitav viitamise vorm:

Kogu väljaandele:

Verš E. ja Amon L. (toim.) 2007. *Mudelid ja modelleerimine. Schola Geologica 3*. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, 96 lk.

Artiklile:

Heinsalu A., Alliksaar T. & Veski S. 2007. *Setete ränivetikakoosluste-põhine modelleerimine ehk Pikajärve mineviku keskkonnatingimused*. Rmt.: Verš E. ja Amon L. (toim.) *Mudelid ja modelleerimine. Schola Geologica 3*, lk. 11-17.

Kolmanda geoloogia sügiskooli toimumist ja sellega seotud teadusettekannete sarja "*Schola Geologica*" kuuluva kogumiku väljaandmist toetasid **Keskkonnainvesteeringute Keskus**; Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituut, Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut ja Tallinna Tehnikaülikooli mäeinstituut.

Sügiskool kuulub ÜRO, UNESCO ja IUGS Rahvusvahelise Planeet Maa Aasta (2007-2009) ürituste sarja: www.planeetmaa.org

© Eesti Looduseuurijate Selts

ISSN 1736-3241

ISBN 978-9985-9726-6-3

“The best material model of a cat is another, or preferably the same, cat.”

A. Rosenblueth & N. Wiener
Philosophy of Science (1945)

*“A theory is a good theory if it is an elegant model,
if it describes a wide class of observations,
and if it predicts the results of new observations.*

*Beyond that, it makes no sense to ask
if it corresponds to reality,
because we do not know
what reality is
independent of a theory.”*

Stephen Hawking
My position (1992)

EESSÕNA

Milleks geoloogile mudelid?

Alvar Soesoo

Looduses toimuvate protsesside üldistamise ja näitlikustamise vajadus tekkis ilmselt juba ürgajal ning mitmed esimesed mudelidki on jäädvustatud kaljujoonistel. Kaasaegse ühiskonna arengus on mudelitel ja protsesside modelleerimisel kasvav tähtsus. Viimaste aastakümnete arvutustehnika hüppeline areng on hõlbustanud järjest keerukamate modelleerimis-ülesannete lahendamist. Mudelite vajaduse osas igapäevases elus on inimesed tavaliselt üsna üksmeel – on ju lihtne ette kujutada Päikese-süsteemi lihtsustatud mudelit paberilehel, aine aatomeid või molekule ümmarguste mummukestena, maapinna topograafiat värvidena kaardilehel või ka firma rahavoogude liikumist graafina.

Aga milleks ikkagi modelleerida? Teame, et paljud Maal toimuvad geoloogilised protsessid ei allu otsesele vaatlusele ja valdaval enamusel juhtudest ei ole võimalik näha protsesside kõiki etappe. Alternatiivina on uurijal võimalus sooritada laboriekspereiment, taasesitades protsessi palju kordi väiksemas ruumi- ja ajaskaalas laboris. Tihti on siingi tehnilised raskused ning protsess õnnestub „lavastada“ vaid arvutis, kasutades selleks numbrilisi või muid meetodeid. Näiteks magma tekke ja selle tahkumise füüsikalised-keemilised protsessid toimuvad ruumides, mis erinevad oma suuruses enam kui 25 suurusjärku ning ajaskaala ulatub sekunditest kümnete miljonite aastateni. Selliste mõõtmetega laborit on raske ehitada ning geoloogilises ajaskaalas toimuvate protsesside vaatlemiseks ei piisaks uurija elueast.

Geoloogiliste protsesside lai ruumi- ja ajaskaala on komistuskiviks nii traditsioonilisele numbrilisele kui ka eksperimentaalsele modelleerimisele kõrgetel temperatuuridel ja rõhkudel, kus tihti vaadeldakse vaid protsesside ühte aspekti, ühte protsessi või ühte ajalõiku, mis aga ei anna adekvaatset ettekujutust protsesside ja/või nende arenguetappide omavahelistest seostest. Üheks võimaluseks seda probleemi lahendada on analoogmodelleerimine, mille puhul kasutatakse eksperimentides geoloogiliste materjalide analooge. Viimasel ajal on seda tüüpi modelleerimine saanud populaarseks, kuna see on odav ning uurijal on võimalus jälgida protsesside kulgu pea kõigis arenguetappides. 1980-ndatel aastatel näitas Per Bak, kui vähe me tegelikult teame protsessidest lihtsas liivakuhjas, eriti kui üritame vaadelda iga liivatera käitumist kogu süsteemi kontekstis. Kui vähe me teame lihtsatest asjadest!

Praeguses geoloogiateaduste arenguetaapis on tekkinud suur vajadus üldisemate mudelite järele, mis oleksid võimelised ühendama eri erinevate looduslike faktorite mõju ning süsteemis endas esilekutsutud muutused. Üldisemate mudelite loomine on toonud geoloogiateadusesse uued protsesside kirjeldamisevõimalused nagu kaos, iseorganiseeruvad kriitilised süsteemid, geokompleksus ja mitmed teised. Need uurimissuunad on üha laiemat kasutust leidnud nii maa sise- kui välisjõudude uurimisel.

Üks tänapäevase geoprotsesside modelleerimise osa – sh. molekulaardünaamiline ja üksikkristallidel põhinev – tegutseb väikeste ainehulkadega ning väikeses ruumiskaalas, seal, kus paljud protsessid alguse saavad. Kindlasti on siin piisavalt avastamisruumi nii füüsikalise-mehaanilisest kui ka keemilisest aspektist, näiteks kvantkeemiliste nähtuste valdkonnas.

Kaasaegse füüsika, keemia, matemaatika ja teiste teadusharude tarkuse kasutamine geoloogiliste protsesside modelleerimises aitab kaasa maateaduste kiirele arengule nii alus- kui rakendusteaduste vallas. Samas eeldab see uurijailt üha laialdasemaid teadmisi mitmetes loodusteadustes.

Alvar Soesoo (alvar@gi.ee) – Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn

SISUKORD

<i>Alvar Soesoo</i> Eessõna. Milleks geoloogile mudelid?.....	4
<i>Atko Heinsalu, Tiiu Alliksaar, Siim Veski</i> Setete ränivetikakoosluste-põhine modelleerimine ehk Pikajärve mineviku keskkonnatingimused.....	11
<i>Marko Kohv</i> Nõlvade stabiilsuse modelleerimine.....	18
<i>Tarmo Kiipli, Toivo Kallaste</i> Tuhapilvede modelleerimine Siluri vulkaaniliste kihtide leviku ja paksuste järgi.....	24
<i>Ingo Valgma</i> Maardlate rajoneerimine.....	31
<i>Veiko Karu</i> Kaevandatud alade mudelid ja digitaalprojekteerimine.....	38
<i>Alla Šogenova, Saulius Šliaupa, Kazbulat Šogenov, Rein Vaher, Rasa Šliaupene</i> Süsinikdioksiidi industriaalsete emissioonide kaardistamine ja statistiline modelleerimine Balti riikides – CO ₂ sidumise ja ladustamise esimene etapp.....	45
<i>Liina Laumets</i> Paleokliima modelleerimine hapniku isotoopide abil.....	50
<i>Ott Pruulmann</i> Geoloogilise kaardistamise tulevik: kolmemõõtmeline mudel.....	54
<i>Jüri Vassiljev</i> Järvede veetasemete modelleerimine.....	56
<i>Alar Rosentau, Aivar Kriiska, Raivo Aunap</i> Võimalusi Läänemere paleo-rannajoonte modelleerimiseks.....	62

<i>Oive Tinn</i>	
Terve (talupoja)mõistusega kadunud maailma rekonstrueerimas.....	66
<i>Tarmo Soomere</i>	
Pirita ranna liivade liikumised – mudelid ja tegelikkus.....	70
<i>Alla Šogenova</i>	
Geoloogiliste protsesside geostatistiline modelleerimine Balti paleobasseini põhjaosas, Ordoviitsiumi uuringu näitel.....	77
<i>Maile Polikarpus</i>	
III geoloogia sügiskooli grupitöö teemal: Põhjavee liikumise modelleerimine.....	83
<i>Ivar Puura</i>	
Järeldsõna. Mudelid me ümber ja me sees.....	84
Rahvusvaheline Planeet Maa Aasta.....	88
FOTOMEENUTUSI TEISEST GEOLOOGIA SÜGISKOOLIST Reiu, Pärnumaa 20.-22. oktoober 2006.....	89

"Mudelid ja modelleerimine"

Kolmas geoloogia sügiskool Pikajärve mõisakompleksis
12.–14. oktoober 2007

AJAKAVA

Reede, 12. oktoober

- 14.30 Väljub buss Tallinnast TTÜ parklast, Ehitajate tee 5
17.00 Väljub buss Tartust, Vanemuise 46 eest
18.00 – 18.20 Saabumine
18.20 – 18.30 Avamine
18.30 – 19.15 Mudelid teaduses – Endla Lõhkivi (TÜ Filosoofia ja semiootika instituudi teadusfilosoofia dotsent)
19.15 – 19.45 Pikajärve mineviku keskkonnatingimuste setete ränivetika-koosluste põhine modelleerimine – Atko Heinsalu, Tiiu Alliksaar, Siim Veski (TTÜ Geoloogia Instituudi pärastjääja geoloogia vanemteadurid)
19.45 – 20.15 Nõlvade püsivuse modelleerimine – Marko Kohv (TÜ rakendusgeoloogia doktorant)
20.15 Õhtusöök
21.00 Arutelu: "Mudelid ja (teadus)kommunikatsioon"

Laupäev, 13. oktoober

- 09.00 – 09.30 Galaktikate mudelid – Elmo Tempel (Tartu Observatoorium, TÜ astrofüüsika doktorant)
09.30 – 10.00 Atmosfääri mudeleid ilma ennustamiseks ja kliima muutumise uurimiseks – Jaak Jaagus (TÜ geograafia dotsent)
10.00 – 10.30 Tuhapilvede modelleerimine Siluri vulkaaniliste kihtide leviku ja paksuste järgi – Tarmo Kiipli, Toivo Kallaste (TTÜ Geoloogia Instituudi (vanem)teadurid)

Kohvipaus 15 min.

- 10.45 – 11.30 Maardlate rajoneerimise alused – Ingo Valgma (TTÜ mäeinstituudi professor)
11.30 – 12.00 Altkaevandatud maa-ala mudel ning selle modelleerimine – Veiko Karu (TTÜ mäeinstituudi doktorant)
12.00 – 12.30 Põlevkivi voogude ja hinna kujundamise mudelid – Tauno Tammeoja (TTÜ mäeinstituudi doktorant)
12.30 – 13.00 Süsinikdioksiidi industriaalsete emissioonide kaardistamine ja statistiline modelleerimine Balti riikides – CO₂ kinnipüüdmise ja ladustamise esimene etapp – Alla Šogenova, Saulius Šliaupa, Kazbulat Šogenov, Rasa Šliaupiene, Rein Vaher (TTÜ Geoloogia Instituudi teadurid)
13.00 – 14.00 Lõuna

- 14.00 – 14.30 Geoloogilise kaardistamise tulevik: kolmemõõtmeline mudel – Ott Pruulmann (Maa-ameti peaspetsialist)
- 14.30 – 15.00 Matsalu kõrgusmudel ja selle rakendused – Mats Meriste (TÜ geoloogia osakonna doktorant)
- 15.00 – 15.30 Järvede veetasemete modelleerimine – Jüri Vassiljev (TTÜ Geoloogia Instituudi vanemteadur)
- 15.30 – 16.00 Võimalusi Läänemere paleo-rannajoonte modelleerimiseks – Alar Rosentau (TÜ geoloogia osakonna teadur)
- Kohvipaus 30 min.

- 16.30 – 19.30 modelleerimise grupitööd:
- Mäenduslik modelleerimine (juh. I. Valgma)
 - Settekivimite geostatistika (juh. A. Šogenova)
 - Põhjavee liikumise modelleerimine (juh. M. Polikarpus)
- 19.30 – 20.30 Õhtusöök

Pühapäev, 14. oktoober

- 09.00 – 10.00 Eelmise õhtu grupitöö kokkuvõtted
- 10.00 – 10.30 Mikrodünaamilised simulatsioonid ELLE modelleerimisplatvormil – Kristjan Urtsos (TTÜ Geoloogia Instituudi doktorant)
- 10.30 – 11.00 Terve (talupoja)mõistusega kadunud maailma rekonstrueerimas – Oive Tinn (TÜ geoloogia osakonna vanemteadur)
- 11.00 – 11.30 Pirita setetetransport – Tarmo Soomere (TTÜ rannikutehnika professor)
- 11.30 – 12.00 Lõpetamine
- 12.30 väljub buss Tartusse ja Tallinna

Kasutatud lühendid:

TÜ – Tartu Ülikool

TTÜ – Tallinna Tehnikaülikool

GEOLOGIA SÜGISKOOLID

SCHOLAE GEOLOGICAE

- I 2005 Kiidi – Teadus geoloogias
- II 2006 Reiu – Vasaraga tähtede poole
- III 2007 Pikajärve – Mudelid ja modelleerimine**

Setete ränivetikakoosluste-põhine modelleerimine ehk Pikajärve mineviku keskkonnatingimused

Atko Heinsalu, Tiit Alliksaar, Siim Veski

Ränivetikad ehk diatomeed (*Bacillariophyceae*) moodustavad liigirikka mikroskoopiliste vetikate klassi, mille liigikoosluse veekogus määravad selle elupaiga keemilised ja füüsikalised tingimused. Ränivetikate paljunemistsükkel on lühike ja nad reageerivad kiirelt vee koostise muutustele – nii reostusele kui ka veekogu saastekoormusest toibumisele. Seetõttu iseloomustab diatomeekoosluste muutumist veekogu häiringu puhul väga lühike viibeperiood. Ränivetikad on tundlikud indikaatorid veekogu toitainete sisalduse, pH ja temperatuuri muutuste suhtes; lisaks võivad koosluste muutused viidata basseini veetaseme kõikumistele. Kuna ränivetikate kest koosneb ränidioksiidist, siis säilivad nad põhjasetetes hästi, võimaldades rekonstrueerida kauges minevikus veekogus toimunud keskkonna muutusi (Stoermer ja Smol 1999). Seetõttu on setetes leiduvaid ränivetikaid järjest enam hakatud kasutama nii geoloogilistes kui ka keskkonnanuuringutes.

Settinud ränivetikate ja (järve)vee keemilise koostise vahelised matemaatilised seosed (seosfunktsioonid) on viimastel kümnenditel mineviku keskkonnatingimuste rekonstrueerimisel küllaltki laialdast kasutamist leidnud, seda eriti vee kvaliteediprobleemide ja kliimamuutuste selgitamisel (Hall ja Smol 1999; Anderson 2000). Nimetatud seosfunktsioonid on tuletatud regionaalsete kalibreerimisandmebaaside põhjal, mis koosnevad erinevaid keskkonnatingimusi esindavate järvede pindmiste setete (0,5–1 cm paksune mudakiht, mis on settinud tavaliselt viimase paari aasta jooksul) ränivetikate andmestikust ning veekeskonna parameetrite andmetest. Vastava andmebaasi põhjal leitakse seosfunktsioonid ränivetikate taksonite esinemise ja jaotumise ning järvevee erinevate limnoloogiliste näitajate vahel (Birks 1998). Kui sellised, tänapäevase veekvaliteedi ja pindmiste setete ränivetikate vahelised seosed on statistiliselt tõenäosed, on võimalik vastavat andmekogumit kasutada ka paleouuringutes. Setteläbilõike ränivetikakoosluste alusel saab kvantitatiivselt rekonstrueerida mineviku veekeskonna muutusi ning nende järvede puhul, mille kohta puuduvad seireandmed, hinnata ka veekogu tänapäevast ökoloogilist seisundit.

Euroopa Liidu rahastatud Viru-Peipsi veemajanduskava projekti raames telliti TTÜ Geoloogia Instituudi pärajääaja geoloogia uurimisrühmalt pilootuuring, mille üheks eesmärgiks oli kaasaegsete paleolimnoloogiliste meetodite abil töötada välja metoodika, mis võimaldaks määratleda Eesti väikejärvede inimõjust põhjustatud eutrofeerumise algusaja ning sellele eelnenud veekogu looduslikud

fooningimused. Euroopa Parlamendi ja Nõukogu veepoliitika raamdirektiiv (VRD) sätestab liikmesriikidele eesmärgi saavutada veekogude “hea seisund” hiljemalt aastaks 2015. VRD nõuete kohaselt on järvede seisundi määramise aluseks eri tüüpi veekogude nüüdisolukorra võrdlemine foonitingimustega, s.t. looduslähedase, intensiivsest inimõjust veel puutumatu, seisundiga (Directive... 2000). Kuna olemasolevad instrumentaalsed andmerekad Eestis tavaliselt nii kaugele minevikku ei ulatu, mil meie järved olid veel pristiinses või looduslähedases seisundis, siis tuleb VRD kohaselt järvede foonitingimuste väljaselgitamiseks kasutada paleolimnoloogilistele uuringutele põhinevaid mudeleid. Projekti raames oli üheks uuringuobjektiks geoloogide III sügiskooli asukohta, Pikajärve mõisa ehk Cantervilla lossi kõrval asetsev Pikajärv.

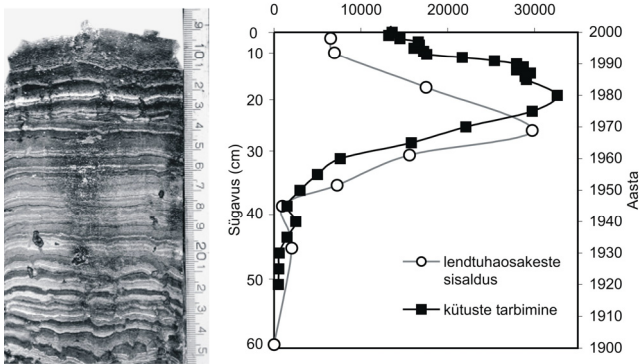
Otepää kõrgustiku idaosas paiknev **Pikajärv** (58°04'N, 26°35'E) on kihistunud kalgiveeline hüperetroofne veekogu, mille pindala on 9,6 ha ja suurim sügavus 23 m. Kirde-edelasuunaliselt väljavenitatud ja nõrga läbi-vooluga järve pikkus on umbes 1 km, suurim laius 170 m. Kuni 1990-ndate lõpuni voolas järve asustuse olmereovesi (tänapäevaks on paigaldatud reoveepuhasti) ning seetõttu oli järve pindmise veekihi toiteainete sisaldus veel 1990-ndate lõpul väga kõrge: $N_{\text{üld}} = 3360 \mu\text{g/l}$ ja $P_{\text{üld}} = 215 \mu\text{g/l}$.

Setteproovid võeti 25. märtsil 2003. aastal järve keskosast veidi edelas (veesügavus 22,6 m; setteläbilõike asukohta vt. Leeben jt. 2005) külmutuspuurimistehnika abil (Veski jt. 2003). Ammutati 90 cm pikkune setteläbilõige. Setete vanus määrati aastakihiliste järvesetete loendamise abil.

Teatud järvedes on settimine rütmiline: kevadel tekib lumesulamistevete poolt sissekantud, valdavalt mineraalainest koosnev, heleda värvusega kiht. Ülejäänud aastaegadel kuhjub järve põhja orgaaniline aine, mis tekitab tumeda värvusega kihi. Selline setete kihipaar ehk varv moodustub ühe aasta jooksul ning igal aastal tekib jälle üks kihipaar juurde – täpselt nagu puudel kasvavad aastarõngad. Sellised, aastakihistunud ja korrektselt säilinud tekstuuriga järvesetted võimaldavad aasta või sesoonse täpsusega teha kindlaks muutusi järve ökosüsteemis (Heinsalu ja Veski 2007). Aastakihilised järvesetted säiluvad vaid sügavamates, tugevalt kihistunud järvedes, kus alusvee kihtides puudub hapnik ja sellest tulenevalt ka põhjaorganismid, kes põhjustaksid bioturbatsiooniga (s.t. elutegevusega) settekihtide segunemise.

Kõige paksemad aastakihid on Pikajärve setteläbilõike ülemises osas (10 cm), kus keskmine settimiskiirus on 14 mm/a (joonis 1). Setteprofiil kuni 30 cm sügavuseni moodustus 40 aasta jooksul, keskmine settimiskiirus oli sealjuures 6 mm/a; 50 cm sügavusel (vastab 20. sajandi algusaastatele) vähenes see 2–3 mm/a.

Aastakihtide loendamisel saadud ajaskaalat kontrolliti, kasutades lendtuhaosakeste kontsentratsiooni jaotusprofiili setetes (Alliksaar 2000).

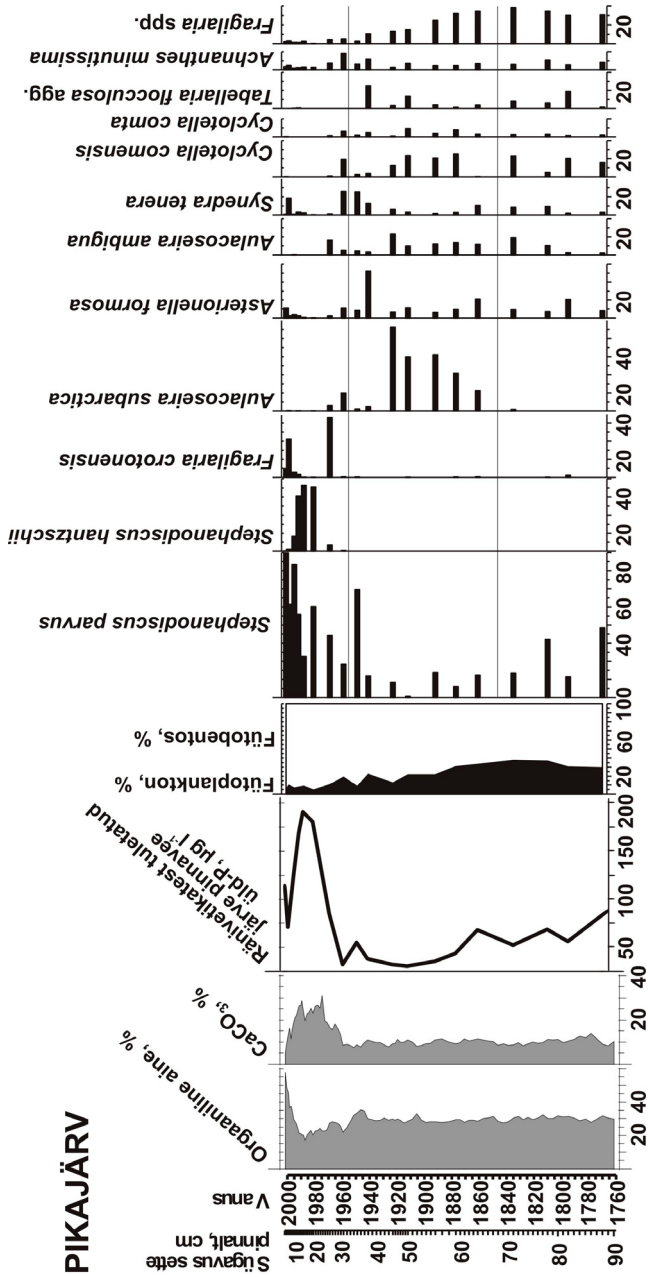


Joonis 1. Vasakul foto Pikajärve aastakihtilistest järvesetetest, paremal lendtuhaosakeste jaotuskõver (osakeste arv gr/kuivaines) sama järve setteläbilõikes koos fossiilkütuste põletamise ($\times 10^3$ t/a) arenguga Eestis.

Fossiilkütuste kõrgetemperatuurilisel põletamisel tekkivad spetsiifilised ümarad osakesed lendtuhas on keemiliselt inertsed, säilides hästi igasuguses looduslikus keskkonnas. Nende kontsentratsioon erineva vanusega settekihtides sõltub vastaval perioodil põletatud kütuste kogusest. Lendtuhaosakeste sisalduse järsk tõus algab puursüdamikus sügavusel 38 cm. Osakeste kontsentratsioon suureneb pidevalt kuni 25 cm sügavuseni. Kütuste tarbimise oluline tõus Eestis toimus 1940-ndate lõpul, kulmineerudes 1980-ndate alguses. Varvokronoloogia põhjal vastab setteläbilõike 38 cm sügavus 1945. aastale; settevahemik 18–25 cm esindab aga 1980-ndate algust. See tulemus langeb väga hästi kokku aastakihtide loendusandmetega ja kinnitab Pikajärve setteläbilõike varvokronoloogia paikapidavust.

Setteläbilõike sügavusvahemikust 0–88 cm (vastab ajavahemikule 1770–2002. aastat) analüüsiti ränivetikad 19 setteproovis (joonis 2). Iga setteproov hõlmas 1–4 aastat ning ränivetikate koosluste põhjal jagati setteläbilõige kolmeks (I–III) kooslustsooniks. Settest leitud ränivetikate tulemusi kasutati järvevee üldfosfori sisalduse modelleerimisel. Selleks rakendati Locally-Weighted Weighted Averaging (LWWA) regressiooni ja Newcastle Ülikooli teadlase Steve Jugginsi poolt väljatöötatud tarkvara programmi ERNIE. Modelleerimise aluseks olid Euroopa Diatomee Andmebaasi andmerekad (The European Diatom Database, EDDI), mis

PIKAJÄRV



Joonis 2. Pikajärve setteläbilõike orgaanilise aine ja CaCO₃ sisaldus (%), ränivetikest modelleeritud järve pindmise veekihi üldfosfori sisaldus (mg/l) ja ränivetikadiagramm (ohtus, %).

võimaldavad setetes leiduvate ränivetikate alusel rekonstrueerida järvevee pindmise veekihi üldfosfori sisalduse muutusi (Battarbee jt. 2000).

Ränivetika kooslustsoon I vastab ajavahemikule 1770–1850 aastat. Fütoplanktoni liikide osatähtsus ulatub kuni 80%. Sügavamates settekihtides domineerib eutroofne liik *Stephanodiscus parvus*, mis hiljem asendub teiste eutroofsete liikidega (nt. *Aulacoseira ambigua*). Kooslustsooni ülemises osas ilmub kõrge fosforisisalduse suhtes vähem tolerantne *Cyclotella comensis*. Fütobentose ränivetikaid esindavad perekond *Fragilaria* liigid ja *Achnanthes minutissima*.

Stephanodiscus parvus'e ohtruse tõttu on ränivetikate kaudu modelleeritud (RM) järve pindmise veekihi üldfosfori sisaldus (RM-P_{üld}) kõrge, maksimaalselt 83 µg/l. *Cyclotella comensis*'e suurema arvukuse puhul langeb RM-P_{üld} väärtus 52 µg/l. Ränivetikakooslus ja selle alusel modelleeritud RM-P_{üld} näitavad, et Pikajärv oli juba 18. sajandi lõpus ja 19. sajandi esimesel poolel rohketoiteline veekogu.

Viljakat pinnast omava valguga Eesti järvi on inimtegevus mõjutanud juba sajandeid ning maaviljelusega kaasnenud mõju väikejärvede ökosüsteemile on olnud märgatav. Näiteks selgus Rõuge Tõugjärve sette-läbilõike õietolmu andmete interpreteerimisel, et Lõuna-Eestis on maa-harimine olnud ekstensiivne (s.t. suunatud haritava maa koguse suurendamisele, mitte saagikuse parandamisele). Maastikule avaldatav inimõju oli Rõuge ümbruses haripunktis ajavahemikul 1650–1875 aastat, millal inimene võttis kasutusse pea iga võimaliku ülesharitava maalapi ning maastik muutus täiesti avatuks – metsad seal peaaegu puudusid (Veski jt. 2005). Seetõttu kandus Tõugjärve rohkesti toiteaineid ning veekogu eutrofeerumine saavutas vastaval perioodil oma ajaloo maksimumi (Heinsalu ja Veski 2007).

Ränivetika kooslustsoon II vastab aastatele 1850–1960. Koosluses on aset leidnud suured muutused. *Stephanodiscus parvus*'e ohtrus on vähenenud. Seda liiki asendab mesotroofsele järvele iseloomulik *Aulacoseira subarctica*, mis domineerib kuni 1920-ndateni, sealt alates langeb ka selle liigi arvukus. Kooslustsoonis esineb vähetoitelise veekogu liike, nagu *Cyclotella comensis* ja *C. comta*. Tsooni ülemises osas väheneb perekonna *Cyclotella* ja litoraalse liikide arvukus ning suureneb mesotroofsete järvede fütoplanktonile iseloomulike liikide, nagu *Asterionella formosa* ja *Synedra tenera*, osatähtsus.

Väheneb RM-P_{üld} hulk (kuni 30 µg/l), mis viitab 19. sajandi teisel poolel järve seisundi paranemisele ja mesotroofsetele tingimustele. Alates 1920-ndatest aastatest hakkas toiteainete sisaldus järves taas tõusma. Eutroofsuse indikaatorliigi *Stephanodiscus parvus* arvukuse tõus langeb ajaliselt kokku hooldekodu rajamisega järve kaldal paiknevasse mõisahoonesse ning olmereovee juhtimise algusega järve (1950-ndad). Litoraal-

sete ränivetikate arvukuse langus viitab järvevee valgustingimuste halvenemisele.

Ränivetika kooslustsoonis III (1960-ndad kuni aasta 2002) on domineerivaks liigiks eutroofne *Stephanodiscus parvus*, ilmuvad ka reostunud järvedele iseloomulikud *Stephanodiscus hantzschii* ja *Fragilaria crotonensis*. Samal ajal kaovad vähemtoitelised *Aulacoseira subarctica*, *Cyclotella comensis* ja *C. comta*.

RM-P_{uld} sisaldus tõusis 1980-ndate lõpul üle 190 µg/l ja jäi püsivalt samakõrgele tasemele – langus saabus 1990-ndatel. Viimase 40 aasta kohta rekonstrueeritud järve areng korreleerub nii heitveest, loomakasvatusest kui mineraalväetiste intensiivsest kasutamisest johtunud veekogu reostuskoormuse kasvuga ning näitab järve hüpereutroofset seisundit. Fütoplanktoni ohtrus viitab nii kõrgele produktiivsusele kui ka järve halbadele valgusoludele. Setete koostise põhjal võib järeldada intensiivset vetikate vohamist, fotosünteesiks tarbitava järvevee koostises oleva süsinikdioksiidi vähenemist ja sellega kaasnenud pH tõusu põhjustatud CaCO₃ sadenemist.

Kuigi viimase 10 aasta jooksul on fosforisisaldus järvevees veidi langenud, on järv endiselt väga halvas seisundis ja ilmselt toimub fosfori vabanemine põhjasetetest järvevette – toiteainete allikaks on endise välisreostuse asemel järvemuda.

Kasutatud kirjandus

- Alliksaar T. 2000. Spatial and temporal variability of the distribution of spherical fly-ash particles in sediments in Estonia. Tallinn Pedagogical University, *Dissertations on Natural Sciences* 4: 1–44.
- Anderson N. J. 2000. Diatoms, temperature and climate change. *European Journal of Phycology* 35: 307–314.
- Battarbee R. W., Juggins S., Gasse F., Anderson N. J., Bennion H. & Cameron N. G. 2000. European Diatom Database (EDDI). An Information System for Palaeoenvironmental Reconstruction. European Climate Science Conference, Vienna City Hall, Vienna, Austria, 19.-23. October 1998: 1–10.
- Birks H. J. B. 1998. Numerical tools in palaeolimnology – progress, potentials, and problems. *Journal of Paleolimnology* 20: 307–332.
- Directive 2000/60/EC, 2000. Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. *Official Journal L* 327: 1–72.
- Hall R. I. & Smol J. P. 1999. Diatoms as indicators of lake eutrophication. In: Stoermer E.F. & Smol J.P. (toim.) *The Diatoms: Application for the Environmental and Earth Sciences*. Univ. Press, Cambridge: 128–168.

- Heinsalu A. & Veski S. 2007. Lõuna-Eesti väikejärvede pärestjääaegsest arenguloost Rõuge Tõugjärve näitel. Rmt: Timm H., Paju M.-M. & Sammul M. (toim), *Eesti Looduseuurijate Selts. Järvekomisjon 100*. Sulemees, Tartu, 4348.
- Leeben A., Heinsalu A., Alliksaar T. & Saarse L. 2005. A high-resolution spectroscopic study of pore-water dissolved organic matter in annually laminated lake sediments: a new tool for reconstructing eutrophication history. *Verhandlungen der Internationalen Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 29: 457–460.
- Stoermer E. F. & Smol J. P. (toim.) 1999. *The Diatoms: Application for the Environmental and Earth Sciences*. Univ. Press, Cambridge, 469 lk.
- Veski S., Heinsalu A. & Koppel K. 2003. Lehitsedes esimesi lehekülgi Rõuge järvemuda raamatust. *Eesti Loodus* 54: 10–15.
- Veski S., Koppel K. & Poska A. 2005. Integrated palaeoecological and historical data in the service of fine-resolution land use and ecological change assessment during the last 1000 years in Rõuge, southern Estonia. *Journal of Biogeography* 32: 1473–1488.

Atko Heinsalu (heinsalu@gi.ee) – Tallinna Tehnikaülikooli (TTÜ) Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Tiiu Alliksaar (Tiiu.Alliksaar@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Siim Veski (veski@gi.ee) – TTÜ Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Nõlvade stabiilsuse modelleerimine

Marko Kohv

Nõlvad võivad puruneda nii looduslike protsesside kui ka inimtegevuse tõttu või nende koosmõjul. Tegu on sagedase, laialt levinud ning inimese seisukohalt väga kalli nähtusega – ainuüksi USA-s arvatakse maalihete poolt tekitatud kahjudeks olevat 1–2 miljardit dollarit ja 25 hukkunut aastas (Burns 1999). Põhiliselt tegelevad nõlvade modelleerimisega geotehnikud.

Nõlvade tugevuse arvutamises oli teedrajavaks tööks 1922. aastal avaldatud uuring, mille teostas Wolmar Fellenius’*e* juhtimisel grupp Rootsi geotehnikuid. Töö tehti Rootsi Riigiraudtee tellimusel pärast korduvaid raudteid purustanud maalihkeid ning selle käigus analüüsiti rohkem kui 300 maalihke juhtumit. Uuringu tulemusena valmis analüütiline mudel, mis põhineb dreemimata pinnaste ringsilindrilisel lihkepinnal. Sellest tööst kasvas välja terve hulk sarnaseid põhimõtteid rakendavaid mudeleid, mida kokkuvõtlikult nimetatakse piirtasakaalu meetoditeks (*Limited equilibrium methods* e. LEM; Coduto 1998). Sellesse meetodite gruppi kuuluvad siiani kõige laiemalt kasutatavad nõlvade püsivusmudelid.

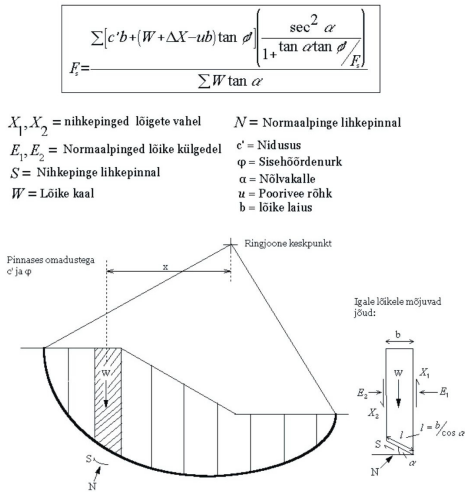
Analüütilised mudelid – piirtasakaalu meetodid (LEM)

LEM-i analüüsi puhul arvutatakse nõlvas mõjuvad nihkepinged mööda etteantud lihkepinda ning võrreldakse neid nihketugevusega. Siit tuleneb varuteguri (*factor of safety*) mõiste – kui nihketugevus ületab nihkepingeid, on nõlv stabiilne ($F_s > 1$); kui on vastupidine olukord ($F_s < 1$), siis nõlv puruneb ehk tekib maalihe. Varuteguri arvutamiseks jagatakse nõlv vertikaalseteks lõikudeks ning arvutatakse igale lõigule mõjuvad pinged eraldi (joonis 1). Kui lõikude arv on üle 1 (nagu tavaliselt on), siis muutub kogu mudel staatiliselt lahendamatuks. Sellest probleemist ülesaamiseks tuuakse sisse rida lahendamist võimaldavaid eeldusi, näiteks eeldatakse lihkepinna kuju, normaalpingete jaotust lihkepinnal jne.

Kuna eeldusi on võimalik teha mitmel viisil, siis on välja töötatud mitmeid erinevaid meetodeid. Peamiselt erinevad nad üksteisest tasakaalutingimuste rahuldamise ulatuse ning lõikesiseste pingete lahendusse kaasamise poolest. Kõige täpsemad on nn. ranged meetodid, kus on rahuldatud kõik staatilise tasakaalu tingimused. Tuntumad meetodid on Bishopi, Sarma, Janbu, Belli, Morgenstern-Price’i, Spenceri ja Felleniusi mudelid (Sjöberg 1996). Spenceri meetodit peetakse nõlva stabiilsuse modelleerimisel üheks rangemaks ja täpsemaks (Malkawi jt. 2000).

Kriitilise, kõige madalama varuteguriga lihkepinna leidmiseks kasutatakse tavaliselt järgmist meetodit: luuakse teatud sammuga võrgustik, kus

iga sõlmpunkt on osaringi keskpunktiks. Iga keskpunkti korral varieeritakse ringjoone raadiust ning arvutatakse erinevatele väärtustele vastavad varutegurid. Saadakse lokaalsed varuteguri miinimumid – neid võib olla mitmeid, kuid ainult üks vastab lihkepinnale. Tänapäeva arvutustehnika võimaldab kiiresti arvutada läbi tuhandeid võimalikke lihkepindu, seetõttu on õige pinna valimisel eksimise võimalused tunduvalt vähenenud.



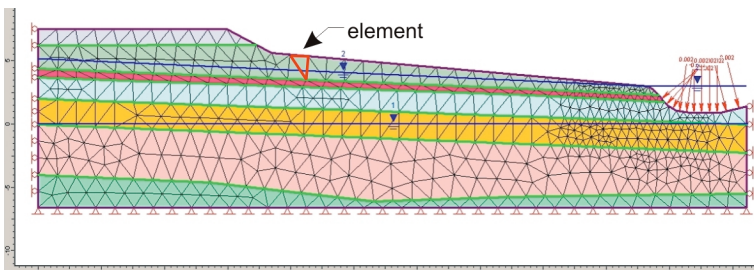
Joonis 1. Piirtasakaalu mudeli (Janbu meetod) põhimõte ja üksik lõik (Connolly, 1997).

LEMi põhilisteks puudusteks on kogu lihkepinna üheaegne purunemine, ühesugune varutegur kõigi lihkepinna osade kohta, liikuva massi kujutamine jäigana, nõlva ja pinnase ajaloo mitteamestamine, lihkepinna asukoht ja kuju on eeldatud ning pinnases ei tohi toimuda purunemise tõttu tugevuse vähenemist (Laouafa & Darve 2002). Mitmesuguste määramatuste ning mudelite enda puuduste tõttu soovitatakse nõlvade kujundamisel kasutada varutegurit üle 1,5 (Coduto 1998). Siinjuures peab märkima, et konkreetse arvutuskeemi valikust tulenev määramatus on küllaltki väike, s.t. eri meetodite abil arvutatud varutegurid ei erine üldiselt väga suurel määral. See kehtib juhul, kui valitakse LEMi range arvutusmeetod. LEMi jaoks on loodud väga palju mudeli konstrueerimist ja stabiilsuse arvutamist hõlbustavaid tarkvaralisi lahendusi, näiteks Galena, Slope/W, Slide jne. Huviline leiab üsna põhjaliku nimekirja olemasolevast tarkvarast interneti-aadressilt <http://www.ggsd.com>.

Numbrilised mudelid

LEMi kõrval on teiseks laiemalt kasutatud mudelite grupiks numbrilised mudelid. Nõlvade stabiilsuse modelleerimisel kasutatakse peamiselt lõplike elementide meetodi (*Finite Element Method* – FEM), piirelementide meetodi (*Boundary Element Method* – BEM) ning lõplike erinevuste meetodi (*Finite Difference Method* – FDN) mudeleid. Kõvadest kivimitest nõlvade purunemise modelleerimiseks kasutatakse diskreetset elementide meetodit (*Discrete Element Method* – DEM), sest viimane võimaldab edukalt modelleerida lõhede võrku ja selle arengut, mida teist tüüpi mudelid ei võimalda (Sjöberg 1996).

Numbrilised mudelid jagavad keeruka probleemi väiksemateks elementideks (*meshing*) ning kirjeldavad lihtsamate valemite abil nii neis toimuvaid protsesse kui ka nende omavahelisi suhteid. Tüüpiline FEMi mudel on toodud joonisel 2. Lahendus pole täpne, nagu analüütilise LEMi puhul, vaid ligikaudne ning lahenduse täpsus sõltub üsna paljudest asjadest, nt. elementide suurusest, kujust ja paigutusest. Tavaliselt on lahenduses sadu ja tuhandeid elemente ja seega on üheaegselt lahendatavate võrrandete hulk väga suur. Sellise süsteemi lahendamine nõuab maatriksalgebrat ja suurt arvutusvõimsust (Coduto 1998). Kuigi numbrilised meetodid töötati välja juba 1950–60-ndatel, siis ei jõudnud nad kuni viimase ajani laiemasse kasutusse just piisava arvutusvõimsuse mitte kättesaadavuse tõttu. Arvutite kiire arengu mõjul on numbrilised meetodid ühed kõige kiiremini arenevaid ja paljutöotavamaid modelleerimismeetodeid üldse.



Joonis 2. Lõplike elementide meetodil põhinev mudel.

Numbriliste mudelite puhul otseselt varutegurit leida ei saa, sest esiteks ei arvutata üht kindlalt etteantud lihkepinda, vaid mudel laseb näidata kõige suurema nihkedeforatsiooniga elementid. Kuna varutegur on oma lihtsuses ilmekas näitaja, siis on välja töötatud mitmeid laiendusi, mis lubavad sarnase sisuga parameetri leida. Üheks selliseks on näiteks *Shear Strength*

Reduction e. SSR, mis põhimõtteliselt vähendab elementide nihketugevust, kuni mudel läheb tasakaalust välja s.t. puruneb. Saadud kriitilist väärtust saab võrrelda algse väärtusega ning nende suhe annab nõlva varuteguri.

Üldiselt on nii LEMi kui ka numbriliste mudelite puhul saadavad varutegurid sarnased. Samas, numbriliste mudelite puhul on võimalik lisada mudelisse pinnase anisotroopsust, põhjavee dünaamikast tingitud täiendavaid nihkejõude, plastsust, arvutada müüridele ning ankrutele mõjuvaid pingeid jne. Viimased pole LEMi mudelite puhul võimalikud. Samuti on numbrilised mudelid keeruka geometriaga nõlvade puhul paremad kui nt. piirtasakaalu meetodid (Sjöberg 1996).

Reoloogilisi mudeleid (reoloogia tegeleb suure viskoossusega vedelike voolamisega) arendatakse enamasti Jaapanis ja Hiinas, peamiselt tänu seal toimuvatele sagedastele rusuvooludele. Viimaste puhul ei liigu pinnas ühtse plokina, vaid käitub vedelikulaadselt, näiteks tekivad turbulentsed voolud. Sarnaselt käituvad veealustel nõlvadel toimuvad settevoolud, nagu näiteks mandrilavalt ookeanipõhja liikuvad mudavoolud. Need mudelid ulatuvad alates lihtsatest empiirilistest meetoditest kuni väga teoreetiliste mitte-Newtoni vedeliku mudeliteni (Brundsen 1999).

Uus lähenemine – hübriidmudelid

Uuemaks ja väga oluliseks suunaks on mitmete eri mudelite liitmine hübriidmudeliteks, kus ühe mudeli väljundid on järgmisele sisendiks. Näiteks sõltub konkreetse nõlva purunemise hetk suurel hulgal põhjavee taseme kõikumisest, mida on võimalik hüdrogeoloogiliste mudelitega ennustada. Kõige laiemalt ongi levinud hüdrogeoloogiliste mudelite liitmine nõlva stabiilsust arvatavatele mudelitele – nii LEMi kui ka numbrilistele mudelitele. Siingi tuleb esile numbriliste mudelite üks suur eelis – ühe ja sama arvutusskeemiga saab arvutada nii nõlva- kui ka hüdrogeoloogilisi protsesse ning seega on neid suhteliselt kerge ühendada. Hüdrogeoloogia mudeldamine on eriti oluline suure filtratsioonimooduliga nõlvade (nt. liivanõlvade) juures, kus vee liikumisest tekkinud täiendav nihkepinge on sageli nõlva purunemisel otsustavaks teguriks (Brundsen 1999).

Samuti võib hübriidmudeliteks pidada erinevate numbriliste nõlva-mudelite liitmist. Näiteks on kaljunõlvade püsivuse arvutamiseks mõistlik liita DEM (arvutab olemasolevat lõhesüsteemi püsivust ning uute arengut) ning FEM (arvutab olemasolevate lõhesüsteemide vahelist ala) mudelid (Jing & Hudson 2002). Üheks kiiresti arenevaks suunaks on ajast sõltuvad hübriidmudelid; nagu näiteks kliima, (hüdro)geokeemia, inimtegevuse, taimestiku, mineroloogia, erosiooni ja dekompressiooni muutuste poolt kontrollitavad mudelid (Brundsen 1999).

Kokkuvõte

Nõlva stabiilsuse modelleerimisel tulenevad määramatud Chowdhury jt. (2003) järgi peamiselt kolmest asjast:

(a) Geotehnilistest parameetritest, sest need on, nagu pinnaski, ruumiliselt muutlikud ning tavaliselt on võetud proovide arv piiratud ja parameetrite mõõtmismeetodid pole perfektsed. Üks raskemini määratav parameeter on vee poorirõhk, mis on ruumiliselt väga muutlik.;

(b) Modelleerimiseks kasutatud meetoditest. Eelnevalt selgus, et paljud meetodid kasutavad mingeid eeldusi, mis ei pruugi aga sugugi konkreetsetes situatsioonides sobida.;

(c) Maalihet põhjustavate sündmuste intensiivsuse, sageduse ja kestuse valesti hindamisest.

Vähemuuritud on pinnase nihketugevuse muutused (peamiselt huvitab vähenemine) aja jooksul, seda näiteks normaalpingete vähenemise (nt. erosiooni) tõttu. Tihtilugu polegi võimalik täpsemalt tuvastada kunagi koor-museks olnud sette või jää paksust ja massi. Hetkel suudetakse kehvasti mudeldada näiteks taimestiku mõju nõlvade püsivusele, kuigi juurte mõju pinnase nihketugevusele on suur ja mitmete autorite poolt uuritud (nt. Ekanayake & Phillips 2002; Abe & Ziemer 1991). Vast kõige komplitseerituma näitena on püütud ühendada nõlvade arengut ja kliimamuutusi (Buma & Dehn 1997).

Siiani kasutavad enamused meetodeid 2D lähenemist. Looduses toimuvatel lihetel on aga kolm ruumimõõdet ning arvutivõimsuste kasvuga on kasvanud ka lihetel 3D modelleerimise võimalused. Põhiliseks takistuseks pole olnud mitte arvutuste mahukus, vaid 3D lihkepinna kirjeldamine ja staatilise lahenduse saamiseks vajalike eelduste suur hulk. Trükkis on ilmunud juba küllalt palju 3D mudelid (Chen jt. 2003; Xie jt. 2003), kuid üldtunnustatud lahendus siiani puudub. Tuntumad 3D modelleerimist pakkuvad kommertslahendusi on CLARA-W ja FLAC 3D.

Kokkuvõtteks võib öelda, et nõlvade stabiilsuse modelleerimisel on arengusuund 3D numbriliste meetodite ja hübriidmudelite poole. Kuna tegemist on endiselt areneva alaga, siis puuduvad mitmetele terminitele eestikeelsed vasted, nagu näiteks: *meshfree modelling*, *distinct element modelling*, *finite volume method*, *discrete fracture network model*, *percolation* ja *lattice theory*. Omaette huvitav modelleerimissuund on närvivõrkude (*neural network*) põhimõttel töötavad mudelid, mis proovivad ülesannete lahendamisel rakendada inimaju toimuvaid õppimis- ja tagasi-side mehhanisme (Jing & Hudson 2002).

Kasutatud kirjandus

- Abe K. & Ziemer R. R. 1991. Effect of tree roots on a shear zone: modeling reinforced shear stress. *Canadian Journal of Forestry Research* 21: 1012–1019.
- Brunsdon D. 1999. Some geomorphological considerations for the future development of landslide models. *Geomorphology* 30: 13–24.
- Buma J. & Dehn M. 1997. A method for predicting the impact of climate change on slope stability. *Environmental Geology* 35: 190–196.
- Burns W. J. 1999. *Engineering geology and relative stability of the southern half of Newell Creek canyon, Oregon City, Oregon*. Portland State University, magistritöö, 156 lk.
- Chen Z., Mi H., Zhang H. & Wang X. 2003. A simplified method for 3D slope stability analysis. *Canadian Geotechnical Journal* 40: 675–683.
- Chowdhury R. & Flentje P. 2003. Role of slope reliability analysis in landslide risk management. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 62: 41–46.
- Coduto D. P. 1998. *Geotechnical engineering: principles and practices*. Upper Saddle River, New Jersey, 743 lk.
- Ekanayake J. C. & Phillips C. J. 2002. Slope stability thresholds for vegetated hillslopes: a composite model. *Canadian Geotechnical Journal* 39: 849–862.
- Jing L. & Hudson J. A. 2002. Numerical methods in rock mechanics. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 39: 409–427.
- Laouafa F. & Darve F. 2002. Modelling of slope failure by a material instability mechanism. *Computers and Geotechnics* 29: 301–325.
- Malkawi A. I. H., Hassan W. F. & Abdulla F. A. 2000. Uncertainty and reliability analysis applied to slope stability. *Structural Safety* 22: 161–185.
- Sjöberg J. 1996. *Large scale slope stability in open pit mining – a review*. Technical report, Luleå University of Technology, 229 lk.
- Xie M., Esaki T., Zhou G. & Mitani Y. 2002. Three-dimensional stability evaluation of landslides and a sliding process simulation using a new geographic information systems component. *Environmental Geology* 43: 503–512.

Marko Kohv (marko.kohv@ut.ee) – Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituudi geoloogia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu.

Tuhapilvede modelleerimine Siluri vulkaaniliste kihtide leviku ja paksuste järgi

Tarmo Kiipli, Toivo Kallaste

Vulkaanilise tuha pilved levivad tuultega atmosfääris tuhandete kilomeetrite kaugusele purske allikast. Suurte purse puhul, nagu Krakatau 1883. aastal, võivad tuhapilved isegi mitu ringi ümber maakera rännata, põhjustades paljudeks kuudeks ilmastiku jahenemist. Tambora vulkaani rohkem kui 12 kuud (1815–1816) kestnud purse avaldus Põhja Ameerikas näiteks suveta aastana. Lähiminevikust on tõenäoliselt suurimaks vulkaanipurskeks 75 000 aasta eest toimunud Toba purse Sumatra saarel, mille tuhka on kindlaks tehtud isegi Araabia mere setetest – 3000 km kaugusel vulkaani asukohast. Purske järel moodustus kaldeera (tänapäeval asub seal Toba järv), mis on oma mõõtmetelt võrreldav Peipsi järvega.

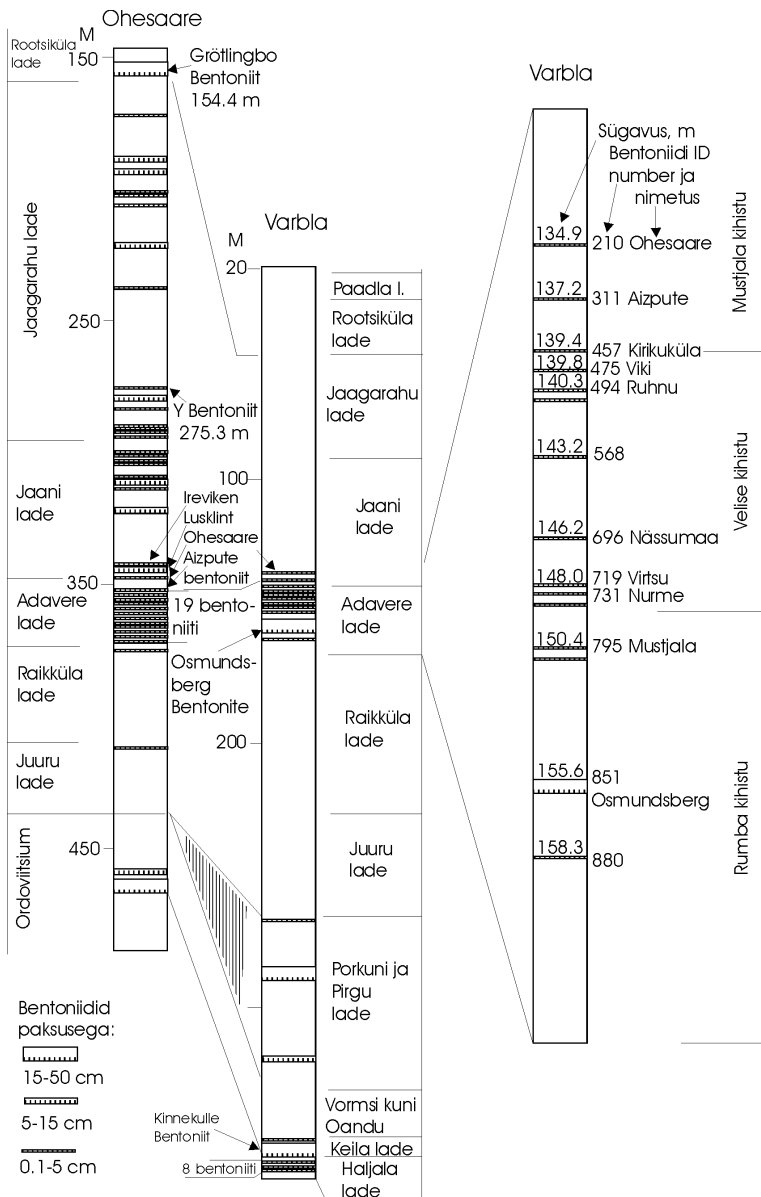
Samuti on suuri vulkaanipurskeid teada kaugemast geoloogilisest minevikust, millest üks tuntumaid on Kinnekulle purse. Samanimeline, tänapäevaks saviks muutunud vulkaanilise tuha kiht, esineb ka Eesti Ordoviitsiumi läbilõikes, paljandudes Pääskülas I maailmasõja aegsetes tunnelites (Hints jt. 1997). See purskekiht, mille paksus Hiiumaal küünib 70 cm-ni ja Lõuna Rootsisis 2 meetrini, on detailselt kaardistatud (Vingisaar 1972; Bergström jt. 1995).

Vulkaanilised kihid ja stratigraafia

Juba 60–70 aastat tagasi teadvustasid Rootsi ja Eesti geoloogid, et lühikese aja jooksul settinud vulkaanilise tuha kiht on olulise stratigraafilise väärtusega (Thorslund 1947; Jaanusson 1948), võimaldades korreleerida erinevates looduskeskkondades ladestunud settekivimite läbilõikeid. Biostratigraafiline korrelatsioon on sellistel juhtudel raskendatud, sest samaaegselt, kuid erinevates faatsiistes moodustunud kivimites esinevad fossiilide kooslused pole identsed.

Paraku vulkaaniliste kihtide kasutamine stratigraafias takerdus, sest pikka aega ei suudetud leida tunnuseid, mille järgi identifitseerida sama kiht eri läbilõigetes. Arvestades, et tihti on stratigraafiliselt lähestikulisi kihte palju (joonis 1), on see takistus väga tõsine. Kuna amorfne vulkaaniline tuhk muutub sõltuvalt looduskeskkonnast (merepõhjas või maismaal) kiiresti erinevateks savimineraalideks (Kiipli jt. 2007), siis muutunud tuha koostist on purske identifitseerimiseks raske kasutada.

Parim viis purske diagnostilise tunnuse leidmiseks on analüüsida magmaliste fenokristallide koostist. Selleks võivad sobida näiteks biotiit, apatiit, tsirkoon, kvarts, sanidiin ja teised magmatekkelised mineraalid.

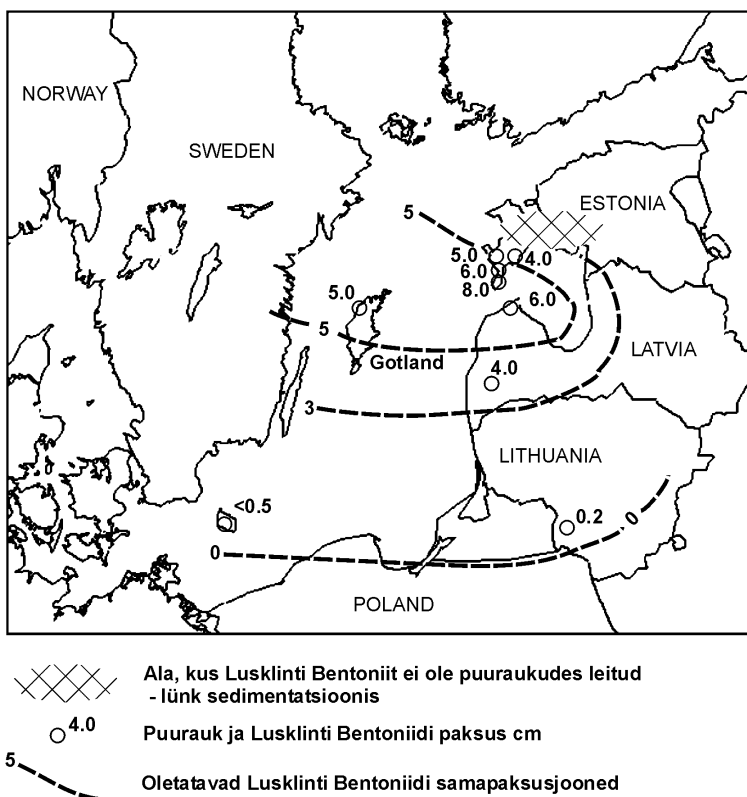


Joonis 1. Vulkaaniliste kihtide (bentoniitide) levik Ohesaare ja Varbla puur-südamik. Bentonitide stratigraafilised nimed pärinevad Kallaste ja Kiipli 2006.

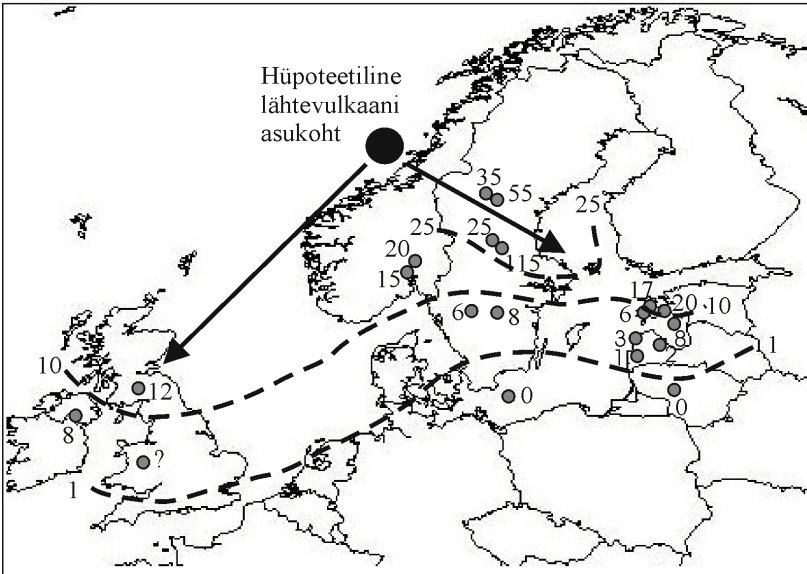
Viimastel aastatel on fenokristallide koostise uuringutes kasutatud sanidiini $(K,Na)AlSi_3O_8$ (Kiipli ja Kallaste 2002, 2006; Kallaste ja Kiipli 2006). Tulemusena on Eestis ja Lätis Ordoviitsiumi ja Siluri ajastu läbilõigetes kindlaks tehtud kokku ligikaudu 140-st purskest pärinevaid vulkaanilise tuha kihte. Mõned vulkaaniliste kihtide korrelatsioonid ulatuvad üle mere Rootsi aladele (Kiipli jt. 2008).

Tuhapilvede modelleerimine

Siluri vulkaanipurseste identifitseerimine võimaldas koostada Eesti ja Läti alade kohta 20 purske kihtide leviku ja paksuste skeemi, neist mõne puhul saab näidata laiemat levikut üle Skandinaavia (joonised 2–4).



Joonis 2. Lusklini Bentonii paksuste (cm) skeem. Vulkaanipurse toimus Eestist läänes või loodes.

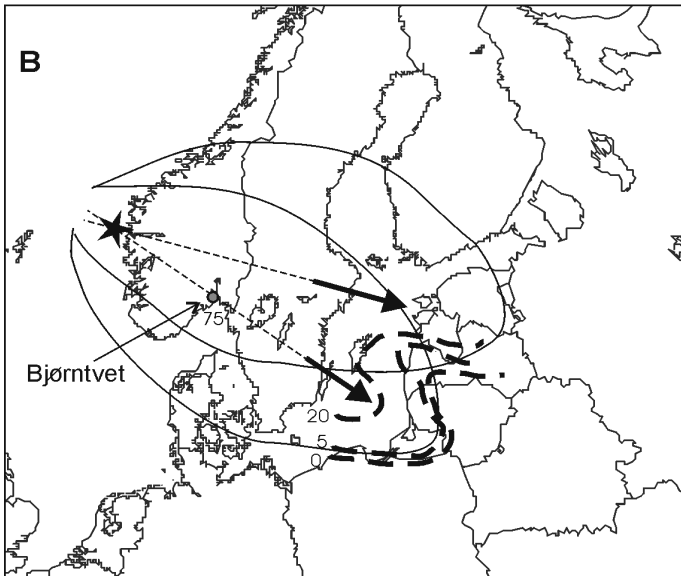
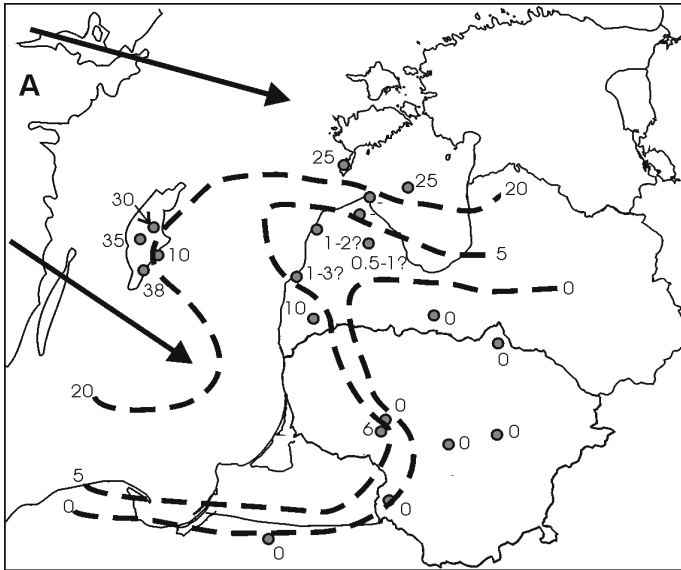


Joonis 3. Osmundsberg'i Bentoniidi ("O") paksuste (cm) skeem. Kaks levikusuunda on seletatavad tuule suuna muutusega pikaajalise purske käigus.

Enamasti väheneb Adavere lademe vulkaaniliste kihtide paksus lõuna suunas, olles Eesti aladel mõnest millimeetrist kuni 20 cm-ni ja Lätis 1 mm kuni 3 cm-ni. Selline paksuste jaotus osutab vulkaanipursetele Eestist lääne, loode või põhja pool – muistse Iapetuse ookeani servaaladel. Seega ei saa Kesk-Euroopa Kaledoniidid olla enamuste, Adavere lademe vulkaaniliste kihtide, allikaks. Mitmete vulkaaniliste kihtide puhul on levikupilt omapärase kujuga, viidates pikaajalise purske jooksul asetleidnud tuule suuna muutusele (joonised 3 ja 4).

Miks on vulkaaniliste kihtide korrelatsioon ja tuhapilvede modelleerimine vajalik?

Vulkaanilised kihid paiknevad settekivimites korrektses stratigraafilises järgnevuses, võimaldades suure detailsusega rekonstrueerida magmaliste protsesside ajalugu. Selline detailsus ei ole saavutatav vulkaanilistel aladel endil, sest sealsed kivimid on hilisemate mäetekkeprotsesside käigus kurrutatud ja sügavalt kulutatud. Samuti võimaldavad vulkaanilised kihid settekivimite läbilõigete täppiskorrelatsioone isegi seal, kus fossiilid puuduvad.



Joonis 4. Grötlingsbo Bentoniti paksuste (cm) skeem (A) ja interpreeritud tuule suuna muutus purske käigus (B). Viisnurk tähistab lähtevulkaani oletatavat asukohta.

Amorfne vulkaaniline tuhk reageerib tundlikult looduskeskkonna iseärasustele, muutudes autigeenseteks silikaatideks vastavalt tolle hetke ja asukoha keskkonningimustele. Vulkaanilisi kihte saab kasutada muistse merevee keskkonna indikaatorina. Näiteks, madalmeres muutub tuhk autigeenseks K-päevakiviks, merevee keskmistel sügavustel illiit-smektiitseks saviks ja muistse šelfimere sügavamates osades lisandub autigeenne kaoliiniit. Selline fatsiaalne muutlikkus on tõenäoliselt põhjustatud tolleaegse merevee pH variatsioonidest fatsiaalses profiilis.

Vulkaanilise kihi spetsiifiline keemiline koostis võib viidata purske piirkonnas maavarade esinemisele ja tuhapilve modelleerimine võib osutada maavarade allikale. Näiteks üks kihtidest, mis levib Lätis ja Leedus, sisaldab 1–5% La, Ce, Sr ja P. Selle purskekihi lähteallika asukoht ei ole praeguseks teada.

Senilahendamata probleemid

1. Baltikumi vulkaaniliste kihtide korrelatsioon kihtidega Skandinaavia metamorfiseerunud läbilõigetes. Sanidiin hävib juba 100–200 °C juures. Kihi identifitseerimistunnuse leidmiseks metamorfiseerunud läbilõigetes omavad perspektiivi biotiit, apatiit, tsirkoon jt. mineraalid, mille muutumine toimub sellest kõrgemal temperatuuril.

2. Lähtevulkaanide kindlaks tegemine geokeemiliste tunnuste ja tuhapilvede kaardistamise järgi. Geokeemilised tunnused osutavad Adavere eal kuuete erinevale lähtevulkaanile. Nende asukohad tuleb tõestada.

3. Pursete dateerimine radioaktiivsete isotoopsuhete abil, täpsustamaks geoloogilist ajaskaalat.

4. Paleogeograafilistel kaartidel kujutatakse Siluri ajastul Baltika kontinenti lõunapoolkeral, ekvaatori lähedal. Sellest võiks järeldada, et püsivad passaattuuled pidid viima vulkaanilise tuha pilved läände – Gröönimaale ja Põhja-Ameerikasse. Kuidas jõudsid tuhapilved Ida-Baltikumi läbilõigetes vastu oletatavaid passaattuuli?

5. Kuidas mõjutas vulkanism keskkonda Paleosoikumis? Milline oli vulkanismi mõju süsinikdioksiidi sisaldusele Paleosoikumi atmosfääris ja milline on see tänapäeval?

Kasutatud kirjandus

Bergström S. M., Huff W. D., Kolata D. R. & Bauert H. 1995. Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. *Geologiska Föreningens Förhandlingar* 117: 1–13.

- Hints O., Kallaste T. & Kiipli T. 1997. Mineralogy and micropalaeontology of the Kinnekulle altered volcanic ash bed (Ordovician) at Pääsküla, North Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences – Geology* 46(3): 107–118.
- Jaanusson V. 1948. Vulkaanilise tegevuse jälgi Lääne-Baltoskandia ordoviitsiumi settekivimeis. *ESTONIA, Eesti üliõpilaskonna neljas väljaanne Saksamaal*, Karlsruhe, 50–52.
- Kallaste T. & Kiipli T. 2006. New correlations of Telychian (Silurian) bentonites in Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences – Geology* 55(3): 241–251.
- Kiipli T., Jeppsson L., Kallaste T. & Söderlund U. 2008. Correlation of Silurian bentonites from Gotland and the eastern Baltic using sanidine phenocryst composition, and biostratigraphical consequences. *Journal of the Geological Society, London* 165: 1–10 (trükis).
- Kiipli T. ja Kallaste T. 2002. Correlation of Telychian sections from shallow to deep sea facies in Estonia and Latvia based on the sanidine composition of bentonites. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences – Geology* 51(3): 143–156.
- Kiipli T. and Kallaste T. 2006. Wenlock and uppermost Llandovery bentonites as stratigraphic markers in Estonia, Latvia and Sweden. *GFF* 128: 139–146.
- Kiipli T., Kiipli E., Kallaste T., Hints R., Somelar P. and Kirsimäe K. 2007. Altered volcanic ash as an indicator of marine environment – example from the Ordovician Kinnekulle bed of Baltoscandia. *Clays and Clay Minerals* 55: 177–188.
- Thorslund P. 1947. Om ordovicisk bentonit på Bornholm. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening, Bd. 11*: 172–178 (taani keeles).
- Vingisaar P. 1972. Metabentoniidikihi (d, XXII) levikust Baltoskandia keskordoviitsiumi setteis. *Eesti NSV TA Toimetised* 21: 62–70 (vene keeles).

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

Toivo Kallaste (toivo.kallaste@gi.ee) – Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Maardlate rajoneerimine

Ingo Valgma

Mäenduses nimetatakse maardlaks ala, millel leiduv maavara on kaevandamisväärne. Maavara “headust” mõõdetakse kasutatava aine kontsentratsiooni hulgana pinnauhiku kohta, milleks nt. õlisaagise puhul on barrelit/m², energiatootluses MJ/m² või massitootluses t/m². Kaevealade rajoonideks jaotamist nimetatakse rajoneerimiseks. Rajoneerimine on vajalik selleks, et teada, kus ja mida hakatakse kaevandamisega seoses tegema. Sellega tegelevad strateegilisi plaane tegevad asutused, kust asjast huvitatud isikutel on võimalik saada vastavat informatsiooni.

Maardlaid võib rajoneerida nii tehnoloogilistest, keskkonnakaitselistest kui sotsiaalsetest aspektidest lähtuvalt. Rajoneerimisel kasutatakse erinevaid meetodeid: kaardistamist, modelleerimist ja optimeerimist. Selleks, et rajoneerimist teostada, peavad olemas olema klassifitseeritud algandmed, mis on vormindatud vastavalt kasutatavale arvutusmeetodile. Sealjuures on vajalik kriteeriumite, arvutusskeemide ja korrekse esitusviisi olemasolu. Rajoneerimise peamised tulemused on mudel ning kaart, mis valmib meetodeid ning kriteeriume järgides optimeerimise teel.

Alates kaevandamise algusest 1916. aastal, on põlevkivi hakatud üldjuhul kaevandama seal, kus on seda kõige parem teostada ja kust on kaevandatavat materjali kõige lihtsam maa seest välja tuua. Kaevandamise “lihtsust” mõõdetakse põlevkivikihindi ehituse lihtsuse, kattekihivite paksuse ja kaevandamispiirangutega. Kohtlas, Pavandul ja Kukrusel olid kõik need tingimused ühtviisi soodsad. Samas oli seal kaevandamise alustamiseks teisi soodustavaid faktoreid, nagu näiteks raudtee ja maantee lähedus.

Kaevandamise levik ja areng Kirde-Eestis algusaastatest kuni praeguseni on näidanud, et kaevanduste rajamine ja mahajätmine mõjutab olulisel määral asustuse tekkimist ja hääbumist. Kaevanduste mõju seaduspärasuste uurimine võimaldab ennustada kaevandamisest põhjustatud sotsiaalmõju ning paremini mõista sotsiaal-majanduslikke protsesse pärast mäetööde lõpetamist.

Põlevkivikaevanduse rajoneerimine – kaevandamise areng

Põlevkivi kaevandamise kogumaht kasvab põlevkiviressursi alusuuringu prognoosi kohaselt aastaks 2025 poolteist korda (vt. Teema 574L). Sellise nõudluse rahuldamiseks jätkatakse kaevandamist praegustes kaevanduskohtades ja avatakse kolm uut kaevandust: Kose-Tammiku, Ojamaa ja Uus-Kiviõli. Lisaks kaevandatakse Viru kaevanduse kaudu

Sompa, Estonia ja Ojamaa välja põlevkivi. Seli väli avatakse Estonia kaevandusest.

Praeguse kaevandamistempo jätkudes ammenduvad aastaks 2025 Narva karjääri põhjapoolsed jaoskonnad ning Kohtla-Vanaküla ja Kose-Tammiku karjäärid. Vedu ja infrastruktuur ühendatakse praeguste kaevandustega; Uus-Kiviõli ja Ojamaa kaevandused kasutavad stollide kaudu Aidu karjääri rikastusvabrikut ja laadimissõlme. Kaevandamis-tehnoloogia uuendusteks on lühieekombainidega kaevandamine Ojamaa ja Seli väljadel ning kaasaegsete laavakombainidega lankaevandamine Uus-Kiviõli ja Usnova (Narva karjäärivälja kaguosa) väljadel.

Prognoosimise meetodid

Kaevandatavate alade valikukriteeriumid sõltuvad nii tehnoloogilistest kui muudest (keskkonnakaitselistest, sotsiaalsetest ja kultuurilisest) piirangutest. Kaevandamiskohtade ja -mahtude otsused sõltuvad majandusnäitajatest, ülal loetletud piirangutest ja kauba e. müüdava põlevkivi kvaliteedist.

Võimalike kaevandamiskohtade ja kaevejärkude prognoosimisel lähtutakse kas konstantselt toodangust, reaalsest prognoositavast tarbimisest või, analüüsides kõikide kaevandusjaoskondade reaalseid mäendustingimusi, võimalikust tehnoloogiast ja optimaalsest kaevandusmahtude jaotamisest (tabel 1).

Tabel 1. Kolme kaevandamismahu prognoosimise meetodi kirjeldus.

	Konstantne maht	Prognoositav maht	Tegelikkuelse lähedane maht
Prognoosi alus	praegune kaevandamismaht (kasutatakse juhtudel, kui tootmismahu tehnoloogilisi piiranguid ei ole)	maksimaalne võimalik kaevandamismaht tehnoloogilise piirangu korral; vaadelduna ühes jaoskonnas	kohalikud kogemused ja innovaatilised lahendused (arvestatakse kõiki piiranguid ja mäendustingimusi)
Ploki suurus	kaevandamata kaeveväli või uuringuväli	jaoskond (lähtudes tehnoloogilise ploki optimaalsest suurusest)	konkreetsed kaevandusjaoskonnad, sõltuvalt piirangutest ja olemasolevatest masinatest
Tootlikkus, t/a	faktiline (nt. seis, mis oli 2005. aastal)	jaoskonna pikema perioodi trend (arvestab katenditegurit ja tootlikkuse langust avakaevandamisel)	tootlikkus on jaoskonniti ja aastati erinev, arvestades projekt-lahendustes toodud piiranguid
Kihindi tootlus, t/m²	saadakse maardla ruumilisest mudelist	maardla ruumilisest mudelist ja ametlikest aruannetest	maardla ruumilisest mudelist, aruannetest ja jaoskondade analüüsi tulemustest
Varu, Mt	tootlus x pindala	tootlus x pindala	tootlus x pindala
Kaevandamise kestus	varu/tootlikkus/(1-kadu)	varu/tootlikkus/(1-kadu)	varu/tootlikkus/(1-kadu)
Tulemus	maksimaalne võimalik saagis	tehniline võimalik saagis	tegelik saagis

Kaevandamiskohtade prognoosimisel on aluseks võetud praegused kaevandamiskohad. Eeldusel, et varu olemasolul jätkatakse kaevandamist praegustes kohtades, saame prognoosida kaevajärkude edasist arengut kaevandamata ala suunas. Kaevandamisalade valikul on lähtunud rajoneerimise aluseks olnud tehnoloogilistest piirangutest. Alade valikul on arvestatud ka looduskaitselisi ja majanduslikke piiranguid.

Alljärgnevas prognoosis on näitena kirjeldatud üht Eesti riigi põlevkivi kaevandamise arenguversiooni, lähtudes uute kaevandusalade paiknemise ja veeärastuse seisukohtadest (tabel 2). Vastavalt prognoosile suureneb põlevkivi vajadus vastavalt tarbijate lisandumisele. Prognoosist lähtudes suureneb põlevkivi tootmismahd aastaks 2025 poolteist korda.

Tabel 2. Eesti riigi põlevkivivajaduse prognoos aastateks 2005–2025, Mt/a.

Aasta	Mt/a
2005	14,1
2010	17,5
2015	18,8
2020	20,2
2025	21,8

Tehnoloogiline rajoneerimine

Maardla tehnoloogiline rajoneerimine seisneb võimalikele kaevandamismoodustele ja -viisidele sobivate alade määramises. Kaevandamismoodusteks on ava- ja allmaakaevandamine. Kaevandamisviisid on avakaevandamisel määratud katendi eemaldamise meetodiga, milleks võib olla kühveldamine (ekskaveerimine), vedu või nende kombinatsioon (sh. puistangusildu kasutatav viis). Allmaakaevandamisel on kaevandamisviisideks kamberkaevandamine (valdavalt maa hoidmisega) ja lankaevandamine (maa langetamisega). Neist viimane võib toimuda näiteks pikkade etega kaevandamise või laavakaevandamisena.

Väljamise e. maavara kaevandamise meetoditeks on lausväljamine (läbi rikastamise, mille hulka kuulub ka näiteks õli utmine), selektiivne ja kõrgselektiivne (läbi kihtide freesimise e. koorimise, mida kasutatakse esmajoones pealma- e. avakaevandamisel) väljamine. Maavara väljamine geoloogilisest keskkonnast e. raimamine (alates esimesest purustamisest kuni maapeale toomiseni) võib toimuda puur- ja lõhketöödega või mehhaniseeritult (kombainidega).

Pealmaa- ja allmaakaevandamise alade määramine

Peamised kriteeriumid pealmaakaevandamise puhul on lasumi (katendi) paksus ja allmaakaevandamise korral lasumi (põhilae) püsivus. Viimane sõltub põlevkivi puhul nt. lubjakivi kihi paksusest. Töötavate ja projekteeritavate kaevanduste tehnoloogiate valikukriteeriumid on erinevad. Üldiselt loetakse kamberkaevandamisele sobivaks ala, kus kihindi väljatav paksus on üle 2,5 m, kuid seda kriteeriumi saab edukalt kasutada vaid iga konkreetse kaevandusvälja kohta eraldi. Seda tehes arvestatakse kaevandusvälja maapealset situatsiooni, eriti kaitstavaid objekte ja alasid.

Kui töötavates põlevkivikarjäärides kasutatakse katendi teisaldamiseks draglain'e, siis seisneb rajoneerimine järgnevate alade määramises: (1) alad, kus saab draglain'idega katendit teisaldada; (2) alad, kus peab kasutama ümberkühveldamist ja (3) alad, kus peab kasutama abimasinaid.

Projekteeritavate karjääride puhul ei piira valikut olemasolev masinapark. Seetõttu võib katendi eemaldamist alustada näiteks hüdrauliliste ekskavaatorite ja kalluritega (nt. Põhja-Kiviõli karjääris) või uute süsteemidega (nagu puistangusildadega) või kombineeritud süsteemidega. Olenemata kuludest, on igal süsteemil omad mõistlikud tehnoloogilised kasutuspiirid (tabel 3).

Näide elust enesest

Rajoneerimiseks koostati põlevkivikihi geomeetiline-, kvaliteedi- ja majandusmudel. Geomeetrilise mudeli moodustavad põlevkivi kihtide, vahekihtide, kaljuse katendi, poolpehme katendi ja pehme katendi GIS mudelid. Vastavalt tehnoloogiate kasutuspiiridele on valitud alad, mille kohta saab GIS mudelist teha otsuste langetamiseks vajalikke päringuid.

Traditsiooniline ja põlevkivikarjääride projekteerimisel arvesse võetud kriteerium oli 0–30 m paksune katend, mis määras avakaevanduste kaeväljade piirid. Ülejäänud ala oleks sobilik allmaakaevandamiseks, kui püsiva katekivimi paksus oleks piisav. Eeldusel, et kombainilaavades saab kaevandada alates 5 m ja tulptervikutega kamberkaevandustes alates 10 m püsiva katekivimi (näiteks Ordoviitsiumi lubjakivi) olemasolu korral, siis selgub, et idakarjääridest lõuna pool on ala, kus ei sobi ükski kaevandamisviis. Lõunapoolne ala sobib vastavalt katekivimi püsivusele allmaakaevandamiseks. Idakarjääridest lõunas piirab pealmaakaevandamist paks katend. Kohati on sellel alal kaljune (Ordoviitsiumi) lasum liiga õhukene, et kasutada kambritega allkaevandamist.

Tabel 3. Tehnoloogilised piirangud (töotabeli näidis).

Tehnoloogilised kaevandamisviiside piirangud	Katendi teisaldus- või kaevandamis kulu					Pindala, km ²	Umbkaudne kaevise kogus, Mt
Tehnoloogia	%	Hmin, m	Hmax, m	Hord_min, m	Hord_max, m		
Klassikaline avakaevandamiseks sobiv ala		0	30			401	1362
Vaalkaevandamine <i>draglain</i> 'idega	100	10	27			310	1053
Vaalkaevandamine <i>draglain</i> 'ide ja ümberkühveldamisega	150	23	27			99	335
Vaalkaevandamine <i>draglain</i> 'ide, ümberkühveldamise ja/või buldooseritega	200	25	33			215	732
Vaalkaevandamine <i>draglain</i> 'ide, ümberkühveldamise ja/või buldooseritega + ekskavaator + kallur	300	25	35			278	945
Konveiersildadega katendi teisaldamine	500	30	60			886	3012
Ekskavaator + kallur	200	0	30			401	1362
PLT tulpervik-kamberkaevandamine	100	10	150	10	150	1997	6790
Lankaevandamine pikae kombiniga	150			5		2307	7845
Kombainkaevandamine lühieekombainiga	200			10		1997	6790

Vastavalt katendi paksustele, suureneb avakaevandamise ala kulukamate katenditeisaldusmeetodite kasutamisel. Enamus aktiivsest põlevkivivarust oleks võimalik kaevandada karjäärides, kui kasutataks näiteks puistangusildasid.

Allmaakaevandustes määrab plokkide tootlikkuse kasutatav tehnoloogia või jaoskondade arv. Karjäärides määrab väljamismahu katendi teisaldus- tootlikkus, mis on konstantne või langeb sügavates karjäärides. Tootlikkuse languse põhjus võib olla draglaini tehnilise seisukorra halvenemine ehk remondipäevade arvu suurenemine aastas, katendikivimite ebapüsivuse

suurenemine või katendi paksuse suurenemine üle draglaini piirkatendi väärtuse.

Kui olemasolevad kaevandused ei suuda nõutavat kogust põlevkivi kaevandada, siis tuleb avada uusi jaoskondi või kaevandusi potentsiaalsetel väljadel. Potentsiaalsed väljad on hetkel kõik põlevkivi uuringuväljad. Piirangute tõttu tuleb käesolevas uuringus piirduda kaeväljadega, kuhu on esitatud kaevandamisloa taotlused, kuna need on reaalseimad kaevandamiskohad aastani 2025.

Aastatel 2006 kuni 2025 kaevandatavad alad asuvad praeguste kaevandamiskohtade läheduses. Aastaks 2025 on kaevandamine lõpetatud Narva karjääri põhja-jaoskondades, Tammiku-Kose ja Kohtla-Vanaküla karjäärides. Kaevandamine jätkub kaeväljade lõuna- ja läänealadel.

Töö on seotud ETF grandid G5913 uuringuga “Kaevandatud alade kasutamine”.

Kasutatud kirjandus

Teema 574L. Eesti põlevkiviresursi kasutamissuundade riikliku strateegia aastani 2020 alusuuringud. Etapp 574L.3.1. Eesti põlevkivimaardla tehnoloogiline, majanduslik ja keskkonnakaitseline rajoneerimine. TTÜ mäeinstituut 2005

Teema 574L. Eesti põlevkiviresursi kasutamissuundade riikliku strateegia aastani 2020 alusuuringud. Etapp 574L.2.1. Kasutamissuundadele vastava põlevkivi varu hindamise kriteeriumite loomine ja koguse hindamine vastavalt arenevale kütuse ja energiamajandusele, ressursi pikaajaline planeerimine. TTÜ mäeinstituut 2005

Lisalugemist

Erg K., Reinsalu E. & Valgma I. 2003. Põlevkivi kaevandamise võimalikkusest looduskaitsealadel. Keskkonnatehnika 3/03: 27–29.

Kattai V., Saadre T. & Savitski L. 2000. Eesti Põlevkivi, geoloogia ressurss, kaevandamistingimused. Eesti Geoloogiakeskus, Tallinn, 226 lk.

Lind H. 2005. Hüdrogeoloogiliste tingimuste modelleerimine. Vee-kõrvaldus Tammiku-Kose karjäärivälja näitel. Bakalaureusetöö, TTÜ mäeinstituut, Tallinn.

Põlevkivi geoloogiliste uuringulubade ja kaevandamislubade taotlused. Keskkonnaministeerium. 29.09.2005

Reinsalu E. 1998, Mäemajandus, TTÜ mäeinstituut, 159.lk

- Reinsalu E., Toomik A. & Valgma I. 2002. Kaevandatud maa. TTÜ mäeinstituut, 98 lk.
- TTÜ mäeinstituut. 2003. 294L. Eesti põlevkivimaardla tehnoloogiline, majanduslik ja keskkonnanõueteline rajoneerimine, uuringuaruanne.
- TTÜ mäeinstituut. 2004. Freeskombaini katsetööd Põhja Kiviõli karjääris.
- TTÜ mäeinstituut. 2004. Põlevkivi Kaevandamise AS ettevõtete tööst tulenevate hüdrogeoloogiliste muutuste prognoosi koostamine.
- Valgma I. 2002. Põlevkivi kaevandamise mänduslik geoinfosüsteem - MGIS.
- Valgma I. 1996. Põlevkivikarjääri katendi tehnoloogilise piirpaksuse hindamine draglainide kasutamisel. Magistritöö, TTÜ mäeinstituut, Tallinn.
- Västrik A. 2006. Avakaevandatud alade geoinfosüsteem. Aineprojekt, TTÜ mäeinstituut.

Ingo Valgma (tarmo.kiipli@gi.ee) – Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Kaevandatud alade mudelid ja digitaalprojekteerimine

Veiko Karu

Sissejuhatus

Majandus vajab maapõueressurse: mineraalseid ja settelisi maavarasid ning põhjavett. Paraku muudab kaevandamine nii keskkonda, maapõue kui maastikku, lisaks kaasnevad protsessiga omandimuutused ning esineb probleeme maavarade kaevandamise arengukavade koostamisel. Kõik see kutsub esile üldsuse vastuseisu. Eesti põlevkivimaardla piirkonnas on altkaevandatud aladel üha raskem ehitusplatse leida. Probleemi geotehnilist külge on piisavalt uuritud ja kirjanduses käsitletud (nt. Reinsalu 2001; Reinsalu jt. 2002). Samuti on koostatud meetodika ja arvutiprogramm altkaevandatud maa mõjualade kirjeldamiseks ning kaevandatud maa-alal sobivate ehitusplatside leidmiseks (Karu 2005).

Paremate, kõiki osapooli arvestavate planeeringu tulemuste saavutamiseks on otstarbekas kasutada geoloogilis-mäenduslikke arvutiprogramme. Nagu näitab kogemus – traditsiooniliste teooriate ja meetodite kasutamine ei anna piisavalt üksikasjalikke tulemusi. Ohtlike olukordade prognoosimine mudelite abil, võrreldes nende tagajärgede likvideerimisega, on majanduslikult kasulik. Kaevandusalade planeeringute tegemine mäendusliku tarkvara abil võimaldab juba projekteerimise käigus hinnata ohtlike olukordi ning insenerlike võtetega need puudused kõrvaldada. Lisaks saab mudelite abil informatsiooni potentsiaalsete keskkonnamõjude kohta ning see aitab vastu võtta adekvaatseid poliitilisi ja strateegilisi otsuseid.

Mudeldamise meetodika

Kuigi maavarasid kaevandavas valdkonnas on väljaselgitatud maapõueressursid (nt. Eesti põlevkiviresursi...; Tallinna ümbruse...), parimad võimalikud (BAT) tehnoloogiad, kaevandamispirangud, infrastruktuuri ja majanduse vajadused; ei ole siiani suudetud leida kõiki osapooli rahuldavaid lahendusi.

On olemas mitmeid mäenduslikke tarkvarasid, mis on saadaval kas vabavarana (erinevad *viewer*'id), *online*-tarkvarana (nt. EduMine jt.), iseisesevana (Surpac-Minex, MapInfo, AutoCAD, ESRI) või abiprogrammina (Discover, Map X jt.). Kuna tarkvaraprogramme on palju, siis tekib projektide ühildamisega probleeme, kuna erinevad asutused kasutavad erinevaid tarkvarasüsteeme. Koostööd arendades tekib raskusi andme-massiivide ühendamisel ja siirdel. Selline olukord tõstatab majandusliku

probleemi – projekterijatel peab olema võimalikult palju erinevat tarkvara, et koostöö sujuks.

Põlevkivimaardla altkaevandatud ala hindamiseks ja mäetööde mõjuala kirjeldamiseks on Tallinna Tehnikaülikooli mäeinstituudis töötatud välja meetod ja arvutiprogramm (Karu 2005), mis võimaldab hinnata maa olukorda ning asjakohaselt riske arvestades kavandada maakasutust ja ehitustegevust. Geoloogilist andmestikku, mäetööde plaani ja mäetöödest mõjutatud ala hoidetsoonide arvutusjuhendit kasutades saab leida mäetööde mõjuala liigid: kvaasistabiilne maa ja vajunud maa-ala (Reinsalu jt. 2002). Andmestiku sidumine võimaldab vaadeldaval territooriumil saada senisest täpsemat informatsiooni iga konkreetse kinnistu kohta.

Ehitusplatsid altkaevandatud aladel

Altkaevandatud alal tuleb sobiva ehitusplatsi otsingul hoolikalt arvestada mitmete erinevate teguritega. Näiteks tuleb arvutada, kui kaugele võib ulatuda mäetööde erinev mõju, sest ehitamiseks sobiv altkaevandatud maa võib olla nii vajunud kui ka stabiilne. Üksiknäiteks on Jõhvis, Pargi tn. 52 elamu projekteerimine Tammiku kaevanduse kamberploki kohale (Undusk 2007). Väljatöötatud arvutiprogramm (Karu 2005) annab aluse edasiseks eksperthindamiseks, mille juurde kuulub kaevandamise aja, mäetööde liikumissuuna, kasutusel olnud mäetehnika ning võimaluse korral kaevandamisaegete subjektiivsete tegurite mõju täpsustamine.

Ida-Virumaa kiire majanduslik areng on ajendanud mitmeid omavalitsusi ja ettevõtteid altkaevandatud aladele hooneid rajama. Mitmed on pöördunud konsultatsioonide saamiseks TTÜ mäeinstituudi poole. Alljärgnevalt on lähemalt kirjeldatud lõppenud projektide huvitavamaid probleemiasetusi.

Jõhvi linna maa-ala kasutamise kavad ja võimalused

Jõhvi linna läheduses paikneb altkaevandatud maa-ala. Riigi omandisse kuuluvat maavara sisaldavale maatükile tohib ehitada hoonet juhul, kui on järgitud maavarade kaitse põhimõtteid ja välditud asukoha eripärasusest tingitud võimalikke ehitiste kahjustusi. Territooriumidel, kus esineb riigi maavarasid või altkaevandatud maa-ala, tuleb üld- ja detailplaneeringud kooskõlastada vastavalt Planeerimisseadusele (RT I 2002, 99, 579).

Jõhvi (kui areneva maakonnakeskuse) imidž nõudis linnalt detailplaneeringuid olemasolevate ärimaade korrastamiseks, uute elamumaade kasutuselevõtuks ja transpordiküsimuste lahendamiseks. Esmajärjekorras tuli üldplaneeringu järgi lahendada järgmised probleemsed küsimused:

1. ärikvartal Narva maantee, Raudtee tänava, Eesti Apostlik-Õigeusu kiriku ja koolimaja vahel;
2. Rakvere tänava poole mahasõit viaduktilt;
3. Kooli tänava, Narva maantee ja Raudtee tänava viaduktialune ristmik;
4. Narva maantee ja raudtee vaheline ala kahel pool Kose teed;
5. perspektiivne Puru tee äärne ärikvartal Jõhvi mikrorajooni ja linnapargi vahel;
6. äri- ja ühiskondlik maa Tartu maantee kesklinnapoolses osas, Ahtmesse suunduva raudteeharu alguses jt.

Loetletud objektide hulgast jäi kaevandatud ala vahetusse lähedusse Puru tee äärne ärikvartal. Selle detailplaneeringu raames oleks vältimatu uurida, kui kaugemale ulatuvad linnapargi all kamberkaevandamisest tingitud mõjud.

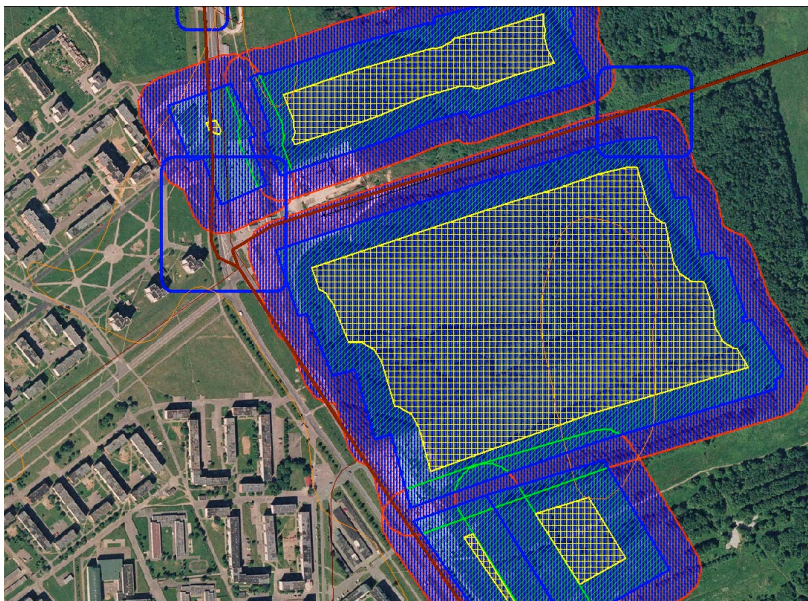
Kanalisatsioonitrassiga seonduvad geotehnilised probleemid

Üks probleemidest tekkis Jõhvi-Ahtme kanalisatsioonitorustiku trassi rajamisel altkaevandatud aladele (Adamson & Mets 2005). Sellega tegeles TTÜ mäeinstituut, kuna projekteeritava trassi asukohaks on altkaevandatud ala. Ülesandeks oli hinnata võimalikke variante, sõltuvalt kasutatud kaevandamisviiside ja kaeveõõnte erinevast mõjust altkaevandatud maal. Trasside valikul jälgiti Tammiku kaevanduse mäetööde plaani, maapealset situatsiooni ja kinnistute piire.

Rajatava kanalisatsioonitorustiku trassi piirkonda jäid väga erineva geotehnilise mõjuga kaeveõõned (joonis 1): nt. strekid, käsilaavad, kombainilaavad, kamberkaevandamisega alad (kambrid, tugitervikud) ja jääktervikud (väljamata kaevisel alad). Kaevandamine toimus aastatel 1963–1981. Omaette nüansi selle probleemi juures moodustas suletud kaevanduse muutlik veetase. AS Eesti Põlevkivi mäetööde arengukava kohaselt alustatakse lähiaastatel uuesti mäetöid avakaevandamisega Tammiku–Kose karjääriväljal. Kuna mäetööde käigus alandatakse kaevanduse veetase allapoole põlevkivikihi põhja, siis kanalisatsioonitorustiku trasside alla jäävad kaevandatud alad kuivendatakse ning veetaseme muutumise tulemusel võib tervikute, täiteriitade ja lae tugevus väheneda. See oli üheks oluliseks põhjenduseks, miks püüda vältida trassi paigutust kamberkaevandamisega

kaevandatud aladele. Kuna alal on palju karstivõõndeid, kust põlevkivi ei väljatud, siis on neid tsoone kasutatud trasside paigutamiseks. Oluline oli veel asjaolu, et kõikide arutluse all olnud lahenduste puhul vähenes katendi paksus kaevandatud aladel 20 meetrilt 7–10 meetrini, mis oluliselt mõjutaks kivimassiivi käitumist. Ratsionaalseima trassivariandi leidmiseks käsitles

projekti meeskond koos erinevat marsruuti, mis olid rajatud erinevate geotehniliste omadustega kaevandatud aladele.



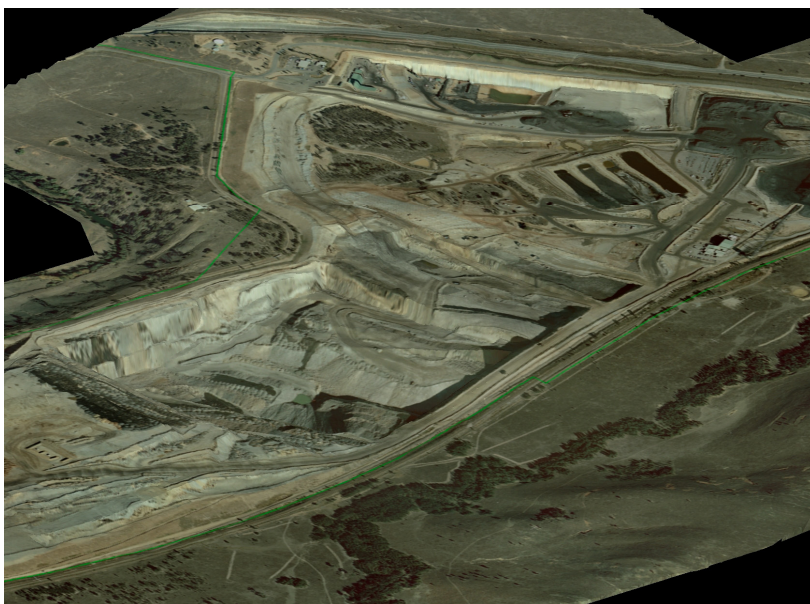
Joonis 1. Väljavõte kanalisatsioonitrassi planeeringust altkaevandatud alal.

Uute kaevandusalade geoloogilis-mäenduslik modelleerimine

Karjääri kujundamise visualiseerimine

Karjääri kujundamise aluseks kasutatakse selle digitaalmudelit. Mudeli eesmärgiks on näidata, milliseks muutub maastik peale mäetööde lõppu. Mudel koosneb erinevatest tingimustega osadest – näiteks veerežiimist, maavara lasumistingimustest, läheduses asuvatets objektidest jt. vajalikest elementidest, mida peetakse otstarbekaks mudelis näidata. Mudel võib olla koostatud ühe või mitme tarkvara kaasabil. Viimasel juhul on osad jaotunud erinevate tarkvarade vahel ning nende väljundid annavad ühtse mudeli. Tööd saab planeerida nii, et ühe tarkvaraga projekteeritakse mäetöid ja nende tulemuste põhjal projekteeritakse teise tarkvaraga maastiku taaskasutamist.

TTÜ mäeinstituudi praktika kohaselt võetakse modelleerimise aluseks situatsioon enne mäetöid, mis on ka mudeli esimene etapp. Kui esialgne situatsioon on modelleeritud, saab järk-järgult mudelit kujundada vastavaks mäetööde planeeritud arengule. Nii näidatakse mudeli abil kuidas maastik näeb välja enne mäetööde algust, mäetööde ajal ja mäetööde lõppedes. Sellist modelleerimist tehakse kas eel- või detailprojekteerimise käigus – igatahes enne kui “kopp maasse lüüakse”. Mudeli abil saab jälgida maastiku muutumist mäetööde ajal ja vajadusel planeerida kaevetöösse muudatusi. Lisaks maapealse olukorra visualiseerimisele aitab kasutatav mudel projekteerimise ja maavara ammendamise käigus lahendada mitmeid ettetulevaid probleeme. Näiteks saab virtuaalselt katsetada erinevaid insenerilahendusi ja leida antud olukorra lahendamiseks sobilik lahendus.



Joonis 2. Ashes'i karjääri digitaalmudel.

Valmis mudelil saab muuta vaatlusnurki, parameetmeid jm. seadeid. See on hea näiteks projekti tutvustamise käigus, sest nii avaneb võimalus näha tulevast karjääri, kaevandust või uut kujundatud maastikku erinevate vaatenurkade ja tingimustega, sealjuures kõike seda “suurel ekraanil”.

Kaeveväljade 3D modelleerimine

Võidukäiku on tegemas 3D laserskännerid, mida pakuvad üha rohkem ettevõtteid, näiteks Leica, Trimble, I-Site jt. Nende hinnaklass jääb sõltuvalt täpsusest 1–2 miljoni krooni piiridesse. 3D laserskänneri abil saab mõõdistada erinevaid objekte tehes neist modelleerimistarkvara abil kolme-dimensionaalsed mudelid, mida on lihtne kasutada erinevate tööde (nt. renoveerimine, ümberehitus jt. tööd) planeerimisel.

Laserskaneerimisprojekt koosneb kindlatest etappidest. Uuritav objekt skaneeritakse erinevatest jaamapunktidest lähtuvalt, samas tehakse digitaalfoto. Tahhümeetriga mõõdetakse jaamapunktid. Viimane ei ole vajalik juhul, kui skaneeritavaid punktipilvi ei ole vaja siduda koordinaatvõrgustikuga. Modelleerimistarkvara abil ühendatakse mõõdetud punktipilv skänneri poolt pildistatud digitaalpildiga. Tulemuseks on mudel, kus iga digitaalpildi pixlile on antud kindel koordinaat-väärtus.

Kaeveväljade digitaalplaneerimine

Digitaalplaneerimine kaeveväljadel võimaldab arvestada oluliselt rohkemate tingimustega ning prognoosida maavarade kasutamise mõju täpsemalt kui praeguse (valdavalt liht-subjektiivse) otsustusmehhanismi puhul. Erinevate kriteeriumite ja meetodikate süsteem võimaldab hoida kokku kulusid (nt. aega, raha, tööd ja maavara) nii otsustusprotsess kui kaevandamise käigus. Eesti lavamaardlate kogemused antud valdkonnas on maailmamastaabiski abiks tulevaste mittetraditsiooniliste lavamaardlate kasutusele võtul.

Enamik geoloogilisi ja mäenduslikke tarkvaraprogramme on universaalsed ning sobivad geoloogiliste tingimuste laia diapasoni jaoks. Osa neist on aga spetsiaalsemad, näiteks suunatud nafta- või gaasimaardlatele. Need on tavaliselt kas piiratud kasutusõigusega või ülimalt kallid. Senine praktika näitab, et Eesti lavamaardlate jaoks polegi neid vaja.

Mäendusliku digitaalplaneerimisega soovitakse tagada:

- 1) info efektiivne kasutamine;
- 2) andmebaaside funktsionaalsus;
- 3) informatsiooni hankimise, säilitamise ja kasutamise meetodika lähtuvalt eritasandilistest vajadustest;
- 4) otsustamiseks vajalike statistiliste andmete tootmine;
- 5) uued väljundid projektlahendustel, teemakaartidel, päringutes ja rajoneeringutel; ning
- 6) põlevkivi allmaakaevandamise tulevikustsenaariumid ning tehnoloogilised lahendused põlevkivi kaevandamiseks, võttes sealjuures arvesse võimalikke keskkonnamõjusi.

TTÜ mäeinstituut algatas uuringu, mille arendusteks on lahendused õppe, teadus- ja arendusprojektides:

- 1) TTÜ mäeinstituudi mäendustarkvara rakendamine tudengite harjutusülesannete lahendamiseks põhimõttel, et iga ülesande sooritamine lahendab teatud olemasoleva probleemi;
- 2) tarkvarade kompleksne kasutamine – ühesed sisendid ja vahetajad erinevate tarkvarade jaoks;
- 3) lihtne ja korrektne andmevahetus tarkvarade vahel;
- 4) konkreetse, Eesti lavamaardlale iseloomuliku probleemilahendamise algoritmid; ning
- 5) GIS-andmete kompleksne kogumine ja arhiveerimine.

Tänuavaldused. Käesolev artikkel on osa autori doktoritöö raames läbiiviidavast uuringust ning osaliselt kirjutatud bakalaureusetöö “Suletud Tammiku põlevkivikaevanduse idatiiva maa-ala kasutamise rakendusgeoloogilised eeldused”, Veiko Karu (2006) põhjal. Artikkel on seotud uurimustööga “Mäendusriskide haldamise kontseptsioon ja meetodid”, ETF grant 6558.

Kasutatud kirjandus

- Adamson A. & Mets M. 2005. *Ahtme-Jõhvi kanalisatsioonitorustiku trassivalik*. TTÜ mäeinstituut, teadusteema 559L, 38 lk.
- Eesti põlevkiviresursi kasutamissuundade riikliku strateegia aastani 2020 alusuuringud*. Majandus- ja kommunikatsiooniministeerium.
- Karu V. 2005. Altkaevandatud alade püsivisarvutused üld- ja detailplaneeringu staadiumis. *Keskkonnatehnika* 4: 34–35.
- Reinsalu E. 2001. Altkaevandatud maa kasutamise tingimused ja piirangud. *Keskkonnatehnika* 5: 40–43.
- Reinsalu E., Toomik A. & Valgma I. 2002. *Kaevandatud maa*. TTÜ mäeinstituut, 97 lk.
- Tallinna ümbruse looduslike ehitusmaavarade arengukava koostamine ja perspektiivalade selgitamine*. Keskkonnainvesteeringute Keskus.
- Undusk V. 2007. Korrusmajad altkaevandatud alal Jõhvis. Rmt: *Kaevandamine parandab maad*. Tallinn, Eesti Mäeselts, TTÜ mäeinstituut, 39–40.

Veiko Karu (veiko.karu@ttu.ee) – TTÜ mäeinstituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Süsinikdioksiidi industriaalsete emissioonide kaardistamine ja statistiline modelleerimine Balti riikides – CO₂ sidumise ja ladustamise esimene etapp

*Alla Šogenova, Saulius Šliaupa, Kazbulat Šogenov,
Rein Vaher, Rasa Šliaupene*

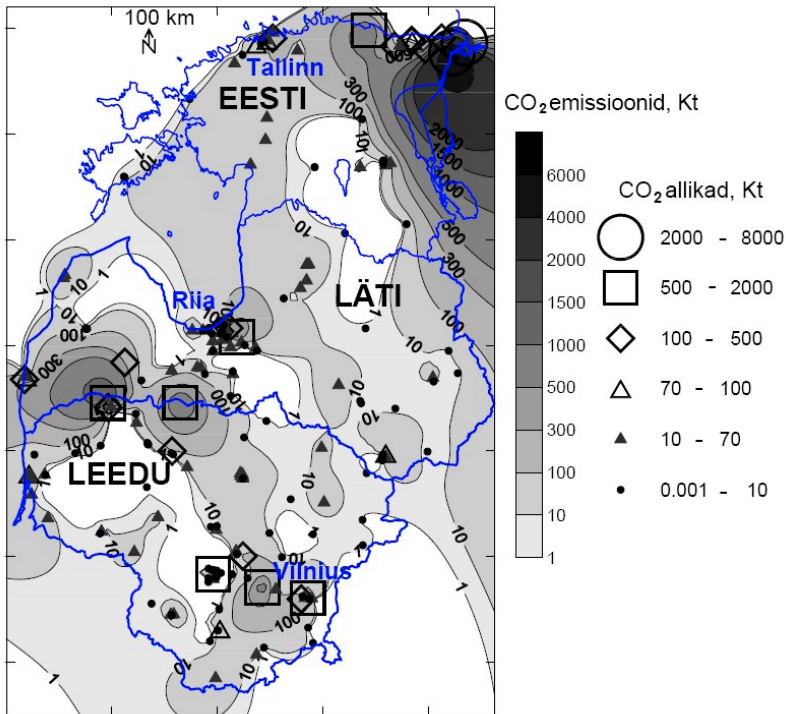
Süsinikdioksiid on üks peamisi Maa kliimat mõjutav toimeaine. Kyoto protokollil kohaselt tuleb CO₂ emissiooni Euroopa maades aastatel 2008–2012 vähendada 1990. aastaga võrreldes 8% võrra. Selle eesmärgi saavutamise üheks meetmeks on CO₂ geoloogiline ladustamine.

Koos teiste Euroopa riikidega alustasid kolm Balti riiki aastal 2006 peamiste CO₂ heiteallikate inventari nimestiku koostamist, geoloogilise ladustamispotentsiaali hindamist ning CO₂ sidumise ja ladustamise teemalise informatsiooni levitamist EL komisjoni FP6 poolt toetatavate projektide EU GEOCAPACITY ja CO₂NETEAST (www.gi.ee/co2net-east/) raames. CO₂ allikate kaardistamine on EU GEOCAPACITY projekti esimene töopakett (WP1), mis valmis aastal 2006 ühtses vormis kõigi 26 projektis osaleja (22 riigist), jaoks. CO₂ geoloogilisel ladustamisel arvestatakse vaid nende allikatega, mis emiteerivad rohkem kui 100 000 t/a (tonni aastas). Selliseid allikaid on Balti riikides 2005. aastaks registreeritud kokku 24 (vt. joonis 1).

Balti riikide tööstusliku CO₂ emissiooni statistilise mudeli koostamisel kasutati tarkvara Surfer 8 koordinaatvõrgu menetlust Krigingi meetodil. Tavaliselt kasutatakse kontuurkaartidel võrdseid isojoonte intervalle. Kuna CO₂ heide on Eestis palju suurem kui Lätis või Leedus, valiti ebaühtlased skaalaintervallid: I – 9 kt (kilotonni), II – 99 kt, III–IV – 200 kt, V–VII – 500 kt, viimased kolm intervalli – 2000 kt.

Eestis asub 9 suurt CO₂ allikat: Eesti Elektriyaam, Balti Elektriyaam, AS Kunda Nordic Tsement, Iru Elektriyaam, OÜ VKG Energia Lõuna SEJ (soojuselektriyaam), Ahtme Elektriyaam, AS Sillamäe SEJ, OÜ VKG Energia Põhja SEJ, Kiviõli Keemiatööstuse OÜ. Süsinikdioksiidi CO₂ emissioonid ühe inimese kohta (11,7 tonni) on Euroopa suurimad – peaaegu kaks korda suuremad Euroopa keskmisest (6,6 tonni). Selle peamiseks põhjuseks võib lugeda energiasektori struktuuri, sest energia tootmisel kasutatakse peamiselt CO₂ emissiooni-rohket põlevkivi. Lätis on kuus ja Leedus üheksa suurt CO₂ allikat. Balti riikide suurimateks CO₂ allikateks on elektriyaamad, mis toodavad vastavalt 7711 kt ja 2254 kt CO₂ aastas (2005. aasta andmed). Elektriyaamad asuvad Eesti–Vene piiri lähedal ja on Balti regiooni CO₂ emissioonide suurima anomaalia põhjustajaks. Teine suurem kõrvalekalle on Eestis seotud ettevõttega Kunda Nordic Cement (746 kt CO₂ 2005. aastal). Tähtis anomaalia on ka Tallinna piirkonnas:

Kadaka ja Mustamäe katlamajad (94,4 ja 88,6 kt aastas). Maardus on üks suur aalikas: Iru Elektriijaam (373 kt aastas).



Joonis 1. Süsinikdioksiidi industrialsed emissioonid Balti riikides.

Leedus on olulisim CO₂ emissioonide kontsentratsioon Läti–Leedu piiri ääres (Mazeikiai–Akmene piirkond), kus õli töötlev tehas toodab 1870 kt/a ja elektriijaam 273 kt/a. Lätis asuvad peamised CO₂ allikad maa lääneosas. Nende põhjustajateks on Liepaja metallurgiaettevõte (366 kt/a), Liepaja elektriijaam (108 kt/a) ja Broceni tsemenditehas (285 kt/a). Tsemendi tootmine on oluline ka Põhja-Leedus, kus nt. ettevõte Naujoi Akmene emiteerib CO₂-te 783 kt/a. Kolm elektriijaama Riiä piirkonnas emiteerivad CO₂-te vastavalt 619, 381 ja 136 kt/a. See anomaalia on võrreldav anomaaliaga Kagu-Leedus, kus asub Elektrenai elektriijaam (715 kt/a), kaks elektriijaama Vilniuses (701 ja 260 kt/a) ja mitu väiksemat CO₂ emissiooni allikaid.

CO₂ geoloogiline ladustamine

Pärast CO₂ sidumist ja transportimist saab seda ladustada mitmesugustes maa-alustes geoloogilistes formatsioonides: näiteks ammandatud nafta- või gaasilasundites, sügavates soolase põhjavee kihtides ning mittekäevandatavates kiviseikihtides (Bachu ja Adams 2003; Lokhorst ja Wildenborg 2005). Balti riigid on, teiste Euroopa riikidega võrreldes, unikaalse geoloogilise ehitusega. Enamikes maades on hulk väikeseid, erinevate omadustega settebasseine. Leedu, Läti ja Eesti hõlmavad ühist Balti settebasseini, kuid geoloogilised tingimused on basseini eri osades erinevad (Paškevičius 1997; Šliaupa jt. 2003). Sõltuvalt sotsiaalsetest ja majanduslikest tingimustest on CO₂ allikate tüübid, heitkogused ja geograafilised trendid Balti riikides erinevad. Seetõttu on ladustamispotentsiaali hindamiseks vajalikud ühised geoloogilised uuringud.

Balti piirkonnas peetakse CO₂ ladustamiseks sobivateks formatsioonideks Alam-Devoni ja Kesk-Kambriumi purdkivimeid. Struktuursete püünistena on tuntud, Lätis laialt levinud, antiklinaalsed struktuurid. Nende summaarne ladustamispotentsiaal on Kambriumi põhjaveekihi 500 megatonni. Läänepoolne CO₂ allikate kobar asub selle ala piires ning üks suur CO₂ allikas asub ladustamiseks sobival Devoni levikualal Leedus. Seal peetakse sobivateks ladustamisvõteteks süsinikdioksiidi lahustamist poori-vees ja järgnevaid reaktsioone mineraalidega juhul, kui selle tulemusena settivad põhjaveest välja karbonaatsed mineraalid (Šliaupa jt. 2004, 2005). Eestis on tingimused CO₂ ladustamiseks ebasoodsad: settekivimite kihid on õhukesed (100–500 m), suletud põlevkivikaevandused paiknevad ainult kuni 70 m sügavusel ning põhjavett kasutatakse joogiveena (Raukas ja Teedumäe 1997).

Hea näide Baltimaade omavahelisest koostööst on Eesti maagaasi tagavara hoidmine Lätis Inčukalnsi maa-aluses gaasihoidlas (Davis jt. 2006) – sealsest gaasihoidlast kavatakse varustada lisaks Leedut ja Soomet. Infrastruktuur, mis ühendab Balti piirkonna kõiki suuri CO₂ allikaid, on heaks eelduseks nendes riikides tekkinud süsinikdioksiidi geoloogiliseks ladustamiseks, seda ennekõike Läti sobivates antiklinaalsetes geoloogilistes formatsioonides (Šogenova jt. 2007; Šogenova jt. 2007). Olemasolevat infrastruktuuri kasutades alaneb rajatava CO₂ torustiku maksumus.

EU GEOCAPACITY projektiga seotud edaspidises töös tuleb välja töötada ühtsed nõuded CO₂ ladustamisvõime hindamiseks kõikides Baltimaades. Samuti vajab väljatöötamist otsustussüsteem (Decision Support System), mida saab kasutada erinevate CO₂ sidumise-transpordi-ladustamise stsenaariumide hindamisel.

Kasutatud kirjandus

- Bachu S. & Adams J. J. 2003. Sequestration of CO₂ in geological media in response to climate change: capacity of deep saline aquifers to sequester CO₂ in solution. *Energy Conversion and Management* 44: 3151–3175.
- Davis A., Jesinska A., Kreslins A., Zebergs V. & Zeltins N. 2006. Increasing role of underground gas storages for reliable supply of gas to Latvia, Lithuania, Estonia, Finland and NW Russia and prospects of development of Inčukalns underground gas storage. In: *23rd World Gas Conference, Amsterdam 2006*. CD.
- Raukas A. & Teedumäe A. (eds). 1997. *Geology and mineral resources of Estonia*. Estonian Academy Publishers: Tallinn, 436 p.
- Lokhorst A. & Wildenborg T. 2005. Introduction on CO₂ geological storage. Classification of storage options. *Oil and Gas Science and Technology, Rev. IFP* 60(3): 513–515.
- Paškevičius J. 1997. *The Geology of the Baltic Republics*. Vilnius. 387p.
- Šliaupa S., Hoth P., Shogenova A., Huenges E., Rasteniene V., Freimanis A., Bitiukova L., Joeleht A., Kirsimae K., Laskova L. & Zabel A. 2003. Characterization of Cambrian reservoir rocks and their fluids in the Baltic States (CAMBALTICA). In: *Cleaner Energy Systems Through Utilization of Renewable Geothermal Energy Resources*. Ed.W. Bujakowski. Kajt: Krakow. 61–73.
- Šliaupa S., Laškovas E., Lazauskienė J., Laškova L. & Sidorov V. 2004. The petroleum system of the Lithuanian offshore region. *Zeitschrift für Angewandte Geology. Sonderheft 2*. Hannover, 41–59.
- Šliaupa S., Satkūnas J. & Šliaupienė R. 2005. Prospects of geological disposal of CO₂ in Lithuania. *Geologija* 51: 20–31.
- Šogenova A., Šliaupa Š., Šogenov K., Šliaupiene R. & Vaher. R. 2007. Põlevkivi roll CO₂ emissioonis Balti Piirkonnas. *Eesti Põlevloodusvarad ja -jätmed* 27–28: 47.
- Shogenova A., Sliapura S., Shogenov K., Sliaupiene R., Vaher R & Zabele A. 2007. Geological storage of industrial CO₂ emissions in the Baltic States: problems and prospects. In: *MAEGS-15, Georesources and public policy:research, management, environment. Abstracts*: 65–66.

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

Saulius Šliaupa – Geoloogia ja Geograafia Instituut, Vilnius, Leedu; Vilniuse Ülikool, Leedu.

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

Rein Vaher (vaher@gi.ee) – Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.
Rasa Šliaupene – Geoloogia ja Geograafia Instituut, Vilnius, Leedu.

Paleokliima modelleerimine hapniku isotoopide abil

Liina Laumets

Kliima puudutab meist igapäevaste. Viimase aja ilmastikuolud ja globaalse kliima muutumisega seotud probleemid on jõudnud ka Eesti avalikkuse ette. Ei möödu päevagi, mil mingis kontekstis ei kõneldaks kliimasoojenemisest. Globaalne temperatuur tõuseb, liustikud sulavad ning jääkarudele ja teistele loomadele sobilikud elupaigad vähenenevad; järjest tihedamini leiavad aset looduskatastroofid, kaubeldakse CO₂ kvootidega, vaieldakse Kyoto protokollit ratifitseerimise üle jne. Väga tervitatav on inimeste teadvustamine ja tarbimisharjumuste muutmistele manitsemine, kuid tasub samuti mainida, et kliimamuutused on aset leidnud alati – soojad perioodid on vaheldunud külmadega ning teinud seda inimegevusest sõltumatult. Kuigi inimene on elukeskkonnale oma intensiivistunud tootmise ja tarbimisega laastavalt mõjunud, ei saa teda siiski pidada kliimasoojenemise ainusüdlaseks.

Kliima on muutunud pidevalt. Jääajad on vaheldunud jäävaheageadega. Jääaegade tekkimist on püütud selgitada mitmeti: Maa orbiidi muutustega, meteoriitide langemisega, CO₂ kontsentratsiooni muutustega, hoovustega, Päikese kiirguse intensiivsuse ja Maa pooluste muutuste jt. teguritega (Kalm & Raukas 2004). Umbes 10% maismaast on praegu liustike all, kuid viimase jäätumise perioodil kattis jää maismaast ligi kolmandiku (Kalm & Raukas 2004). Praegu on jää maht kogu Maal 24–30 miljonit km³. Kui see kõik üles sulaks, tõuseks maailmamere veetase 55–64 meetri võrra. Sellest piisaks, et üle ujutada üle 15 miljoni km² maismaast ja suur osa Euroopa suurlinnu, kaasaarvatud enamus Eestist (Punning 1977).

Maa ookeanide vesi pole Maa ajaloo jooksul kordagi täielikult jäätunud ega täielikult aurustunud. See asjaolu võimaldab väita, et meie planeedi pinnatemperatuur ei ole kunagi laskunud kõikjal samaaegselt alla vee külmumistemperatuuri – pigem on see kõikunud üsna vähestes piirides, kuigi juba 5–10 kraadised temperatuurikõikumised on elukeskkonda kiiresti mõjutanud. Arvutused näitavad, et maapinna keskmise temperatuuri langedes alla +5 °C, hakkaksid liustikud kiiresti soodsate tingimuste mõjul kasvama ja levima ning kogu planeet jäätuks arvatavasti pöördumatult (Kalm & Raukas 2004; Lossev 1989).

Minevikukliima andmete taastamiseks on mitmeid meetodeid ja need võimaldavad interpreteerida Maa kliimat tuhandete, miljonite ja isegi miljardite aastate taha. Vaid Maa vanimad, Arhaikumi kivimid, ei ole endas talletanud jäätumise jälgi – moonde- ja magmaprotsesside käigus on kogu teave kaotsi läinud (Lossev 1989). Väärtuslikuks informatsiooniallikaks on mitmesugused meredes ja mageveekogudes elanud organismid. Üheks

usaldusväärsemaks materjaliks sellisel dateerimisel on korallid. Vanade korallriffide asendi alusel saab kaudselt määrata maailmaookeani veetaset eri ajaetappidel ning dateerimismeetodite abil on võimalik luua jäätumiste kronoloogia (Punning 1977). Samuti on olulisteks dateerimisobjektideks näiteks järve- ja meremudad, õietolm, põhjavesi, lumi ja listikud.

Eesti nüüdisaegset pinnamoodi ja elustikku on kõige märkimisväärselt mõjutanud just liustikud. Eesti alased kattis jää kõikide Kvaternaari ajastu jäätumiste ajal ning silmatorkavamaid jälgi on jätnud viimane, Järva (e. Weichseli) jääaeg (Raukas 2004; Punning 1977), mis lõppes meie aladel 10 000–12 000 aastat tagasi (Raukas 2004).

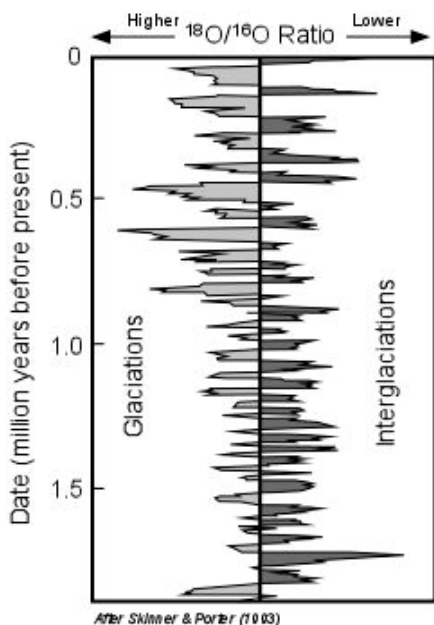
Stabiilsete isotoopide andmeil on ligikaudu viimased 10 000 aastat valitsenud jääliustikud vaid mägedes ja polaaraladel – seega elame me praegu Holotseeni nimelisel jäävaheajal. Liustike aktiveerumine on tingitud kliimatingimuste halvenemisest. Mitmete veega seotud protsesside uurimisel atmosfääris, maapinnal, ookeanides või maapõues leiavad laialdast kasutamist veemolekulide koostisesse kuuluvate stabiilsete hapniku ja vesiniku isotoopide suhete muutuste kõverad. Kuigi isegi ühe ookeani piires on veetemperatuurid erinevad – sõltudes aurustumisest, jääkattedekkest, liustike sulamisvete lisandumisest ning vee tsirulatsioonist – saavutatakse teatud sügavusel siiski võrdlemisi ühtlane, standardiks sobiv isotoopkoostis (Punning 1977). Antud etaloni kutsutakse SMOW-iks (*Standard Mean Ocean Water*) ning isotoobi sisaldused määratakse suhtarvuna (δD ja $\delta^{18}O$) vastava isotoobi sisalduse suhtes. $\delta^{18}O$ leidmiseks määratakse hapniku isotoopide suhte muutus standardi suhtes järgmise valemi abil, mis on defineeritud Craig'i (Craig 1961) ja Gonfiantini poolt (Confiantini 1978):

$$\delta^{18}O = \left(\frac{{}^{18}O/{}^{16}O_{\text{proovis}} - {}^{18}O/{}^{16}O_{\text{standardis}}}{{}^{18}O/{}^{16}O_{\text{standardis}}} \right) \times 10^3\text{‰}$$

$\delta^{18}O$ parameetri väärtus võib olla nii positiivne, negatiivne kui null. Positiivne $\delta^{18}O$ väärtus näitab seda, et proovil on kõrgem ${}^{18}O/{}^{16}O$ suhe kui standardil – proov on rikastunud ${}^{18}O$ suhtes. Negatiivne $\delta^{18}O$ väärtus näitab, et proovil on madalam ${}^{18}O/{}^{16}O$ suhe kui standardil – proov on raskest hapniku isotoobist vaesustunud. Jääaegadel salvestatakse suur osa ${}^{16}O$ liustikujäässe ning merevesi rikastub ${}^{18}O$ suhtes. Kliima soojenedes hakkavad liustikud sulama ja ookeanivesi muutub isotoopide poolest kergemaks. Mida külmem kliima, seda negatiivsem on $\delta^{18}O$ (‰) väärtus (Faure & Mensing 2005).

Keskkonningimuste muutuste uurimisel kasutatakse peamiselt kolme elemendi O, H, C ning vähemal määral N ja S stabiilsete isotoopide suhteliste kontsentratsioonide muutusi. Hapnikul ($Z = 8$) on kolm stabiilset isotoopi (${}^{16}O$, ${}^{17}O$ ja ${}^{18}O$), neist enamlevinud on ${}^{16}O$ ja ${}^{18}O$. Vesinikul on

kaks stabiilset isotoopi ^1H ja ^2H (ehk deuteerium). $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ suhe on korrelatsioonis kliimaga st. iseloomustab kliima tsüklilisi muutuseid. Hapniku isotoopide abil saab interpreteerida, kas kliima oli soe või külm. Seda meetodit saab kasutada kõikide objektide, mis sisaldavad hapnikku, nt. karbonaatide, jääpuursüdämike, fossiilide, põhja- ja pinnavee puhul. Kuigi hapniku meetod ei anna vanust ega otsest paleotemperatuuri, on siiski



Joonis 1. Soojemate–külmemate perioodide kliimakõverad (Faure & Mensing 2005).

Geoloogilis-klimatoloogiline hapniku isotoopide meetod on üks parimaid ja usaldusväärsemaid korrelatsioonimeetodeid ning kombineerides seda teiste (stratigraafiliste) meetoditega, saab geoloogilistele sündmustele ka ajalise tausta. Interpreteerides minevikku, võivad teadlased teha ka prognoose tuleviku kohta.

Kasutatud kirjandus

- Faure G. & Mensing T. M. 2005. *Isotopes: principles and applications*. USA. 897 p.
 Lossev K. 1989. *Kliima eile, täna ja homme*. Tallinn, Valgus, 157 lk.

tegemist hea korrelatsiooni-meetodiga, mis annab ülevaate kunagistest jäämasside mahtude ja masside muutusest ning loob üldise paleoökoloogilise tausta. Saadud kliimakõverad (joonis 1) väljendavad soojemate ja külmemate perioodide vaheldumist (Faure & Mensing 2005).

Stabiilsete isotoopide fraktsioneerumine looduses toimub masside ja temperatuuri erinevuste tõttu. Kergemini aurustuv komponent on kergem ja lendub esimesena – sellel põhjusel on ookeanivesi alati “raskem” kui vihmavesi, s.t. on küllastunud ^{18}O -st. Sademete abil uuenevad mageveevarud ning isotoopide abil saab jälgida, kuidas ja millal täienevad veevarud jões. Lisaks pinnavetele annavad isotoobid olulist teavet ka põhjavee isotoopkoostise kohta (Punning 1977).

- Punning J.M. 1977. *Isotoobid jutustavad minevikust*. Tallinn, Valgus, 135 lk.
- Raukas A. 2004. Eestimaa jääkilbi all ja pärast seda. Rmt: Nestor H., Raukas A. & Veskimäe R. (toim.). *Maa Universumis: möödanik, tänapäev, tulevik*. Tallinn, Reves Grupp, 294–305.
- Kalm V. & Raukas A. 2004. Liustikud pinnamoe ja kliima kujundajana. Rmt: Nestor H., Raukas A. & Veskimäe R. (toim.). *Maa Universumis: möödanik, tänapäev, tulevik*. Tallinn, Reves Grupp, 110–117.
-

Liina Laumets (laumets@ut.ee) – Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituudi geoloogia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu.

Geoloogilise kaardistamise tulevik: kolmemõõtmeline mudel

Ott Pruulmann

Aastast 2003 on riikliku geoloogilise kaardistamise tellijaks ning kaardiandmete haldajaks ja levitajaks Maa-amet. Koostöös kaardistajaga Eesti Geoloogiakeskus OÜ, on selle aja jooksul teemakaartidega täielikult kaetud 12 ja osaliselt 7 baaskaardi lehte. Aastal 2007 kaetakse täielikult veel kaks ning töid alustatakse kolmel uuel lehel. Aastate jooksul on kaardistamise aluseks olevat juhendit (vt. www.maaamet.ee > Tegevusvaldkonnad > Geoloogia > Geoloogiline kaardistamine) täiendatud ja parandatud. Digitaalse kaardi valmimise protsess, kaardistatavad nähtused ja toote formaat on aegamööda muutunud.

Geoloogilise kaardi komplekti kuuluvad teemakaardid on omavahel loogiliselt seotud ja seega üksteisest sõltuvad. Nii näiteks peaksime, lahutades tänapäevase reljeefi kaardist aluspõhja reljeefi kaardi, saama tulemiks pinnakatte paksuse kaardi: aluspõhja avamuste kaart sõltub aluspõhja reljeefist, põhjavee kaitstuse kaart on tuletis pinnakatte kaardist. Praeguse süsteemi suurimaks puuduseks on, et erinevad teemakaardid on sisuliselt täiesti eraldiseisvad tooted, mida sageli valmistatakse erinevate hangete raames, erinevatel aastatel. See viib olukorrani, kus muudatused (nt. uute andmete või avastatud vigade tõttu) ühel kaardilehel tingivad ka teiste, komplekti kuuluvate teemakaartide, ümbervormistamise. Ühtlasi on suhteliselt raske garanteerida, et erinevad teemakaardid oleks omavahel loogiliselt seotud.

Nimetatud probleemide vältimiseks on Maa-ameti geoloogia osakonnas asunud töötama selles suunas, et geoloogilise kaardistamise väljundiks oleks mitme iseseisva tardkaardi asemel dünaamiline kolmemõõtmeline mudel. Kolmemõõtmelise mudeli alusel on võimalik automaatselt toota (ja algandmete täpsustumisel uuendada) kõiki juhendis kirjeldatud (ja kirjeldamata) tardkaarte. Lisaks lihtsamale tardkaartide uuendamisele on kolmemõõtmeline mudel kasutatav ka eraldiseisva tootena.

Maailm meie ümber on kolmemõõtmeline. Inimesel on kolmemõõtmelist mudelit mitmeid kordi lihtsam interpreteerida kui tasapinnalist kaarti, seda nii mudeli lugemise kui loomise ajal. Kolmemõõtmelist mudelit saab pöörata vastavalt soovile – vaadata mudelit lähemalt, kaugemalt või seestpoolt. Loob ju kaardistaja oma peas enne kaardi joonistamist samuti kolmemõõtmelise maapõue mudeli: missugused kihid on üksteise kõrval, millised kihid on teineteise peal. Milleks seda siis vahepeal kahe- või kolmemõõtmeliseks teisendada?

Iga kivimkeha, veekompleksi vms. kohta on võimalik genereerida avamuste-, leviala-, paksuse-, pinnareljeefi- jne. kaarte või arvutada mahte.

Visualiseerimise ajal on võimalik üksikuid kivimkehi “välja lülitada” või vaadata kivimkehade vahele. Reljeefid ja paksused säilitatakse pindadena – pindu saab kasutada arvutustel ja modelleerimisel, võimalik on genereerida soovitud kõrgusvahega samajooni. Mudelit on võimalik kasutada edasisel modelleerimisel (nt. maavärinad, põhjavee liikumine jne.).

Erinevalt kahemõõtmelistest kaartidest, mis kirjeldavad reeglina vaid maapinda ja üksikuid läbilõikeid, kirjeldab kolmemõõtmeline mudel kogu maapõue. Kolmemõõtmelise mudeli alusel on aga võimalik luua iga soovitud koha läbilõige.

Kolmemõõtmelisi geoloogilisi mudeleid on hakatud tootma ka mujal maailmas: Suurbritannias, Prantsusmaal, Saksamaal, Austraalias, Kanadas. Enamasti luuakse kolmemõõtmelisi mudeleid varasemate avamuste ja levialade kaartide ning tugiläbilõigete baasil. Senised avaldatud mudelid piirnevad suhteliselt väikeste aladega. Üleriiklikud mudelid (nt. Suurbritannias) on küll olemas, ent väikestes mõõtkavades. Seni on piiranguks olnud kasutada olevate tarkvarade ja arvutite võimalused.

Valdav enamus olemasolevaid kolmemõõtmelisi geoloogilisi mudeleid konstrueerivad ja kasutavad tarkvarasid on olemas kitsa suunitlusega kaevanduste või tunnelite planeerimiseks ja haldamiseks. Naftatööstuse mõjul on just esimesi iseäranis palju. Geoloogilise uurimistöo ja modelleerimise tarkvaradest on levinuimad GoCAD ja RockWorks. Mõlemal on hulgaliselt erinevaid mooduleid, mis võimaldavad andmete mitmekülgset modelleerimist. Neist mõlema juures on suurimateks puudusteks tarkvara kõrge hind ja kasutatavad andmeformaadid. Mõlemal tarkvaral on mudeli hoidmiseks oma failiformaat ning mudeliga töötamiseks avatakse kogu mudel.

Maa-ametis on asunud välja töötama ESRI ArcGIS tarkvara laiendust, millega on võimalik ühtses andmebaasis hoida kogu Eesti geoloogilist mudelit, kuid töötada vaid mudelist kindlalt piiritletud “uuringuala”, näiteks ühe kaardilehega. Mudeli koostamine toimub nii faktilise materjali lisamise kui mudelis osalevate pindade muutmise teel. ArcGIS laienduse kasutamine Maa-ametis ei välista uurijatel ja kaardistajatel spetsiaaltarkvarade kasutamist, kuna “kogu Eesti mudelist” võimaldatakse eriformaatides (GoCAD, Virtual Reality Modeling Language (VRML), RockWorks) väljavõtteid teha, piiritledes kas kindla piirkonna ja/või mudeli generalisatsiooni astme. VRML vahendite abil on kolmemõõtmelist mudelit kerge ka veebiteenuste kaudu avalikult kasutatavaks teha.

Järvede veetasemete modelleerimine

Jüri Vassiljev

Geoloogilised uuringud on näidanud, et järved on head paleokliimatilised indikaatorid. Nimelt, muutuvad järvede sügavus ja pindala kooskõlas muutustega veekogu veebilansis, mis omakorda võivad olla põhjustatud kliimamuutustest. Muutused järvede veebilansis mõjutavad mitmeid bioloogilisi, limnoloogilisi ja sedimentoloogilisi protsesse järves ning selle ümbruses. Asetleidvate keskkonnamuutuste jäljed “salvestuvad” järvesetetes, võimaldades rekonstrueerida nii järve kunagist veetaset kui ka asetleidnud kliimamuutusi (Harrison jt. 1993; Street-Perrott & Harrison 1985).

Detailsed geoloogilised uuringud osutavad, et mitmete parasvöötme järvede veetase on minevikus olnud oluliselt madalam tänapäevasest (Digerfeldt 1988; Magny 1992). Kahjuks viitavad geoloogilised andmed tavaliselt ainult sellele, kas kliima oli niiske või kuiv, kuid ei näita tegelikku kliimamuutuste ulatust. Järve veetasemete modelleerimine on üks võimalik viis uurimaks veetasemete ja kliima muutuste omavahelisi seoseid (Bartlein jt. 1998).

Mitmeid mudeleid on kasutatud eelkõige ariidsete alade väljavooluta järvede modelleerimisel. Selliseid järvi on peetud kliimamuutustele väga tundlikeks (Dearing & Foster 1986; Street-Perrott & Harrison 1985). Uuritud järvede setted ja vanade rannajoonte paiknemine osutavad, et nende veetase on olnud minevikus tänapäevasest oluliselt kõrgem (10–100 m). Pikka aega oldi veendumusel, et väljavooluga järved (mis on laialt levinud parasvöötmes) pole tundlikud kliimamuutustele, kuna muutused veebilansis kompenseeritakse eelkõige muutustega väljavoolus, mitte aga veetasemetes (Dearing & Foster 1986). Empiirilisel oli väga lihtne aru saada veetaseme muutustest ariidses kliimas, kuid parasvöötme järvede madalaid veetasemeid tundus olevat raske seletada ainult kliimamuutuste mõjuga. Modelleerimine on näidanud, et ka parasvöötme järvede madalad veetasemed olid põhjustatud kliimamuutustest.

Veetasemete modelleerimise alused

Järvede veetasemete modelleerimisel kasutatavad mudelid on kas deterministlikud või stohhastilised (Henderson-Sellers 1984). Neist esimesed eeldavad, et kõiki parameetreid saab määratleda ja modelleerida, samas stohhastilised mudelid võimaldavad teatud parameetrite juhuslikku muutust. Enamik kasutatavaid mudeleid on deterministlikud. Mõlemat tüüpi mudelid omakorda jagunevad, kas empiirilisteks või kontsep-

tuuaseteks. Empiirilised mudelid baseeruvad vaatlusandmete statistilistel seaduspärasustel, nagu näiteks seos aurumise (ning veetaseme) ja õhu või vee temperatuuri vahel. Sellised mudelid olid väga levinud 20. sajandi meteoroloogias ja neid kasutati muuhulgas ka paleokliima uuringutes. Kahjuks on aga leitud statistiline seos enamasti kehtiv ainult konkreetse järve puhul ning seetõttu on selliste mudelite kasutamine paleouuringutes raskendatud (Bartlein jt. 1998). Seevastu, kontseptuaalsed mudelid baseeruvad järves toimuvatel füüsikalistel ja keemilistel seaduspärasustel, mis mõjutavad veekogu vee- ja energiabilansi. Kontseptuaalsed e. füüsikalised mudelid sobivad paremini, uurimaks nii mineviku kui ka tuleviku muutusi, kuna sama mudel on rakendatav nii erinevatel järvedel kui ka erinevates kliimatilistes tingimustes (Bartlein jt. 1998).

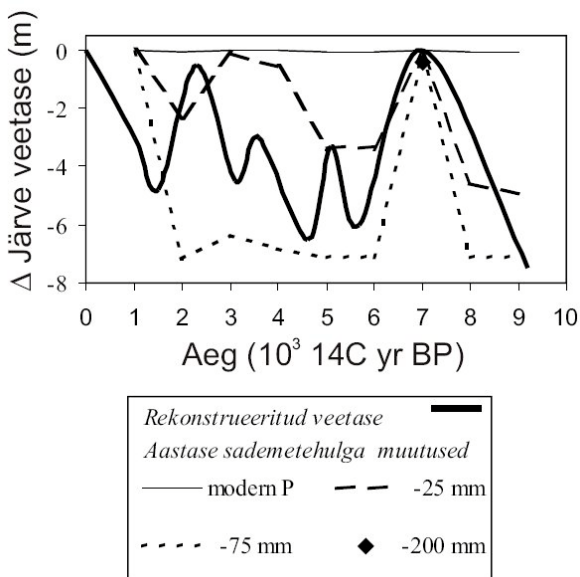
Järvede veetaseme muutus arvutatakse järvede veebilansi kaudu (Mason jt. 1994; Street-Perrott & Harrison 1985):

$$\frac{\Delta V}{\Delta t} = (R + P + G_I) - (D + E + G_O) ,$$

kus järve veemahu muutus (ΔV) ajas (Δt) on võrdne erinevusega järve sisenevas ja väljuvas veehulgas. Järv saab oma veed sissevoolu (R), sademete (P) ja põhjavee sissevoolu kaudu (G_I) ning vesi eemaldub järvest väljavoolu (D), aurumise (E) ja põhjavee äravoolu (G_O) kaudu. Enamus paleomudeleid eeldab et $G_I - G_O \approx 0$, kuid eksisteerib ka mudeleid, mis modelleerivad põhjavee osakaalu arvestades (Cardille jt. 2004). Seega, on järve veetaseme muutuste modelleerimiseks vaja arvutada aurumine (E), sissevool (R) ja väljavool (D) järves. Aurumine modelleeritakse järve energiabilansi, sissevool mulla niiskusemudelite ja väljavool voolusängi mudelite abil (vt. detailsemalt Vassiljev 2007).

Modelleerimine Bysjöni järve näitel

Lõuna-Rootsi Bysjöni järve biostratigraafilised uuringud (Digerfeldt 1988) näitasid, et veetase järves on minevikus olnud tänapäevasest oluliselt madalam. Miinimumtase oli 9000 14C-aastat tagasi, kui veetase oli tänapäevasest 7 m madalam (joonis 1). Modelleerimise abil uuriti, kas see veetaseme alanemine oli põhjustatud kliimatilistest põhjustest või mitte (Vassiljev jt. 1998). Modelleerimise tulemused näitasid, et 7 m madalam veetase sai eksisteerida, kui teadaolevate muutustega päikesekiirguses ja temperatuuris (jaanuari temperatuur praegusest 2,3 °C soojem, juuli 0,6 °C külmem, rekonstrueeritud õietolmu baasil) kaasnes aastase sademetehulga vähenemine vähemalt 75 mm võrra, mis on 13% vähem tänapäevasest. Soojem talvetemperatuur põhjustas valgalalt sissevoolu vähenemise ja sellega seoses ka veetaseme alanemise. Modelleerimise tulemused osutasid,



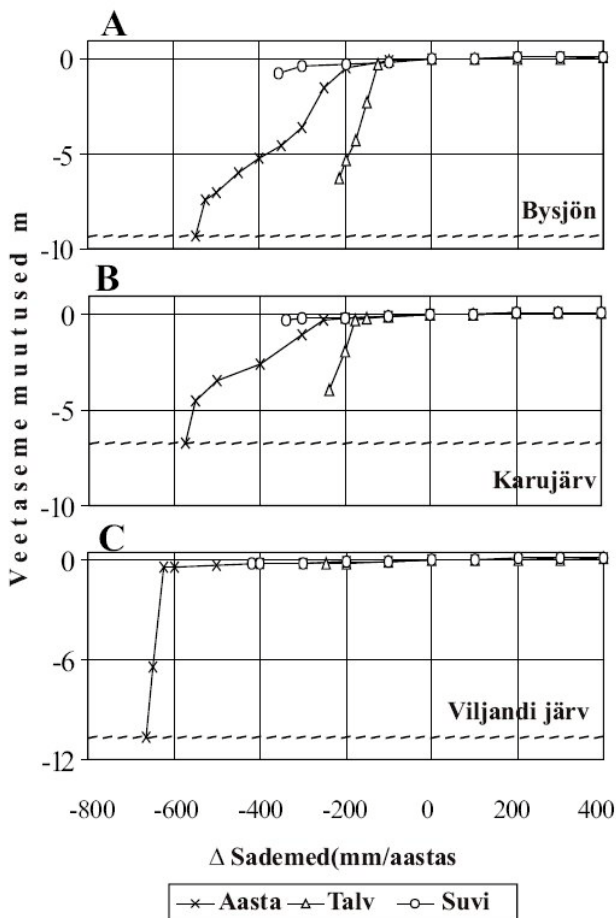
Joonis 1. Modelleeritud Bysjöni järves(Lõuna-Rootsi) veetaseme muutused Holotseenis vastavalt Päikesekiirguse, temperatuuri ja aastase sademete hulga muutustele. Tänapäevane sademete hulk (*modern P*) on 587 mm ja aastast sademete hulka on vähendatud vastavalt 25, 75 ja 200 mm võrra. Rekonstrueeritud veetase baseerub biostratigraafilistel uuringutel, 0 m vastab tänapäevasele veetasemele.

et kõrge veetase 7000 14C aastat tagasi (mil talv oli 1,2 °C külmem ja suvi ca 1,8 °C soojem) oleks eksisteerinud ka siis, kui sademete hulka oluliselt vähendada (joonis 1). Näiteks, aastase sademete hulga vähendamine 200 mm võrra (34% vähem tänapäevasest) oleks põhjustanud ainult 0,4-meetrise veetaseme languse. Modelleerimise tulemused tõestasid, et parasvöötme järvede madalad veetasemed võisid olla põhjustatud sesoonsetest kliimamuutustest.

Sesoonsed kliimamuutused

Empiirilisel on arvatud, et kõige olulisemateks järvede veetaseme muutuste põhjustajateks on muutused sademete hulgas. Selgitamaks, kui tundlikud on parasvöötme järved sademete hulga muutustele, modelleeriti veetaseme muutusi Viljandi, Karu- ning Bysjöni järves (Vassiljev 1998). Modelleerimisel muudeti süstemaatiliselt aastast, talvist või suvist sademete hulka (joonis 2). Tulemused näitasid, et järvede veetaseme alanemist

põhjustavad eelkõige muutused talvistes või aastastes sademete hulgas, samas, muutused suvistes sademetes pole suutelised veetaset oluliselt alandama. Selline veetasemete käitumine on seotud asjaoluga, et parasvöötme järvede sissevoolu oluline komponent on lume sulamine ning valgalalt sissevoolu hulga muutmiseks on vajalikud muutused talvises kliimas.



Joonis 2. Modelleeritud veetaseme muutused Bysjöni (A), Karu- (B) ja Viljandi (C) järves vastavalt aastase, talve või suve sademete hulga muutustele. Muutused on esitatud erinevusena tänapäevasest; kriipsjoon tähistab taset, mille puhul järves vett ei ole.

Samuti näitab modelleerimine, et kui Karu- ja Bysjöni järves on suhteliselt lihtne saavutada veetaseme alanemist, siis Viljandi järves on seda saavutada praktiliselt võimatu realistlike kliimamuutuste piires. See on seotud asjaoluga, et Viljandi järvel on oluliselt suurem valgala (järvest endast 42x suurem) kui teistel modelleeritud järvedel (ca 5x suurem). Sellest tingituna on Viljandi järve veebilansi olulisim komponent sissevool ning selliste järvede veetase on kliimamuutustele vähem tundlik (Street-Perrott & Harrison 1985).

Kokkuvõtteks

Modelleerimine on aidanud mõista erinevate kliimaparameetrite mõju muutustele järvede veetasemetes. On selgitatud, et teadaolevad muutused Päikesekiirguses ja temperatuuris üksi on olnud liiga väikesed, et oluliselt mõjutada parasvöötme järvede veetaset. Seetõttu on sademeid peetud kõige olulisemaks veetaset mõjutavaks komponendiks. Samas, modelleerimine on näidatud, et parasvöötme järvede madalate veetasemete eksisteerimiseks pidid vajalikud muutused ainult sademetes olema liiga suured, mis seaks kahtluse alla näiteks samaaegse metsade arengu. Siiski saab paravöötme järvede madalaid veetasemeid modelleerida läbi realistlike kliimamuutuste, kuid selleks on vajalik mitme kliimaparameetri samaaegne muutus.

Modelleerimine on aidanud mõista, miks kõikide, sama piirkonna järvede veetase pole minevikus muutunud sarnaselt. Selgub, et järvede veetasemete tundlikkus kliimamuutustele sõltub ka järve morfoomeetristest parameetritest, eelkõige järve ja valgala pindalade suhtest.

Tänuavaldused. Uurimus on valminud sihtfinantseeritava teema 0331758s01 ja ETF grandid 7029 toetusel.

Kasutatud kirjandus

- Bartlein P. J., Bengtsson L., Harrison S. P., Hostetler S., Hsü K., Qin B. & Vassiljev J. 1998. Modelling lake behavior: how can we use mechanistic models to further our understanding of the response of lakes to climate change? *Paläoklimaforschung* 25: 169–177.
- Cardille J. A., Coe M. T. & Vano J. 2004. Impacts of climate variation and catchment area on water balance and lake type in groundwater-dominated systems: a generic lake model. *Earth Interactions* 8: 1–24.
- Dearing J. A. & Foster I. D. L. 1986. Lake sediments and palaeohydrological studies. In: Berglund B. E. (ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Chichester New York Brisbane Toronto Singapore, J. Wiley & Sons, 67–90.

- Digerfeldt G. 1988. Reconstruction and regional correlation of Holocene lake-level fluctuations in Lake Bysjön, South Sweden. *Boreas* 17: 165–182.
- Harrison S. P., Prentice I. C. & Guiot J. 1993. Climatic controls on Holocene lake-level changes in Europe. *Climate Dynamics* 8: 189–200.
- Henderson-Sellers B. 1984. *Engineering Limnology*. Boston London Melbourne, Pitman Publishing Ltd., 356 p.
- Magny M. 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas* 21: 319–334.
- Mason I. M., Guzkowska M. A. J., Rapley C. G. & Street-Perrott F. A. 1994. The response of lake levels and areas to climatic change. *Climatic Change* 27: 161–197.
- Street-Perrott F. A. & Harrison S. P. 1985. Lake levels and climate reconstruction. In: Hecht A. D. (ed.) *Paleoclimate Analysis and Modeling*. New York, J. Wiley & Sons, 291–340.
- Vassiljev J. 1998. The simulated response of lakes to changes in the seasonality of precipitation: implication for Holocene lake-level changes in northern Europe. *Climate Dynamics* 14(11): 791–801.
- Vassiljev J., Harrison S. P. & Guiot J. 1998. Simulating the Holocene lake-level record of Lake Bysjön, southern Sweden. *Quaternary Research*. 49(1): 62–71.
- Vassiljev J. 2007. Lake Level Studies. Modeling. In: Scott A. E. (ed.) *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier B.V., 1366–1373.

Jüri Vassiljev (vassilje@gi.ee) – Tallinna Tehnikaülikool Geoloogia Instituut, Ehitajate tee 5, 19086 Tallinn.

Võimalusi Läänemere paleo-rannajoonte modelleerimiseks

Alar Rosentau, Aivar Kriiska, Raivo Aunap

Läänemerd saab käsitleda kui looduslikku laboratooriumi, mis võimaldab uurida geoloogiliste, kliimatiliste ja antropogeensete protsesside interaktsiooni (Harff jt. 2005). Inimene on olnud minevikus ja on ka tulevikus otseselt mõjutatud nendest protsessidest. Glatsioisostaatilistest maakoore liikumistest ning maailmamere veetaseme muutuste koosmõjust tingituna on inimesed Läänemere lõunaosas olnud sunnitud mere transgressiooni tõttu pidevalt oma asuala maismaa poole ümber paigutama (Schmolcke jt. 2006). Esiaja inimesed Lääne-Eestis liikusid aga mere transgressioone ja regressioone järgnedes vaheldumisi nii mere kui maismaa poole (Veski jt. 2005).

Läänemere paleo-randade uuringud on võimaldanud märkimisväärse detailsusega hinnata glatsioisostaatiliste maakoore liikumiste dünaamikat, millel baseeruvad nii Läänemere paleorekonstruktsioonid (Björck 1995), Skandinaavia jääkilbi geomeetria mudelid (Lambeck jt. 1998) kui ka veetaseme muutuste tulevikuprognosid (Meyer 2003). Paleo-veekogude randade rekonstrueerimisel endistel jäätumisaladel on viimasel aastakümnel hakatud kasutama GIS-põhiseid lahendusi, mis tuginevad glatsioisostaatiliselt deformeeritud paleo-veetasemete lahutamisel tänapäevasest kõrgusmudelist (Leverington jt. 2002). Kõrgusmudelite areng, eriti kaugseirel põhinevad suuremahulised andmerekad (nt. Shuttle Radar Topography Mission kõrgusandmed), on loonud head võimalused detailseteks paleo-veekogude rekonstruktsioonideks (Rosentau 2006; Jakobsson jt. 2007).

Paleo-veetasemete pindalalisel rekonstrueerimisel on paralleelselt kasutusel kaks meetodikat. Esimene neist põhineb kõrgusmõõdistatud rannamoodustiste geostatistilisel korrellatsioonil, mis võimaldab välja eraldada samavanuselisi rannamoodustisi ning luua glatsioisostaatiliselt deformeeritud paleo-veepindasid (Saarse jt. 2003; Rosentau jt. 2004; Jakobsson jt. 2007; Rosentau jt. 2007b). Iga paleo-veepind kirjeldab geoloogilises ajas ühte ajahetke ning erineva vanusega pindu kombineerides on võimalik hinnata basseini veetaseme muutused ning maakoore postglatsiaalsete liikumiste dünaamikat (Rosentau 2006).

Teine lähenemine eeldab erinevate piirkondade jaoks veetaseme muutuste kõverate koostamist (olemasolu) ning nende alusel suvalisele ajahetkele vastavate paleo-veepindade interpoleerimist (Pässe & Andersson 2005, Harff jt. 2005, Rosentau jt. 2007a). Esimese lähenemise eeliseks on reeglina hea pindalaline kaetus empiirilise andmestikuga, kuid puuduseks pindade ajaline diskreetsus ehk vastavus ainult konkreetsetele ajahetkedele.

Teise metoodika rakendamine annab vastupidise tulemuse. Senini on uurimata võimalused metoodikate kombineerimise kohta, mis võimaldaks luua märkimisväärse detailsusega empiirilisel andmestikul tugineva 4D veetasememuutuste aeg-ruumilise mudeli. Nimetatud mudelit kasutades saaks rekonstrueerida paleo-randade muutused alates Läänemere kujunemise algusest, so Balti Jääpaisjärve staadiumist. Selline mudel võimaldaks oluliselt täpsemalt hinnata erinevate paleogeograafiliste sündmuste (nt veekogude isoleerumised, muutused tõusgradientides) kulgu ja aega ning taimestiku, loomastiku ja inimasustuse leviku ajalis-ruumilisi raame. Head eeldused eelnimetatud metoodikate koosrakendamise osas on Eestis olemas. Valminud on Balti Jääpaisjärve (Rosentau 2006; Rosentau jt. 2007b; Saarse jt. 2007), Antsülusjärve ja Litoriinamere (Saarse jt. 2003, Saarse jt. 2006) paleo-veepinnad. Samuti on koostatud mitmeid veetaseme muutuste kõveraid nii Lääne- (Veski jt. 2005) kui Põhja-Eesti kohta (Saarse jt. publitseerimata).

Lisaks geoloogilistele töödele on ka viimase kümnendi arheoloogilised uuringud andnud uudset teavet esiaja rannasidusa asustumustri kohta (Kriiska 2001), mida on võimalik kasutada Läänemere veetaseme muutuste hinnangutel. Kombineeritud meetod on leidnud rakendamist juba nii Eestis (Jussila & Kriiska 2004, Veski jt. 2005) kui mujal Läänemere piirkonnas (Harff jt. 2005, Schmolcke jt. 2006).

Lähiaastatel planeeritakse koguda uut andmestikku Läänemere veetaseme muutuste kohta ning viia läbi modellerimiskesperimente, loomaks ajalis-ruumiline veetaseme ning rannajoone muutuste mudel. Ülesande täitmiseks on moodustatud geoloogia-arheoloogia-geograafia eriala teadlastest uurimisgrupp ning on esitatud Eesti Teadusfondile ka vastavasisuline grantitaotlus.

Kasutatud kirjandus

- Björck S. 1995. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0–8.0 ka BP. *Quaternary International* 27: 19–40.
- Harff J., Lampe R., Lemke W., Lübke H., Lüth F., Meyer M. & Tauber F. 2005. The Baltic Sea - A Model Ocean to Study Interrelations of Geosphere, Ecosphere, and Anthroposphere in the Coastal Zone. *Journal of Coastal Research* 21 (3): 441–446.
- Jakobsson M., Björck S., Alm G., Andrén T., Lindeberg G. & Svensson N.-O. 2006. Reconstructing the Younger Dryas ice dammed lake in the Baltic Basin: Bathymetry, area and volume. *Global and Planetary Change* 57: 355–370.
- Jussila T. & Kriiska A. 2004. Shore displacement chronology of the Estonian Stone Age. *Estonian Journal of Archaeology* 8(1): 3–32.

- Kont A., Jaagus J. & Aunap R. 2003. Climate change scenarios and the effect of sea-level rise for Estonia. *Global and Planetary Change* 36: 1–15.
- Kriiska A. 2001. Stone Age Settlement and Economic Processes in the Estonian Coastal Area and Islands. (PhD Thesis) Helsinki: *Helsingin yliopisto, kulttuurien tutkimuksen laitos*, 179p.
- Lambeck K., Smither C. & Ekman M. 1998. Tests of glacial rebound models for Fennoscandinavia based on instrumented sea- and lake-level records. *Geophysical Journal International* 135: 375–387.
- Leverington D.W., Teller J.T. & Mann J.D. 2002. A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography. *Computers & Geosciences* 28: 631–639.
- Meyer M. 2003. Modelling prognostic coastline scenarios for the southern Baltic Sea. *Baltica* 16: 21–32.
- Pässe T. & Andersson L. 2005. Shore-level displacement in Fennoscandia calculated from empirical data. *GFF* 127 (4): 233–296.
- Rosentau A. 2006. Development of proglacial lakes in Estonia. Tartu, Tartu Ülikooli Kirjastus, p 114.
- Rosentau A., Meyer M., Harff J., Dietrich R. & Richter A. 2007a. Relative Sea Level Change in the Baltic Sea since the Littorina Transgression. *Zeitschrift fuer Geologische Wissenschaften*, 35, 12, 3–16.
- Rosentau A., Vassiljev J., Saarse L. & Miidel A. 2007b. Palaeogeographic reconstruction of proglacial lakes in Estonia. *Boreas* 36(2): 211–221.
- Rosentau A., Hang T. & Miidel A. 2004. Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian. *Geological Quarterly* 4: 13–21.
- Saarse L., Vassiljev J. & Rosentau A. 2007c. Development of the Baltic Ice Lake in Estonia. In: *The Quaternary of western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to the evolution of the Baltic Sea. Extended Abstracts (Eds.) Guobyte, M. and Stancikaite, M.*, 66–67.
- Saarse L., Vassiljev J., Miidel A. & Niinemets E. 2006. Holocene buried organic sediments in Estonia. *Proc. of Estonian Acad. Sci. Geol.* 55(4): 296–85.
- Saarse L., Vassiljev J. & Miidel A. 2003. Simulation of the Baltic Sea Shorelines in Estonia and Neighbouring Areas. *Journal of Coastal Research* 19: 261–268.
- Schmolcke U., Endtmann E., Klooss S., Meyer M., Michaelis D., Rickert B.H. & Rossler D. 2006. Changes of sea level, landscape and culture: A review of the south-western Baltic area between 8800 and 4000BC. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 240(3-4): 423–438.

Veski S., Heinsalu A., Klassen V., Kriiska A., Lõugas L., Poska A. & Saluäär U. 2005. Early Holocene coastal settlement and palaeo-environment on the shore of the Baltic Sea at Pärnu, southwestern Estonia. *Quaternary International* 130: 75–85.

Alar Rosentau (alar.rosentau@ut.ee) - Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituudi geoloogia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu.

Aivar Kriiska (aivar.kriiska@ut.ee) – Tartu ülikooli ajaloo ja arheoloogia instituut, Lossi 3, 51003 Tartu

Raivo Aunap (raivo.aunap@ut.ee) – Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituudi geograafia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu

Terve (talupoja)mõistusega kadunud maailma rekonstrueerimas

Oive Tinn

...Miks ometigi ei võiks fossiilil olla kaasas etikett koos ladinakeelse nimega... muud andmed – leiukoha, stratigraafilise taseme ja isegi leidja nime – võiksin ma ise kirjutada... võib-olla leiaksin isegi kena karbi ja vaba sahtlinurga, kuhu ta paigutada... ...kui ma vaid teaksin, kellele või millele see kummalise kujuga pala, kivistis, fossiil, kunagi kuulus...

Oleks see vaid nii, et kivistisega koos nopid paljandist üles ka igakülselt tema bioloogiat ja ökoloogiat, stratigraafilist ja geograafilist levikut käsitleva monograafia. Fossiili määramine ei ole kunagi lihtne. Ka tänapäeval, mil osa inimkonnast kaldub arvama, et kõike on võimalik internetist teada saada ning kahtlustab, et ajast maha jäänud teadlased ei kasuta Google'it oma probleemidele lahenduse saamiseks vaid puhtalt rumalusest. Selle asemel kulutatakse päevi, kuid ja isegi aastaid mõne fossiilse skeleti millimeeterhaaval uurimiseks.

Kui leitud kivistis on tuttava kujuga ning meenutab mõnda tänapäevast organismi, nagu karpi või tigu, ei ole tema süstemaatilise kuuluvuse ligikaudne määramine tavaliselt eriti keeruline ülesanne. Isegi juhul, kui kivistunud karbid ja teod leitakse meredest kaugel ning kõrgel mägedes, on loogiline nende sinnasattumist põhjendada näiteks ülemaailmse veeuputusega. Lihtsamal juhul on leitud kivistised veel pehmes setendis ning nii ei ole raske ette kujutada, et meretaseme tõustes sattusid koos liiva ja kruusaga mäetippudele ka tavalised mereasukad.

Keerulisema mõistatuse ette on aga inimesed sattunud siis, kui tundmatu loom ilmub ootamatult külalähedasele rannajärsakule. Irevil hambad ja mustavad silmaaugud ajavad hirmu nahka ja hirmul on teatavasti suured silmad.

Keelekivid

Pikka aega on maailma vanimaks fossiilikirjelduseks peetud Conrad Gesneri poolt 1565. aastal raamatus "De Rerum Fossilium" kujutatud keelekivi ehk *glossopetra*'t (Rudwick 1976). *Glossopetra*'d olid keskaegses Euroopas laialt levinud kollektioneerimisobjektid, mida peeti kas mao või draakoni kivistunud keeleks. Autor küll kahtlustas, et tegelikult võis olla tegemist hai hammastega, kuid ta ei olnud kuidagi võimeline leidma seletust asjaolule, et enamasti paiknesid need kõvas kivimisis. Alles sajand hiljem, 1666. aastal suutis Niels Stensen *alias* Nicolas Steno Toskaana

rannikule kantud hai abil veenduda, et keelekivid olid tõepoolest hai hambad. Samuti oli ta võimeline andma omapoolse seletuse hammaste kivimise leidumise kohta.

Maamutid

Kevadeti, soojade ilmade saabudes, kui suurvesi uhub ära jõgede kaldaseteid, võivad Ida-Siberi tundrates ilmuda maapinnale hiiglaslikud kõverdunud võhad. Enamasti leitakse neid üksikult, harvem koos kolju või isegi terve skeletiga. Teated Siberi igikülmunud pinnases leiduvatest suurte tundmatute loomade korjustest pärinevad rohkem kui 2000 aasta tagusest ajast. Vanimaid selliseid teateid on kirja pannud Hiina kaupmehed, kes käisid Siberist "elevandiluud" ostmas, millest hiljem nikerdati hinnalisi ehteid ning erinevaid majapidamises tarvilikke esemeid.

Siberlaste seletuste kohaselt kuulunud võhad hiiglaslikele maa all elutsevatele rottidele või mutisarnastele loomadele, kes kasutasid oma kihvu läbikülmunud pinnases tunnelite uuristamiseks, pannes värisema maa ning kergitades mägesid. Sama seletus anti ka sinnakanti sattunud lääne uurijatele veel 17. sajandil. Siberlased kirjeldasid, kuidas muidu maa all elutsev loom võib oma hiiglaslike võhkadega käike kaevates jõgede kaldajärsakutel tahtmatult sattuda õhu ja valguse kätte, kus ta silmapilkselt sureb. Mõnede jakuudi legendide järgi olevat mammutid vete vaimud ja valitsejad. Evengid ja mansid pidasid mammuteid veeloomadeks, teiste Siberi rahvaste legendide järgi olid nad aga hiiglaslikud linnud (Cohen 2002).

Trooja koletis

Suur osa antiikaja kreeklaste maailmapildist, nende uskumustest ning igapäevastest tegemistest on kujutatud savinõudel. Ajaloolaste seas on hästi tuntud 6. sajandil e.m.a. valmistatud vaas, mida peetakse vanimaks illustratsiooniks Trooja koletise loole. Homerose poolt kirja pandud loos olevat koletis ilmunud Trooja rannale pärast ühte suuremat üleujutust ning asunud ümbruskonda rüüstama ja talupoegi sööma. Koletise vaigistamiseks otsustatud talle ohverdada Trooja kuninga tütar Hesione. Lugu lõppenud sellega, et viimasel hetkel olevat Herakles koletise tapnud ning ohverdamiseks juba kinni seotud kuningatütre vabastanud.

Varasemad ajaloolased on vaasil kujutatud heleda pea, irevil hammaste ja mustava silmakoopaga koletist vaadanud legendide kontekstis ja pisut isegi pahaks pannud, et elukas kreeklaste üldiselt kõrge joonistamisoskuse taustal, kehvapoolne välja nägi. Erinevalt ajaloolastest tundsid paleonto-

loogid joonistusel ära kaldakaljast väljaulatuva, Miotseeni ajastul elanud ja nüüdseks väljasurnud, kaelkirjakulise *Samotherium*'i kolju (Mayor 2001).

Tõsi, kunstnik on joonistuse huvitavamaks tegemiseks laenanud detaile teistelt loomadelt. Näiteks ei ole *Samotherium*'il (ega ka teistel imetajatel) luuplaatidest koosnevat sklerotikaalrõngast silma ümber ning see detail võib pärineda mõnelt linnukoljult – nimelt on Kanosoikumi jaanalindude fossiilid Kreekas tuntud. Hoolimata väikestest ebatäpsustest ning juurdelisatud keelest, peetakse seda vaasi üheks varaseimaks antiikaja fossiilileiu kujutiseks.

Müütilised kullavalvurid

Mitmetes kreeka ja rooma legendides räägitakse kaugetel aladel elavatest metsikutest greifidest, linnu nokaga tiivulistest neljajalgsetest olevustest, kes valvasid kulla leiukohti. Legendi päritolu jälgi ajades jõudis Adrienne Mayor (2001) välja muistsete saka-sküütideni, rändrahvani, kes kunagi asustas laiu stepialasid Mustast merest kuni Altai mägedeni ning kelle kultuuri õitseajaks peetakse perioodi 800 aastat e.m.a. kuni 300 aastat m.a.j. Saka-sküütidel puudus kirjakeel, kuid mitmed nende lood on säilinud tänaseni tänu kontaktidele muistsete kreeklastega. Koos idast pärineva kulla ning paljude eksootiliste kaupadega jõudsid kreeklasteni lood kaugetest maadest ja nende elanikest.

Sküütide haudadest leitud kullast ja pronksist esemed on tuntud neil kujutatud kaunite loomamotiivide poolest. Osavalt ja realistlikult kujutatud hobuste, hirvede, eeslite, lammaste ja kotkaste seas leidub ka tundmatuid loomi, eriti rohkelt greifi tüüpi olendeid.

Suur osa sküütide kullast pärines Kesk-Aasia kõrbealadelt, eriti Gobi kõrbe lääneosast. Samad alad on paleontoloogide seas tuntud kui erakordselt hästi säilinud Kriidi ajastu dinosauruste fossiilide leiukohad. Sealt ei ole leitud mitte lihtsalt üksikuid skelette, vaid kuni sadade isenditega kolooniaid koos pesade, munade ning nende sees peituvate dinosauruste loodetega. Üheks sagedasemaks fossiilik on *Protoceratops* – umbes lõvi-suurune neljajalgne dinosaurus, kelle koonu eesosas paiknes nokk ning pea tagaosas luust ja nahast krae.

Gobi kõrbe fossiilidele on iseloomulik valge värvus, mis paistab punaka liiva taustal eriti hästi silma ning esmapilgul ei erine need oluliselt hiljuti surnud tänapäevaste loomade skelettidest. Nii ei olegi raske ette kujutada, et fossiile peeti kaasaegsetele loomadele kuuluvateks ning leiti seos kulla leiukohtade ja skelettide vahel.

Kummalisel kombel sarnanes Gobi nomaadide kujutluspilt greifist *Protoceratops*'ile rohkem kui 19. sajandi ja 20. sajandi alguse paleontoloogide oma. Viimaste kujutuses olid dinosaurused erakordselt kohmakad

ja aeglased olendid. Kaasaegses paleontoloogias vaadeldakse dinosaurused üldiselt kui osavaid, kiireid, soojaverelisi, pigem kiiretele lindudele kui kohmakatele roomajatele sarnanevate loomadena. Selleks on põhjalikult uuritud tänapäevast faunat ning võrreldud seda muistsete fossiilidega. Samale järeldusele jõudsid aga nomaadid juba 2500 aastat tagasi, kujutades greife energiliste, soojavereliste, neljajalgsete, lennuvõimetute lindudena.

Aga mudelid?

Mudeleid luuakse lähtuvalt tegija teadmistest ümbritseva maailma kohta. Me ei peaks muistsetele mõtlejatele panema pahaks seda, et fossiilid mahtusid nende maailmapilti elavate koletistena, hiiglastena või ülemaailmse veeuputuse tagajärjel randa uhitud (olgu see või mäe tipus) haihammastena.

Antiikrahvaste seletused aastamiljoneid varem väljasurnud loomade kohta mahuvad täpselt samuti nende maailmamudelisse kui praegused arvutitel loodud virtuaalilmad meie omasse.

Kasutatud kirjandus

- Cohen C. 2002. *The fate of the mammoth. Fossils, myth, and history*. The University of Chicago Press, 297 lk.
- Mayor A. 2001. *The first fossil hunters. Paleontology in Greek and Roman times*. Princeton University Press, 361 lk.
- Rudwick M. 1976. *The Meaning of Fossils. Episodes in the History of Palaeontology*. The University of Chicago Press, 287 lk.

Oive Tinn (Oive.Tinn@ut.ee) – Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu.

Pirita ranna liivade liikumised – mudelid ja tegelikkus

Tarmo Soomere

Pirita supelrand tugeva surve all

Pirita rand, kõrvuti Pärnu rannaga, on üks suvise Eesti sümboleid. Nagu näitas ranna rekonstrueerimise projekti keskkonnamõju hindamise aruande avalik arutelu (vt. Eesti Päevaleht ja Postimees 18.09.2007), on selle saatus südameasjaks paljudele inimestele. Pirita ranna tuleviku kohta on küll erinevaid arvamusi, kuid ekspertidele on selge, et seda randa ei tohi jätta saatuse (s.t. looduse) hooleks. Selleks on inimtegevus ranna ümbrust liiga palju mõjutanud ja lõiganud ära randa toitnud liiva “allikad”.

Piki Viimsi poolsaare randa Pirita suunas toimunud setete transporti nõrgendas 1920-ndatel aastatel ehitatud Merivälja muul ning lõpuks seiskas 1970-ndatel ehitatud Miiduranna sadam. Pirita jõe poolt merre kantav liiv settib praegu Olümpiapurjespordikeskuse sadama basseinis. Viimane suhteliselt tagasihoidlik liivaallikas – moreenist astang Merivälja muuli lähistel – kaeti sel aastal maakividest kaitsemüüri. Kui varem hoidis liiva juurdevool Pirita randa enam-vähem tasakaalus, siis edaspidi hakkab liiva hulk Pirital tõenäoliselt tasapisi vähenema nii, nagu see sünnib valdavas enamuses maailma liivarandadest.

Loomuliku lahendusena tuleks Piritale liiva juurde tuua. Küsimus on vaid selles, kuidas seda teha, kuhu, kui palju ja millist liiva. Osalise vastuse neile küsimustele annab liiva transpordi matemaatiline modelleerimine. Ranna tuleviku jaoks on eelkõige oluline lainetuse- ja hoovustepoolne liivasetete transport.

Setete transport kui keerukas nähtus

Kaasaegse teaduse võidukäigu ajastul on ehk mõneti ootamatu, et lainetuse ja hoovuste poolt tekitatud settetranspordi modelleerimine ja suurushulga määramine on sisuliselt lapsekingades. Modelleeritud setete edasikande hulgad erinevad reaalselt looduses mõõdetuist sageli kümneid ja sadu kordi. Modelleerimise rahuldavaks tulemuseks peetakse setete transpordi suurusjärgu korrektset hinnangut.

Osaliselt on taoliste suurte ebatäpsuste põhjuseks kehvad teadmised nii setete omadustest, põhja reljeefist, kohalikest hoovustest kui lainetusest. Meres on kõik nimetatud tegurid pidevas muutumises. Erinevalt näiteks gaasimolekulidest, on iga liivatera või klibutükk erineva kujuga, mis omakorda ajajooksul vee kulutuse tulemusena tasapisi muutub. Seni ei ole suudetud välja töötada setete liikumise (s.t. setete muutumise) täpset

matemaatilist mudelit. On üsna tõenäoline, et taoline mudel oleks praktiliseks kasutamiseks liiga keeruline. Seetõttu kasutatakse settetranspordialaste küsimuste teoreetilisel analüüsil peamiselt empiirilisi mudeleid. Viimaste puhul eeldatakse, et setete (või konkreetse settefraktsiooni) resuspensioon, väljasettimine ja/või edasikanne sõltub kindlal moel setteid liikumapanevate tegurite omadustest. Lihtsaima (nn. lineaarse) lähendusena loetakse setete omaduste muutumine või asukoha nihkumine võrdeliseks mõjuteguri intensiivsusega. Sellisel juhul piirdub mudeli koostamine võrdeteguri määramisega.

Mõnevõrra harvem, enamasti füüsikaliselt hästi põhjendatud juhtudel, kasutatakse keerukamaid seoseid – ennekõike ruut- ja kuupfunktsiooni, vahel ka eksponentfunktsiooni. Saadud mudeli keerukus sõltub ennekõike sellest, kui detailselt esitatakse setete omaduste ruumiline jaotus ja millise täpsusega kirjeldatakse settetransporti mõjutavaid tegureid. Sellised keerulisemad mudelid võimaldavad adekvaatse(ma)lt määratleda piki rannajoont toimuva settetranspordi suunda ja suhtelist intensiivsust erinevates rannaosades. Enamasti eeldatakse, et setete iseloom (s.t. terasuurus, nidusus, põhja struktuur) konkreetsete uuritavate sündmuste (nt. tormide) kestel vaadeldavates rannaosades ei muutu ja hüdrodünaamilised tingimused on korrektselt esitatud. Piriita rannas on liivakiht üldiselt üsna paks (v.a. ranna kõige põhjapoolsemas sektoris) ning veevalused pinnavormid laaged, mistõttu esimene eeldus on üldiselt korrektne.

Rannalähedased lained tuleb leida mudelist

Hüdrodünaamiliste tingimuste kirjeldamine on samamoodi keerukas. Setete edasikanne toimub hoovuste või lainetega, tihti nende koosmõjul. Murduvate lainete tekitatud turbulents hajutab sageli materjali veesambasse ning hoovused kannavad seda edasi nn. heljumina. Kuigi hoovustel on määrav roll peeneteraliste setete (muda ja saviosakeste) transpordis, on liivase põhjaga aladel lainetuse poolt põhjustatud setteedasikanne tavaliselt märksa suurem hoovustest põhjustatud edasikandest. Eesti rannikuvetes on isegi suhteliselt suurtes sügavustes (8–10 m) liivade edasikande peamiseks “mootoriks” lainetus ja hoovuste poolt tekitatud liiva edasikande võib jätta arvestamata (Soomere jt. 2005). Suurem osa edasikandest toimub murdlainete vööndis. Sealsete setete süstemaatilist ümberpaiknemist nimetatakse settevooluks.

Ajalooline andmestik lainetuse omaduste kohta Tallinna lahes on lünklik ja üldiselt ebapiisav. Õnneks on Läänemere lainetuse parameetreid kaasaegsete atmosfääri- ja lainemudelite abil võimalik üsna täpselt kirjeldada. Soome lahes annab häid tulemusi isegi ühes punktis mõõdetud tuuleandmestiku kasutamine (Soomere 2005). Piriita ranna jaoks teatud

arvutustes (Soomere jt. 2005) kasutati Soome lahe avaosas üks kord kolme tunni jooksul mõõdetud andmestikku aastaist 1982–2002. Lainetuse parameetrid leiti kolmanda põlvkonna spektraalsel lainemudelil WAM (Komen jt. 1994) baseeruva meetoodika abil. WAM mudel reprodutseerib adekvaatselt lainete spektri käitumist ning arvestab peamisi lainevälja kujundavaid faktoreid. Viimasteks võib lugeda rannajoone kuju, põhja topograafiat, tuule kiirust ja suunda dünaamilise protsessina, lainete levimist mere teistesse osadesse, lainete omavahelist energiavahetust, lainete osalist murdumist (*whitcapping*), madalasse vette jõudmisel toimuvat lainete ümberkujunemist (*shoaling*), lainete energiakadu hõõrdumise tõttu ja murdumist madalal vees, põhja topograafia mõju lainete leviku suunale ning lainete ja statsioonarsete hoovuste koosmõju.

Pirita lähistel, rannast 300–600 m kaugusel paiknevate merealade jaoks, leiti laineväli $\frac{1}{4}$ -miilise (~470 m) sammuga mudeli abil. Lainekõrguse võimalik muutus lainete levimisel ranna suunas ei mõjuta oluliselt arvutuste tulemusi, küll aga on oluline lainete leviku suuna muutus topograafilise refraktsiooni tõttu. Mere sügavamas osas ühtib lainete leviku suund tuule suunaga, s.t. lainete harjad on valdavalt tuule suunaga risti. Rannale lähemal asetseval alal mõjutab laineid merepõhja topograafia: laineharjad pöörduvad rannale lähenedes järjest enam paralleelseks merepõhja samasügavusjoontega. Nii on lineaarse laineteooria ja lainemudelist saadud andmete baasil lihtne leida, murdlainetevööndi merepoolse serva jaoks, nurka (α_b) laineharjade ja merepõhja samasügavusjoonte vahel.

Tulemuste usaldatavuse määrab algandmete täpsus

Enamasti on põhjasetete omadused teada uuritava ala vaid üksikutes punktides, sealjuures vaid merepõhja kõige pealmise kihi jaoks. Tugevad tormid tekitavad Läänemeres liiva peenemate fraktsioonide resuspensiooni 200–300 kg/m² (Jönsson 2005, lk. IV-14). Teisisõnu, tormid võivad panna liikuma mitmekümne sentimeetri paksuse põhjasetete kihi ja sobivate tingimuste korral liigutada suuri settemasse mitmete kilomeetrite kaugusele. Sel puhul võivad tormi kestel oluliselt muutuda põhjasetete omadused. Näiteks võib torm paigast liigutada kogu peeneteralisemate setete kihi ja paljastada jämekruusa või suuremad kivid. Nõnda juhtub sageli Pirita ranna põhjapoolsemas osas.

Tormilaineid tekitab tuul. Tugeva tuule omaduste mõõtmise avamerel oli vanasti omaette julgustükk ja on teataval määral võimalikuks saanud alles satelliitide ajastul. Veel päris hiljuti olid andmed tuule kohta üsna ebatäpsed ka maismaal. Kuni XX sajandi keskpaigani oli tavaline, et tuule suunda mõõdeti nn. kaheksa või 16 rumbi süsteemis, seega lahtutusvõimega suundade järgi 45 kraadi või 22,5 kraadi. Teisisõnu, nii vaatluspäevikutes

märgitud kui ka andmebaasidesse sisestatud tuule suund on antud täpsusega $\pm 22,5$ kraadi või $\pm 11,25$ kraadi. Alates 1960-ndatest aastatest mõõdeti tuule suunda 36 rumbi süsteemis, seega täpsusega ± 5 kraadi. Kuni sajandivahetuseni mõõdeti tuule kiirust 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 detailset dünaamikat ja setete liikumise üksikasju sajaprotsendiliselt taastada. Tegelikult on suurem osa lainetuse modelleerimise vigadest pärit just tuuleandmestiku ebatäpsusest.

Looduslikes randades on tegemist nii keeruka veesügavuse jaotuse ehk batümeetria kui ka setete ebaühtlase ajalise-ruumilise jaotusega ranna-vööndis. Olemasolevad Piritra ranna andmed annavad adekvaatse pildi rannanõlva batümeetriast ja setete omadustest 200–300 meetrise sammuga. Seetõttu on mõttekas lainetuse poolt tekitatud setete transport piki ranna-joont rehkendada ligikaudu 500 m pikkuste lõikude jaoks.

Liiva liikumiste arvutused

Piki ranna-joont suunatud settetranspordi modelleerimisel kasutatakse laialdaselt esimese lähendusena USA armee inseneride korpuse rannikutehnika käsiraamatus (Coastal Engineering Manual 2002 ehk USACE) soovitatud lähendust – nn. CERCi meetodit. See on lühend nimetusest *Coastal Engineering Research Council* ehk Rannikutehnika Nõukogu; vahel nimetatakse seda lainetuse võimsuse või energia voo meetodiks. Meetodi keskseks eelduseks on, et setete transpordi potentsiaalne intensiivsus I_t on võrdeline (piki randa suunatud lainete poolt) randa toodava võimsuse komponendiga

$$P_t = E_b c_{gb} \sin \alpha_b \cos \alpha_b .$$

Mõlemad suurused on esitatud ranna-joone pikkuse ühiku kohta. Teisisõnu eeldatakse, et $I_t = KP_t$, kus K on teatav empiirilisel leitud koefitsient. Viimast seost nimetatakse tavaliselt CERC'i valemiks. Suurused E_b ja c_{gb} on vastavalt lainete energia ja rühmakiirus murdlainete vööndi merepoolsel serval

$$E_b = \frac{\rho g H_b^2}{8} \quad \text{ja} \quad c_{gb} = \sqrt{g d_b} ;$$

g on raskuskiirendus, ρ on vee tihedus ning H_b ja d_b on just murduma hakkavate lainete kõrgus ja sellele vastav sügavus (murdumissügavus). Rühmakiiruse valem on esitatud madala vee pikkade lainete jaoks, milline

lähendus on korrektne murduma hakkavate lainete jaoks. Murdumissügavus on Piritas rannal ligikaudu võrdne lainete kõrgusega lainemudeli arvutuspunktides.

Nõnda defineeritud settetranspordi potentsiaalne intensiivsus avaldub massiühikutes ajaühiku kohta (nt. tonni/päevas) ning väljendab piki rannajoont edasi kantava materjali hulka. Sõna “potentsiaalne” on siin oluline, sest tegelikult ei pruugi kõikides rannalõikudes nii palju setteid olla, kui lained sealt läbi suudaksid transportida. Samuti mõjutavad setete transporti mitmesugused takistused. Tegelik transport moodustab seetõttu vaid mõni kuni mõnikümmend protsenti potentsiaalsest; ja juhul kui liiva esineb vaid pesiti (näiteks Merivälja muuli lähistel), isegi protsendi murdosa.

USACE käsiraamat soovib kasutada kordaja K leidmiseks empiirilist valemit:

$$K = 0,05 + 2,6 \sin^2 2\alpha_b + 0,007 u_{mb} / w_f ,$$

kus u_{mb} on maksimaalne põhjalähedane orbitaalkiirus murduvas laines ning w_f on nn. langemiskiirus (*fall velocity*). Neist esimene arvutatakse harilikult lineaarse laineteooria alusel ning teise kohta on olemas empiirilisel leitud valemid (Coastal Engineering Manual 2002). Võrreldes lineaarse seosega on sellist tüüpi mudel on märksa keerukam, sisaldades ruutfunktsiooni nurga sinusest ja murdlineaarset funktsiooni.

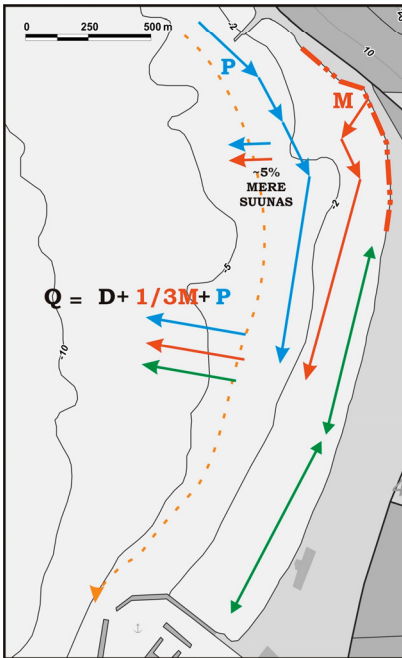
Esitatud mudel on üks lihtsamaid võimalusi piki randa toimuva setete liikumise ligikaudseks kirjeldamiseks. Rannikuprotsesside modelleerimine on seega üldjuhul üks keerukas ettevõtmine. Selle õnnestumiseks tuleb: (i) rakendada mitmeid raskesti kontrollitavaid ning tegelikkuses üldsegi mitte täpselt täidetud eelduseid; (ii) leida korrektselt hüdrodünaamiliste mõjurite omadused soovitatavalt mõnekümne aasta vältel; ning (iii) teha kindlaks põhjasetete omadused kogu murdlainete vööndis ning võimalikul aju- ja paguveelal. Sõltuvalt rannajoone paiknemisest ulatub murdlainete vöönd Eestis rannikul tavaliselt 2–8 meetri sügavuseni. Transpordi intensiivsus ei sõltu mere hetkelisest veetasemest vaid siis, kui nii aju- ja paguveelal kui ka mistahes veetasemele vastavas murdlainete vööndis, esineb valdavalt liiv.

Tehtud lihtsustustest ja korrektsest arvutuseeskirja järgimisest ei piisa liiva edasikande määratlemiseks. Enamasti ei kajasta selliselt leitud transpordi potentsiaalne intensiivsus kuigi täpselt tegelikku settevoolu intensiivsust. Mitmekordne erinevus tegelikkusega võrreldes tekib sageli põhjusel, et merepõhi ei ole murdlainete vööndis homogeenne ning rannajoon on harva sirge. Seetõttu tuleks äärmise ettevaatusega suhtuda aruannetesse, mis ilma pikema seletuseta viitavad setete transpordi mistahes kvaliteediga mudelitele ja esitavad settetranspordi arvutuslikud numbrid.

Pole muidugi välistatud, et numbrid vastavad tegelikkusele. Märksa kindlam on lähtuda seisukohast, et parimal juhul on ära tabatud suurusjärg, ehk teisisõnu – tegelikkus erineb mudeli prognoosist vähem kui kolm-neli korda.

Kuigi arvutustulemused on tegelikkusest vahel päris erinevad, annab modelleeritud suuruste analüüs olulist informatsiooni setete transpordi suhtelise intensiivsuse ja suuna kohta erinevates rannalõikudes, kuna potentsiaalse ja tegelikult aset leidva transpordi suhe on enamasti enam-vähem samasugune. Potentsiaalse transpordi hetkeväärtuste summa ehk netotransport iseloomustab setete transiidi intensiivsust ning selle märk näitab transiidi domineerivat suunda. Transpordi absoluutväärtuste summa ehk brutotransport iseloomustab aga edasi-tagasi liikuvate liivamasside üldist kogust. Kui viimane on palju kordi suurem transiidi intensiivsusest, ei toimu vastavas rannalõigus märkimisväärset setete transiiti.

Pirita rannaliiva liikumise võimalik muster



Joonis 1. Liivade transport Pirita rannas.
Joonis: A. Kask.

Potentsiaalne brutotransport sõltub mõnevõrra liiva terasuurusest. Samas ei sõltu potentsiaalse neto- ja brutotranspordi suhe Pirita rannas praktiliselt üldse rannalõigal paikneva liiva terasuurusest. Merivälja muuli lähistel moodustab üle 90% liiva liikumisest transport põhjast lõunasse. Kogu materjal, mis mingil moel satub liivase rannariba põhjapoolse otsa lähistele, viiakse sealt lõuna poole. Varasematel aastatel tuli sinna natuke peenemat materjali rannaastangust. Kuna astang on nüüd kaitstud kivimüüriaga, on loogiline, et lained hakkavad astangust lõuna pool kiiresti rannametsa uuristama. Ranna keskosa suunas lõunasuunaline transport nõrgeneb, kuid on selges enamuses veel ligikaudu 1 km kaugusel Merivälja muulist. Seevastu on potentsiaalne netotransport ranna kesk- ja lõunaosas vaid 10% brutotranspordist. Sealse

liivatranspordi domineerivat suunda ei ole olemasoleva meteoroloogilise ja hüdrodünaamilise andmestiku täpsuse piires võimalik kindlaks teha.

Arvutustulemuste järgi võiks Pirita rannas liiva transpordi tõenäoline muster olla järgmine (vt. joonist 1). Põhja poolt transporditakse randa teatav kogus (P) liiva. Sellele hulgale lisandub juurde kogus (hinnanguliselt $1/3 M$, vt. Soomere jt. 2005), mis vastab liiva sisaldusele Merivälja lähistel ranna murrutamisel vabanenud settematerjali koguhulgast (M). Ranna põhjapoolsest osast liigub sinna sattunud liiv kiiresti piki randa lõuna suunas ja liiva transport sügavamatele merealadele on minimaalne. Ranna kesk- ja lõunaosa on üldiselt dünaamilises tasakaalus. Liiv liigub üsna intensiivselt piki randa edasi-tagasi, kuid suures plaanis püsib paigal. Kuna ranna kesk- ja lõunaosas ei ole märgata erilist kuhjumist, on tõenäoline, et liiv liigub avamere suunas peamiselt ranna keskosas (Soomere jt. 2005). Sügavamatele merealadele kantava liiva kogus (Q) on määratletav valemiga:

$$Q = P + \frac{1}{3}M + D$$

kus D on liiva netodefitsiit. Kogus Q ei sõltu üldiselt sellest, kui palju Merivälja lähistel liiva rannaastangust vabaneb. Kui sellest piirkonnast enam liiva juurde ei tule, siis liiva summaarne defitsiit suureneb.

Rannaliiva liikumise kirjeldamine on, hoolimata päris keeruliste matemaatiliste meetodite rakendamise vajadusest, üks lihtsamaid ülesandeid geoloogiliste protsesside matemaatilise modelleerimise vallas. Pealegi on võimalik prognoosi ja tegelikkust võrrelda ning nõnda mudeleid konkreetse rannaosa jaoks häälestada. Kuid ka selles vallas on paslik lähtuda püha Augustinuse kuulsast palvest, mida võiks parafraseerida nii: kõige tähtsam on mõista, kus on matemaatilise geoloogia võimaluste piir.

Kasutatud kirjandus

- Coastal Engineering Manual 2002*. Department of the Army. U.S. Army Corps of Engineers. Manual No. 1110-2-1100.
- Jönsson A. 2005. *Model studies of surface waves and sediment resuspension in the Baltic Sea*. PhD Thesis, Linköping Studies in Arts and Science No. 332, Linköping University.
- Soomere T. 2005. Wind wave statistics in Tallinn Bay. *Boreal Env. Res.* 10(2): 103–118.
- Soomere T., Kask A. & Kask J. 2005. *Pirita rannavööndi keskkonnauuringud ja rannakaitse rajatiste projekteerimise lähteülesanne*. TTÜ Küberneetika Instituut, Tallinn, 139 lk.

Geoloogiliste protsesside geostatistiline modelleerimine Balti paleobasseini põhjaosas, Ordoviitsiumi uuringu näitel

Alla Šogenova

Geostatistilisi meetodeid saab rakendada geoloogiliste protsesside interpreteerimisel. Selleks saab kasutada mitmemõõtelisi geokeemilisi, petrofüüsikalisi ja geoloogilisi andmeid Balti settelise paleobasseini Eesti piirkonna kohta. Volhovi lademele on Balti basseinis iseloomulik glaukoniiiti sisaldavate karbonaatsete-savikate kivimite lai levik, regionaalne dolomiidistumine ja õhukesed götiitoidide kihid Põhja-Eestis.

Mitmemõõteline regressioon- ja R-mood faktoranalüüs aitavad tõlgendada tähtsamaid protsesse (nagu settimine, hilisdiageneetiline dolomiidistumine ja varadiageneetiline rauda kandev mineraliseerumine); nende järgnevust ja mõju poorsusele, tihedusele ja P-lainete levikukiirusele. Uuritud geoloogilisi protsesse kajastavate parameetrite geostatistiliste mudelite koostamisel kasutati koordinaatvõrgu menetlust Krigingi meetodiga.

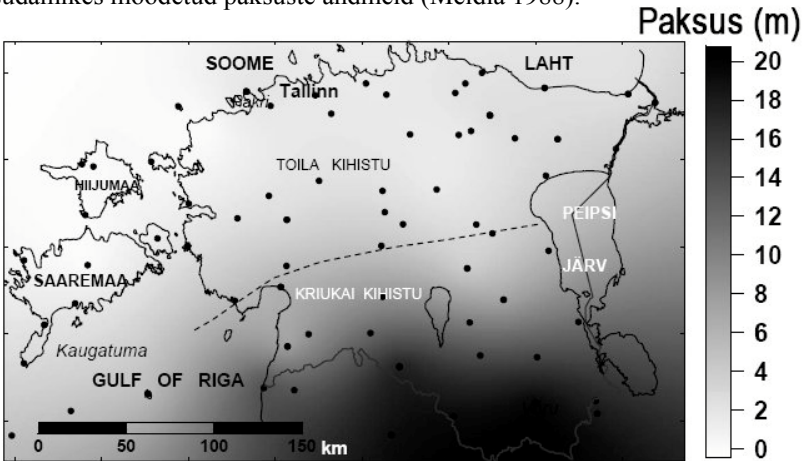
Geoloogiline taust

Settekivimite paksus Eestis suureneb lõuna suunas, 100 meetrist põhjarannikul kuni 800 meetrini Riia lahes. Kihtidele on omane väga väike (7–12 minutit) regionaalne lõunasuunaline kallakus. Volhovi lade on Põhja- ja Kesk-Eestis esindatud Sillaoru ja Toila kihistute glaukoniiiti sisaldavate karbonaatsete kivimitega, mis lõuna suunas asenduvad Kriukai kihistu kivimitega. Kirde-Eestis ulatub alumise, Toila kihistu, intensiivselt dolomiidistunud kivimite paksus 3,5 meetrini. Ülemise, Sillaoru kihistu alumine, Pada kihistik, koosneb õhukesest (kuni 0,5 m) lubjakivi kihist, mis sisaldab rauaoide ja glaukoniiiti ning on ilmselt Hilis-Volhovi vanusega. Kriukai kihistu, mis koosneb peamiselt punakaspruunidest merglitest lubjakivi ja mudakivi vahekihtidega, on Lõuna-Eestis kuni 20 m paksune (Meidla 1998).

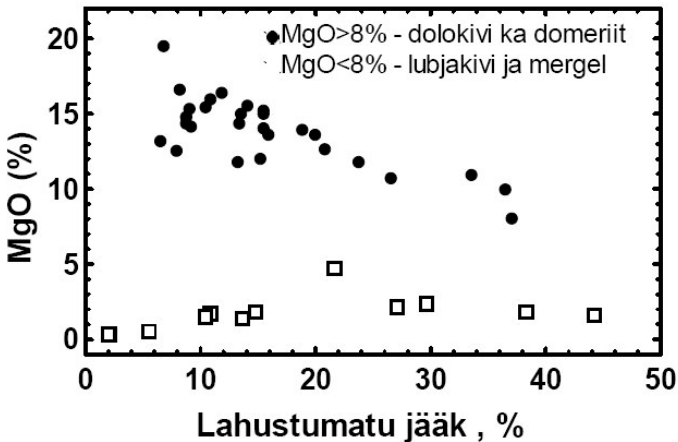
Geoloogilise uuringu andmetel on Volhovi lademe kivimid kõikjal Eestis dolomiidistunud erineval määral, v.a. lääne- ja kagupiiri läheduses. Glaukoniiit ja rauaoiidid esinevad lademes ka lõuna pool, k.a. Leedu ja Poola aladel. Volhovi lademe kivimite dolomiidistumist on täheldatud ka Kesk-Leedus, Loode-Venemaal ja Kaliningradi piirkonnas.

Andmed ja meetodika

Volhovi lademe kivimite omaduste ning setteliste ja diageeneetiliste protsesside geostatistilisel modelleerimisel kasutati multidistsiplinaarset andmebaasi, mis sisaldab proovide geokeemilisi, petrofüüsikalisi ja geoloogilisi andmeid (41 proovi 15-st puursüdamikust ja viiest paljandist). Paksuste kaardi koostamisel (joonis 1) arvestati lisaks täiendavalt puursüdamiketes mõõdetud paksuste andmeid (Meidla 1988).



Joonis 1. Eesti Kesk-Ordoviitsiumi Volhovi lademe paksuste kaart. Puurauke ja paljandeid tähistavad mustad täpid. Katkendjoon on kihistutevaheline piir.



Joonis 2. Lahustumatu jäägi ja MgO sisaldus Volhovi lademe kivimites. Dolo-
miidistunud kivimite ($MgO > 8\%$) korrelatsioonikoefitsient $R = -0,79$.

Statistiliselt uuriti 36 proovi 11 muutujat, sh. 25 dolomiidistunud (dolokivid ja dolomiitmerglid) ja 11 primaarset karbonaatset (lubjakivid ja kaltsiitmerglid) proovi (joonis 2). Need muutujad on seotud märg- ja teratihedusega, poorsusega, P-lainete levimiskiiruse ja kivimi keemilise koostisega. Nende muutujate omavaheliste seoste selgitamiseks kasutati regressioon- ja R-mood faktoranalüüsi. Need statistilised meetodid nõuavad erinevate muutujate normaliseerimist. Selleks määrati iga muutuja kesk- väärtus ja standardhälve. Igast mõõtmistulemusest lahutati kesk- väärtus ja balanss jagati standardhällbega. Korrelatsioonimaatriksite arvutamist lihtsustati, vähendades muutujate arvu. Selleks kasutati R-mood faktor- analüüsi, kus muutujate vahelisi suhteid (m) saab pidada vastastikku korreleerimata varjatud faktorite vaheliste variatsioonide (p) peegelduseks. Iga faktor vastab originaalmuutujate lineaarsele kombinatsioonile, seal- juures informatsioonikadu on väike või puudub hoopis (Reiment ja Jöreskog 1993). Seejärel arvutati kovariatsiooni maatriksid, millest saab määrata ühis- ja omaväärtused. Kaartide konstrueerimisel kasutati, para- meetrite koordinaatvõrgustiku joonistamisel, Krigingi algoritmi. Tulemuste kirjeldamisel kasutati (statistilist) koormust, mis näitab faktori mõju vaadeldavasse parameetrisse.

Tulemused. Faktoranalüüs

Esimene faktor haaras 43% parameetridispersioonist (tabel 1). Sellel olid negatiivsed koormused oksiidide puhul, mis kuulusid kivimi savikasse osasse (Al_2O_3 , K_2O ja SiO_2 , ka poorsus) ning olulised positiivsed koormused P-lainete levikikiiruse, märgtiheduse ja CaO sisalduse puhul. Faktorit interpreteeriti primaarse settimise protsessina, mis juhtis savi, purdse ja karbonaatse materjali akumulatsiooni. **Teine faktor** haaras 30,6% parameetri dispersioonist. Seda iseloomustasid suured positiivsed koormused MgO sisalduse, tera- ja märgtiheduse puhul ning märgatavad negatiivsed koormused CaO sisalduse puhul. Nimetatud faktorit tõlgendati dolomiidistumise protsessina. **Kolmas faktor** haaras ainult 10,5% parameetri dispersioonist, esinesid suured koormused raua kogusisalduse ja Mn-sisalduse puhul. Seda faktorit interpreteeriti varadiogeneetilise protsessina, mis põhjustas glaukoniiditerade ja raua(götiidi)ooidide tekkimise.

Interpretatsioon

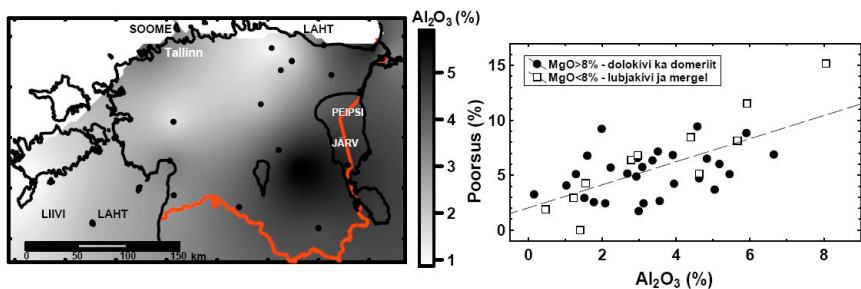
Volhovi lademe kivimite koostist ja omadusi (84% parameetri dispersioonist, tabel 1) mõjutasid kolm faktorit. **Esimest faktorit** interpreteeriti “settimise” faktorina, mis kontrollib uuritud kivimite

poorsust, märgtihedust ja P-lainete levikukiirust. Selle protsessi tulemus peegeldub hästi Al_2O_3 sisalduse kaardil (joonis 3), kuna tal on esimese Tabel 1. Faktorikoormused. Rotatsioon – normaliseeritud Varimax, eks-traktsioon – peakomponendid.

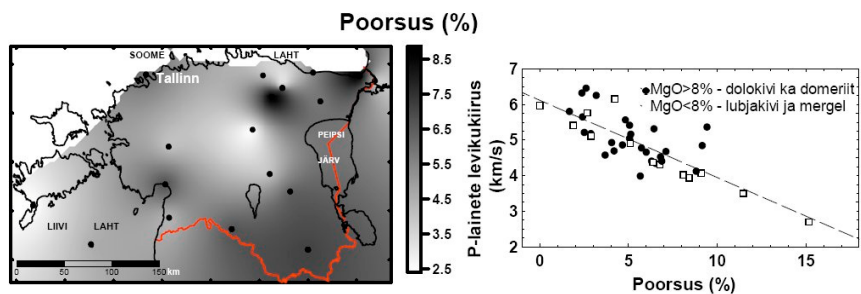
	Faktorid		
	1	2	3
Märgtihedus	0,56	0,72	0,26
Teratihedus	0,04	0,94	0,18
Poorsus	-0,84	0,00	-0,19
P-lainete levikukiirus	0,72	0,04	0,15
SiO_2	-0,87	-0,18	0,25
Al_2O_3	-0,93	0,06	0,07
K_2O	-0,93	-0,18	0,09
Fe_2O_3 Total	-0,22	0,18	0,91
MnO	0,34	0,31	0,73
MgO	0,16	0,94	0,06
CaO	0,50	-0,74	-0,34
Uuritud variatsioon	4,48	3,03	1,73
Omaväärtus	4,72	3,37	1,15
Täisdispersioon, %	42,95	30,60	10,48
Kumulatiivdispersioon, %	42,95	73,55	84,03

faktori suurim koormus (0,93). CaO sisalduse kaart ei kajasta sedi-mentatsiooni protsessi, kuna CaO on hilisema dolomiidistumise käigus osaliselt asendunud MgO-ga. Poorsuse kaart (joonis 4) ei ole kooskõlas Al_2O_3 sisalduse kaardiga, kuna diagenetiline dolomiidistumine on poorsust mõjutanud.

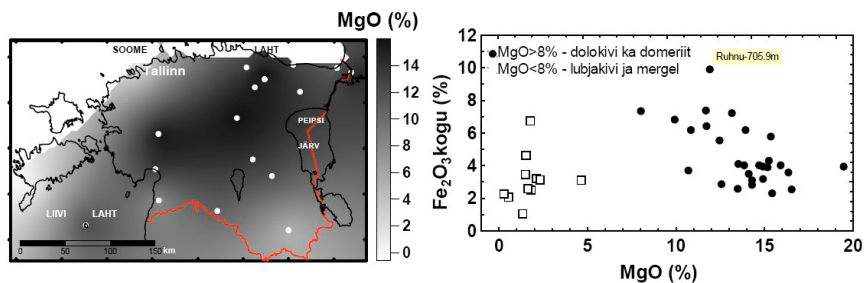
Diageneesi varajases staadiumis moodustusid autigeensed rauda sisaldavad mineraalid (glaukoniit) ja rauaooidid. Seda protsessi seostatakse **kolmanda faktoriga**. Stuessoni jt. (1999) järgi saavad rauaooidid tekkida vulkaanilisest tuhast, kuid ka nende hüdrotermaalne teke on võimalik. Kõige hilisem protsess on olnud regionaalse levikuga diagenetiline dolomiidistumine (joonis 5), mida interpreteeriti **teise faktorina** ning mis on mõjutanud enamusi uuritud parameetreid. Dolomiidistumine tingis enamiku proovide poorsuse vähenemise (joonis 5), vaid mõningatel juhtudel poorsuse suurenemise. Dolomiidistumisel põhjustasid kivimites ringlenud lahused MnO-sisalduse suurenemise (MnO sisaldus korreleerub raua kogusisaldusega). Tänu korrosioonile ning (mõnikord) rauaoiidide ja glaukoniiditerade leostumisele subsideerib rauda dolomiidistumise käigus osaliselt dolomiit (joonis 5). Seda on võimalik visuaalselt näha ka õhikus. Võrreldes teiste Eesti Ordoviitsiumi, Siluri ja Devoni tekkelt erinevate



Joonis 3. Vasakul: Al_2O_3 kui savisisalduse indikaatori kaart; paremal: Al_2O_3 sisaldus ja poorsus Volhovi lademe kivimites. Kõikidegi proovide korrelatsioonikoefitsient $R=0,68$; lubjakivide ja kaltsiitmerglite ($MgO < 8\%$) puhul $R=0,92$.



Joonis 4. Vasakul: poorsuse kaart; paremal: poorsus ja märgade proovide P-lainete levikukiirus Volhovi lademes. Kõigi proovide korrelatsioonikoefitsient $R=-0,78$; lubjakivide ja kaltsiitmerglite ($MgO < 8\%$) puhul $R=0,93$.



Joonis 5. Vasakul: MgO sisalduse kui dolomiidistumise indikaatori kaart; paremal: MgO sisaldus ja Fe_2O_3 kogusisaldus Volhovi lademe kivimites. Dolomiidistunud kivimite ($MgO > 8\%$) korrelatsioonikoefitsient $R=-0,6$.

dolomiitidega on Volhovi lademe dolomiitide poorsus tavaliselt väiksem ja MnO sisaldus suurim. Seda võib seletada enne dolomiidistumist tekkinud rauda sisaldavate mineraalide suure kontsentratsiooni ja Volhovi kivimite dolomiidistumise regionaalse iseloomuga.

Kasutatud kirjandus

- Meidla T. 1997. Sedimentary cover. Ordovician. Volkhov Stage. In: Raukas A. & Teedumäe A., (eds.) *Geology and mineral resources of Estonia*, Tallinn, 61–64.
- Nestor H. & Einasto R. 1997. Formation of the territory: Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. In: Raukas A. & Teedumäe A., (eds.) *Geology and mineral resources of Estonia*, Tallinn, 192–204.
- Puura V. & Raukas A. 1997. Estonia. In: Moores E. M. & Fairbridge R. W. (eds.) *Encyclopedia of European and Asia Regional Geology*. London, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras, 194–201.
- Reyment R. A. & Jöreskog K. G. 1993. *Applied Factor Analysis in the Natural Sciences*. Cambridge University Press.
- Sturesson U., Dronov A. & Saadre T. 1999. Lower Ordovician iron ooids and associated oolitic clays in Russia and Estonia: a clue to the origin of iron oolites? *Sedimentary Geology* 123: 63–80.

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

III geoloogia sügiskooli grupitöö teemal: Põhjavee liikumise modelleerimine

Maile Polikarpus

Temaatika

Lihtsa põhjavee liikumise mudeli koostamine. Mudeli eesmärgiks on uurida teatud piirkonnas põhjavee tarbimise mõju põhjavee tasemetele. Arutatakse läbi kõik mudeli koostamise etapid, alates vajalike andmete kogumisest kuni vastava mudeli koostamiseni.

Oodatav tulemus

Koostatakse uuritava piirkonna põhjavee mudel. Valmib aruanne põhjavee tarbimise mõjust uuritava ala veetasemetele.

Maile Polikarpus (maile.polikarpus@ut.ee) – Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituudi geoloogia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu.

JÄRELSÕNA

Mudelid me ümber ja me sees

Ivar Puura

Mõttevahetus mudelite üle aitab meil mõista akadeemilise elu jaoks kõige olulisemat – seda, kuidas teaduses uut luuakse ja seda vahendatakse. Samuti aga seda, kuidas toimib ideede kujunemine ja nende kommunikatsioon üldisemalt. Nendele teemadele mõtlemine aitab meil vaadata teadust kõrvalt, n.ö. metatasandilt.

Oma argipäevases toimib “normaalteadus” tavaliselt **ontoloogilisel** tasandil. Filosoofias mõeldakse ontoloogia all olemisõpetust. Loodusteadustes eeldatakse teadusartiklite ja teadusettekannete puhul vaikimisi, et teadustulemused esitatakse ontoloogilisel tasandil. See tähendab, artiklid ja ettekanded keskenduvad küsimusele: “Kuidas asjad maailmas on?” ning vaatleja n.ö. “objektiviseeritakse”. Teadlane kirjutab, kuidas tema arvates “asjad on”, vastamata küsimusele: “Kuidas ma selle peale tulin?”. Kui autor juhtub kuulsaks saama, võib ta avastusloost hiljem pajatada oma autobiograafias. Autor paneb oma tulemused ja lõpplahenduse kirja kiretus korrektses formaadis ning ei kirjelda oma kõhklustest täidetud tunnetusteed. Selline teaduskommunikatsioon isaldaktsepteeritud “kodukord” säästab aega. Selle “kodukorra” tundmine ja respektseerimine eristab teadlasi mitteteadlastest. Ülkirjeldatud kommunikatsioonimudeli järgimine ei tähenda muidugi, et teadlaste lähenemisviis oleks piiratud ontoloogilise tasandiga nagu paljud teaduse kohta arvamust avaldavad mitteteadlased kipuvad oletama või eeldama.

Arutlused teaduse üle kõrvaltvaatamise tasandil ehk metatasandil kuuluvad **epistemoloogia** valdkonda. Filosoofias mõeldakse epistemoloogia ehk gnoseoloogia all tunnetusteooriat. Teadusfilosoofias räägitakse epistemoloogiast siis kui püütakse teadust väljastpoolt vaadata. Näiteks kuuluvad epistemoloogia valdkonda Thomas Kuhni käsitus teadusrevolutsioonidest, Karl Popperi arutlused falsifitseeritavusest kui teaduslikkuse kriteeriumist, samuti aga kõik meie arutlused sellest, kuidas võisid mudeleid luua kiviaja inimesed või kuidas loome neid meie ise. Kuhni klassikalises raamatus “Teadusrevolutsioonide struktuur” kõneldakse kindla vaadete süsteemi ehk paradigma raames toimivast normaalteadusest, mis kindlasse arengustaadiumi jõudes võib välja jõuda teadusrevolutsioonini – vana paradigma kummutamise ja uue loomiseni. Iga kord, kui mingi teaduslik kontseptsioon (“suur mudel”, millel on paradigma staatus) tundub jäävat teaduse arengu jaoks kitsaks, tuleb laiema või uue kontseptsiooni loomise algatamist küsida küsimusi

epistemoloogilisel tasandil. Teiste sõnadega, ilma epistemoloogilisel tasandil küsimusi küsimata ei saa olla teedrajavat ja originaalset “suurt teadust”. Samuti kuuluvad epistemoloogia valdkonda kõikvõimalikud arutelud teaduse ja erinevate kultuurinähtuste, sh. uskumuste vahekorra.

Arusaam loodusest koolifüüsika kursuses

Lähtugem kõigepealt küsimustest, mida küsib koolifüüsika:
http://www.physic.ut.ee/kfk/fyysika%20meie%20ymber_1.doc

Esmalt defineeritakse loodus kui materia sünonüüm ontoloogilise nähtusena.

1. Mis on loodus? “Loodus on objektiivne reaalsus, mis eksisteerib väljaspool teadvust ja sellest sõltumatult. Mis on aga objektiivne reaalsus? See on sama, mis materia. Teadvus ei kuulu loodusesse, aga inimene? Inimene kui bioloogiline objekt kuulub, samuti ka nn noosfäär, so. valdkond, mille inimene on oma tegevusega tekitanud: ehitised, rajatised (kaevandus, kanal, raudtee), tehismaterjalid, keemilised tehiselemendid, kosmoseaparaadid, saasteained jne. Kuid muu inimtegevusega seotu, nagu poliitika, kunst, sõjandus, religioon, psüühika, sotsiaalsed protsessid, jne. ei kuulu loodusesse.”

2. Millest loodus koosneb? “Nagu eespool öeldud on loodus sama, mis materia. Materia põhivormid on aga aine ja väli. Aine on see millest kõik kehad koosnevad. Väli on see, mille abil üks keha teist mõjutab. Et mõju saab avalduda ainult siis kui on rohkem kui üks keha, siis kasutataksegi mõistet vastastikmõju. Materia põhiomaduseks on liikumine ehk muutumine. Siia kuulub mehaaniline liikumine (asukoha muutus ruumis ja ajas), aga ka keemilised reaktsioonid, rakkude teke ja surm, elusorganismide evolutsioon, jne.

3. Kuidas loodus toimib? “Loodus toimib vastavalt loodusseadustele. Loodusseadusi uurivad loodusteadused: füüsika, keemia, bioloogia, geograafia (geoloogia) ja nende kombinatsioonid, näiteks biofüüsika, geokeemias, jne.”

Edasi küsitakse ja vastatakse kaks epistemoloogilist küsimust:

4. Kuidas saadakse teada loodusseadusi? “Selleks kasutab iga loodusteadus talle omaseid uurimismeetodeid, kuid kõik need taanduvad ühele meetodile – teaduse meetodile, mille aluseks on katse.”

5. Kuidas füüsika kogub infot loodusest?

“Inimene saab infot ümbritsevast maailmast oma meeleorganite abil. Kui neid organeid ärritada, tekib aisting. Nendeks on nägemine, kuulmine, kompimine, haistmine, maitsmine. Aisting on tegevus: me näeme, et mingi valgus on punane, kuuleme, et hää on vali jne. Aistingute korral ei anta neile sisu. Nii tegutseb näiteks imik. Normaalsel inimesel esinevad aistingud komplekselt ja neid analüüsitakse. Sel juhul räägitakse tajumisest. Tajumine tugineb suuresti eelnevatele teadmistele, kogemustele, ootustele. Tajude sisu võib esineda ka ilma meeleorganeid ärritamata. Sel juhul räägitakse kujutlusest. Kujutlus eeldab eelnevat teadmist või kogemust. Ei saa kujutleda seda, mida ei tea või pole varem kogetud. Seda tuleb arvestada õpetamisel, sest ei saa nõuda õpilaselt millegi sellise ettekujutamist, mille olemust ta pole endale teadvustanud.

Samuti tuleb arvestada võimalusega, et õpilane on tajunud mingit nähtust teisiti kui õpetaja. Lihtsaim näide on optiline illusioon. Füüsikas ei saa ega tohi uskuda oma tajuksid: tuleb mõõta.”

Hawking Universumi ja selle mudeli identsusest teoreetilises füüsikas

Raamatus “Black Holes and Baby Universes” ilmunud loengutekstis “My position” aastast 1992 argumenteerib Stephen Hawking elegantselt, et teoreetilise füüsika jaoks on Universum identne Universumi matemaatilise mudeliga:

“Kui me eeldame, et reaalsus sõltub meie teooriast, kuidas saame me teha reaalsust oma filosoofia aluseks? Ma ütleksin, et ma olen realist selles mõttes, et kusagil on olemas Universum, mis ootab uurimist ja endast arusaamist. Ma pean ajaraiskamiseks solipsistlikku seisukohta, et kõik on meie kujutluste vili. Keegi ei toimis selliselt. Kui ilma teoriata ei saa me kindlaks teha seda, mis on Universumi osas reaalne. Seetõttu olen ma seisukohal, mida on kirjeldatud kui lihtsameelset ja naiivset, et füüsikaline teooria on lihtsalt matemaatiline mudel, mida me kasutame oma vaatlusandmete kirjeldamisel. Teooria on hea teooria kui see on elegantne mudel, kui see kirjeldab laia klassi vaatlusandmeid ning kui see ennustab ette uute vaatluste tulemusi. Sellest väljaspool ei ole mõtet küsida, kas see vastab reaalsusele, kuna teooriast sõltumatult me ei tea mis reaalsus on.”

“If what we regard as real depends on our theory, how can we make reality the basis of our philosophy? I would say that I am a realist in the sense that I think there is a universe out there waiting to be investigated and understood. I regard the solipsist position that everything is the creation of our imaginations as a waste of time. No one acts on that basis. But we cannot distinguish what is real about the universe without a theory. I therefore take the view, which has been described as simple-minded or

naive, that a theory of physics is just a mathematical model that we use to describe the results of observations. A theory is a good theory if it is an elegant model, if it describes a wide class of observations, and if it predicts the results of new observations. Beyond that, it makes no sense to ask if it corresponds to reality, because we do not know what reality is independent of a theory.”

Oma loengu lõpetab ta sõnadega: “Ma loodan, et mul õnnestus näidata, et teatud tüüpi positivistlik lähenemine, milles teooriat vaadeldakse mudelina, on ainus viis Universumist aru saada, vähemalt teoreetilise füüsiku jaoks. Ma loodan, et me leiame järjekindla mudeli, mis kirjeldab kõike Universumis. Kui me seda teeme, on see inimkonna jaoks tõeline triumf.”

“What I hope I have demonstrated is that some sort of positivist approach, in which one regards a theory as a model, is the only way to understand the universe, at least for a theoretical physicist. I am hopeful that we will find a consistent model that describes everything in the universe. If we do that, it will be a real triumph for the human race.”

<http://www.phys.lsu.edu/students/mitsuko/Physics/Hawking/hawking1.html>

Mudelite kodu on semiosfäär

Vaatamata kõike kirjeldava ontoloogilise Universumimudeli ihalusele tippteadlaste poolt toimib argipäevas sekeldavate olendite peades kõrvuti tuhandeid tunnetusmudeleid. Laias mõttes on kogu tunnetus ja kommunikatsioon seotud modelleerimisega. Sellist modelleerimist on informaatikud käsitlenud infoprotsessidena, semiootikud märkide ja sümbolite tõlgendamise ehk semioosina. Geoloog Vladimir Vernadski biosfääri ja noosfääri mõistetest inspireerituna on semiootik Juri Lotman defineerinud semiosfääri mõiste. Lihtsalt öelduna on semiosfäär “virtuaalne” keskkond, kus subjektid märkide ja mudelite abil omavahel suhtlevad. Semiosfääre võib olla palju ning nad võivad üksteisest läbi põimuda – siin võib tõseks osutada ka printsipi, et “maakera sees on veel üks maakera, mis on eelmisest suurem”. Mõistagi on semiosfääri idee ka ise mudel – üks “suurtest mudelitest” epistemoloogilisel tasandil.

Ivar Puura (ivar.puura@ut.ee) – Tartu Ülikooli ökoloogia ja maateaduste instituudi geoloogia osakond, Vanemuise 46, 51014 Tartu.

RAHVUSVAHELINE PLANEET MAA AASTA

Rahvusvaheline Planeet Maa Aasta on kolmeaastane programm (2007–2009), mille eesmärgiks on propageerida Maa-teadusi ja nende olulist rolli ühiskonna jätkusuutlikku arengu toetamisel.

Planeet Maa Aasta on ÜRO, UNESCO ja IUGSi (Rahvusvahelise Geoloogiateaduste Liidu) ühine initsiatiiv, mida toetavad paljud erialaorganisatsioonid, asutused ja firmad. Paljudes riikides, sh. Eestis, on loodud rahvuslikud komiteed, mis koordineerivad ja kavandavad konkreetseid tegevusi ning aitavad kaasa Planeet Maa Aasta programmi eesmärkide saavutamisele.

Planeet Maa Aasta programm keskendub laiapõhjalisele haridus- ja teavitustööle ning erinevatele teadusprobleemidele. Kümme kõige aktuaalsemat temaatikat, millele teadusprogramm ja teavitustöö keskenduvad on:

- Põhjavesi: reservuaar janusele planeedile?
- Ohud: riskide vähendamine ja teadlikkuse tõstmine
- Maa ja tervis: turvaline keskkond
- Kliimamuutused: „kivine lint”
- Maapõuerikkused: jätkusuutliku kasutamise suunas
- Megalinnad: ehitame sügavamale ja ohutumalt
- Sügav Maa: koorest tuumani
- Maailmameri: aja sügavik
- Muld: Maa elav nahk
- Maa ja elu: mitmekesisuse päritolu

Detailne inglisekeelne info Planeet Maa Aasta eesmärkide, tegevuste ja organisatsiooni kohta on saadaval kodulehel www.yearofplanetearth.org

Eestikeelseid materjale ja linke neile koondatakse kodulehele www.planeetmaa.org

Planeet Maa Aasta ürituste sarja kuulub ka III geoloogia sügiskool.