

Vaatame edasi!

XVII Geoloogia sügiskool



Eesti Looduseuurijate Selts
Tartu Ülikooli ökoloogia- ja maateaduste doktorikool
Tartu Ülikooli Geoloogia osakond
Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia instituut

Vaatame edasi!

Schola Geologica XVII

Tartu 2021

Autoriõigused: autorid, toimetajad

Toimetajad: Oive Tinn, Kairi Põldsaar, Sigrid Soomer

Kaane illustratsioon: Kärt Paise

Küljendus, kujundus: Sigrid Soomer

Soovitav viitamise vorm:

Kogu väljaandele:

Tinn, O., Põldsaar, K., Soomer, S., (toim.) 2021. Vaatame Edasi!
Schola Geologica XVII. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, lk.

Artiklile:

Guitor.S 2021. Kes on massiliste väljasuremiste „võitjad“ ja „kaotajad“? Rmt.: Tinn, O., Põldsaar, K., Soomer, S., (toim.) Vaatame edasi!
Schola Geologica XVII. Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu, lk 11-14.

Seitsmeteistkümnenda geoloogia sügiskooli toimumist ning seotud teadusettekanete sarja „Schola Geologica” toetasid Eesti Looduseuurijate Selts, Tartu Ülikooli ökoloogia- ja maateaduste doktorikool, Tartu Ülikooli geoloogia osakond, Tallinna Tehnikaülikooli Geoloogia instituut.

“Life can only be understood backwards;
but it must be lived forwards.”

Søren Kierkegaard



• GEOLOGIA SÜGSKOOL •

SISUKORD

Ajakava	6
Autorid	7
Eessõna	8
<i>Kaarel Mänd</i>	
Kes on massiliste väljasuremiste „võitjad“ ja „kaotajad“?	9
<i>Stefi Guitor</i>	
Impaktkraatrite mitmepalgelisusest	13
<i>Kaidi Sarv</i>	
Kas Q-süsteem sobib Eesti fosforiidi geotehniliseks kirjeldamiseks?	21
<i>Vesta Kaljuste</i>	
Ajalugu kipub korduma... ehk fosforiidi tekkest tänapäeval ja Paleosoikumis	25
<i>Kaarel Lumiste</i>	
Sood, meie tuleviku väetis	29
<i>Raul Paat</i>	
Eesti magnetiline kaart ja üksikobjektide uuringud	34
<i>Tiina Harak ja Jüri Plado</i>	
Kaevandamisjäätmete kasutamine plastitööstuse täiteainena	41
<i>Aleks Strazdin</i>	
Fosfor Läänemere põhjasetetes ja selle mõju keskkonnaseisundile	44
<i>Markus Ausmeel Ja Martin Liira</i>	

AJAKAVA

VAATAME EDASI!

XVII Geoloogia Sügiskool
Lodjakoda, Tartu, 17. September

10:45 Tervituskohv

11:15 Avasõna

Ettekanded

11:20 Stefi Guitor – Kes on massiliste väljasuremiste “võitjad” ja “kaotajad”?

11:40 Kaidi Sarv – Impaktkraatrite mitmepalgelisusest

12:00 Vesta Kaljuste – Kas Q süsteem sobib Eesti fosforiidi geotehniliseks kirjeldamiseks?

12:20 Kaarel Lumiste – Ajalugu kipub korduma... ehk fosforiidi tekkest tänapäeval ja Paleosoikumis

12:40 LÕUNA

13:40 Raul Paat – Sood, meie tuleviku väetis

14:00 Tiina Harak – Eesti magnetiline kaart ja üksikobjektide uuringud

14:20 Aleks Strazdin – Kaevandamisjätmete kasutamine plastitööstuse täiteainena

15:00 Markus Ausmeel – Fosfor Läänemere põhjasetetes ja selle mõju keskkonnaseisundile

15:20 KOHVIPAUS

Exkursioon

15:45 „Tartu linna geoloogilised saladused“

18:15 ÕHTUSÖÖK Lodjakojas

Õhtune programm

19:30 - 20:30 Arutlused geoloogia tuleviku teemadel – Erik Puura, Aivo Averin, Annette Talpsep, Hardi Aosaar, Riho Mõtlep, Priit Ilves.

19:30 - 00:00 SAUN

AUTORID

Markus Ausmeel - markus.ausmeel@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, tudeng

Stefi Guitor - stefi.guitor@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, doktorant

Tiina Harak - tiina.harak@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, tudeng

Vesta Kaljuste - vesta.kaljuste@taltech.ee

Tallina Tehnikaülikool, Geoloogia instituut, Mäenduse ja maavaratehnoloogia osakond, doktorant

Kaarel Lumiste - kaarel.lumiste@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, doktorant

Kaarel Mänd - kaarel.mand@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, teadur

Raul Paat - raul.paat@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, doktorant

Kaidi Sarv - kaidi.sarv@ut.ee

Tartu Ülikool, ökoloogia ja maateaduste instituut, geoloogia osakond, doktorant

Aleks Strazdin - aleks.strazdin@taltech.ee

Tallina Tehnikaülikool, Geoloogia instituut, Mäenduse ja maavaratehnoloogia osakond, doktorant

EESSÕNA

Kaarel Mänd

Seekordne 17. Geoloogia Sügiskool on eriliselt piduliku ilmega – on möödunud kakssada (ja üks) aastat sellest, kui Otto Ludwig Moritz von Engelhardt ühes Liivimaa provintsiülikoolis vastloodud mineraloogia õppetooli juhtima asus. Kuus aastat tagasi, ilusal ümmargusel 195. aastapäeval, arutleti sügiskoolis Eesti geoloogiaõpetuse ajaloo ning geoloogiatudengite ja -teadlaste tollase käekäigu üle. Sel aastal võtavad vastava pulga üle sügiskooliga külgnevad suurejoonelised Eesti Geoloogia 200(+1) pidustused ja võiks arvata, et väiksele koolile nagu ei jääkski millestki rääkida. Siiski ei! Pöörame aga ajanoole teistpidi ning ragistame aju just nimelt Eesti geoloogia tuleviku väljakutsete suunas.

Samas on mõnevõrra raske mõelda tänases hetkes edasisele perspektiivile. Oleme ju kahetsusväärse pandeemia rüpes, mis on ja loodetavasti jääb enamike lugejate jaoks unikaalseks. Võiks arvata, et meie mõtteid ja eesmärke hajutab tung keskenduda olevikule, kus pärgviirusest pääsemine tundub prioriteetsem. Ometi on käes piisavalt oluline verstapost, mis sunnib meid mõtlema just pikemas perspektiivis.

Millest mõlgutavad meelt noored karjääri alustavad Eesti geoloogid? Paljudele meist tekitab muremõtteid Eesti geoloogia käekäik, kui varasemate põlvede kindlustaja – põlevkivi – ootaks nagu peatset unustust? Kas ka Eesti geoloogist võib saada massilise väljasuremise ohver?

Loodetavasti rahustab see kogumik muretsejaid. Kaante vahele mahub juttu nii uute maavarade perspektiivist: küll magnetiliste ilmingute, küll fosforiidi ja muldmetallide näol, aga ka jääkide taaskasutamisest. Samas ei pöörata selga ka tähtsatele probleemidele, millele meie geoloogid vapralt vastu astuda oskavad: olgu siis Eesti soode kesine olukord, liigne fosfor merepõhjas või hirmus impaktioht.

Kõige lõpuks saabub sooja tundena arusaam, et vaatamata kõigile meie pingutustele, kivid otsa ei saa.

KES ON MASSILISTE VÄLJASUREMISTE „VÕITJAD“ JA „KAOTAJAD“?

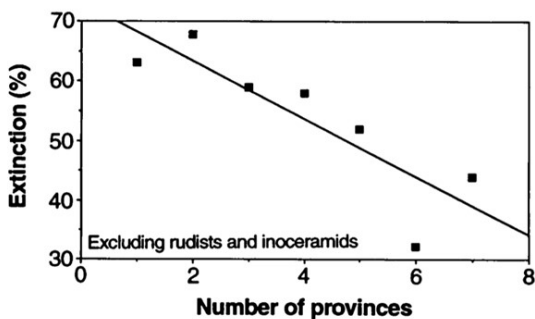
Stefi Guitor

Looduslik valik koostöös teiste bioloogilise evolutsiooni teguritega on Maa ajaloo jooksul muutnud meie planeedi biosfääri tundmatuseni, fotosünteesivatest tsüanobakteritest kuni Homo sapiens'ini välja. Looduslik valik muutub eriti oluliseks kiiresti muutuvate keskkonnatingimuste taustal, olles mootoriks nii massilistele väljasuremistele kui ka uute elustike tekkimisele. Keskkonnatingimused on kiires muutumises ka tänapäeval – oleme tunnistajaks kuuendale massilisele väljasuremisele. Üldine konsensus on, et inimese põhjustatud kliimamuutus toob kaasa meretaseme tõusu, keskmiselt kõrgemad temperatuurid ning sagenenud ekstreemsed ilmaolud. Vähem oluline ei ole inimtegevuse tagajärjel tekkinud keskkonnareostus ja elupaikade hävimine. Taksonipõhiseid evolutsioonilisi vastuseid keskkonnamuutustele on keeruline prognoosida – erinevaid tegureid on lihtsalt väga palju, nii otseseid kui kaudseid. Siiski on teada üldised tunnused, mille järgi hinnata, kas liik on massväljasuremise taustal pigem „võitja“ või pigem „kaotaja“.

Ökoloogid ja paleontoloogid on täheldanud, et väljasuremissurve on suurem suurekasvuliste piiratud levikualaga liikidele, millel on vähene populatsiooni taastamise suutlikkus, mis on spetsialiseerunud mingile kindlale elupaigale või -viisile ning millel on piiratud hajumis- või migreerumisvõime (Ehrenfeld, 1970; Foden jt., 2013; Pacifici jt., 2015). Nimetatud tegurid on tihtilugu üksteisest sõltuvad ning võivad moodustada sünergilisi kombinatsioone, mis väljasuremissurvet veelgi suurendavad. Suure keha omamine tuleb tihti kehvema paljunemisvõime arvelt (pikk põlvkondadevaheline intervall ja vähene järglaste arv), mis mõjutab liigi populatsiooni taastamise suutlikkust. Väikeste populatsioonidega liikide genofondis ei pruugi olla piisavalt materjali uute ja kohasemate tunnustega järglaste loomiseks ning ka partneri leidmine võib raskendatud olla. Piiratud levikualaga liigid on tõenäoliselt ka piiratud hajumis- või migreerumisvõimega või on liik spetsialiseerunud mingile kindlale elupaigale.

Üks populaarsematest väljasuremissurvele järgi andnud liikidest

on karvane mammut (*Mammuthus primigenius*). Kuigi mammutite väljasuremise täpsed põhjused pole siiani selged, on kindel, et nende keha oli suur ning paljunemisedukus madal. Väljasuremissurve kahandas arvukust sellisel määral, et liik ei olnud enam elujõuline – viimaste mammutite geneetiline mandumus on hästi dokumenteeritud (Palkopoulou jt., 2015). Madal paljunemisedukus saab suure tõenäosusega saatuslikuks ka hiidpandale (*Ailuropoda melanoleuca*), kes saab suguküpseks umbes 5 aasta vanuselt ning kasvatab elu jooksul üles vaid 5 – 8 poega. Hiidpanda toidulaua koosnemine peaaegu ainult bambusest (*Bambusoidae*) seab piirangud liigi areaalile ja suurendab väljasuremissurvet veelgi. Liik, mis on spetsialiseerunud mingile kindlale toitumisobjektile, sõltub oma püsijäämises toitumisobjektiks oleva liigi vastupidavusest väljasuremissurvele. Ka koala (*Phascolarctos cinereus*) eukalüptilehtedest koosnev toidulaud on monotoonne ning põhjustab tundlikkust kõiksugustele keskkonnamuutustele, mis mõjutavad eukalüptipuid (*Eucalyptus* sp.). Kodutuvi (*Columba livia* var. *domestica*) toidulaud on jällegi lai ja kliimamuutustest tõenäoliselt väga palju ei sõltu. Lisaks on kodutuvi arvukas ja kosmopoliitse levikuga liik – see suurendab püsijäämise väljavaadet veelgi. Mida suurem on liigi arvukus ja areaal, seda väiksem on tõenäosus, et kõik populatsioonid või sobilikud elupaigad hävinevad. Kriidi-Paleogeeni väljasuremissündmus pühkis Maalt umpes 55% mereliste karpide (*bivalvia*) perekondi, kuid väljasuremise määr oli oluliselt väiksem laia geograafilise levikuga taksonite seas (Jablonski ja Raup, 1995) (Joonis 1).

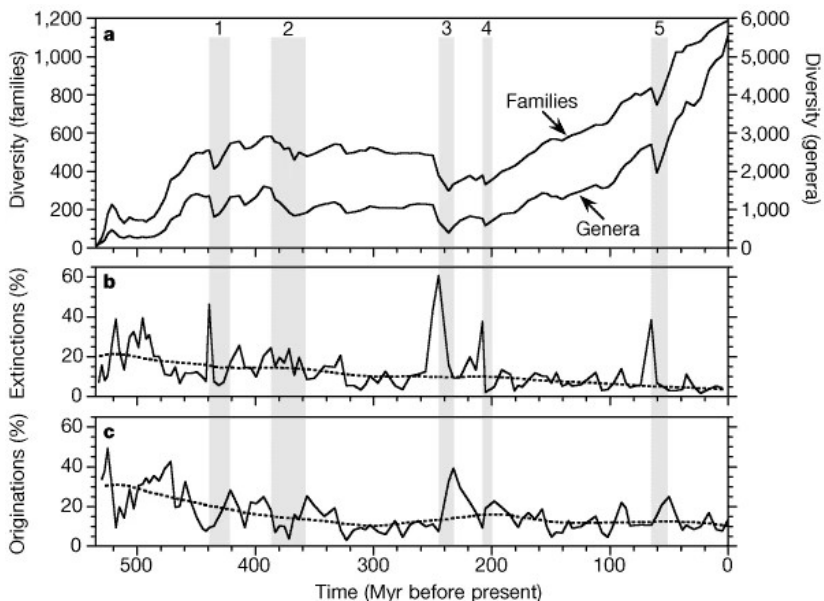


Joonis 1. Karpide (*bivalvia*) perekondade geograafiline levik ja keskmine väljasuremise määr Maastrichti eal (Hilis-Kriit). Horisontaaltelg – asustatud biogeograafiliste provintside arv; vertikaaltelg – väljasuremise määr (Jablonski ja Raup, 1995).

Ilmselt oli „võitjatel“ karbiperekondadel ka muid omadusi, mis nende püsijäämise tõenäosust suurendasid – näiteks hea levikuvõime ja paljunemisedukus. Inimliigi (*Homo sapiens*) levikuvõime on samuti hea –

oleme arvukas ja kohanemisvõimeline liik, kes suudab elada nii arktilises tundras kui kõrvetavas Sahara kõrbes. Teisalt on meie keha pigem suur ning paljunemisedukus madal. Püsijäämist või väljasuremist soodustavate tunnuste konflikti tõttu on keeruline prognoosida, millisele positsioonile evolutsioonilises võidujooksus jääb inimliik.

Massiliste väljasuremistega „võitjad“ on liigid, mis on juba eelnevalt piisavalt kohaste omadustega ning liigid, mis suudavad adapteeruda vähemalt sama kiiresti kui keskkond muutub. Kuigi leidub nii „võitjaid“ kui „kaotajaid“, on massiline väljasuremine ning sellejärgne elustiku taastumine pikaajaline protsess. Väljasuremissündmuse ajal moodustuvad „võitjad“ liigivaeseid, kohanemisvõimeliste ja kiiresti paljunevate taksonite koosluseid (nt Alegret et al., 2008; Truuver et al., 2021) ning bioloogilise mitmekesisuse taastumine kestab keskmiselt 10 miljonit aastat (Kirchner ja Weil, 2000) (Joonis 2). Võib järeldada, et kuuenda massväljasuremise tingimustes asustavad meie planeeti ilmselt pajude ja mändide ning rottide ja tuvide kooslused, ning ehk ka inimesed.



Joonis 2. Mereliste taksonite biodiversiteet läbi Faneroosoi. Perekondade ja sugukondade arv (a) ning vastav väljasuremise (b) ja liigitেকে määr (c). Värvilised ribad kujutavad diversiteedi taastumise intervalli (väljasuremise määra maksimumist kuni järgneva liigitেকে määra maksimumini) 5 massilise väljasuremise jooksul: Ordoviitsium-Silur (1), Hilis-Devon (2), Perm-Triias (3), Triias-Juura (4), Kriit-Paleogeen (5). Punktirjoon näitab pikaajalist trendi väljasuremise ja liigitেকে määrades (Muudetud Kirchner ja Weil, 2000).

Kasutatud kirjandus

- Alegret, L., Ortiz, S. and Molina, E., 2009. Extinction and recovery of benthic foraminifera across the Paleocene–Eocene Thermal Maximum at the Alamedilla section (Southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279(3-4), pp.186-200.
- Ehrenfeld, D.W., 1970. Biological Conservation. New York: Holt, Rinehart and Winston.
- Foden, W.B., Butchart, S.H., Stuart, S.N., Vié, J.C., Akçakaya, H.R., Angulo, A., DeVantier, L.M., Gutsche, A., Turak, E., Cao, L. and Donner, S.D., 2013. Identifying the world's most climate change vulnerable species: a systematic trait-based assessment of all birds, amphibians and corals. *PloS one*, 8(6), p.e65427.
- Jablonski, D. and Raup, D.M., 1995. Selectivity of end-Cretaceous marine bivalve extinctions. *Science*, 268(5209), pp.389-391.
- Kirchner, J.W. and Weil, A., 2000. Delayed biological recovery from extinctions throughout the fossil record. *Nature*, 404(6774), pp.177-180.
- Pacifici, M., Foden, W.B., Visconti, P., Watson, J.E., Butchart, S.H., Kovacs, K.M., Scheffers, B.R., Hole, D.G., Martin, T.G., Akçakaya, H.R. and Corlett, R.T., 2015. Assessing species vulnerability to climate change. *Nature climate change*, 5(3), pp.215-224.
- Palkopoulou, E., Mallick, S., Skoglund, P., Enk, J., Rohland, N., Li, H., Omrak, A., Vartanyan, S., Poinar, H., Götherström, A. and Reich, D., 2015. Complete genomes reveal signatures of demographic and genetic declines in the woolly mammoth. *Current Biology*, 25(10), pp.1395-1400.
- Truuver, K., Meidla, T. and Tinn, O., 2021. End-Ordovician ostracod faunal dynamics in the Baltic Palaeobasin. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 70(1), pp.51-69.

IMPAKTKRAATRITE MITMEPALGELISUSEST

Kaidi Sarv

Taevakehade omavahelised kokkupõrked on ühed universumi laiemalt levinud sündmused. Neid on toimunud minevikus ja toimub ka tänapäeval. Kokkupõrgetest tekkinud ümarad armid ehk impaktkraatrid ilmestavad mitmete taevakehade, nagu ka meile enim tuntud Kuu ja Marsi, reljeefi. Maa atmosfäär ja tektoonika pole aga soosivad leidmaks rohkelt kraatreid Maal. Väiksemad meteoroidid põlevad Maa atmosfääri sisenedes ära ning suuremad kaotavad suurust ja kaalu, mille tagajärjel ei pruugi enam olla võimelised kokkupõrkel Maaga kraatrit moodustama. Neid kraatreid, mis siiski maapinnale tekivad, ähvardab Maa tektooniline „konveier“ neid tundmatuseni deformeerida ning lõpuks kustutada. Samuti toimub Maal küllaltki kiire erosioon, mis hävitab esimesena kraatri pudedamad osad, aga pika aja peale ka kogu impaktkraatri. Suur osa Maalt leitud kraatreid on erosioonilt pureda saanud, mitmed ka tundmatuseni muutunud. Tihti on esialgsest kraatrist esindatud ainult kraatripõhi, mis ei meenuta üldse enam algset kraatrit (Melosh 1989). Samas ka iga killuke, mida me kraatritest uurida saame, toob meid lähemale Maa ja teiste taevakehade kujunemise tundmisele.

Enne kui mingit ümmargust geoloogilist struktuuri süvitsi hakata kraatrina uurima, tuleks kõige pealt veenduda, et tegu on ikkagi impaktkraatriga. Impaktraatreid meenutavaid ümmargusi geoloogilisi struktuure võib Maal tekkida ka mitmete muude protsesside tulemusel, nagu näiteks tänu vulkanismile või karstile. Kui mõnda tükki impaktorist, ehk langenud meteoriiiti, asteroidi jne, pole leitud, tuleb otsida tõestust ümbritsevast materjalist. Selleks uuritakse potentsiaalsest kraatrist kogutud kivimpalu enamasti mikroskoobi all (Melosh 1989, Plado 2019). Ühed kindlad tunnused – löögikoonused – on ka palja silmaga nähtavad (Joonis 1). Impaktsündmuse puhul on tegu plahvatusena, kus sekundite või minutite jooksul võidakse ümber paigutada kilomeetrite ulatuses kivimmaterjali. Seetõttu on kraatritele omased väga suurel rõhul tekkivad ning väga spetsiifilised deformatsioonid ning mineraalide erimid, mida ükski teine Maale omane geoloogiline protsess luua ei suuda. Impaktspetsiifiliste deformatsioonide leidude abil on võimalik määrata



Joonis 1. Araguainha kraater Brasiilias. Vasakul: löögikoonused on ainsad palja silmaga nähtavad kindlad indikatiivsed tunnused meteoriidikraatri esinemise kohta. Tegu on koonusekujuliste ja sisemiselt kiirjate moodustistega, kus ühe koonuse sees võib näha mitu väiksemat koonust. Koonuste asukoht on märgitud valge punktiiriga. Paremalt: kraatri tekke käigus toimuvate kivimite liikumiste tulemusel tekivad keerulise läbilõikega piirkonnad. Kuna kraater on tugevalt erodeeritud, annavad sellised paljandid aimu kraatri süvaehitusest. Samas ainult kivimites esinevate painete ja nihete põhjal impaktkraatri esinemist väita ei saa.

ka impaktkraatri esinemist juhul, kui kraatrist enam väga palju enam alles pole.

Kui tahta leida kõige täiuslikumaid impaktkraatreid, tuleks vaadata hoopis teiste taevakehade, poole, kus puuduvad tihe atmosfäär ning kraatreid hävitav aktiivne tektoonika ja erosioon. Selliste vaatluste põhjal võib hästi kaardistada kraatrite välismorfoloogiat koos kõigi peente ja Maal harva säilivate struktuuridega (näiteks kraatri seest välja paisatud materjali kiht). Teiste taevakehade, näiteks Kuu ja Marsi pinna, vaatluste põhjal näiteks teame, et kui enamike impaktorite langemisnurkade puhul tekib plahvatuse käigus ümmargune kraater koos võrdsetes suundades välja paisatud kivimaterjaliga, siis väga madalate langemisnurkade puhul muutub kraater aina piklikumaks ning kraatrist väljapaisatud materjal aina asümmeetrilisemaks (Gault ja Wedekind 1978). Ka kraatritega kaetud taevakehade mõningane kivimiline varieeruvus väljendub erinevustes kraatrite väljanägemises.

Impaktkraatrite uurimine ja üldisemalt ka kogu impaktgeoloogia teadussuuna tähtsus seisneb mitte ainult kraatrite struktuuri uurimises, vaid ka ajaloo määratlemises alates taevakehade moodustumisest kuni

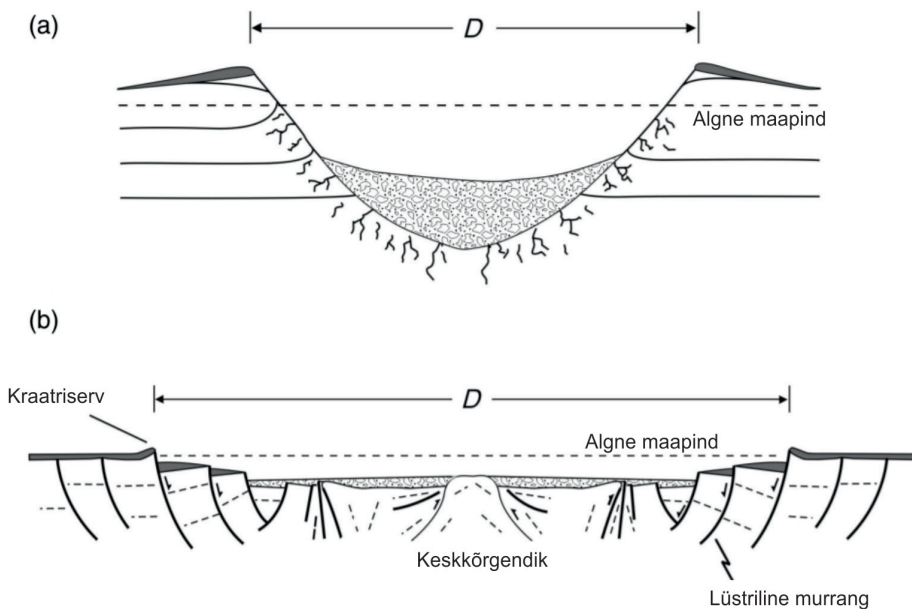
potentsiaalse keskkonna loomiseni elu tekkele, levimisele või selle hävitamisele. Impaktgeoloogiast võib väga kiiresti jõuda hoopis keemia ja bioloogia alamvaldkondadesse, kus tegeletaksegi elu jälgede otsimisega, või astrofüüsikasse ja planetoloogiasse, kus iga taevakeha ja sündmus leiab oma eksistentsi põhjuse.

Kuna siiani on veel tehniliselt keeruline teistel taevakehadel *in situ* kraatrite uurimine, pakuvad parimat süvitsi uurimise võimalust siiski meie oma kraatrid. Kõige paremini säilinud kraatrid on Maal kas hästi noored või kohe tekkimisjärgselt kiiresti setetega täidetud ja kaetud kraatrid. Kuna 71% Maast on kaetud veega, on meteoroolil suur tõenäosus langeda vette. Mida sügavam on vesi, seda suurem peab olema langev meteorool, et see oleks võimeline merepõhjas kraatrit moodustama. Samas on madalmerelises keskkonnas tekkinud kraatril väga hea võimalus hästi säilida tingimustes, kus nooremad setted saavad kiiresti kraatrit täita ja katta kraatri morfoloogilised tunnused. Kraatreid, mida katavad nooremad setted, kutsutakse mattunud kraatriteks. Olenevalt hilisemast erosiooni ulatusest, ei pruugi nad aga olla maapinnalt märgatavad just neid katva settekorra tõttu. Sellised kraatrid pakuvad rohkelt uurimisainet oma hea säilivuse tõttu, kuid info hankimiseks saab kasutada vaid piiratud uuringumeetodeid. Puuraukude tegemine annab hea ülevaate kraatris leiduvatest kivimitüüpidest ja deformatsioonidest. Samas, kuna tegu on lokaalse uuringuga, on puurimiste tulemusi keeruline järsult muutuvale piirkonnale, nagu kraatrid seda on, laiemalt üldistada.

Siin tulevad appi erinevad geofüüsikalised meetodid, mis kasutades ära kivimite füüsikalisi erinevusi, võimaldavad näha laiemat pilti Maa sisemusest ning üldistada lokaalseid kivimileide kraatri ruumilises kontekstis. Tihti on sõõri- või ringikujulised geofüüsikalised anomaaliad (näiteks gravitatsiooni- või magnetanomaalia) esimesed potentsiaalsele kraatril viitavad tunnused, mis aga vajavad edasisi uuringuid, et saada kinnitust impaktkraatri olemasolust. Mitmed teised geofüüsikalised uuringud, näiteks seismitiliste peegeldunud lainete meetod, pakuvad detailsemat pilti kraatri siseehitusest.

Mida suurem on meteoriidikraater, seda keerulisemaks läheb selle struktuuri uurimine. Üldiselt tekib meteoriidiplahvatusel maapinda kausikujuline lohk või auk mida ümbritseb lihtne ringvall. Selliseid kraatreid nimetatakse lihtkraatriteks (joonis 2). Kui plahvatusel tekkinud auk ületab teatud suuruse, toimub tavapärase kausikujulise kraatri kokku vajumine ehk kollapseerumine, mille tulemusel kraatri süvend muutub

laiemaks, laugemaks ning madalamaks ja kraatri keskele tekib kõrgem kivimiline kuhjatis, mida kutsutakse keskkõrgendikuks (Joonis 2; Melosh, 1989). Selliseid kraatreid, mis pole enam näiteks Kaali kraatri sarnased lihtsad kausikujulised lohud, kutsutakse komplekskraatriteks ning nende algset ja ajutist kausikujulist kraatrit üleminekukraatriks. Suuremate komplekskraatrite puhul võib kõrgele kerkinud keskkõrgendik omakorda laguneda keskvalliks ning väga suurtel kraatritel võib kraatrisiseseid valle olla mitmeid.



Joonis 2. Liht- ja komplekskraater (Osinski jt 2012). a) Lihtkraatri läbilõige. Lihtkraatrite näideteks Eestis on Kaali ja Ilumetsa kraatrid. b) Komplekskraatri läbilõige. Komplekskraatrite näideteks on Kärkla ja Neugrundi kraatrid.

Aina enam on jõutud järeldustele, et kraatri kuju, siseehitust ja suurust ei määra mitte ainult impaktori enda omadused (kiirus, suurus, langemisnurk jne) vaid ka pinnase kivimiline koostus, kuhu kraater lõpuks tekib. Laias pildis eristatakse kraatreid, mis on tekkinud settekivimitesse, kristalsetesse kivimitesse ning segakivimilistesse keskkondadesse, kus üldjuhul settekivimid katavad kristalset aluskorda. Samade impaktori parameetrite puhul tekib erinevatesse kivimilistesse keskkondadesse erineva suuruse ja ehitusega kraater.

Komplekskraatrite minimaalne läbimõõt sõltub kivimilisest keskkonnast, kuhu impaktor langes. Settekivimilises keskkonnas võib leida juba 2 km läbimõõduga komplekskraatreid, samas kui kristalses keskkonnas on selleks läbimõõduks ligikaudu 4 km (Melosh 1989). Selline, ligi kahekordne, suuruste vahe on tingitud kardinaalsetest erinevustest settekivimite ja kristalsete kivimite tugevuste vahel ehk nõrgemad (sette)kivimid on plahvatuse käigus kraatris kergemini purustatavad ja liigutatavad. Segakivimilistes kraatrites on näha, et kraatri tekkest tingitud rikked ulatuvad ülal settekivimilises osas tunduvalt kaugemale kui all kristalses osas. Mis aga juhtub siis, kui tugevama kivimkompleksi all või kahe kompleksi vahel paikneb nõrgem settekivimite kiht? Kraatrit moodustavate kivimite varieeruvus ning nendest tulenevad kraatrite struktuurierinevused on teema, mida oleme seismiliste peegeldunud lainete meetodiga uurinud mitmes väikses aga hästi säilinud komplekskraatris.

Oma uurimistöökäigus oleme avastanud, et üleminekukraatri arenemisel komplekskraatriks toimuvad kivimmasside liikumised ei sõltu ainult kivimite lähedusest plahvatuse tsentrile vaid kivimi vastupidavusest kraatris leiduvatele pingetele. Üldises võtmes juba kuulub see teadmine impaktgeoloogia arusaama juurde kraatri tekkest, kus kraatri teke lõpeb, kui pinged enam kivimite sidusust ei ületa (Plado 2019). Komplekskraatritele on omased üleminekukraatri külgedelt sisse vajunud kivimplokid, mis muudavad lõpliku kraatri laiemaks võrreldes algselt tekkinud üleminekukraatriga. Küll aga võib kraatritekke käigus kraatri diameeter tavapärasest veelgi suureneeda, kui kõvema kivimkompleksi all leidub nõrgem kompleks. Üleminekukraatri kollapsi ajal on nõrgema kompleksi kivimmassi liikumised ulatuslikumad ning võivad tuua kaasa kõrgemal asetseva tugevama ja plahvatuse käigus vähem purustatud kompleksi libisemise kraatrisse. Ulatuslikuma kraatrinõlva vajumisega ei ole positiivse vormina esinev kraatrit ääristav ringvall enam leitav ning kraatri läbimõõt on määratletav pigem kaugeima kraatritekkelise normaalmurranguga. Seniajani on peamiselt uuritud ca 20 km läbimõõduga segakivimilisi kraatreid, kus lõpliku kraatri moodustumisel peetakse tähtsaks pealiskorra paksust, mitte näiteks piirkonna settekivimilist varieeruvust (Collins jt 2008). Samas on just kõige väiksemate komplekskraatrite teke ja morfoloogia äärmiselt tundlik tekkekeskkonna geoloogilise ehituse suhtes. Nende puhul mängib ka väiksem kivimiline varieeruvus oluliselt suuremat rolli kraatrite (sise)ehituse kujunemisel.

Sarnaseid tulemusi on täheldatud ka kraatrite numbriliste

modelleerimiste käigus, kus nõrgemate vahekihtidega kivimilises keskkonnas tekkinud kraatrid on leitud olevat suuremad ja teistsuguse sisestruktuuriga võrreldes ühtlases kivimis tekkinud kraatritega (Senft ja Stewart 2007).

Viimaste aastakümnete jooksul arendatud kraatrite numbrilise modelleerimise kaudu on võimalik luua ja mängida arvutis läbi mitmesuguste kraatrite teket. Programmid lubavad kasutajal valida erinevaid langeva (impaktori) ja tabatava (planetaarse) keha omadusi kas siis mikroskoopilisel või planetaarsel tasandil toimuvate sündmuste visualiseerimiseks ja uurimiseks. Tegu on võimsa tööriistaga, mis aitab visualiseerida nii teatud taustsüsteemis ning valitud impaktori parameetrite korral tekkivat kraatrit kui ka proovida jäljendada mingi juba olemasoleva kraatri algset tekke protsessi. Modelleerimise käigus saadud mudel võimaldab kraatri läbilõikel näha näiteks kivimmaterjali ajalist liikumist ning temperatuuri ja rõhu muutusi plahvatuse hetkel ning sellele järgnevalt. Modelleerimistarkvarad on pidevas arenduses ning koos laborikatsete ja tegelike kraatrite vaatlustel saadud uute andmetega suudetakse luua järjest täpsemaid mudeleid. Mingil hetkel saab takistuseks aga arvutusmaht (kui tahta jäljendada võimalikult loomupärast kraatritekkeprotsessi). Selle kompenseerimiseks üldistatakse loodavaid mudeleid (nt Hopkins jt 2019). Koos reaalsete kraatrite leidudega nii Maal kui ka teistel taevakehadel kasvab kindlus modelleerimiste tulemuste vastamise suhtes reaalsele impaktprotsessidele looduses.

Pannes impaktgeoloogias kokku eri valdkondade uuringutulemused võib hakata aimu saama, mida kraatriteke endast kujutab, kuidas see toimub, mida see mõjutab ja millised on selle tagajärjed. Pannes mitu kraatritekke aspekti kokku, võib edasi arendada küsimusi, kas näiteks potentsiaalne dinosauruste väljasuretaja, ehk Chicxulubi impaktsündmus (66 Ma), oleks olnud vähem fataalsem kui see oleks madalamerelise keskkonna asemel tekkinud hoopis mandrii? Või kui selle langemisnurk oleks olnud teistsugune (Collins jt 2020)? Või kas seni teadaolevalt Maa vanim meteoriidikraater (Yarrabubba, 2229 Ma) võis jäässe tekkinuna ja sellega kaasnevalt tohutu hulga veeauru atmosfääri paiskamisega kaasa aidata kunagise “lumepalli“ maakera soojenemisele (Erickson jt 2020)?

Kui aga ajaloolise kujunemise küsimus jätab kraatrite osas veel kedagi külmaks, siis võib märkida ära kraatrite majandusliku potentsiaali. Juhul kui tegu on hästi säilinud kraatriga, võib see osutada heaks turismimagnetiks nagu näiteks on Kaali kraater Eestis



Joonis 3. Steinheimi kraatri (läbimõõt 4 km, vanus ca 15 Ma) reljeefis on siiani märgata komplekskraatritele omast looklemist. Valge punktiiriga tähistatud kesk kõrgendik kõrgub keset madalat ringikujulist süvendit. Kuna kraater asub madalamal kui ümbritsev territoorium, on kraatri sees pildi tegemisel silmapiiril kraatriserv (punane punktiir). Enne kui Steinheimi struktuuri hakati seostama maavälise tekkega, oli piirkond tuntud oma rohketel, mitmekesistel ja hästi säilinud fossiilide poolest. Fossiile leidub kunagisse kraatrisse tekkinud järve setetest.

või mingil määral ka näiteks Steinheimi kraater Saksamaal (Joonis 3).

Võrreldes ümbritsevaga, võivad kraatrid olla rikkamad maavarade poolest. Peale selle, et kraatri tekke käigus võidakse kergitada sügavamal asetsevaid kivimeid maapinnale lähemale, käivitab suuremates kraatrites veel pikalt peale plahvatust kivimites säiliv kuumus kraatri sügavustes hüdrotermaalse süsteemi, kus sügavamalt lahustatud mineraale võib jahedamas keskkonnas uuesti kristalliseerununa leida tunduvalt maapinnalähedasemas ja kaevandamisele soodsamas piirkonnas (Grieve ja Masaitis 1994). Küll aga ei tasu oma ärimudelit rajada meteoriitse metalli kraatritest kaevandamisele, sest valdav osa meteoriitsest materjalist hävib kraatri tekkimise käigus – juhul, kui üldse oli tegu metalle sisaldava meteoriidiga (Melosh 1989).

Tegureid, mis mängivad rolli kraatri moodustumisel, on palju. Tingimusi, mida kraatri tekkimine kivimipõhiselt ja ka struktuuriväliselt enda ümber muuta võib, on veel rohkem. See on põhjuseks, miks impaktkraatrite uuringud pole ennast ammendanud ning miks pole ka ühtset valdavat suunda, mis ainsana kogu valdkonda edasi juhiks. Pigem viib ikkagi ühe valdkonna avastus teisi valdkondi edasi järgmiste avastusteni.

Kasutatud kirjandus

- Collins G. S., Kenkmann T., Osinski G. R., Wünnemann K. 2008. Mid-sized complex crater formation in mixed crystalline-sedimentary targets: Insight from modeling and observation. *Meteoritics and Planetary Science* 43, 12, lk 1955–1977
- Collins G. S., Patel N., Davison T. M., Rae A.S.P., Morgan J.V., Gulick S.P.S., IODP-ICDP Expedition 364 Science Party 2020. A steeply-inclined trajectory for the Chicxulub impact. *Nature Communications*, 11(1), lk 1–10.
- Erickson T. M., Kirkland C. L., Timms N. E., Cavosie A. J., Davison T. M. 2020. Precise radiometric age establishes Yarrabubba, Western Australia, as Earth's oldest recognised meteorite impact structure. *Nature Communications* 11, 300, lk 1–8.
- Gault D. E. ja Wedekind J. A. 1978. Experimental studies of oblique impact. *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*, Vol. 9, lk 3843–3875.
- Grieve R. A. F. ja Masaitis V. L. 1994. The Economic Potential of Terrestrial Impact Craters. *International Geology Review*, 36:2, lk 105–151.
- Hopkins T. R., Osinski G. R., Collins G. S. 2019. Formation of complex craters in layered targets with material anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 124, lk 349–373
- Melosh H. J. 1989. Impact cratering: A geological Process. New York: Oxford University Press; Oxford: Clarendon Press, 245 lk.
- Osinski G. R., Grieve R. A. Ja Tornabene L. L. 2012. Excavation and impact ejecta emplacement. *Impact Cratering – Processes and Products*, lk 43–59
- Plado J. 2019. Meteoorist kraatrini. Argo kirjastus, Tallinn, 176 lk.
- Senft L. E. ja Stewart S. T. 2007. Modeling impact cratering in layered surfaces. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 112(E11), lk 1–18

KAS Q-SÜSTEEM SOBIB EESTI FOSFORIIDI GEOTEHNILISEKS KIRJELDAMISEKS?

Vesta Kaljuste

Fosforiidinõudlus Euroopas kasvab ja seda ei saa Eestist mööda juhtida, kuna just siin on Euroopa suurim fosfaaditoorme varu. See tähendab, et kui Euroopa Liit katkestab võimaluse fosfaaditoorme sissetoomiseks väljastpoolt Euroopa Liitu, on Eesti esimene riik, kelle poole pöörduakse. Kuigi Eesti fosforiiti on 50 aastat tagasi väga põhjalikult uuritud, on meil selle maavara kaevandajatele endiselt palju küsimusi.

Kuigi taust on lugejale eeldatavasti tuttav, olgu märksõnadena veelkord üle korratud, et kuna elanikkond maailmas kasvab ja elektrifitseerimine igas valdkonnas üha suureneb, siis tõuseb ka lähituleviku energiavajadus nii Euroopas kui maailmas. Lisaks kasvab surve rohemajandusele ja säästvale majandamisele. Eeltoodud märksõnad aga tähendavad oluliste metallide ja haruldaste muldmetallide suurt nõudlust ka siis (European Commission, 2020), kui kõik olemasolevad realiseeritud tooted ümber töödelda ja uuesti kasutada. Haruldased muldmetallid, mida leidub Eesti fosforiidis, on hädavajalikud näiteks tuulikutes ja elektriautodes kasutatavate püsimagnetite jaoks. Neid vajatakse ka droonide, lennukite, arvutite, telerite ja mobiiltelefonide tootmises. Täna on selles vallas suurim tootja Hiina (The role of Critical World Minerals, 2021), aga kui Hiina ei saa või ei taha Euroopasse enam tarnida?

Eesti Hiinale tõsist konkurentsi ei paku, aga haruldaste muldmetallide tootmise alal oleme siiski unikaalses positsioonis. Nimelt on siinsamas Ida-Virumaal Sillamäel olemas aastakümnete pikkune kogemus haruldaste muldmetallide eraldamisel ning tehas töötab tänase päevani (Gaškov, 2021).

Üheks potentsiaalseks haruldaste muldmetallide allikaks on Eesti fosforiit, aga kas see on ka kättesaadav ehk kas maavara on ka kaevandatav? Selleks on vaja fosforiiti uuesti uurida, sh geotehniliselt. Miks uuesti? Sest vanasti geotehnilisi parameetreid maavarade uuringute juures nii spetsiifiliselt ei uuritud sest kehtisid nõ vene normid ehk GOSTid. Teisisõnu uuriti geoloogilist ehitust, hüdrogeoloogiat, keemiat jne aga mitte geotehnilist osa. Lisaks lähtuti seisukohast, et fosforiiti tuleks väljata

analoogselt põlevkivile, mille pikaajaline kaevandamise kogemus meil juba on.

Kivimite geotehnoloogiliseks kirjeldamiseks ja analüüsiks kasutatakse enamasti kolme süsteemi: Q-süsteem (*rock mass quality*), RMI (*rock mass index*) ja RMR-indeks (*rock mass rating*). Nende süsteemide puhul kasutatakse arvutusfunktsioonide alusena kombinatsioone erinevatest parameetritest, et väljendada kivimimassiivi teatud geotehnoloogilisi omadusi nõo universaalsete indeksitena. Eeltoodud väärtuste abil saab edaspidi leida optimaalne kaeveõhne toetuse vahend(id). Nimetatud kolm indeks-süsteemi sõltuvad kohati samadest teguritest (põhjavee olemasolu, massiivilõhede täite omadused või pinna kuju), samas on indeksite arvutusmeetodites ka erinevusi, millest põhilised on (Palmström A., 2008):

1. Sisendväärtused kivimimassiivi kvaliteedi hindamiseks:

- RMR-indeks kasutab arvutusvalemis kivimi mehhaaniliste omaduste hindamist (näiteks lõhede arv, suund jms)
- Q-süsteem rakendab kivimi mehhaaniliste omaduste vastavate hinnete korrutamist ja jagamist,
- RMI kasutab arvutustes korrutamise ja eksponentsiaalse arvutamise kombinatsiooni.

2. RMR-indeks määratakse tabeli järgi (kuni 10 m pikkuste tunnelite jaoks). Q-süsteemis loetakse väärtused graafikult, kus kasutatakse kivimimassiivi kvaliteedi ja kaeveõhne mõõtmete suhet. RMI jagab (mille?) toetuse valiku lõhelisuse või suurte pingetega kivimimassiivi järgi.

3. Q-süsteem ei kasuta mõnda sisendit otse, vaid kaudselt, läbi teisendatud või omistatud parameetri. Näiteks RQD väärtus, mis on arvutatud Q väärtuse osa on teatud juhtudel mõõdetud väärtus, faktiliste andmete alusel aga teatud juhtudel omistatakse kindel defineeritud väärtus, mida ei mõõdata.

4. RMR-süsteem on kasutatav kuni 25 MPa (2.55 kgf/m²) survega massiivis. See tähendab, et sügavates massiivides, kus kaeveõhne püsivusest mõjutavad ka roomamine ja mäelöögid, siis neid asjaolusid see indeks ei arvesta.

5. Nõrku massiivitoone iseloomustatakse kolmes süsteemis erinevalt. RMR-indeks põhimõtteliselt ei arvesta nõrga tsoon olemasoluga, Q-süsteemis lahterdatakse nõrgad tsoonid klassideks vastavalt sügavusele ja RMI puhul kasutatakse väärtusena nõrga tsooni suurust.

6. RMR-indeks ja Q-süsteem arvestavad kivimimassiivi veega küllastunud olekut, kuid samas võivad anda kaeveõhne toetuse valikule vale signaali.

Näiteks ei ole pritsbetooni väga veerohketes tingimustes võimalik kaeveõõne teostusena kasutada RMI kasutab põhjavee sissevoolu sisendit ja selle mõju stabiilsusele (Palmström A., 2008).

Eesti Geoloogiateenistus korraldas 2020. aasta sügisel geoloogilise puurimise Ida-Viru maakonnas graptoliitargilliiti sisaldava Türisalu ja fosforiiti sisaldava Kallavere kihistu uuringuruumis (Eesti Geoloogiateenistus, 2020). Eeltoodud uuringu puuraukudest on TalTechi geoloogia instituudi käsutuses kokku 5 puursüdamikku. Ühes neist on tehtud geotehniline logimine ja geotehniline testimine. Geotehnilisel logimisel kasutati eelpoolkirjeldatud Q-süsteemi vastavalt käsiraamatule ja juhendaja näpunäidetele.

Q-süsteemi alusel omistati fosforiidile ja sellel lasuvatele (graptoliitargillit) ning lamamis olevatele (Kambriumi liivakivi) geoloogilistele kihtidele 6 mõõdikut, mille abil hiljem arvutati Q väärtus (Using the Q-system, 2015). Lisaks puursüdamiku logimisele tehti kivimitele erinevates laborites üheteljelise survetugevuse (UCS), punktkoormus- ja abrasiivsustestid. Kokkuvõtvalt kinnitasid laboritestid seda, mida näitas ka geotehniline logi: fosforiit on väga nõrk (*ehk very poor conditions*).

Selleks, et vastata küsimusele, kas Q-süsteem sobiks Eesti fosforiidi geotehniliseks kirjeldamiseks, oleks vaja teha võrdlev uuring kasutades ka teisi indekssüsteeme. Sellised uuringud on Eesti Geoloogiateenistuse poolt geotehniliselt logitud ja katsetatud puursüdamike põhjal, kuid uuringutulemused ei ole veel avaldatud, mistõttu ei ole neid siinkohal veel võimalik võrrelda.

Puursüdamike seniseid testimise ja logimise tulemusi võrreldes on tulemused igati ootuspärased. Näiteks on üheteljeline survetugevus (ingl. *Uniaxial Compressive Strength* - UCS) fosforiidil 10 kuni 60 korda väiksema väärtusega kui näiteks antud maardla lubjakivil. Samale tulemusele jõuti ka läbi logimise ja indekseerimise. Olukorras, kus on vähe andmeid ja läbi viidud ka väga vähe laboratoorseid katseid, võib siiski kokkuvõtvalt öelda, et fosforiit on väga pehme liivakivi, mille allmaameetodil väljamine on väga keeruline ja tõenäoliselt ka väga kulukas.

Q-süsteemi kasutamine aitab meil mõista maavaramassiivide geotehnilisi omadusi. Puursüdamine logimisel ning testimisel saadud andmestikust lähtuvalt on võimalik leida vahendeid ka tulevikus fosforiidi kaevandamiseks rajatavate kaeveõõnte püsivuse tõstmiseks, näiteks kasutada ohtralt ankruid ja katta kaeveõõs pritsbetooniga. Praegu kasutusel olevatest kaevandamismeetoditest on nõrkade

geotehniliste omadustega maavaramassiivide kaevandamise puhul kasutusel veel ka nõ tagasitõitmine, mis aitab hoida kaeveõõnte püsivust ja tagab maavara säästliku kaevandamise. Samas annavad senised fosforiidi geotehnilised uuringud alust teha hüpoteetilisi järeldusi, et fosforiidi allmaakaevandamine lisatoetusega on küll teoreetiliselt tõenäoliselt võimalik, aga see vajaks täiesti uue kaevandamistehnoloogia väljatöötamist. See tähendab, et tuleks rakendada kaevandamistehnoloogiat, mida Eestis veel ei ole ja millele ilmselt otsest eeskujuga mujalt maailmast ei leia.

Allmaakaevandamiseks on Eesti fosforiit liiga pude, aga pealmaakaevandamise puhul kaasnevad jällegi muud keskkonnale negatiivsed mõjutegurid (näiteks: graptoliitargilliidi võimalik isesüttimine hapniku juurdepääsul).

Seega tuleb edasi uurida fosforiidi geotehnilisi parameetreid, laiendada valimit ja testida, et teha võimaliku sobiva kaevandamistehnoloogia täpsustamiseks põhjalikumaid majanduslikke arvutusi. Võib-olla on lahendiks üldse tänaseks väga trendikas sõna nn hübriidkaevandamine ehk osaliselt pealmaa kaevandamisega kombineeritud allmaakaevandamine.

Kasutatud kirjandus

Gaškov, A., 2021. Fosforiit ja haruldased muldmetallid – kas Eesti peaks kaevandama? Novaator, Novaator. Kasutatud 10.09.2021, <https://novaator.err.ee/1608079411/fosforiit-ja-haruldased-muldmetallid-kas-eesti-peak-kaevandama>

Using the Q-system: Rock mass classification and support design, 2015. NGI koduleht. Kasutatud 10.09.2021, file:///C:/Users/a31683/Downloads/Handbook%20The%20Q-system%20mai%202015%20nettutg%20(1).pdf

Palmström, A., 2009. Combining the RMR, Q, and RMI classification systems. *Tunneling and Underground Specia Technology*, 24, 491-492.

European Commission, 2020. Critical Raw Materials Resilience: Charting a Path towards greater Security and Sustainability. Kasutatud: 10.09.2021, <https://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:52020DC0474>

Eesti Geoloogiateenistus kuulutas välja riigihanke üldgeoloogiliste uurimistöde teostamiseks Türisalu ja Kallavere kihistu uuringuruumides. Eesti Geoloogiateenistuse koduleheküljel, Kasutatud: 10.09.2021, <https://www.egt.ee/et/uuudised/eesti-geoloogiateenistus-kuulutas-valja-riigihanke-uldgeoloogiliste-uurimistoode>

The Role of Critical Minerals in Clean Energy Transitions. International Energy Agency Special Report. Kasutatud: 10.09.2021, <https://iea.blob.core.windows.net/assets/24d5dfbb-a77a-4647-abcc-667867207f74/TheRoleofCriticalMineralsinCleanEnergyTransitions.pdf>

AJALUGU KIPUB KORDUMA... EHK FOSFORIIDI TEKKEST TÄNAPÄEVAL JA PALEOSOIKUMIS

Kaarel Lumiste

*“We may be able to substitute nuclear power for coal,
and plastics for wood, and yeast for meat,
and friendliness for isolation—but for phosphorus
there is neither substitute nor replacement” – Isaac Asimov*

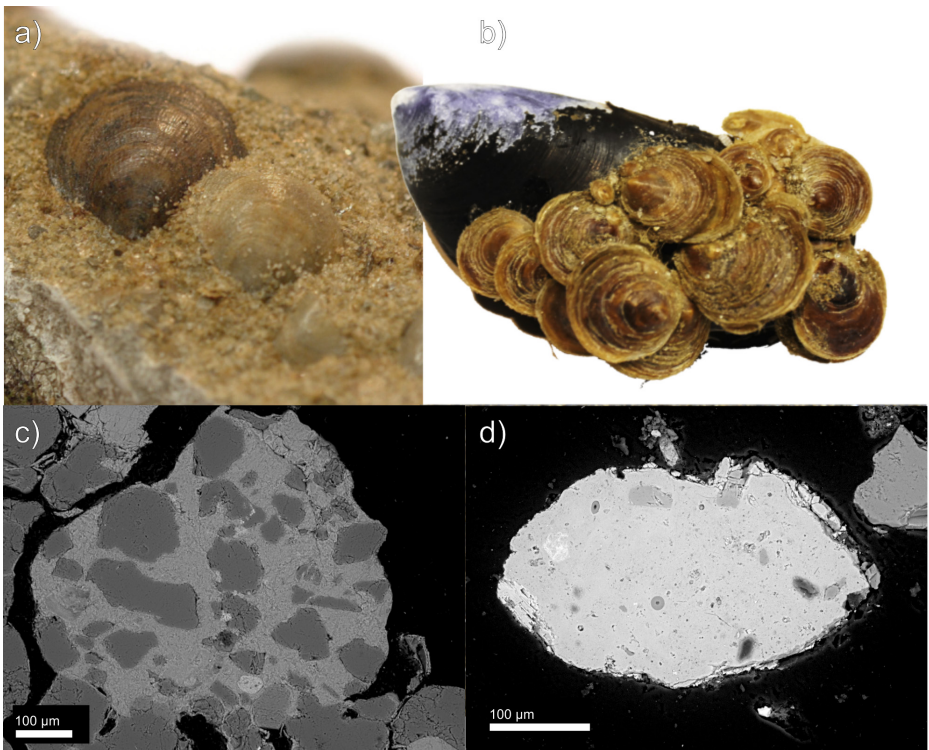
Hästi elamine nõuab ohvreid. Pidevalt kasvav ja arenev inimkond vajab ka järjest rohkem maapõue ressursse, et (hästi) ära elada. Kuigi tänapäeval kasvab nõudlus tulevikumaavarade nagu REEde (*Rare Earth Elements*), niobiumi, tantaali, reenumi, vanaadiumi ja teiste järele meeletus tempos, ei ole kuhugi kadunud vajadus konventsionaalsete maavarade järele. Üheks selliseks nõuavajaduseks ressurraks on fosfor, mida on ühel või teisel kujul kasutatud põllumajanduses alates Neoliitikumist (Bogaard et al., 2013) ning kaevandatud fosforiidi kujul alates 19. sajandist (Föllmi, 1996). Sarnaselt inimloomale on kogu ülejäänud elusloodus otseselt sõltuv fosforist. Nii DNA, RNA, ATP kui ka suur hulk teisi biomolekule sisaldavad fosforit. Geoloogilisel ajaskaalal dikteerib just fosfor primaarse produktsiooni mahtusid ja seeläbi kogu biosfääri toimimist (Tyrrell, 1999). Globaalset fosforiringet ja selle erinevaid etappe on uuritud pikalt ning põhjalikult. Siiski on fosforiringe lõpp-peatus, fosfogenees, siiani suhteliselt halvasti mõistetud. Fosfogenees ehk autigeensete fosforit sisaldavate mineraalide teke toimub mitmete erinevate füüsikaliste, bioloogiliste ja (geo)keemiliste protsesside koosmõjul passiivsete mandrilavade rannikumeredes.

Tänapäeval on peamisteks fosfogeneesi piirkondadeks Namiibia, Peruu, Tšiili, California, Araabia mere ja Lääne-Austraalia rannikud. Kui välja jätta Lääne-Austraalia, on kõikide nende piirkondade ühiseks nimetajaks tõusuhoovused (*upwelling*). Ookeani sügavamatest kihtidest kannavad tõusuhoovused rannikule rohkelt toitaineid, mis põhjustab ulatuslikku autotroofiat. Autotroofide vohamisega kaasneb laialdane orgaanilise aine akumulatsioon. Just orgaanilise aine kuhjumine ning selle hilisem

lagundamine heterotroofide poolt on esimene samm fosfogeneesi mehhanismis. Lisaks soosib toitaineterikas keskkond brahhiopoodide ja teiste fosfaatskeletiga loomade elutegevust. Heterotroofide-poolne orgaanilise aine lagundamine vabastab küll keskkonda märkimisväärse hulga fosforit, kuid siiski mitte piisavalt, et põhjustada kaltsiumfosfaadi ehk apatiidi väljasettimist. Fosfori edasine kontsentreerimine toimub redokstingimuste ja bakterite koosmõjul. Orgaanilise aine lagundamise käigus tarvitavad heterotroofid ära pooriruumis ning veesambas leiduva hapniku, nitraadi ning sulfaadi, põhjustades settes suboksilise-anoksilise keskkonna tekke. Kuna orgaanilise aine sissekanne on ajas muutuv ning sõltuv tõusuhoovustest, on ka sette redokskeskond dünaamiline. Sellest lähtuvalt võib teatud juhtudel pooriruum keskkond muutuda oksilisest sulfidseks vaid ühe päeva jooksul. Organismide metabolismiprotsessid on üldiselt seotud konkreetse oksüdandiga (nt hapnik või nitraat) ning sellises labiilses keskkonnas on enamiku organismide elutegevus tugevalt häiritud kui mitte võimatu. Samas loodus tühja kohta ei salli, ning selline geokeemiliselt anomaalne keskkond on sobilikuks elupaigaks väävlit oksüdeerivatele bakteritele (nt. *Thiomargarita namibiensis*). Oksilises keskkonnas saavad need kemolitotroofsed bakterid oma energia peamiselt tänu sulfidi oksüdeerimisele, kasutades oksüdandiks hapniku või nitraati, mille kontsentratsioonid pooriruumis on muutlikud. Selleks, et halb aeg üle elada, on väävlibakteritel olemas tagavaraplaan: hapnikurikas keskkonnas akumulerevad nad pooriveest fosfaati ning talletavad seda rakusiseselt polüfosfaadina. Anoksiliste tingimuste tekkimisel ammutavad nad energiat lagundades polüfosfaadi fosfaadiks. Sellise protsessi tagajärjel vabaneb lühikeste impulssidena pooriruumi piisaval määral fosfaati, et saaks toimuda üleküllastumine Ca-fosfaadi suhtes, mis käivitab apatiidi väljasettimise (Schulz & Schulz, 2005).

Kui lihtsustades kokku võtta, on fosfogeneesiks vaja: (I) suurt kogust orgaanikat ja sellega seotud fosforit, (II) dünaamilist redokskeskonda ning (III) väävlibaktereid, kes kontsentreeriks keskkonnas leiduvat fosforit. Kuna kõik need tingimused on pigem erandid kui reeglid, on ka setteliste fosforiidide levik geoloogilises läbilõikes pigem harv. Kuidas on aga tekkinud Eesti fosforiid? Vastuse leidmiseks tasub vaadata Namiibia rannikule. Varajase Paleosoikumi ajal paiknes Eesti sarnastel lõunalaiustel nagu Namiibia tänapäeval (Torsvik et al., 2012). Meridionaalse suunaga, kõrgetel laiuskraadidel paiknev Baltica paleokontinendi rannik oli tõenäoliselt tugevalt mõjutatud tõusuhoovustest. Tõusuhoovustele

ja nende poolt rannikule kantud toitainetele viitab ka fosfaatsete käsijalgsete rohkus Eesti fosforiidis. Suure koguse orgaanikaga kaasnes ka paratamatult redokstingimuste tugev variatsioon. See tähendab, et kõik protsessid, mis põhjustavad fosforiidi teket Namiibia rannikul praegu, olid tõenäoliselt olemas ka Kambriumi ja Ordoviitsiumi ajastutel Baltica paleokontinendil. Kui fosforiidi tekkemehhanism on sama, võiks eeldada, et ka selle tulem on sarnane. Namiibia fosforiitides esineb fosfaat peamiselt autigeensete teradena või fosfaatsete käsijalgsete skeletis (Joonis 1b ja d). Ka Eesti fosforiit koosneb peamiselt käsijalgsete kojafragmentidest (Joonis 1a) aga ka fosfaatsetest veeristest (Joonis 1c).



Joonis 1. Paleosoiliste ja tänapäevaste fosforiitide peamised fosfaatsete faasid: a) fosfaatsete käsijalgsete Eesti fosforiidis, b) tänapäevased käsijalgsete Namiibias, c) autigeenne fosfaatne veeris Eesti fosforiidis, d) tänapäevane autigeenne fosfaatne tera Namiibiast.

Fosforiidi tekke on kompleksne protsess, mis saab toimuda ainult mitme väga eriilmelise protsessi koosmõjul. Parim viis teada saada mineviku kohta on õppida tänapäevastest analoogidest. Märkimisväärne sarnasus Kambriumi ja Ordoviitsiumi aegse Eesti fosforiidi ja tänapäevaste Namiibia fosforiidide vahele viitab, et fosfogenees on (vähemalt) Faneroosoikumi jooksul toimunud enam-vähem ühte moodi. Tõenäoliselt ei piirne analoogia vaid fosforiidi tekkega. Namiibia fosforiidide abil on tõenäoliselt võimalik õppida ka paljude teiste meile huvipakkuvate Eesti fosforiiti mõjutanud protsesside kohta nagu näiteks REEde sidustamine fosforiiti.

Kasutatud kirjandus

- Bogaard, A., Fraser, R., Heaton, T. H. E., Wallace, M., Vaiglova, P., Charles, M., ... Stephan, E. (2013). Crop manuring and intensive land management by Europe's first farmers. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(31), 12589–12594. <https://doi.org/10.1073/pnas.1305918110>
- Föllmi, K. B. (1996). The phosphorus cycle , phosphogenesis phosphate-rich deposits, *Earth Science Reviews*, 40, 55–124. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(95\)00049-6](https://doi.org/10.1016/0012-8252(95)00049-6)
- Schulz, H., & Schulz, H. N. (2005). Large Sulfur Bacteria and the Formation of Phosphorite. *Science*, 307(5708), 416–418. <https://doi.org/10.1126/science.1103096>
- Torsvik, T. H., Voo, R. Van Der, Preeden, U., Mac, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., ... Cocks, L. R. M. (2012). Earth-Science Reviews Phanerozoic polar wander , palaeogeography and dynamics. *Earth Science Reviews*, 114(3–4), 325–368. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>
- Tyrrell T. (1999). The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature*, 400, 525–531.

SOOD, MEIE TULEVIKU VÄETIS

Raul Paat

Sood on väga väärtuslikud ökosüsteemid. Lisaks olulisele elupaigatüübile on tegemist ka süsinikuhooldatega, kus on hoiustatud hinnanguliselt 20-30% kogu maailma pinnases olevast süsinikust (Mitsch ja Gosselink, 2007). Kuigi sood katavad umbes 22% Eesti pindalast, ei ole kõik neist siiski elujõulised. Viimase soode looduskaitselise inventeerimise andmetel katavad turvast akumul eerivad sood vaid umbes 5% Maarjamaa pinnast (Paal & Leibak, 2011). Arvudes näib olukord mõneti trööstitu. Kui minevikus on soode pindala ja olukord halvenenud ennekõike metsanduseks või põllumajanduseks ning turba kaevandamiseks tehtud otsese kuivendamise tõttu, siis üha enam räägitakse ka näiteks kliimamuutuse negatiivsest mõjust soode veerežiimile. Kuid näiteks Kirde-Eesti soode puhul võime rääkida veel ühest salakavalast tegurist, mille mõjud ei pruugi esialgu silmnähtavad ollagi. Selleks on põlevkivi kaevandamine. Narva karjääri puhul näeme selgelt, kuidas põlevkivi pealmaakaevanduse ala on aja jooksul nihkunud Puhatu soostiku külje alla, aga allmaakaevandamise mõjud näiteks Muraka soostiku äärealade lähedal võivad jääda esmapilgul märkamata. Soode pindala märkimisväärse vähenemise tõttu maailmas viimase sajandi jooksul, samas kui neil on oluline roll süsiniku sidujatena ning kliimaregulaatoritena, on üha enam päevakorda kerkimas erinevad projektid soode taastamisest, et äratada ellu nõ eluhammasrataste vahele jäänud ning aja jooksul eluvõimetuks muutunud märgalad. Märgalade taastamise vajaduse kõrval seisame silmitsi aga inimkonna suurenemisest ja pidevast majanduskasvust tingitud vajadusega turba kui toorme järele. Siit ka dilemma, kuidas peaks me käituma ning milliseid otsuseid vastu võtma, et leida tasakaal soolade säilimise ning toorme vajaduse vahel?

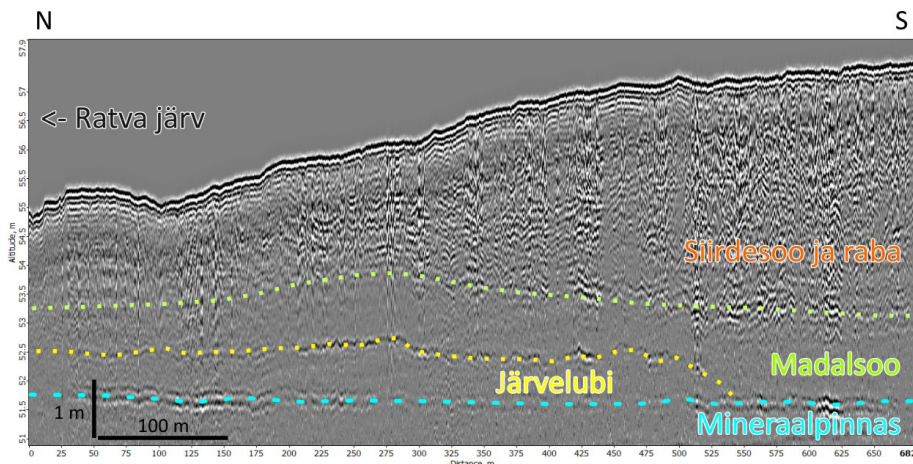
Olukorra hindamine ning otsuste tegemine eeldab loomulikult piisava informatsiooni olemasolu. Võib öelda, et Eesti soode kohta leidub informatsiooni üsna ohtralt. Eelmisel sajandil, enamjaolt Eesti Geoloogiakeskuse (endise Geoloogia Valitsuse) poolt, kogutud andmed turbast, on nüüdisajaks Mall Orru eestvedamisel digitaliseeritud (Orru jt., 2020) ning pakuvad meile hõlpsasti ligipääsetavat informatsiooni

meie soode kohta. Ära on kirjeldatud ja mõõdetud sellised parameetrid nagu turba lagunemisaste, botaaniline koostis, niiskusesisaldus, pH ja tuhasus, mis kõik annavad teavet turba tüübi kohta ning peegeldavad otseselt soode erinevaid arengustaadiumeid. Selleks, et aru saada, mis tingimustel soode säilimine on tagatud ning kuidas sood toimivad, vajame lisaks kõigele muule ka informatsiooni vee liikumisest turbas ning sood ümbritsevas keskkonnas. Sood kui ökosüsteemide toimimise põhimõtete mõistmine võib kohati olla aga väga keerukas ülesanne.

Juba ülikooli esimesel kursusel räägiti meile „Maateaduste alused“ loengus, et soode elutsüklil jagatakse kolmeks osaks: madal-, siirdesoo ja raba faasiks. Samuti tõdeti, et vesi on turba tekkimiseks ja soode eluspüsimiseks olulise tähtsusega. Madalsoon elustik elab kontaktis põhjaveega ning raba floora sõltub sademetest. Sood veerežiim on väga kompleksne. Selleks, et seda mõista, on lisaks turbale vaja uurida ka turbalasundi all lamavaid setteid ja kivimeid ning mõista, kuidas liigub vesi soode ja nende all olevate geoloogiliste formatsioonide vahel. Kuna turbalasundid on väga heterogeensed, on ühe puuga turbale veejuhtivusparameetrite määramine suhteliselt võimatu. Sood vee liikumistest adekvaatse ülevaade saamiseks tuleb teha veejuhtivuse mõõtmisi turbas väga erinevatel sügavustel ning üle võimalikult suure ala, sest kunagi ei tea, kas sookupli ühes küljes mõõdetu ka teisel pool kehtib. Need, kes kunagi soodes veejuhtivuskatseid on teinud, teavad aga, et see pole paraku lihtne tegevus. Suur hulk vajaminevat varustust, raskesti läbitav maastik ning pikalt kestvad katsed teevad uuringud ajakulukaks ning pärsivad tihtipeale veejuhtivuskatsete läbiviimist.

Õnneks või õnnetuseks on meie elu päev-päevalt muutumas üha lihtsamaks. Teadmised kogunevad ning tehnika on pidevas arengus, luues üha paremaid ja täpsemaid viise, kuidas nii otseste kui ka kaudsete meetoditega ka keerulistel soistel aladel andmeid koguda. Näiteks on soode ülesehituse uurimiseks väga käepärane tööriist georadar, millega soopinnal profileerides saab informatsiooni turbalasundi kogupaksuse kohta ning enamjaolt on profiilipiltidel võimalik eristada üksteisest ka raba- ja madalsoon turvast lasundis (Joonis 1, Paat jt., 2020). Teiseks meetodiks märgalade lasundite uurimisel on turba sondeerimine. Sondeerimisel saadakse punktinformatsiooni turba läbilõike kohta puurides turbapuuriga läbi kogu soo läbilõige ning kirjeldades erinevaid turbakihte väljatud puursüdamikus. Kuid georadari abil on võimalik saada informatsiooni kihipaksuste kohta palju laiahaardelisemalt kui seda ajaliselt jõuaks

turba sondeerimisega. Kui praegusel ajal on radar enamjaolt ühendatud rakmetega inimeste külge, kes veab uuringu aparatuuri kelguna enese järel samal ajal kui masin mõõtmisi teeb, siis arengud robotika valdkonnas annavad julgust loota, et näiteks tulevikus võiks georadareid näha sõitmas mööda soopindu autonoomselt, kahjustamata sealjuures sealset elustikku. Ja kui minna veelgi sügavamale utoopiasse, siis võiks tulevikus robotite poolt kogutud turbaproovid laborilävele jõuda ilma, et ise peaks lillegi liigutama. Samas võib see vähendada üleüldist tahet soid uurida, sest ilu peitub tihti vaataja silmades.



Joonis 1: Radariprofil Ratva rabast. Georadari andmestik võimaldab uuringualal enamasti eristada üksteisest raba - siirdesoo ning madalsoo turba. Ratva järve lähedal kulgeval profiilil on näiteks näha ka järvelubja kiht, mille olemus tehti kindlaks turba sondeerimisel. Alla 8 m jäävate turbapaksuste puhul on enamasti näha ka turba all oleva mineraalpinnase pealispind.

Ka turba veejuhtivust, mis on küll oluliselt keerulisemalt mõõdetav parameeter võrreldes georadariga uuritav turbalasundi ehitus, on võimalik hinnata võrdlemisi lihtsate meetoditega. Sidudes märgaladel *in situ* tehtud veejuhtivuskatsed teiste mõõdetud turba parameetritega, nagu näiteks mahukaal, lagunemisaste, proovivõtu sügavus ning botaaniline koostis, on tänapäeva arvutusvõimsuste juures võimalik luua hulgaliste andmete põhjal statistilisi mudeleid, mille abil saab hinnata turba filtratsioonikoefitsiendi suurust kohapealseid katseid läbi viimata (Valem 1, Paat et al.,2020). Andmete pideval lisandumisel saab selliseid lihtsaid

mudeleid muuta üha täpsemaks ja laiahaardelisemaks, mis lubab palju hõlpsamini mõista soode hüdroloogiat.

$$\text{Log}_{10} K = -2,857 - 0,331 \cdot \text{syg} - 18,461 \cdot \text{mahukaal} - 3,393 \cdot \text{lag_aste} + 0,118 \cdot \text{raba} - 0,433 \cdot \text{ssoo}$$

Valem 1

Lisaks tehislিকে abivahenditele saab hüdroloogilistel- ja hüdrogeoloogilistel uuringutel ära kasutada ka looduslikult toimuvaid protsesse. Hüdrogeoloogias juba kasutust leidvate meetoditega on võimalik hinnata kivim- või settekihi veejuhtivust ja veeandi, vaadeldes õhurõhu muutumisi atmosfääris ja kasutades teadmisi maakoore loodelistest liikumistest sealjuures seirates veetaseme kõikumisi veekihtides (McMillan et al., 2019). Kuigi turvas oma olemuselt ei sarnane kivimite või mineraalsete setetega, vajab antud metoodika sobivus soode veejuhtivuse mõõtmisteks siiski tähelepanu ning uurimist. Kui võtta näiteks Eesti kirdeosa sood, siis juba praegu on mitmes neis üles seatud seiresüsteemid, mis automaatsete logerite toel koguvad meile pidevat informatsiooni veetasemetest ning nende muutustest turbas. Selle andmestikku kasutamise võimalikkust näiteks turba veejuhtivusparameetrite arvutamiseks tuleb kindlasti edaspidi lähemalt uurida. Arvestades üldisi looduskaitselisi suundi, on oodata, et selliseid seiresüsteeme tekib tulevikus kindlasti juurde.

Nagu eelnevalt välja toodud, on meetodeid soode hingeelu uurimiseks mitmeid ning potentsiaali nende täienemiseks palju. Senikaua kuni püsib huvi turba kui toorme vastu ühelt poolt ning märgalade ökosüsteemide säilimise vastu teisalt, on vaja jätkata andmete kogumise ja uuringutega, mitte ainult Eestis, vaid kogu maailma soodes. Uuringute läbiviimisel ja märgalade taastamise või turba toorme kasutamise osas otsuste tegemisel tuleb alati meeles pidada, et igal ajal on mitu külge. Eluslooduse mitmekesisus ning inimõjude vähendamine on kindlasti oluline eesmärk, aga me ei tohi ära unustada, et kõik need hüved, mida praegu tarbime, tulevad millegi arvelt. Kui me tahame süüa tomateid ja kurke või tähtpäevadel kinkida oma lähedastele lillebukette, tuleb arvestada, et kaudselt on see seotud ka meie soodega ning nende heaoluga, sest ka meie ekspordime oma turvast Hollandisse, kus seda kasutatakse taimekasvatuses. Senikaua kuni meie käitumisharjumised püsivad, maailma elanikkond kasvab ning paremaid alternatiive taimekasvatuses ei leita,

on huvi turbatoorme järele püsiv. Seejuures, ei ole aga võimalik säilitada turbaalasad neid samal ajal kuivendades ning kaevandades. Samas loodan, et kogudes soodest üha rohkem informatsiooni ning majandades soid mõistlikult ja teaduslikult, on võimalik leida kasutamise ja säilitamise vahel piisav tasakaal. Innovaatiliste lahenduste leidmine uurimismetoodikates, jätkuv informatsiooni kogumine ning nende põhjal otsuste tegemine ei saa olema kindlasti lihtne. Soodega seonduvate probleemide lahendamisel on kindlasti suur roll mängida nii minul kui ka teistel kaasgeoloogidel, täna ja tulevikus.

Mina olen väljakutseteks valmis!

Kasutatud kirjandus

McMillan, T. C., Rau, G. C., Timms, W. A., & Andersen, M. S. (2019). Utilizing the Impact of Earth and Atmospheric Tides on Groundwater Systems: A Review Reveals the Future Potential. *Reviews of Geophysics*, 57(2), 281–315. <https://doi.org/10.1029/2018RG000630>

Mitsch, W.J. ja Gosselink, J.G. 2007. Wetlands. Ed.Hoboken. Wiley & Sons, Inc.

Orru, M., Aarniste, M., Mustonen, E., Hints, O. 2020: Eesti turbauuringute andmebaas. Tallinna Tehnikaülikooli geoloogia instituut. <https://doi.org/10.15152/GEO.487>

Paal, J., & Leibak, E. (2011). Estonian Mires: Inventory of Habitats. Publication of the Project 'Estonian Mires Inventory Completion for Maintaining Biodiversity.' Tartu: Eestimaa Looduse Fond.

Paat, R., Jõelet, A., Kohv, M., Polikarpus, M., 2020. Põlevkivi piirkonna soode rajoneerimine. Aruanne. Tartu Ülikool.

EESTI MAGNETILINE KAART JA ÜKSIKOBJEKTIDE UURINGUD

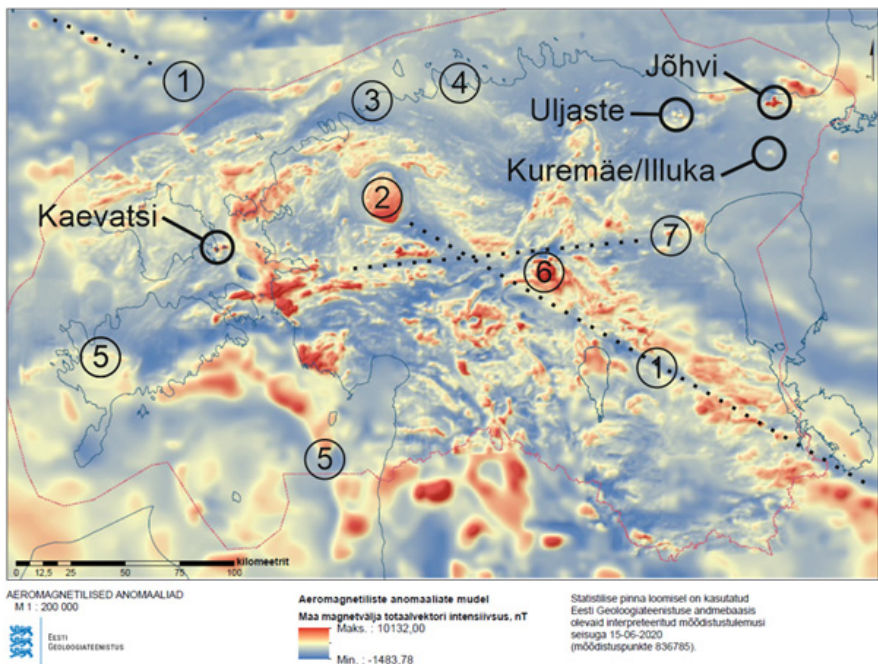
Tiina Harak ja Jüri Plado

Otsene informatsioon Eesti kristalliinse aluskorra ehitusest pärineb sadadest mitmesaja meetri sügavustest puuraukudest. Puuraukude tihedus pindalaühiku kohta on ebaühtlane olles suurem Põhja-Eestis ja oluliselt väiksem Lõuna-Eestis. Lisaks otsesele informatsioonile pakuvad aluskorra ehitusest teavet kaudsed, ennekõike geofüüsikalised meetodid nagu seismomeetria, gravimeetria ning magnetomeetria. Magnetomeetria on neist informatiivseim, sest aluskorrakivimite magnetiseeritus, kui õhust või maapinnalt mõõdetavat magnetvälja mõjutav omadus, sõltub kivimite geneesist. Aluskorral lasuvate nooremate kivimite ja setendite pea olematu magnetiseeritus ei häiri kristalliinsetest kivimitest tulenevat signaali. Magnetomeetria kasuks räägib ka asjaolu, et magnetvälja tugevus on mõõdetav liikumisel. See tähendab, et võrreldes muude geofüüsikaliste meetoditega on magnetvälja mõõtmine kiire ja suhteliselt odav.

Eesti aeromagnetiline informatsioon, mida mõõdeti süstemaatiliselt 1980ndate aastate lõpus (Boiko, 1991; Metlitskaja ja Papko, 1992), oli vaatamata ebaühtlasele lennutihedusele (mõõtkavas 1:25000 kuni 1:200000) oluliseks abiliseks aluskorra geoloogiliste kaartide (näiteks Koistinen, 1994; Koppelmaa, 2002) koostamisel. Aeromagnetilisel kaardil (Joonis 1) paiknevad anomaaliad on erineva tugevuse, lainepikkuse ja ulatusega. Kõige silmatorkavam on Ahvenamaa-Paldiski-Pihkva murranguvööndit tähistav loode-kagu-suunaliselt väljavenitatud positiivsete ja negatiivsete anomaaliate kombinatsioon (#1 joonisel 1). Murranguvööndist põhjasuunas on Põhja-Eesti granuliitse faatsiese kivimeid (Tallinna ja Alutaguse struktuurse vööndi kivimid) iseloomustav magnetväli valdavalt “rahulik”, see tähendab oluliselt ühtlasem kui edelasuunas, kus asuvad Lõuna-Eesti granuliitse faatsiese aluskorrakivimid. Murranguvööndi joonelisust häirib Loode-Eestis ligikaudu 25 kilomeetrise läbimõõduga “silm” (#2), mille vasteks on Märjamaa rabakivi intrusioon. Lisaks Märjamaale on kaardil jälgitavad Naissaare (#3) ja Neeme (#4) rabakivid, Riia massiivi serv (#5) ja Taadikvere intrusioon (#6). Ahvenamaa-Paldiski-Pihkva murranguvööndile sarnane jooneliste anomaaliate

kombinatsioon (Kesk-Eesti murranguvöönd, #7) kulgeb Saaremaalt Peipsi järve põhjarannikule.

Aeromagnetilist informatsiooni on üksikute järgnevalt kirjeldatud objektide (Jõhvi, Uljaste, Kuremäe/Illuka, Kaevatsi) osas viimasel aastakümnel Tartu Ülikooli geoloogia osakonna poolt täpsustatud ning käesolev artikkel annab nendest töödest ülevaate. Maa- ja veepealsete täpsustamiste käigus on kasutatud prooton-magnetomeetreid G-856 ja G-857 (Geometrics) või ferrosond-magnetomeetrit MagDrone R3 (SENSYS GmbH), mille puhul on mõõtmiste asukoht määratud käsi-GPS täpsusega. Magnetvälja ajaliste variatsioonide eemaldamiseks on kasutatud kas uuringualale paigutatud tugijaama või Nurmijärvi (Soome) observatooriumi andmestikku.



Joonis 1. Eesti ja lähieümbruse aeromagnetiline andmestik, mille mõõtmistihedus vastab mõõtkavale 1:200 000. Kaardi koostajaks on Eesti Geoloogiateenistus. Kaardile on märgitud aluskorralstruktuurid, mille poolt põhjustatud magnetvälja on viimastel aastatel TÜ geoloogia osakonna poolt maa- või veepealsetelt mõõdetud. 1 = Ahvenamaa-Paldiski-Pihkva murranguvöönd, 2 = Märjamaa rabakivi, 3 = Naissaare rabakivi, 4 = Neeme rabakivi, 5 = Riia massiivi serv, 6 = Taadikvere intrusioon, 7 = Kesk-Eesti murranguvöönd.

Eesti kõige tugevam magnetanomaalia paikneb **Jõhvis** (Joonis 2). Anomaalia avastati sõjalis-topograafiliste uuringute käigus 1930. aastatel. Puurimiste (aastatel 1935-1937, 1967-1968 ning 2019-2020) tulemusel on teada, et Jõhvi struktuuri leviku piirkonnas on valdavateks kivimiteks graniit, gneiss ja magnetiitkvartsiid. Sealne anomaalia jaguneb kolmeks: põhja-, ida- ja lääneanomaaliaks, neist tugevaim on viimane. Aastal 2019 viidi Jõhvi anomaaliade täpsustamiseks ja puurimise juhendamiseks läbi maapealne magnetvälja tugevuse mõõtmine. Mõõtmiste tulemusel leiti, et anomaaliade maksimumamplituudid on 19 290 nT (lääneanomaalia), 8080 nT (põhjaanomaalia) ning 15 880 nT (idaanomaalia). Suurima pindalaga on idaanomaalia.

Lisaks magnetvälja mõõtmisele uurisid töö tegijad (Plado et al., 2020) 1930. aastatel puuritud südameke (Jõhvi I ja Jõhvi II) magnetilisi omadusi ning mudeldasid Jõhvi anomaaliaid. Leiti, et magnetiitkvartsiididel on suhteliselt suur subvertikaalselt Maa sisemuse suunaline jääkmagnetiseeritus. Suur jääkmagnetiseeritus võib viidata kas magnetiidi üliväikesele (<1 μm) terasuurusele ja/või pürrotiini esinemisele. Seega ei



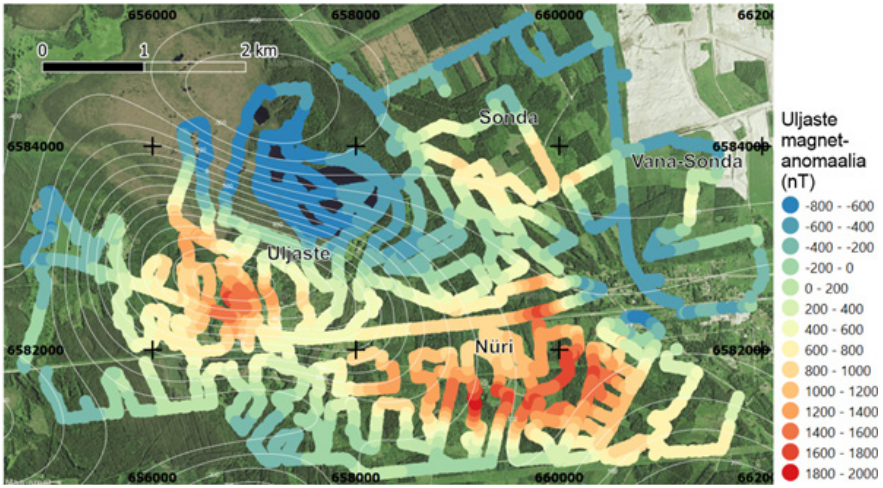
Joonis 2. Jõhvi magnetanomaalia (värvilised jooned) Maa-ameti ortofoto taustal. Valgete joonte abil on toodud aeromagnetilise andmestiku interpretatsioon.

tohiks anomaalia suurt amplituudi võrdsustada maapõues leiduva magnetiidi kogusega.

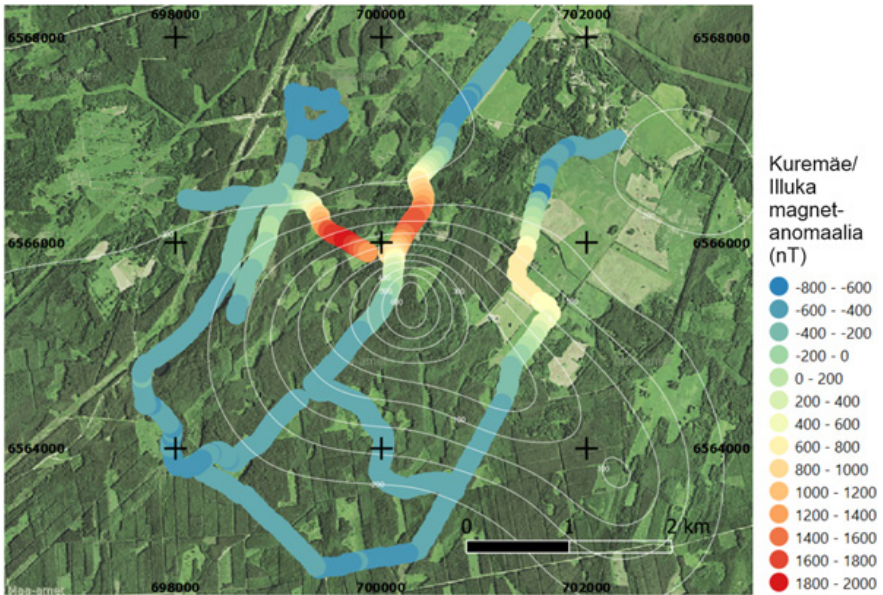
Sonda-Uljaste piirkonnas esineb aeromagnetilise informatsiooni kohaselt üks positiivne anomaalia tugevusega ~1000 nT (Joonis 3), mis piirneb põhjasuunas negatiivse anomaaliaga (~500 nT). Maapealsed mõõdistamised viidi läbi 2019. – 2021. aastal ning nende alusel valmis Annamaria Krulli bakalaureusetöö (2021). Töö tulemusel magnetiliste anomaaliatega pilt täpsustus. Piirkonnas eristus neli anomaaliat, millest suurima amplituudi ja pindalaga on Nüri anomaalia (2100 nT). Amplituudi vähenemise suunas järgnevad Uljaste (1800 nT), Sonda (750 nT) ja Vana-Sonda (400 nT). Nüri, Sonda ja Vana-Sonda anomaalia ei leia aeromagnetilistes andmetes kajastamist tõenäoliselt lennuprofilide liiga suure vahe (2 km) tõttu.

Krull (2021) mõõtis Uljaste anomaalia leviku alal olevast puursüdamikust F188 (puuritud aastal 1975) võetud 19 proovi füüsikalisi omadusi (tihedus, magnetiline vastuvõtlikkus, jääkmagnetiseeritus). Termomagnetilisteks uuringuteks kasutati töös 6 pulbristatud proovi. Puursüdamiku F188 aluskorra osas on valdavateks kivimiteks graniit, kvartsiit, alumogneiss ja pürokseeniit. Kivimitel on ülisuur (>100) Koenigsbergeri suhe, mis tähendab, et anomaaliatega kuju sõltub ennekõike jääkmagnetiseerituse suunast. Kõrget jääkmagnetiseeritust selgitab monoklinaalse pürroitiini esinemine, mis leidis kinnitust termomagnetiliste (Curie temperatuuri) uuringute tulemusel. Mudeldamise (Krull, 2021) alusel on jääkmagnetiseeritus subvertikaalne ja suunatud alla. Henkel (1994) on vihjanud, et pürroitiini jääkmagnetiseeritus on sageli suunatud paralleelselt geoloogiliste struktuuridega. Kui see väide kehtib ka Uljaste-Sonda anomaaliatega puhul siis on seal tegemist subvertikaalsete moondekivimite lasunditega.

2021. aastal viisid Tartu Ülikooli magistriõppe tudengid rakendusliku geofüüsika välipraktikumi raames läbi **Kuremäe/Illuka** anomaalia magnetvälja uuringu. Positiivse anomaalia maksimum selles piirkonnas on 1330 nT (aeromagnetilisel kaardil 600 nT) ning anomaalia piirneb põhjasuunas negatiivse anomaaliaga (Joonis 4). Erinevalt aeromagnetilise anomaalia kaardist näitavad maapealsed mõõtmised anomaalia olulist (~1 km) nihet loode suunas ning ka anomaalia ulatus on oluliselt väiksem. Anomaaliat tekitavate kivimite kohta info puudub, kuid kuna positiivse anomaalia naabriks on põhjapoolne negatiivne anomaalia siis võib arvata, et valdavaks ferromagnetiliseks mineraaliks on magnetiit.



Joonis 3. Sonda-Uljaste magnetanomaalia (värvilised jooned) Maa-ameti ortofoto taustal. Valgete joonte abil on toodud aeromagnetilise andmestiku interpretatsioon.

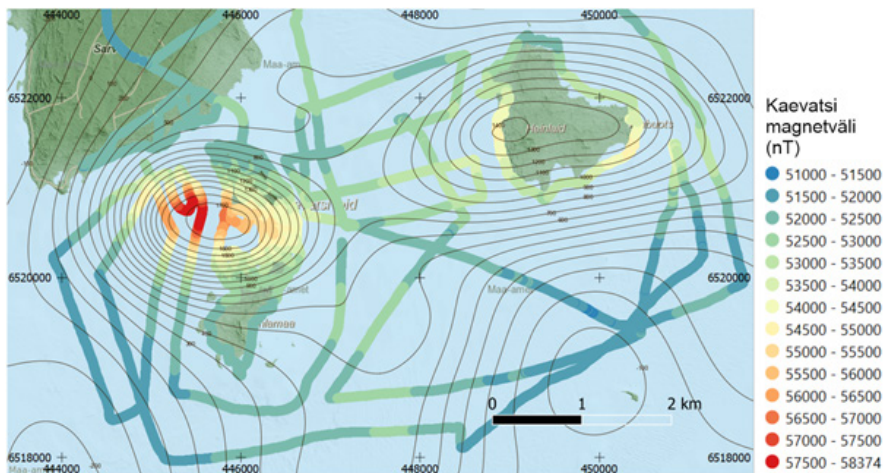


Joonis 4. Kuremäe/Illuka magnetanomaalia (värvilised jooned) Maa-ameti ortofoto taustal. Valgete joonte abil on toodud aeromagnetilise andmestiku interpretatsioon.

Hiiumaa kagu-ranniku lähedal asuva **Kaevatsi** magnetanomaalia mõõtmised tehti koostöös Eesti Geoloogiateenistuse töötajatega (Sten Suuroja, Martin Liira, Anu Veski) käesoleva artikli autorite poolt 2021. aasta juulis. Maapealsed mõõdistamised tehti Heinlaiul, Kaevatsi laiul ning Sarve poolsaare lõunapoolses tipus, merepealsed mõõdistamised tehti Kaevatsi laiul ja Heinlaiu ümbruses (Joonis 5).

Aeromagnetilised mõõtmised on näidanud positiivsete anomaaliade esinemist amplituudiga kuni 1800 nT Kaevatsi laiust läänes ning amplituudiga kuni 1400 nT Heinlaiu lääneosas (Joonis 5). Hiljutiste tööde tulemused näitavad Kaevatsi anomaalia maksimumi nõrka nihet edela suunas. Kaevatsi anomaalia maksimum on 6000 nT. Heinlaiu anomaalia täpsustamiseks on antud uuringu andmetihedus liiga väike. Sarve poolsaarel anomaalia puudus. Seega sarnaneb Kaevatsi anomaalia Jõhvi anomaaliatega, kus võimalikud kaasnevad negatiivsed anomaaliad puuduvad ja (jääk)magnetiseeritus on subvertikaalne. Mihkel Shtokalenko arvutuste kohaselt on Kaevatsi anomaaliat põhjustava keha magnetiseerituse inklinatsioon 80° . Keha horisontaalseks ulatuseks hindavad autorid olenevalt suunast 300-500 m.

Tulevikuvaatena võib öelda, et varasemalt tehtud aeromagnetiline kaardistamine vajab hõredalt kaardistatud (1:200 000) aladel uuendamist ja



Joonis 5. Kaevatsi magnetanomaalia (värvilised jooned) Maa-ameti ortofoto taustal. Tumede joonte abil on toodud aeromagnetilise andmestiku interpretatsioon.

seda tänapäevase praktika kohaselt juba koos aeroelektromagnetomeetrilise ja aeroradiomeetrilise kaardistamisega. Juhul kui soovitakse puurida eesmärgiga anomaaliate põhjustajate teada saamiseks, tuleks täpsustamiseks anomaaliate asukoht enne puurima asumist maapealsete töödega üle kontrollida.

Autorid soovivad tänada kõiki välitöödel osalejaid, Eesti Geoloogiateenistust ning ResTA programmi finantseerijaid.

Kasutatud kirjandus

Boiko, N., 1991. 1988.-1990. a Balti kilbi lõunanõlval aerogeofüüsikalise ekspeditsiooni 33 osa 6 läbi viidud aeromagnetilise uuringu 33/6-16-1/2 tulemused (vene keeles). Geoloogia Valitsus, Leningrad, EGF 4449.

Henkel, H. 1994. Standard diagrams of magnetic properties and density -a tool for understanding magnetic petrology. *Journal of Applied Geophysics*, 32, 43-53.

Koistinen, T. (editor), 1994. Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1 : 1 mill. Geological Survey of Finland, Espoo.

Koppelmaa, H., 2002. Eesti kristalse aluskorra geoloogiline kaart. Mõõtkava 1:400 000. Eesti Geoloogiakeskus.

Krull, A. 2021. Sonda-Uljaste magnetanomaalia geofüüsikalised ja petrofüüsikalised uuringud. Bakalaureusetöö geoloogias, Tartu Ülikool, Loodus- ja täppiseaduste valdkond, Ökoloogia ja maateaduste instituut, Geoloogia osakond, 33 lk.

Metlitskaja, V. ja Papko A., 1992. Aeromagnetiline kaardistamine mõõtkavas 1:25 000, 1:50 000 Eestis ja šelfialadel, mis viidi läbi partei nr 49 poolt 1987-1991. a (vene keeles). Belorusgeoloogija, Minsk, EGF4629.

Plado, J.; Kiik, K.; Jokinen, J. and Soesoo, A. 2020. Magnetic anomaly of the Jõhvi iron ore, northeastern Estonia, controlled by subvertical remanent magnetization. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 69, 189-199.

KAEVANDAMISJÄÄTMETE KASUTAMINE PLASTITÖÖSTUSE TÄITEAINENA

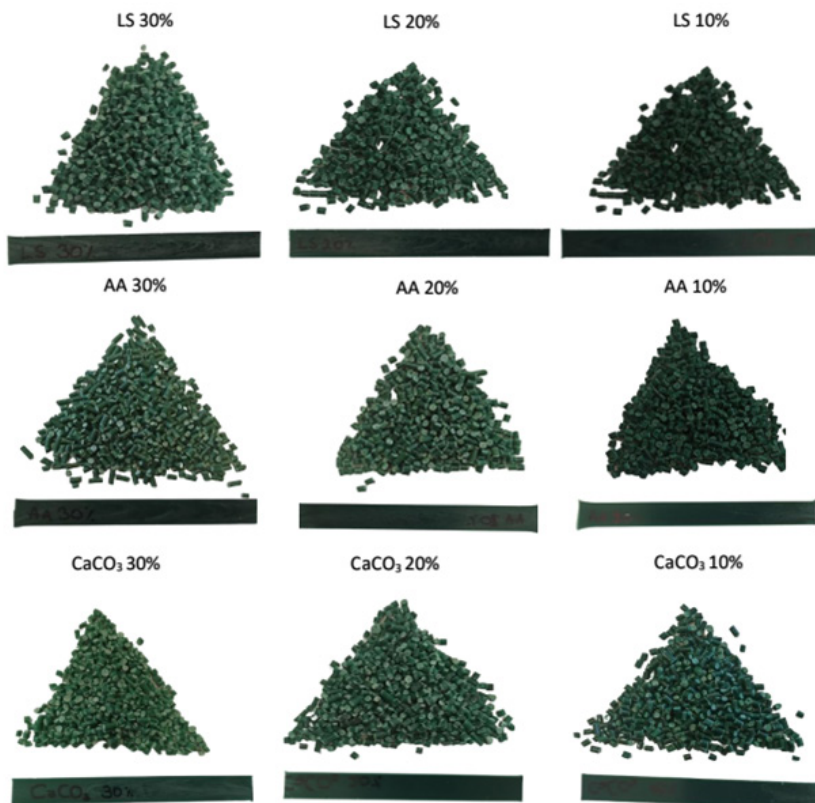
Aleks Strazdin

Maailmas on märkimisväärselt suurenenud kaevandustegevus ja nõudlus maavarade järele. Selle peamiseks põhjuseks on tehnoloogia areng ning majanduse ja rahvastiku kiire kasv (Reichl et al., 2014). Kaevandustegevuse tagajärjel tekib suurtes kogustes nii tahkeid kui ka vedelaid jäätmeid, mida kokkuvõtvalt kutsutakse kaevandamisjäätmeteks. Peaaegu igas maailma riigis on, või on olnud ajaloo vältel, kaevandustööstus ja seetõttu on kaevandusjäätmeid igal pool (Hudson-Edwards et al., 2011). Kaevandamisjäätmetega kaasnevad keskkonnaprobleemid, mis on tingitud jäätmete koostisest olevatest kemikaalidest ja nende leostumisest loodusesse. Probleemideks on veekogude saastumine, maastiku ja reljeefi muutumine, elupaikade hävimine ja kaevandamisjäätmete alla jääva pinnase ülekoormusest tingitud vajumised ja ebastabiilsused (Palmer et al., 2010). Vaatamata Euroopa Liidu liikmesriikide jõupingutustele püüda tekkivaid jäätmekoguseid vähendada, on tahkete mineraaljäätmete kogused Euroopa Liidus iga aasta suurenenud (Tiruta-Barna et al., 2007). Eestis tekkis 2018. aastal ligikaudu 10 miljonit tonni mineraalseid jäätmeid, millest põhiosa moodustasid mäetööstuses tekkinud mineraalsed kaevandamisjäätmed (Eurostat, 2021). Kaevandamisjäätmete ja nende poolt tekitatud keskkonnaprobleemide vähendamiseks tuleb leida uusi alternatiivseid jäätmekäitluse meetodeid, et suurendada jäätmete ringlusesse võttu ja toetada ringmajanduse põhimõtteid.

Üheks võimaluseks kaevandamisjäätmete taaskasutamiseks on nende kasutamine täiteainena plastmaterjalides. Kaevandamisjäätmetest on uuritud näiteks tuha- ja marmorijäätmete sobivust, kuid Eestis tekkiva põlevkivi aheraine ja paekivisõelmete kasutamist plastmaterjali täiteainena lähemalt uuritud ei ole. Eesti ettevõtte Mineralplast OÜ kasutab oma plastmaterjali tootmiseks põlevkivi tuhasta toodetud täiteainet, mida on võimalik kasutada näiteks autotööstuses. Indias on uuritud marmoritööstuses tekkivate mineraalsete jäätmete kasutamist täiteainena plastides ning uuringud on näidanud et täiteaine parandab plastmaterjali

teatud tugevusomadusi (Bakshi et al., 2020).

TalTechis läbiviidud magistritöö eesmärk oli uurida Eestis tekkivate kaevandamisjätmete, põlevkivi aheraine ja paekivisöelmete sobivust plastmaterjali täiteaineks ja võrrelda neid hetkel täiteainena kasutuses oleva puhta kaltsiumkarbonaadiga. Lisaks sooviti töö käigus välja selgitada, millist mõju avaldavad kaevandamisjätmetest tehtud täiteained plastkomposiitmaterjali omadustele ning kuidas erinevad kaevandamisjätmetega valmistatud plastkomposiitmaterjalid, tööstusliku kaltsiumkarbonaadiga valmistatud materjalist? Uuringu läbiviimiseks valmistati kümme erinevat plastkomposiitmaterjali, kasutades kolme erinevat täiteainet kolmes erinevas kontsentratsioonis (joonis 1). Loodud materjalide puhul uuriti nende reoloogilisi, mehaanilisi ja morfoloogilisi omadusi.



Joonis 1. Uuringu käigus loodud plastkomposiitmaterjalid (AA - Aheraine, LS - lubjakivi-söelmed, CaCO₃ – tööstuslikult toodetud täiteaine).

Uuringu tulemused näitasid, et kaevandamisjäätmest tehtud plastkomposiitmaterjalide sulandi voolukiirus ei muutunud madalamaks võrreldes puhta plastmaterjaliga. Tõmbeomaduste osas selgus, et täiteaine kontsentratsiooni suurenedes muutus materjali tõmbetugevus purunemisel ning pikenemine purunemisel madalamaks, kuid tõmbetugevus maksimaalsel jõul oli kõikide materjalide puhul mõõtmisvea piirides võrdne. Uurimuse tulemusel võib järeldada, et kaevandamisjätmete kasutamine plastmaterjalis täiteainena on võimalik ning vajab edasi uurimist. Töö tulemustest võib järeldada, et kaevandamisjätmete kasutamine plastmaterjali täiteainena on perspektiivne ja majanduslikult kasulik. Töös loodud plastkomposiitmaterjalid on tehtud 100% taaskasutatud materjalidest, mis aitab materjali kasutaval tootmisettevõttel muutuda jätkusuutlikumaks. Jätmetest toodetud toore aitab toetada ringmajanduse põhimõtteid ja vähendada plastitööstuse mõju keskkonnale.

Kasutatud kirjandus

- Bakshi, P., Pappu, A., Patidar, R., Gupta, M. K., & Thakur, V. K. (2020). Transforming Marble Waste into High-Performance, Water-Resistant, and Thermally Insulative Hybrid Polymer Composites for Environmental Sustainability. *Polymers*, 12(8), 1781. <https://doi:10.3390/polym12081781>
- Reichl, C., Schatz, M., & Zsak, G. (2014). World mining data. Minerals Production International Organizing Committee for the World Mining Congresses, 32(1).
- Hudson-Edwards, K. A., Jamieson, H. E., & Lottermoser, B. G. (2011). Mine wastes: past, present, future. *Elements*, 7(6), 375-380. <https://doi.org/10.2113/gselements.7.6.375>
- Palmer, M. A., Bernhardt, E. S., Schlesinger, W. H., Eshleman, K. N., Fofoula-Georgiou, E., Hendryx, M. S., ... & Wilcock, P. R. (2010). Mountaintop mining consequences. *Science*, 327(5962), 148-149. <https://doi:10.1126/science.1180543>
- Tiruta-Barna, L., Benetto, E., & Perrodin, Y. (2007). Environmental impact and risk assessment of mineral wastes reuse strategies: Review and critical analysis of approaches and applications. *Resources, Conservation and Recycling*, 50(4), 351-379. <https://doi.org/10.1016/j.resconrec.2007.01.009>
- Eurostat. (2021) Generation of waste by waste category, hazardousness and NACE Rev. 2 activity. https://ec.europa.eu/eurostat/databrowser/view/env_wasgen/default/table?lang=en

FOSFOR LÄÄNEMERE PÕHJASETETES JA SELLE MÕJU KESKKONNASEISUNDILE

Markus Ausmeel Ja Martin Liira

Läänemeri on üks kõige rohkem inimtegevusest mõjutatud meresid maailmas. Poolsuletud, ja järjest halveneva veevahetusega, Läänemeri on riimveeline veekogu, mis on ühendatud Põhjamerega läbi kitsaste Taani väinade. Tegemist on geoloogiliselt noore, madala ja varieeruva merepõhja morfoloogiaga merega. Siinne bioloogiline mitmekesisus on madal – mitmed liigid elavad siin oma taluvuse piiril. Läänemere pindala koos Kattegati ja teiste Taani väinadega on umbes 420 000 km² ning keskmine sügavus vaid 52 m. Seega jääb Läänemeres olev vee maht veidi alla 22 000 km³. Vee hulga poolest on Läänemerega võrreldav näiteks Baikali järv. Läänemere valgala on mere pindalast üle nelja korra suurem (umbes 1,7 miljonit km²), kus elab ca 85 miljonit inimest. Keskkonnamõjude suhtes väga tundlik Läänemere ökosüsteem peab, lisaks keerulistele looduslikele tingimustele, hakkama saama ka inimtegevuste mõjutustega. Kõige tõsisemaks keskkonnaprobleemiks Läänemeres peetakse eutrofeerumist (HELCOM 2015).

Eurofeerumine on protsess, kus veekogu rikastub inimtekkeliste toitainetega: peamiselt fosfori- ja lämmastikuühenditega. Toitainete rohkus toob kaasa fütoplanktoni ja vetikate vohamise ja sellele järgneva lagunemise. See omakorda põhjustab veekvaliteedi halvenemist ja põhjalähedastes veekihtides hapniku vaegust ehk hüpoksiat (hapnikusisaldus <2mg/l). Hüpoksiat on ülemaailmselt kasvav probleem, mille tagajärjel tekivad veekogudes nõ surnud tsoonid (Conley et al. 2009). Võrreldes varasemaga, suurenes 20. sajandi jooksul lämmastiku sissekanne Läänemerre kolm korda ja fosfori sissekanne koguni viis korda. Tänu teadlikkuse tõusule eutrofeerumise kahjulikest tagajärgedest ning meetmete rakendamisele vähenes fosfori heide Läänemerre aastatel 1990 - 2006 45% (HELCOM 2015), kuid veekvaliteet pole siiani paranenud. Arvestades siiani toimunud üldfosfori koormuste vähenemist rannikeveekogumites, on hea keskkonnaseisundi saavutamine võimalik. Paraku ei ole nn hea seisundi saavutamine avamere basseinides siiski lähema 10-15 aasta jooksul veel päriselt saavutatav (seda isegi juhul kui

täidetakse Läänemere merekeskkonna kaitse komisjoni ehk HELCOM poolt seatud eesmärke) (Lips et al. 2020). Selle üheks põhjuseks on varasema ulatusliku toitainete sissekande tagajärjel fosfori akumulereerumine merepõhja setetes, kust see nüüd järk-järgult vette tagasi vabaneb.

Fosfor esineb merepõhja setetes mitmel moel (Tabel 1), aga ainult osa sellest on mobiilne ehk võimeline settest vette tagasi vabanema, ning sellega põhjustama täiendavat eutrofeerumist. Hüpoteesiliselt oleks võimalik, et kogu fosfor on väheliikuv ehk passiivses vormis ja täiendavat eutrofeerumist ei põhjusta. Reeglina on osa fosforist siiski alati mobiilne. Üheks fosfori taasvabanemist soodustavaks teguriks on hüpoksia, mille tulemusel vabaneb fosfor ka ühenditest, mis oksilises keskkonnas on stabiilsed.

Eestis on fosfori mobiilsusega seotud protsesse veel vähe uuritud. Näiteks on leitud, et Ahvenamaa merepõhjasetetes on 25 - 30% kogu fosforist potentsiaalselt mobiilne (Puttonen, 2017).

Tabel 1. Fosfori esinemisvormid settes.

Nõrgalt seotud fosfor (sh poorivees olev fosfor)	Mobiilne
Fe-ühenditega seotud fosfor	Mobiilne
Al-ühendite seotud fosfor	Pasiivne
Ca-ga seotud fosfor (apatiit)	Pasiivne
Orgaaniline fosfor	Osaliselt mobiilne

Fosfori paiknemine merepõhja setetes sõltub ka geoloogilistest ja hüdrooloogilistest tingimustest. Fosfori esinemise piirkonnad jagunevad kaheks: akumulatsiooni- ja erosiooni aladeks, kus nii üldfosfori sisaldused kui ka mobiilse ja passiivse fosfori suhted on erinevad. Akumulatsiooni piirkondades toimub ühtlane ja pidev settimine ja fosfori sisaldused settes on suuremad. Seevastu erosiooni piirkonnad asuvad tavaliselt madalamas vees ja on seetõttu rohkem mõjutatud vee liikumisest ja sette sissekandest. Varasematest Ahvenamaal tehtud uuringutest selgub, et erosiooni piirkondades on ka mobiilse fosfori osakaal settes väiksem (Puttonen 2017).

Andmed fosfori esinemisvormide kohta Eesti merepõhjasetetes on puudulikud. Seetõttu ei saa me adekvaatselt hinnata ka

rannikuveekogumite keskkonnaseisundit ja eutrofeerumise riski. Küll aga on 2016. aastal tehtud geokeemiliste uuringute käigus (Suurjoja, et al. 2016) uuritud Soome lahe põhjasetete üldfosfori sisaldusi. Uuringu tulemused näitasid, et keskmiselt on fosfori sisaldused settetes 1238 mg/kg kohta, kusjuures viimastel aastatel on põhjasetete ülemises kihis toimunud üldfosfori sisalduse tõus enam kui 6% aastas, mille täpsed põhjused pole üheselt selged, kuid on arvatavasti seotud fosfori sissekandega Soome lahe suurematest jõgedest. Kui eeldada, et Soome lahe põhjasetetes sisaldub, sarnaselt Ahvenamaa setetele (Puttonen, 2017) ca 25% ulatuses mobiilset fosforit, võiks järeldada, et Soome lahe setted sisaldavad potentsiaalselt umbes 300 mg mobiilset fosforit iga 1 kg sette kohta.

Selgitamaks Eesti merealade setete fosfori esinemisvorme ning arendamaks meetodikat keskkonna seisundi hindamiseks, viib Eesti Geoloogiateenistus ellu projekti „Merepõhja setete seisundi hindamiseks vajaliku meetodika arendamine ja rakendamine“ (2020 – 2022), mida kaasrahastab Keskkonnainvesteeringute Keskus.

Kasutatud kirjandus

- Conley et al 2009 *Environ. Sci. Technol.* 2009, 43, 10, 3412–3420
- HELCOM, 2015. Updated Fifth Baltic Sea pollution load compilation (PLC-5.5). *Baltic Sea Environment Proceedings* No. 145.
- Lips, U., Iital, A., Laanemets, J., Loigu, E., Pachel, K., Stoicescu, S-T., Väli, G. 2020. RITA1 projekti “Siseveekogude ja mere veenormide vahelised seosed ja võrreldavus” lõpparuanne, Tallinna Tehnikaülikool.
- Suuroja, S., Heinsalu, A., Alliksaar, T., Tõnisson, H., Lips, U., Lepland, A., Kask, A., Petersell, V., Pajusaar, S., Liiv, M., Mikomägi, A., Marzecova, A., Buschmann, F., Erm, A., Nirgi, S., Milvek, H., Karimov, M., Kiipli, T., Kallaste, T., ... K. (2016). Hinnangu andmine merekeskkonna ökosüsteemipõhiseks korraldamiseks Soome lahe merepõhja ja setete näitel (SedGoF) (pp. 1–256). Eesti Geoloogikeskus.
- Puttonen, Irma 2017. Phosphorus in the Sediments of the Northern Baltic Sea Archipelagos—Internal P Loading and Its Impact on Eutrophication. PhD thesis, Åbo Akademi University.

Geoloogia sügiskool toimub Tartu Ülikooli ökoloogia- ja maateaduste doktorikooli abil ASTRA projekti “Per Aspera” toel.



Euroopa Liit
Euroopa
Regionaalarengu Fond



Eesti
tuleviku heaks